GÉOPHYSIQUE

13

## C. BLOT

# VOLCANISME ET SISMICITÉ DANS LES ARCS INSULAIRES

## **PRÉVISION DE CES PHÉNOMÈNES**

ORSTOM - PARIS - 1976

«La science consiste aussi à réfléchir sur ce que l'on fait, non à obéir à des postulats imposés par d'autres.»

> A. Lichnerowicz Professeur de Physique Mathématique au Collège de France

> > A ma mère, A ma femme,

A mes enfants : Françoise, Marie-José, Jean-Pierre, Michel, Bernard.

• La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1°<sup>x</sup> de l'article 40). « Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal. »

© O.R.S.T.O.M. 1976

ISBN 2-7099-0409-8

## PRÉFACE

Louis de BROGLIE de l'Académie Française, Secrétaire Perpétuel de l'Académie des Sciences Prix Nobel

> Extrait du livre : « Sur les Sentiers de la Science » (Editions Albin Michel)

« On a beaucoup parlé, dans ces dernières années, de « cerveaux électroniques », de « machines à penser », et, plus généralement, de dispositifs à la fois mécaniques et électriques qui, dans leur fonctionnement, égalent et même surpassent largement toutes les prouesses du cerveau humain. Ces dispositifs ne parviennent-ils pas à effectuer très exactement et en quelques secondes de difficiles calculs qu'un homme, même exercé, mettrait de longues heures à faire avec un beaucoup plus grand risque d'erreurs ? N'ont-ils pas des « mémoires » plus fidèles et plus sûres que les nôtres ? N'ontils pas une puissance logique, une inflexible rectitude de raisonnement que notre pauvre cerveau, souvent vacillant, ne peut que leur envier ? Cependant, si l'on compare l'activité de notre esprit dans toute sa plénitude, activité qui comprend bien des aspects en dehors de l'exécution des calculs, du développement des syllogismes ou de la conservation des renseignements acquis, on a, me semble-t-il, l'impression très nette qu'en dehors de certaines opérations à caractère automatique, le cerveau humain l'emporte à bien des points de vue sur les machines les plus perfectionnées et détient des possibilités que celles-ci ne possèdent pas. S'il en est bien ainsi, c'est que l'esprit humain contient un genre d'activité dont la machine ne dispose pas. Cette puissance particulière, il est difficile de lui donner un nom précis : suivant les cas, on la nommera sentiment, esprit de finesse, imagination ou intuition. Le terme importe peu, mais il semble bien qu'une réalité profonde se cache sous ces dénominations imprécises.

«Les personnes qui n'ont pas elle-mêmes la pratique des sciences s'imaginent fort souvent qu'elles nous apportent toujours des certitudes absolues : elles se représentent les chercheurs scientifiques comme appuyant leurs déductions sur des faits incontestables et des raisonnements irréfutables et par suite comme s'avançant d'un pas assuré sans aucune possibilité d'erreur ou de retour en arrière. Cependant, le spectacle de la Science actuelle, tout comme l'histoire des Sciences dans le passé, nous prouve qu'il n'en est rien. Non seulement chaque chercheur a ses conceptions personnelles et sa manière propre d'envisager les problèmes, mais en outre la valeur des faits constatés et plus encore leur interprétation sont très fréquemment remises en question : les théories évoluent et souvent même changent radicalement et il y a, dans ce domaine comme dans bien d'autres, des « modes » qui passent et d'autres qui apparaissent. Comment cela serait-il possible si la Science avait des bases uniquement rationnelles ? Il y a là une preuve certaine que, dans le progrès scientifique, interviennent d'autres facteurs que les constatations irréfutables ou les syllogismes rigoureux et cela même dans les sciences qui, par leur précision ou leur apparente simplicité, semblent, comme la Mécanique ou la Physique par exemple, se prêter particulièrement bien à l'emploi des schémas et des raisonnements mathématiques.

« En réalité, à la base de toutes les théories scientifiques qui cherchent à nous offrir une image ou une méthode de prévision des phénomènes, il y a des conceptions ou des représentations, parfois concrètes et parfois abstraites, pour lesquelles chaque chercheur éprouve plus ou moins de sympathie et auxquelles il s'adapte plus ou moins aisément. Cette remarque montre bien l'inévitable intervention dans la recherche scientifique d'éléments individuels dont le caractère n'est pas uniquement rationnel. Et, si l'on examine bien cette question, on s'aperçoit que ces éléments ont précisément une importance capitale pour le progrès des sciences. Je pense, en particulier, à ces facultés si spécifiquement personnelles, si variables même d'un individu à l'autre, que sont l'imagination et l'intuition.

«L'imagination qui permet de se représenter d'un seul coup une portion de la nature physique par une image qui met en évidence certaines de ses articulations, l'intuition qui nous fait deviner soudain par une sorte d'illumination intérieure, qui n'a rien d'analogue au pesant syllogisme, un aspect profond de la réalité, sont des possibilités qui appartiennent en propre à l'esprit humain et qui ont joué et jouent quotidiennement un rôle essentiel dans l'édification de la Science. Assurément, le savant risquerait de s'égarer s'il faisait une place trop large dans ses efforts à l'imagination et à l'intuition : il finirait par renier cette conception de la rationalité de l'Univers qui est le postulat de base de la Science et il en reviendrait peu à peu aux exploitations mythiques qui ont caractérisé la phase préscientifique de la pensée humaine. Néanmoins, l'imagination et l'intuition contenues dans de justes limites restent d'indispensables auxiliaires du savant dans sa marche en avant.

« Sans doute, le postulat de la rationalité de l'Univers, si on l'admettait sans restrictions, conduirait à affirmer qu'en s'appuyant sur des faits bien observés, une suite rigoureuse de raisonnements devrait conduire à une description exacte et totale du monde physique. Mais ce n'est là qu'une conception idéale : la suite de raisonnements dont nous venons de parler ne peut être effectivement construite parce que le monde physique est d'une complexité extrême qui défie notre entendement, parce que nous ne connaissons qu'une partie sans doute restreinte des phénomènes physiques, parce que la rationalité de l'Univers, si elle est vraiment totale, ne pourrait être épuisée que par une raison infiniment plus ample que la nôtre. Il nous faut donc très souvent passer d'un raisonnement à un autre par un acte d'imagination ou d'intuition qui n'est pas lui-même entièrement rationnel.

« Mais, comme les impulsions de l'imagination et de l'intuition sont choses individuelles, les différents chercheurs risquent alors de ne plus suivre exactement la même voie et c'est ce qui explique ces contestations entre spécialistes, ces revirements de la pensée scientifique, qui parfois étonnent si vivement ceux qui y assistent du dehors et qui, jugeant les choses trop superficiellement, s'attendaient à trouver dans la Science des temples plus sereins.

« On ne saurait, cependant, sous-estimer le rôle indispensable de l'imagination et de l'intuition dans la recherche scientifique. En brisant par des bonds irrationnels le cercle rigide où nous enferme le raisonnement déductif, l'induction fondée sur l'imagination et sur l'intuition permet seule les grandes conquêtes de la pensée : elle est à l'origine de tous les véritables progrès de la Science. Et c'est parce que l'esprit humain en est capable qu'il me paraît l'emporter définitivement sur toutes les machines qui calculent mieux que lui, mais qui ne peuvent ni imaginer ni pressentir.

« Mais tout effort d'imagination et d'intuition, précisément parce qu'il est seul vraiment créateur, comporte des risques : libéré des entraves de la déduction rigoureuse, il ne sait jamais exactement où il va, il peut nous égarer ou nous entraîner dans des voies en impasse. Et c'est pourquoi la recherche scientifique, bien que presque constamment guidée par le raisonnement, constitue néanmoins une aventure.

## SOMMAIRE

#### Pages

- 3-4 Préface
  - 7 Abstract
  - 8 Introduction
  - 9 I PROLOGUE

historique des travaux de l'auteur – synthèse corrélations entre les séismes intermédiaires et les éruptions volcaniques – corrélations entre les séismes – test de prévision

- II LES PHÉNOMÈNES SISMIQUES ET VOLCANIQUES
- 26 1. classification des séismes
- 28 2. grandeurs caractéristiques des séismes
- 33 3. les séismes volcaniques
- 35 4. principales caractéristiques des phénomènes volcaniques
- 41 5. grandeurs caractéristiques des éruptions volcaniques

## III SOURCE ET PRÉCISION DES DONNÉES

- 46 1. source des données sismologiques et volcanologiques
- 47 2. précision des données sismologiques
- 47 3. estimation des erreurs
- 51 4. implantation d'un réseau de stations sismologiques dans la région des Nouvelles-Hébrides

#### IV CORRÉLATIONS GÉOGRAPHIQUES ENTRE SÉISMES ET VOLCANS

- 53 1. les arcs insulaires
- 54 2. Les Nouvelles-Hébrides

#### V CORRÉLATIONS TEMPORELLES ENTRE SÉISMES DU MANTEAU SUPÉRIEUR ET ÉRUPTIONS VOLCANIQUES

- 75 1. séismes intermédiaires et éruptions de volcans
- 93 2. séismes profonds et éruptions de volcans
- 100 3. tests statistiques
- 104 4. étude statistique des corrélations en Nouvelle-Zélande (île du Nord)
- 112 5. volcanisme et séismes du manteau supérieur en mer Tyrrhénienne
- 121 6. les éruptions du Taal (Philippines)
  - VI MIGRATION DES SÉISMES
- 126 1. introduction
- 127 2. corrélations séismes intermédiaires séismes normaux
- 130 3. corrélations séismes normaux séismes intermédiaires
- 132 4. corrélations séismes normaux séismes intermédiaires et éruptions volcaniques
- 147 5. corrélations entre séismes profonds
- 153 6. loi de migration des séismes

#### VII PRÉVISION DES ÉRUPTIONS VOLCANIQUES ET DES SÉISMES

- 170 1. tests de prévision des éruptions volcaniques
- 173 2. tests de prévision des séismes

#### VIII RELATIONS ENTRE MAGMAS VOLCANIQUES ET ZONES SISMIQUES DANS LES ARCS INSULAIRES

- 180 1. volcans et plan sismique de Benioff
- 182 2. volcans et arche sismique
- 184 3. type d'éruption et « pseudo-vitesse » de corrélations séismes intermédiaires éruptions volcaniques
- 186 IX FONDEMENTS DE LA LOI DE MIGRATION DES SÉISMES ET DE LEURS CORRÉLATIONS AVEC LES ÉRUPTIONS VOLCANIQUES
- 194 X CONCLUSION

## ABSTRACT

The writer having lived for several years (1957-1965) in the South-West Pacific as chief of geophysical division of the Centre O.R.S.T.O.M., Nouméa, New Caledonia, has had the opportunity to observe at close quarters a typical island arc: the New Hebrides group with its volcanoes in sporadic activity (Gaua, Ambrym, Lopevi, Karua, Yasur) and its earthquakes that are more of less violent and shallow or deep-seated, often felt by the population.

Since 1960, these seisms have in fact been continually recorded by the network of seismic stations that the writer has had established in this region. A study of seismic recordings, locations of earthquake foci, and observation of active volcanoes carried out daily have contributed to the discovery of a time link between seismological and volcanic phenomena.

The first step of this study was reported as early as 1962: in the New Hebrides all intermediate earthquakes of great or moderate magnitude occuring beneath a volcano have been followed by violent or medium-sized eruptions. The ratios between the distance (seismic focus to volcano) and time interval D/t depend on the type of volcano and the nature of its eruptions. They vary from 0.5 to 2 km/day.

Research subsequently carried out on seismicity and volcanism in the New Hebrides archipelago and other island arcs in the world has confirmed these basic correlations between intermediate earthquakes and volcanic eruptions and brought out the fact that there are regular seismic migrations in island arc structures along the sinking lithosphere. There is in each sector of the slab a co-ordinated time link between the tectonic earthquakes at different depths. In the vicinity of volcanoes, eruptions are directly or indirectly connected with these seismic migrations.

Shallow (Normal)  $\rightleftharpoons$  Intermediate  $\rightleftharpoons$  Deep Earthquakes

#### ↓

#### Volcanic Eruptions

The velocity of earthquake migration is variable with the depth:

2.6 km/day at depth 600 km; 0.9 km/day at 200 km; 0.5 km/day at 100 km; 0.15 km/day at 33 km.

To test correlations between earthquakes in the upper mantle and volcanic activities, attempts have been made since 1963 to predict volcanic eruptions in the island arc comprising the New Hebrides, the Solomons and New Zealand. From 1970 to 1973, 20 eruptions were forecast of which 15 took place with an accuracy of  $\pm$  15 days, i.e., an efficiency of 75 per cent. Some successful tests for shallow earthquake prediction have therefore been made.

### **INTRODUCTION**

Sur notre Terre des volcans se réveillent brutalement après de longues périodes de sommeil parfois absolu, quelques uns naissent et forment de nouveaux cratères, d'autres sont en activité quasi permanente avec des périodes alternées de calme et de paroxysme. Les volcans sont associés à deux structures tectoniques principales: les rifts et les arcs insulaires, zones constamment ébranlées par des tremblements de terre.

« La Géologie d'autrefois avait déjà considéré ces phénomènes naturels (séismes et volcans) comme étant simplement des réactions de la matière ignée et fluide de l'intérieur du Globe contre la croûte terrestre consolidée. »

(K. FUCHS, 1878)

Depuis un siècle, les idées sur les mécanismes des tremblements de terre ont évolué grâce aux progrès des techniques sismologiques (localisation plus précise des foyers sismiques, découverte des foyers dans le manteau supérieur, ...) et à l'exploitation des données de plus en plus fournies qui pouvait être faite sans l'observation personnelle et directe des phénomènes. La volcanologie est restée essentiellement science d'observation sur le terrain et son évolution a été plus lente, l'étude *in situ* des volcans actifs étant plus difficiles et souvent inaccessible.

Les géologues-volcanologues et les géophysiciens-sismologues évoluant dans des techniques différentes, le phénomène volcanologique et le phénomène sismique furent éloignés l'un de l'autre. Certains savants se bornaient à constater leur coexistence en des mêmes zones de fracture et d'orogénèse tout en niant le plus souvent toute sorte de corrélation entre séismes et éruptions volcaniques, parce qu'il n'y avait pas simultanéité entre ces deux cataclysmes.

Et pourtant dans les vastes régions des arcs insulaires, les éruptions volcaniques sont en étroite relation avec tous les phénomènes sismiques, comme je vais le démontrer.

## 1 *PROLOGUE*

« La physique terrestre, ne pouvant pas, comme beaucoup d'autres sciences, faire naître les faits, les voir dans leurs circonstances élémentaires, les reproduire à volonté pour en examiner les détails, on conçoit que quiconque veut l'étudier avec quelque chance de succès, doit commencer à se livrer à des recherches rétrospectives qui lui permettent d'accumuler les faits pour pouvoir, de leur discussion comparative, tirer quelques conséquences certaines et pour chercher, non pas encore à fonder des lois, mais seulement à établir les éléments numériques, car souvent avec les lieux, ces phénomènes peuvent varier encore avec les temps.»

> Alexis PERREY (1807-1882) (Cité par Edmond Rothé dans « Le Tremblement de Terre », 1832)

#### 1 Bref historique de mes recherches

Ayant séjourné durant plusieurs années (1957-1965) dans le sud-ouest Pacifique, j'ai eu l'occasion d'observer de près un arc insulaire typique: l'archipel des Nouvelles-Hébrides avec ses volcans en activité sporadique (Ambrym, Lopevi, Karua, Gaua) ou permanente (Yasour, dans l'île Tanna) et ses tremblements de terre plus ou moins violents et profonds, souvent ressentis par la population et dans tous les cas enregistrés en permanence depuis 1960 par le réseau de stations sismologiques installées par mes soins dans cette région.

L'examen des enregistrements des séismes, la localisation de leurs foyers, la surveillance de l'activité des volcans, la réception rapide des informations par des vaccations radio, toutes ces activités étant réalisées quotidiennement, ont contribué à la remarque d'une relation de temps entre les phénomènes sismologiques et volcaniques.

Cette découverte a été signalée dès 1962 (Symposium International de Volcanologie, Tokyo), les conclusions de ce premier rapport étant les suivantes:

- Aux Nouvelles-Hébrides, tous les séismes intermédiaires de grandes magnitudes (7 et plus) situés sous un volcan, ont été suivis d'éruptions violentes de ce volcan; les éruptions modérées ont été précédées de séisme de magnitude moindre;

- l'intervalle de temps séismes intermédiaires - éruptions (quelques mois) dépend pour un même volcan de la profondeur du séisme précurseur (120 à 250 km);

— les rapports distance (foyer sismique à volcan) – intervalle de temps (D/t) dépendent du type du volcan et du caractère de ses éruptions. Ils varient de 0,5 à 2 km/jour.



Dans tous mes travaux et pour toutes les figures présentées, le code ci-dessus a été utilisé pour définir la profondeur et la magnitude des séismes.

Cette corrélation entre le volcanisme et les séismes était vérifiée dans d'autres régions. (C. BLOT et R. PRIAM, 1963.)

Les recherches poursuivies ensuite sur la sismicité et le volcanisme des Nouvelles-Hébrides et des autres régions du globe ont confirmé ces corrélations fondamentales entre séismes intermédiaires et éruptions des volcans, et ont mis en évidence des migrations régulières de séismes dans toutes les structures des arcs insulaires. En effet, sous ces régions, la sismicité se répartit aux différents niveaux: superficiel (ou normal) (0-70 km), intermédiaire (70-300 km) et profond (300-700 km), sur des plaques lithosphériques s'enfonçant dans l'asthénosphère (plan de Benioff).

Il existe dans chaque secteur d'un arc insulaire, une liaison temporelle systématique entre les séismes de différentes profondeurs. Dans les parages des volcans, les éruptions sont directement ou indirectement liées à ces migrations de séismes. (BLOT, 1964.)

Les observations nouvelles et l'état d'avancement de mes travaux ont fait l'objet de communications lors des Assemblées Générales de l'U.G.G.I. (Berkeley: 1963, Zurich: 1967, Moscou: 1971), des Symposia internationaux de Volcanologie (Rome: 1964, Oxford: 1969) qui ont parfois été publiées.

#### 2 Synthèse de mes travaux

Avant d'exposer les très nombreuses données relatives au volcanisme et à la sismicité dans les arcs insulaires, il est sans doute judicieux de présenter une synthèse de mes observations.

Dans les structures d'arc insulaire issues de la cinématique de la tectonique des plaques, deux phénomènes dynamiques sont associés étroitement: les séismes et les éruptions volcaniques.

Si l'association géographique des zones sismiques et volcaniques est connue depuis quelques temps déjà, durant cette dernière décade l'intensification des observations et le perfectionnement des techniques ont permis de préciser cette architecture structurale.

Depuis mes premiers arguments pour une corrélation entre foyers sismiques intermédiaires (100-300 km) et éruptions volcaniques, des auteurs de plus en plus nombreux avancent des preuves d'une origine profonde des magmas:

- chambres magmatiques dans le manteau supérieur,

- corrélation entre les composants chimico-minéralogiques des éjecta et la profondeur des foyers sismiques sous-jacents...

Très récemment, d'autres auteurs reconnaissent des migrations de foyers sismiques analogues à celles que j'ai formulées depuis plus de dix ans.

L'originalité de mes découvertes et de mes travaux concerne deux classes de relations temporelles des phénomènes sismiques et volcanologiques:

1. Corrélation entre séismes intermédiaires et éruptions volcaniques;

		normaux	Γİ	. ₹	<u> </u>
2.	Migration des séismes	intermédiaires		₹	<u>_</u>
		profonds			<u> </u>

dans chacun des niveaux et d'un niveau à l'autre.

#### 2.1 CORRÉLATION ENTRE LES SÉISMES INTERMÉDIAIRES ET LES ÉRUPTIONS VOLCANIQUES CATALOGUE ET PRINCIPE DES CORRÉLATIONS

#### 2.1.1 Eruptions grandioses

En comparant la chronologie des séismes et des éruptions volcaniques depuis 1905 pour chaque secteur des différentes structures arquées du globe, on peut établir un catalogue des séismes intermédiaires précurseurs d'éruptions volcaniques (séismes et volcans étant géographiquement attenants).

Dans cette nomenclature, il s'avère que presque tous les séismes intermédiaires importants survenus sous un volcan ont précédé de quelques mois une éruption de ce volcan. L'énergie des phénomènes est comparable: un violent séisme devance une grande éruption (ou le réveil d'un volcan assoupi depuis quelque temps).



Fig. 2. — Seismes intermédiaires précurseurs du réveil des volcans Zheltovsky et Bezymianny, Kamchatka

Fig. I. — Les deux séismes intermédiaires précurseurs des deux réveils du volcan Lopévi, Nouvelles-Hébrides

Depuis le début de ce siècle, les déterminations des séismes (les plus importants) ont commencé à être assez précises pour être exploitables. Durant ces quelques décades (1905-1973) les cataclysmes n'ont pas été tellement nombreux et, du fait de cette rareté, les corrélations de phénomènes exceptionnels apparaissent assez significatives (leur petit nombre ne pouvant être pris en considération pour un test statistique).

Les quelques exemples suivants illustrent cette proposition: réveils des volcans.

- Lopevi (Nouvelles-Hébrides): 1er novembre 1939 et 10 juillet 1960,

- Zheltovsky (Kamchatka): 11 février 1923, et

- Bezymianny (Kamchatka): 22 octobre 1955.

#### Région: Nouvelles-Hébrides

Le Lopevi (16°30'24" S, 168°20'45" E) est un beau volcan insulaire dressant son cône à 1 447 m d'altitude au-dessus de l'océan au centre de l'archipel des Nouvelles-Hébrides. Des rapports signalent de violentes explosions observées le 9 juin 1864 et des éruptions en 1874, 1893. En 1908, une coulée de lave est descendue jusqu'à la mer.

Le ler novembre 1939, le Lopevi se réveille après trente années de repos. Une coulée de lave sur le flanc nordouest oblige l'évacuation des insulaires.

En avril 1959, j'ai eu l'occasion de faire l'ascension de ce volcan avec Tazieff, Richard et Priam. Le Lopevi était absolument éteint. Le cratère sommital était bouché et rempli de végétation. Seules quelques petites fissures laissaient échapper des fumerolles ténues. Les températures prises dans ces fentes ne dépassaient pas 90 °C.

Le 10 juillet 1960 une faille s'ouvrait brusquement sur le flanc nord-ouest de l'île et explosions de gaz, nuées d'avalanche, coulées à bloc se succédèrent dans les premières heures, puis une émission de coulées de lave lisse accompagnée d'échappement régulier de gaz se poursuivit pendant environ un mois (Rему, 1963). Les natifs furent de nouveau évacués.

De 1910 à 1973, deux séismes intermédiaires (et deux seulement) de forte magnitude ont été détectés à proximité de ce volcan.

1939, 12 août : 02 h 07 mn 27 s 16°3' S 168° SE h = 180 km M = 7,2 (G.R.) 25 s 16º1' 168°3' 150 km (I.S.S.) 1960, 8 mars: 16 h 33 mn 38 s 16°5' S  $168^{\circ}5'$  SE h = 250 km M = 7.5 (C.G.S.) 40 s 16°9' 168°6' 230 km 7.2 (I.S.S.)

Ces séismes ont précédé de 81 jours et 124 jours ces éruptions (fig. 1). Les rapports D/t donnent :

> 1939: 180/81 = 2.22 km/j ou 160/81 = 1.85 km/j1950 : 250/124 = 2.01 km/j ou 230/124 = 1.85 km/j

On constate la remarquable équivalence de ces valeurs de la « pseudo-vitesse » (D/t) des corrélations pour ces deux cas. Une telle coïncidence ne pouvait être fortuite et m'a encouragé à poursuivre plus avant mes investigations.

N.B. — Dans les figures concernant les corrélations entre les phénomènes sismiques et volcaniques, les schémas suivants sont généralement présentés :

— plan de la zone concernée;
 — coupe verticale à travers cette zone (passant par le volcan);

- diagramme temps-profondeur avec :

– en abscisse : les délais (chaque division correspondant à un mois indiqué par sa première lettre),

- en ordonnée : la profondeur en kilomètres (vers le bas).

#### Région : Kamchatka

Parmi les éruptions les plus grandioses des volcans du Kamchatka depuis le début de ce siècle, on peut considérer les réveils:

> du Zheltovsky (51°34', 5 N 157°19', 4 E, alt.: 1 953 m) et du Bezymianny (55°58', 3 N 160°35', 2 E, alt.: 3 085 m).

Après plus d'un siècle d'assoupissement, une violente éruption débuta au Zheltovsky le 11 février 1923: explosions et éjections de gaz brûlant, de cendres.

Le 22 octobre 1955, après 3 semaines d'essaim de séismes de plus en plus nombreux et plus forts, pour la

première fois dans l'histoire, une assez longue éruption du volcan Bezymianny a commencé. Ce volcan est situé au véritable centre du fameux groupe Kliuchevoskaia des volcans du Kamchatka et à l'extrémité de la chaîne volcanique.

L'éruption débuta à 6 h 30 le matin du 22 octobre avec un caractère modéré durant les premiers jours: nuages de cendre et de gaz ne dépassant pas 1 à 2 km. Puis, de jour en jour, l'intensité a cru et des chutes de cendres s'étalèrent jusqu'à 45 km de distance et même 250 km le 13 novembre. L'activité s'atténua à partir de fin novembre jusqu'au 30 mars 1956, date à laquelle une gigantesque explosion se produisit. Cette explosion détruisit complètement le sommet du volcan et modifia la forme et le relief de la montagne. L'altitude du sommet du volcan diminua de 3 085 m à 2 800 m. Le nuage de cendre atteignit une hauteur de 35 km. A cette date, commença l'extrusion d'un dôme endogène dans le nouveau cratère, accompagnée d'explosions plus ou moins fortes.

Ces deux éruptions ont été précédées de séismes intermédiaires importants:

— celui du 4 mars 1922, de magnitude 7, est le seul figurant dans le catalogue de Gutenberg et Richter pour la région du Kamtchatka entre 1912 et 1932;

- celui du 13 février 1955 est le premier séisme intermédiaire déterminé sous le volcan Bezymianny (fig. 2).

Séismes intermédiaires					Corrélations			Eruptions volcans	
	Epicer	entre Date D		$\frac{\mathbf{p}}{\mathbf{p}}$ $\frac{\mathbf{D}}{(\mathbf{p}_{1})}$ $\frac{\mathbf{t}}{(\mathbf{p}_{2})}$ $\frac{\mathbf{D}/\mathbf{t}}{\mathbf{t}}$		D/t	Date	Volcan	
• <i>N</i>	°E	h	M		( <i>KM</i> )	jours)	ĸm/j		
52,5	157	220	7	1922, 4 mars	235	11 m 7 j 345 j	0,68	1923, 11 fév.	Zheltovsky
56,2	160,5	170	6,5	1955, 13 fév.	170	8 m 10 j 250 j	0,68	1955, 22 oct.	Bezymianny

#### TABLEAU DE CORRÉLATION

#### 2.1.2 Eruptions modérées

Ces corrélations sont vérifiées également pour des phénomènes modérés et faibles dont la fréquence est un peu plus grande, mais la période d'exploitation plus courte (1953-1973) étant donné les progrès très récents dans la détermination des foyers sismiques et la surveillance des volcans.

Examions par exemple, le cas du volcan Gaua aux Nouvelles-Hébrides.

Gaua est un vieux volcan insulaire du groupe des îles Banks dans la partie nord de l'archipel des Nouvelles-Hébrides. Le mont Gharat est un petit cône volcanique culminant à 700 m et presque entièrement ceinturé par un lac emplissant l'ancien cratère (altitude: 350 m). On ne retrouve pas d'information sur une quelconque activité dans le passé, jusqu'au 6 juin 1963, date à laquelle des nuages de fumées noires et des chutes de cendres signalèrent une ranimation du volcan.

Depuis, quelques modestes éruptions sporadiques de gaz et cendres sont observées. Ces éruptions sont précédées de 5 à 6 mois par des séismes intermédiaires (h = 170-200 km) de magnitude très modérée (M = 4 1/4-5 3/4). La figure 3 schématise les corrélations entre ces séismes et les activités du mont Gharat → (14°, 25 S, 167° 5 E). Les moyennes des paramètres des 9 corrélations entre ces phénomènes (1963-1971) sont:

- pour les séismes précurseurs:

coordonnées: 14°, 4 S 167°, 4 E profondeur: $h = 181 \text{ km}$ magnitude: $M = 5,0$	$egin{array}{ccc} \pm & 0^{ m o},2 \ \pm & 25 \ \pm & 0,75 \end{array}$
<ul> <li>pour les corrélations séismes-éruptions:</li> </ul>	
délai: $t = 168$ jours	$\pm 23$
« pseudo-vitesse »: $h/t = 1,08 \text{ km/jour}$	$\pm$ 0,28.

L'indétermination de  $\pm 25$  km sur la profondeur des séismes précurseurs entraîne une imprécision de  $\pm 23$  jours dans les délais avec les éruptions volcaniques.





Cet exemple montre l'importance de la précision sur les profondeurs des foyers sismiques pour les recherches d'une loi exacte de corrélation entre séismes et éruptions volcaniques (et des prévisions exactes).

D'autre part, étant donné la répartition apparemment stochastique des 9 éruptions durant les 9 années considérées qui donnerait une distribution moyenne d'une éruption par an, et étant donné le nombre également réduit de tous les séismes intermédiaires déterminés sous ce volcan, le fait de pouvoir relier toutes ces éruptions à ces séismes intermédiaires dans les délais de 168  $\pm$  23 jours est un argument pour la réalité de ces corrélations.

#### 2.1.3 Eruptions avortées

Quelques séismes intermédiaires sous les volcans ne sont pas suivis d'éruption. Nous avons alors affaire à une éruption avortée, l'énergie du phénomène éruptif n'ayant pas été suffisamment grande. La pluralité des stations sismologiques et des observatoires volcanologiques permet de déceler des crises sismo-volcaniques internes du volcan sans manifestation externe si ce n'est une augmentation des fumerolles. Ces crises sismiques témoignent de la montée d'un magma sans extrusion et sont en corrélation avec des séismes intermédiaires dans les mêmes délais que pour une éruption.

Dans ces cas d'éruptions avortées, on observe dans la région du volcan (un à deux ans après un séisme intermédiaire) un violent séisme tectonique, comme si l'énergie n'ayant pu se libérer par le volcan poursuivait son cheminement vers la surface le long du plan de Benioff et se relaxait dans les ruptures de la croûte terrestre.

L'exemple ci-après du volcan Omuro-Yama au Japon, est très probant, aussi est-il exposé en détail.

#### Echec d'une éruption volcanique et ses conséquences: les volcans, Omuro-Yama, Honshy (Japon)

Le groupe des volcans Omuro-Yama ( $34^{\circ}55'$  N,  $139^{\circ}07'$  E) consiste en 6 ou 7 volcans et plusieurs cratères partiellement démolis, répartis en un massif de 8  $\times$  10 km de dimensions (altitude moyenne de 580 m), sis sur la côte est de la péninsule Izu, bordée par la baie de Sagami. Ce groupe volcanique se situe à l'extrémité sud du graben qui coupe le Japon en son milieu, la Fossa Magna.

Il n'y a pas eu d'éruption historique observée, mais des essaims de séismes probablement d'origine volcanique surviennent occasionnellement dans cette région. Ceux de 1870 et 1930 furent les plus intenses.

En 1930, environ 4 880 séismes furent ressentis dans la contrée. Débutant le 13 février, cette crise sismique augmenta progressivement en intensité et en fréquence jusqu'au choc important du 22 mars; après quoi les séismes diminuèrent graduellement en violence et en nombre, mais le 7 mai, ils reprirent de l'activité. En août, le calme était revenu.

Des stations sismologiques temporaires furent installées à Ito et en quatre autres points autour des volcans et devinrent opérationnelles à partir du 6 mars 1930.

Les épicentres des séismes étaient groupés dans un petit secteur situé au nord-est de la chaîne des cratères. Leurs foyers étaient compris dans un volume cylindrique dont la base et le sommet étaient situés à des profondeurs



Fig. 4. — Section schématique du groupe volcanique Omuro-yama, Japon. Crise de séismes volcaniques en février-mars 1930 (d'après Kuno, 1962)

Fig. 5. — Péninsule d'Izu, Japon. Carte des failles du séisme du 26 novembre 1930 au voisinage du groupe volcanique Omuro-Yama

de 7 à 2 km respectivement, l'axe nettement incliné plongeant vers le sud-ouest et en particulier vers l'aplomb central du groupe des volcans. Au début de cette crise, les séismes étaient localisés à plus grande profondeur, mais après le 22 mars, ils émigrèrent vers des profondeurs moindres (entre 4 et 2 km) (fig. 4).

Durant et après cette période, le secteur, y compris la ville d'Itō, a été surélevé progressivement de 100 mm au 10 avril 1930, jusqu'à près de 340 mm au 5 janvier 1933. (KUNO, 1962.)

La plupart des spécialistes sont enclins à considérer cet essaim de séismes comme un genre d'activité ignée, due à l'intrusion d'un magma visqueux dans la croûte terrestre. D'après eux, les crises sismiques telles que celle d'Omuro-Yama, seraient un phénomène intermédiaire entre le phénomène général des tremblements de terre et



Fig. 6. — Corrélation entre séisme du manteau supérieur, la crise de séismes volcaniques d'Omuro-yama et le violent séisme tectonique (1929-1930) dans la péninsule d'Izu, Japon

les phénomènes volcaniques. Si le magma avait pu poursuivre son ascension, il y aurait eu extrusion de ce magma en surface et formation d'un nouveau volcan comme pour le Syōwa-Sinzan ou le Paricutin (MINAKAMI, 1960).

Pour le séisme le plus important de cette crise, celui du 22 mars, le mécanisme du foyer a pu être étudié (KUNITAMI, 1930): il y a un plan nodal orienté nord - nord-est à sud - sud-est avec des compressions dans le quadrant nord-est et des dilatations dans celui nord-ouest. Ceci exclue tout phénomène purement explosif au foyer, mais ce peut être en accord avec le jeu de failles superficielles provoqué par un processus volcanique.

Le 7 novembre 1930, une nouvelle crise sismique eut lieu dans une petite région différente de la précédente. Les épicentres étaient tous concentrés près d'Ukihashi, environ à 10 km au nord-ouest d'Itō. Un violent séisme destructeur survint 18 jours après:

1930, novembre, 25: 19 h 02 mn 47 s  $35^{\circ}$  N  $139^{\circ}$  E h = sup. M = 7,1.

L'épicentre a été déterminé à environ 4 km au nord et légèrement à l'ouest d'Ukihashi. D'après l'analyse des sismogrammes, le premier choc a été suivi en 8 secondes par 3 secousses plus importantes, originaires de différents lieux dans la péninsule Izu. Le principal effet macrosismique a été le jeu de la faille Tana avec un déplacement maximum de 2,4 m et un rejet de 60 cm sur une longueur de 17 km (nord-sud) (fig. 5).

Le tremblement de terre a été ressenti dans tout le Honshu jusqu'à une distance de 500 km et a été suivi de répliques. Il y eu des victimes (259 morts) et des dégâts (2 142 habitations détruites).

Ces essaims de séismes « volcano-tectoniques » de mars 1930 et les tremblements de terre de novembre 1930 ont été précédés quelques mois auparavant par un violent séisme profond.

1929, juin, 02: 21 h 38 mn 34 s 34°, 5 N 137°, 3 E h = 360 km M = 7,1 (le plus fort survenu dans cette région depuis celui du 21 janvier 1906).

La figure 6 montre la corrélation entre ce séisme profond et les séismes volcaniques et tectoniques, corrélation conforme aux lois découvertes. La « pseudo-vitesse » de corrélation est:

$$\frac{D}{t} = 1,5 \text{ km/j pour la crise séismo-volcanique,}$$
$$\frac{D}{t} = 0,7 \text{ km/j pour le séisme tectonique.}$$

Cet exemple illustre la corrélation entre séismes du manteau supérieur et phénomènes volcaniques dans le cas où une éruption n'a pas lieu. Le phénomène tectono-volcanique est arrivé presque jusqu'en surface, mais n'a pu faire céder la dure cuirasse de roches basaltiques de ces volcans éteints depuis longtemps. L'énergie du phénomène prémonitoire étant importante (séisme profond de magnitude 7,1,  $E = 10^{22}$  ergs), les tentatives d'infiltration du magma dans la croûte superficielle terrestre se sont traduites par une multitude de séismes volcano-tectoniques pendant plusieurs mois. La poussée du magma qui ne peut s'échapper soulève le terrain résistant dans la région qui finit par craquer quelque part et libérer l'énergie interne par ce séisme tectonique superficiel de même magnitude 7,1.

Le séisme du 25 novembre 1930 a été remarquable par les phénomènes lumineux qui ont été observés. La majorité des témoins (1 500) rendent compte d'éclairs lumineux (« flashes ») dans le ciel, aperçus à de grandes distances. Il n'y avait pas d'orage dans la région au moment des séismes (TERADA, 1931). Ces phénomènes lumineux peuvent être rapprochés des phénomènes électriques observés lors d'éruptions volcaniques.

#### 2.2 Corrélation entre les séismes

Le classement des séismes dans chacun des secteurs des arcs insulaires fait apparaître une migration entre les foyers sismiques dont la « pseudo-vitesse » est du même ordre de grandeur que celle des corrélations entre séismes intermédiaires et volcan en éruption. Cette « pseudo-vitesse » est proportionnelle à la profondeur où évolue le phénomène le long de la plaque lithosphérique plongeante, les déplacements des séismes se faisant suivant des linéaments correspondant aux contraintes et aux tensions exercées dans la structure arquée. Ces migrations sont ascendantes et descendantes et synchrones dans toute la structure arquée.

Pour illustrer ce phénomène de migration des séismes, revenons dans la région du volcan Gaua aux Nouvelles-Hébrides.

Le tableau I donne la liste chronologiques (1965 à 1970) de tous les séismes notables déterminés dans le secteur du Gaua. Ces séismes sont relevés dans les bulletins des centres internationaux, U.S.C.G.S., B.C.I.S., I.S.C. et figurent tous dans les « résumés annuels d'informations sur les catastrophes naturelles » de J.-P. Rothé, publiés par l'Unesco qui indiquent les séismes intéressants par leurs magnitudes, positions et conséquences.

On constate l'ordonnance suivante dans la sismicité de ce secteur:

1965: séismes crustaux (superficiels)	(h = 10  puis  20  km).
1966: séismes normaux	(h = 37, 45, 56, 47  km).
1967: séismes intermédiaires	(h = 134, 189  km).
1968: séismes profonds	(h = 630  km).
1969: séismes intermédiaires	(h = 205, 185, 167, 132  km).
1970: séismes normaux	(h = 46, 20, 43  km).

#### Tableau I

#### RÉGION: NOUVELLES-HÉBRIDES, ILES BANKS Secteur: Volcan Gaua (14º,25 S - 167º,5 E) Séismes principaux: 1965-1970

Date	Heures	Coorde	onnées	Profondeur	Mag	nitude
	h mn s	° <i>S</i>	°E	h (km)	m	M
1965 mai 20	00 40 10,9	14,6	167,4	10	5,9	7
1965 août 01	20 34 16,8	13,5	165,9	21	5,8	6
1966 mars 08	01 13 42,7	13,9	166,6	37	5,8	6,1
1966 mars 24	08 27 51,4	13,7	166,8	45	5,8	6
1966 avril 09	14 49 23,0	14,1	166,7	56	5,2	6
1966 juin 29	21 46 55,7	13,8	166,7	47	6,1	6,2
1966 déc. 01	04 56 58,4	14,0	167,1	134	6,0	6,7
1967 fév. 07	02 43 36,1	14,3	167,4	189	4,3	
1967 fév. 18	14 22 11,7	14,5	167,4	188	4,5	
1968 janv. 08	03 17 12,6	13,7	171,5	630	5,2	
1968 janv. 08	03 36 50,3	13,6	171,3	631	4,2	
1969 fév. 15	13 49 13,6	13,6	167,2	205	5,4	
1969 fév. 20	00 55 02,3	13,6	167,1	185	4,5	
1969 mars 11	12 06 33,6	14,5	167,5	167	4,3	
1969 avril 16	12 19 40,1	13,6	166,9	132	5,7	
1970 août 10	15 15 19,7	13,9	166,7	46	6,0	6,4
1970 août 11	10 22 20,0	14,1	166,6	20	6,2	7,0
1970 août 12	01 39 36,7	13,9	166,5	43	5,8	6,5

Entre les crises déclenchées par les séismes importants de 1965 et 1970 (magnitude 7), il n'y a pas eu dans ce secteur d'activité sismique superficielle méritant une mention quelconque.

Cette séquence de séismes dont les profondeurs focales augmentent puis diminuent progressivement en un cycle de 5 ans est typique des migrations de séismes observées dans les structures d'arc insulaire. Lorsque la sismicité se développe au niveau intermédiaire et sous un volcan, celui-ci entre en activité peu après (pour Gaua, en 1967 et 1969) au cours d'une phase descendante ou ascendante.

De telles migrations sont observées entre chacun des 3 niveaux

séismes normaux  $\rightleftharpoons$  intermédiaires  $\rightleftharpoons$  profonds

et inversement ainsi que dans chacune de ces couches.

Les figures 7 a et 7 b illustrent cette migration de la sismicité dans le secteur du volcan Gaua entre les années 1965 et 1970.

Sur le diagramme temps-profondeur, les courbes (symétriques) de migration des foyers sismiques, indiquent une loi de variation de la « pseudo-vitesse » en fonction de la profondeur.



#### 2.3 TESTS DE PRÉVISION

La démonstration efficiente de telles corrélations entre les séismes et les éruptions volcaniques découvertes par l'observation des événements passés est de tester ce concept par des prévisions de phénomènes futurs.

Depuis 1963 des tentatives ont été faites avec succès, dont il sera question dans le chapitre consacré à ce sujet. Mais pour confirmer les quelques arguments précédemment exposés, des résultats très récents donneront un aperçu du problème des prévisions et de ses risques.



Fig. 8. — Nouvelle-Zélande: éruption du volcan Ngauruhoe (7 septembre 1973). Exemple d'une prévision réussie

1º Prévision d'éruption du volcan Ngauruhoe (Nouvelle-Zélande)

En février 1973, les bulletins sismologiques du centre international U.S.C.G.S. indiquaient la détermination du séisme intermédiaire suivant:

1973, janvier, 05: 13 h 54 mn 29 s 39°,0 S 175°,2 E h = 150 km m = 6,2.

Ce séisme assez fort était situé en Nouvelle-Zélande, sous l'île du Nord, à proximité du volcan Ngauruhoe. (Dans cette région, deux volcans voisins sont en activité sporadique: le Ruapehu et le Ngauruhoe.)

D'après les observations des phénomènes précédents la « pseudo-vitesse » de corrélation est de 0,70 km/jour.

La distance entre l'hypocentre du séisme et le volcan étant de 158 km, on pouvait prévoir une éruption 225 jours après l'occurrence de ce séisme, soit vers le 15 août 1973, avec une incertitude de  $\pm$  35 jours, pour une erreur possible sur la détermination de la profondeur de  $\pm$  25 km.

Mon collègue John Latter fut avisé de surveiller ce volcan à partir de la mi-juillet 1973. La surveillance du volcan fut renforcée à partir de cette date.

Le 17 août 1973, une crise de séismes volcaniques débutait dans le Ngauruhoe et le 7 septembre, commençait une forte éruption de cendres.

La figure 8 illustre cette corrélation dans l'espace et le temps. En plus du séisme du 5 janvier 1973, les séismes moins importants mais témoins d'une migration ascendante et antérieure à l'éruption, ont été pointés.

#### 2º Prévision d'éruption du volcan Gaua (Nouvelles-Hébrides)

En septembre 1973, un bulletin de prévision d'éruption du volcan Gaua était adressé aux chefs du Geological Survey et du service des Mines des Nouvelles-Hébrides, un séisme intermédiaire de magnitude m = 6,1 étant survenu sous le volcan le:

1973, août, 01: 01 h 31 mn 31 s 14° 3 S 167° 3 E h = 200 km m = 6,1.

D'après les résultats des observations sur les corrélations entre les séismes intermédiaires et les éruptions du volcan Gaua donnés précédemment, le délai moyen entre ces deux phénomènes ayant été de:

168  $\pm$  23 jours

on pouvait s'attendre à une éruption de ce volcan vers le

15 janvier 1974  $\pm$  23 jours

soit entre le 24 décembre 1973 et le 7 février 1974.

Etant données la magnitude du séisme (M = 6,5 dans l'échelle de Richter) et la présence d'un grand lac de cratère, les risques d'une éruption dangereuse ont été envisagés et les autorités administratives ont fait évacuer l'île (environ 450 canaques) le 15 décembre.

Le 28 décembre, une très violente crise sismique secouait la région (2 secousses de magnitude supérieure à 7). Tandis que la sismicité se calmait, le 10 janvier 1974 un nouveau séisme de magnitude 7,5 ébranlait l'île. Peu après une petite éruption de gaz était aperçue.

A partir du 15 janvier, la station sismique installée depuis le mois de décembre sur l'île enregistra une crise de séismes volcaniques typique d'une effervescence magmatique à faible profondeur. Cette crise se poursuivit avec des périodes d'activité et de calme pendant plusieurs semaines avec des manifestations gazeuses du Mont Gharat, mais le cratère ne se déboucha pas. A la fin du mois de février, la population a pu regagner les villages de l'île Gaua.

L'énergie interne ascendante issue du séisme du l<sup>er</sup> août 1973 n'a probablement pas été suffisante pour déboucher la cheminée du cratère et l'intrusion du magma dans les fractures internes sous le volcan a dû provoquer cette importante crise sismo-volcanique. L'éruption a été avortée et peut-être remise à plus tard, quand un nouveau processus interne se déclenchera.

3º Prévision d'une éruption du volcan Etna (Sicile)

Un séisme médian (intermédiaire - profond) avait été détecté sous la mer Tyrrhénienne le:

1971, août, 21: 03 h 59 mn 05 s 39,6° N 12,9° E h = 487 km  $\pm$  4 m = 4,3.

En 1955, il y avait eu un autre séisme identique:

1955, février, 17: 19 h 31 mn 33 s 39,7° 13,3° h = 458 km  $\pm$  4 m = 5,2

qui avait été en corrélation avec une importante éruption de l'Etna en mai 1957.

Le calcul du rapport D/t avait donné pour la corrélation 1955-1957:





a) Plan des foyers sismiques.

b) Coupe verticale montrant les foyers sismiques le long de la plaque lithosphérique plongeante.

A partir du séisme du 21 août 1971, et de ses paramètres:

h = 487 km  $d = 2,5^{\circ}$  D = 555 km

23



Fig. 10. - Arc Sicile-Calabre: Corrélation géographique entre séismes et volcans. Section verticale

#### le délai suivant a été calculé pour une prochaine et éventuelle éruption de l'Etna qui aurait lieu

t = 555/0,62 = 895 jours

après la date du séisme, soit le 1er février 1974.

L'Etna est entré en éruption le 30 janvier 1974 et l'éruption fut excentrique du même type que celle de 1957. L'erreur dans les déterminations des profondeurs de ces séismes étant faible ( $\pm$  4 km), la prévision a pu être faite avec une bonne précision.

Ce raccourci de près de quinze années de recherches, de quelques dizaines de milliers de séismes examinés (il y a actuellement un peu plus de 4 500 épicentres déterminés par an), a permis, je le pense, de situer le sujet de ma thèse:

« Des corrélations temporelles sont observées entre phénomènes sismiques et volcaniques déjà associés géographiquement dans les structures typiques telles que les arcs insulaires. »

Une étude statistique globale par ordinateur sur cette interdépendance a été entreprise en 1968, à l'International Seismological Centre d'Edinburgh, sous le patronage du professeur P. L. WILLMORE et mené à terme par J. LATTER (1970).

Je me suis efforcé de mon côté, d'examiner singulièrement chaque région, chaque secteur, chaque séisme, chaque volcan, afin de discerner les raisons des échecs de ces corrélations dans les cas rejetés par l'ordinateur. J'ai été conduit ainsi à remarquer ces migrations ascendantes et descendantes de séismes qui associent directement et indirectement toute la sismicité des arcs insulaires aux manifestations volcaniques.

Depuis 1905, les phénomènes sismiques et volcaniques (du moins parmi ceux assez considérables) n'ont pas tous été déterminés et catalogués. Ces lacunes (pourcentage non négligeable des rejets de l'ordinateur) ont souvent été comblées par l'adjonction d'un maillon manquant de cette chaîne ininterrompue que forment les migrations de séismes et les éruptions volcaniques consécutives (manifestées ou avortées).

Si l'on ne peut encore saisir les causes exactes de ces phénomènes de corrélation, du moins depuis la formulation de cette hypothèse, les preuves accumulées et les connaissances actuelles dont il va être question dans les chapitres suivants, convergent pour en démontrer la réalité.

Mais avant, faisons connaissance avec le phénomène sismique et le phénomène volcanique.

2

## LES PHÉNOMÈNES SISMIQUES ET VOLCANIQUES

« A une époque quelconque de l'évolution d'une science, la classification et la nomenclature des phénomènes dont elle s'occupe doivent refléter l'état des connaissances acquises par l'observation, en faisant la plus petite possible la part de l'interprétation et de l'hypothèse. »

DE MONTESSUS DE BALLORE (La Géologie sismologique)

#### 1 Classification des séismes

Les séismes peuvent être classés suivant différents critères parmi lesquels: le processus, la classe ou grandeur, la profondeur, l'origine.

#### 1.1 LE PROCESSUS

Les phénomènes sismiques peuvent être isolés ou procéder par groupement séquentiel avec des secousses :

- Prémonitoires, précédant le ou les séismes,
- Principaux (majeurs) suivis par un nombre plus ou moins grand de
- Répliques.

Les crises sismiques (qui peuvent durcr plusicurs mois) se déclenchent et évoluent suivant les séquences; Séismes: Principal – Répliques,

ou Prémonitoires - Principal - Répliques.

Les essais de séismes consistent en de nombreux chocs d'à peu près la même grandeur sans séisme majeur.

#### 1.2 LA CLASSE OU GRANDEUR

Cette ordonnance est établie en fonction de la grandeur des séismes définis par la magnitude de l'énergie libérée (voir plus loin). Elle ne tient pas compte des dégâts occasionnés en surface.

Classe	Grandeur	Magnitude (M)	Energie (E ergs)
a b	très fort } grand	8,7-7,8 7,7-7,0	$\frac{10^{25}  10^{23}}{10^{23}  10^{22}}$
c	assez fort	6,9-6,0	10 <sup>22</sup> -10 <sup>20</sup>
d	modéré moyen	5,9-5,3	10 <sup>20</sup> -10 <sup>18</sup>
e	faible	5,2-4,5	10 <sup>18</sup> -10 <sup>16</sup>
f	minime petit	4,4-	10 <sup>16</sup>

#### 1.3 LA PROFONDEUR

Les foyers sismiques dans certaines structures, existent jusqu'à une profondeur de 725 km. Les séismes sont classés dans les niveaux suivants:

Classification des séismes	Profondeur (h km)	Milieu structural		
_	0	<i>Lithosphère:</i> écorce terrestre croûte	SIAL	
Superficiels (crustaux)	(20)	couches basaltique basaltique	Discontinuité de Conrad	
Normaux	33 65	Moho Pyrosphère: manteau Asthenocrahère — manteau supérieur	Discontinuité de Mohorovicie	
Intermédiaires Profonds	300	Asinenosphere – maneau superiou	SIMA	
	725 (1 000) 2 900	Mésosphère = manteau inférieur Barysphère Novau	Discontinuité de Gutenberg NIFE	
	5 120 6 356 6 378	Graine Centre du Globe: rayon polaire rayon équatorial	Discontinuité de Lehman	

TABLEAU II

Dans ce travail, un code avec des symboles pour chaque tranche de 30 km a été adopté pour illustrer les cartes, coupes et diagrammes de sismicité (voir p. 8).

#### 1.4 L'ORIGINE

Les séismes peuvent être classés d'après leur origine en:

Chocs:

naturels — tectoniques  $\pm$  profonds

- volcaniques
- coups de toits (dans les mines)
- impacts (chutes de météorites) en surface
- glissements de terrains
- artificiels explosions sous-terraines, en surface, aeriennes
  - ruptures de barrages
  - bang des avions supersoniques

#### Perturbations:

 $\pm$  continues naturelles — agitation microséismique (due à l'agitation de la mer, liée aux perturbations atmosphériques)

— vibrations volcaniques

artificielles -- bruit de rond des trafics urbains.

Dans les chocs naturels, il faut signaler que certains séismes intermédiaires et profonds pourraient, d'après quelques auteurs, avoir pour origine une brusque variation de volume d'un matériau sous l'effet des très hautes pressions et températures avec, probablement, changements de phase.

#### 2 Grandeurs caractéristiques des séismes

#### 2.1 INTENSITÉ

La violence, ou « intensité » de la secousse provoquée par un séisme est déterminée par les conditions dans lesquelles la secousse a été ressentie par la population, par l'importance des dégâts causés aux constructions, par la nature de toute déformation visible sur la surface de la terre. Cette intensité se mesure d'après des *échelles* arbitrairement établies.

Plusieurs échelles d'intensité différentes ont été proposées et ont subi de nombreux remaniements, la plus importante ayant été faite par MERCALLI en 1902. Afin de différencier avec plus de précision les intensités sismiques, il proposa une échelle à douze divisions qui, légèrement améliorée par la suite, fut adoptée comme base de l'échelle internationale d'intensité.

Il faut rappeler que l'intensité n'est pas une mesure de grandeur du séisme, mais le degré selon lequel il a été observé et a causé des dégâts. Pour cette raison, il est difficile, souvent même impossible, d'attribuer des valeurs d'intensité aux séismes qui se produisent dans les régions inhabitées ou en mer.

L'intensité dans la région la plus violemment ébranlée par le séisme est souvent désignée comme l'intensité du séisme même.

Les cartes montrant les aires dans lesquelles les intensités sont de degrés variés sont appelées cartes isoséismales et les lignes séparant les surfaces d'intensité de degré différent sont les *lignes isoséistes*.

Les dégâts occasionnés par un tremblement de terre, donc l'intensité de celui-ci dépendent, en dehors de la qualité des constructions, de la structure du sous-sol et de la nature du terrain environnant. Les déformations structurales, par exemple, sont plus importantes sur un sol meuble que sur des roches solides.

La perception d'un séisme, son intensité, dépend de la distance et de la profondeur de l'hypocentre par rapport au lieu d'observation, à quantité d'énergie libérée égale.

L'intensité d'un séisme, évaluation essentiellement qualitative n'est donc pas une mesure fidèle du phénomène bien qu'elle soit tout de même liée à son importance.

Les ébranlements du sol qui sont ressentis et provoquent des dégâts lors d'un séisme sont dus au passage des ondes élastiques émises à partir du foyer sismique. Ces ondes sont caractérisées par leur fréquence, leur longueur d'onde et leur amplitude.

La vitesse conjuguée à la variation d'amplitude de ces ondes provoque des accélérations du sol, causes des dégâts subis par les constructions.

En 1904, CANCANI suggéra que les degrés de l'échelle Mercalli devaient être en relation avec l'accélération maximale observée au même point pendant le séisme, donnant ainsi une signification un peu plus quantitative à cette échelle.

Quand l'accélération du sol excède celle de la pesanteur, les dégâts commencent à devenir très importants.

Cette accélération est évaluée en examinant les conditions de déplacement et de renversement des murs, cheminées, statues, objets divers...

En 1942, GUTENBERG et RICHTER ont donné la relation empirique suivante:

$$\log a = \frac{1}{3} - \frac{1}{2}$$
 ou I<sup>o</sup> = 3 (log a + 0,5)

a: accélération en cm/s<sup>2</sup>.

En 1956, HERSBERGER corrigea cette formule:

$$I = \frac{7}{3} \left( \log a + \frac{9}{10} \right)$$

Les sismographes permettent l'enregistrement et donc la mesure de ces accélérations, d'où l'idée d'un critère instrumental pour définir la puissance d'un séisme: *la magnitude*.

#### 2.2 MAGNITUDE

RICHTER (1935) a établi une échelle de magnitude (terme choisi par analogie avec celui utilisé en Astronomie pour caractériser la grandeur d'une étoile) afin de comparer les énergies libérées au cours des tremblements de terre en Californie du Sud et dans les régions voisines.

Dans la définition de Richter, la magnitude est une grandeur liée à l'inscription d'un instrument déterminé (de référence, ou étalon). C'est le logarithme de la plus grande amplitude mesurée en microns (0,001 mm) enregistrée par un sismographe à torsion de type standard Wood-Anderson situé à 100 km de l'épicentre du séisme.

Si on sait comment varie l'amplitude maximum en fonction de la distance, on peut déterminer les magnitudes des tremblements de terre à différentes distances.

Une telle détermination est complexe à cause de la diversité des influences qui entre en jeu: la distance, le mécanisme de production du foyer et la constitution géologique à son voisinage qui peuvent conduire à une répartition azimutale de l'énergie, la profondeur hypocentrale, le sous-sol de la station d'enregistrement, le chemin parcouru par l'onde.

B. GUTENBERG (1945) a proposé l'équation fondamentale suivante:

$$\mathbf{M} = \log \mathbf{A} - \log \mathbf{B} + \mathbf{C} + \mathbf{D}$$

M est la magnitude.

A est la composante horizontale du mouvement du sol exprimée en microns et se rapportant aux ondes superficielles d'une période de 20 secondes environ.

B est une fonction qui dépend de la distance épicentrale.

C est un coefficient constant caractéristique pour une station déterminée.

D est un coefficient qui caractérise chaque séisme.

Ainsi pour chaque observatoire, il y a une équation numérique différente pour le calcul de la magnitude des séismes, équation déterminée empiriquement et valable dans un certain intervalle de distances seulement.

E. PETERSCHMITT (1950) a déterminé l'équation suivante pour la station de Strasbourg:

$$M = \log A + 1,62 \log \Delta^{\circ} + 1,97 + D$$

BATH (1967) a proposé une formule internationale:

$$\mathrm{M} = \log\left(rac{\mathrm{A}}{\mathrm{T}}
ight) + 1,66\log\Delta + 3,30.$$

Dans le cas des séismes à foyer profond, les enregistrements ne présentent pas d'ondes de surface ayant des périodes voisines de 20 s et des amplitudes mesurables. Les oscillations enregistrées sont apparemment dues aux ondes de volume: ondes longitudinales P et transversalles S.

Pour évaluer la magnitude de ces séismes profonds le procédé adopté a été de déterminer la variation d'amplitude des ondes P, S... avec la distance pour les séismes superficiels dont les magnitudes ont été déterminées à partir des ondes de surface.

La magnitude m déterminée à partir des ondes de volume et la magnitude M déterminée à partir des ondes de surface, sont en relation linéaire:

$$m = 2,5 + 0,63 M$$
 ou  $M = 1,59 m - 3,97$ .

29

D'après ces formules:

$$m = M = 6,75$$
 au-dessus de 6,75 M > m,  
au-dessous de 6,75 M < m.

Par suite des influences tectoniques et géologiques sur l'émission, la propagation et la réception des ondes sismiques précédemment citées, les taux d'amortissements de ces deux types d'ondes (de volume et de surface) sont différents.

Ainsi, les valeurs de magnitude calculées en différents observatoires ou provenant du même observatoire, mais calculées d'après des enregistrements provenant d'appareils différents, ou encore calculées d'après certaines phases des sismogrammes (ondes de volume ou surface) peuvent différer.

Il convient de faire donc très attention en comparant les magnitudes et de s'assurer qu'elles ont été calculées de la même manière et d'après des données semblables. En effet, les méthodes de calcul de la magnitude restent imprécises et les valeurs publiées dans les bulletins des stations varient souvent beaucoup pour un même séisme.

Dans ce travail, il est fait référence (autant que faire se peut) à la magnitude « m » calculée par le U.S. Coast and Geodetic Survey (U.S.C.G.S.) à partir des amplitudes des ondes de volume mesurées dans diverses stations et, d'autre part, à la magnitude « M » rapportée à l'échelle de Richter (station de Pasadena, Californie), déterminée généralement à partir de l'amplitude des ondes superficielles.

Dans l'intervalle 5,5 à 6,5, la magnitude M est en moyenne, supérieure d'environ 0,4 unité à la magnitude m. Cet écart est variable suivant les régions considérées et croît notablement pour les magnitudes plus élevées (ROTHÉ, 1969...) (fig. 11).



Fig. 11. — Correspondance entre les magnitudes M et m pour les séismes de la région des Nouvelles-Hébrides (1964-1973)

2.3 Energie

L'énergie totale libérée au cours d'un séisme est la somme de plusieurs énergies:

Et = Ef + Ei.

Ef: Energie libérée dans la région du foyer.

Ei: Energie instrumentale.

L'énergie Ef échappe à la mesure et à l'évaluation; elle comprend en particulier l'ensemble des phénomènes non élastiques: rupture des matériaux, frottement aux failles, chaleur, changement de phases...

L'énergie Ei nous est accessible grâce aux sismographes qui enregistrent l'énergie d'un séisme rayonnée en ondes élastiques.

L'énergie dans une série de n ondes élastiques de période  $T_o$  donnée est proportionnelle au carré de l'amplitude  $A_o$ , d'où la possibilité de déterminer l'énergie (instrumentale) d'un séisme en fonction de la magnitude de ce séisme.

Les principales formules utilisées sont:

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

B. GUTENBERG and C. F. RICHTER: Seismicity of the Earth (1954).

$$\log E = 11.4 + 1.5 M$$

à partir des ondes de surface, J. P. ROTHÉ: La séismicité du Globe (1953-1965).

A partir des ondes de volume:

$$\log E = 5.8 + 2.4 \text{ m}.$$

Dans la figure 12, les droites représentatives des équations précédentes permet de déduire la valeur de l'énergie en fonction des magnitudes M et m et inversement.

Les expériences d'enregistrement à proximité des explosions souterraines suggèrent que l'énergie sismique rayonnée est de l'ordre de 100 fois moindre que l'énergie totale d'un séisme (et les études d'amplitudes des ondes sismiques développées à partir des charges profondes semble confirmer que ce facteur est du vrai ordre de grandeur).

#### TABLEAU III

#### ÉNERGIE ET MAGNITUDE DE SÉISMES CATASTROPHIQUES

Date		Lieu	Energie (E ergs)	Magnitude (M)	Morts
1755 nov.	01	Lisbonne (Portugal)	$\begin{array}{c} 1,7 \cdot 10^{25} \\ 1,6 \cdot 10^{24} \\ 5,7 \cdot 10^{23} \\ 4,0 \cdot 10^{23} \\ 2,5 \cdot 10^{23} \\ 1,3 \cdot 10^{23} \\ 6,0 \cdot 10^{24} \\ 4,4 \cdot 10^{22} \\ 8,5 \cdot 10^{24} \\ 2,0 \cdot 10^{23} \end{array}$	9	60 000
1906 avril	18	San Francisco (Californie)		8,3	700
1908 déc.	28	Messine (Sicile)		7,5	82 000
1920 déc.	16	Kansu (Chine)		8,6	180.000
1923 sept.	01	Kwanto (Japon)		8,2	99 331
1927 mars	07	Tango (Japon)		8,0	3.017
1929 juin	17	West Nelson (Nouvelle-Zélande)		7,8	17
1933 mars	02	Sanriku (Japon)		8,7	2.986
1935 mai	30	Quetta (Balouchistan)		7,5	30 000
1939 janv.	25	Conception (Chili)		8,3	25 000
1939 déc.	26	Conception (Turquie)		8,0	25 000
1943 sept.	10	Tottori (Japon)	$\begin{array}{c} 3,0 & . & 10^{22} \\ 1,8 & . & 10^{22} \\ 5,8 & . & 10^{24} \\ 2,0 & . & 10^{20} \\ 8,0 & . & 10^{23} \\ 1,5 & . & 10^{23} \end{array}$	7,4	1 190
1948 juin	28	Fukui (Japon)		7,3	5 386
1950 août	15	Assan (Tibet)		8,7	1 526
1960 fév.	29	Agadir (Maroc)		5,9	12-15 000
1960 mai	21	Valdivia (Chili)		8,3	5-10 000
1970 mai	31	Ancash (Pérou)		7,8	54 000

#### 2.4 Fréquence des séismes

La sismicité d'une région peut être caractérisée par le nombre total des séismes survenus durant une période donnée ou par l'énergie totale de ces séismes.



Fig. 12. — Equivalence de l'Energie et des Magnitudes des séismes

Fig. 13. — Durée de la période des répliques en fonction de l'énergie du séisme primaire (d'après Aver'yanova, 1968)

M: magnitude déterminée à partir des ondes de surface m : magnitude déterminée à partir des ondes de volume.

#### Cependant,

- le nombre représente principalement les chocs les plus faibles,

- l'énergie représente principalement les chocs les plus forts.

« L'activité sismique » — le nombre de séismes d'une énergie donnée — est plus représentative, mais seulement en moyenne, pour des grandes périodes de temps.

En pratique, la sismicité d'une région est définie par le nombre de séismes survenant dans cette région durant une certaine période et la magnitude de ces séismes.

Le nombre de séismes de magnitude comprise entre M et M + dM ayant lieu dans une région donnée durant un laps de temps défini est exprimé par la formule statistique de Gutenberg-Richter (1944) :

$$\log n (M) dM = (a - bM) dM$$
(1)

Cette formule est équivalente à la formule d'Ishimoto-Richter (1939) utilisée pour les séismes volcaniques:

$$n (A) dA = k A^{-\mu} dA$$
<sup>(2)</sup>

qui représente le nombre de séismes enregistré par une certaine station sismographique avec une amplitude maximale comprise entre A et A + dA, le coefficient b dans (1) étant relié à l'exposant  $\mu$  dans (2) par:

$$\mathbf{b} = \boldsymbol{\mu} - \mathbf{1} \tag{3}$$

En intégrant l'équation (1), on obtient :

$$\log N (M) = a' - b M$$
<sup>(4)</sup>

$$a' = a - \log(b \ln 10)$$
 (5)

où N (M) est la fréquence cumulée des séismes de magnitude M et plus.

Formule de Gutenberg-Richter (1954):

		$\log N = a + b (8 - M)$	)	(N = fréquence annuelle)
Pour les séismes	superficiels :	$a=$ 0,48 $\pm$ 0,02	$b = 0,90 \pm 0,02$	
»	intermédiaires :	$a = -1,2 \pm 0,2$	$b=$ 1,2 $\pm$ 0,2	
»	profonds :	$a = -1,9 \pm 0,2$	$b = 1,2 \pm 0,2$	

#### CAS DES RÉPLIQUES

Dans le cas des répliques d'un séisme, la fréquence des répliques n (t) à l'instant t après un important séisme est exprimée par l'équation :

$$n(t) = \frac{A}{t+c}$$
 ou  $n(t) = n_1 \times t^{-p}$ 

A, c, p = constantes

n = nombre de séismes par jour (au-dessus d'une certaine magnitude)

 $n_1 = taux$  d'occurence un jour après le début de la séquence

t = temps après le choc principal (en jours).

L'activité des répliques décroît hyperboliquement avec le temps. Les observatoires sismiques des répliques succédant à des séismes d'intensité variée révèlent l'allure différente du processus dans diverses régions du globe sismiquement actives. Il dépend apparemment de la nature des processus bathyséismiques. Cependant, dans une région sismique isolée, il est possible de déterminer les règles statistiques moyennes gouvernant les manifestations des répliques en relation avec l'intensité du séisme primaire.

La durée des répliques peut être limitée à la période durant laquelle la succession des secousses suivant un violent séisme obéit à ces règles, principalement reliées à leurs distributions spatiale, chronologique et énergétique.

Pour les séismes des Kouriles, Kamchatka, en analysant la distribution statistique moyenne des répliques, on trouve une relation entre la durée d'évolution des répliques et l'énergie du séisme primaire (Aver'Yanova V, N, 1968).

$$\log t a = (1.14 + 0.15) \ 10^{-5} E^{(0.224 \pm 0.012)}$$
 jours

La relation montre que tandis que la magnitude du séisme primaire varie de 6 à 8,5, la durée de la période des répliques augmente, en moyenne, de 12 heures à environ 2000 jours (5 ans 1/2) (fig. 13).

Dans les études de sismicité d'une région, il est ainsi souvent difficile de dissocier un séisme intrinsèque d'une séquence de répliques qui peut durer plusieurs mois, voire quelques années.

La chronologie de tous les séismes d'une région peut paraître surabondante (surtout à présent où les moindres tremblements de terre sont décelés et déterminés), mais une fois le regroupement des phénomènes effectués, la sismicité est alors très réduite et les corrélations entre les diverses manifestations sismiques et volcaniques deviennent moins ambiguës.

Le volume de la région perturbée par un violent séisme et la séquelle de ses répliques est également lié à la grandeur du séisme principal (magnitude M).

Des formules empiriques ont été proposées, telle la formule d'Utsu (1961):

$$\log D = 0.5 M_0 - 1.8.$$

D: dimension de la région des répliques, en km,

Mo: magnitude du choc principal.

#### 3 Les séismes volcaniques

Les séismes qui sont considérés être associés à l'activité volcanique, les séismes volcaniques, sont classés en plusieurs types suivant leur origine. Cette classification est spécifique des enregistrements sismologiques obtenus dans les différents observatoires et diffère selon la localisation géographique des foyers et la nature des ondes sismiques observées.

3.1 CLASSIFICATION DE MINAKAMI

MINAKAMI (1960) a distingué les séismes volcaniques suivants:

TYPE A: séismes volcano-tectoniques. Ils sont isolés et plus ou moins fréquents; leurs foyers sont à une profondeur de 1 à 10 km, quelquefois jusqu'à 20 km, rarement entre 30 et 60 km, sous un volcan ou à proximité. Ils précèdent de quelques jours les éruptions. Leurs enregistrements montrent des phases P et S bien distinctes.

- TYPE B: essaims de séismes volcaniques. Ce sont de nombreux séismes successifs dont les foyers à faible profondeur (0,1-1 km) autour du cratère. Ils devancent de peu une éruption (quelques heures). A cause de leur origine très superficielle, sur les sismogrammes obtenus à plus d'un km des foyers les phases P et S ne sont pas nettes.
- TYPE C: séismes d'explosion. Ils sont associés à l'activité volcanique avec leurs foyers situés juste sous le fond du cratère.

Ces trois types de séismes volcaniques sont surtout caractéristiques des volcans andésitiques qui ont généralement une activité explosive.



Fig. 14. — Modèles typiques de séquences de séismes (d'après K. Mogi, 1963) I: séismes tectoniques. II: séismes volcaniques.

#### 3.2 LES MICROSÉISMES VOLCANIQUES (« VOLCANIC TREMORS »)

Ce sont des vibrations du sol continues de plus ou moins longue durée, engendrées par des processus magmatiques. C'est une « agitation microsismique » assez semblable aux microséismes d'origine marine (vagues), atmosphérique ou industrielle provoquée par une effervescence du magma en fusion.

En général, ces microséismes volcaniques sont plus souvent observés dans les volcans basaltiques (laves plus fluides) que dans les volcans andésitiques.

Par exemple, à l'observatoire volcanologique d'Hawaï, ces microséismes sont très fréquents et classés en deux catégories:

- les microséismes harmoniques (continus et plus ou moins sinusoïdaux),

- les microséismes spasmodiques (trains d'ondes de courtes périodes et durées).
  - La période de ces microséismes volcaniques est liée à la viscosité (et la température) des magmas.

#### 3.3 Séquences de séismes volcaniques

Les mêmes types de séquences de séismes sont observés dans les crises sismiques tectoniques et les crises sismiques volcaniques (fig. 14).

#### SÉISMES TECTONIQUES

- TYPE 1: Cas d'un violent séisme sans séismes antérieurs notables, qui est alors suivi par de nombreuses répliques (durant plusieurs mois parfois). La plupart des grands séismes tectoniques sont de ce type.
- TYPE 2: Le séisme principal est précédé plus ou moins longtemps avant de séismes appréciables (en nombre généralement réduit) et, est suivi de répliques nombreuses. Ce type est observé plus rarement dans les séismes tectoniques.
- TYPE 3: Une petite crise sismique apparemment isolés, puis une période de calme précèdent le déclenchement d'un séisme majeur, suivi comme dans les cas précédents par des répliques.
- TYPE 4: C'est l'essaim de séismes dans lequel le nombre de séismes croît graduellement avec le temps ainsi que la magnitude pour décroître après une durée qui peut être grande. Il n'y a pas d'unique séisme principal et prédominant.

SÉISMES VOLCANIQUES

- TYPE 1: Une forte explosion soudaine se produit sans séismes notables précurseurs. Cette explosion est généralement suivie par de nombreux séismes et d'autres explosions et éruptions.
- *TYPE 2:* Avant une explosion principale un nombre croissant de petits séismes volcaniques et parfois des explosions mineures sont observés. Des séismes volcaniques notables et des « tremors » suivant l'explosion principale.
- TYPE 3: Avant une explosion majeure on peut observer un groupe de petits séismes volcaniques et parfois d'explosions faibles de durée limitée, suivi d'un calme plus ou moins long. Ensuite même évolution que précédemment.
- TYPE 4: Des séismes plus ou moins faibles et modérés surviennent graduellement de plus en plus fréquents tandis que l'activité volcanique se développe progressivement. Dans ce type, pas d'explosion prédominante mais des séries d'éruptions plus ou moins continues.

#### 4 Principales caractéristiques des phénomènes volcaniques

« Les problèmes posés par la nomenclature volcanologique sont rendus compliqués par les faits suivants:

« 1. Les phénomènes volcaniques sont, en général, complexes, plusieurs causes différentes pouvant intervenir simultanément dans un seul phénomène;

« 2. Il n'y a généralement pas de discontinuité nette entre les phénomènes ou les groupes de phénomènes. De ce fait, les coupures qu'introduit tout essai de classification sont ordinairement arbitraires et sujettes à discussion (Natura non facit saltus). » (BORDET, 1965.)

#### 4.1 CLASSIFICATIONS SOMMAIRES DES ROCHES ÉRUPTIVES

Les composants chimiques des roches éruptives, résultent essentiellement de la combinaison de l'oxygène avec les éléments suivants: silicium, aluminium, fer, magnésium, calcium, sodium, potassium, titane, phosphore.

Ces éléments et leurs oxydes sont réunis en proportions variables dans les minéraux cristallisés dont les multiples associations constituent les roches éruptives.

Le nombre des combinaisons possibles est illimité, aussi a-t-on cherché à grouper les roches magmatiques en séries (ou lignées) qui désignent des ensembles de roches éruptives dont les compositions minéralogiques et chimiques varient de façon régulière en présentant un certain « air de famille ».

Dans les roches effusives, le quartz est le minéral le plus important, d'où une première classification élémentaire en fonction de la teneur en  $SiO_2$ .

ROCHES	% SiO <sub>2</sub>	MAGMA	VISCOSITÉ	ÉRUPTION
Basalte Andésite	45 - 53,5 53,5- 62	basique neutre	faible	effusive
Dacite Rhyolite	62 - 70 70 -100	acide hyperacide	forte	explosive cumulo-dômes

Les magmas basiques, pauvres en silice (hyposiliceux), proportionnellement riches en Ca, Mg et  $Fe^{2+}$  et lourds, sont relativement chauds et fluides. Ils sont associés aux activités effusives ou extrusives des volcans (coulées « aa », pahoehoe...).

Les magmas acides, riches en silice (hypersiliceux), relativement riches en alumine et en alcalis (Na, K) et légers, sont plus froids et beaucoup plus visqueux. Ils s'épenchent en surface après une activité explosive initiale dûe aux phénomènes de dégazage.

#### 4.2 Séries magmatiques

Les séries magmatiques sont généralement caractérisées par certaines associations minéralogiques ainsi que par leurs teneurs en éléments majeurs ou les variations de ces teneurs en allant des roches les plus basiques aux roches les plus acides. Les proportions relatives de certains éléments majeurs sont exprimées par des diagrammes et des paramètres (LACROIX, NIGGLI, RITTMANN, SUGIMURA, KUNO...), mais les rapports des différents constituants chimiques entre eux montrent des variations fort complexes: par exemple, des laves ayant des teneurs en silice et des rapports calcium/alcalins analogues peuvent avoir des rapports fer/magnésium très différents. On est donc amené à hiérarchiser les divers paramètres. Le nombre relativement élevé des composants chimiques principaux et les hypothèses qu'implique leur hiérarchisation sont à l'origine des différences entre les principales classifications magmatiques (ALSAC, 1971).

La détermination du caractère alcalin peut être faite à l'aide des paramètres suivants:

$$\sigma = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{SiO}_2 - 43} (\% \text{ poids de l'analyse}) \quad (A. \text{ Rittmann})$$
  
$$\theta = (\text{SiO}_2 - 47) \times \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})}{\text{Al}_2\text{O}_3} \quad (A. \text{ Sugimura})$$
  
(en poids) (en molécules)

ou du diagramme (Na<sub>2</sub>O +  $K_2$ O)/SiO<sub>2</sub> (Courbes de référence: Kuno, Mac Donald-Katsura), ou du diagramme  $K_2$ O/SiO<sub>2</sub> (Courbes de référence: Yakes et Gill, 1970).

H. KUNO (1966) a distingué trois magmas basaltiques fondamentaux (« parental magma ») donnant par différenciation fractionnée trois séries magmatiques principales (fig. 15):

— la série alcaline,

- la série tholéiitique (pigeonitique),

— la série « high-alumina »,

auxquelles on peut ajouter la série hypersthénique (calco-alcaline).




### 4.3 RÉPARTITION DES SÉRIES MAGMATIQUES

Citons pour mémoire la correspondance des séries magmatiques avec les grandes provinces pétrographiques: — la série potassique correspondant à la province Méditerranéenne,

- la série alcaline correspondant à la province Atlantique.

- la série calco-alcaline correspondant à la province Pacifique.

Les volcans de la ceinture de feu du Pacifique (« ligne de l'andésite ») comme ceux des petites Antilles, des îles Eoliennes, des îles Cyclades, des îles de la Sonde émettent des magmas du type pacifique (série calco-alcaline). Parmi les roches volcaniques, les dacites et les rhyodacites dominent. Les rhyolites et les andésites sont fréquentes, les basaltes très rares.

Les roches d'une même province pétrographique ont généralement tendance à montrer des variations continues suivant certains axes géographiques.

— A. RITTMANN (1953) avait attiré l'attention sur l'augmentation régulière de la teneur relative en alcalis des laves d'Indonésie à travers l'arc de la Sonde de la fosse profonde vers l'intérieur des terres.

— GORSHKOV (1965) a rapporté les mêmes relations dans l'espace et le temps pour le Kamchatka.

- KUNO (1966) et SUGIMURA (1967) relient directement la répartition régulière des séries magmatiques à travers le Japon à l'enfoncement du plan sismique profond (plan de Benioff).

HATHERTON et DICKINSON (1969) ont montré que pour des roches de même acidité, les pourcentages en  $K_2O$  sont liés à la profondeur du plan de Benioff et suggèrent que les magmas andésitiques sont formés en profondeur le long de cette zone.

Ces observations qui confirment les corrélations entre séismes intermédiaires et éruptions volcaniques seront analysées plus loin.

### 4.4 RÔLE DES GAZ VOLCANIQUES

Dans les produits du volcanisme, les gaz ne représentent que 1 à 2% en poids pour les magmas basiques, plus pour les magmas acides, mais les données sont rares pour ces derniers.

Cependant, ils jouent le rôle primordial dans l'activité volcanique, dont ils sont le moteur. En profondeur, du fait de la pression, les gaz sont dissous, ou combinés chimiquement. Quand une phase gazeuse s'individualise, le magma se vésicule, son volume augmente, sa densité apparente baisse, et les bulles vont entraîner le liquide vers le

haut. Le liquide initial, très visqueux (hypomagma) est devenu effervescent et capable de faire éruption par ses propres moyens (pyromagma). Les gaz agissent également en entraînant des éléments chimiques, et leur interaction sera à l'origine d'explosions ou de réactions exothermiques au contact de l'oxygène de l'air. A composition chimique et température données, un liquide ne peut contenir qu'un certain pourcentage de gaz dissous, d'autant plus élevé que la pression est forte. Au-delà, il y a sursaturation et donc vésiculation. Ce résultat peut être obtenu par *baisse de pression*. C'est ce qui se passe quand on débouche brusquement une bouteille de champagne tiède: la vésiculation progresse du haut vers le bas, avec pour résultat l'éruption du contenu de la bouteille. Une augmentation relative de la concentration en gaz donne le même résultat. C'est ce qui se passe dans une chambre magmatique où la cristallisation de minéraux anhydres va augmenter la teneur en eau du bain résiduel jusqu'à la sursaturation. Quand la pression exercée au toit sera suffisante, des voies d'accès vers la surface s'ouvriront et le pyromagma fera éruption, le processus s'amplifiant du fait de la décompression (P. VINCENT, 1973).

# 4.5 VISCOSITÉ DES MAGMAS (d'après A. RITTMANN, 1963)

Une détermination directe de la viscosité  $(\eta)$ , ou coefficient de friction interne, des magmas est évidemment impossible,

Mesures effectuées sur des bains de silicates anhydres (Goranson) : Viscosité  $\eta$  en GCm<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup> Poise à la pression atmosphérique

Bain fondu de:	à 1 150 °C	à 1 200 °C	à 1 300 °C
K.Al $Si_3O_8$ orthose Na Al $Si_3O_8$ Albite Basalte à andésine Basalte à olivine	$\sim 1 \cdot 10^{9}$ $\sim 8 \cdot 10^{4}$ $\sim 9 \cdot 10^{2}$	$5 \cdot 10^8 \\ 8 \cdot 10^6 \\ 3 \cdot 10^4 \\ 5 \cdot 10^2$	$1 \cdot 10^{7}  4 \cdot 10^{5}  2,6 \cdot 10^{2}  2 \cdot 10^{2} $

(Eau à 20 °C:  $\eta \sim 10^{-2}$ ; glycérine à 20 °C:  $\eta \sim 10^{1}$ ; Poix à 20 °C:  $\eta \sim 10^{8}$ )

On peut certainement admettre que la présence de gaz dissous abaisse de façon considérable la viscosité des bains. Il est certain aussi que, à pression et température égales, la viscosité du pyromagma est de beaucoup inférieure à celle des laves dégazées. En effet, on a pu observer maintes fois que le pyromagma en éruption était très fluide, et que son écoulement pouvait se comparer à celui de l'eau ( $\eta = 0.01$  poise).

Il est admis que la viscosité est proportionnelle au logarithme de la pression et inversement proportionnelle à celui de la température.

$$\eta = \eta_0 \, e^{aP} \, e^{\frac{(b + cP)}{T}}$$

A 1 050° et 1 atm. de pression, la viscosité du magma devrait être de l'ordre de 10<sup>5</sup>.

Sur la base des mouvements de réajustement isostatique et du mécanisme des marées terrestres, les géophysiciens ont pu calculer que la viscosité est de l'ordre de 10<sup>23</sup> à 80 km de profondeur, pour environ 1 300 °C de température et 23 000 atm. de pression. De plus, nous pouvons admettre que la viscosité du magma dépend, comme pour les laves, de la température. Ceci étant admis, les constantes de l'équation ci-dessus peuvent être évaluées,

$$a = 1.10^{-3}$$
,  $b = 45.10^{3}$ ,  $c = 0.75$ .

La formule ci-dessus permet de calculer les viscosités pour toutes les conditions de température et de pression.

Un magma profond, 10<sup>8</sup> fois plus visqueux que le plomb à température ordinaire, se transformera presque instantanément en pyromagma très fluide si, par ouverture d'une fissure abyssale, la pression tombe brusquement. L'augmentation de volume qui en résulte et la pression hydrostatique exercée par la croûte terrestre forceront *rapidement* ce magma à s'injecter dans la fissure.

### Relation entre teneur en gaz et viscosité

Tene	ur en gaz	Viscosité: basse — — — — — — —	>	élevée
]	Elevée Eruptions de cendres		Eruptions de ponces (pauvres en cristaux)	Eruptions d'Ignimbrites (riches en cristaux)
		Projections de scories	~	
<b>D</b>	Decos	Projections de lave	EVTDIIGIONG	PROTUSIONS
Basse		EFFUSIONS	EVITOROUS	

#### TABLEAU IV

# TEMPÉRATURE ET VISCOSITÉ DES LAVES Viscosité calculée par la formule de Nichols $\eta = \frac{V \cdot \rho \sin i \cdot d^2}{2}$

Volcans		Température (°C)	Viscosité (en poise)	Auteurs
Basaltes         Andésites basaltiques         Andésites, dacites         Mauna Loa         O-Shima         O-Shima         O-Shima         O-Shima         Vésuve         Vésuve         Etna         Miyake jima	1952 1950 1937 1957 1957 1957 1913 1944 1944 1957 1940	1 000 1 000 1 000 1 100-1 050 1 070 1 060 1 025 1 083 1 038 1 200 1 110-1 120 1 000	$   \begin{array}{c}     10^4 \\     10^7 \\     10^9 \\     3 \times 10^4 \\     4 \times 10^3 \\     5 \times 10^4 \\     6 \times 10^3 \\     7 \times 10^4 \\     2 \times 10^5 \\     \hline     9 \times 10^4 \\     3.6 \times 10^4 \\     7 \times 10^5 \end{array} $	Minakami Minakami Mac Donald Mac Donald Nagata Minakami Minakami Perret Imbō Tazieff Hagiwara-Nagata
Miyake jima Sakurajima	1942 1946	950 1 000	$10^{10}$ 3 à 6 × 10 <sup>6</sup>	Minakami Hagiwara

#### 4.6 CLASSIFICATION DES DYNAMISMES VOLCANIQUES

PRINCIPES PROPOSÉS POUR UNE CLASSIFICATION DYNAMIQUE DU VOLCANISME (B. GÈZE, 1964)

Il ne semble pas logique, dans une définition dynamique, de se baser sur des caractères comme le fait qu'une éruption est Centrale ou Fissurale, ni sur la durée plus ou moins longue malgré l'intérêt de ces points de vue. La morphologie des appareils éruptifs elle-même ne doit être envisagée qu'en second et plutôt parce qu'elle traduit clairement les diverses variétés de dynamismes au sein des types majeurs. Par contre, ceux-ci résultent évidemment du caractère physique dominant des produits émis: - soit éléments volatils, - soit laves sortant à l'état solide (haute viscosité), — soit laves très fluides (faible viscosité). Bien entendu, ces trois phases, gazeuse, solide, liquide, ne sont pas indépendantes puisqu'elles se trouvent réunies en profondeur pour former l'hypomagma et que leur séparation, partielle d'ailleurs, se réalise semble-t-il, seulement dans les quelques centaines de mètres ou, au plus, les quelques kilomètres les plus superficiels...

Un type sera donc commandé par la dominance gazeuse (domaine des nuées volcaniques), un second par la dominance solide (domaine des extrusions), un troisième par la dominance liquide (domaine des coulées). Enfin, il existera évidemment un type intermédiaire entre les trois précédents lorsque l'émission sera moyennement riche à la fois en liquides et en solides que les gaz projetteront à faible distance autour de la cheminée (domaine des projections). Un diagramme triangulaire dont les sommets correspondent à chacune des dominances traduira le mieux cette conception (fig. 16).



Fig. 16. — Dynamismes volcaniques majeurs (d'après Gèze)

## 4.7 Les éruptions phréatiques Le rôle de l'eau et les tremblements de terre

Pratiquement tous les types de volcans sont susceptibles d'éruptions phréatiques. De telles éruptions se produisent quand une importante quantité d'eau souterraine s'infiltrant en profondeur est mise en contact avec des gaz juvéniles ou un magma ascendant à haute température. L'eau est brutalement vaporisée et l'augmentation brutale de pression débouche une cheminée ou fissure une paroi du volcan en éjectant une boue de matériaux anciens arrachés aux roches encaissantes et sus-jacentes (cas des gaz seuls) et également des cendres et des bombes provenant du magma. Ces éruptions phréatiques paraissent se produire au début d'une phase d'activité, après une phase de repos suffisamment longue pour que les terrains superficiels se soient refroidis et aient été envahis par l'eau.

L'hypothèse selon laquelle la répartition des températures susceptible de conduire à une explosion phréatique résulterait d'un réchauffement général de l'écorce apparait comme très peu vraisemblable. On est donc conduit à chercher un mode de réchauffement beaucoup plus local, et en quelque sorte, accidentel. Imaginons par exemple une intrusion de roche fondue, se produisant à une profondeur relativement faible, au milieu de terrains humides. L'eau sera inévitablement vaporisée à son contact, la pression de vapeur peut très facilement dépasser la pression supportée par la roche solide, et donc repousser ou soulever celle-ci. Ce peut être l'origine de secousses et de grondements souterrains. GOGUEL (1956).

De telles éruptions très violentes se sont produites au Taal (Philippines) en 1754, janvier 1911 et septembre 1965. Ce volcan est situé au milieu du grand lac Bombon.

L'infiltration de l'eau de surface provoque généralement des phénomènes de faible amplitude tels que les pulsations des geysers, l'augmentation des fumerolles.

Les fortes éruptions du type phréatique se produisent habituellement à la suite de tremblements de terre superficiels survenant dans la région de volcans associés à des réservoirs d'eau: lac de caldera, de cratère...

*Exemple:* l'éruption phréatique du champ fumérollien de Pematang Bata à Sumatra, le 10 juillet 1933. Les explosions furent perçues jusqu'à 600 km; 21 millions de mètres cubes de boue et de roche furent éjectés. Deux semaines avant l'éruption le 24 juin 1933 à 21 h 54 mn (G.M.T.), un violent tremblement de terre superficiel survint dans cette région, qui ouvrit des fissures par lesquelles l'eau phréatique s'infiltra et fut portée jusqu'à vaporisation en quelques jours.

Citons pour mémoire l'éruption du Krakatoa, le 20 mai 1885.

# 4.8. Les éruptions sous-marines

Lorsque le volcanisme se manifeste dans une mer assez profonde (plus de 2 000 m), la pression hydraulique de l'eau est supérieure à la pression critique de la vapeur d'eau. Dans ce cas, il ne peut donc y avoir d'explosions. L'épanchement de la lave sur le fond sous-marin se déroule calmement comme une intrusion de filon-couche. Rien n'est visible à la surface marine, les gaz juvéniles se dissolvant dans l'eau au cours de leur montée.

Les éruptions sous-marines sont certainement très fréquentes, mais seule une infime partie peut en être observée.

Lorsqu'elles se produisent dans des mers peu profondes, les explosions peuvent atteindre la surface et l'eau intervient dans le dynamisme externe de ces éruptions (caractérisées par des gerbes cypressoïdes typiques). (Exemples: Eruption de Capelinhos Faial, Açores, le 27 septembre 1957; du Surtsey, Islande, 14 novembre 1963.)

Les éruptions sous-marines peu profondes peuvent être détectées par les stations sismologiques et l'enregistrement des ondes « T », vibrations émises par les explosions sub-aquatiques et transmises par l'eau dans le guide d'ondes SOFAR.

### 4.9 LA PRÉSENCE DE L'HYDROGÈNE

Le rôle de l'eau dans certaines éruptions volcaniques (si ce n'est pas toutes) nous conduit à considérer l'élément hydrogène.

La présence de l'hydrogène en quantité notable a été constatée dans de nombreuses roches ignées ainsi que dans les gaz volcaniques prélevés au voisinage immédiat de laves incandescentes ou à l'intérieur de coulée de fusion. CHAIGNEAU (1964) a montré par des mesures très soignées sur divers échantillons de lave, qu' « à température de 1 000 °C les roches volcaniques mises en expériences ont permis d'obtenir de l'eau à partir d'hydrogène alors que la réaction inverse s'est révélée pratiquement négligeable ». Il conclue: « On est conduit à établir une analogie entre ces résultats expérimentaux et les phénomènes naturels situés au niveau des milieux gaz-magmas. Elle est en faveur de l'hypothèse qui attribue à l'eau dégagée par les volcans une origine juvénile à partir de l'hydrogène issu du dégazage des couches profondes, inférieures aux zones magmatiques. »

D'après KUHN et RITTMANN (1941), un processus planétaire de dégazage s'est déroulé sur la protoplanète des météorites et sur la lune aussi bien que sur la Terre; après une différenciation gazeuse gravitative, une activité comparable aux protubérances solaires (à l'échelle beaucoup plus petite, bien entendu) se développait sous l'effet des courants de convection entrés en jeu. Après la formation par condensation d'une enveloppe de magma, et surtout après la constitution d'une croûte solide, ces processus de fuites de gaz prirent l'aspect du volcanisme qui apparait donc comme la phase tardive du dégazage planétaire. Cette théorie est conforme à la théorie de l'origine unitaire des planètes et des météorites à partir de la matière solaire, constituée principalement d'hydrogène et d'hélium.

## 5 Grandeurs caractéristiques des éruptions volcaniques

### 5.1 INTENSITÉ

H. TSUYA (1955) a proposé une classification de l'intensité des éruptions volcaniques d'après la quantité de matériau éjecté.

Degrés d'intensité	Volume d`éjecta (km <sup>3</sup> )
0	0 km <sup>3</sup> (fumerolles seulement)
I	< 0,00001
п	0.00001 - 0.0001
III	0.0001 - 0.001
ĪV	0,001 - 0,01
v	0.01 - 0.1
VI	0.1 - 1
VII	1 - 10
VIII	10 - 100
IX	> 100

Tableau ÉCHELLE DE TSUYA

# 5.2 Energie

Durant une éruption, l'énergie volcanique est libérée dans les formes suivantes:

(a) Energie cinétique = Vitesse et masse des matériaux pyroclastiques éjectés de la cheminée.

(b) Energie potentielle = Variation du niveau de la lave dans l'orifice volcanique durant l'éruption.

(c) *Energie thermique* = chaleur des laves, gaz, fragments volcaniques. C'est la forme d'énergie dissipée la plus importante (90%).

(d) Energie des « Volcanic tremors ».

(e) Energie des « Séismes volcaniques ».

(f) Energie des ondes aériennes, et éventuellement, des ondes marines tsunamis pendant et après l'éruption.

(g) Energie nécessaire pour briser le matériau de la masse montagneuse.

L'ordre de grandeur de l'Energie Thermique donne habituellement l'ordre de grandeur de l'énergie totale d'une éruption.

### Formules de YOKOYAMA

Energie thermique:  $E_{th} = V \rho (T + \beta) J$ .

V: volume des matériaux pyroclastiques

ρ: densité

T: température de la lave éjectée

α: 0,25 cal/groc: chaleur spécifique de la lave

 $\beta$ : 50 cal/g: chaleur lantente de la lave

J: 4,1855 · 107 ergs (travail équivalent de la chaleur)

En cas d'éruptions avec fragments pyroclastiques sans coulée de lave

 $E_{th}=V \; \rho \; T \; \alpha \; J$ 

### 5.3 Түре

TSUYA et YOKOYAMA ont classé les éruptions d'après certains types de manifestation dont la nature du matériau éjecté et la température de celui-ci.

Туре	Température (°C)	Nature des ejecta principaux	Eruptions types
A	1 000 ±	laves	Etna (1 200°) Mauna Loa (1 100°) Asama-Yama (8009)
B D	500 500	pyroclastiques d'origine magmatique actuelle pyroclastiques d'origine ancienne	Komadatake (800°)
AB BC BD	500 1 000 500 500	Eruptions sous-marines	Paricutin (1 200°)

#### MAGNITUDE 5.4

Dans le but de comparer les phénomènes volcaniques et sismiques P. HÉDERVARI a suggéré d'introduire la notion de magnitude dans la volcanologie physique.

Par analogie avec la magnitude des séismes proportionnelle à l'énergie (sismique) libérée, la magnitude d'une éruption est également proportionnelle à l'énergie (cinétique, thermique ou totale) libérée.

- Pour les séismes:

$$\log E = 11 + 1.6 M \begin{cases} E &= \text{énergie en ergs} \\ M &= \text{magnitude} \end{cases}$$

- Pour les éruptions, d'après les formules de Yokoyama:

 $Me = \frac{\log \left[V \rho \left(T \alpha + \beta\right) J\right] - 11}{1.6}$ Types A et AB:  $Me = \frac{\log \left[V \ \rho \ T \ \alpha \ J\right] - 11}{1.6}$ Types B, C, D, BC et BD: Dans le cas de l'énergie cinétique:

$$Me = \frac{\log (0.5 \text{ V } \rho \text{ w}^2) - 11}{1.6}$$

où w = vitesse des fragments éjectés (environ 200 m/s<sup>-1</sup>).

TABLEAU V						
GRANDEURS	DES	PRINCIPALES	ÉRUPTIONS			

Volcan	Date	Туре	V km <sup>3</sup>	Ι	$E_{\mathrm{TO}}$	E ergs	Me	Réf.
Tokachidake	1926	D	0,000013	II	To	2,8 . 10 <sup>20</sup>	5,9	Y.
Kusatsu-Shirane	1932	D	0,000016		K	1,6 . 1018	4,5	Υ.
Ilha-Nova (Açores)	1957	BC	0,00002			1,92 . 10 <sup>20</sup>	5,8	H.
Mihara-Yama	1912	A	0,00002			$6,3 \cdot 10^{20}$	6,12	Υ.
Asama-Yama	1938	в	0,00015	$\mathbf{III}$	To	4,17 . 10 <sup>21</sup>	6,64	Υ.
Mihara-Yama	1954	Α	0,0004			$1,3 \cdot 10^{22}$	6,95	Y.
Una-Una (Célèbes)	1898	в	0,0022	IV		$1,8$ . $10^{22}$	7,03	Υ.
Guntur (Java)	1843	в	0,0078			6,5 . 10 <sup>22</sup>	7,38	Υ.
Lemongan (Java)	1877	Α	0,010	v		2,89 . 10 <sup>23</sup>	7,79	H.
Miyakeshima	1940	AB	0,019			4,8 ,10 <sup>23</sup>	7,93	Y.
Torishima	1902	в	0,030			$3,14.10^{23}$	7,81	Н.
Mihaza-Yama	1950	Α	0,030			$9,4 \cdot 10^{23}$	8,11	Υ.
Mauna Loa	1942	Α	0,08			$2,5$ . $10^{24}$	8,37	H.
Torishima	1939	AB	0,09			2,82.1024	8,40	H.
Komagatake	1929	в	0,10			$1,26.10^{24}$	8,19	H.
Sakura-Zima	1946	Α	0,10	VI		$2,89.10^{24}$	8,41	H.
Mauna Loa	1907	Α	0,152			$4.76.10^{24}$	8.55	H.
Assama-Yama	1783	AB	0,45		$T_0$	8,83.1024	8,72	Y.
Mauna Loa	1950	Α	0,46		-	$1,46.10^{25}$	8,85	H.
Taal (Luzon)	1911	D	0,50			4,81,1024	8,55	H.
Etna (Sicile)	1879	Α	0,567			$1.91.10^{25}$	8,93	H.
Fuji-Yama	1707	в	0,85			$7.1$ , $10^{25}$	9,28	Υ.
Etna	1669	AB	1.0	VII		$3.37.10^{25}$	9,08	H.
Bandai-San	1888	D	1,213			$4,1$ , $10^{23}$	7,88	Υ.
Paricutin	1943-44	AB	1,4			$4.71.10^{25}$	9,17	H.
Tarawera (NZ.)	1886	в	1.5			$1.44.10^{25}$	8.85	H.
Sakura-Zima	1914	AB	2.3		To	$5.22.10^{25}$	9.20	М.
Kluchewskaya	1829	Α	3.7		-0	$1.07.10^{26}$	9,39	H.
Santa Maria	1902	в	5,45			$5.25.10^{25}$	9.20	H.
Krakatoa (Sonde)	1883	BC	18,0	VIII	$T_{0}$	1,81.1026	9,54	H.
Katmai (Alaska)	1912	BD	21.0			$2.02.10^{26}$	9.57	H.
Coseguina (Nicaragua)	1835	В	50.0			4.81.1026		H.
Tambora (Sumbawa)	1815	В	150,0	IX		1,44.1027		H.
			-			-		

T<sub>0</sub>: énergie totale; k: énergie cinétique. Réf. Y: Yokoyama; H: Hedervari; M: Matuzawa.

# 5.5. CLASSE DES ÉRUPTIONS

Il est pratiquement très difficile de déterminer avec précision (et rapidement) l'importance d'une éruption volcanique.

Dans les bulletins des éruptions volcaniques, l'intensité de ces phénomènes est classée en trois catégories:

l (little), m (medium), g (great).

Ces symboles sont également utilisés pour indiquer la quantité de matériaux éjectés.

Pour une discrimination de la grandeur des éruptions d'après les informations et les descriptions obtenues, j'ai attribué les signes — et + aux lettres l, m, g. On obtient ainsi une échelle (d'estimation) de l'amplitude des phénomènes volcaniques en 9 degrés (un peu analogue aux échelles d'intensité macroscopique de Mercalli, de force du vent de Beaufort, de l'état de la mer de Douglas).

L'une des principales images de la puissance d'une *éruption explosive* est l'altitude atteinte par l'éjection des gaz (souvent accompagnés de cendres). La hauteur du panache en forme de « chou-fleur » caractéristique, est une dimension très souvent observée et notée par les observateurs. D'un développement de quelques centaines de mètres pour les éruptions faibles, ce « champignon » peut atteindre des hauteurs de 35 kilomètres comme pour la gigantesque explosion du Bezymianny (Kamchatka) le 30 mars 1956.

Pour les volcans insulaires des Nouvelles-Hébrides, l'observation de l'altitude atteinte par ces panaches est souvent la seule information sur l'importance de leurs éruptions.

Le tableau VI présente un essai de classement de la grandeur des éruptions volcaniques d'après les différents degrés de classe, d'intensité, d'énergie et de magnitude.

Il permet une comparaison entre la grandeur des phénomènes sismiques et volcaniques.

Echelle de grandeur	Catégorie	Qualification	h	I	Ε	Me
0		fumerolles	20			
1	1-	très faible	100		10 <sup>9</sup>	
2	1	faible	250		1011	2
3	1+	petite	500		1013	3
4	m <sup>-</sup>	très modérée	1 000		10 <sup>15</sup>	4
5	m	modérée	3 000	I	10 <sup>17</sup> 10 <sup>18</sup>	5
6	m+	moyenne	5 000	п	10 <sup>19</sup> 10 <sup>20</sup>	б
7	g-	assez grande	10 000		10 <sup>21</sup> 10 <sup>22</sup>	7
8	g	grande	20 000	V VI	10 <sup>23</sup> 10 <sup>24</sup>	8
9	g†	très grande exceptionnelle	30 000		10 <sup>25</sup> 10 <sup>26</sup>	9 10

# TABLEAU VI CLASSE DES ÉRUPTIONS VOLCANIQUES

l, m, g: symboles internationaux.

h: altitude atteinte par le « champignon » d'explosion en mètres.

I: degré d'intensité (échelle de Tsuya).

E: énergie en ergs (formules de Yokoyama).

Me: magnitude des éruptions (formules d'Hedervari).

### 5.6 GRANDEUR DES PHÉNOMÈNES SISMIQUES ET VOLCANIQUES

D'après les évaluations des énergies dispensées dans les tremblements de terre et dans les éruptions volcaniques, une éruption libérerait plus d'énergie qu'un séisme. L'énergie maximum d'un séisme serait de l'ordre de 10<sup>25</sup> ergs (30 millions de kw (1):

Lisbonne, 1755:  $E = 1,7 \cdot 10^{25}$ ; Assam, 1897:  $E = 1,1 \cdot 10^{25}$ 

tandis qu'elle dépasserait 10<sup>26</sup> pour les gigantesques éruptions:

Tambora, 1815:  $E = 1.4 \cdot 10^{27}$ ; Krakatoa, 1883:  $E = 1.8 \cdot 10^{26}$ .

L'énergie thermique prend des valeurs considérables dans une éruption volcanique. Ainsi, pour l'éruption du Bezymianny (1956), l'énergie totale ( $E = 2,2 \cdot 10^{25}$  ergs) serait répartie pour 90% en énergie thermique et 10% en énergie cinétique.

A titre comparatif, l'énergie libérée par les explosions nucléaires est, pour:

les bombes A	E =	1,4 •	10 <sup>21</sup> ergs
les bombes H	E =	2 •	10 <sup>24</sup> ergs

L'énergie émise à partir de l'intérieur du globe terrestre se libère sous les formes suivantes: séismes, éruptions volcaniques, émissions de chaleur régulières et constantes.

Pour l'ensemble du globe, l'énergie libérée annuellement se répartit ainsi:

4	Х	10 <sup>24</sup> ergs/an	Tsuboi (1957)
4	Х	10 <sup>24</sup> ergs/an	Verhoogen (1946)
8	X	10 <sup>27</sup> ergs/an	Gutenberg (1956).
	4 4 8	4 × 4 × 8 ×	$4 \times 10^{24}$ ergs/an $4 \times 10^{24}$ ergs/an $8 \times 10^{27}$ ergs/an

Pour le Japon:

Energie des séismes:	5	×	10 <sup>23</sup> er	rgs/an
Energie des activités volcaniques:	7	$\times$	10 <sup>23</sup> e	rgs/an
Flux de chaleur général:	6	Х	10 <sup>24</sup> e	rgs/an.

Tant pour les séismes que pour les activités volcaniques, l'énergie émise au Japon constitue une proportion de 10% par rapport à l'énergie totale émise sur toute la terre.

3

# SOURCE ET PRÉCISION DES DONNÉES

# **1** Source des données sismologiques et volcanologiques

Les données sismologiques sont essentiellement fournies par les bulletins et catalogues des Centres Sismologiques Internationaux: B.C.I.S., I.S.C., U.S.C.G.S....

Les principaux séismes ont été recensés dans les deux ouvrages fondamentaux:

- Seismicity of the Earth 1904-1952 par B. GUTENBERG et C. RICHTER (1954).

- La Séismicité du Globe 1953-1965 par J.-P. ROTHÉ, Unesco (1969), ouvrage poursuivi par le « Résumé annuel d'informations sur les catastrophes naturelles »,

et les publications d'auteurs divers (DUDA, SYKE...).

Depuis le début du siècle, la précision et le volume des données a considérablement augmenté par suite du nombre croissant de stations séismologiques et du progrès des techniques. Dans le premier tiers de ce siècle, seuls les séismes violents (magnitude =  $\pm$  7) pouvaient être localisés avec quelque approximation et à présent, une multitude de séismes faibles sont déterminés avec une bonne précision.

Dans les études statistiques, on a un échantillonnage inégal suivant les périodes considérées.

Les données volcanologiques se trouvent principalement dans les:

- « Catalogues of the active volcanoes of the world », publiés (à partir de 1951) par l'Association Internationale de Volcanologie.

Ces catalogues (21 tomes) sont d'inégale valeur suivant les régions. Comme pour les séismes, au début du siècle, seuls les phénomènes très importants étaient remarqués et notés avec quelque précision. D'autre part, si pour des régions habitées, la chronologie des éruptions est complète, il n'en est pas de même pour les volcans isolés en plein océan ou culminant à de grandes altitudes.

Depuis quelques années, un effort a été fait internationalement pour l'observation des éruptions et la diffusion des renseignements obtenus.

Ainsi, dans l'étude comparative des phénomènes séismiques et volcaniques, il y a deux classes de données:

- séismes et éruptions violents: petit nombre pendant une grande durée (70 ans)
- séismes et éruptions modérés: grand nombre pendant une petite durée (10 ans)
- séismes et éruptions faibles : idem —

Un séisme est déterminé par:

— la date	
— l'heure origine	$H_0$
— les coordonnées de son épicentre	⁰Lat ⁰long
la profondeur de son hypocentre	h (km)
— sa grandeur: magnitude	M ou m.

La précision des données sismiques dépend des facteurs suivants:

- densité du réseau de stations sismologiques (nombre de stations utilisables)
- répartition des stations (couverture d'une région)
- qualité des appareillages (précision des renseignements),

d'où une variation de l'exactitude des hypocentres sismiques selon:

- la date des séismes entre 1904-1973,
- l'importance des séismes,

(un séisme fort étant enregistré dans un nombre de stations très grand, un séisme faible dans peu de stations).

A titre d'information, ces séismes de classe:

a, b: sont enregistrés dans toutes les stations du globe

- c: sont enregistrés jusqu'à une distance de 90° d'arc (10 000 km)
- d: sont enregistrés jusqu'à une distance de 45° d'arc (5 000 km)
- e: sont enregistrés à moins de 10° d'arc (1 000 km).

Dans le volume « Seismicity of the Earth » (1904-1952) de B. GUTENBERG et C. F. RICHTER, l'estimation des limites des erreurs probables est donnée pour la détermination des séismes du manteau supérieur, d'après le barème suivant:

Détermination	Degré	Epicentre	Heure d'origine (s)	Profondeur (km)	
Précise Bonne Faible Mauvaise	A B C D	1º 2º 3º	5 8 12	30 50 80	

Par exemple, dans la région des Nouvelles-Hébrides, les déterminations pour les séismes de magnitude supérieure à 7 seraient, d'après ces auteurs:

faible (C) de 1904 à 1924; bonne (B) de 1925 à 1934; bonne et précise (B, A) de 1935 à 1952.

Dans le catalogue « La Séismicité du Globe » (1953-65), J. P. ROTHÉ (1969) précise:

« On peut estimer que les coordonnées épicentrales indiquées dans nos tableaux sont valables à un ou deux dixièmes de degré près pour les séismes les plus récents, à quatre ou cinq dixièmes près pour les séismes antérieurs à 1960; la précision est cependant meilleure lorsque les études spéciales sur le terrain ont pu être faites. Par contre, la profondeur calculée reste incertaine parfois à plusieurs dizaines de kilomètres près. »

Actuellement, dans les cas favorables, les erreurs sur les déterminations des séismes peuvent ne pas être supérieures à:  $\pm 0.5$  s pour H<sub>0</sub>,  $\pm 0^{\circ}$ ,1 pour les coordonnées,  $\pm 5$  km pour h.

# 3 Estimations des erreurs (dans l'utilisation des données sismologiques)

La figure 17 schématise les corrélations séismes-volcans qui font l'objet de ce travail et montre les symboles utilisés par les différentes liaisons. Dans l'étude de ces corrélations, le rapport D/t (D: distance foyer sismique-volcan, en km; t: laps de temps entre séisme et éruption, en jours) est le paramètre de corrélation (ou « pseudo-vitesse » de corrélation) qui permet de comparer les différentes liaisons temporelles entre les phénomènes.

La distance 
$$D = \sqrt{h^2 + \Delta^2}$$
  $h = product A = distance D$ 

= profondeur = distance en surface épicentre-volcan

est tributaire des erreurs sur les déterminations de la profondeur et des coordonnées.



Fig. 17a. - Corrélations séismes-volcans: coupe verticale et légende

L'unité de temps étant le jour, l'heure origine des séismes n'est pas prise en considération. L'erreur possible sur t provient de la mauvaise information sur la date de l'éruption considérée. En principe, quand le jour d'une éruption est donné, c'est que le phénomène a été bien observé. C'est le cas en général pour les fortes éruptions. Sinon le mois (voire l'année) est seulement indiqué.

Pour avoir un ordre de grandeur de l'imprécision sur les valeurs de la « pseudo-vitesse » de corrélation entre séismes intermédiaires et éruptions volcaniques, considérons le cas où le séisme intermédiaire est à la profondeur h = 180 km sous le volcan et seule une erreur d h est considérée.

Pour les divers volcans, cette « pseudo-vitesse » est comprise entre 0,5 et 2 km/jour. En admettant des erreurs de 80, 50, 30, 20, 10, 5 km sur la profondeur, on obtient les écarts suivants pour les valeurs de la « pseudo-vitesse » (Problème de la recherche des corrélations):

# DETERMINATION DES EPICENTRES :

Coordonnées Géographiques :  
Profondeur   
Profondeur   
RAPPORT :  

$$V'' = \frac{D}{t} km \qquad D = Distance \qquad D = \sqrt{h^2 + \Delta^2}$$

$$\frac{dV}{V} = \frac{dD}{D} + \frac{dt}{t} = \frac{hdh + \Delta d\Delta}{D^2} + \frac{dt}{t}$$

$$\frac{dV}{V} = \frac{dD}{D} + \frac{dt}{t} = \frac{hdh + \Delta d\Delta}{D^2} + \frac{dt}{t}$$

$$\frac{d\Delta^2 = d\ell^2 + d\ell^2 = 2 d\ell^2 \text{ ou } 2 d\ell^2$$

$$\frac{dV}{V} = \frac{d\ell}{U} \left(\frac{h + \sqrt{2} \cdot \Delta}{D^2}\right) + \frac{dt}{t}$$
i) CALCUL de ''Vpv'' (Séisme profond  $\rightarrow$  Volcan)  
h = 600 km   
\Delta = 400 km   
V = 1,30 km /jour dt = ± 1 jour  $\frac{dt}{t} = \frac{1}{570}$  négligeable  

$$dV = 1,30 \times \frac{70(400 + 14 + 400)}{720^2} \# 1,30 \times 0.045 = 0.068 \# 0.06$$
Erreur sur ''Vpv'' :  $\frac{dVp_V}{t} = \pm 0.06 \text{ km}/jour$ 
2) CALCUL de ''Viv'' (Séisme intermédiaire  $\rightarrow$  Volcan)  
h = 200 km   
D = 200 km t = 7 mois = 210 jours  
 $\Delta \sim 0$    
V = 1,0 km /jour dt = 1 jour  $\frac{dt}{t} = \frac{1}{210}$  négligeable  
 $dV = 1,00 \times \frac{20 \times 200}{200^2} = 1,00 \times 0,1 = 0,10$ 
Erreur sur ''Viv'' :  $\frac{dV_{iV}}{t} = \frac{1}{200} \text{ km}/jour$ 

Fig. 17b. - Précision des données et calculs

tj	«v»	dv/dh	80	50	30	20	10	5
90	2.00	4	0.89	0.55	0.33	0.22	0.11	0.06
120	1.50	<u></u>	0.66	0.42	0.25	0.17	0.08	0,00
150	1.20		0.53	0.33	0.20	0.13	0.07	0.03
180	1,00		0,44	0.28	0.17	0.11	0.06	0.03
210	0,85		0.38	0.24	0.14	0.09	0.05	0.02
240	0,75		0,33	0,21	0,12	0,08	0,04	0,02
270	0,66		0,30	0,18	0,11	0.07	0.04	0.02
300	0,60		0,27	0,16	0,10	0,07	0,03	0.02
330	0,55		0,24	0,15	0,09	0,06	0,03	0,01
360	0,50		0,22	0,14	0,08	0,06	0,03	0,01

 $\langle v \rangle = \frac{h}{t}$  km/jour.

Inversement, les « pseudo-vitesses » de corrélation étant connues pour chacun des volcans et étant donnée la profondeur d'un séisme intermédiaire sous ce volcan entaché d'une certaine imprécision, quelle est, toutes choses égales par ailleurs, l'incertitude sur les délais de temps entre les deux phénomènes (problème de la précision). En utilisant les mêmes données que précédemment, le tableau ci-dessous donne le nombre de jours d'incertitude:

V	h/v (j)	dt/dh	80	50	30	20	10	5
2,00	90	±	40	25	15	10	5	2
1,50	120		53	33	20	13	7	3
1,20	150		67	42	25	16	8	4
1,00	180		80	50	30	20	10	5
0,85	210		94	59	35	23	11	5
0,75	240		106	67	40	27	13	6
0,66	270		121	76	45	30	15	7
0,60	300		133	83	50	33	17	8
0,55	330		145	91	55	36	18	9
0,50	360		160	100	60	40	20	10

Ainsi pour un volcan dont la profondeur des séismes intermédiaires précurseurs des éruptions est h = 180 km, et la « pseudo-vitesse » moyenne de corrélation « V » = 0,85 km/jour,

(par exemple: cas du volcan Ambrym aux Nouvelles-Hébrides), selon l'imprécision admise sur la profondeur, l'éruption arrivera dans un délai de:

$210 \pm 94$ jours pour	$dh = \pm 80 \text{ km}$
$\pm$ 59	50
$\pm$ 35	30
$\pm$ 23	20
$\pm 11$	10
$\pm$ 5	5

Ces considérations très élémentaires sont cependant nécessaires pour justifier des méthodes utilisées dans les recherches de corrélations, des résultats très satisfaisants obtenus dans les différentes régions volcaniques et dans les tests de prévisions réalisés.

En tenant compte des erreurs sur les coordonnées des épicentres, les écarts précédents seraient naturellement augmentés, mais généralement les séismes qui répondent aux conditions de corrélation avec un volcan sont groupés sous ce volcan.

# 4 Implantation d'un réseau de stations sismologiques dans la région des Nouvelles-Hébrides

Affecté en 1957 au centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa (à l'époque Institut Français d'Océanie: I.F.O.), j'ai très vite eu conscience du grand intérêt d'un réseau de stations sismologiques à établir en Nouvelle-Calédonie et dans l'archipel des Nouvelles-Hébrides afin de déterminer avec précision, les nombreux séismes de cette région.

A l'occasion de l'Année Géophysique Internationale, le premier objectif avait été d'améliorer la modeste station qui fonctionnait à l'I.F.O. depuis 1954 (un sismographe vertical grande-période et un enregistreur).

Cet objectif a été atteint rapidement grâce à l'aide des autorités civiles et militaires de la place: autorisation d'occuper provisoirement un fortin bien situé au sommet d'une colline et du Service Hydrographique de la Marine qui a expédié un appareillage complet : 3 sismographes courte-période (1 Zcp, 2 Hcp), un enregistreur très perfectionné Belin, pendule...

Cette station de Nouméa, Ouen-Toro a été fonctionnelle dès la fin de 1957 et elle est devenue P.C. du réseau de stations satellites qui s'est développé ultérieurement:

1960, 1er janvier: Station de Koumac dans le nord de la Nouvelle-Calédonie.

1960, 1er janvier: Station de Port-Vila dans l'île Vaté (centre des Nouvelles-Hébrides).

Cette dernière station a pu être créée, grâce à la collaboration du directeur du Service des Mines, M. R. Priam, dans le sous-sol de ce service et être équipée par l'envoi (par le Service Hydrographique de la Marine) d'une autre station courte-période complète identique à celle de Nouméa.

Ce réseau a été complété en 1963 par l'installation de deux nouvelles stations sismologiques:

- l'une à Ouanakam dans l'île Lifou, îles Loyauté,

- l'autre à Luganville dans l'île Espiritu-Santo, Nouvelles-Hébrides.

Ces deux stations, comme celle de Koumac, ont été installées dans des stations météorologiques et leur maintenance assurée par le personnel de ces stations.

Depuis, le projet d'extension du réseau a été réalisé par la création de nouvelles stations dans l'archipel des Nouvelles-Hébrides:

en 1967 (mars) Lonorore (île Pentecôte)
en 1968 (février) Lamap (île Mallicolo)
en 1970 (juin 9) Isangel (île Tanna).

Ce réseau de stations sismologiques apporte une contribution très importante dans la localisation des séismes des Nouvelles-Hébrides et dans l'étude de la structure de cette région (fig. 18).

# TABLEAU VII

# CARACTÉRISTIQUES ET PARAMÈTRES DES STATIONS DU RÉSEAU

Pays	Abréviation	Latitude (S)	Longitude (E)	Altitude (m)	Sous-sol
Nouvelle-Calédonie:					
Nouméa	NOU	22º18'36"	166º27'02″	105	Phtanites éocènes
Koumac	KOU	20°33′43″	164º16′53″	17	Plateau corallien
Iles Lovauté:					
Ouanaham (Ile Lifou)	OUĄ	20º46'29″	167º14′38″	29	Plateau corallien
Nouvelles-Hébrides:					
Port-Vila (Ile Vaté)	PVC	17º44′24″	168º18′43″	80	Plateau corallien
Lonorore (Ile Pentecôte)	LNR	15°51′07″	168009'36"	8	Plateau corallien
Luganville (Ile Espiritu-Santo)	LUG	15°31′04″	167007'48"	150	Plateau corallien
Lamap (Ile Mallicolo)	LMP	16º25'32″	167º48′01″	60	Plateau corallien
Isangel (Ile Tanna)	INH	19º32′50″	169º16′23″	110	Cendres volcaniques



Fig. 18. - Réseau des stations sismologiques de l'O.R.S.T.O.M. dans le Pacifique sud-ouest

52

4

# CORRÉLATIONS GÉOGRAPHIQUES ENTRE SÉISMES ET VOLCANS

# **1** Les arcs insulaires

Les arcs insulaires sont des structures du globe terrestre définies par certaines caractéristiques dont les principales sont:

- 1. Un chapelet d'îles généralement incurvé ou une cordillère.
- 2. Une fosse profonde côté océan et une mer peu profonde et plate côté continent.
- 3. Une activité volcanique importante et actuelle.
- 4. Une activité sismique comprenant des séismes superficiels, intermédiaires et profonds.
- 5. Une anomalie de gravité indiquant un écart important par rapport à l'isostasie (les plus fortes anomalies négatives longeant les fosses océaniques).
- 6. Une distribution du flux de chaleur variable et souvent élevée à l'intérieur de l'arc.
- 7. Des anomalies de propagation des ondes sismiques.
- 8. Une zonalité de composition des roches volcaniques.
- 9. Une tectonique (généralement cassante) en progrès.
- 10. Les arcs coïncident avec les orogénèses récentes.

Ces structures se rencontrent principalement sur la ceinture du Pacifique où les zones sismiques s'enfoncent sous ou vers les continents, soit d'est en ouest, pour la bordure ouest de l'océan Pacifique et d'ouest en est, pour la bordure est de cet océan.

Les arcs des volcans actifs sont situés au-dessus des foyers sismiques intermédiaires (100-300 km).

Les principaux arcs insulaires sont situés autour de l'océan Pacifique. Ce sont (dans le sens giratoire direct):

- 1. Nouvelle-Zélande: (île Nord); Kermadec; Tonga; Samoa.
- 2. Mélanésie: Nouvelles-Hébrides; îles Salomon; Nouvelle-Bretagne; Nouvelle-Guinée.
- 3. Indonésie: mer de Banda, îles de la Sonde, Java, Sumatra; îles Célebes, Sangihe, Halmahera.
- 4. Philippines: îles Mindanao, Luzon.
- 5. Taiwan et Japon ouest: îles Ryukyu et Kyusyu.
- 6. Marianes et Japon est: îles Izu; Honsyū, Hokkaido.

- 7. Kuriles et Kamchatka.
- 8. Aléoutiennes et Alaska.
- 9. Amérique Centrale (Mexique, Guatemala, Salvador, Nicaragua, Costa Rica).
- 10. Amérique du Sud (Colombie, Equateur, Pérou, Chili).
- 11. Scotia et îles Sandwich (Antarctique ouest).
- auxquels on peut associer les arcs suivants:
- 12. Antilles (mer des Caraïbes).
- 13. Calabre-Sicile (mer Tyrrhénienne).
- 14. Cyclades (mer Egée).

### 2 Les Nouvelles-Hébrides

Les Nouvelles-Hébrides sont dans le sud-ouest Pacifique un archipel de quelques 80 îles et îlots occupant un segment de la dorsale mélanésienne qui s'étend depuis l'archipel Bismarck au nord-ouest à travers les îles Salomons, Santa-Cruz et Nouvelles-Hébrides jusqu'à la dorsale Hunter au sud-est.

Situé à l'est du continent australien, au nord de la Nouvelle-Calédonie et les îles Loyauté à l'ouest des îles Fidji, l'archipel des Nouvelles-Hébrides forme avec les îles Santa-Cruz au nord et les îlets Mathew et Hunter au sud, un *arc insulaire typique* (entre 10° et 23° de latitude Sud, 165° et 172° de longitude Est).

Depuis le 6 août 1914, date du Protocole franco-britannique, les Nouvelles-Hébrides forment « un territoire d'influence commune sur lequel les sujets et citoyens des deux puissances signataires jouissent des droits égaux de résidence, de protection personnelle et de commerce; » chaque puissance demeure souveraine à l'égard de ses nationaux et ni l'une ni l'autre n'exerce d'autorité séparée dans l'archipel.

Toutes décisions importantes concernant la vie du pays doit avoir l'accord des deux commissaires résidents français et britannique, des deux hauts commissaires (dont le siège est à Nouméa, Nouvelle-Calédonie pour l'un, et Honiara, îles Salomon pour l'autre, et voire même des 2 gouvernements de Paris et de Londres.

Depuis plus d'un demi siècle, ce condominium franco-britannique poursuit une gestion de l'archipel des Nouvelles-Hébrides avec une entente très cordiale entre les autorités et les habitants (50 000 autochtones, 2 100 européens, 1 500 chinois, wallisiens...).

Dans le développement de mes travaux et recherches (créations et exploitations de stations séismologiques, observations et informations sur les activités volcaniques, surveillance et tests de prévision des éruptions des divers volcans) j'ai toujours eu des relations très amicales avec les géologues du Service des Mines français et du Geological Survey britannique et reçu de leur part, une collaboration très efficace et désintéressée, qui m'a permis l'élaboration de cette thèse. Je leur renouvelle encore toute mon amicale gratitude.

2.1 Les fosses océaniques

La chaîne insulaire est bordée sur son bord ouest, par un système de fosses océaniques et à l'est, par le bassin océanique du plateau fidjien.

Les récents sondages et les cartes bathymétriques actuellemes montrent:

— au nord des Nouvelles-Hébrides, une fosse océanique très profonde et très étroite avec des fonds de 9 000 m, s'étendant sur 450 km à l'ouest des guirlandes d'îles Santa-Cruz et Torrez (du N. - N.-O. au S. - S.-E.).

Cette fosse est interrompue par la chaîne montagneuse de la partie occidentale de l'île Esperitu-Santo. Certaines structures sous-marines normales à la direction précédente apparaissent à l'ouest de cette terre (témoins de failles transverses!).

— à l'ouest de l'archipel hébridais, la fosse s'étire de nouveau avec des fonds irréguliers. Une petite fosse dans le sud-ouest de l'île Vata dépasse 6 000 m de profondeur, une autre fosse plus au sud, et à l'ouest d'Anatom, dépasse 7 000 m.

— au sud des Nouvelles-Hébrides, la fosse océanique s'incurve rapidement pour passer au sud des îlots Mathew et Hunter (avec des fonds de 6 000 à 7 000 m) et se disperser vers les îles Fidji.

— à l'est des îles Santa-Cruz, la fosse du Vitiaz s'étire dans la direction N.-O. - S.-E. (fonds de 6 000 m).

Ce système de fosses entoure le plateau océanique des Fidji. (Carte I, pages 56-57).



Fig. 19. — Carte des volcans actifs dans l'archipel des îles Santa-Cruz et Nouvelles-Hébrides (Mélanésie)

# 2.2. LES GUIRLANDES D'ILES

Du Nord au Sud:





Archipel des Torres S = 98 km²	îlots { Hui (43 km²), Téguan (27 km²) { Lo (13 km²), Toga (16 km²)
Archipel des Banks S = 722 km²	îles { Vanua-Lava (310 km²) Gaua (ou Lacona, ou Santa-Maria (338 km²)
	îlots { Uréparapara (362 km²), Valua (24 km²) Motalava (10 km²), Méralaba (4 km²)
Nouvelles-Hébrides:	
$\frac{\textit{Hes du Nord}}{S = 4\ 630\ \rm{km^2}}$	îles   Espiritu-Santo (ou Santo) (3 677 km <sup>2</sup> ) Maéwo (ou Aurora) (279 km <sup>2</sup> ) Aoba (388 km <sup>2</sup> )
	$ \widehat{1}lots \begin{cases} Aoré (58 \text{ km}^2), \text{ Malo (180 \text{ km}^2), Tutuba (14 \text{ km}^2) \\ Sakao (7 \text{ km}^2) \end{cases} $
$\begin{array}{l} \textit{Hes du Centre-Nord} \\ S = 3\ 650\ \mathrm{km^2} \end{array}$	îles / Mallicolo (ou Malékula) (2 024 km²) îles / Ambrym (665 km²), Pentecôte (439 km²) Epi (444 km²)
	îlots { Paama (33 km²), Lopevi (30 km²)
$\begin{array}{l} \textit{Iles du Centre-Sud} \\ S = 1\ 065\ \rm{km^2} \end{array}$	îlots Shépherd avec Tongoa (42 km <sup>2</sup> ) Tangariki (6 km <sup>2</sup> ), Maé (32 km <sup>2</sup> ) Makura, Mataso, <i>île Vate</i> (915 km <sup>2</sup> )
Iles du Sud $S = 1$ 698 km <sup>2</sup>	îles { Erromango (970 km²), Tanna (550 km²) îlots { Aniwa (20 km²), Futuna (13 km²) îles { Anatom (ou Anéityum) (145 km²)

Ilots Matthew et Hunter

# 2.3 Aperçu géologique général

Les îles des Nouvelles-Hébrides sont principalement des accumulations de matériaux dues au volcanisme sous-marin et aérien, étagées en âge de la fin de l'oligocène à l'époque actuelle, avec quelques intercalations et des franges de récifs calcaires.

La subdivision géologique de l'archipel suit étroitement la répartition géographique des îles. OBELLIANNE (1961) a différencié deux arcs distincts:

- l'arc frontal, le plus oriental, caractérisé par des roches basiques et ultrabasiques;

- l'arc interne, plus à l'ouest, caractérisé par des roches intermédiaires et basiques.

(Si on tient compte de l'inversion de l'arc des Nouvelles-Hébrides par rapport aux autres structures arquées du Pacifique, cette désignation n'est pas judicieuse.)

MITCHEL et WARDEN (1971) ont distingué les 3 chaînes ouest, est et centrale.

La chaîne ouest: elle comprend les deux grandes îles Espiritu-Santo et Mallicolo et au nord, le sous groupe des îles Torres. La principale période de volcanisme, des andésites calcoalcalines et des basaltes tholéiitiques, s'est située à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène et édifia un archipel d'îles actuellement frangées de récifs. Une activité subvolcanique provoqua une intrusion extensive dans les amoncellements volcaniques. Ce volcanisme persista probablement durant le mi-Miocène, puis les dépôts furent surtout des dérivés épiclastiques et des calcaires.

La chaîne est: les îles Maewo et Pentecost (et probablement aussi la partie occidentale d'Epi et le centre de Vaté) émergèrent durant une importante période de volcanisme s'étendant de la fin du Miocène au début du Pliocène. Le substratum est essentiellement constitué de basaltes tholéitiques sous-marins, d'andésites à pyroxène et de latites coiffées par des calcaires de récifs Plio-Pleistocène. Les roches les plus anciennes sont principalement confinées dans le sud de l'île Pentecost où elles sont ultramafiques avec des amphiboles et des intrusions de gabbros dans une série de laves plus anciennes.

La chaîne centrale: s'étire des îles Banks au nord à l'île Anatom dans le sud et englobe principalement des cônes volcaniques plus ou moins bien préservés et érigés depuis le Pliocène jusqu'à l'époque actuelle.

Les îles du sud sont un peu plus anciennes et bordées par un complexe de récifs calcaires surélevés.

Les îles, plus au nord, portent des calcaires légèrement surélevés et comprennent la plupart des volcans actifs des Nouvelles-Hébrides.

Le relief de toutes ces îles est très tourmenté et, le plus souvent, la montagne tombe directement dans la mer. En général, les montagnes culminent autour de 1 000 m d'altitude et elles ne les dépassent que dans les îles Santo (avec le mont Tabwemasana, 1 877 m, point culminant des Nouvelles-Hébrides), Ambrym (1 334 m), Aoba (1 350 m), Lopevi (1 447 m).

Les lignes de crêtes très accidentées, s'allongent en suivant la plus grande dimension des îles (N.-N.-O. - S.-S.-E.).

Certaines îles ou parties d'îles comme Vaté, le nord de Mallicolo, l'est de Santo, le nord de Pentecôte et Maewo sont formées par de grands plateaux descendant en gradins successifs vers la mer (calcaires coralliens surélevés). Ces îles sont coupées par des fractures importantes et des failles verticales mettant en évidence des effondrements et des exhaussements et même des basculements de secteurs entiers, témoignages d'une tectonique cassante.

### 2.4 LES VOLCANS ACTIFS

### 2.4.1 Liste des volcans actifs

Les volcans actifs des archipels Santa-Cruz et Nouvelles-Hébrides, sont des strato-volcans insulaires.

La liste ci-dessous indique le numéro de code international, le nom de l'île volcanique et des cratères, leurs coordonnées et altitudes ainsi que les dates des principales éruptions signalées (les plus anciennes correspondant au passage des grands navigateurs) (fig. 19).

Santa-Cruz

5,6 – 1. Tinakula	$\begin{pmatrix} 10^{\circ}24'20'' \text{ S} & 165^{\circ}46'40'' \text{ E} & \text{alt. 910 m} \\ - & 1595, 1767, 1869, 1871, 1886, 1909 \\ 1051 (cot ) & 1955 (actit) & 1964 (now) & 1965 (now) \end{pmatrix}$
	( — 1951 (oct.), 1955 (août), 1964 (nov.), 1965 (nov.)

### Nouvelles-Hébrides

Iles Banks

5,7 - 1. Vanua-Lava
Suretamatai
13°48' S 167°29' E alt. 914 m
- 1841, 1861, puis en activité de solfatare
- 1965 (août): léger réveil
5,7 - 2. Gaua (Santa-Maria)
Mont Gharat
14°15' S 167°30' E alt. 700 m
- en activité de solfatare
- 1963 (nov.): réveil très modéré

5,7 – 3. Aoba

	(15°21' S 167°52' E alt. 1 200 m
Manaro	<ul> <li>en activité de solfatare</li> </ul>
	l - 1966 (août): fortes fumerolles

### Iles du Centre

5.7 – 4. Ambrvm

5,7 - 6. Volcan sous-marin à l'est d'Epi

( 16°41' S 168°22' E ) — 1920 (janv.), 1953 (fév.)

5,7 – 7. Karua, volcan sous-marin au nord de Tongoa ( 16°49'45" S 168°32'10" E – 1897, 1901 ( – 1948 (sept.), 1949 (oct.), 1952 (oct.), 1959 (sept.), 1971 (fév.)

Iles du Sud

5,7 – 10. Tanna Yasour  $\begin{cases} 19^{\circ}31' \text{ S } 169^{\circ}25'30'' \text{ E alt. 350 m} \\ -- \text{ activité } \pm \text{ explosive permanente} \end{cases}$ 

.

Ilot Matthew

50 1	(22°20′S	171º19′	E alt.	200 m	
5,8 - 1.	{ — (1945	?), entre	1954 et	1958, 1966	(août ?)

### 2.4.2 Dynamisme actuel des volcans hébridais

Mon étude sur les corrélations entre la sismicité et le volcanisme ne pouvant embrasser que les phénomènes survenus depuis 1910, notre intérêt se portera sur le caractère des éruptions contemporaines.

Les volcans les plus actifs et les mieux connus de l'archipel hébridais sont Ambrym, Lopévi et Yasour (Tanna).

# Ambrym:

Cette île est constituée d'un immense appareil volcanique dont l'activité se poursuit de nos jours dans deux cratères ouverts au centre d'une caldera de 10 km de diamètre, qui forme le plateau central de l'île, à une altitude de 600 m. Ces deux cratères, le Marum et le Benbow ont des activités différentes.

La reprise de l'activité du Marum est relativement récente et a suivi une longue période de calme. Elle se manifeste actuellement de temps en temps par des explosions et d'épais nuages de cendres.

Le Benbow est le cratère le plus actif et ses éruptions assez fréquentes sont caractérisées parfois par la chute d'abondantes scories et ponces basaltiques rappelant celle du Kilauea à Hawaï. Le Benbow a, par ailleurs, la particularité de renfermer au fond de son cratère de la lave liquide provoquant des lueurs rougeâtres, qui illuminent de temps en temps le ciel d'Ambrym. Ce qui frappe à première vue à Ambrym, c'est l'abondance des rejets de cendres au cours des diverses éruptions. Ceci suppose des dégagements gazeux dont l'importance est peu habituelle dans les volcans basiques et un indice d'explosivité bien supérieur à la moyenne.

Parfois des coulées de lave basaltique et fluide débordent du Benbow (1929) et des fissures s'ouvrent à faible altitude sur les flancs de l'île (1913, 1929). Les éruptions de cendres provoquent périodiquement des dégâts aux cultures, tandis que les coulées de lave (plus rares) détruisent des villages et missions.

# Lopevi:

Le Lopévi, cône volcanique parfait de 1 450 m d'altitude, émerge de l'océan à 35 km dans le sud-est d'Ambrym. Son activité est marquée par des périodes de calme (10 à 20 ans).

Depuis son dernier réveil, le 10 juillet 1960, il y a eu des reprises d'activité tous les ans (il semble en 1973, retourner au repos).

L'éruption de 1960 a été observée et décrite par RÉMY (1963), WILLIAMS et CURTIS (1964).

Les principales phases de cette éruption peuvent être résumées ainsi:

- 10 juillet Phase préliminaire explosive (éruption plinienne). Débouchage d'un ancien cratère sur le flanc (16 h 45) nord-ouest de l'île à mi-pente.
  - Phase de nuée d'avalanche (Rémy), ardente (Williams et Curtis) émise immédiatement après l'explosion initiale (même cratère).
- 10-11 juillet Emission de laves à blocs, type « aa », coulées rapides.
- Fissuration et nouveaux centres d'émission.
- 12-14 juillet Activités vulcanienne et strombolienne violentes (bombes et cendres).

D'après GÈZE (1966) ces phases successives seraient figurées dans son triangle des dynamismes volcaniques par une ligne commençant près de la limite des petits triangles ultravulcanien (VV) et vulcano-dôméen (VD) (débouchage explosif et nuée cendreuse à blocaux), pour se poursuivre en direction des petits triangles strombolovulcano-dôméen (SVD) et enfin strombolien (S).

Il faut retenir de ces descriptions que dans le dynamisme volcanique du Lopévi, la phase gazeuse est primordiale et son rôle encore plus important que dans les éruptions des cratères d'Ambrym.

Une nouvelle éruption du Lopévi débuta le 7 juillet 1963, par une violente explosion qui déboucha le cratère du sommet (PRIAM, 1964; WARDEN, 1967). Au cours de cette éruption, aucune coulée n'est apparue en dehors de la lèvre du cratère, alors que les violentes explosions se succédaient à intervalles de quelques minutes, accompagnées de projections de bombes et laves incandescentes dévalant la pente.

Cette éruption marqua le début d'une activité sporadique du Lopévi avec des coulées de lave et des émissions de cendres intermittentes.



Fig. 20. — Nature des roches éruptives et profondeur des foyers sismiques dans les Nouvelles-Hébrides a) Relation entre silice et alcalis dans les roches volcaniques (d'après A. J. Warden, 1970) b) Profondeur des foyers sismiques sous les volcans.

### 2.4.3 Composition chimique des roches volcaniques

Bien que les volcans actifs du groupe central des Nouvelles-Hébrides se situent sur le même alignement et soient proches les uns des autres, la composition des roches éjectées varie considérablement d'un centre à l'autre.

Les analyses relatives à Ambrym montrent que les roches de ce volcan sont plus alcalines que les roches du Lopévi qui tombent dans le champ des séries des basaltes « high alumina » ou seulement légèrement alcalines (fig. 20 a, b).

En effet, Ambrym et Lopévi sont des îles basaltiques. Très peu d'andésites ont été ramassées sur Ambrym, tandis qu'il y a une plus grande variation pour les roches du Lopévi qui se rangent des basaltes à bytownite (48% SiO<sub>2</sub>) aux andésites à hypersthème (62% SiO<sub>2</sub>) avec prédominance des basaltes (COLLEY, 1969).

Durant les éruptions du Lopévi de 1963-65, WARDEN (1967) a noté que des basaltes tholéitiques à olivine et des andésites à hypersthème ont été émis simultanément du cratère sommital.

		Ambrym				Lop	pevi		
Eruption	1913	1950	······································		50		1963-	-1965	
	Lave	Cendre	Benbow	Scorie	Lave			Bombe	Lave
SiO <sub>2</sub>	49,26	49,60	48,74	50,90	49,60	58,82	55,60	50,88	51,80
$Al_2\bar{O}_3$	17,18	17,20	17,00	21,20	22,05	17,00	14,90	18,18	17,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,47	3,97	13,32	4,75	4,20	7,31	8,80	2,10	9,33
FeO	6,10	7,85		4,45	4,75	<u> </u>	<u> </u>	6,94	<u> </u>
MgO	4,28	4,98	5,00	4,40	4,00	3,10	6,55	7,20	6,05
CaŬ	10,78	10,12	7,50	11,30	12,15	6,05	9,07	11,22	11,14
$Na_2O$	3,20	2,24	4,67	2,25	2,40	5,08	2,78	2,36	2,46
K <sub>2</sub> Õ	1,76	1,66	1,77	0,65	0,65	1,63	1,26	0,54	0,71
TiO <sub>2</sub>	0,89	1,00	0,36	0,50	0,40	0,30	0,62	0,72	0,63
$P_2O_5$	0,37	0,40	1,00	0,20	0,15	0,20	0,16	0,013	0,14
М́О	•	0,37	0.21	0.15	0.15	0.22	0.15	0,16	0.15
H <sub>2</sub> O-	0,12					0,29	,	0,07	
$H_{2}O^{+}$	0,90		0.25	0.05	0,05	-		0.03	

## TABLEAU VIII

# ANALYSE CHIMIQUE DES ROCHES DES VOLCANS AMBRYM ET LOPEVI

## 2.5 LA SISMICITÉ DES NOUVELLES-HÉBRIDES

### 2.5.1 Fréquences des séismes

Le réseau de stations sismologiques de l'O.R.S.T.O.M. que j'ai créé et développé depuis 1957, permet l'enregistrement quotidien des séismes du globe et plus particulièrement de la région des Nouvelles-Hébrides.

Cette sismicité est assez importante comme en témoigne cette statistique établie par le Service des Mines et le Geological Survey du Condominium (MALLICK, 1969).

Durant la période 1963-1969 (sept ans), le nombre total de séismes originaires de l'ensemble des archipels des Nouvelles-Hébrides et Santa-Cruz (enregistrés dans les stations O.R.S.T.O.M.) a été:

16 211 séismes (moyenne annuelle: 2 316).

Le centre international de l'U.S.C.G.S. auquel sont envoyés tous les renseignements sismologiques, a effectué pour cette même période:

1 915 déterminations (moyenne annuelle: 273,5)

Ces déterminations concernent les foyers des séismes de magnitude (m) supérieure à 4.

Ces séismes se répartissent suivant les différents secteurs des Nouvelles-Hébrides et les trois niveaux: normal, intermédiaire, profond.

### TABLEAU IX

Nº	Régions	Nombre total 1963-1969	Nombre moyen annuel	%
1.2	Santa-Cruz	543	77.5	3,3
3	Banks	716	102,3	4.4
4.5	Espiritu-Santo	7 395	1 056,4	45.6
6	Vaté	3 559	508,4	22.0
7	Tanna	1 773	253,3	11.0
8	Loyauté	1 506	215.1	9.3
9	Matthew	719	102,7	4,4
	Total	16 211	1 915	100

	SÉISMES	DES	NOUVELLES-HÉBRIDES	ENREGISTRÉES	PAR	LES	LES	STATIONS	O.R.S.T.O.M.
--	---------	-----	--------------------	--------------	-----	-----	-----	----------	--------------

Dans le tableau précédant le groupement des stations sismologiques au centre de l'archipel favorise le nombre des séismes enregistrés dans les régions centrales Espiritu-Santo et Vaté (plus de 3/4 des séismes de l'ensemble des Nouvelles-Hébrides).

Cette concentration (de faibles séismes) s'atténue avec les déterminations des séismes par l'U.S.C.G.S. utilisant les stations du réseau hébridais, ainsi que les autres stations du réseau mondial.

TABLEAU XSÉISMES DES NOUVELLES-HÉBRIDES DÉTERMINÉS PAR L'U.S.C.G.S. (m > 4) (1963-1969)

No	Régions	P	rofondeur séismes (	km)	Total	Totalité séismes	%
		$h \leq 50$	$50 < h \leq 200$	h > 200		Moyenne annuelle	
1.2	Santa-Cruz	265	125	1	391	56	20.4
Ś	Banks	94	84	55	233	33	12.2
4,5	Esperitu-Santo	227	201	31	459	66	24.0
6	Vaté	219	28	11	258	37	13.5
7	Tanna	74	77	94	245	35	12.8
8	Loyauté	118	59	4	181	26	9.4
9	Matthew	97		0	148		7,7
	Total	1 094	625	196	1 915	274	100

La région des Nouvelles-Hébrides est une zone modérément sismique comparée aux Japon, Kouriles, Kamchatka, aux Aléoutiennes, Alaska et au Pérou, Chili.

Dans le sud-ouest Pacifique, la sismicité des arcs adjacents: Tonga-Kermadec, Nouvelles-Hébrides, îles Salomon-Nouvelle-Bretagne est globalement analogue.

ROTHÉ (1969) a indiqué l'énergie libérée (en 10<sup>20</sup> ergs) dans chaque région de la Terre pendant la période 1953-1965 pour chacun des niveaux normal, intermédiaire et profond (En, Ei, Ep) et au total (Et).

En tenant compte de la longueur (Iº) des arcs on peut évaluer l'énergie libérée par degré d'arc (Eº).

TABLEAU XI						
ÉNERGIE	SISMIQUE	DANS	LE SUD-OUEST	PACIFIQUE		

Nº	Région	lo	En	Enº	Ei	Eiº	Ер	Epo	Et	Et°
12	Tonga-Kermadec	20	4 000	200	2 000	100	1 700	85	7 700	385
14	Nouvelles-Hébrides	13	2 600	200	1 650	<i>127</i>	30	2,3	4 280	330
15	Salomon-Nouvelle-Bretagne	15	2 900	193	340	23	260	17	3 500	233

Dans ce tableau on constate que si l'énergie libérée par les séismes normaux est la même par degré d'arc aux Tonga-Kermadec et aux Nouvelles-Hébrides, celle libérée par les séismes intermédiaires est supérieure aux Nouvelles-Hébrides, tandis que celle libérée par les séismes profonds est très supérieure aux Tonga-Kermadec qui est la région du globe où la sismicité profonde est nettement la plus considérable.

Aucune explication n'a encore été avancée à ce sujet. Je pense qu'une raison de cette importante sismicité profonde pourrait être la convergence en profondeur des plaques lithosphériques plongeantes sous les Nouvelles-Hébrides et sous les Tonga-Kermadec, puisque le pendage des zones sismiques de Benioff est inversé dans chacune de ces régions. Une section verticale (le long du parallèle 20°) montre la structure en V de ces deux arcs.

Les déterminations des directions des pressions maximales dans les mécanismes aux foyers sismiques et les corrélations entre séismes profonds et séismes normaux confirmeraient cette hypothèse.

### 2.5.2 Principaux séismes des Nouvelles-Hébrides

Dans l'archipel des Nouvelles-Hébrides, de 1909 à 1973, il y a eu 5 séismes majeurs de magnitude M supérieure à 8.

1910 juin	16	06 1	<b>h 30</b> :	m 35 s	19º S	169,5º E	h = 100 $\pm$	M = 8,1
1913 octobre	14	08	08	45	19,5	169,0	230	8,1
1920 septembre	20	14	39	00	20,5	168,5	N	8,3
1934 juillet	18	19	40	15	11,5	166,5	N	8,1
1950 décembre	02	19	51	47	18,0	167,7	60	8,1

Les séismes de magnitude égale et supérieure à 7 se répartissent ainsi:

$N^{o}$	Régions	Nombre de séismes				
		Normaux	Intermédiaires	Total		
1.2	Santa-Cruz	14	6	20		
3	Banks	9	5	14		
4.5	Espiritu-Santo	13	12	25		
6	Vaté	7	0	7		
7	Tanna	5	12	17		
8	Lovauté	11	1	12		
9	Matthew	7	6	13		
	Total	66	42	108		

TABLEAU XII SISMICITÉ DES NOUVELLES-HÉBRIDES  $M \ge 7$  (1909-1973)

Ce tableau est représentatif de la sismicité générale des Nouvelles-Hébrides.

- Les séismes normaux sont plus fréquents et plus violents aux deux extrémités de l'arc ainsi que dans le secteur central de cet arc (il en est de même dans d'autres arcs insulaires).

- Dans les secteurs où l'activité volcanique est importante, les séismes intermédiaires sont plus nombreux et plus intenses (Espiritu-Santo, Tanna, Santa-Cruz, Matthew).

Les séismes intermédiaires sont rares dans les secteurs dépourvus de volcan en activité (île Vaté, îles Loyauté).

La carte II montre la répartition de ces séismes dans la région des Nouvelles-Hébrides : les séismes normaux sont, en général, distribués en bordure des fosses océaniques et les séismes intermédiaires sous l'arc des volcans.

### 2.5.3 Les séismes profonds

La localisation de séismes profonds dans la région des Nouvelles-Hébrides est l'une des plus importantes contributions du développement du réseau des stations sismologiques.

Avant 1957, un seul séisme profond avait pu être déterminé dans cette région.

1949 juillet 18 0	8 h 28 m 20 s	13º S	171,5 E	H = 604	M = ?
-------------------	---------------	-------	---------	---------	-------



Fig. 21. - Nouvelles-Hébrides: carte des séismes profonds (1960-1970)

De 1957 à 1973, 51 foyers sismiques (h = 550-650 km) ont été repérés dans cette région :

- 47 séismes sont groupés au nord-est de l'archipel dans une zone étirée dans la direction W.-N.-W.-E.-S.-E., vers les séismes profonds de l'arc des Salomon à l'ouest, et ceux des Fidji à l'est.
- 3 séismes sont au sud à l'intérieur de l'arc de Matthew-Hunter.
- 1 séisme est situé à l'ouest de l'archipel et à l'extérieur de son arc.
- 1 séisme a été récemment déterminé à l'aplomb de cet arc sous les îles Banks.



Fig. 22. — Nouvelles-Hébrides: cartes des séismes du manteau supérieur (intermédiaires et profonds)

















- Fig. 23. Nouvelles-Hébrides: sismicité du manteau supérieur et volcans
  - a) Séismes profonds et intermédiaires et arc volcanique. Carte géographique.
- b) Projection verticale des séismes suivant l'axe N-S volcanique. Arches des séismes intermédiaires.
- c) Coupe représentant la sismicité du secteur des volcans Ambrym, Lopévi dans l'hypothèse d'une lithosphère plongeante



Ces deux derniers séismes sont en dehors de la structure d'arc insulaire normale. Il y a eu quelques séismes profonds aussi extraordinaires, déterminés dans d'autres régions (fig. 21).

Le « centre de gravité » des hypocentres des 47 séismes profonds situés au nord-est des Nouvelles-Hébrides a pour coordonnées:

13,5° S et 171° E.

# 2.5.4 Les séismes du manteau supérieur et les volcans actifs

La répartition des épicentres des séismes intermédiaires montre qu'ils sont étroitement répartis sur un arc de cercle (entre les latitudes 12° et 17° S) qui est confondu en surface avec l'arc des volcans actifs (l'arc des séismes serait plutôt une portion de couronne circulaire). Aux extrémités de cet arc, la bande des épicentres des séismes intermédiaires diverge symétriquement vers le nord-ouest (volcan Tinakula) et le sud-est (volcan Tanna) (fig. 22).

Le centre de cet arc est pratiquement confondu avec le « centre de gravité » des séismes profonds défini ci-dessus.

Les volcans se situent sur trois arcs circulaires:

- sur l'arc externe: Tinakula (îles Santa-Cruz) et Yasour (îles Tanna) (activité permanente),

- sur un arc interne: Ambrym, Lopévi, Karua (fortes activités sporadiques),

— sur un arc plus interne: Vanua Lava, Gaua, Aoba (solfatares ou faible activité).

Ces arcs sont également centrés sur « le centre de gravité » des séismes profonds.

L'arc des séismes intermédiaires est confondu avec l'arc des volcans actifs: Ambrym, Lopévi, Karua.

Il apparait un décalage entre l'arc de ces volcans actifs et l'arc des volcans peu actifs (Vanua Lava, Gaua, Aoba) qui ne se trouvent plus, comme les précédents, au-dessus des foyers sismiques intermédiaires. Il y aurait peut être dans ce décalage (coulissage de deux compartiments crustaux) une explication à la moindre activité de ces volcans, hypothèse justifiée, d'autre part, par la très forte activité sismique en surface dans cette zone où des failles transformantes viennent d'être mises en évidence.

Dans l'espace, les volcans en surface et les foyers sismiques au niveau intermédiaire sous ces volcans, sont répartis sur une surface cylindrique verticale.

L'intersection de cette surface cylindrique verticale par un plan incliné (en l'occurence la zone sismique de Benioff) est un arc elliptique qui en projection verticale, donnera également un arc elliptique (un arc de cercle pour un pendage de 45°).

Ce sont de tels arcs, des sortes d'arches qui apparaissent dans la section verticale nord-sud dans la région des Nouvelles-Hébrides (fig. 23).

On retrouve ces arches de séismes intermédiaires sous les arcs volcaniques dans d'autres structures d'arc insulaire telles que le Japon, les Kouriles, les Salomon.

Dans le cas des Nouvelles-Hébrides, on constate que les volcans s'alignent au-dessus d'arches de séismes intermédiaires, les foyers sismiques sous-jacents étant à des profondeurs différentes d'un volcan à l'autre.

Les volcans étant généralement alignés le long des arcs, rarement perpendiculairement à ces arcs, cette configuration en arche des séismes du manteau supérieur donne une représentation plus exacte de la répartition des séismes sous les volcans que la « zone de Benioff ».

Pour la région des Nouvelles-Hébrides, il n'apparait pas de continuité sismique entre les séismes intermédiaires (120-320 km) et profonds (550-660 km). Cependant, la localisation des séismes profonds au centre de symétrie de cette architecture, implique une *corrélation géographique* entre ces séismes profonds, les arches sismiques intermédiaires, les arcs volcaniques et les séismes normaux.

### 2.5.5 Division de la région des Nouvelles-Hébrides en secteurs

Pour les études sur la sismicité et ses corrélations avec le volcanisme, l'archipel des Santa-Cruz et Nouvelles-Hébrides a été partagé en 9 secteurs (fig. 24).



Fig. 24. - Nouvelles-Hébrides: division de l'archipel en secteurs

TABLEAU XIII DÉCOUPAGE DES NOUVELLES-HÉBRIDES

• ··-	Nº		Secteurs	Volcans
•	1		Iles Santa-Cruz	Tinakula
avelles-Hébrides	2 3	Nord:	Iles Torrés Iles Banks	Vanua-Lava, Gaua
	4 5	Centre:	Ile Espiritu-Santo Ile Mallicolo	Aoba Ambrym, Lopévi, Volcan s/m, Karua
	6 7	Sud:	Ile Vaté Ile Tanna	Yasour
Noi	8		Ile Anatom (Iles Loyaute) Ilôt Matthew	Matthew

Des coupes verticales dans ces différents secteurs, montrent la répartition de la sismicité dans les Nouvelles-Hébrides durant ces dix dernières années (1963-1972), pour lesquelles les déterminations des foyers sismiques sont bonnes (fig. 25, 26, 27, 28, 29).





Fig. 25. — Secteur des îles Santa-Cruz: sismicité (section verticale), (1963-1972)



Fig. 26. — Secteur des îles Banks: sismicité (section verticale), (1963-1972)


Fig. 28. — Secteur de l'île Mallicolo: sismicité (section verticale), (1963-1972)



5

## CORRÉLATIONS TEMPORELLES ENTRE SÉISMES DU MANTEAU SUPÉRIEUR ET ÉRUPTIONS VOLCANIQUES

## **1** Séismes intermédiaires et éruptions de volcans

## 1.1 CORRÉLATIONS DANS LES NOUVELLES-HÉBRIDES

#### 1.1.1 Phénomènes importants

De 1910 à 1973, il y a eu 10 séismes intermédiaires de magnitude égale ou supérieure à 7, dans la région centrale des Nouvelles-Hébrides et au voisinage des volcans Ambrym, Lopévi et sous-marins (est d'Epi et Karua). Durant cette même période, il a été observé 10 éruptions importantes de ces volcans, éruptions qui ont été remarquables par l'abondance des laves ou des cendres rejetées, l'ouverture de fractures, le réveil de volcans assoupis depuis quelques temps, les dégâts et victimes occasionnés et qui peuvent être estimées grandes, c'est-à-dire classées comme « g ».

Ces éruptions ont fait l'objet de rapports dans la presse ainsi que de publications et de livres.

En rapprochant ces deux chronologies des phénomènes sismiques et volcaniques, on constate que: tous les séismes intermédiaires ont précédé de quelques mois les éruptions des volcans.

 Le rapport D/t apparait différent d'un volcan à l'autre et peut être en liaison avec le dynamisme différent des éruptions particulier à chacun de ces volcans.

En effet, pour Ambrym	$0,83 \le D/t \le 1,37 \text{ km/jour},$
Lopévi	$1,85 \le D/t \le 2,22 \text{ km/jour,}$
Volcan s/m	D/t = 1,45 km/jour.

Ces corrélations avaient été signalées dès 1962 (BLOT et PRIAM, 1963). Elles sont illustrées par les figures 30 et 31:

Sur ces graphiques on remarque un premier aspect important de ces corrélations: bien que la précision des déterminations des épicentres soient moindres avant 1960, il y a cependant un groupement très net des foyers sismiques suivant leur liaison avec un volcan.





Fig. 30. — Nouvelles-Hébrides: séismes intermédiaires (Magnitude = 7) proches des volcans du centre (1910-1970)

Fig. 31. — Nouvelles-Hébrides: corrélations séismes intermédiaires (M = 7) — éruptions volcaniques (fortes), (1910-1970)



Fig. 32. — Nouvelles-Hébrides: séismes intermédiaires 100-300 km (Magnitude =  $6 \pm$ ) proches des volcans du centre (1940-1959)

Fig. 33. — Nouvelles-Hébrides: corrélations séismes intermédiaires ( $M = 6 \pm$ ) — éruptions volcaniques (modérées), (1940-1959)



Tandis que tous les séismes relatifs au volcan Ambrym sont localisés au nord de celui-ci, les séismes précurseurs des éruptions du Lopévi sont pratiquement sous lui, légèrement à l'est. En plus, de cette corrélation géographique, l'existence entre 1910 et 1972 de deux séismes intermédiaires de magnitude identique forte M = 7,2, et deux seulement, quelques mois avant les deux réveils spectaculaires du Lopévi (les rapports D/t étant d'autre part identiques) fait pressentir que ces événements n'étaient pas fortuits, mais témoins de corrélations permanentes et générales entre les phénomènes sismiques et volcaniques.

#### 1.1.2 Séismes intermédiaires moyens $6 \le M \le 6,9$

(1) Période 1940-1959. A partir de 1935-1940, les séismes moyens ont commencé à être déterminés avec quelque précision par les centres nationaux et internationaux et à figurer dans les catalogues de ces centres.

On a pu ainsi établir la liste chronologique des séismes intermédiaires dans la région des volcans du centre des Nouvelles-Hébrides. Les principales données émanent des catalogues de l'International Seismological Summary (I.S.S.) qui, à cette époque, compte tenu de la moindre précision des données fournies par les stations encore peu nombreuses et des tables de propagation, affectait aux séismes d'une région des épicentres identiques par analogie avec ceux déterminés à partir de séismes précédents plus forts.

C'est ainsi que la plupart des séismes ont pour épicentre 16,1° S et 168,3° E.

Les éruptions volcaniques notables, c'est-à-dire d'une ampleur assez conséquente pour être bien observées et aussi dignes d'être rapportées dans des registres, ont été recensées. Mais parfois, ces rapports ou transmissions des observations ont été faits un certain temps après le phénomène et la date précise n'a pu être notée.

En comparant les chronologies des séismes intermédiaires et des éruptions volcaniques, on constate que la plupart des séismes intermédiaires ont précédé de quelques mois toutes les éruptions signalées, mais qu'il y a une lacune importante pour la période 1940-1947 qui s'explique par la Deuxième Guerre mondiale, en particulier à partir de 1943 où l'armada américaine a occupé les Nouvelles-Hébrides et où des combats violents se sont déroulés dans les parages.

Les figures 32 et 33 illustrent ces corrélations.

(2) Période 1960-1973. Les chronologies et les corrélations entre séismes intermédiaires et éruptions des volcans du centre de l'archipel des Nouvelles-Hébrides pour les phénomènes modérés et la période 1960-1973, ont été également faites.

La précision des déterminations des épicentres (coordonnées) et des profondeurs des séismes est beaucoup plus grande.

Le groupement des séismes précurseurs des éruptions d'un volcan se resserre autour de ce volcan. D'autre part (fig. 34, 35) on constate qu'il existe des séquences ascendantes de séismes intermédiaires successifs antérieurement à une éruption. Nous reviendrons plus loin sur la migration de ces séismes.

Dans les tableaux de sismicité, les deux déterminations des magnitudes m et M sont indiquées.

## 1.1.3 Séismes intermédiaires faibles

A l'occasion de l'année Géophysique Internationale en 1957-58, l'implantation de nouvelles stations sismologiques modernes dans le sud-ouest Pacifique, dont celles du réseau O.R.S.T.O.M. dans la région des Nouvelles-Hébrides, a permis la détection et la détermination de séismes de grandeur moindre et de plus en plus nombreux.

D'autre part, à cette même époque, la création dans le Condominium des Nouvelles-Hébrides de Services géologiques: Service des Mines Français et Geological Survey Britannique, a intensifié les recherches volcanologiques et la surveillance des volcans. Les informations d'éruptions par des observateurs bénévoles de plus en plus nombreux, ont pu être centralisées rapidement dans ces services et contrôlées par des recoupements et des missions sur les volcans concernés.

Ainsi, depuis 1960, nous disposons d'une chronologie pratiquement complète des événements sismiques et volcanologiques dans la région des Nouvelles-Hébrides.

L'inventaire de tous les séismes intermédiaires, sous les volcans du centre des Nouvelles-Hébrides, de magnitude m < 5, et la chronologie des éruptions volcaniques faibles pour la période 1962-1971, ont été faits.

Comme dans les paragraphes antérieurs, les figures 36 et 37 montrent les corrélations entre ces séismes intermédiaires et les éruptions des volcans.



Fig. 34. — Nouvelles-Hébrides: séismes intermédiaires (Magnitude =  $6 \pm$ ) proches des volcans du centre (1961-1971)

Fig. 35. — Nouvelles-Hébrides: corrélations séismes intermédiaires  $(M = 6 \pm)$  — éruptions volcaniques (modérées), (1961-1971)





Fig. 36. — Nouvelles-Hébrides: séismes intermédiaires (Magnitude = 4-5) proches des volcans du centre (1962-1970)



Fig. 37. — Nouvelles-Hébrides: corrélations séismes intermédiaires (M = 4-5) éruptions volcaniques (faibles), (1962-1970)

#### 1.1.4 Corollaire des corrélations séismes intermédiaires-éruptions volcaniques

Les enquêtes menées sur les corrélations entre séismes intermédiaires et éruptions volcaniques et exposées dans les paragraphes précédents, montrent que les volcans du centre de l'archipel des Nouvelles-Hébrides, bien que proches les uns des autres, ne sont pas en activité simultanément et que leurs éruptions de caractère différent, ne sont pas en corrélation identique avec les séismes précurseurs.

Considérons les deux volcans voisins, Ambrym et Lopévi. Dans les tableaux XV et XVI, nous avons séparé les corrélations relatives à chacun des deux volcans et considéré la valeur de la magnitude des séismes intermédiaires en groupant les données pour les magnitudes m, comprises entre les grandeurs suivantes:

(1)  $5 \le m \le 6$  (2)  $4,5 \le m \le 4,9$  (3)  $3,8 \le m \le 4,4$  et pour la période 1960-1973.

Le tableau XVII, récapitule les valeurs moyennes des paramètres des séismes intermédiaires précurseurs des éruptions volcaniques (coordonnées, profondeurs) et des corrélations (délais, « pseudo-vitesse »).

A partir de ce tableau, on peut faire les remarques suivantes:

- les centres de gravité des coordonnées des séismes intermédiaires, liés aux éruptions des deux volcans voisins, Ambrym et Lopévi, sont bien distincts et situés sous chacun de ces volcans (très légèrement au nord),

- les profondeurs moyennes de ces foyers sismiques sont différents:

hm = 188 km pour Ambrym; hm = 219 km pour Lopévi.

— Pour le volcan Ambrym: les magnitudes des séismes paraissent liées proportionnellement aux profondeurs de ceux-ci, tandis que les délais sont inversement proportionnels à ces profondeurs:

h = 211  km	$m = 5,3 \pm 3$	t = 209 jours	h/t = 1,01  km/j
= 190	4,7 $\pm 2$	213	0,89
= 171	4,2 $\pm$ 2	217	0,79

d'où, des « pseudo-vitesses » proportionnelles aux magnitudes des séismes intermédiaires précurseurs et également



Fig. 38. -- Nouvelles-Hébrides: séismes intermédiaires au voisinage des volcans Ambrym et Lopévi (1961-1971)
a) Carte des épicentres.
b) Section verticale suivant l'axe des volcans A-B.

aux profondeurs de ces séismes sans que l'on puisse apparemment établir de discrimination entre l'une ou l'autre influence.

D'après les observations faites dans d'autres régions (décrites plus loin), en particulier sur la migration des séismes, les « pseudo-vitesses » en particulier sur la migration des séismes, les « pseudo-vitesses » de corrélation, séismes intermédiaires-éruptions volcans augmenteraient avec la profondeur des foyers sismiques.

-- Pour le volcan Lopévi : les paramètres précédents, pour les différentes grandeurs de la magnitude des séismes, ont les valeurs suivantes :

h = 230  km	$m = 4,75 \pm 0,25$	t = 204 jours	h/t = 1,13  km/j
= 210	4,1 $\pm$ 0,3	189	1,11

On observe dans ce cas, une très faible variation de la « pseudo-vitesse » de corrélation en fonction de la profondeur et de la magnitude.

Cependant, il faut rappeler les « pseudo-vitesses » de 1,85 km/j obtenues lors des deux réveils du Lopévi, avec les séismes intermédiaires précurseurs de magnitude M = 7,2. Il y aurait dans ce cas, une certaine connexité entre les fortes magnitudes et les délais de débouchage des volcans assoupis (phénomène dans lequel la phase gazeuse joue un rôle prépondérant).

#### TABLEAU XV

## NOUVELLES-HÉBRIDES. RÉGION CENTRALE. VOLCAN : AMBRYM CORRÉLATIONS SÉISMES INTERMÉDIAIRES — ÉRUPTIONS VOLCANIQUES

		Séismes int	ermédiaires				Corrélations		Eruptions
Date		Coord	onnées	h	m	D	t (jours)	D/t km/jour	Date
		° <i>S</i>	°E	(1.11)		[ K///)	1.10.11.57	init/jour	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
1961 janv.	24	15 7	167,7	198	5,3	210	203	1,03	1961 août 15
1962 sept.	01	15,9	168,2	241	5,6	243	214	1,13	1963 avril 03
1965 mars	24	16,3	168,0	188	5,3	190	236	0,80	1965 nov. 15
1966 juil.	22	16,0	168,0	188	5,4	190	196	0,97	1967 fev. 02
1969 поч.	09	16,3	167,9	186	5,3	188	177	1,06	1970 mai 05
1973 fev.	21	16,0	168,4	265	5,0	265	230	1,15	1973 oct. 07
5 ≤ m ≤	6	16,03	168,03	211	5,3	214	209	1,01	
1962 mars	12	16.1	168.2	177	4.6	177	198	0.89	1962 sept. 28
1962 avril	19	15.9	168.0	218	4.9	222	253	0.88	1962 déc. 28
1963 juil.	14	15.8	168.0	186	4.5	190	211	0,90	1964 fév. 10
1966 juil.	31	16.1	168.1	178	4,6	178	214	0,83	1967 mars 03
1969 mai	30	16.1	168.1	184	4,7	185	200	0,93	1969 déc. 15
1970 fév.	07	16,2	168,1	199	4,8	200	200	1,00	1970 fév. 07
4,5 ≤ m ≤	4,9	16,03	168,08	190	4,7	192	213	0,89	
1965 jany	28	157	168 1	151	43	165	204	0.80	1965 août 20
1965 déc	30	163	168.0	191	42	191	250	0.76	1966 sept. 06
1967 fév	09	16.3	168.1	160	4.0	160	210	0.76	1967 sept. 07
1967 juil.	19	15.8	167.8	149	4.3	155	191	0.81	1968 janv. 26
1969 fév	10	16.1	168.4	183	4.4	183	186	0.98	1969 août 15
1970 fév.	18	15.8	168.0	158	4.2	160	192	0.83	1970 août 29
1970 mars	27	16,2	168,3	196	4,2	200	250	0,80	1970 déc. 02
1971 août	03	16,0	168,0	182	4,0	185	256	0,72	1972 avril 15
4,0 ≤ m ≤	4,4	16,01	168,10	171	4,2	174	217	0,79	

#### TABLEAU XVI

## NOUVELLES-HÉBRIDES. RÉGION CENTRALE. VOLCAN : LOPÉVI CORRÉLATIONS SÉISMES INTERMÉDIAIRES --- ÉRUPTIONS VOLCANIQUES

	Séismes intermédiaires					Corrélation	7	Eruptions
Date	Coord	lonnées	h	m	D	t	D/t	Date
	° <i>S</i>	°E	( <i>Km</i> )		( KM)	(jours)	km/jour	
1963 janv. 06	17,1	168,3	224	4,5	230	182	1,26	1963 juil. 07
1963 mars 10	16,0	168,5	283	4,7	285	230	1,23	1963 nov. 01
1966 fév. 15	16,3	168,1	205	4,5	205	203	1,01	1966 sept. 06
1967 fév. 17	16,7	168,5	222	4,5	225	194	1,16	1967 août 30
1968 fev. 11	15,9	168,0	198	4,5	205	183	1,12	1968 août 13
1968 mars 31	16,3	168,4	243	4,8	245	229	1,07	1968 nov. 15
1971 sept. 22	16,3	168,2	230	5,0	230	205	1,12	1972 avril 15
4,5 ≤ m ≤ 5	16,37	168,30	230	4,6	232	204	1,127	
1963 août 19	17,0	168,8	, 237	3,8	245	233	1,05	1964 avril 08
1964 avril 01	17,4	168,6	227	4,4	230	179	1,28	1964 sept. 27
1964 sept. 29	16,1	168,1	172	4,0	175	160	1,10	1965 mars 08
1966 déc. 17	16,8	168,8	243	4,4	245	186	1,31	1967 juin 21
1967 juin 26	16,1	168,3	187	4,2	190	163	1,16	1967 déc. 07
1968 fév. 15	16,0	168,2	177	4,1	180	183	1,00	1968 août 13
1968 aout 10	16,0	168,1	170	4,3	170	158	1,07	1969 janv. 15
1969 aout 31	16,1	168,4	264	4,0	265	251	1,05	1970 mai 09
$3,8 \leq m \leq 4,4$	16,44	168,41	210	4,2	212	189	1,11	

## TABLEAU XVII

NOUVELLES-HÉBRIDES. RÉGION CENTRALE. VOLCANS : AMBRYM, LOPÉVI CORRÉLATIONS SÉISMES INTERMÉDIAIRES — ÉRUPTIONS VOLCANIQUES

	Désignation des paramètres				brym	i	Lopévi
				° <i>S</i>	°E	٥S	°E
	Volcans Séismes Intermédiaires	Coordonnées Coordonnées		16,25 16,02	168,08 168,07	16,5 16,41	168,35 168,36
	$3,8 \leq m \leq 6$	Profondeur Délai « Pseudo-vitesse »	h t h/t	1 2 0	.88 213 ,88		219 196 1,12
(1)	$5 \le m \le 6$ $m = 5,3$	Coordonnées Prodondeur Délai « Pseudo-vitesse »	h t h/t	16,03 2 2 1	168,03 11 09 ,01		
(2)	$\begin{array}{l} 4,5\leqslant m\leqslant 4,9\\ m=4,7 \end{array}$	Coordonnées Profondeur Délai « Pseudo-vitesse »	h t h/t	16,03 1 2 0,	168,08 90 13 ,89	16,37	168,30 230 204 1,13
(3)	$3,8 \le m \le 4,4$ m = 4,2	Coordonnées Profondeur Délai « Pseudo-vitesse »	h t h/t	16,01 1 2 0,	168,10 71 17 79	16,44	168,41 210 189 1,11

(h en kilomètres, t en jours, h/t en kilomètres par jour.)

#### 1.1.5 Graphiques des corrélations

Les corrélations précédemment définies sont illustrées dans les quelques figures suivantes:

Figures 38 a et 38 b. Tous les foyers sismiques intermédiaires dans la région des volcans Ambrym et Lopévi (pour la période 1960-72), sont pointés sur une carte de ce secteur et en coupe verticale suivant l'axe AB qui est confondu avec l'arc volcanique.

Les hypocentres des séismes précurseurs des éruptions d'Ambrym et du Lopévi sont groupés le long de cet axe et non dispersés autour des volcans. Ils sont sur l'arche des séismes intermédiaires des Nouvelles-Hébrides et on remarque la pente de cette portion d'arche qui entraîne une différence de profondeur entre le nid des séismes en liaisons avec chacun de ces volcans.

Figure 39. Dans un diagramme temps/distance relatif à chacun des volcans Ambrym et Lopévi, les valeurs de t (laps de temps entre séisme intermédiaire et éruption) et de D (distance entre hypocentre et volcan) pour toutes les corrélations des tableaux XV et XVI ont été pointées.

Les droites:

 $t_A \approx 0.88 \cdot h \pm 20$  et  $t_L = 1.12 \cdot h \pm 20$ 

 $(\pm 20 \text{ km} \text{ étant l'imprécision admise dans la détermination des hypocentres})$ (0,88 et 1,12 étant les « pseudo-vitesse » moyennes pour Ambrym et Lopévi) rendent bien compte d'une corrélation entre les séismes intermédiaires et les éruptions des volcans.

Etant donné l'influence de la magnitude des séismes sur les « pseudo-vitesses » (en particulier pour Ambrym) qui occasionne une plus grande dispersion (les valeurs des magnitudes étant aussi entachées d'erreurs), et compte tenu également du faible échantillonnage, les droites de régressions ne sont pas significatives et ne sont pas représentées sur ces diagrammes.



Fig. 39. — Diagrammes temps — distances des corrélations séismes intermédiaires — éruptions des volcans Ambrym et Lopévi, Nouvelles-Hébrides



Fig. 40. — Corrélations séismes intermédiaires — éruptions des volcans Ambrym et Lopévi, Nouvelles-Hébrides, Variations des paramètres (h = profondeur; m = magnitude; t = délai entre séisme et éruption)

Figure 40. Les influences de la magnitude et de la profondeur des séismes intermédiaires sur les « pseudovitesses » de corrélation sont mises en évidence dans les diagrammes de cette figure. Pour le volcan Ambrym, il y a une nette relation entre les paramètres, relation apparemment absente pour Lopévi.

## 1.1.6 Eruptions du volcan mont Gharat (île Gaua)

Le volcan de l'île Gaua (dénommé aussi Lakoma, Santa-Maria) s'est réveillé le 9 novembre 1963 par une éruption gazeuse très modérée, avec émission de cendres arrosant l'île. Ce volcan était éteint depuis quelque temps semble-t-il, car il n'y a aucune mention d'éruption dans le passé.

Un séisme intermédiaire (h = 174 km), de magnitude M = 6,1, avait eu lieu sous l'île Gaua le 6 juin 1963, c'est-à-dire 5 mois avant cette éruption.

Depuis, on observe de temps en temps, des éruptions de gaz et de cendres assez modérées.

Les valeurs moyennes spécifiques des corrélations (9 cas de 1963 à 1971) sont exposées dans le tableau suivant.

#### TABLEAU XVIII

Mont Gharat	Magnitude	Coordonnées		Profondeur	Délai t (jours)	« Pseudo-vitesse »	
	m	• <u>S</u> • <u>E</u>		h (km)		h/t km/jour	
Volcan (9 éruptions)		14,25	167,5	_			
	$5,5 \le m \le 5,9$ m = 5.75	14,40	167,36	185	161	1,15	
Séismes intermédiaires	$\begin{cases} 4,0 \leq m \leq 4,5 \\ m = 4,25 \end{cases}$	14,38	167,40	179	173	1,04	
	$\begin{array}{c} m = 4,23 \\ 4,0 \leq m \leq 5,9 \end{array}$	14,39	167,38	181	168	1,08	

PARAMÈTRES DE CORRÉLATION, SÉISMES INTERMÉDIAIRES — ÉRUPTIONS VOLCANIQUES VOLCAN : MONT GHARAT (ILE GAUA)



Fig. 41. — Nouvelles-Hébrides: séismes intermédiaires au voisinage du volcan Gaua (1961-1971)a) Carte des épicentres.b) Section verticaie N-S.

On peut faire les remarques suivantes à partir de ces paramètres:

(a) Les hypocentres des foyers sismiques relatifs au volcan mont Gharat sont groupés dans le sud-ouest de l'île Gaua (fig. 41 a, b).

(b) Comme pour le volcan Ambrym, les séismes les plus profonds sont les plus intenses et les « pseudovitesses » de corrélation sont plus grandes.

(c) Ces « pseudo-vitesses » (h/t = 1,08 km/jour) sont voisines de celles relatives au volcan Lopévi (h/t = 1,12 km/jour).

## 1.1.7 Eruptions du volcan Tinakula (îles Santa-Cruz)

Vers le nord, l'archipel des Nouvelles-Hébrides se termine par les îles Santa-Cruz, dont la plus septentrionale est le volcan Tinakula.

Comme pour les volcans précédents, toutes les données sismiques et volcanologiques relatives à cette zone, corroborent l'existence de corrélations temporelles entre les deux phénomènes. Ces corrélations ont pour paramètres moyens:

## PARAMÈTRES DE CORRÉLATIONS, SÉISMES INTERMÉDIAIRES — ÉRUPTIONS VOLCANIQUES VOLCAN : TINAKULA (ILES SANTA-CRUZ)

Tinakula	Magnitude m	Cool	rdonnées	Profondeur h (km)	Délai t (jours)	«Pseudo-vitesse» h/t km/jour	
	· · · · ·	° <i>S</i>	°E				
Volcan (5 éruptions) Séismes intermédiaires	4 ≤ m ≤ 6	10,46 10,60	165,75 165,88	178	215	0,83	
Г	165° 166	<u>5</u> 0	167ºE				
			3uz	SEISMES INT (100 – 300 km	ERMEDÍAIRES )m,M≥5		
-		UTUPUA Ø	11º	1950 — 	1971		
-		VANIKOR	120	CORRELATIONS SEISMES INTEL ERUPTIONS VOL	RMEDIAIRES CANIQUES		
0		195 [Mij	64 1 1 1 A 1 S 1 O 1 N 1 D				
10	° ¹₩		20	_			
20 ,† kr		) IV ) 1966 D JIFIMIAIMIJ		- 1971 JIELMIAIMIJIJIA			
10	0			- 5b			
20  -   kr		₹_		-	+		

Fig. 42. — Corrélations entre séismes intermédiaires et éruptions du volcan Tinakula, îles Santa-Cruz

•

Les 5 observations d'éruption du volcan Tinakula (rapportées) de 1951 à 1971, permettent de constater que les hypocentres des séismes intermédiaires précurseurs sont groupés dans le sud-est de l'île et que les « pseudo-vitesses » (h/t = 0.83) se rapprochent de celles d'Ambrym (h/t = 0.88 km/jour) (fig. 42).

Les diagrammes temps-distance (fig. 43) présentent pour les volcans Gaua et Tinakula, les corrélations séismes intermédiaires-éruptions dans les mêmes conditions que pour Ambrym et Lopévi.



Fig. 43. — Diagrammes temps-distances des corrélations séismes intermédiaires — éruptions des volcans Gaua (îles Banks) et Tinakula (îles Santa-Cruz)

#### 1.2 CORRÉLATIONS DANS D'AUTRES ARCS INSULAIRES

Les corrélations temporelles entre séismes intermédiaires et éruptions de volcans, se retrouvent dans les autres arcs insulaires.

De nombreux cas analogues à ceux des volcans des Nouvelles-Hébrides, ont été recensés. Ne disposant pas des mêmes conditions de recherche que pour l'archipel hébridais (séjours prolongés, accès aux archives et observations *in situ*), les séismes intermédiaires catalogués dans les bulletins internationaux et les éruptions signalées dans le catalogue des volcans actifs n'ont pu être corrélés en totalité dans tous les arcs insulaires.

Les quelques exemples présentés, parmi les phénomènes les plus remarquables, montrent que ces corrélations sont typiques des activités des volcans des arcs insulaires et que les paramètres: profondeurs, délais, « pseudovitesse » varient suivant les régions et le dynamisme des éruptions.

## 1.2.1 Région: Indonésie. Ile Halmahera et îles de la Sonde

Dans la région de l'île Halmahera, le séisme intermédiaire *le plus violent* a été celui du 25 juin 1907 (M = 7,5, h = 200 km). Le 17 novembre 1907, le volcan proche, le Peak of Ternate (ou Gamalama) entrait en éruption intense avec coulée de lave (la coulée précédente avait eu lieu le 7 février 1847).



Fig. 44. — Séismes intermédiaires précurseurs du réveil des volcans Peak of Ternate et Ili Boleng, Indonésie

Fig. 45. — Corrélations séismes intermédiaires éruptions du volcan Bagana, îles Salomon A la pointe est de l'île Flores (archipel de la Sonde), le volcan insulaire Ili Boleng est entré en forte activité, d'août à octobre 1944 (éruption précédente en 1925-1927) environ 5 mois après un très fort séisme intermédiaire de magnitude M = 7,5 (h = 220 km) survenu le 22 mars 1944.

Séismes intermédiaires						Corrélations	5	Eruptions Volcans	
Epic	entre			Date	D	t	D/t	Date	Volcan
		h	M		(km)	(jours)			
1º,0 N	127° E	200	7,5	1907 juin 25	205	140	1,46	1907 août 12	Peak of Ternate
8°,5 S	123°,5	220	7,5	1944 mars 22	220	146 ± 15	1,50 ±	1944 août	Ili Boleng

TABLEAU DE CORRÉLATION

#### 1.2.2 Région: îles Salomon, île Bougainville

Volcan: Bagana. Lat. 6º8'40" S, long. 115º11'20" E, alt. 1 702 m

Le volcan Bagana est le plus actif de la région des îles Salomon. Il a souvent des éruptions avec production de nuées ardentes, coulées de lave et explosions puissantes. Dans une région, exempte de population blanche, il y a peu de comptes rendus détaillés de ses activités.

Durant ces dernières décades, l'une des plus importantes éruptions est celle qui a commencé le 29 février 1952.

Il y eut de très violentes explosions projetant des cendres jusqu'à 10 000 m d'altitude, des nuages incandescents et des coulées de lave avec de fréquentes secousses telluriques. L'extrusion d'un dôme a été observée pendant la deuxième quinzaine du mois de mars 1952. Un nouveau cratère s'est formé sur la paroi nord. La forte activité se poursuivit jusqu'en septembre 1952.

Après une période de calme relative, l'activité de ce volcan reprenait en *juin 1953* avec des grondements particulièrement bruyants, la formation d'un nouveau cratère, et des coulées de lave. De fortes explosions ont été observées les 10 et 25 juillet et pendant le mois d'août.

Dans les bulletins sismiques on relève à cette époque les deux séismes intermédiaires forts du 21 mai 1951 et du 28 novembre 1952, qui ont précédé de quelques mois ces deux périodes d'activité du Bagana, les corrélations étant mises en évidence dans le tableau suivant.

Séismes intermédiaires				Corrélations			Eruptions volcans				
	Epicentre			Date			D t		D/t	Date	Volcan
°S	°E	h	M		( <i>km</i> )	(jours)	km/j				
6,2	154,8	150	7	1951 mai 21	155	284	0,54	1952 fév. 29	Bagana		
6,5	155,5	100	6 3/4	1952 nov. 28	110	210	0,52	1953 juin	Bagana		

Tableau	DE	CORRÉLATION

# 1.2.3 Région: Nouvelle-Bretagne

Volcan: Rabaul

Les volcans de Rabaul sont répartis autour de la grande caldera que constitue la baie Blanche (ou le port de Rabaul) à l'extrémité nord-est de la grande île de Nouvelle-Bretagne. Les cratères actuellement actifs sont:

le Vulcan (lat. 4º16'15" S	long. 152º10'09" E	alt. 226 m) et
le Matupi (lat. 4°14'15" S	long. 152°12'50" E	alt. 229 m),

l'un sur le bord est, l'autre sur le bord ouest de cette caldera.

Ces cratères sont peu souvent en éruptions, mais celles-ci sont très violentes. Une activité du Matupi a été signalée vers 1767 et la première éruption réellement observée, date de 1878 (très violente éruption explosive sousmarine). Les éruptions suivantes eurent lieu en 1937 et en 1941.



Fig. 46. — Corrélations séismes intermédiaires éruptions du volcan Rabaul, Nouvelle-Bretagne

Fig. 47. — Corrélations séismes intermédiaires — éruptions des volcans Goriaschaia, Prevo peak, Zavaritzky, îles Kouriles

1937 mai 29: après une série de chocs sismiques continue, une violente éruption explosive survint dans Vulcan et dura 4 jours. Plusieurs villages furent détruits et 505 natifs furent tués. Le lendemain (comme en 1878) le Matupi entrait également en violente éruption de courte durée.

1941 juin 6: le Matupi entra de nouveau en éruption avec éjection de poussières, lapilli, roches et quelques bombes en croûte de pain. Cette éruption se poursuivit sporadiquement jusqu'à mars-avril 1942.

Depuis l'activité du Matupi est réduite à quelques fumerolles avec des températures n'excédant pas 100 °C.

Depuis le début de ce siècle, il y a eu deux séismes semblables de magnitude 7, proches du volcan Rabaul (et deux séismes seulement) en décembre 1936 et janvier 1941, c'est-à-dire quelques mois avant ces éruptions.

Séismes intermédiaires						Corrélations	Eruptions volcans			
	Epicentre		Epicentre		D	D t mois D/t Date		Date	Volcan	
٥S	٥E	h	M		( <i>km</i> )	jours	km/jour			
4,5	153	100 <u>+</u>	7	1936 déc. 29	125	5 m 151 j	0,8	1937 mai 29 mai 30	Vulcan Matupi	
4,5	152,5	100 <u>+</u>	7	1941 janv. 13	115	4 m 23 j 144 j	0,8	1941 juin 06	Matupi	

Tableau	DE	CORRÉLATION
---------	----	-------------

1.2.4 Région: îles Kouriles, île Simushir

Volcans:

Nom	Lat. o N	Long. º E	Alt.
Goriaschaia Sopka	46°50′	151º45'	891 m
Zavaritzki Caldera	46°55″	151057'	624 m
Prevo Peak	47°01′	152°07′	1 360 m

Dans l'arc insulaire des Kouriles, l'île Simushir, au centre de cet arc, s'édifie encore par l'activité des trois volcans indiqués ci-dessus.

Leurs récentes éruptions sont caractérisées par l'extrusion de lave visqueuse (andésite, mafitite et basalte) et la formation de cumulo-dôme. Ces éruptions très explosives, sont rares et nous relevons depuis le début de ce siècle, deux dates dans le catalogue des volcans actifs (îles Kouriles):

— 1914 juin 04: Goriaschaia et juin 29: Prevo Peak,

- 1957 novembre: Zavaritzki: il y aurait eu une éruption de ce volcan entre 1916 et 1931.

Dans la liste des séismes intermédiaires de magnitude supérieur à 7 de la région des îles Kouriles, nous relevons 3 séismes proches de cette île (et seulement ces 3 séismes) de coordonnées 47° N, 152° E  $\pm$  1°. Ces trois séismes intermédiaires ont précédé d'un peu plus d'un an les éruptions des volcans de l'île Simushir.

Séismes intermédiaires						Corrélations		Eruptions volcans		
	Epicentre		_	Date	ate $D$ $t$ $D/t$		D/t	Date	Volcan	
• <i>N</i>	°E	h	M		( <i>km</i> )	(jours)				
46	152	150	7	1913 janv. 19	165	500 j	0,33	1914 juin 04 juin 29	Goriaschaia Prevo Peak	
47	151,5	100	7,4	1922 oct. 11		?		1916-1931	Zavaritzki	
46	151	110	7,6	1956 oct. 11	140	400 j	0,35	1957 nov.	Zavaritzki	

Tableau	DE	CORRÉLATION
---------	----	-------------

*Remarque:* Le délai de plus d'un an entre séisme et éruption (faible valeur du rapport  $D/t = 0.35 \pm \text{km/jour}$ ) est à rapprocher du type d'éruption de ces volcans: extrusion de lave visqueuse et formation de dôme endogène.

## 2 Séismes profonds et éruptions de volcans

## 2.1 Relations entre les séismes profonds et les éruptions volcaniques au Japon

Dans mes investigations relatives aux séismes intermédiaires précurseurs des manifestations volcaniques dans diverses régions d'arc insulaire telles le Japon, les Kouriles, l'Indonésie, j'ai été amené à prendre en considération les foyers plus profonds que 300 km.

En effet, dans les catalogues de sismicité pour ces régions, les séismes intermédiaires sous les arcs volcaniques font souvent défaut, étant de moindre énergie que les séismes profonds.

Aux Nouvelles-Hébrides, rappelons que c'est l'inverse: l'énergie libérée par les séismes intermédiaires est beaucoup plus importante que celle libérée par les séismes profonds et ceux-ci n'ont été bien décelés qu'après l'implantation d'un réseau de stations d'enregistrements dans la région.

Une communication lue à la séance scientifique de la réunion de l'Association Internationale de Volcanologie (Rome, juillet 1964), publiée dans le bulletin Volcanologique (1965), présentait les résultats de corrélations entre séismes profonds et les principales éruptions survenues au Japon de 1905 à 1962.

48 exemples de corrélation entre séismes profonds et éruptions étaient donnés, les séismes précurseurs étant pour la plupart des séismes de magnitude voisine de 7. Des corrélations avec des séismes intermédiaires figuraient également. Les résultats étaient plutôt qualitatifs ayant cherché à l'époque, à accumuler des exemples avant d'en tirer des rapports chiffrés.

Une étude quantitative a été faite par P. HÉDERVARI (1972) qui recherchait les « pseudo-vitesses » entre séismes du manteau supérieur et éruptions volcaniques afin d'appliquer ce type de corrélation pour l'activité du Santorin dans l'arc des Cyclades.

Séisn	ies	Eruptions					
Date	Prof h km	Date	D (km)	« Vitesse » km/jour			
1926 01 15	360	1927 05	444	0,915			
1950 02 28	340	1951 07 31	453	0,874			
1951 02 10	100	1951 07 31	180	1,052			
1950 07 18	280	1951 07 31	382	1,010			
1950 02 21	420	1951 07 31	581	1,106			
1951 04 06	280	1952 03 05	464	1,393			
1951 07 25	200	1952 03 05	202	0.905			
1952 11 05	350	1954 01	652	1,495			
1953 08 17	140	1954 01	205	1,356			
1953 10 14	100	1954 01	112	1,204			
1954 01 03	100	1954 04 08	128	1.347			
1954 06 15	500	1955 11 19	728	1,394			
1955 08 10	120	1955 11 19	139	1,376			
1956 01 14	60	1956 03	108	1,830			
1956 01 09	130	1956 05 19	184	1,415			
1956 04 28	60	1956 06 15	117	2,387			
1990 01 20							
			movenne:	1.328			

HÉDERVARI donne les résultats suivants pour les corrélations que j'avais proposées pour le volcan Me-Akan-Dake dans l'île d'Hokkaïdo.

-----

La « pseudo-vitesse » moyenne de corrélation est: 1,328 km/j.

C'est effectivement une « pseudo-vitesse » que l'on retrouve pour les liaisons séismes profonds-éruptions volcaniques dans diverses régions et l'Indonésie en particulier.

#### 2.2 Relations entre les séismes profonds et les éruptions volcaniques aux Nouvelles-Hébrides

#### 2.2.1 Catalogue des corrélations

Il a été question précédemment, des séismes profonds dans la région des Nouvelles-Hébrides, dont les foyers ont été déterminés récemment.

Comme pour les séismes intermédiaires, j'ai procédé par analyses graphiques, pour relier les séismes profonds aux éruptions volcaniques. Ces éruptions étant déjà toutes en corrélation avec des séismes intermédiaires, les séismes profonds sont en corrélation avec ceux-ci.

Un catalogue des corrélations séismes profonds  $\rightarrow$  séismes intermédiaires  $\rightarrow$  éruptions volcans: Ambrym, Lopévi, Karua, Gaua et Tinakula a été établi, qui donne les relations issues de tous les séismes profonds de 1960 à 1970 (les effets en surface des séismes de 1970 étant réalisés en 1972).

On en trouvera ci-joint le premier tableau (A. 21) relatif aux 3 séismes profonds de 1960 et 1961, ainsi que les quatre figures accompagnant ce tableau (fig. 48 a, b et 49 a, b).

Ces exemples ont été présentés lors d'une communication que j'ai pu faire à la XIII<sup>e</sup> Assemblée Générale de l'U.C.G.I. (Berkeley, août 1963) parue dans les Publications du Bureau Central Sismologique International (BLOT, 1964). Ils sont typiques des 50 cas de corrélations qui ont pu être vérifiées depuis 1963 aux Nouvelles-Hébrides et des quelques 20 prévisions d'éruptions des volcans de cette région, réalisées avec succès (75% des tests de prévision).

#### TABLEAU XX

#### NOUVELLES-HÉBRIDES. RÉGION DES VOLCANS : AMBRYM, LOPÉVI CORRÉLATIONS : SÉISMES PROFONDS-INTERMÉDIAIRES — ÉRUPTIONS VOLCANIQUES 1960-1963

Nº	Date	Coord	lonnées	Prof.	Magnitude		Dé	lais = c	lt	Dis	tances	D
		°S	°E	h (km)	<i>M</i>	a	т	j	j	Δ°	D km	dt
1	1960 Eáy 11	14.1	170.1	645	5.0							
1	FCV. 11	14,1	170,1	040	5,9							
1*	1961 Jany 24	157	167 7	198	5.8	00	11	13	348	29	540	1.55
I*	Août 15	16,2	168,1	170	5,0	01	06	04	551	2,95	715	1,30
		Am	brym									
	1961											
2	Fév. 12	13,1	171,4	605	6							
2a*	Déc. 05	16,4	168,0	205	6,1	00	09	23	296	4,7	625	2,10
	1962											
П*	Juil. 14	16,5 Lo	168,3 pévi			01	05	02	517	4,5	765	1,47
1a	Mars 12	16,1	168,2	177	4,6	01	01	00	393	4,3	620	1,57
Ia	Sept. 28	16,2	168,1			01	07	16	593	4,5	770	1,31
		Am	brym							<u></u>		<u> </u>
	1961				-							
3	Août 28	12,8	169,5	640	6							
	1962											
3a*	Sept. 01	15,9	168,2	238	6	01	00	04	369	3,3	520	1,41
30"	Nov. 11	15,9	107,8	100	ĩ	01	02	15	440	3,3	000	1,37
	1963						~	0.7	<b>600</b>		750	1 00
111*	Avril 03	16,2 Am	168,1 brvm			01	07	05	283	3,1	/50	1,29

## 2.2.2 Paramètres des corrélations

Le processus est simple.

A la suite d'un séisme profond (h =  $630 \pm 30$  km) à la base d'une structure d'arc insulaire (telle celle des Nouvelles-Hébrides), surviennent des séismes intermédiaires (environ 1 an après) qui, s'ils se déclenchent sous des volcans actifs, précèdent de quelques mois (suivant leurs profondeurs, leurs énergies et le type des volcans) une reprise de l'activité volcanique.

Aux Nouvelles-Hébrides, la moyenne des paramètres de liaison, séismes profonds - séismes intermédiaires (figurant dans le catalogue indiqué précédemment) donne les résultats suivants pour les différents niveaux de séismes intermédiaires précurseurs des éruptions volcaniques

$$(hi = 230, 200, 170, 140 \pm 15 \text{ km})$$

		TABLEAU XX	-	
CORRÉLATIONS	SÉISMES	PROFONDS -	- SÉISMES	INTERMÉDIAIRES
	(précurse	urs des éruptions	volcaniques)	l i i i i i i i i i i i i i i i i i i i

hi	dhi	Dp, i	tp, i	dt	Dp, i/tp, i km/jour	·····
230	25	570	341	20	1,70	
195	35	590	379	38	1,56	
173	30	600	401	22	1,46	
143	50	600	432	51	1,39	
189		587	385		1,54	

Profondeur moyenne des séismes profonds:  $hp = 630 \text{ km} \pm 30 \text{ km}$ .

hi: profondeur moyenne des séismes intermédiaires en kilomètres.

Dp, i: distance moyenne entre les hypocentres sismiques profonds et intermédiaires. tp, i: délai moyen entre séismes profonds et intermédiaires.

D'après ce tableau, on constate que la « pseudo-vitesse » des corrélations entre séismes profonds et séismes intermédiaires décroit tandis que la profondeur diminue. Cette « pseudo-vitesse » de migration des séismes entre les niveaux intermédiaires est voisine de 1 km/jour.

dhi/dt = 35/38 = 0.92  km/jour
22/22 = 1,00
30/31 = 0,97
87/91 = 0,956

Si, à partir du catalogue des corrélations séismes du manteau supérieur-éruptions volcaniques (catalogue mis à jour depuis 1962 au fur et à mesure des événements) on considère séparément les séismes profonds précurseurs de chacune des éruptions des volcans: Ambrym, Lopévi, Gaua et Tinakula, on peut établir les différentes movennes des valeurs des paramètres relatifs aux séismes profonds précurseurs et aux corrélations entre ceux-ci et les éruptions.

Ainsi pour les séismes profonds, on obtient les valeurs suivantes (1960-1972):

TABLEAU XXII PARAMÈTRES DES CORRÉLATIONS SÉISMES PROFONDS --- ÉRUPTIONS VOLCANIQUES (valeurs moyennes)

Volcan		Séism	es profonds	Corrélations				
	Coordonnées		Profondeur	Magnitude	$\overline{Dp, v}$	tp, v	D/t	
	° <i>S</i>	٥E	hp	m	( <i>km</i> )	(jours)	km/j	
Ambrym	13,72	170,60	632	5,0	736	583	1,265	
Lopevi Gaua	14,05 14,00	171,10	633 621	4,9 5.0	740	559 583	1,326	
Tinakula	12,94	169,27	638	5,0	776	591	1,320	



 Fig. 48. — Corrélations séismes profonds — séismes intermédiaires — éruptions des volcans Ambrym et Lopévi, Nouvelles-Hébrides (1960-1962)

 a) Situation géographique des épicentres.

 b) Diagramme temps — profondeur des corrélations.

20.



Fig. 49. — Corrélation séisme profond — séismes intermédiaires — éruption du volcan Ambrym, Nouvelles-Hébrides (1961-1963)a) Situation géographique des épicentres.b) Diagramme temps — profondeur des corrélations.

97



Fig. 50. — Hypocentres moyens des séismes profonds en corrélation avec les éruptions des volcans Tinakula, Gaua, Ambrym, Lopévi, Karua (Nouvelles-Hébrides)

On peut considérer que les coordonnées moyennes des hypocentres des séismes profonds reliés par les délais de temps conformes à la loi de corrélation proposée depuis 1963, sont bien distinctes pour chacun des volcans.

En particulier pour les deux volcans voisins Ambrym et Lopévi, comme le montre la figure 50, les hypocentres sont bien séparés et les vecteurs les reliant aux deux volcans sont parallèles entre eux et tous deux normaux à l'arc des volcans (c'est-à-dire exactement dans la direction des compressions dues à l'enfoncement de la plaque lithosphérique dans cet arc insulaire).

D'autre part on note les remarquables valeurs des délais moyens entre les séismes profonds et les éruptions conséquentes:

D/t = 1,32 km/jour pour Lopévi et Tinakula

(c'est la valeur moyenne pour de nombreuses corrélations dans diverses régions, par exemple, pour le volcan Me-Akam-Dake au Japon précédemment cité).

Pour le volcan Ambrym, de 1960 à 1972, on retrouve la valeur moyenne du délai entre séismes profonds et éruptions, t = 583 jours, exactement 6 fois. Le tableau XXIII montre ces valeurs pour le volcan Ambrym (22 cas), qui sont extraites du catalogue des corrélations.

La « pseudo-vitesse » de corrélation est:

$$D/t = 1,26$$
 km/jour.

La dispersion pour les délais et pour les « pseudo-vitesses » est normale. Les paramètres de cette dispersion sont pour la « pseudo-vitesse »:

$$D/t = 1,26 \text{ km/jour (Ambrym)}$$

98

variance	$\mu = 0,0058$
écart type	σ = 0,0076
coefficient de variation	V = 0,06
erreur probable sur la moyenne	Ep = 0,011

D'après le calcul d'erreur pour une indétermination des profondeurs des foyers sismiques profonds de  $\pm 20$  km et des coordonnées de ces hypocentres de  $\pm 0,2^{\circ}$ , il avait été indiqué une erreur relative sur la « pseudo-vitesse »:

$$dV_{p,V} = \pm 0,06 \text{ km/jour}$$

estimation en très bon accord avec les paramètres de dispersion normale.

#### TABLEAU XXIII

NOUVELLES-HÉBRIDES CORRÉLATIONS SÉISMES PROFONDS — ÉRUPTIONS VOLCAN AMBRYM

Séismes profonds			Eruptions	į	Distances délais			
 Nº	Date a m j	Profondeur h km	Magnitude m	Date a m j	Δ°	D (km)	dt (jours)	dt j
1	60.02.11	645	5.9	61.08.15	2.95	715	551	1.30
$\overline{2}$	61.02.12	605	6	62.09.28	4.5	770	593	1.31
3	.08.28	640	6	63.04.03	3.7	750	583	1.29
4	62.05.11	623	5.9	.08.30	2.9	690	476	1.45
6	.12.03	632	4.8	64.07.08	3.5	730	583	1.25
9	63.12.14	614	4.4	65.08.20	3.1	695	615	1.13
10	64.03.14	612	5,1	.11.15	4,9	795	611	1,30
18	65.04.10	644	6.2	66.09.06	3.6	740	514	1.44
20	.06.29	636	5,0	67.02.02	3.5	730	583	1.25
25	66.04.24	660	4,6	68.01.26	3,7	760	642	1,18
28	67.03.16	640	4,8	.11.15	3,6	740	610	1,21
29	.05.12	620	4,5	.12.15	3.0	695	583	1,19
31	68.01.08	630	5,2	69.08.13	4,2	765	583	1,31
32	.02.17	621	4,5	.12.15	5,3	830	669	1,24
33	.11.04	596	5,8	70.05.05	4,4	755	547	1,38
34	69.01.02	635	4,7	.08.29	3,5	730	604	1,21
35	.05.30	652	4,2	71.02.03	3,6	750	614	1,22
36	.10.15	656	4,3	.06.02	3.4	740	595	1,24
39	70.03.01	623	4,9	.10.15	3,4	715	593	1,21
40	.03.02	609	4,6	.09.29	2,5	660	576	1,14
42	.12.13	640	4,2	72.07.27	3,6	740	583	1,25
43	71.02.15	638	4,6	72.07.27	2,8	,700	529	1,32
	Moyennes ==	630	5,0	Moyennes =	3,6	736	583	1,26

#### 2.2.3 Rôle des séismes intermédiaires dans les éruptions volcaniques

Le délai de temps entre un séisme profond et une éruption d'un volcan est égal à la somme des délais séisme profond – séisme intermédiaire et séisme intermédiaire – éruption du volcan:

$$t (p, v) = t (p, i) + t (i, v).$$

Les résultats obtenus pour les volcans Ambrym et Lopévi, sont résumés ci-après:

Corrélations	Pour Ambrym	Pour Lopévi
séismes intermédiaires	D (i, v) = 188 km t (i, v) = 213 jours	D (i, v) = $219 \text{ km}$ t (i, v) = $196 \text{ jours}$
— volcan	$\int \frac{D (i, v)}{t (i, v)} = 0,88 \text{ km/j}$	$\frac{D(i, v)}{t(i, v)} = 1,12 \text{ km/j}$
séismes profonds	D (p, v) = 735 km t (p, v) = 583 jours	D (p, v) = 745  km t $(p, v) = 559 \text{ jours}$
— volcan	$\begin{cases} \frac{D(p, v)}{t(p, v)} = 1,26 \text{ km/j} \end{cases}$	$\frac{D(p, v)}{t(p, v)} = 1,326 \text{ km/j}$
séismes profonds	D (p, i) = 580 km t (p, i) = 370 jours	D (p, i) = 560  km t (p, i) = 355 jours
— séismes intermédiaires	$\int \frac{D (p, i)}{t (p, i)} = 1,567 \text{ km/j}$	$\frac{D (p, i)}{t (p, i)} = 1,577 \text{ km/j}$

Les « pseudo-vitesses » de corrélation entre séismes profonds et séismes intermédiaires précurseurs des éruptions volcaniques étant sensiblement les mêmes pour Ambrym et Lopévi, il apparait que l'activité différenciée de ces deux volcans, est davantage en corrélation avec les phénomènes sismiques au niveau intermédiaire. Les corrélations entre séismes profonds et séismes intermédiaires relèvent du processus général de migration des séismes dans le plan de Benioff.

Dans le cas de Lopévi, les séismes intermédiaires sous-jacents étant un peu plus profonds que pour Ambrym, la « pseudo-vitesse » apparente des corrélations entre séismes profonds (h = 630 km) et séismes intermédiaires (h = 219 km pour Lopévi, h = 188 km pour Ambrym) est un peu plus grande, conformément à la loi de variation des migrations de séismes en fonction de la profondeur.

## 3 Tests statistiques

Ayant eu l'occasion de collaborer avec le « Geophysical Laboratories, Institute of Geological Sciences » (Edinburg) de 1966 à 1968, pour les tests d'un nouvel appareillage sismique (enregistrements par transmission radio) dans les îles Eoliennes (BLOT, 1971), j'ai été aimablement invité par le Professeur P. L. Willmore, à séjourner à Edinburgh afin d'entreprendre des tests statistiques sur les corrélations temporelles séismes-volcans, en profitant de la concentration des données et de l'ordinateur de l'International Seismological Centre (I.S.C.).

Un programme a été établi en octobre-novembre 1968, mais affecté en Afrique quelques mois après je n'ai pu poursuivre ce travail, qui a été réalisé par John Latter, lequel a présenté les résultats de ces investigations dans une thèse soutenue en juillet 1970 (The Interdependance of seismic and volcanic phenomena, Thesis of Doctor of Philosophy University of Edinburgh).

Voici une brève analyse de cette thèse.

## 3.1 Méthodes employées

## 3.1. Collection des données

Quelques 130 000 déterminations de foyers sismiques par de nombreux centres et sismologues durant la période 1897-1968 ont été codées et mises sur cartes perforées (I.B.M. 80 colonnes). Les données sur les éruptions volcaniques et les phénomènes connexes ont également été rassemblées sur cartes perforées. Environ 1 050 centres d'activité volcanique sont ainsi identifiés et chacune des éruptions spécifiques est décrite. 8 500 cartes étaient prêtes

en 1968 (LATTER, 1968), 14 000 étaient disponibles en 1970 à l'Intitute of Geological Sciences, Global Seismology Unit, Edinburgh.

Les estimations des énergies libérées par les séismes (superficiels, intermédiaires et profonds) ainsi que par les éruptions volcaniques, ont été incluses dans ces données.

#### 3.1.2 Programmes de calcul

Deux programmes ont été écrits par M. C. Fyfe, pour l'ordinateur KDFg d'Edinburgh.

(a) Programme relatif aux volcans (méthode du cylindre). Ce programme examine l'ensemble des données mondiales qui sont ordonnées chronologiquement sur bande magnétique et sélectionne les séismes à une distance épicentrale définie (100 km) pour quelques 1 100 centres volcaniques actifs ou potentiellement actifs, répartis sur le globe terrestre. Les résultats sont inscrits en séquences de temps avec les paramètres des foyers sismiques, les distances épicentrales et hypocentrales de ceux-ci aux volcans et sont aussi pointés sur une carte (avec un code relatif à la profondeur des foyers).

Une image est ainsi obtenue du régime sismique dans l'espace et le temps pour chaque volcan, dans un cylindre de 100 km de rayon centré sur le volcan.

(b) Programme relatif aux séismes profonds (méthode du cône). Ce programme prend en considération les séismes profonds, c'est-à-dire de profondeur focale supérieure à 350 km comme « source » des manifestations ultérieures sismiques de moindre profondeur et des phénomènes volcaniques (dans un délai de 1 500 jours, soit un peu plus de 4 ans). Ces séismes secondaires sont répartis dans un volume conique ayant pour sommet l'hypocentre du séisme profond origine et pour base la surface terrestre dans la région considérée, l'aire de celle-ci dépendant des dimensions de la structure sismique de cette région. Le rayon de la base de ce cône (renversé) est fonction des distances épicentrales observées et peut varier de 250 à 1 000 km.

Les phénomènes sismiques intermédiaires et superficiels et les éruptions volcaniques survenant dans une unité tectonique régionale, sont ainsi reliés à un séisme profond initial dans un volume conique et un laps de temps (time-window) limités. Ces événements sont mis en listing et en graphique par l'ordinateur. Les listes fournissent en plus des paramètres, des foyers sismiques habituels, les distances épicentrales et hypocentrales à partir du séisme profond étudié les intervalles de temps et la « vitesse » (distance hypocentrale divisée par l'intervalle de temps) en kilomètre par jour.

#### 3.2 ANALYSE DES RÉSULTATS

#### 3.2.1 Résultats du programme relatif aux volcans

Les séismes à foyer intermédiaire ( $41 \le h \le 349$  km) de magnitude  $M \ge 6,9$  ont été comparés avec les manifestations des volcans répartis sur le globe.

Pour la période 1897-1968, le nombre recensé total des séismes intermédiaires est de: 646 dont 45% (290) sont localisés à proximité de volcans actifs ou potentiellement actifs (distance inférieure à 100 km).

Parmi ceux-ci, 97 séismes ont été sélectionnés par l'ordinateur comme associés d'une façon ou d'une autre, aux éruptions volcaniques, soit 34% des séismes intermédiaires situés à proximité des volcans.

#### Parmi ces 97 séismes:

59 (61%) ont été précurseurs d'éruptions;

- 26 (27%) ont eu lieu pendant une période éruptive;
- 7 (7%) ont été précurseurs et concomitants d'éruptions de différents volcans d'une même région;
- 5 (5%) ont été associés avec des éruptions pour lesquelles la date exacte est inconnue.

J. LATTER a considéré comme séismes intermédiaires, les séismes dont les profondeurs sont comprises entre 41 et 349 km. Or, comme nous l'avions vu, de nombreux séismes normaux sont à des profondeurs de 50 à 70 km et ces séismes ne sont pas directement précurseurs des éruptions volcaniques.

En particulier, aux Nouvelles-Hébrides, la plupart des séismes normaux violents, se situent entre 40 et 60 km de profondeur. Pour cette région, J. LATTER indique (pour la période 1900-1968):

- 79 séismes intermédiaires: nombre total; h = 41-349 km;  $M \ge 6.9$ .

- 49 séismes intermédiaires: proches de volcans; h = 41-349 km;  $M \ge 6.9$ .

— 10 corrélations séismes-éruptions volcans.

Or, si pour les séismes intermédiaires, la profondeur est: h = 71-349 km,  $M \ge 6,9$ , on ne trouve plus que: - 40 séismes intermédiaires: nombre total.

- 34 séismes intermédiaires: proches de volcans.

Ces 34 séismes se répartissent ainsi dans les divers secteurs des Nouvelles-Hébrides: Zones:

1
4
11
12
6

Dans les zones I, II, V, les volcans Tinakula (I), Vanua-Lava et Gaua (II), Mathew (V) sont des îles isolées et aucune éruption n'a été signalée, faute d'observateur, avant 1960, tandis que 11 séismes intermédiaires se déclenchaient dans leur voisinage.

Dans l'île Tanna, le volcan Yasour est constamment en activité et ses paroxysmes peu dangereux n'ont pas été notés, de telle sorte qu'on ne peut déduire quelque conséquence volcanique des 12 séismes intermédiaires décelés dans ce secteur.

Dans le centre des Nouvelles-Hébrides, où se trouvent des îles plus conséquentes et habitées, les volcans Ambrym, Lopévi, sous-marins, ont été davantage surveillés et leurs fortes éruptions mentionnées dans des rapports.

On a pu ainsi constater que les 10 éruptions les plus importantes de ces volcans ont été précédées, quelques mois auparavant, par chacun des 11 séismes intermédiaires survenus dans cette région (paragraphes V.1.1.1).

(En 1913, il y a eu deux chocs identiques, les 15 et 25 février, qui interviennent pour deux séismes distincts dans les catalogues, mais comme un séisme précurseur unique pour l'éruption consécutive du volcan Ambrym, le 5 décembre 1913.)

Cet exemple des Nouvelles-Hébrides montre l'importance et l'intérêt d'une analyse critique des données utilisées dans une étude statistique globale qui, pour se vouloir impartiale et numériquement valable, néglige la réalité des informations et la validité de l'échantillonnage.

Dans toute la région des Nouvelles-Hébrides, d'après l'étude statistique menée par J. LATTER, il y aurait 10 cas de corrélations séismes-éruptions plausibles pour 49 séismes intermédiaires proches de volcans, soit pour 20% de ces séismes intermédiaires. Ces 10 cas concernent uniquement les volcans du centre de l'archipel, pour lesquels les observations ont été possibles durant la période considérée. Dans ce secteur, où il y a des données homogènes, le pourcentage des corrélations entre les séismes intermédiaires et les éruptions de volcans de grande intensité, atteint 100% (tandis qu'il serait nul dans les autres secteurs où il n'y a pas de surveillance possible des volcans).

## 3.2.2 Résultats du programme relatif aux séismes profonds

Les séismes profonds (36) de la région des Nouvelles-Hébrides (tous ceux qui ont été déterminés entre 1933 et la fin de 1966) ont été comparés en utilisant un délai de 3 ans, avec toutes les éruptions dans l'arc hébridais, entre 1933 et février 1968.

Les résultats ont été portés sur un diagramme, temps-distance:

- l'axe des abscisses étant les intervalles de temps, t (en jours) séparant les séismes profonds des éruptions volcaniques;
- l'axe des ordonnées étant les distances hypocentrales, D (en km) entre volcans-séismes profonds.

Le zéro des deux axes représente le jour du début de l'éruption volcanique et les points du graphique les séismes profonds reliés à toutes les éruptions de l'archipel (ou inversement).

Les rapports D/t, km/jour (« vitesse de corrélation » ou « pseudo-vitesse ») sont représentés par les droites



Fig. 51. — Nombres de corrélations observées entre les séismes profonds et les éruptions volcaniques dans l'arc des Nouvelles-Hébrides et les nombres corrigés pour différentes « fenêtres de vitesse » (d'après J. Latter, 1970)

rayonnant de l'origine. Un balayage de la surface du diagramme par une telle droite permet le comptage des points représentatifs des corrélations pour des intervalles croissants de 0,1 en 0,1 km/jour.

Les nombres ainsi observés pour chaque fenêtre de vitesse, sont pointés sur un graphique (fig. 51), ainsi que les nombres corrigés correspondants. Une concentration de points au-dessus de la moyenne, indique ainsi une « vitesse optimale ».

La différence entre les valeurs observées et les valeurs corrigées représentée dans la figure 51, fait ressortir quelques maximums, dont le principal correspond à la « pseudo-vitesse » de 1,25  $\pm$  0,1 km/jour.

Ce résultat statistique est en parfait accord avec la valeur de 1,26 km/jour trouvée pour les corrélations séismes profonds-éruptions du volcan d'Ambrym (paragraphe V.2.2.2).

Les autres valeurs de pointe correspondent à la répartition dans le temps, des séismes profonds successifs, dont la périodicité moyenne (1961-1970) était de 2 mois et 20 jours, soit 80 jours.

## 3.3 CONCLUSION

Malgré le peu de sélectivité dans les séismes considérés, des séismes intermédiaires trop superficiels, des lacunes dans les données utilisées (non homogène pour toutes les régions, en particulier pour les éruptions volcaniques) le résultat de ce travail a été positif et J. LATTER indique en terminant son travail:

« One must conclude that there is strong evidence in favour of a causative relationship between precursor intermediate focus earthquakes and subsequent eruptions. The clear relationship between such earthquakes and subsequent eruptions in the Central islands of the New Hebrides strongly supports the work of BLOT (1964) and BLOT and GROVER (1966), that volcanic eruptions in the region can be successfully predicted several months beforehand. Little evidence can, however, be produced in favour of migration of activity along rising cones, or of a causal connection between deep focus earthquakes and subsequent eruptions. »

## 4 Etude statistique des corrélations en Nouvelle-Zélande. Ile du Nord

L'île du Nord de la Nouvelle-Zélande est traversée du nord au sud, par une zone d'activités volcaniques diverses qui termine l'axe des volcans des archipels Tonga et Kermadec. Les principaux sites de volcanisme actuel sont:

— l'île White, volcan aux éruptions sporadiques dans la baie de Plenty,

— le parc national de Rotorua avec ses geysers, ses solfatares et ses lacs d'eau chaude, dominé par le mont Tarawera, éteint, depuis la grandiose éruption explosive de 1886. Proche de Tarawera, le cratère de Waimangu, a eu une récente éruption en février 1973,

- le parc national de Tongariro, au sud du grand lac central de Taupo, où se dresse la chaîne des volcans actifs:

- le Te Mari (dernière éruption en novembre 1896),

— le Red Crater (très actif en janvier 1893),

- le Ngauruhoe (alt. 2 292 m), cône parfait de cendres et pyroclastiques,

- le Ruapehu (alt. 2 798 m), énorme massif avec un lac de cratère sommital.

Ces deux volcans sont périodiquement en activité, le Ngauruhoe ayant principalement des éruptions de cendre et parfois des effusions de lave (février-mars 1949; mai 1954-mars 1955), le Ruapehu se manifestant surtout par des éruptions de vapeur avec, quelques fois, des cendres et rarement des coulées de lave (mars 1945-janvier 1946).

J'ai eu l'occasion de visiter ses régions et de monter au sommet de ces volcans, lors du Symposium International de Volcanologie en Nouvelle-Zélande (du 22 novembre au 3 décembre 1965).

La présente étude statistique des corrélations entre séismes du manteau supérieur et éruptions, concerne ces deux volcans.

## 4.1 Les données sismologiques et volcanologiques

De 1948 à 1973, soit pour une période de 25 ans, nous avons une documentation homogène et complète sur les phénomènes sismiques et volcaniques survenus en Nouvelle-Zélande.

Le réseau sismologique qui comprenait déjà 7 stations en 1950, a été augmenté de 8 unités entre 1961 et 1963. Parmi ces 15 stations, 10 se situent dans l'île du Nord et entourent la zone volcanique. Ce réseau fournit des données essentielles pour la détermination des séismes locaux par l'observatoire de Wellington et les Centres Internationaux, détermination faite systématiquement depuis la Seconde Guerre mondiale.

Les volcans de Nouvelle-Zélande étant situés dans les régions habitées et de plus, dans des parcs nationaux touristiques, la moindre de leurs éruptions est observée, signalée dans la presse, et inventoriée par les volcanologues. Il y a ainsi une chronologie complète des éruptions du Ngauruhoe et du Ruapehu depuis 1839 (GREGG, 1960), mais les données sismologiques n'étant valables que depuis 1948 (précision des déterminations), les comparaisons entre séismes et éruptions volcaniques ne seront faites qu'à partir de cette date.

#### 4.2 STRUCTURE DE L'ILE NORD, NOUVELLE-ZÉLANDE

La structure géophysique dans l'île Nord est similaire à celle des bordures continentales actives et des arcs insulaires. Elle comprend à l'est, une fosse océanique associée à de grandes anomalies gravimétriques négatives, au centre, un axe de volcanisme actif et une zone d'activité sismique dans la croûte et le manteau supérieur.

La répartition cunéïforme des séismes intermédiaires dans une sorte de large fosse sous l'île Nord, avait suggéré à EBY (1958-1964) l'existence d'un « rift sub-crustal » dont la profondeur diminuerait de 350 km au nord (sous la baie de Plenty) à 100 km sous le nord de l'île Sud et de dimension latérale moyenne de 100 km.

Sous ce rift, il faut signaler l'existence d'un foyer sismique profond qui s'est manifesté deux fois avec les chocs suivants:

1953 mars 24	03 ]	h 37 m	nn 13,0 s	38,9º S	174,5º E	h = 570 km	M = 5
1960 mars 23	01	32	19,8	39,05	174,9	607	6,2
1960 mars 23	01	36	55,7	39,1	175,1	612	6,2

Ces séismes profonds sont difficiles à expliquer par toutes les théories de mécanisme au foyer et ne seraient pas tellement subordonnés aux phénomènes structuraux de surface, mais plutôt inhérents à certaines conditions telles que la pression et la température (ADAMS, 1963).

Les récentes déterminations plus précises montrent une répartition plus serrée des hypocentres sismiques dans une couche d'épaisseur moindre que 50 km, fortement cintrée sous l'axe des volcans. L'activité sismique notable dans le manteau supérieur sous la baie de Plenty (White Island) et la région du lac Taupo, la présence d'activité volcanique actuelle sous ces zones, suggèrent quelque connection entre ces deux phénomènes (HAMILTON et GALE, 1968, 1969). Cette concentration de l'activité sismique sous les volcans, est illustrée par les cartes de fréquence des séismes (DICKENSON et ADAMS, 1967). Par exemple, il n'y a guère de séismes intermédiaires sous le vieux volcan mont Egmont.

L'activité volcanique commença dans la région de Tongariro, durant le début du Pléistocène. Les roches constituant les volcans sont des *andésites* contenant typiquement des phénocristaux de plagioclase calcique, des hypersthènes et de l'augite, quelques laves contiennent de l'olivine et leur pourcentage élevé de silice montre qu'elles sont mieux classées dans les andésites que dans les basaltes.

## 4.3 RECUEIL DES DONNÉES

Tous les séismes du manteau supérieur survenus depuis 1948, sous la région de Tongariro, ont été recensés à partir des catalogues de l'observatoire de Wellington (New Zealand Seismological Report), des Centres Internationaux: U.S.C.G.S., B.C.I.S., I.S.S., I.S.C.... La zone considérée est délimitée par une bande de 100 km de largeur, centrée entre les deux volcans, Ngauruhoe et Ruapehu et perpendiculaire à l'axe des volcans de Nouvelle-Zélande.

Toutes les éruptions de ces volcans ont été relevées dans la publication de D. R. GREGG: « Volcanoes of Tongariro National Park », qui en donne la liste jusqu'en 1959, puis dans différents bulletins d'informations et dans la nomenclature fournie par J. LATTER affecté à Wellington depuis 1971.

La chronologie complète de ces séismes et des éruptions des deux volcans est exposée dans les tableaux XXIV et XXV.

	Séisi	nes interm	édiaires			Corrélations		Eruptions	
Nº	Date	Coord	lonnées	h	M		t	D/t	Date
		°S	°E	(KM)		{ <i>KM</i> }	(jours)		
1	1948 II 17	38,4	176,5	287	5,8	300	358	0,84	1949 II 09
3	1949 XII 07	38,4	176,5	160	5,8	170	191	0,89	1950 VI 16
6	1950 VII 21	38,9	175,2	190	5,2	197	293	0,67	1951 V 10
8	1952 III 06	38,4	176,5	160	5,8	180	249	0,72	1952 XI 10
11	1954 XI 01	39,2	175,1	170	5,3	175	230	0,76	1955 VI 19
12	1955 III 03	39.2	174,8	210	4,7	220	308	0,71	1956 I 05
15	1958 I 02	38,9	174,9	210	4,4	220	307	0,72	1958 XI 05
16	1958 IV 27	38,7	175,2	250	4,9	260	400	0,65	1959 VI 01
28	1967 VIII 15	38,8	175,6	190	4,5	195	284	0,69	1968 V 25
28	1967 XII 01	39,1	175,5	139	4,0	140	177	0,79	1968 V 25
31	1967 XII 02	38,8	175,7	180	5,5	185	260	0,71	1968 VIII 18
32	1967 XII 27	38,9	175,2	224	4,1	230	333	0,69	1968 XI 24
39	1971 I 09	38,9	175,7	300	4,2	310	433	0,72	1972 III 18
39	1971 III 31	39,1	174,9	229	4,3	237	353	0,67	1972 III 18
40	1971 IV 28	39,0	174,9	230	4,6	236	230	0,72	1972 III 23
41	1971 V 08	39,2	174,9	227	4,6	235	356	0,66	1972 IV 28
41	1971 XI 11	39,4	175,5	122	5,0	122	169	0,72	1972 IV 28
42	1971 V 29	39,3	174,8	235	5,1	245	348	0,70	1972 V 11
43	1971 VI 18	39,2	174,9	199	3,7	205	340	0,60	1972 V 23
44	1972 I 31	39,1	175,0	234	4,1	240	335	0,72	1972 XII 31
46	1972 IV 11	39,3	175,3	157	4,9	160	224	0,71	1972 XI 21
45	1972 II 04	39,2	174,6	226	5,2	235	333	0,71	1973 I 02
47	1973 I 05	39,1	175,2	173	6,2	177	245	0,72	1973 IX 07
47	1973 III 09	39,2	175,6	139	4,1	139	182	0,76	1973 IX 07

TABLEAU XXIV RÉGION : NOUVELLE-ZÉLANDE VOLCAN : NGAURUHOE 39º10'S 175º38'E

#### TABLEAU XXV

#### RÉGION : NOUVELLE-ZÉLANDE VOLCAN : RUAPEHU 39°17'S 175°34'E

	Séis	smes interr	nédiaires		_		Corrélations	1	Eruptions	
Nº	Date	Coordonnées		h	M	D	t	D/t	Date	
		° <i>S</i>	°E	( <i>km</i> )		( <i>km</i> )	(jours)			
2	1949 II 09	39,7	174,2	190	6,2	200	215	0,93	1949 IX 12	
4	1949 XII 18	39,5	175,3	150	6,0	150	183	0,82	1950 VI 19	
5	1950 VI 17	38,9	175,2	190	6,0	197	275	0,72	1951 III 19	
7	1951 IX 30	39,2	175,1	160	5,0	165	270	0,61	1952 VII 01	
10	1953 VIII 26	39,4	174,5	250	5,0	265	400	0,66	1954 X 01	
13	1956 I 11	39,2	174,8	180	5,8	190	265	0,72	1956 X 02	
14	1956 II 27	39,2	174,8	200	5,3	207	265	0,78	1956 XI 18	
17	1958 VIII 11	39,0	175,0	200	5,1	207	296	0,70	1959 VI 02	
18	1958 X 07	39,1	171,1	230	5,5	235	288	0,82	1959 VII 22	
19	1958 XI 08	39,2	175,2	130	4,7	135	195	0,69	1959 V 21	
20	1958 XI 10	39,3	175,3	210	4,5	215	286	0,75	1959 VIII 23	
22	1963 VII 14	39,4	174,9	189	6,0	195	268	0,73	1964 IV 07	
23	1965 II 28	39,2	174,6	223	5,0	230	363	0,63	1966 II 26	
23	1965 VI 06	39,2	175,2	158	4,4	165	268	0,62	1966 11 26	
24	1965 VII 2/	39,2	175,0	215	3,7	225	361	0,62	1966 VII 23	
24	1965 X. 31	39,2	175,1	172	4,8	180	265	0,68	1966 VII 23	
25	1900 VII 18	39,2	1/4,/	220	4,3	230	369	0,62	1967 VII 22	
20	1900 IA 00	20.2	173,1	220	4,0	230	202	0,03	1967 IX 04	
20	1907 IV 20 1067 VIII 25	39,2	174,9	230	3,3	243	343	0,70	1968 IV US	
20	1907 VIII 23	39,3	174,7	193	4,2	200	284	0,70	1968 VI 04	
33	1968 V 05	39,5	174,7	210	4,7	220	260	0,70	1908 VI 09	
31	1968 VII 08	39,5	174,0	223	3,0	235	332	0,07	1909 IV 22	
34	1968 IX 15	30.2	1753	178	4,0	233 185	280	0,07	1909 VI 21	
35	1968 VIII 20	39.2	175.0	267	5.2	275	365	0,00	1060 VIII 20	
36	1968 X 01	39 3	174.8	207	44	230	288	0,79	1060 VII 16	
37	1969 VII 16	39.4	174.5	255	4.3	270	437	0.62	1970 IX 26	
38	1970 XI 15	39.5	175.7	111	47	112	140	0.80	1971 IV 03	
	2770 ILL 10	0,00			-1,1	114	140	0,00	1971 V 03	

## 4.4 Corrélations entre séismes du manteau supérieur et éruptions des volcans, Ngauruhoe et Ruapehu

Les paramètres de corrélation : distance (D), intervalle de temps (t) et « pseudo-vitesse » (D/t) déterminés pour chaque couple de tous ces événements, sont notés au milieu de ces tableaux.

Les profondeurs des séismes intermédiaires s'échelonnent entre 290 et 110 km, 3 niveaux ont été considérés:

$$h_1 = 140 \text{ km}$$
  $h_2 = 190 \text{ km}$   $h_3 = 240 \text{ km} \pm 25 \text{ km}.$ 

Les valeurs moyennes des paramètres sismiques (coordonnées, profondeur, magnitude) et de corrélation  $(\Delta, D, t, D/t)$  ont été calculées pour chacun des deux volcans, et pour chaque tranche de profondeur ainsi que pour la totalité des phénomènes. Ces valeurs apparaissent dans le tableau XXVI.

On constate immédiatement que, bien que très proches l'un de l'autre, le Ngauruhoe et le Ruapehu sont sollicités par des foyers sismiques bien distincts (voir les volcans Ambrym et Lopévi aux Nouvelles-Hébrides).

La figure 52 montre la position, dans le plan et en coupe, des foyers sismiques moyens précurseurs des éruptions de chacun des volcans Ngauruhoe et Ruapehu. Ces foyers sont sur une surface courbe qui représenterait le contact entre la plaque croûte + lithosphère plongeante et l'asthénosphère. La plus grande activité sismique se situe vers la profondeur 200 km à l'ouest des volcans; peu de séismes sont détectés au niveau 140 km à la verticale des volcans.

Sur les diagrammes temps-distance de la figure 53, sont pointés, pour le Ngauruhoe et le Ruapehu, les distances (D) en fonction des intervalles de temps (t) pour chacune des corrélations établies dans les tableaux précédents.



Fig. 52. - Nouvelle-Zélande: hypocentres moyens des séismes intermédiaires en corrélation avec les volcans Ngauruhoe et Ruapehu

TABLEAU XXVI									
PARAMÈTRES DE CORRÉLATION SÉISMES INTERMÉDIAIRES - ÉRUPTIONS									
RÉGION : NOUVELLE-ZÉLANDE									
VOLCAN: NGAURUHOE 39º17'S 175º63'E									

Niveau	Coordonnées		Prodondeur	Magnitude	Δ	D (km)	t (jours)	D/t
h km	° <i>S</i>	<u>°Е</u>	h (km)	М				km/jour
$\begin{array}{c} h_1 & 140 \pm 25 \\ h_2 & 190 \pm 25 \\ h_2 & 240 \pm 25 \\ h_m & 190 \pm 75 \end{array}$	38,96 39,01 38,98 38,99	175,81 175,17 175,14 175,31	146,1 190,2 243,6 203,2	4,93 4,93 4,68 4,82	0,2 0,4 0,4 0,3	148 195 248 206	198,6 283,4 351 292,8	0,74 <sub>5</sub> 0,68 <sub>8</sub> 0,70 <sub>6</sub> 0,70 <sub>0</sub>

VOLCAN : KUAPEHU : 39°30 S 1/3°37 I	<b>VOLCAN</b> :	RUAPEHU	: 39º30 S	175°57' E
-------------------------------------	-----------------	---------	-----------	-----------

Niveau		<i>u</i>	Coordonnées		Prodondeur	Magnitude	Δ	D (km)	t (jours)	D/t
	h	km	° <i>S</i>	°E	h (km)	М				km/jour
հլ հշ հյ հյ	140 190 240 190	± 25 ± 25 ± 25 ± 75	39,32 39,25 39,23 39,25	175,30 174,90 174,81 174,93	141,8 194,3 234,0 200,5	4,96 5,12 4,77 4,95	0,2 0,5 0,55 0,5	144 201 242 207	211,2 272,2 362,8 296,9	0,68 <sub>2</sub> 0,73 <sub>2</sub> 0,66 <sub>8</sub> 0,697

La répartition de ces points paraissant linéaire, les droites de régression ont été déterminées.

Ces droites de régression ont pour équation (t en jours, D en km):

— pour le volcan Ngauruhoe:

 $t_N = 295 + 1,54 (D - 206)$   $D_N = 206 + 0,62 (t - 295)$ 

- pour le volcan Ruapehu:

 $t_R = 297 + 1,50 (D - 210)$   $D_R = 210 + 0,54 (t - 297)$ 

- Les coefficients de régression, plus particulièrement ceux de t en D (1,54 et 1,50) ont des valeurs très voisines pour chacun des deux volcans considérés.

— Pour Ngauruhoe, la corrélation est plus étroite que pour Ruapehu. Cependant, si on admet une erreur de  $\pm 20$  km, dans les déterminations de profondeur durant ces 25 dernières années, ce qui est très raisonnable, tous les points sont compris dans la bande limitée par les deux droites:

$$t_{\rm R} = -297 + 1,50 \,({\rm D} \pm 20 - 210)$$



Fig. 53. — Nouvelle-Zélande: diagramme temps — distances des corrélations séismes intermédiaires — éruptions des volcans Ngauruhoe et Ruapehu (1948-1973)
- Ces droites ne passent pas par l'origine. Ainsi les droites de régression de t en D donnent:

cas du Ngaruhoe: t = -22 jours pour D = 0 et D = +14 km pour t = 0

cas du Ruapehu: t = -18 jours pour D = 0 et D = +12 km pour t = 0

Il semble que le phénomène volcanique s'accélère en surface.

Ce résultat mis en évidence dans la figure 53, est à rapprocher de celui présenté pour les volcans des Nouvelles-Hébrides dans ma publication « Volcanisme et Sismicité dans l'archipel des Nouvelles-Hébrides » (1963). Dans la figure 3 (p. 172) (Relation intervalle de temps séismes, éruptions et profondeurs des foyers), les droites de corrélation pour les volcans Ambrym et Lopévi (de pente très différente) convergeaient vers la valeur h = 30 km pour t = 0.

Les deux séismes profonds signalés précédemment ont été précurseurs d'éruptions du Ngauruhoe et du Ruapehu. L'extrait suivant du catalogue général des corrélations en montre les paramètres (fig. 54).

TABLEAU XXVII

	Séismes a	lu mante	au supérie	eur		Corrélations			Eruptions	
Nº	Date	Coord	données	h	M	D	t	D/t	Date	
		° <i>S</i>	°E	( <i>km</i> )		( <i>km</i> )	(jours)	km/j		
9	1953 III 24	38,9	174,5	570	5,2	570	415	1,37	1954 V 13	Ng
9 21	1953 III 24 1960 III 23	38,9 39,1	174,5 174,9	570 610	5,2 6,2	570 610	415 510	1,37 1,20	1954 V 13 1961 VIII 15	



Fig. 54. — Nouvelle-Zélande: diagramme temps — profondeur des corrélations séismes profonds — éruptions des volcans Ngauruhoe et Ruapehu (1953-1961)

L'éruption du Ngauruhoe a été particulièrement importante: elle dura de mai 1954 à mars 1955 et il y a eu plusieurs effusions de lave, phénomène actuellement rare pour ce volcan.

On notera les valeurs de la « pseudo-vitesse »:

D/t = 1,37 km/jour pour le Ngauruhoe

et

D/t = 1,20 km/jour pour le Ruapehu

qui sont très voisines des valeurs déjà signalées pour d'autres volcans.

Il faut également remarquer que ces deux séismes profonds identiques, ont eu lieu pratiquement le même jour (peu après l'équinoxe d'automne dans l'hémisphère sud) à 7 ans d'intervalle. En classant les séismes par secteur et profondeur ainsi que les éruptions volcaniques, on aperçoit souvent de telles répétitions dans les dates des mêmes phénomènes.

Par exemple, aux Philippines, les séismes intermédiaires sous le Taal ont fréquemment lieu vers le 10 janvier, tandis que les éruptions surviennent vers le mois de septembre de la même année.

### 4.5 CONCLUSION

Bien que les deux volcans, Ngauruhoe et Ruapehu, dans l'île Nord (Nouvelles-Zélande) soient voisins (16 km séparent les cratères), leurs éruptions ne sont pas concomitantes. La localisation dans le manteau supérieur des foyers des phénomènes sismiques précurseurs des manifestations de ces volcans, montre que ces foyers sont bien distincts et à la même profondeur moyenne (200 km). D'autre part, les études statistiques, l'échantillonnage étant complet et homogène (48 éruptions en 25 ans) permettent de confirmer l'existence d'une dépendance étroite entre les séismes et les éruptions, les corrélations temporelles étant prouvées par le bon ajustement des données à des droites de corrélation (en tenant compte de l'imprécision  $\pm$  20 km dans les déterminations des profondeurs des séismes).

Les coefficients de corrélation étant sensiblement égaux, les deux volcans réagissent similairement aux phénomènes internes, mais par suite de la présence d'un lac dans le cratère de Ruapehu, les manifestations externes ne sont pas semblables à celles du Ngauruhoe.

### 4.6 APPLICATION A LA PRÉVISION

Les équations précédentes rendant compte de la loi de corrélation entre les séismes intermédiaires et les éruptions consécutives, peuvent être utilisées pour la prévision des phénomènes volcaniques.

Ainsi, l'éruption du Ngauruhoe du 7 septembre 1973 avait pu être prévue dès la connaissance du séisme intermédiaire assez fort qui eut lieu sous la région:

1973 janvier 05 13 h 54 mn 29,1 s 39°,0 S 175°,2 E h = 150 km m = 6,2 (U.S.C.G.S.)

- Les coordonnées de l'hypocentre correspondant à celles des séismes précurseurs des éruptions du Ngauruhoe, c'était ce volcan qui serait concerné.

— La profondeur étant de 150 km, la distance séisme-volcan D = 158 km:

$$t_n = 295 + 1,54 (D - 206)$$

on obtient:

### $t_n=217\,\pm\,31$ jours

en admettant une imprécision de  $\pm$  20 km dans la détermination de la profondeur.

Le séisme précurseur étant survenu le 5 janvier 1973, la date de l'éruption probable du Ngauruhoe tombait le 10 août 1973  $\pm$  30 jours, c'est-à-dire entre le 10 juillet et le 10 septembre 1973.

Le 10 avril 1973, j'ai informé J. Latter (Department of Scientific and Industrial Research, Geophysic Division, Wellington, New Zealand) d'une probable éruption du Ngauruhoe à surveiller à partir de la mi-juillet 1973.

Le 17 août, une crise de séismes volcaniques débutait dans le Ngauruhoe et le 7 septembre avait lieu une forte éruption de cendres. L'observatoire de Wellington a effectué depuis, deux déterminations de ce séisme:

1973 janvier 05	13 H	1 54 m	n 27,6 s S	39º,13 S	175º,18 E	h = 173  km	M = 6,7
1973 janvier 05	13	54	29,1	38,96	175 ,30	165	6,2-6,7
D'où, une profonde	eur mo	yenne	e de 169 km e	et une distance	e D = 173  km,	on a:	

$$t_N = 295 + 1,54 (173 - 206) = 245$$
 jours.

Ces 245 jours correspondent exactement à l'intervalle de temps (8 mois et 2 jours, compte tenu des mois de 28 à 31 jours) entre la date du 5 janvier 1973 (séisme) et celle du 7 septembre 1973 (éruption du Ngauruhoe).

Ce résultat confirme la réalité des corrélations temporelles entre séismes intermédiaires et éruptions de volcans.



Fig. 55. — Nouvelle-Zélande: séquence des séismes prémonitoires de l'éruption du Ngauruhoe, 7 septembre 1973

Cet exemple illustre également le processus de migration ascendante des foyers sismiques dans le manteau supérieur avant une éruption.

Dans les bulletins du « New Zealand seismological observatory » on relève dans ce secteur, la séquence suivante:

$N^{o}$	Date			Heur	es	Coord	données	Profondeur	Magnitud
			h	т	5	•5	°E	h ( km)	
1	1972 nov.	26	01	52	57,5	39,08	174,93	238	4,0
	»	29	21	34	52,2	39,03	174,95	238	4,6
2	déc.	10	00	37	44,3	39,00	174,90	218	5,2
3	1973 jany.	05	13	54	27.6	39.13	175.18	173	6,7
	) »	05	14	04	17.6	39.05	175.20	172	4.0
	»	05	14	05	00.9	39.07	175.30	175	4.0
	»	05	14	10	18.9	39.08	175.15	170	5.3
	»	05	18	09	25.5	39.00	175.11	176	4.2
	»	07	19	07	28.0	39.08	175.26	178	3.7
	»	10	12	25	44.7	39,16	175.28	175	4.5
	»	29	17	43	09,6	39,15	175,33	170	4,9
4	mars	01	05	51	37.3	39,06	175,26	151	4,2
ž	»	09	04	42	42,1	39,16	175,60	139	4,1
	avril	06	01	33	23,4	39,38	175,28	107	3,9
5	»	11	10	56	52.6	39.21	175.73	90	3.7

TABLEAU XXVIII

Le séisme 3 du 5 janvier 1973 a été suivi de plusieurs répliques. On considérait que les séismes intermédiaires étaient rarement suivis de répliques, sans doute parce que celles-ci sont faibles et difficilement décelables.

Cette migration de séismes intermédiaires est remarquable par son alignement vers le volcan Ngauruhoe et sa chronologie (fig. 55). Les séismes au niveau 100 km sont très faibles et, pour cette raison sans doute, rarement déterminés auparavant.

### 5 Volcanisme et séismes du manteau supérieur en mer tyrrhénienne

### 5.1 INTRODUCTION

E. PETERSCHMITT (1956) avait conclu que la sismicité de la mer Tyrrhénienne et de ses environs, pouvait être rapprochée de celle d'un arc circumpacifique à caractère océanique. Durant ces dernières années la détection de nouveaux séismes intermédiaires (230-330 km) a confirmé l'existence d'un arc sismique dans le manteau supérieur sous cette région. Comme dans le Pacifique, des volcans actifs se situent au-dessus de cet arc sismique: Stromboli, Vulcano. Par contre, l'Etna s'élève sur l'arc sismique de Calabre et de Sicile (l'arc calabrais) zone des séismes normaux. Quant au Vésuve et au système volcanique des « Champs phlégréens » (Pouzzoles), leur situation est médiane entre les deux arcs sismiques intermédiaire et superficiel.

Depuis mon séjour en Sicile et aux Iles Eoliennes où j'ai pu étudier de près les volcans tout en collaborant à la mise en place d'un observatoire de surveillance, au sein du Laboratoire International de Recherches Volcanologiques (1966-1968), j'ai recherché si les analogies entre les arcs Pacifique et Calabrais se complétaient par les mêmes corrélations de temps entre les séismes profonds et les éruptions volcaniques.

Les récentes éruptions importantes du Stromboli et de l'Etna (avril 1971 et janvier 1974) confirment l'existence d'une telle corrélation et d'une origine profonde des phénomènes éruptifs semblablement aux phénomènes trouvés dans le Pacifique.

### 5.2 Séismes du manteau supérieur

Dans le tableau XXIX sont catalogués tous les séismes profonds et intermédiaires déterminés sous la mer Tyrrhénienne, de 1910 à 1970.

## TABLEAU XXIX RÉGION : MER TYRRHÉNIENNE SÉISMES PROFONDS ET INTERMÉDIAIRES

Nº		Date			Heu	res	Coord	lonnées	Profondeur	Magnitude	Référence
	A	M	$\overline{J}$	h	т	s	• <i>N</i>	• <u>E</u>	h (km)	m M	
1	1910	VIII	1	10	40	04	39	15	200 +	6,5	G. & R.
2	1911	iv	5	15	28	02	40	15.5	200 +	5.7	G. & R.
3	1915	vп	1	16	42	09	40	15	300	6	G. & R.
-			-		•	08	39	15	250		E.P.
4	1926	VШ	17	01	42	33	39	14,75	100	5,7	G. & R.
5	1928	III	7	10	55	12	38,7	16	120	6	G. & R.
						02	38,5	16,0	100		E.P.
6	1937	$\mathbf{X}$	17	. 09	59	09	39,3	15,2	300	5,8	E.P.
7	1938	IV	13	02	45	46	39,2	15,2	270	6,7	G. & R.
•	10.40	***	4 -			48	39,3	15,2	275	E	E.P.
8	1943	IX	17	03	39	20	39,5	15,5	270	5,5	G. & K. E D
0	1047	3/77	21	07	E 4	50	39,5	15,25	270 ± 200	55 4	G&P
10	1947		) 1	. 22	10	52 54	39,23	15,25	250 ±	55 +	G & R
10	1052		10	22	17	04 03	39,25	15,25	200-250	5,2	E P
11	1952	XII	26	23	55	55	39.8	15,6	265	5.7	E.P.
12	1953	VII	30	11	53	00	39.5	17	100-200	(5)	Ē.P.
14	1954	хî	23	13	00	04	38.5	14.9	230	5.7	E.P.
**	1901		20	20		05	38.6	15.1	224	d	J.P.R.
						05.5	38,55	15,02	239		A.G.
15	1955	п	17	19	31	33.9	39,70	13,36	458	5,2	E.P.
						33	39,6	13,3	445	d	J.P.R.
16	1956	п	1	15	10	49	39,2	15,75	215	6,2	E.P.
						51	39,1	15,6	215	6,4	J.P.R.
17	1957	I	5	18	48	28	38,9	14,5	306		E.P.
18	1959	XII	23	09	29	03,1	37,73	14,39	60	d	E.P.
						03	37,7	14,4	100		J.P.R.
19	1960	I	3	20	19	34	39,25	15,25	290	<b>( )</b>	E.P.
						34	39,26	15,29	283	6,2	1.S.S. TD D
••	40.00	***			•••	30	39,5	15,5	250	6,2	J.P.K.
20	1962	ш	25	21	38	25	39,03	14,54	332	L.	E.r.
01	. 1067	VT	1	20	26	20,7	39,1	14,7	242	44	L.L.Y.
21	1903	V1	T	20	20	09,5	39,0	15.0	285	<del>т,т</del> d	IPR
22		VIT	26	00	26	45 2	39,0	14.03	335	42	E P
<i>44</i>		V 11	20	02	20	46.4	39.6	15.2	337	-, e	J.P.R.
23	1964	īV	14	06	35	30	39.0	14.5	306	4.3	C.G.S.
23	1201	1,	11	00	55	27.0	38,84	14.78	293	4,3	I.S.C.
						30.1	39.0	14.5	306	d	J.P.R.
24		х	4	01	46	53,8	39,37	15,36	261	4,2	C.G.S.
						50,4	39,12	15,45	242	4,6	LS.C.
÷						54	39,4	15,4	261	е	J.P.R.
25	1965	XII	23	16	29	06,8	40,6	14,9	311	4,5	C.G.S.
						07	40,5	14,9	320	_	B.C.I.S.
						06,9	40,53	14,87	310	4,6	I.S.C.
26	1966	п	3	13	23	29,3	38,6	14,8	254	4,4	C.G.S.
						30	38,6	14,8	250	4.0	B.C.I.S.
	40					28,5	38,51	14,89	242	4,2	1.S.C.
27a	1967	Ш. Ш	14	14	42	26,2	38,43	15,07	257	4,5	LS.C.
27b	10/0	VI	2	20	20	22	38,7	14,8	259	4,0	0.0.8.
28	1968	11	21	21	09	4/,0	39,8	14,9	201	4,5	C.C.S.
29	10/0	X	20	16	51	20.0	40,2	15,4	271	4,2	0.0.3.
30	1969	m	29	01	43	39,0 38	40,0	15,2	320	4,0	BCIS
						20	52,2	10,1	240		D.C.1.D.

#### No Date Heures Coordonnées Magnitude Profondeur Référence h (km) A М $\boldsymbol{J}$ h ٥N ٥E m М S m 01,9 31 IV 2 01 38 39,0 258 15,3 4,8 C.G.S. 01 38,9 15,3 275 B.C.I.S. 32 43,2 51,7 I٧ 13 05 45 38,8 14.8 274 4,1 C.G.S. 33 56 15 299 00 39,6 TV 14,8 4,1 C.G.S. 34 1969 х 12 18 54 34,7 39,9 15,0 288 4,0 C.G.S. 35 х 23 02 12 53,4 39,0 15.0 273 4,0 C.G.S. 36 1970 I 29 11 09 24,1 38,8 14.9 280 4,7 C.G.S. 24 38,71 280 14,83 B.C.I.S. 39,7 39,2 37 17 07 32 00,9 H 262 16.1 4,4 C.G.S. 20 38 09 VI 5 55,6 262 15.44,4 C.G.S. 1971 IV 3 39 04 03 58,6 39,0 14.8 297 C.G.S. 4,4 14,9 39,0 305 54 B.C.I.S. 39 40 IV 25 29,0 39,3 04 15,2 297 4,5 C.G.S. 39,4 30 325 B.C.I.S. 15.1 41 VΙ 20 39,7 1 22 10,4 291 4,3 15,2C.G.S. 290 10 39,6 15,2 B.C.I.S. 42 VIII 21 03 59 04.0 39.6 12.8 484 4,3 C.G.S. 39,6 490 06 12,8 B.C.I.S.

SÉISMES PROFONDS ET INTERMÉDIAIRES (suite)

Références:

G. & R.: GUTENBERG B. and RICHTER C. F.: Seismicity of the Earth. 1954.

E. PETERSCHMITT: Quelques données nouvelles sur les séismes profonds. Annali di Geofisica. Vol. IX, nº 3, p. 305, 1956. A. GIRLANDA: Sul Terremoto profondo delle isole Eolie del 23 novembre 1954. Annali di Geofisica. Vol. VIII, p. 439, 1955. E. P.:

A.G.: J.P.R.: J. P. ROTHÉ: La séismicité du Globe. Publication UNESCO.

Coast and Geodetic Survey: Preliminary Determination of Epicenters. C.G.S.:

B.C.I.S.: Bureau Central International de Séismologie. Bulletins mensuels et Déterminations préliminaires.

I.S.S.: International Seismological Summary.

I.S.C.: International Seismological Centre.

La précision des déterminations des hypocentres a augmenté de 1910 ( $\pm$  1° pour les coordonnées;  $\pm$  50 km pour les profondeurs) à 1970 ( $\pm$  0,1° et  $\pm$  5 km), en fonction de l'augmentation des stations, des connaissances acquises... Les évaluations des magnitudes restent cependant encore assez dispersées suivant les auteurs et les méthodes utilisées. Il y a une discontinuité dans ces valeurs à partir de 1962, date à laquelle les magnitudes ont été calculées à partir des ondes de volume au lieu des ondes de surface.

Cette dispersion dans les données de la magnitude des séismes est assez gênante dans les corrélations entre séismes et éruptions des volcans, car les délais de temps apparaissent fonction de l'énergie des phénomènes.

La figure 56 représente la sismicité de la région Italie-sud, Sicile et mer Tyrrhénienne. Cette carte met en évidence les arcs des séismes du manteau supérieur (h = 100-450 km) et des séismes normaux et superficiels.

La figure 57 montre une coupe schématique de cette région suivant l'axe AB (N.W. - S.E.) passant par Stromboli. Les foyers sismiques sous Stromboli et Vulcano sont entre 225 et 275 km de profondeur.

#### 5.3 **CORRÉLATIONS SÉISMES-VOLCANS**

### 1. Stromboli

Ce volcan est en éruption plus ou moins continuelle.

Comme par exemple, pour le volcan similaire Yassour de l'île Tanna aux Nouvelles-Hébrides, en activité permanente, il y a sous ces volcans une concentration de foyers sismiques plus importante que sous d'autres volcans moins actifs. La profondeur de ces foyers est d'autre part la même sous ces deux volcans.

De temps en temps, le Stromboli a une activité plus importante, se manifestant par de très fortes explosions, qui ébranlent ou détruisent le cône du cratère, favorisant des coulées de lave extérieures.



Fig. 56. - Sismicité de l'arc Sicile-Calabre (1905-1971)

115

### TABLEAU XXX

### CORRÉLATIONS SÉISMES DU MANTEAU SUPÉRIEUR — ÉRUPTIONS VOLCANIQUES RÉGION : MER TYRRHÉNIENNE. ILES ÉOLIENNES

			Séismes interm	édiaires			C	orrélation	15	Eruptions
Nº	Coord	lonnées	Profondeur	Mag	nitude	Date	D	t (j)	D/t	Date
<u></u>	°N	°E	n ( <i>km</i> )	m	M		( km)		кт/ј	
2 8	39,50 39,50	15,5 15,25	250 270 ±		5,7 5,5	1911 IV 05 1943 IX 17	270 270	472 339	0,57 0,79	1912 VII 22 1944 VIII 20
10 11 12 13 14 24 26 27 <sub>2</sub> 36	39,25 39,0 39,8 38,97 38,55 39,12 38,60 38,81 38,75	15,25 15,0 15,5 15,17 15,02 15,36 14,80 14,95 14,83	312 250 265 289 239 261 254 283 284	4,6 4,4 4,1 4,6	5,5 5,2 5,7 5 5,7	1947       IX       01         1952       IX       10         1952       XII       26         1953       VII       30         1954       XI       23         1964       X       04         1966       II       03         1967       VI       02         1970       I       29	330 255 290 300 240 265 265 285 285	645 510 402 578 404 552 442 402 426	0,51 0,50 0,72 0,52 0,60 0,48 0,60 0,71 0,67	1944 JX 12 1949 VI 00 1954 II 01 1955 II 28 1956 I 01 1966 IV 09 1967 IV 21 1968 VII 08 1971 III 33 1971 IV 03 1971 V 01
	39,08	15,15	269			Moyennes	278	470	0,60	
3	39,0	15,0	250		6+	1915 V 07	250	191	1,3	1915 XI 14 très forte

VOLCAN : STROMBOLI : 38º47'22" N 15º12'47" E alt.: 926 m

D'après les observations faites depuis une dizaine d'années dans les différentes régions volcaniques du Pacifique, les éruptions des volcans auraient lieu plusieurs mois après des manifestations sismiques en profondeur sous ces volcans et certaines lois ont pu être mise en évidence.

Le tableau XXX montre quelques corrélations entre séismes du manteau supérieur et éruptions du Stromboli. Afin de préciser les corrélations entre ces phénomènes, nous calculons le paramètre D/t.

D = distance hypocentre du séisme au volcan en km,

t = délai entre les dates du séisme et de l'éruption en jours.

On retrouve pour le Stromboli, des valeurs de D/t analogues à celles trouvées pour les volcans du Pacifique et des Nouvelles-Hébrides en particulier. Pour les séismes de forte magnitude (M > 6) les rapports D/t sont supérieures à 1 (1,9 dans le cas de l'éruption du Lopévi aux Nouvelles-Hébrides du 10 juillet 1960, à la suite d'un séisme de magnitude 7 1/4-1/2; h = 250 km). Pour les séismes de magnitude 4-5, le rapport D/t est de l'ordre de 0,6  $\pm$  0,2. Ce rapport varie suivant les volcans et les profondeurs des foyers sismiques sous ces volcans. Il semble un peu plus faible pour cette région de la mer Tyrrhénienne.

Les figures 58 a et 58 b illustrent ces corrélations pour le Stromboli suivant les normes utilisées précédemment.

### 2. Vulcano

Malgré sa proximité du Stromboli (45 km), ce volcan est relativement calme.

Comme il a été montré à la suite des observations et des enregistrements sismiques effectués de 1966 à 1968, ce sommeil n'est qu'apparent et il existe une activité interne à Vulcano, fluctuante et parfois non négligeable (BLot, 1971; LATTER, 1971). Dans mon étude sismologique de Vulcano, j'avais signalé une recrudescence de l'activité sismique sous le cratère au début du mois d'août 1968, accompagnée d'une augmentation de la température et du



Fig. 58. — Corrélations entre séismes intermédiaires et éruptions du volcan Stromboli, îles Eoliennes

a) Situation géographique des épicentres.

b) Diagrammes temps — profondeur des corrélations.

117

débit des fumerolles. Les 17 et 20 août, on a observé des petites explosions donnant des colonnes de cendres jusqu'à 200 m d'altitude, sortant d'une faible ouverture sur le flanc sud.

On peut associer ce phénomène avec le séisme profond nº 27, l'un des plus proches du Vulcano:

### 1967 VI 02 $38,7^{\circ}$ N $14,8^{\circ}$ E h = 259 km m = 4,0.

Le délai est en effet de 1 an 2 mois 15 jours, soit 442 jours ce qui correspond à un rapport D/t = 0.60.

Ces valeurs sont analogues à celles indiquées précédemment pour les corrélations séismes-éruptions du Stromboli, en particulier celle du 21 avril 1967, avec le séisme nº 26.

D'autre part, le Stromboli calme depuis la dernière coulée de lave (avril-septembre 1967), reprenait son rythme de fortes explosions vers la mi-juillet 1968.

La faible énergie des séismes sous Vulcano justifierait le calme de ce volcan, mais je pense qu'il faut être de plus en plus attentif à sa surveillance, d'autant plus que la sismicité en profondeur a augmenté dans cette région depuis 1969.

### 3. Etna

L'Etna se situe sur l'arc calabrais-sicilien des séismes normaux. J'avais montré (BLOT, 1964) que les phénomènes sismiques profonds étaient précurseurs de phénomènes superficiels volcaniques aussi bien que sismiques. Pour ces derniers, les délais sont plus longs et les rapports D/t plus faibles.

J'ai également mis en évidence (Symposium International de Volcanologie, Oxford, septembre 1969; Assemblée générale de l'U.G.G.I., Moscou, août 1971) que certaines séquences de séismes profonds et intermédiaires, précédaient des phénomènes superficiels (éruptions volcaniques, crises sismiques) dans la direction de cette séquence, comme si le jeu d'une fracture en profondeur se prolongeait dans cette même direction jusqu'en surface.

En 1969, il y a 6 séismes dans le manteau supérieur sous la mer Tyrrhénienne. Ces 6 séismes sont pointés sur la figure 59 avec les numéros de leur ordre chronologique. On constate l'existence de 3 séquences de séismes alignées nord-sud et parallèles. Les 29 mars et 2 avril: 2 séismes successifs du nord au sud, les 13 et 15 avril: 2 séismes successifs du sud au nord. Après un temps de calme, les 12 et 23 octobre, à nouveau 2 séismes successifs du nord vers le sud et au milieu des deux autres séquences.

On dirait bien que des failles ont joué dans le manteau supérieur, ou que l'arche des séismes intermédiaires a cédé successivement en deux endroits équidistants.

Ces séquences de séisme sont alignées dans la direction de l'Etna. Or, depuis le début d'avril 1971, le mont Etna est soumis à de violents phénomènes: ouvertures de failles, violentes éruptions et abondantes coulées de lave, secousses sismiques.

Si l'on calcule le rapport D/t entre ces deux phénomènes profond et superficiel, on trouve D/t = 0.52 (en moyenne), valeur en accord avec les observations faites dans d'autres régions du Pacifique.

Dans le tableau XXXI, sont notées les corrélations d'éruptions caractérisées. La valeur de la « pseudovitesse »  $D/t = 0.50 \pm 0.10$  km/j est moins dispersée que pour le Stromboli. Pour ce volcan, les paroxysmes sont moins bien définis que pour l'Etna. Quelques corrélations sont illustrées dans les figures 60 a et 60 b.

### 4. « Campi Flegrei ». Pouzzole

Au début de 1970 le public et les volcanologues ont été tenus en haleine par les manifestations de bradycisme dans les champs phlégréens près de Pouzzole. En tenant compte des résultats précédemment acquis, on peut établir une corrélation entre ces phénomènes et les séismes profonds de 1968. Durant cette année, l'activité sismique s'est manifestée à l'extrémité nord de l'arc profond (séismes nº 28 et nº 29 des 21 avril et 1<sup>er</sup> octobre 1968) (voir fig. 60 a et b).

### 5.4 CONCLUSION

Le parallélisme entre les différents caractères structuraux, gravimétriques, sismiques et volcaniques propres



Fig. 59. — Séquence des séismes intermédiaires prémonitoires de la forte éruption de l'Etna, Sicile, du 5 avril 1971

à un arc circumpacifique et ceux existant pour l'arc de la mer Tyrrhénienne se complète par la similitude des corrélations temporelles entre les phénomènes sismiques profonds et les éruptions des volcans.

Les rapports D/t sont plus faibles pour l'arc calabrais, ce qui pourrait correspondre aux dimensions et à la sismicité plus faibles de cet arc par rapport à ceux du Pacifique, et à la différence de constitution du manteau supérieur et de la base de la croûte terrestre.



Fig. 60. — Corrélations entre séismes intermédiaires et éruptions du volcan Etna, Sicile

a) Situation géographique des épicentres.

b) Diagrammes temps — profondeur des corrélations.

### TABLEAU XXXI

### CORRÉLATIONS SÉISMES DU MANTEAU SUPÉRIEUR — ÉRUPTIONS VOLCANIQUES RÉGION : SICILE

			Séismes inter	médiair	es			_ Corrélation	15	Eruptions
Nº	Coord	lonnées	Profondeur	Mag	nitude	Date		t (j)	D/t	Date
	• <i>N</i>	°E	h (km)	m	M	5 <sup>36</sup> .	( <i>Km</i> )		кт ј	
1 3 6 7 10 13 14 16 19 20 21 23 24 26	39 39,3 39,3 39,77 38,97 38,55 39,07 39,07 39,03 38,65 38,84 39,12 38,51	15 15,2 15,2 15,50 15,17 15,02 15,58 15,25 14,54 14,93 14,50 15,36 14,89	200 275 300 270 312 289 239 215 283 335 285 306 242 254	4,3 4,4 4,3 4,6 4,4	6,5 6 5,8 6,9 5,5 5,5 6,2 d	1910       VIII       01         1915       VII       07         1937       X       17         1938       IV       13         1947       IX       01         1953       VII       30         1954       XI       23         1956       I       01         1960       I       03         1962       III       25         1963       VI       01         1964       IV       14         1964       X       04         1966       II       03	245 310 350 320 385 330 250 260 330 370 305 340 290 280	404 717 605 697 822 699 455 573 550 677 527 635 611 560	0,60 0,43 0,58 0,45 0,45 0,47 0,55 0,45 0,60 0,54 0,57 0,54 0,54 0,50	1911 IX 09 1917 VI 24 1939 VI 1940 III 10 1949 XII 02 1955 VI 29 1956 II 20 1956 VIII 27 1961 VII 1964 II 01 1964 X 09 1966 I 11 1966 VI 07 1967 VIII 17
27 <sub>a</sub> 27 <sub>b</sub>	38,43 38,81	15,07 14,95	256 283	4,3 4,1		1967 II 14 1967 VI 02	270 310	88 730	0,55 0,42	1968 VI 16 1969 VI
31 32 35	38,98 38,82 38,61	15,24 14,84 15,27	275 275 273	4,8 4,1 4,2		1969 IV 02 1969 IV 13 1969 X 23	310 300 290	733 722 529	0,42 0,42 0,55	1971 IV 05 1971 IV 05 1971 IV 05
·	38,95	15,03	272			Moyennes	308	617	0,50	
15 42	39,64 39,63	13,32 12,90	458 487	5,2 4,3		1955 II 17 1971 VIII 21	520 560	820 891	0,63 0,63	1957 V 20 1974 I 30
	39,64	13,11	472				540	855	0,63	

VOLCAN : ETNA : 37º44'03 " N 15º00'16 " E alt.: 3 290 m

### 6 Les éruptions du Taal (Philippines)

Manille, 29 septembre 1965 (A.F.P.).

« Eteint depuis 54 ans, le volcan Taal aux Philippines se réveille et fait 2 000 victimes.

« Deux mille morts, tel serait le bilan du brusque réveil d'un volcan aux Philippines, à une centaine de kilomètres au sud de Manille.

« Cette éruption s'est produite en pleine nuit. Des villages au pied de ce volcan, le Taal, ont disparu dans l'innondation provoquée par l'éruption.

« Déclenchée brusquement en pleine nuit, les explosions se sont succédées de 3 à 5 minutes et des flammes énormes étaient visibles de Manille. Un lac a été vaporisé par l'éruption.

« Le volcan Taal semblait éteint depuis 54 ans. »

Telle est l'information diffusée par la Presse au lendemain du réveil inattendu du volcan.

Dès la nouvelle connue, j'avais ouvert mon dossier Philippines et examiné la sismicité de la région du Taal. Une note sur l'origine et les causes de cette éruption avait été diffusée le 4 octobre 1965. J'en reprendrai les principaux éléments, car une telle éruption aurait pu être prévue et peut se reproduire au Taal ou ailleurs.

### 6.1 SITUATION DU VOLCAN

Le volcan Taal est situé dans la province Batangas, au sud-ouest de l'île Luzon, aux Philippines, par 14º01' Nord et 121º 00' Est.

Ce volcan (altitude 300 m) est situé dans le lac Bombon qui remplit la caldéra origine.

La dernière éruption s'est produite du 27 janvier au 8 février 1911. Elle a été catastrophique et meurtrière. Le catalogue de ses éruptions montre que depuis 1572, il y a eu 25 éruptions sans périodicité régulière. Ce calme de 54 ans est l'intervalle le plus long qui ait été observé entre des éruptions du Taal.

Les îles Philippines appartiennent à un arc insulaire typique et il existe dans cette région, une importante sismicité dans les 3 niveaux profonds, intermédiaires et superficiels.

On trouve, en particulier, un nid de foyers sismiques intermédiaires dans le secteur du Taal où la concentration des séismes se fait sur un alignement dans le sud-ouest de ce volcan.

### 6.2 SISMICITÉ DANS LA RÉGION DU TAAL

La sismicité semble avoir été très modérée dans la région de ce volcan jusqu'en 1964, comme en témoigne la liste produite par l'ordinateur de l'International Seismological Centre en utilisant toutes les données mondiales. A partir de novembre 1964, on observe une séquence de séismes remarquable par sa progression ascendante et par la constance de la magnitude des séismes (comprise entre 5 et 6).

Ces séismes sont présentés dans le tableau suivant, ainsi que sur les schémas des figures 61.

No	Date	Heu	res	Coord	lonnées	Profondeur	Magnitude	Référence	
				° <i>N</i>	°E	h (km)	M		
1	1964 nov. 30	06 25	15,7 16,3	13,80 13,80	120,70 120,83	203 207	4,9 5.0	C.G.S. LS.C.	
2	déc. 01	13 13	16,6 22,7	13,4 14.0	119,5 120.5	179 211	5,0	C.G.S. I.S.C.	
3	1965 janv. <b>05</b>	20 34	20,7 21,6	13,9 13,96	120,8 120,72	159 165	5,0	C.G.S. I.S.C.	
4	avril 03	22 51	36,2 33,9	13,6 13,82	119,7 119,91	90 68	5,6 5,0	C.G.S. I.S.C.	
5	août 13	02 13	14,0 14,1	13,6 13,57	120,0 120,06	36 36	5,7 5,2	C.G.S. I.S.C.	
б	août 15	04 44	20,4 25,3	13,9 13,84	120,4 120.35	18 51	4,7 4,9	C.G.S. I.S.C.	
	sept. 28	TAAL Eruption	1	14,00	121,00				

### TABLEAU XXXII PHILIPPINES. RÉGION DE L'ILE LUZON (sud) Sismicité 1964 et 1965

### 6.3 CAUSES DE L'ÉRUPTION DU TAAL

Je retranscris ici les termes de mon interprétation donnée dans la note d'octobre 1965.

« Les séismes 1 et 2 survenus à quelques heures d'intervalle et à  $195 \pm 15$  km de profondeur, sont le signe d'une rupture d'équilibre dans cette région et à cette profondeur, qui est une zone de discontinuité reconnue.

« A partir de cette étape, comme le montre les graphiques ci-joints, deux phénomènes se propagent:

« (1) Le séisme 1 déclenche peu après, à 159 km de profondeur sous le volcan, le séisme 3 qui est le séisme habituellement précurseur des éruptions « normales » 5 à 6 mois après (ascendance d'un phénomène où les facteurs: température, pression et gravité jouent les rôles principaux).

« Ce phénomène a du mettre en « état de chauffe » le réservoir magmatique du volcan depuis le mois de juin.



Fig. 61. - Séquence des séismes précurseurs du réveil du volcan Taal, îles Philippines, le 28 septembre 1965

« (2) A la suite du séisme 2, il s'est propagé un phénomène sismique qui s'est traduit par des ruptures successives de tension le long d'une faille qui aboutit au volcan, ruptures manifestées par les séismes 4, 5, 6, de profondeur décroissante.

« A partir du mois d'août cette tension s'est propagée dans la croûte terrestre provoquant des séismes qui eurent lieu le 28 septembre, sous le volcan.

« Par les ébranlements et les fissures créés par ces séismes, l'eau du lac remplissant la caldera du Taal, s'est

infiltrée abondamment en profondeur et en atteignant le réservoir magmatique, « surchauffé et sous pression » par le premier phénomène, a déclenché la formidable explosion phréatique de cette éruption du Taal. »

Cette interprétation a été confirmée, quelques mois plus tard, par les rapports scientifiques indiquant que vers la fin du mois de juin et durant tout le mois de juillet, la température du lac de cratère du Taal avait augmenté de 33 °C à 45 °C, le flux de chaleur passant de  $5,21 \times 10^7$  cal/sec à  $40,3 \times 10^7$  cal/sec.

Remarque. — Cette éruption du Taal avec la séquence des séismes intermédiaires, précurseurs, est à comparer à celle du Ngauruhoe (Nouvelle-Zélande) de septembre 1973. Les mêmes séismes intermédiaires avaient eu lieu également en novembre, décembre et janvier.

### 6.4 L'activité du Taal depuis 1965

Le réveil du Taal en septembre 1965 a été suivi par des périodes de repos et des éruptions modérées de courte durée ou des essaims de séismes volcaniques avec augmentation de la température du lac de cratère. Le tableau ci-dessous, donne la chronologie de ces manifestations volcaniques, celle des séismes intermédiaires, précurseurs et les paramètres de corrélation pour les éruptions du Taal. (Voir fig. 62).

	S	éismes int	ermédiaire	\$		(	Corrélation	15	Eruptions	
Nº	Date	Coord	lonnées 9E	Prof. h (km)	Magn. (m)	D (km)	t (jour)	D/t	Date	
1 2 3 4 5	1965 <i>janv. 05</i> sept. 10 1966 <i>janv. 10</i> oct. 11 1967 <i>janv. 05</i> janv. 31	13,96 13,96 13,81 13,98 13,78 13,78	120,72 120,87 120,72 120,74 120,71 120,83	165 149 133 104 170 203	5,0 5,0 5,4 5,1 5,4	167 150 135 105 170 205	266 215 176 170 223 265	0,63 0,70 0,76 0,62 0,77 0,56	1965 sept. 28 1966 avril 1966 juil. 05 1967 avril 1967 aût 16 1967 déa 24	e t e t
7 8 9 10 11	mai 14 1968 <i>janv. 10</i> juin 12 1969 <i>janv. 13</i> 1970 mars 29 Moyennes	13,89 13,75 13,70 13,84 13,80 13,94	120,87 120,87 120,68 120,75 120,77 120,67	203 120 151 135 128 121 143	4,8 4,6 4,8 5,1 5,0 5,3 5,1	203 122 153 137 130 124 146	223 255 183 289 225 235	0,55 0,60 0,75 0,45 0,55	1967 dec. 24 1968 janv. 31 1968 sept. 21 1968 déc. 12 1969 oct. 29 1970 nov. 09	s, t s, t s e e

TABLEAU XXXIII

e: éruption; t: augmentation température lac; s: séismes volcaniques.

On notera que chaque année (1965 à 1969), un séisme intermédiaire a eu lieu au début du mois de janvier (le 5, 10 ou 13) et a été suivi vers les mois de juillet, août, septembre ou octobre, d'une éruption du Taal.





6

# MIGRATION DES SÉISMES

### 1 Introduction

En ordonnant la sismicité dans tous les secteurs des arcs insulaires, j'ai été vite conduit à constater des déplacements de foyers dans les structures de ces arcs. Ces migrations de séisme s'observent dans des directions bien définies:

— le long de la zone inclinée (de Benioff) suivant les lignes de pendage, c'est-à-dire les directions de compression maximum et entre tous les niveaux profonds, intermédiaires et superficiels;

— dans chacun de ces niveaux suivant ces directions (normales aux arcs) et les directions perpendiculaires, c'est-à-dire le long des stratifications et des arches (pour les séismes du manteau supérieur) ou des arcs (pour les séismes superficiels); ce sont généralement les directions de tension maximum.

Ces migrations s'effectuent dans un sens ou dans un sens opposé. Sur la plaque lithosphérique plongeante, ces migrations peuvent être ascendantes ou descendantes alternativement dans tout l'ensemble d'un arc insulaire.

Dans les exemples précédents, de telles migrations de foyers sismiques ont été signalées sous des volcans et antérieurement à leurs éruptions.

Ces fluctuations hypocentrales existent également dans les secteurs dépourvus de volcan actif. Les séismes profonds et intermédiaires sont en corrélation avec les séismes superficiels suivant une loi qui a été définie et testée.

Les observations de ces migrations sont très fournies puisqu'elles englobent tous les séismes de notre planète. Cependant les phénomènes les plus violents (magnitude supérieure à 7) ne sont pas trop abondants et si l'on considère les arcs insulaires secteur par secteur, on constate qu'il n'est pas chimérique de mettre en évidence de telles corrélations entre séismes.

L'étude de ces migrations pourrait faire l'objet d'une seconde thèse, mais étant donné leurs liaisons avec les phénomènes volcaniques dont il est principalement question dans ce travail, il était nécessaire de l'introduire dès maintenant.

### 2 Corrélations séismes intermédiaires — Séismes normaux

Comme pour les éruptions volcaniques grandioses, les séismes superficiels ou normaux de grande magnitude ont été précédés par des séismes intermédiaires importants.

Les délais dépendent principalement de la profondeur et de la distance des séismes ainsi que de la pente du vecteur migration.

La dispersion des paramètres de corrélation séismes — séismes est plus importante que dans le cas séismes — volcans car l'imprécision sur les profondeurs des séismes intervient deux fois au lieu d'une.

Aux Nouvelles-Hébrides, l'examen de la chronologie des séismes de magnitude voisine de 7 et plus, met en évidence une liaison entre séismes intermédiaires et superficiels.

Les cas présentés dans le tableau suivant (les séismes normaux les plus violents) donnent un aperçu des corrélations entre séismes intermédiaires et normaux (ou superficiels) dans les différents secteurs de l'arc des Nouvelles-Hébrides.

Les schémas et les diagrammes des figures 63 à 68 illustrent la similitude de ces corrélations dans chacun des secteurs des Nouvelles-Hébrides où les mêmes cataclysmes sismiques se reproduisent dans les mêmes conditions (séismes intermédiaires précurseurs semblables).

### TABLEAU XXXIV

### NOUVELLES-HÉBRIDES; CORRÉLATIONS ENTRE LES PRINCIPAUX SÉISMES INTERMÉDIAIRES ET NORMAUX

Secteur		Séismes			Corrélations					
	Date	Coordonne	es h	M	α°	D	t	D/t	hm	
		° <i>S</i> °j	(km) E		(degré)	( <i>k</i> m)	(jour)	(km/j)	(km)	
1	1912 août 06	14 163	7 260	7,2						
					48	320	683	0,47	155	
	1914 juin 20	12 166	5 50	7,2						
	1933 juil. 30	13 16	7 160	6,5						
	sept. 09	12,5 166	5,8 130	6,9						
	1004	11.0 10		0.1	45	130	312	0,41	95	
	1934 juli. 18	11,8 160	0,0 N	8,1						
	juil. 21	11,0 16:	0,8 N	7,3						
	1962 mai 22	12,3 166	0,6 135	6,8						
	Jun. 02	10,6 160	,0 114	6,2	40	100	440	0.00		
	1062 comt 15	10.2 10	C 10	7.2	40	125	440	0,28	75	
	1965 sept. 15	10,5 10.	0,0 4.3	1,3						
	sept. 17	10,1 10.	,5 17	7,5						
2	1965 août 04	13.2 16	7.0 209	6						
2	1965 dout 04	15,2 10	,0 205	v	45	250	514	0.49	125	
	1966 déc. 31	12.1 16	5.7 36	7.4	15	250	21.1	0,49	125	
	1966 juin 13	12.2 16	7.1 228	6.1						
		,		-,-	25	175	201	0.87	150	
	1966 déc. 31	11,9 16	5,4 73	7,7		1.0		0,01	100	
3	1919 nov 20	13 16	7 210	7						
5	1919 1104. 20	13 10	, 210	,	25	220	605	0.22	125	
	1921 oct 15	13.5 16	5 N	7	55	220	095	0,52	125	
	1958 mai 01	13,2 16	12 210	63						
	1720 11101 01	10,00 10	.,- 210	0,0	35	220	695	0.32	120	
	1960 mars 27	13.4 16	5.9 N	6.3	55	240	575	0,54	120	
	mars 27	13.3 16	5.8 N	6.2						
				·	_					



Iles Santa-Cruz: corrélations entre séismes intermédiaires et séismes normaux majeurs

128



Nouvelles-Hébrides: corrélations entre séismes intermédiaires et séismes normaux majeurs

Secteur		Se	ismes			Corrélations					
	Date	Соо	rdonnées	h	M	α <sup>0</sup>	D	t	D/t	hm	
		°S	°E	( <i>km</i> )		(degré)	(km)	(jour)	km/j	(km)	
4	1954 fév. (	07 15,8	167,6	128	6,5	20	120	220	0.26	00	
	1955 jany. 0	16.3	167.1	N	69	38	120	332	0,35	80	
	iany 0	16,1	167.6	N	6.8						
	janv. O	16,0	167,3	N	6,0						
4	1964 juil. 0	09 15,5	167,6	121	7,2						
	-		-		•	40	125	398	0,32	67	
	1965 août 1	1 15,5	166,9	14	7,1				·		
	août 1	11 15,8	167,2	13	7,3						
	août 1	13 15,9	166,8	N	7,1						
6	1912 mars 2	25 18,5	170	240	7			#0 F			
	1012	10 100	1(0.0	<i>c</i> 0	<i></i>	54	290	595	0,49	150	
	1915 1107. 1		169,0	6U 200	1,5						
	1949 Jun. 2	25 18,5	169,5	200	7,2	<b>E</b> 0	255	407	0.51	120	
	1050 dág 0	102	1675	60	0.1	58	255	497	0,51	130	
	1950 dec. 0	12 10,3	107,5	60	0,1 7 7						
	dec. 0	10,5	107,5	00	7,2						
8	1943 août 0	01 20,0	170,0	230	7,0	50	076		0.50	145	
	1945 fév 0	1 22.0	170.0	60 ±	7.0	52	215	550	0,50	145	
	fév 0	$\frac{1}{1}$ $\frac{1}{220}$	170,0	60	7,0						
	avril 1	0 210	160 5	40	7,5						
	aviii 1	21,0	109,5	40	7,0						
9	1942 sept. 1	4 22,0	171,5	130	7,0						
	10.10				_	27	120	365	0,33	80	
	1943 sept. 1	4 22,0	171,0	N	7,5						
	sept. 1	14 22,0	171,0	N	7,3						

### SÉISMES INTERMÉDIAIRES ET NORMAUX

 $\alpha^{o}$ : angle du vecteur séismes intermédiaires — normaux avec la verticale au foyer intermédiaire. hm: profondeur moyenne entre séismes intermédiaires — normaux.

### 3 Corrélations séismes normaux — séismes intermédiaires

En examinant la chronologie des séismes on peut se rendre compte qu'après une sismicité importante en surface et le calme tout à fait revenu, il existe très souvent, un à deux ans après, des séismes notables au niveau intermédiaire sous la région concernée.

Aux Nouvelles-Hébrides, par exemple, considérons la chronologie de tous les séismes déterminés de 1909 à 1915. Ce sont des séismes importants, de magnitude supérieure à 7.

Ces séismes ont été groupés par région dans le tableau XXXV. Dans les quatre zones définies, on remarque: — en 1909 et 1910: les séismes sont au niveau superficiel et normal,

- en 1911 et 1912: les séismes sont au niveau intermédiaire.

Puis on retrouve des séismes normaux en 1914 et ensuite des séismes intermédiaires.

Après 1915 et durant plusieurs années, les données sismologiques sont très incomplètes par suite des perturbations de la première guerre mondiale, et dans de nombreuses régions il y a des lacunes certaines.



Nouvelles-Hébrides: corrélations entre séismes intermédiaires et séismes normaux majeurs

131



Fig. 69. — Nouvelles-Hébrides: chronologie des séismes normaux et intermédiaires majeurs de 1909 à 1914 dans tous les secteurs de l'archipel

Il est important de noter que ces migrations de séismes intéressent l'ensemble de l'arc des Nouvelles-Hébrides, ce qui suggère la liaison de ces phénomènes avec l'action très étendue d'un processus qui pourrait être à l'échelle des mouvements de plaques lithosphériques.

La figure 69 illustre ce phénomène de migration des séismes pour les Nouvelles-Hébrides de 1909 à 1912. Les courbes reliant séismes normaux et séismes intermédiaires sont conformes à l'équation de la loi de migration des séismes définie plus loin. Les migrations descendantes et ascendantes se font avec la même loi de déplacement.

On retrouve ces migrations dans les autres régions d'arc insulaire.

### 4 Corrélations séismes normaux — séismes intermédiaires — éruptions volcaniques

Dans le tableau XXXV (Nouvelles-Hébrides: sismicité, 1909-1915) on remarque que la région centrale de l'archipel est particulièrement concernée par cette migration descendante des séismes. On a vu précédemment que le volcan Ambrym était entré en très violente éruption en 1913 (déc. 05).

Cette éruption catastrophique était en corrélation géographique et temporelle, avcc les séismes intermédiaires de février 1913, lesquels sont en corrélation de migration descendante avec les séismes normaux de novembre 1910 (fig. 69).

D'après ces observations, on est logiquement conduit à associer les crises sismiques en surface et les éruptions des volcans voisins par le relais des foyers sismiques intermédiaires. En explorant les différentes régions du globe,

### TABLEAU XXXV

### NOUVELLES-HÉBRIDES SISMICITÉ 1909-1915

j	Date			He	rures	Coord	lonnées	Profondeur	Magnitude	Région	Secteur
			-	h	m	٥S	°E	h (km)	M		
1909	хп	09		23	23	10	165	S	7,7	I. Santa-Cruz	1
1911	x	20		17	44	12	166.5	200	7,1	»	2
1912	νīπ	20		16	21.9	11.5	167	150	6,7	»	1
1914	VI	20		07	20,5	12	166	50	7,2	»	2
1910	XI	10		12	19,9	14,5	166,5	90	7,2	I. Banks	4
	XI	26		04	41,3	14	167	50	7,4	»	4
1911	VII	11		21	22,3	14,5	167,5	160	7,1	»	4
1912	VIII	06		21	11,3	14	167	260	7,2	»	4
1910	II	04		14	00	17	168	$\boldsymbol{S}$	7,3	»	6
	XI	09		06	02,0	15,5	166,5	N	7,5	Centre Nouvelles-Hébrides	5
	XI	26		06	13,1	15	166,5	N	6,6	»	5
1911	$\mathbf{XI}$	22		23	05,4	15,5	168,5	200	7,2	»	5
1913	II	15		19	03,1	15	168	200	7	»	5
	n	25		14	18,4	15	168	200	7	»	5
1914	IV	11		16	28,2	16	168	N	(7)	»	6
1915	I	05		14	33,2	16	168,5	200	7,2	»	6
1910	III	30		16	55,8	21	170	N	7,2	Sud Nouvelles-Hébrides	8
	V	01		18	30,6	20	169	N	7,1	»	8
	VΙ	01		05	55,5	20	169	N	7,5	»	8
	VI	01		06	48,3	20	169	N	7,2	»	8
	VI	16		06	30,7	19	169,5	N	8,6	»	8
1912	III	25		04	49,5	19	170	240	7,2	»	8
1913	Х	14		08	08,8	19,5	169	130	7,8	»	8
	XI	10		21	12,15	18	169	60	7,5	»	8

j'ai été amené à constater que ce modèle de corrélation temporelle se retrouvait pour de nombreuses éruptions volcaniques et en particulier pour les plus violentes et extraordinaires telles que:

- La naissance de volcans:
   Paricutin, Mexique, 20 février 1943,
   Syôwa-Sinzan, Hakkaïdo, 27 décembre 1943.
- le réveil de volcans assoupis: Lopévi, Nouvelles-Hébrides, 1<sup>er</sup> novembre 1939 et 10 juillet 1960, Santa-Maria, Guatemala, juin 1922.
- le paroxysme de volcans en activité sporadique: Ambrym, Nouvelles-Hébrides, 5 décembre 1913, Bagana, îles Salomon, 29 février 1952.

Ces éruptions (quelques exemples parmi d'autres) ont été précédées par de forts séismes (magnitude 7 et +) normaux, puis intermédiaires et illustrent la conservation d'un même niveau d'énergie dans l'évolution de ces phénomènes.

Parfois les séquences descendantes puis ascendantes de séismes se produisent plusieurs fois avant l'éruption d'un volcan (généralement celui-ci est dormant depuis une très longue période). A la suite d'un (ou des) séisme intermédiaire, il peut se produire une crise sismique superficielle dans la région du volcan au lieu d'une éruption, puis un autre séisme intermédiaire, puis l'éruption, sinon le cycle recommence jusqu'à l'éruption d'un volcan dans les parages.

Parmi les cas les plus remarquables de tels cycles, on peut citer:

- le réveil des cratères Vulcan et Matupi, du volcan Rabaul (Nouvelle-Bretagne) le 29 mai 1937. Depuis

1930, des alternances de violents séismes normaux et intermédiaires avaient eu lieu dans le voisinage avant l'explosion colossale (victimes et dégâts nombreux) qui déboucha successivement ces deux cratères (éteints depuis 1878),

— la grandiose éruption sous-marine du 5 mai 1962 dans l'archipel des îles Sandwich qui bloqua la navigation (abondance de ponces) et qui eut lieu 6 mois après un séisme intermédiaire (h = 125 km) très violent (M = 7 3/4) sous ce volcan après des cycles précédents de magnitude voisine à 6.

### 4.1 NAISSANCE D'UN VOLCAN: LE PARICUTIN (MEXIQUE)

En février 1943, après une crise sismique locale débutant le 5 février et culminant le 20 (300 secousses ressenties), une fissure s'ouvrait dans le champ d'un paysan (Rancho Tepacua) et un jaillissement de cendre et de roches incandescentes édifiait le jeune volcan d'où, peu après, s'écoulait de la lave.

Cette éruption se poursuivit jusqu'au 4 mars 1952 avec des paroxysmes où de violentes explosions précédèrent les épanchements de lave (juillet-août 1943, janvier-juin 1950...). Le Paricutin atteignait alors une altitude de 410 m au-dessus de la plaine environnante.

Durant ces manifestations volcaniques, un changement progressif de la composition des éjecta a été observé. Les éjecta de 1943 étaient des andésites basaltiques à olivine, contenant 55% de silice. Ces éjecta devinrent progressivement plus siliceuses jusqu'en 1952, où les éjecta d'andésite à orthopyroxène contenaient plus de 60% de silice.

Le 15 avril 1941, il y avait eu un violent tremblement de terre (M = 7 3/4), de profondeur normale, dans la région du Paricutin, suivi de nombreuses répliques. Un peu plus d'un an après, un séisme intermédiaire (M = 6 3/4,  $h = 100 \pm 50$  km) était détecté sous cette même région (le 20 juin 1942).

Dans cette zone, un volcan, le Jorullo (19°02' N, 101°40' W) s'était formé le 29 septembre 1759 à la suite d'une violente éruption (nuées ardentes) survenue en bordure du plateau central du Mexique. Cette éruption se poursuivit pendant 15 ans (1774) et ne fût pas suivie de nouvelles manifestations (activité fumerollienne seulement). A la suite du séisme intermédiaire du 20 juin 1942, le Jarullo a résisté, tandis que sous la pression des gaz et du magma, le sol se fracturait à quelque distance, et que naissait un nouveau volcan: le Paricutin (fig. 70).

Rappelons que les volcans du Mexique s'alignent d'ouest en est, sur la fracture du Clarion, qui est également la limite septentrionale des séismes intermédiaires en Amérique.

4.2 Apparition d'un nouveau dôme volcanique: le Syowa-Sinzan (Hokkaido, Japon)

Dans le sud-ouest de l'île Hokkaido, Usu est un strato-volcan avec des dômes de lave dans le cratère du sommet et sur les flancs. Ses éruptions ont été très violentes (projections de pyroclastiques à très grande distance, nuées ardentes) mais rares (1663, 1768, 1822, 1853 et 1910).

1

Le 27 décembre 1943, débuta une période d'activité volcanique très particulière, qui peut être résumée dans les trois phases suivantes:

(a) *Phase pré-éruptive:* 27 décembre 1943 - 22 juin 1944: crise de séismes volcaniques très violents (foyers entre 1 et 10 km de profondeur);

(b) Phase explosive: 23 juin - 31 octobre 1944: explosions de vapeur.

(c) Naissance et développement d'un dôme de lave (le Syowa-Sinzan) avril 1944 - septembre 1945. Durant cette période, une protusion de magma visqueux (dacite à hypersthène) surgit des fissures du sol et s'éleva lentement jusqu'à une hauteur de 70 m.

Dans le catalogue « Seismicity of the Earth » (GUTENBERG et RICHTER), on relève un séisme superficiel très fort et anormalement situé au large de la côte ouest d'Hokkaido (tous les séismes crustaux sont à l'est des îles Japon-Kouriles). Ce séisme, unique en son genre, a eu lieu le 1<sup>er</sup> août 1940.

La liste des séismes intermédiaires de ce secteur nous montre deux seuls séismes de magnitude supérieure à 6,5, l'un le 17 octobre 1938, l'autre le 5 mars 1942, tous deux à une profondeur de 250 km.



Fig. 70. — Mexique: corrélation séismes — naissance du volcan Paricutin, février 1943

De la séquence de	es séisr	nes su	iivants	:				
1938 octobre	17:	151	h 26 m	n 58 s	44,4° N	140,0º E	h = 250  km	M = 6,5
1940 août	01:	15	08	21	44,3	139,1	Ν	7,7
1942 mars	05:	19	48	16	44,5	141,5	260	6,9
1943 décembre	27:	Syo	wa-Sin	zan	42,5	140,9		

On peut en déduire qu'à la suite du premier séisme intermédiaire (1938), une éruption n'ayant pas eu lieu, un violent séisme superficiel se déclencha (1940), puis une migration descendante provoqua un nouveau séisme intermédiaire (1942) plus fort que le précédent et cette fois l'énergie a été suffisante pour que les gaz et le magma finissent par s'extérioriser (fig. 71).



Fig. 71. --- Hokkaido, Japon: séismes antérieurs à l'éruption doméenne du Syowa-Sinzan, 27 décembre 1943

On remarque les délais identiques entre les dates:

 1938 octobre 17 et 1940 août
 01: 1 an 9 mois 16 jours = 656 jours,

 1942 mars
 05 et 1943 décembre 27: 1 an 9 mois 22 jours = 662 jours,

et donc le même rapport D/t = 0,50 km/j pour les corrélations séismes intermédiaires-séisme normal (éruption avortée ?) et séisme intermédiaire-éruption volcanique (extrusion de lave visqueuse).

En rapprochant la valeur du rapport D/t = 0,50 km/j à celle trouvée pour les corrélations des principaux séismes aux Nouvelles-Hébrides, séismes intermédiaires (h inférieure à 200 km)-séismes normaux, qui est aussi voisine de 0,50, on peut se demander si ces corrélations entre séismes ne résulteraient pas d'un processus où le magma serait le vecteur principal.

On notera également que dans le cas de la naissance du Paricutin, on obtenait la même valeur du rapport:

D/t = 125/245 = 0.5 km/jour.

### 4.3 Les deux réveils du volcan Lopévi

Le volcan Lopévi s'est réveillé en 1939, puis en 1960, consécutivement aux deux séismes intermédiaires de magnitude 7,2 sous ce volcan. Dans le catalogue de sismicité 1953-1965, on relève pour les années antérieures à 1960 et pour la région voisine du Lopévi, les deux séismes normaux suivants:

1958 V	31	19 h	32 mn	34 s	15,4º S	168,5º E	N 7,2
1958 VI	[ <b>03</b>	19	31	52	15,6	168,2	N 6,5
da Clahau	de T T			115)			

(voir « La Sismicité du Globe » de J. P. ROTHÉ, p. 115).



Fig. 72. — Nouvelles-Hébrides: corrélations séismes — réveils du volcan Lopévi, 1er novembre 1939 et 10 juillet 1960

Ces deux séismes sont remarquables par leur magnitude importante et par leur position particulière au nord du volcan Lopévi, les séismes normaux étant habituellement pour cette région au sud-ouest des îles volcaniques, vers les fosses océaniques. Ce sont les seuls deux séismes importants localisés ainsi et indiqués dans le catalogue des séismes de 1953 à 1965.

Ces trois événements extraordinaires:

- Séismes normaux à 1° au nord du Lopévi dont le plus fort de magnitude 7,2,

- Séisme intermédiaire sous Lopévi (h = 230 km), de magnitude 7,2,

- Réveil puissant du volcan Lopévi après 21 années de sommeil,

sont exactement conformes aux lois de corrélations précédemment indiquées.

Dans les catalogues de sismicité (1904-1942), on trouve un séisme analogue:

1938 avril 09 09 h 10 mn 40 s 15,5° S 168° E 60 km 6,5

Ce séisme est en corrélation avec le séisme intermédiaire (h = 180 km) du 12 août 1939, précurseur du premier réveil du Lopévi. Pour ces deux séismes la différence des profondeurs (180 — 60 = 120 km) est moindre que dans le cas précédent (230 — 30 = 200 km) d'où des délais différents:

1 an et 4 mois pour le premier, 1 an et 9 mois pour le second (voir fig. 72).

### 4.4 Une éruption unique: région Kamchatka, volcan Ksudach

Le 15 mars 1907, une éruption explosive exceptionnellement forte, survint au volcan Ksudach (au sud du Kamchatka). La caldera étant occupée par deux lacs, il y eut une explosion phréatique qui éjecta une quantité énorme de ponce, de cendre et de sable. Les pluies de cendre recouvrirent non seulement tout le Kamchatka, mais tombèrent sur les rivages de l'autre côté de la mer d'Okhostk. C'est la seule éruption signalée de ce volcan.

Cette gigantesque éruption explosive (type vulcanien) fut précédée le 25 juin 1904, par une formidable crise sismique superficielle survenue à la hauteur du volcan et au large de la côte est de la péninsule du Kamchatka (il y eut 4 séismes de magnitude supérieure à 7,5 dont 2 supérieurs à 8), puis le 8 octobre 1906, par un fort séisme intermédiaire (h = 200 km, Magnitude = 7) près de la côte sud-ouest.

	Date		Heures		Coordonnées		Profondeur	Magnitude
		h	m	° <i>N</i>	°E	h (km)	<i>M</i>	
1904	juin	25	14	45,6	52	159	s	8,3
	juin	25	21	00,5	52	159	S	8,1
	juin	27	00	09,0	52	159	S	7,9
	juil.	24	10	44,6	52	155	8	7,5
1906	oct.	08	04	53.6	52		200	7
1907	mars	15	Ks Er	udach uption	51,8	157,5		

### CHRONOLOGIE DES PHÉNOMÈNES

(Voir fig. 73.)

### 4.5 QUELQUES ÉRUPTIONS REMARQUABLES

### 4.5.1 Etna (1911). Formation d'un nouveau cratère: le N.E.

Jusqu'en 1911, les bouches éruptives (généralement une ou deux) étaient localisées dans le cratère de l'Etna.

Le 27 mai 1911, un nouvel orifice s'ouvrait sur la pente nord-est du cône terminal et, du 2 au 27 septembre 1911, une abondante coulée de lave  $(42.6 \times 10^6 \text{ m}^3)$  surgissait d'une fissure de ce nouveau cratère du N.E.

Le 28 décembre 1908 (à 5 h 12 mn) Messine, Reggio et la région du détroit Sicile-Calabre étaient violemment secouées par le plus grand cataclysme sismique d'Italie. Effondrements des bâtiments, incendies, maremoto, ont fait entre 80 000 à 100 000 victimes.

Le 1<sup>er</sup> août 1940, un fort séisme intermédiaire (h =  $200 \pm \text{km}$ , M = 6,5) était enregistré et localisé sous la mer Tyrrhénienne.

En fonction des considérations précédentes, une corrélation entre ces trois événements serait possible (fig. 74).



Fig. 73. — Kamchatka: corrélation séismes — réveil du volcan Ksudach, 15 mars 1907

### 4.5.2 Santa-Maria (1922). Naissance d'un dôme de lave

Le volcan Santa-Maria au Guatemala s'était réveillé en octobre 1902, par une très violente explosion, qui éjecta 5,5 km<sup>3</sup> de roches. Quelques éruptions eurent lieu jusqu'en 1911.

En juin 1922, l'extrusion d'un dôme de lave (le Santiago) débuta dans le cratère de 1902, accompagnée d'explosions, de nuages-champignons.

Le 4 février 1921, le plus fort séisme intermédiaire (h = 120 km, M = 7,5) détecté au Guatemala, eut lieu près de ce volcan.

Le 17 avril 1919, un violent séisme normal s'était déclenché au voisinage de ce même volcan.

On retrouve encore dans ce cas, la corrélation: séisme normal-séisme intermédiaire, éruption volcanique (fig. 75).

D'autre part, il faut noter que le délai entre les deux derniers phénomènes est assez long (1 an 4 mois), ce qui donne un rapport: D/t = 0.26 km/jour.

On retrouve ce même rapport pour le Santorin et ses protusions doméennes.



Fig. 74. — Sicile: corrélation séismes — éruption du volcan Etna, 2 septembre 1911

### 4.5.3 Bagama (1952): éruption paroxysmale

L'éruption la plus violente du volcan Bagana (îles Salomon) se produisit en 1952 (BEST, 1956). De février à septembre, des explosions, des nuages rougeoyants, des panaches de cendre, atteignant une altitude de 10 000 mètres et des coulées de lave, furent observés avec de fréquents tremblements de terre et la formation d'un nouveau cratère sur le flanc nord. Un dôme d'extrusion s'est formé.

La figure 76 illustre la migration des séismes importants normaux, intermédiaires et normaux en corrélation avec ces phénomènes volcaniques violents.



Fig. 75. — Guatemala: corrélation séismes — éruption doméenne du volcan Santa-Maria, juin 1922

### 4.6 RÉGION: AMÉRIQUE CENTRALE, COSTA RICA. VOLCAN: POAS

*En février 1953*, le volcan Poas s'est réveillé avec une éruption de vapeur et de boue, un des cratères contenant un lac boueux. La phase éruptive précédente avait commencé le 25 janvier 1910 (geyser d'eau à plus de 4 000 m de hauteur et émission de cendre abondante). L'activité avait repris fortement en 1914 (30 mai et du 8 octobre à mars 1915).

De 1915 à 1953 (38 ans), il était en activité fumerollienne calme.

On relève très peu de séismes au voisinage du volcan Poas. Aussi, le chronologie suivante des séismes est-elle remarquable.



Fig. 76. — Iles Salomon: corrélation séismes — éruption du volcan Bagana, 29 février 1952

Chronologie des j	phénomènes	et	corrélations
-------------------	------------	----	--------------

Date Heures h m s	Heures	Coordonnées	Profondeur	Magnitude	Corrélations
	°N °W	h (Km)	M D (K	m) t (jour) D/t	
1948 nov. 19	01 04 24	10 83,7 ± 2º	100 ± 50	7,0	1 a 10 m 16 j
1950 oct. 05	16 09 28	10,4 85,7	sup.	7,7	1 a 7 m 8 j 586 i
1952 mai 13	19 31 45	10,3 85,0 ± 1°	100 ± 50	6,9	9 m ± 270 i +
1953 fév.	Poas éruption	10,2 84,2			2 a 4 m 8 j 860 j



Fig. 77. - Costa-Rica: corrélation séismes - éruption du volcan Poas, février 1953

A la suite du séisme intermédiaire du 19 novembre 1948, de magnitude M = 7, le volcan Poas n'est pas entré en éruption quelques mois après, mais il y a eu un séisme normal très violent dans la région (M = 7,7) le 5 octobre 1950, puis en 1952 (13 mai), un autre séisme intermédiaire de magnitude M = 6,9, qui a été suivi du réveil du volcan Poas (fig. 77).

Il est à noter que les séismes de 1950 et 1952 étaient également situés à proximité du volcan éteint, mont Arénal, qui s'est revivifié quelques années plus tard, le 29 juillet 1968.

### 4.7 Cycles de séismes prémonitoires d'éruptions volcaniques

### 4.7.1 Réveil du volcan Rabaul

Le réveil de ce volcan décrit précédemment (chapitre V – 1.2.2) a été précédé de cycles de séismes remarquables dans la région de Nouvelle-Bretagne:

- en 1931, 1932: une intense sismicité en profondeur avec *le plus violent* séisme détecté dans cette région: 9 janvier 1932

h = 380 km M = 7,3,

- fin 1933, début 1934: importante crise sismique superficielle.

- 25 septembre 1934: séisme intermédiaire sous Rabaul

h = 100 km M = 6,5,



Fig. 78 - Nouvelle-Bretagne: sismicité antérieure au violent réveil du volcan Rabaul, 29 mai 1937

Fig. 78 — Nouvene-Breager.
a) Situation géographique des épicentres.
b) Section verticale N.-S.
c) Diagramme temps — profondeur des corrélations séismes du manteau supérieur — séismes normaux — éruption du volcan (1931-1937)


Fig. 79. — Analogic entre les séquences de séismes précurseurs des éruptions volcaniques sous-marines à l'îlot Matthew (Nouvelles-Hébrides) et aux îles Sandwich

- 14 novembre 1935: séisme normal sous Rabaul

M = 6,75,

- 29 décembre 1936: séisme intermédiaire sous Rabaul

h = 100 km M = 7,0,

- 29, 30 mai 1937: éruption des cratères Vulcan et Matupi (voir fig. 78 a et b).

h = N

#### 4.7.2 Eruption sous-marine aux îles Sandwich du sud

Le 5 mars 1962, une très violente éruption sous-marine eut lieu dans le petit archipel des îles Sandwich du sud, un jeune arc insulaire.



Fig. 80. — Croquis du volcan Matthew (vue générale de la côte nord) *A gauche:* l'ancien îlot; à *droite:* le cône récent (1945) Croquis avéguté d'après une une génerale au content 1958

Croquis exécuté d'après une vue aérienne prise le 29 octobre 1958 par un Lancaster de l'Aéronavale Une quantité énorme de ponces recouvrit la mer de Scotia, qui gêna la navigation dans les parages.

Ceffe eruption tut précédée par un cycle de seismes très semplable au cas ci-	ci-dessu	i-des
---	----------	-------

1959 avril	30	131	1 25 m	n 58 s	56.1º S	27.5° W	h = 185  km	M = 5.8
1960 inillet	02	11	55	41	56.0	27.0	N	5,8
1961 septembre	08	11	26	32	56,3	27,1	125	7,7
1962 mars	05	volo	an s/1	n éruption	56.2	27.5		

Le séisme intermédiaire du 8 septembre 1961, le plus fort qui ait été détecté dans cette région (magnitude M = 7.7) a précédé de 6 mois l'éruption du volcan sous-marin (fig. 79).

#### 4.7.3 Eruption sous-marine au sud des Nouvelles-Hébrides

Matthew est un îlot volcanique situé au sud de l'archipel des Nouvelles-Hébrides. Il forme, avec l'îlot Hunter également volcanique, 41 miles à l'est, et la Caye Conway ensemble d'atolls coralliens à 135 miles plus à l'est, la crête dite de Hunter, qui fait la liaison entre l'arc des Nouvelles-Hébrides et le groupe des îles Fidji.

Ilot isolé dans le sud-ouest Pacifique, aucune information sur l'activité du volcan Matthew n'a pu être recueillie. En 1949, le capitaine d'un navire croisant dans les parages, a remarqué que la silhouette de cet îlot était modifiée par rapport à celle dessinée sur les cartes marines. Un nouvel îlot avait surgi auprès de l'ancien îlot et son aspect suggérait une éruption datant de quelques années seulement (PRIAM, 1964) (fig. 80).

Dans cette région, la pl	lus imp	ortan	te activité	sismique eu	: lieu de 1942	2 à 1944, avec les	séismes suivants:
1942 septembre 14	11	h 31	mn 01 s	22,0° S	171,7º E	h = 130  km	M = 7,0
1943 septembre 14	0	01	12	22,0	171,0	50	7,5
1944 octobre 05	17	28	27	22,5	171,7	120	7,5

Par analogie avec le cas précédent (et d'autres), on peut formuler l'hypothèse que ce dernier séisme intermédiaire (le plus fort survenu sous Matthew) a précédé de quelques mois l'éruption sous-marine qui a fait surgir ce nouvel îlot.

Cette éruption aurait pu avoir lieu vers le mois de mai ou avril 1945 (fig. 79).

### 5 Corrélation entre séismes profonds

#### 5.1 MIGRATION DES SÉISMES PROFONDS

Dans la chronologie de tous les séismes profonds survenus aux Nouvelles-Hébrides, des séquences de séismes remarquables apparaissent. Le tableau XXXVI indique ces séries et les paramètres de corrélation résultants (le numéro est celui du séisme dans la chronologie).

Les figures 81 et 82 illustrent ces migrations de séismes profonds; celles-ci s'effectuent suivant deux directions nettement définies:

- l'une est-ouest vers les volcans des îles Banks: Gaua et Vanua Lava,

— l'autre sud-est - nord-ouest, vers les îles Santa-Cruz et le volcan Tinakula.

La moyenne des rapports D/t pour ces quelques séquences est:

$$D/t = 2,76 \text{ km/jour.}$$

Utilisant tous les séismes profonds répartis à l'est des Nouvelles-Hébrides, de 1962 à 1971, les distances et les intervalles de temps ont été évalués entre chacun d'eux.

Pour une distance moyenne de 2,2° à 630 km de profondeur, le délai moyen est de 80 jours d'où le rapport moyen :

$$D/t = 2,75 \text{ km/jour}$$

très voisin de la valeur précédente.

# TABLEAU XXXVI NOUVELLES-HÉBRIDES SÉQUENCES DE SÉISMES PROFONDS

		Séismes proj	<i>fonds</i>				Corrélations	
No	Date	Coord	données	h (km)	m	D (km)	t/jour	D/t
		° <i>S</i>	°E					
4	1962 mai 11	14,3	170,3	621	5,5			
5	1962 juli 15	14.1	172.2	622		190	66	2,88
5	1902 Juli. 15	14,1	172,2	032		330	144	2 20
6	1962 déc. 03	12,9	169,2	632		550	144	4,47
9	1963 déc. 14	13,8	169,9	614	4,4			
10	10/1 11	40.0				250	90	2,78
10	1964 mars 14	13,8	172,3	613	5,1	220	100	
11	1964 juin 26	12.6	169 4	648	49	320	106	3,02
12	1964 juin 30	14.3	173.6	614	4.3			
	<i>j</i>	,-		01.	.,	480	205	2,34
14	1965 janv. 21	12,8	169,0	639	4,5			•
13	1964 sept. 17	12,9	169,0	629	4,5			
17	10/5 5/ 02	14.0	170 7	(07		390	139	2,81
17	1965 Iev. 03	14,2	1/2,/	627		260	~	2.02
18	1965 avril 10	13 4	170 3	644	67	200	00	3,93
19	1965 avril 19	13,5	170.3	647	49			
20	1965 juin 29	13.8	170.6	636	5.3			
	j	,-	,.		-,-	220	75	2.93
21	1965 sept. 12	13,9	172,7	593	3,9			-,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,
	-					250	92	2,72
23	1965 déc. 13	14,1	170,2	638	5,0			
31	1968 janv. 08	13,7	171,5	630	5,2	400		
22	1068 for 17	126	173.0	(21	A 5	130	40	3,25
	1900 ICV. 17		172,0	021	4,5			
	Moyennes			628		282	102	2,76

## 5.2 Séquences de séismes profonds annonciateurs de réveil de volcan

Dans l'archipel des Nouvelles-Hébrides, les premières séquences de séismes profonds (en 1962 et 1964) dirigées vers les îles Banks, ont été suivies par des séismes intermédiaires sous les volcans Gaua et Vanua Lava, puis par le réveil de ces volcans (en 1963 et 1965).

Les graphiques 83 a, b montrent la remarquable analogie des corrélations géographiques et temporelles de ces phénomènes.

Les autres séquences de séismes profonds ont précédé d'autres éruptions de Gaua dans les mêmes conditions.

Dans les *îles Santa-Cruz*, les séries de séismes profonds (en 1963-64) orientées vers ce secteur, ont été également prémonitoires du réveil du volcan Tinakula en novembre 1965.

L'éruption du Lopévi aux Nouvelles-Hébrides du 10 juillet 1960, est curieusement associée aux trois séismes profonds successifs suivants (le premier, nº 0, étant dans une position exceptionnelle du côté convexe de l'arc).

0	1959 mars	14	06 h	57 mn	08 s	18,4º S	166,6º E	h = 550	M = 5
1	1960 février	11	04	27	42	14,1	170,1	645	5,9
2	1961 février	12	12	57	15	13,1	171,5	605	6

L'axe des séismes 0 et 1 passe exactement sous le volcan Lopévi et il y a des symétries de délais remarquables



Fig. 81. — Corrélations entre séismes profonds successifs, Nouvelles-Hébrides (secteur des îles Banks)





a) Corrélations géographiques.

Fig. 83. — Alignements remarquables des séismes profonds et intermédiaires précurseurs du réveil des volcans Gaua et Suretamatai, îles Banks, Nouvelles-Hébrides



Fig. 84. — Alignements remarquables des séismes du manteau supérieur précurseurs des deux réveils du volcan Lopévi Nouvelles-Hébrides entre ces trois séismes profonds et le séisme intermédiaire du 8 mars 1960 (h = 230 km, M = 7,2) précurseur du brutal réveil du Lopévi (voir fig. 84 a, b).

De telles situations sismiques pré-éruptions se retrouvent dans d'autres arcs insulaires.

Ainsi, aux Philippines, le réveil du Mayon est typique de ce processus sismique profond.

Il y a eu en 1965, deux séquences de séismes profonds dirigées vers ce volcan (13,3° N, 123,7° E).

6	1965 janvier	23	23 1	1 24 m	in 30 s	7,4º N	123,9º E	h = 627  km	m == 5,3
7	1965 mai	06	23	38	37	9,5	124,1	560	4,9
9	1965 novembr	e 29	10	21	27	4,7	124,3	490	5,0
10	1965 décembr	e 22	00	52	56	6,6	124,1	547	5,6

En mars 1967, il y a eu une crise de séismes volcaniques sous le Mayon. Ce n'est que le 20 avril 1968 qu'une violente explosion avec nuées d'avalanches, débuta. A la suite du premier couple de séismes profonds (6, 7), le volcan commença à se réactiver intérieurement comme en témoigne la crise de séismes volcaniques de mars 1967. Tandis que le volcan était encore « en chauffe et sous pression », une nouvelle énergie en provenance de la seconde séquence de séismes (9, 10) plus intenses, provoqua le débouchage explosif du Mayon en sommeil depuis 1947 (fig. 85 a, b).



a) Corrélations géographiques.



La « pseudo-vitesse » de corrélation est, pour chacun de ces deux phénomènes (crise sismique et éruption):

(6)  $D/t = \frac{880}{770} = 1.14 \text{ km/j};$  (7)  $D/t = \frac{690}{665} = 1.04 \text{ km/j},$ 

(9) D/t = 1.020/873 = 1.17 km/j; (10) D/t = 890/850 = 1.04 km/j.

Dans la liste assez réduite des séismes profonds dans l'arc des Philippines, on relève le séisme le plus au nord (donc le plus proche du Mayon):

1926 octobre 30 13 h 46 mn 34 s  $9,5^{\circ}$  N  $124,5^{\circ}$  E h = 520 km M = 6,3.

La précédente éruption catastrophique du Mayon a eu lieu le 24 juin 1928, c'est-à-dire 1 an 8 mois après ce séisme profond.

Le rapport D/t = 655/602 = 1,09 km/j est identique au précédent.

#### 6 Loi de migration des séismes

#### 6.1 EQUATIONS

Dans les migrations de foyers sismiques dont il a été question précédemment, des valeurs de la « pseudovitesse » moyenne ont été données pour les différents niveaux de la sismicité dans la région des Nouvelles-Hébrides.

Rappelons ces valeurs:

niveau profond:	$h=630\pm30~km$	D/t = 2,75  km/jour,
niveau intermédiaire:	h = 200	D/t = 0,95,
niveau intermédiaire:	h = 140	D/t = 0,50,
niveau intermédiaire:	h = 80	D/t = 0.35.

Sur un diagramme vitesse/profondeur, ces points s'alignent approximativement sur une droite passant par l'origine 0 (fig. 86).

La « pseudo-vitesse » de migration des séismes est donc proportionnelle à la profondeur d'évolution de ces phénomènes suivant la loi:

(1) 
$$\frac{dh}{dt} = c \cdot h$$
 (c = constante)

En intégrant, on obtient:

 $\mathbf{h} = \mathbf{h}_{\mathbf{o}} \cdot \mathbf{e}^{-\mathbf{c} \cdot \mathbf{t}}$ 

ou:

(3) 
$$t = \frac{1}{c} \log \frac{h_o}{h}$$
 (Log népérien)

le temps t = 0 pour  $h = h_0$  (foyer profond origine des migrations).

(2)

Ces équations sont valables pour un déplacement vertical des séismes. Le long d'une plaque inclinée, il faut introduire le facteur 1/cos a ou 1/sin b suivant que l'on considère l'angle que fait la plaque plongeante avec la verticale ou l'horizon.

Pour  $h_0 = 630$  km, on a calculé, d'après la moyenne de nombreuses observations, la valeur de la constante c:

$$\mathbf{c} = \frac{1}{228}$$

les courbes (4)

$$t = 228 \cdot Log \frac{630}{h} \cdot \frac{1}{\cos a}$$
 (a = 30°, 45°, 60°)

rendent bien compte de la migration des séismes le long des plans de Benioff, compte tenu de l'imprécision des déterminations des foyers sismiques (fig. 87).



Fig. 86. — Migration des séismes. (Nouvelles-Hébrides.) « Pseudo-vitesses » entre séismes successifs à différents niveaux

#### 6.2 ANOMALIES

Dans les listes chronologiques des séismes de chacun des secteurs des arcs insulaires, plus particulièrement pour les Nouvelles-Hébrides, la distance et les délais entre les séismes successifs ont été calculés.

Sur la figure 86, diagramme des « pseudo-vitesses » en fonction des profondeurs, ont été portées ces valeurs D/t pour les différences de profondeur des hypocentres des séismes considérés.

On constate que les traits représentatifs des niveaux de « pseudo-vitesses » s'écartent très nettement de la droite

$$\frac{dh}{dt} = 228 \times h$$

entre les profondeurs 150 et 250 km.

En partant du niveau profond, la migration des séismes est moins rapide dans la zone intermédiaire.

Cette inflexion dans la « pseudo-vitesse » de migration des séismes apparait dans les diagrammes tempsprofondeur (hodographes) des corrélations séismes-volcans. (Voir par exemple, la fig. 83 b relative à Gaua.)

On retrouverait ainsi dans la migration des foyers sismiques dans le manteau supérieur, des anomalies au niveau intermédiaire analogues à celles des transmissions des ondes sismiques.

Les déterminations des hypocentres sismiques se faisant avec de plus en plus de précision, il sera possible de



Fig. 87. — Loi de migration des séismes. Diagrammes temps — profondeur pour différentes inclinaisons du vecteur corrélation

préciser davantage cette anomalie qui semble assez importante, la vitesse de migration des séismes étant beaucoup plus faible que celle des ondes sismiques donc plus sensibles aux états physiques du milieu concerné.

#### 6.3 VÉRIFICATIONS DE LA LOI DE MIGRATION DES SÉISMES

Dans ma communication « Origine profonde des séismes superficiels et des éruptions volcaniques » (U.G.G.I., BERKELEY, 1963), j'avais présenté le principe des migrations des séismes à partir des foyers profonds aboutissant à des manifestations superficielles volcaniques ou sismiques.

Les divers aspects des phénomènes étaient ainsi résumés:

- ascension avec la succession des foyers sismiques à 600, 250, 100, 50 ( $\pm$  50) km de profondeur, aboutissant à une éruption volcanique,
- répétition dans le temps:
  - à partir de même foyer avec production d'éruption volcanique et de séismes superficiels,
  - à partir de foyers profonds dont la situation géographique est différente,
- diffusion dans l'espace:
  - suivant un plan de faille orogénique,
  - avec une divergence conique,
  - interférences des phénomènes ascendants avec convergence à partir des foyers différents, donnant de violents séismes ou de grandes éruptions volcaniques.

En 1971, à l'Assemblée Générale de l'U.G.G.I. (Moscou), j'énonçais la loi de migration avec sa formule, étayée par ces huit années de recherches sur la sismicité des arcs insulaires. Depuis 1962, les événements passés et présents ont confirmé mes premières idées et durant cette douzaine d'années écoulées, mes dossiers n'ont cessé d'augmenter du volume de tous les cas conformes à la loi de migration découverte.

Il n'est pas possible de présenter dans ce travail le catalogue de toutes les corrélations avec ses centaines de tableaux et de graphiques pour toutes les régions du globe terrestre.

Aussi, comme pour les éruptions volcaniques dans les pages précédentes, j'exposerai aussi brièvement que possible, les cas les plus remarquables, en l'occurrence, les phénomènes sismiques grandioses, c'est-à-dire de très grande magnitude et les plus catastrophiques.

#### 6.3.1 Région des îles Tonga

Dans le tableau XXXVII tous les séismes survenus dans la région des îles Tonga de 1906 à 1921, ont été recopiés d'après le catalogue de Duda.

Cette chronologie des séismes montre l'alternance de séismes de différents niveaux.

La séquence de 1910 à 1913 est typique de la migration descendante, puis ascendante, de séismes du manteau supérieur qui précède des manifestations superficielles importantes volcaniques et sismiques.

Les séismes du 20 avril 1910 (h = 330 km, M = 7,0)

puis du 14 décembre 1910 (h = 600 km, M = 7,0)

et du 21 août 1911 (h = 300 km, M = 7,3)

ont précédé l'éruption du 29 avril 1912 d'un volcan sous-marin proche et le séisme normal du 26 juin 1913 de magnitude 8,2.

La courbe de corrélation de ces séismes est rigoureusement conforme à la loi de migration (fig. 88).





Une telle série de séismes dans le manteau supérieur de magnitude 7, sont souvent prémonitoires de séismes normaux ou superficiels de magnitude 8.

Le tableau XXXVII en donne trois autres exemples.

Dans cette région des Tonga en 1921, il y a eu une brusque diminution dans le taux annuel de libération d'énergie sismique et depuis, il n'y a plus eu de séismes majeurs de magnitude supérieure à 8 en surface.

Par contre, le niveau énergétique et la fréquence des séismes du manteau supérieur, ont continué à être élevés. Comme nous l'avions signalé (BLOT, 1964) les séismes profonds de la région des Tonga sont également en corrélation avec les séismes du sud des Nouvelles-Hébrides.

#### TABLEAU XXXVII

RÉGION : TONGA. CHRONOLOGIE DES SÉISMES M  $\ge 7$  1906-1921

No	Date		He	eures	Coordonnées		Profondeur	Magnitude
			h	m	° <i>S</i>	°W	h (km)	M
	1906 XII	19	01	14,3	19	172,	N	7,3
	1907 I	02	12	56,5	21,1	175,1	N	7,3
	1909 II	22	09	21,7	18	179	550	7,9
	1910 IV	20	33	22.0	20	177	330	7.0
	1910 XII	14	20	46.2	21	178	600	7.0
	1911 VIII	21	16	28.9	21	176	300	7.3
	1912 IV	29	volo	an s/m	20,6	175,4		· <b>y</b> -
	1913 VI	26	04	57,0	22,5	173,5	N	8,2
	1913 V	08	18	34.4	17	174.5	200	7.0
	1915 II	25	20	36.2	20	180	600	7.2
	1917 VI	24	19	48.6	21	174	60	7.2
	1917 VI	26	05	49,7	15,5	173	Ν	8,7
	1916 VII	08	09	34.5	18	180	600	7.0
	1918 X	14	12	00.5	19	174	130	7.0
	1919 IV	30	07	17,1	19	172,5	N	8,4
	1918 V	22	06	31.5	17	177.5	380	7.0
	1919 T	01	02	59.9	19.5	176.5	180	8.3
	1919 VIII	18	16	55.4	20.5	178.5	300	7.2
	1921 II	27	18	23.6	18.5	173.0	N	7.2

#### 6.3.2 Japon

1. Le tremblement de terre de Sanriku-Oki (2 mars 1933). Dans la nuit du 2 au 3 mars 1933, le plus violent séisme contemporain (magnitude M = 8,9) eut lieu au large de la côte de Sanriku, au nord de l'île Honshu. Les dégâts dûs au tremblement de terre furent modérés, mais celui-ci engendra un tsunami dévastateur. Il y eut 2 986 tués. Par endroit le raz de marée a atteint une hauteur de 23 m. L'onde marine traversa tout l'océan Pacifique, fut réfléchie par les côtes d'Amérique et retraversa le Pacifique. Elle fut perçue en Australie et en Nouvelle-Zélande environ 47 heures après le séisme.

Ce séisme intense est dû à la convergence des phénomènes de migration issus de plusieurs séismes du manteau supérieur. En 1930 et 1931, les deux arches sismiques profondes au nord et au sud du Japon ont été perturbées par des séismes successifs se produisant aux extrémités orientales de celles-ci, puis aux extrémités occidentales et enfin au milieu. Les figures 89 a, b illustrent cette remarquable répartition et convergence des séismes. En particulier le plus déterminant de ces séismes a été probablement le séisme du 20 février 1931 (h = 350 km) de magnitude M = 7,4 situé dans la direction des compressions maximales par rapport au foyer du grand séisme du 2 mars 1933.

D'autre part, ce séisme a eu lieu dans la région du point de rencontre (de rebroussement) de l'arc des séismes normaux des Kouriles et de l'arc du Japon central. Cette zone, sous très fortes tensions créés par la convergence de deux plaques lithosphériques plongeantes, peut subir les effets des migrations des séismes dans ces deux plaques. L'activité sismique est effectivement très intense dans ce secteur.





2. Le tremblement de terre de Tokachi-Oki (4 mars 1952). Dix-neuf ans plus tard, presque à la même date, un autre séisme similaire se déclencha dans la même région, au large de la côte de Tokachi, au sud de Hokkaido (magnitude M = 8,6).

Ce séisme a été précédé en 1949 et 1950 par une importante activité sismique en profondeur (sur l'arche nord des foyers du manteau supérieur) et en particulier par le plus fort séisme profond qui ait été détecté dans cette région (ressenti jusqu'à Tokyo, à 1 200 km).

1950 février 28 10 h 20 mn 57 s 46,2° N 143,5° E h = 340 km M = 8

survenu deux ans avant le séisme du 4 mars 1952, exactement suivant la loi de corrélation (fig. 90).

En 1951, les volcans d'Hokkaido se réveillèrent:

- Le Tarumai, le 29 janvier 1951 (calme depuis 1936),

- le Me-Akan, de juillet 1951 à mars 1952 (complètement éteint depuis 1927) (fig. 90).

A la fin de cette même année, le 4 novembre 1952, un tremblement de terre normal de magnitude M = 8,4, au large du Kamchatka, débuta l'une des plus importantes crises sismiques récentes et provoqua un tsunami qui ravagea la côte orientale du Kamchatka sur 700 km.



b) Corrélations temporelles

a) Situation géographique des épicentres

Fig. 90. — Japon: séismes du manteau supérieur précurseurs du tremblement de terre. Tokachi-oki, 4 mars 1952

Nº	Date	Heures	Coordonnées	Profondeur	Magnitude	
		h m s	• <i>N</i> • <i>E</i>	h (km)	<i>M</i>	
1	1930 mars 06 mars 10 juin 03 1931 fév. 20 mars 01 avril 21 juin 29	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	540 620 650 350 330 320 380	6 6,5 6,3 7,4 6,5 6 6,5	
	1953 mars 02 Sanriku-Oki	17 30 54	39,3 144,5	sup.	8,9	
2	1949 avril 05 sept. 23 1950 fév. 21 fév. 28 1952 mars 04 mars 09	09         27         06           08         12         07           20         26         37           10         20         55           01         22         40           17         03         12	42 131 43,3 134,5 46,3 146,5 46,2 143,8 42,2 143,9 42,2 143,9	580 420 420 340 20 sup.	6,7 6 8,0 8,6 7,1	

# TABLEAU XXXVIII JAPON. MIGRATIONS SÉISMES PROFONDS — SÉISMES SUPERFICIELS

3. Les tremblements de terre de Kwanto (1<sup>er</sup> septembre 1923) et de Tango (7 mars 1927). Le séisme du 1<sup>er</sup> septembre 1923 (M = 8,3) dans la province de Kwanto (Honshu) fit des dégâts considérables à Tokyo, Yokohama... (il y eut 99 331 morts) et modifia grandement les fonds de la baie de Sagami (avec des subsidences de 400 m).

Il n'y a pas eu de séismes profonds précurseurs aussi caractéristiques que dans les cas précédents.

Cependant (voir tableau) il y a eu deux séismes profonds en 1920 (dont un de magnitude M = 7) et un en 1921, mais assez distants.

Je pense que l'on peut considérer ce séisme comme résultant de phénomènes de surface (mouvement de plaques) ainsi que semblerait l'indiquer le séisme superficiel voisin (M = 7,2) survenu quelques mois auparavant, le 1<sup>er</sup> juin 1923. A signaler une forte activité fumerollienne du volcan voisin Hakoné en février 1923. Après le séisme catastrophique du Kwanto, le premier tremblement de terre important fut celui de Tango, le 7 mars 1927 (M = 8,0) qui fit 3 017 victimes, sur la côte ouest de Honshu (RICHTER, 1958, p. 573).

Ces deux séismes sont en corrélation avec les mêmes foyers profonds, l'un en phase descendante et l'autre en phase ascendante dans les mêmes délais de 1 an et 9 mois  $\pm$  (profondeurs de ces foyers 350 et 400 km).

En 1927 (le 5 août), il y eut également un fort séisme superficiel (M = 7,1) au large de la côte est du Honshu, approximativement au même endroit que le séisme du 1<sup>er</sup> juin 1923 (un peu plus au nord) qui le précéda de 4 ans et 2 mois.

Les figures 91 et 92 montrent ces corrélations. On remarquera sur la figure 92, les directions perpendiculaires des deux vecteurs de corrélation séismes profonds (19 avril 1925) et séismes normaux. On retrouve souvent cette disposition dans les corrélations temporelles entre les séismes, qui correspond par ailleurs à la tectonique des arcs insulaires.

4. Corrélations remarquables diverses. Les deux séismes superficiels de 1927 entrainèrent chacun des processus sismiques descendants, qui convergèrent à nouveau au même foyer profond que précédemment, en déclenchant le 2 juin 1929, un séisme de magnitude 7,1 (h = 360 km).





Nº	Date	Heures	Coordonnées	Profondeur	Magnitude
		h m s	• <u></u> N • <u></u> E	h (km)	M
3	1920 fév. 22	17 35 50	47,5 146	340	7
	1921 mars 04	09 40 35 12 51 03	43 131,5 29 139	520 450	6,3 6
	1923 fév.	Hakome	35,2 139,0		
	juin 01	17 24 42	35.7 141.7	sup.	7,2
	sept. 01	02 58 36	35,2 139,5	Ň	8,3
	sept. 02 Kwanto	02 46 40	35,0 139,5	N	7,7
4	1925 avril 19	15 46 39	33 138	330	6,7
	mai 27	02 29 58	36,5 134,5	400	6,5
	1927 mars 07 Tango	<b>09 27 36</b>	35,8 134,8	sup.	8,0
	août 05	21 12 55	37,5 142,5	sup.	7,1
5	1929 juin 02	21 38 34	34,5 137,3	360	7,1
	1930 fev. 13	Omuro-Yama	34,9 139,1		
	nov. 25	19 02 47	35 139	sup.	7,1
6	1943 sept. 02	13 40 32	34.2 136.8	300	5,5
	sept. 27	04 40 40	35,4 135,8	300	6
	nov. 17	14 57 17	33,5 138,0	300	7,0
	1944 déc. 07 Topankai	04 35 42	33,8 136,0	sup.	8,3
	1945 janv. 12 Mikawa	18 38 26	34,8 136,8	sup.	7,1

TABLEAU XXXIX JAPON. MIGRATIONS SÉISMES PROFONDS — SÉISMES SUPERFICIELS

Le séisme a été précurseur de l'éruption avortée du volcan Omuro-Yama en février 1930 et du séisme superficiel résultant le 25 novembre 1930. Ces phénomènes ont été longuement décrits dans le paragraphe I - 2.3.

La figure 93 rappelle et complète ces corrélations.

En 1943, une série de séismes semi-profonds (h = 300 km) ont « cisaillé » les voussoirs de l'arche sismique qui transverse le sud du Honshu (le faîte de cette arche se situe au-dessous de la péninsule de Kii).

Les séismes, dont celui du 17 novembre 1943, de magnitude 7 (le dernier de la séquence) devancèrent d'un peu plus d'un an des tremblements de terre catastrophiques sur la faille d'EuKozu, située au-dessus de cet alignement de foyers profonds.

Le séisme de Tonankai, le 7 décembre 1944, de magnitude M = 8,3 fit 998 victimes; le séisme de Mikawa, le 13 janvier 1945 (réplique ?) de magnitude M = 7,1, causa la perte de 1 901 vies humaines (fig. 94).

Les alternances de séismes normaux et profonds sont, comme on a pu s'en rendre compte, assez répandues dans les arcs insulaires. La figure 95 donne quelques exemples de cette sorte de « rebondissement » des phénomènes sismiques pour le sud de l'arc des Kouriles.

On remarque (comme pour la région des îles Tonga) que les séismes normaux les plus violents ont suivi un fort séisme intermédiaire (parfois sous des volcans anciens qui ne se réactivent pas) précédant un séisme profond intense qui sera le précurseur direct de ces séismes normaux.



Fig. 93. - Japon: migration de séismes et la tentative d'éruption du volcan Omuro-yama

#### 6.3.3 Iles Kouriles

Les corrélations séismes profonds et manifestations superficielles volcaniques et sismiques dans l'arc des Kouriles, seront illustrées par deux exemples similaires.

Dans le catalogue de Gutenberg et Richter (Seismicity of the Earth, 1954), on trouve les deux séismes profonds et les deux séismes normaux suivants, qui sont inscrits côte à côte parce qu'ayant des coordonnées voisines (p. 193,  $n^{os}$  490 et 495; p. 279,  $n^{os}$  810, 825):

- les séismes profonds sont datés de 1912 et 1922,

- les séismes normaux sont datés de 1915 et 1925.

D'autre part, dans le catalogue des volcans actifs (Part. VII, Kurile islands), pour ce secteur de l'archipel des Kouriles, on peut noter les uniques dates d'éruptions suivantes: 1914 et 1924, pour 5 volcans qui ne semblent pas avoir été en activité auparavant (du moins depuis près de 30 ans).

La corrélation entre tous ces événements apparait immédiatement dans le tableau XL et les figures 96, 97.

On remarquera le délai de 11 mois entre les éruptions et les séismes superficiels et normaux.

Toute relation entre les grands séismes tectoniques en surface et l'activité des volcans voisins, a été niée jusqu'à présent parce que ces deux phénomènes n'étaient pas concomitants. On voit dans ces exemples, comme dans les cas précédents, que des manifestations volcaniques (éruptions, fumerolles, crises de séismes volcaniques) peuvent être des signes prémonitoires de violents séismes tectoniques à venir quelques mois plus tard.











Fig. 96. — Iles Kouriles: corrélation séisme profond — éruptions volcaniques séismes normaux (1912-1915)

165

Fig. 97. — Iles Kouriles: corrélation séisme profond — éruptions volcaniques séismes normaux (1922-1925)

#### TABLEAU XL

#### ILES KOURILES

CORRÉLATIONS SÉISMES PROFONDS — ÉRUPTIONS VOLCANIQUES — SÉISMES SUPERFICIELS

Date	Heures	Coordonnées	Profondeur	Magnitude	Délais
	h m s	• <i>N</i> • <i>E</i>	h (km)	n (km) M	
1912 juin 14	01 31 7	52 151	500	6,5	
1914 juin 04 juin 29	Goriaschaia Prevo Peak	46,8 151,7 47.0 151.1			1 an 11 m 20 j
1015 mai 01	05 00 00	17,0 151,1 ACE 1555		0.1	11 m
1915 mai OI	05 00 00	40,5 155,5	sup.	8,1	2 ans 10 m 20 j
1922 août 14	11 41 13	53 150	530	6,8	
1924 fév. 15	Volcan s/m	48,1 153,6			lan 6 m
1924 ?	Pallas	48,2 153,2 47,3 152,5			
1925 janv. 18	12 05 54	47.5 153.5	N	7.3	11 m
		,,-		• ,2	2 ans 5 m

Volcan: Goriaschaia: éruptions précédentes: 1842, 1881, 1883
Prevo Peak : éruptions précédentes: 1760, début 19<sup>e</sup> siècle
Pallas : éruptions précédentes: 1843-46
Volcan s/m : éruptions précédentes: ?
Raikoke : éruptions précédentes: 1760, 1778.



Fig. 98. - Iles Salomon: Nouvelle-Bretagne. Sismicité majeure en 1968-1972

166

#### 6.3.4 Iles Salomon

Dans la région des îles Salomon, les corrélations entre les séismes et les éruptions volcaniques ont été étudiées depuis 1962, avec la collaboration efficiente de J. C. Grover, alors Chef du Geological Survey des îles Salomon à Honiara (BLOT et GROVER, 1966).

Grover a plus particulièrement dirigé ses recherches sur les corrélations entre les foyers sismiques profonds et les séismes superficiels très violents résultants de la convergence de plusieurs phénomènes profonds (GROVER, 1966, 1967 a, b; 1968; 1973 a, b).

Ces travaux ont fait l'objet de volumineux rapports et de conférences dans des Congrès internationaux et des Universités d'Australie, aussi je ne m'attarderai pas sur cette région, qui a été examinée autant en détail que les Nouvelles-Hébrides.

A titre d'exemple, considérons l'extraordinaire activité sismique qui eut lieu entre les îles Bougainville et Nouvelle-Irlande en juillet, août 1971 (2 séismes de magnitude voisine de 8 et des centaines de répliques) (voir Rothé, Unesco, 1971, p. 31).

Cette crise sismique s'est déclenchée dans la zone de rencontre des deux arcs, l'arc de l'archipel des Salomon et l'arc de Nouvelle-Bretagne. Comme au Japon, ces points de rebroussement d'arc sont les lieux d'activité sismique intense.

La précédente crise s'était produite à cet endroit en décembre 1967 et février 1968, avec des séismes de magnitude 7,2 et 7,5.

A la suite de ces tremblements de terre, dans la seconde moitié de 1969, on observe une activité en profondeur le long des deux arcs profonds. En 1970, quelques séismes aux niveaux intermédiaires montre l'ascendance d'une migration sismique et les effets des 8 séismes profonds convergent en juillet 1971 au niveau h = 47 km. Puis la migration en surface se poursuit et en août 1972, une nouvelle crise se produit avec un séisme majeur de magnitude 7,1 et de nombreuses répliques à la profondeur de 10 km.

Le tableau XLI et la figure 98 présentent suivant les normes habituelles, les corrélations de ces phénomènes confirmant la loi de migration proposée.

Date	Heu	res	Coord	données	<b>Profondeur</b>	Magnitude	
	h m	S	° <i>S</i>	°E	n ( <i>km</i> )	m	M
1967 déc. 25	01 23	33,3	. 5,3	153,7	55	5,8	7,2
1968 fév. 12	05 44	45,1	5,5	153,3	46	6,2	7,5
1969 mai 31	23 56	21,6	4,9	154,2	407	5,5	
juil. 29	03 37	49,8	3,4	151,9	379	4,5	
oct. 21	14 41	46,2	4,2	150,2	524	4,7	
oct. 22	05 58	48,8	4,9	154,2	390	5,0	
nov. 06	06 33	20,3	4,4	155,1	503	4,7	
1970 janv. 01	22 09	28,6	4,0	153,9	404	5,2	
janv. 02	04 22	20,1	4,4	155,9	423	4,6	
jany. 20	15 12	51,0	5,4	154,3	192	5,4	
août 28	01 02	47,6	4,6	153,2	88	6,0	6,3
1971 juil. 14	06 11	29,1	5,5	153,9	47		7,9
juil. 14	07 37	15,9	4,8	153,6	N	5,6	6,8
juil. 14	07 41	09,3	5,5	153,8	Ν	5,7	7,2
iuil. 26	01 23	21.3	4,9	153,2	48	6,3	7,9
juil. 26	02 24	57.0	5,2	152,2	N	6,4	-
juil. 26	02 29	38,2	5,7	151,9	Ν	6,2	
1972 août 17	23 44	05,9	6,0	152,9	10	6,4	7,1
août 18	00 23	48,2	6,0	152,6	8	6,0	
août 18	10 19	32.2	6.2	152.6	9	5,1	

# TABLEAU XLI RÉGION : ILES SALOMON

Les séismes des 14 et 26 juillet ont provoqué des tsunamis qui ont fait quelques dégâts sur les côtes des îles de Nouvelle-Bretagne.



a) Carte de la sismicité.

Fig. 99. - Nouvelles-Hébrides: Migration de la sismicité dans le secteur central de 1960 à 1965 et manifestations volcaniques

#### 6.3.5 Nouvelles-Hébrides

Un exemple de migration descendante et ascendante de séismes a déjà été donné pour le secteur des îles Banks aux Nouvelles-Hébrides (I - 2.2.).

D'autres cas analogues apparaissent dès la lecture des catalogues de séismes. Ainsi, dans les pages 114-117 de la « Séismicité du Globe, 1953-1965 » de J. P. Rothé, concernant la région des Nouvelles-Hébrides, notons tous les séismes situés entre 17° et 15° S (les épicentres y sont classés par latitude décroissante).

Dans la liste des séismes normaux (nº 14-061 à 14-082) on remarque au premier coup d'œil, que tous les séismes superficiels situés sur la partie centrale de l'arc hébridais ont eu lieu en 1955, puis 1960, puis 1965. (Les deux séismes des 31 mai et 3 juin 1958 sont à l'intérieur de l'arc et sont les phénomènes prémonitoires du réveil du Lopévi dont il a été question à plusieurs reprises.)

Dans la liste des séismes intermédiaires (nº 14-514 à 14-520) on peut relever les dates suivantes: 1953-54, 1961 et 1963-64, c'est-à-dire intercalaires des dates des séismes normaux.

En reprenant ces listes dans un ordre chronologique et en y introduisant les séismes profonds situés au nordest de ce secteur, on obtient le tableau XLII. On voit que les séquences de séismes sont descendantes et ascendantes, suivant la loi de migration découverte. Les figures 99 a, b illustrent cette vérification (expérimentale) du concept des migrations des séismes dans les arcs insulaires et des corrélations séismes intermédiaires-éruptions volcaniques consécutives à une phase descendante ou ascendante de ces migrations.

On y retrouvera la rencontre de phases ascendantes et descendantes, qui déclenchent des séismes intermédiaires précurseurs de fortes éruptions ou secousses sismiques en surface.

L'échantillonnage des exemples fournis dans les pages précédentes a montré la généralisation des migrations et des corrélations entre les séismes et les éruptions des volcans dans les arcs insulaires. Des catalogues et diagrammes de corrélations ont été dressés pour toute la sismicité de 1904 à 1973, et pour tous les secteurs des arcs insulaires.

Date		Heures		Coord	données	Profondeur	Magnitude
	h	m	S	° <i>S</i>	°E	h (km)	.M
1953 août 04	13	53	16	15,9	167,9	160	6
1954 fév. 07	06	15	30	15,8	167,6	128	6,5
1955 janv. 05	17	48	38	16,3	167,1	Ň	6,9
janv. 05	23	42	08	16,1	167,6	N	6,8
janv. 06	03	22	38	16,0	167,3	N	6,0
1957 nov. 05	09	54	33	13,0	168,8	650	6
1960 mars 29	06	30	54	16,9	167,2	sup.	6,7
sept. 01	09	28	19	16,8	167,0	63	6
sept, 01	10	35	01	16,5	167,6	27	6
déc. 11	18	53	03	15,7	167,0	57	6,2
1961 déc. 05	13	02	36	16,4	168,0	205	6,1
1962 déc. 03	12	50	37	12,9	169,2	632	4,5
1963 janv. 13	13	43	42	14,4	171,5	632	4,9
fév. 08	. 18	18	08	.13,1	170,3	630	4,9
nov. 04	01	14	33	15,1	167,3	154	6,4
1964 juil. 09	16	39	49	15,5	167,6	121	7,2
1965 août 11	03	40	55	15,5	166,9	14	7,1
août 11	19	52	28	15,6	167,0	23	6,7
août 11	22	31	46	15,8	167,2	13	7,3
août 12	08	01	43	15,9	167,4	26	6,6
août 12	18	04	56	15,9	167,4	45	6
août 13	12	40	08	15,9	166,8	N	7,1
août 13	17	56	27	16,6	167,6	N	6,5
août 14	- 11	07	47	15,8	166,8	N	5,9
août 17	16	17	41	15,2	166,6	19	6
août 29	12	46	30	15,7	167,6	10	6,0
août 30	03	32	01	16,9	167,4	10	5,9

## TABLEAU XLII NOUVELLES-HÉBRIDES. SECTEUR CENTRAL SISMICITÉ IMPORTANTE 1953-1963

D'après « La Séismicité du Globe » de J. P. Rothé.

7

# PRÉVISION DES ÉRUPTIONS VOLCANIQUES ET DES SÉISMES

#### **1** Tests de prévision des éruptions volcaniques

Afin de tester les corrélations entre les séismes du manteau supérieur et les activités volcaniques, des prévisions d'éruptions de volcan ont été tentées depuis 1963 dans les arcs insulaires des Nouvelles-Hébrides et des Salomon.

De 1963 à 1969, ces tests (6 au total) ont été faits pour des séismes du manteau supérieur particulièrement bien distribués par rapport aux volcans et de magnitude au-dessus de la moyenne. Une indétermination de 30 jours étant admise (en admettant une erreur sur les profondeurs et les coordonnées de  $\pm$  20 km), ces prévisions d'éruptions ont toutes été exactes.

Trois de ces prévisions concernaient le réveil de volcans assoupis depuis longtemps:

Gaua (îles Banks) en novembre 1963

Volcan s/m « Cook » (îles Salomon) en mai 1965

Tinakula (îles Santa-Cruz) le 23 novembre 1965

(pour ce dernier volcan, l'île avait été évacuée quelques jours avant).

A partir de 1970, les tests de prévision sous la forme d'un bulletin, ont été adressés aux Services Géologiques du Condominium des Nouvelles-Hébrides pour chaque semestre après analyse de la situation sismique antérieure.

Copie d'une telle prévision est donnée ci-après accompagnée des diagrammes de situation des séismes pris en considération. L'éruption des volcans Ambrym et Lopévi prévue pour le début du mois de mai 1970, commença le 5 mai pour Ambrym (éruptions de cendres), début mai pour Lopévi avec une coulée de lave le 9 mai (fig. 100).

De 1970 à 1973 (4 ans), il y a eu: 20 éruptions prévues

et: 15 éruptions réussies

à  $\pm$  15 jours, d'où une efficacité à 75%.

Le tableau XLIII suivant, résume toutes les prévisions faites avec la date d'envoi, la date prévue, le jour effectif de l'éruption et l'écart entre la prévision et l'observation (en jours).

La plupart de ces prévisions ont été faites aux antipodes des Nouvelles-Hébrides (à partir de mes places d'affectation: France, Sicile, Sénégal...) et les observations des éruptions par les géologues et assistants du Geological Survey à Port-Vila, île Vaté).



Fig. 100. — Nouvelles-Hébrides: exemple de graphiques établis pour la prévision d'éruption volcanique. Cas des volcans Ambrym et Lopévi (mai 1970)

PRÉVISION D'ÉRUPTION VOLCANIQUE DANS LES NOUVELLES-HÉBRIDES POUR LE 1er SEMESTRE 1970

Des séismes profonds et intermédiaires survenus dans la région centrale des Nouvelles-Hébrides, font présager une reprise de l'activité des volcans: Ambrym et éventuellement, Lopévi, durant le mois de mai 1970.

La séquence des séismes, exactement semblable à celles qui ont été précurseurs d'éruption durant ces dernières années, est la suivante:

Séismes profonds:							
1968 novembre	4	14,2º S	172,0º E	h = 585  km	M = 5,8	9 h 07 mn	U.S.C.G.S.
1968 novembre	4	14,10	172,00	591	4,8	10 36	»
1968 novembre	4	14,2°	172,1°	615	4,2	10 47	»
Séismes intermédiair	es:						
1969 août	31	16,1º S	168,4º E	h = 264 km	M = 3,6	20 h 36 mn	U.S.C.G.S.
1969 septembre	3	17,10	168,60	224	3,8	14 10	»
1969 novembre	9	16.30	167.90	185	5,3	09 08	»

Les coordonnées, les profondeurs, les délais de temps entre ces séismes sont identiques à des situations antérieures précédant des éruptions de cendres du volcan Ambrym.

La moyenne des délais de temps des cas antérieurs donnerait une probabilité d'éruption vers le 25 mai 1970. Cependant, la magnitude du séisme profond du 4 novembre 1968 (suivi de plusieurs répliques) et du séisme intermédiaire du 9 novembre 1969 (ressenti dans l'archipel) pourrait accélérer le processus et provoquer une éruption au début du mois de mai 1970.

Les diagrammes ci-joints présentent cette séquence de séismes conforme aux cas antérieurs.

Tous renseignements précis sur les observations faites prochainement sur les activités des volcans Ambrym et Lopévi seront importantes pour préciser ces corrélations séismes-volcans et améliorer les prochaines prévisions.

# TABLEAU XLIII

### PRÉVISIONS D'ÉRUPTIONS VOLCANIQUES DANS LE SUD-OUEST PACIFIQUE

	Prévisions		 Ob:	servations	Ecarts
Date d'envoi	Volcan	Date prévue	Date d'éruption	Volcan	(jours)
1963 juin	Gaua	1963 septnov.	1963 nov. 9	Gaua	
1964 janv. 24	volcan s/m Ile Salomon	1964 mai 21 ±	1964 mai 25	volcan s/m « Cook»	+ 4
1965 juillet 1965 oct. 29	Ambrym Tinakula	1965 août-sept. 1965 nov. 15 ±	1965 août 20 1965 nov. 23	Ambrym Tinakula	+ 8
1966 juin 15	Tinakula Ambrym Lopévi	1966 juil. 15 ± 1966 sept. 01 ± 1966 sept. 01 ±	1966 juil. 21 1966 sept. 6 1966 sept. 6	Tinakula Ambrym Lopévi	$^{+}_{+}$ $^{6}_{5}$ $^{+}_{+}$ $^{5}_{5}$
1968 juin	Ambrym Lopévi	1968 sept. 1 $\pm$ 1968 sept. 1 $\pm$	1968 août 20	Lopévi	— 10
1970 fév. 25	Ambrym	1970 mai (début)	1970 mai 5-8 mai 9	Ambrym Lopévi	± 10
juil. 15	Lopevi Gaua Ambrym Karua Lopévi	1970 mai 1970 juil. (début) 1970 août (fin) 1970 sept. 15 $\pm$	1970 mai 13-20 1970 juin 6 1970 août 29 1970 sept. 12 1970 sept. 7	Ambrym Gaua Ambrym Karua Lopévi	$\begin{array}{c} \pm & 0\\ \hline & 3\\ \hline & 8\end{array}$
1971 mars 3 1971 mai 7	Gaua Ambrym Ambrym Tinakula	1971 mai 15 ± 1971 juin 15 ± 1971 sept. 15 ± 1971 août (à partir d')	1971 mai 12 1971 juin 2 1971 sept. 29 1971 sept. 6	Gaua Ambrym Ambrym Tinakula	— 3 — 13 + 14
1971 nov. 24	Lopévi Ambrym	1972 mars 20 ± 1972 avril 05 ±	1972 avril 15-24	Lopévi Ambrym	+ 10

#### 2 Tests de prévision des séismes

En 1965, une tentative de prévision de forts séismes au Pérou et au Chili, avait été faite. En effet, il y avait eu sous cette région (vers l'est), des séismes profonds très violents:

15 août1963
$$h = 543 \text{ km}$$
 $M = 7 3/4$ 10 novembre 19636006 3/4 et des répliques.

D'après les corrélations séismes profonds-séismes normaux observées, étant donné l'occurrence de plusieurs séismes intenses, on pouvait s'attendre à des séismes normaux puissants sur la côte ouest du Pérou à partir de la fin de 1965 (époque à laquelle le niveau h = 60 km pouvait être atteint).

Il ne se passa rien jusqu'au 17 octobre 1966, jour où survenait l'un des plus importants séismes de l'année, M = 7 3/4-88, h = 24 km. L'épicentre se trouvait heureusement au large de la côte du Pérou central, néanmoins ont eu à déplorer, dans les localités côtières, 110 morts, 3 000 blessés et des dégâts importants. Ce séisme ressenti avec l'intensité IX et ayant provoqué un tsunami, était dans le secteur prévu (fig. 101 a, b).

# TABLEAU XLIV AMÉRIQUE DU SUD. PÉROU. CHILI

SÉISMES PROFONDS ET SUPERFICIELS IMPORTANTS

(1963-70)

$N^{\mathrm{o}}$	Date	Heures	Coordonnées	Profondeur	Magnitude	
		h m s	°S °W	h (km)	m	М
1	1963 janv. 05	17 43 35	7,0 72,1	544		5,5
	août 15	17 25 06	13,8 69,3	545		7,7
	nov. 09	21 15 30	9,0 71,5	600	5,9	7,0
	nov. 10	01 00 39	9,2 71,5	600	5,6	6,4
	1966 oct. 17	21 41 57	10,7 78,6	24	6,3	7,6
2	1964 déc. 09	13 35 42	27.5 63.2	586	5,9	6,2
	1966 déc. 28	08 18 05	25.5 70.7	32	6.8	7.8
3	1967 fév. 15	16 11 11	9,1 71,4	598	6,2	7,3
	1970 mai 31	20 23 28	9,2 78,8	43	6,6	7,8

Plus tard, à la suite de forts séismes identiques en profondeur (le 15 février 1967, h = 600 km, M = 7,3), on pouvait encore s'attendre au début de 1970, à une nouvelle crise sismique importante sur la côte du Pérou. Celle-ci est survenue le 31 mai 1970 avec un séisme de magnitude 7 3/4 dans la même région (à 150 km au nord du précédent) qui a été « l'un des séismes historiques les plus destructeurs de l'hémisphère occidental ». Il y eut 55 000 morts, 150 000 blessés, 186 000 maisons détruites, 1 700 000 sans-abri...

#### TABLEAU XLV

#### ILES KOURILES - KAMCHATKA

SÉISMES ET ÉRUPTION VOLCANIQUE (1970-73)

Date	Heures	Coordonnées	Profondeur	Magnitude	
	h m s	• <i>N</i> • <i>E</i>	h (km)	m	М
1970 août 30 sept. 05 1971 janv. 29 nov. 24 1972 mars 22 juin	17 49 09 07 52 28 21 58 05 19 35 29 10 27 42 Alaid	52,4 151,6 52,2 151,4 51,7 150,9 52,9 159,2 49,1 153,6 50,9 155,6	645 580 544 106 134	6,6 5,7 6,1 6,3 6,3	7,2 6,1 6,6 7,3 6,8
1973 fév. 28	éruption 06 37 50	50,6 156,5	27	6,3	7





a) Corrélations géographiques.





a) Corrélations géographiques.

Fig. 102. — Kouriles: Kamchatka. Exemple de graphiques établis pour la prévision de tremblements de terre en 1973





a) Corrélation géographique.

Fig. 103. — Nouvelles-Hébrides: exemple de graphiques établis pour la prévision de crise sismique dans la région de l'île Vaté en 1973

Bien que peu empressé de faire de tels présages pouvant aboutir à de telles catastrophes, deux pronostics de crises sismiques ont été faits avec succès en 1973; l'un pour la région de l'île Vaté aux Nouvelles-Hébrides (magnitude 6,5, modérée par suite de séquence de séismes précurseurs pondérés); l'autre pour la région Kouriles-Kamchatka (séisme normal de magnitude 7,3 à la suite de séismes profonds de magnitude 7,2; 6,6; 6,1 survenus d'août 1970 à janvier 1971 sous la mer des Kouriles et le sud du Kamchatka). Dans ce secteur, l'Alaid s'est réveillé violemment en juin 1972 (fig. 102 a, b).

#### PRÉVISION DE CRISE SISMIQUE DANS LA RÉGION DE L'ILE VATÉ, NOUVELLES-HÉBRIDES

Le 27 mars 1972 a été diffusée une information suivante: « Possibilité d'une crise sismique au sud de Port-Vila -Ile Vaté - Nouvelles-Hébrides. »

Cette crise sismique pouvait avoir lieu au sud-ouest de Port-Vila (de 50 à 100 km de cette ville) et entre les mois de novembre 1972 et juillet 1973, suivant la profondeur des épicentres (fig. 103 a, b).

En effet il s'était produit de 1970 à 1972, une remarquable séquence de séismes dans le manteau supérieur au nord-est puis sous l'île Vaté:

1071			
1971 septembre 12 20 13 57,5 17,5	168,7	229	5,0

D'après la loi de migration des séismes dans le manteau supérieur et les équations empiriques déterminées par les observations de nombreux cas précédents la crise sismique pouvait avoir lieu aux dates suivantes en fonction de la profondeur des foyers:

1972 novembre	h = 60-50  km	19 <b>73</b> avril	h = 30-25  km
1972 décembre	50-45	1973 mai	25-20
1973 janvier	45-40	1973 juin	20-15
1973 février	40-35	1973 juillet	15-10
1973 mars	35-30		

Les bulletins préliminaires des déterminations d'épicentres (U.S.C.G.S.) ont signalé une crise sismique survenue en mai et juin 1973, dans les environs de l'île Vaté (entre 50 et 100 km à l'ouest de Port-Vila):

1973 mai 13	16 ]	h 57 n	nn 09,8 s	17,8º S	167,9º E	h = 32  km	m = 4,5	
1973 mai 14	01	20	20,5	17,8	167,7	29	4,4	
1973 mai 15	09	16	36,8	17,7	167,6	28	4,8	
1973 mai 15	12	53	50,2	17,8	167,6	18	4,7	
juin 05	02	07	12,6	17,30	167,8°	12	5,2	
<sup>°</sup> 05	03	18	25,8	17,2	167,8	24	5,6	M = 6,5
05	03	33	58,3	17,2	167,7	15		
05	04	45	13,6	17,3	167,7	8	4,4	
05	09	04	32,9	17,3	167,8	21	5,0	
06	18	01	17,8	17,5	167,7	21	4,9	

La profondeur moyenne des séismes des 5 et 6 juin, h = 17 km, est en parfait accord avec les prévisions et donc la loi testée.

La dernière crise sismique dans cette région avait eu lieu du 2 au 17 septembre 1968.

On a vu (Chapitre VI - 6.1) que les délais entre séismes pouvaient être obtenus à partir de l'équation (4):

$$t = 228 \log \frac{630}{h} \times \frac{1}{\cos a}$$
(4)

177

ou

$$t = 525 \log_{10} \frac{630}{h} \times \frac{1}{\cos a}$$
(5)

On peut utiliser des abaques semi-logarithmiques pour étudier la migration des séismes et pour établir les prévisions.

Par exemple, à partir d'un foyer profond ( $h_0 = 630$  km), on utilise un diagramme du type de la figure 104.



Fig. 104. — Abaque de corrélation entre séismes successifs de profondeur variable et pour des inclinaisons différentes du vecteur corrélation

On se rend immédiatement compte que pour les séismes normaux, les délais peuvent augmenter de plus d'un an, quand les séismes se déclenchent à 10 km de profondeur au lieu de 60 km.

Ainsi, pour une pente a = 45°, à partir d'un séisme profond à 630 km de profondeur, un séisme normal peut se produire au niveau h = 60 km après 2 ans et 1 mois et au niveau h = 10 km après 3 ans et 8 mois.

En dehors de l'imprécision sur l'exactitude des déterminations des foyers sismiques profonds et intermédiaires, il y aura toujours avec cette méthode, l'incertitude de la profondeur du séisme attendu. La prévision de tremblements de terre restera (à moins d'autres critères encore à déterminer) assez imprécise quant à la date et à l'endroit exacts du déclenchement. On peut présager que plus un séisme tardera à se produire, plus il risque d'être catastrophique, car de plus en plus superficiel.

Pour les volcans, le problème des prévisions parait plus simple, car les incertitudes de profondeur et de loca-

lisation sont pratiquement nulles. Cependant, plus une éruption tarde à se produire (et en cas de raté) il risque, comme on l'a vu, d'y avoir des conséquences dramatiques.

C'est pourquoi il serait peut-être utile d'envisager le bombardement du cratère d'un volcan reconnu sous pression afin de libérer au plus tôt l'énergie latente. Les ébranlements du bombardement pourraient créer des fissures qui diminueraient la résistance du bouchon dans la cheminée.

8

# RELATIONS ENTRE MAGMAS VOLCANIQUES ET ZONES SISMIQUES DANS LES ARCS INSULAIRES

## **1** Volcans et plan sismique de Benioff

Dès 1962, j'avais signalé une relation possible entre les paramètres des séismes intermédiaires (profondeur, magnitude) et le type des éruptions volcaniques subséquentes. La différence entre le dynamisme et la composition des éjecta de deux volcans très voisins comme Ambrym et Lopévi, pouvait être expliquée par la différence des profondeurs des « racines » (zones sismiques intermédiaires) de ces volcans et les « pseudo-vitesses » de corrélation.

Indépendemment des relations entre provinces pétrographiques et profondeurs de la zone sismique de Benioff ont été signalées par KUNO (1960) et SUGIMURA (1960) au Japon.

KUNO (1966) explique la variation des types de magma à travers le centre de l'île Honshu:

Tholeiite- High alumina basalte - Alkali olivine basalte

par l'augmentation des profondeurs de l'origine de ces magmas (fig. 105):

85-155 km 155-255 km 255-355 km

En Nouvelle-Zélande, HATHERTON et DICKINSON (1969) ont constaté que la teneur en  $K_2O$  des andésites augmentait avec la profondeur des séismes intermédiaires sous les volcans. Ils ont trouvé les mêmes relations pour l'Indonésie (RITTMANN, 1953, avait déjà signalé une variation du caractère magmatique avec la position tectonique des volcans indonésiens), les Petites-Antilles et d'autres arcs insulaires. Ces auteurs proposent un modèle schématique qui situe la source de ces magmas dans la zone sismique de Benioff entre 280 et 80 km de profondeur (fig. 106).

Cette interprétation est également avancée par SUGIMURA (1967), TARAKANOV et LEVITY (1968) et d'autres auteurs.

Certains de ces auteurs ont été amenés à la conclusion que le manteau supérieur est la source du volcanisme, le magma éjecté par les volcans étant un magma primitif d'origine profonde, sans contamination par les éléments chimiques de la croûte terrestre (fig. 107).

Ceci impliquerait un processus ascendant assez rapide.


Fig. 105. — Variation des types de magma volcanique à travers le centre de l'île Honshu (d'après Kuno, 1966)



Fig. 106. — Modèle schématique pour la production et la distribution des magmas andésiques (d'après Hatherton et Dickinson, 1969)





1. croûte terrestre; 2. couches compactes; 3. couches dans l'asthénosphère de moindre vitesse; 4. zones possibles de formation du magma; 5. trajet éventuel du magma vers la surface terrestre; 6. zones de fracture abyssale

### 2 Volcans et arche sismique

On a vu que pour la région des Nouvelles-Hébrides, l'intersection de la plaque lithosphérique plongeante avec la surface cylindrique verticale d'une zone arquée formait une arche où se répartissaient les foyers sismiques intermédiaires à l'aplomb des volcans en activité.

Ces volcans étant répartis suivant les arcs, la majorité de ceux-ci sont plutôt alignés au-dessus de ces arches sismiques que perpendiculairement, c'est-à-dire dans le sens de la pente de la plaque lithosphérique (zone dite de Benioff).

La coupe présentée par KUNO (1966) (fig. 105) est une section est-ouest du Japon à travers la Fossa Magna où les volcans sont effectivement distribués au-dessus de l'arche sud des séismes du manteau supérieur japonais, arche correspondant à l'arc Izu-Mariannes.



a) Distribution des volcans. La majorité des volcans est alignée sur l'arc MN.

Fig. 108. — Japon: Arcs volcaniques et arche sismique

Sous l'arc du Honshu, l'arche des séismes intermédiaires s'appuie au sud sur l'arche des séismes profonds d'Izu-Mariannes et au nord sur celle des Kouriles (fig. 108 a, b).

Les volcans du Japon central sont ainsi répartis au-dessus de foyers sismiques de profondeur progressivement variable: 250-300 km aux extrémités sud et nord de l'arc, 90-110 km au centre de l'arc (correspondant au faîte de l'arche).

Pour ces volcans, il doit y avoir une évolution magmatique progressive et symétrique fonction de la profondeur par rapport au centre de l'arc.

Ce contrôle a été fait en tenant compte de la totalité des éléments majeurs par le biais de l'analyse factorielle des correspondances (méthode de Benzecri, 1973).

Cette technique qui fait intervenir l'ensemble des variables analytiques montre que pour des profondeurs croissantes la tendance sodique se substitue à la tendance calcique. La corrélation positive  $K_2O$ /profondeur sismique corrobore ces résultats.

Au-dessus de l'arche sismique du Honshu (section nord-sud) les volcans ont des laves tholéiitiques au centre et des laves alcalines aux deux extrémités. (MONGET, DEFOSSEZ, BLOT, en préparation).

### 3 Type d'éruption et « pseudo-vitesse » de corrélation séismes intermédiaires — éruptions volcaniques

On a remarqué dans les corrélations entre les séismes intermédiaires et les manifestations volcaniques, que le paramètre D/t ou h/t (la « pseudo-vitesse ») variait d'un volcan à l'autre.

Ce rapport est faible (0,3 km/jour  $\pm$ ) pour les éruptions de lave très visqueuse (extrusion de dôme endogène) (Santa Maria), moyen (0,8 km/j) pour des éruptions mixtes de caractère explosif avec éjection de cendres (Ambrym), grand (1,2-1,8 km/j) pour des réveils de volcan (Lopévi) et des éruptions pliniennes.

D'autre part, cette « pseudo-vitesse » parait augmenter, dans certains cas, avec la profondeur des foyers sismiques précurseurs.

Les conditions physico-chimiques des magmas interviennent donc, avec un contexte logique, dans le processus de corrélation temporelle entre les phénomènes sismiques au niveau intermédiaire et les activités des volcans.

D'une part la viscosité du magma, d'autre part la dynamique gazeuse interviennent pour ralentir ou accélérer les délais de temps entre séismes et éruptions.

Le tableau XLVI ci-après présente une tentative de classement des types d'éruption en fonction de la « pseudovitesse » de corrélation séismes intermédiaires-éruptions des volcans.

Les laves très visqueuses (dacites) sont associées à des faibles profondeurs de foyers sismiques (100-120 km) et à des faibles « pseudo-vitesses » de corrélation.

Pour les volcans andésitiques, les profondeurs et les vitesses dépendent des conditions locales et des structures des arcs insulaires. Les « pseudo-vitesses » paraissent liées au rythme de l'activité du volcan: éruptions sporadiques (intervalles de repos assez bref) (Ambrym) ou éruptions intermittentes (long sommeil et réveil brutal) (Lopévi). Dans ce dernier cas la magnitude des séismes intermédiaires intervient pour accélérer le processus de débouchage du volcan.

## TABLEAU XLVI

## TYPES D'ÉRUPTION ET PARAMÈTRES DE CORRÉLATION SÉISMES INTERMÉDIAIRES ÉRUPTIONS VOLCANIQUES

Type d'éruption	Roche Lave	% SiO2	Profondeur séismes h (km)	h/t km/j	Volcan
	Tanimhrita	75	100	0.15	Katmaï (Alaska)
Drotusion	Dacite	66	120	0,25	Santa-Maria (Guatemala)
Dôme endogène	Dacitoïde	65	120	0,30	Santorin (Cyclades) Zavaritzki Goriaschaïa (Kouriles)
Mixte explosif	Andésite		125	0,53	Bagana (Salomon)
		57	190	0,55	Serua
			150	0.55	Nila
		54	100	0.60	Krakatau (Indonésie)
		56	140	0.61	Avachinsky (Kamchatka)
		60	180	0.65	Sakura-zima (Ryu-Kyu)
		56-60	· 200	0.70	Ngauruhoe, Ruapehu (Nouvelle-Zélande)
Mixte explosif	Intermédiaire	52	125	0.62	Ulawun (Nouvelle-Bretagne)
		52	150	0.8	Akita-Komaga (Honshu)
Cendres	Basalte	49	185	0.88	Ambrym (Nouvelles-Hébrides)
		47	155	0,93	San Miguel (El Salvador)
Plinien	Andésite-Basalte	50-59	220	1,2-1,8	Lopévi (Nouvelles-Hébrides) Peak of Ternate, Ili Boleng (Indonésie)

185

9

# FONDEMENT DE LA LOI DE MIGRATION DES SÉISMES ET DE LEURS CORRÉLATIONS AVEC LES ÉRUPTIONS VOLCANIQUES

Depuis 1962-1963, date à laquelle j'ai découvert ces corrélations, les travaux de divers chercheurs et l'avènement de la théorie de la tectonique des plaques ont davantage étayé ce concept que soulevé des objections majeures.

A la suite des travaux de volcanologues et géophysiciens russes, japonais, américains, anglais..., on admet depuis ces très récentes années que les séismes intermédiaires sont reliés aux volcans plus étroitement que par leur position géographique et que l'origine des magmas et gaz émis par les volcans pourraient être à ces profondeurs intermédiaires (100-300 km) (1).

Une étude de TOKAREV (1970) sur la distribution de 1911 à 1966 de l'énergie sismique aux 3 niveaux superficiel, intermédiaire, profond et de l'activité volcanique met en évidence une migration de l'augmentation de cette énergie et de l'activité volcanique échelonnée des profondeurs en surface avec un laps de temps d'environ un an conforme à ma loi de migration (fig. 109).

Les observations de migration en surface des foyers sismiques: répliques après un séisme majeur, séquences de séismes le long de grandes failles... sont en bon accord avec cette loi.

Par exemple, d'après MOGI (1968), la migration des séismes normaux le long de la faille d'Anatolie, serait de 80 km/an (0,22 km/jour); d'après SAVAGE (1971) cette migration serait de 60 km/an (0,16 km/jour) le long des grandes failles transformantes de la côte ouest d'Amérique Nord (fig. 110).

D'après la loi de migration proposée pour le niveau normal h = 33 km,

 $dD/dt = c \cdot h = 1/200 \times 88 = 0,165 \text{ km/j}.$ 

Dans une très récente publication de MOGI (1973): « Relationship between shallow and deep seismicity in the western Pacific region », cet auteur aboutit dans ces recherches sur la migration des séismes aux mêmes conclusions que les miennes:

<sup>(1) (</sup>Gorshkov, 1965; Scheinmann, 1968; Fedotov, 1970.)



Fig. 109. — Evolution de l'énergie libérée par les séismes de la zone Kourile, Kamchatka de 1911 à 1966 (log E) et de l'activité volcanique de 1911 à 1967 (n: nombre d'éruptions compte tenu de leurs puissances) (d'après Tokarev, 1970)

« Un grand séisme dans une région est précédé et quelques fois suivi par un accroissement notable de l'activité sismique en profondeur, ce qui ne peut être considéré comme un événement accidentel, mais comme un phénomène précurseur essentiel de ces grands séismes superficiels.»

Les exemples donnés par MOGI sont les mêmes que ceux présentés dans les congrès et publiés par moi depuis dix ans, quelques-uns figurant dans les paragraphes du chapitre VI - 6.3.2.

Les migrations ascendantes et descendantes des séismes à partir de chacun des niveaux (profond, intermédiaire, normal) entrainent des cycles dans la sismicité d'une région.



Fig. 110a. --- Migration de l'activité sismique le long de la faille d'Anatolie de 1939 à 1957 (d'après Mogi, 1968)



Fig. 110b. — Migration de l'activité sismique le long des grandes failles transformantes qui bordent la côte ouest de l'Amérique du Nord (d'après Savage, 1971)

188

Ainsi, au centre de l'archipel des Nouvelles-Hébrides, les plus fortes crises sismiques superficielles et les éruptions volcaniques violentes ont eu lieu tous les 5 ans: 1910, 1915, 1920..., 1965, 1970. Les délais entre séismes profonds et séismes normaux (et inversement) sont en effet de 2 ans 1/2 (fig. 111).

Il existe également un cycle de 3 ans qui correspond aux migrations entre niveaux intermédiaire et superficiel (et inversement), le laps de temps étant en moyenne de 1 an 1/2 dans ce cas.

Ces cycles existent pour d'autres régions du type arc insulaire (les plus sismiques) et c'est sans doute pourquoi G. DUBOURDIEU (1970, 71, 72, 73) analysant les évolutions des énergies libérées par les séismes sur le globe terrestre, a trouvé un rythme moyen de 4 ans.

Les recherches des foyers sismiques dans tous les niveaux d'un arc insulaire en corrélation temporelle suivant la loi de migration des séismes ont conduit au résultat probant que tous ces séismes étaient non seulement rigoureusement reliés dans le temps, mais également dans l'espace: les alignements de ces séismes correspondent aux lignes de force des structures d'arc, les axes de compression et de tension.

L'apparition des séismes dans la croûte terrestre et leur migration, soit que cette plaque cristalline reposant sur la lithosphère évolue en surface ou plonge dans l'asthénosphère, peut être comparée à l'amorce et à la progression relativement rapide d'une fêlure dans une plaque de verre reposant sur un socle de ciment et soumise de tous côtés à des contraintes et des déformations lentes. De jour en jour, la brisure gagne du terrain par suite de la migration de microfractures.

« Des résultats expérimentaux récents, qui comprennent la mesure directe et indirecte du développement des fractures instables pendant la déformation de la roche cassante, ont démontré le rôle de la rupture microscopique dans le processus brut de la fracture. Dans les essais de compression, de flexure et des tensions, l'activité des micro-fractures commence à des efforts bas et s'accélère rapidement à mesure qu'on s'approche de la force de fracture. Dans des essais de déformation, des microfractures semblables se présentent avec le temps et il en résulte qu'il y a une altération progressive. Plusieurs auteurs ont noté la similitude entre les microfractures et les séquences de séismes » Ch. SCHOLZ (1970).

Une onde de déformation sur une faille peut être engendrée soit par une augmentation dans le taux d'enfoncement d'une plaque à la ride océanique, soit par un séisme qui doit nécessairement libérer une avalanche de dislocations.

Des expériences faites sur le système de failles de San Andreas pour tenter de déceler la propagation de ce phénomène de déformation mobile ont donné des vitesses de l'ordre de 0,5 à 6 km par jour (NASON et KING, 1972).

La loi de migration des séismes que j'ai déterminée par les très nombreuses observations de la sismicité en surface et dans le manteau supérieur est conforme à la constitution physique de la terre et l'augmentation de vitesse avec la profondeur est analogue à celle de la propagation des vibrations sismiques.

Il est naturel que la migration des séismes ait une vitesse croissante avec l'augmentation de la densité, de la pression, des contraintes... du milieu concerné.

La grandeur des phénomènes (magnitude des séismes) ne parait pas influer sur leur vitesse de migration, mais sur les distances de répercussion et l'amplitude des conséquences, comme il en est pour les ondes élastiques rayonnées par les séismes.

La vitesse de migration des séismes se situe entre celle des ondes élastiques des séismes et celle des courants de convection ou dérive des plaques.

Ordre de grandeur des vitesses des ondes élastiques:  $1 \cdot 10^6$  cm/s, Ordre de grandeur des vitesses des migrations séismes:  $1 \cdot$  cm/s, Ordre de grandeur des vitesses des dérives de plaques:  $1 \cdot 10^{-6}$  cm/s.

L'origine profonde des éruptions volcaniques est justifiée par:

- l'existence probable de poches de magma en fusion au niveau intermédiaire (100-300 km) zone de ralentissement des ondes sismiques, de chambres magmatiques décelées à des profondeurs de 60, 100 km et plus sous les volcans,

- les corrélations entre la composition des magmas éjectés par les volcans, et la profondeur des foyers sismiques sous-jacents dans le manteau supérieur,

— la transformation, lors du plongement de la croûte océanique dans la lithosphère, puis l'asthénosphère, des basaltes en amphibolites (à 50-100 km), puis en éclogite. La fusion partielle de l'éclogite aux profondeurs intermédiaires (100-300 km) produit des magmas andésitiques calco-alcalins qui sont les magmas typiques des structures arquées (GREEN et RINGWOOD, 1966),



Fig. 111. — Phénomènes sismiques et volcaniques majeurs dans l'archipel des Nouvelles-Hébrides. Périodicité de 5 ans

— le taux élevé du flux de chaleur dans ces régions d'arc insulaire, cette augmentation pouvant être due aux frictions de la plaque descendante, aux transitions de phase basalte-éclogite, olivine-spinel, aux séismes...

Le lien génétique des séismes et des éruptions volcaniques peut être entrevu par les différentes hypothèses: — la relaxation des contraintes peut être la cause de la génération de magma dans la zone concernée (UFFEN et JESSOP, 1963),

— les séismes du manteau supérieur seraient provoqués par des brusques changements de volume (BENIOFF, 1964) dus à des transitions de phase (quasi instantannées) à partir d'un état métastable (olivine-spinel) (EVISON, 1963; DENNIS et WALKER, 1965, ...).

Les séismes volcano-tectoniques sous les volcans sont attribués à la poussée et à l'intrusion du magma dans les cheminées et les fissures.

En observant la sismicité superficielle précédant les éruptions du volcan Sakurajima, Yasui a décelé une migration des foyers sismiques de quelques jours pour monter d'une profondeur de quelques kilomètres jusqu'en surface et aboutir à une éruption (fig. 112).

D'après son schéma, le rapport h/t = 5.5/8 = 0.69 km/jour est analogue à celui entre les séismes intermédiaires (150-200 km) et les éruptions (type explosif comme le Sakurajima).

La montée du magma pourrait procéder ainsi par des fissures et cheminées ayant des racines jusqu'au niveau intermédiaire, la zone des « molten pockets ». Ce magma et les gaz rempliraient le ou les réservoirs (situés à quelques kilomètres ou centaines de mètres sous les volcans) par la base en soulevant l'ancienne lave et en la réactivant. C'est alors que débuteraient les phénomènes prémonitoires d'une éruption imminente: microséismes volcaniques, augmentation des températures des fumerolles, des eaux (lacs, sources), variations dans la composition chimique des gaz émis, bombements, modifications des champs magnétiques, électriques locaux...

Si l'apport en magma et en énergie (calorifique ?) a été suffisant, une portion de la lave du réservoir peut s'élever dans la cheminée terminale, emplir le cratère et déborder. Il peut se produire un dagazage du magma et des explosions plus ou moins violentes dans le cas des magmas andésitiques et dacitiques.

C'est ainsi que le processus a été envisagé pour les éruptions du Kilauea à Hawaï (EATON et MURATA, 1960). Sous cette île il y a eu une crise sismique du 14 au 19 août 1959, vers 60 km de profondeur. Au début d'octobre, un léger bombardement du sol a commencé a être enregistré et au début de novembre, le bruit de fond microsismique a brusquement augmenté. Le 14 novembre, une éruption spectaculaire se produisit avec des fontaines de lave dépassant 300 m de hauteur.

L'éruption ayant eu lieu 3 mois après la crise sismique à 60 km de profondeur.

Le rapport h/t = 60/90 = 0,67 km/j est encore exactement conforme aux valeurs précédemment obtenues (fig. 113).

Il semblerait d'après ces exemples (qui demandent à être multipliés pour interprétation plus positive) que le même processus ascendant du phénomène éruptif (magma + gaz + ...) pourrait intervenir de 200 km de profoncomme de 60 km (cas du Kilauea) ou de 6 km (cas du Sakurajima), puisque les « pseudo-vitesses » de corrélation entre les séismes et les éruptions sont les mêmes.

L'influence de l'eau dans le comportement des roches soumises à des contraintes a été reconnue très importante (remplissage des barrages et sismicité conséquente).

En supposant que l'écoulement fluide peut être représenté par une équation de diffusion, NUR et BOOKER (1972) obtiennent une constante de temps (t) proportionnelle à une longueur caractéristique (L) au carré. Pour L = 1 km, ils trouvent t = 1 jour pour une roche fracturée et compacte.

ROBSON, BARR et LUNA (1968) suggèrent que la présence d'une fusion partielle dans les roches, distribuée tel un fluide intergranulaire qui coulerait dans les craquelures sous tension, quand la fêlure initiale du matériau surviendrait, pourrait engendrer un modèle différent d'ondes sismiques que celui dû à la fracture par cisaillement (fêlure d'extension).

L'eau présente dans la croûte océanique peut être entrainée à grande profondeur par l'enfoncement de la lithosphère. La teneur élevée en hydrogène juvénil dans les gaz occlus des échantillons de roches volcaniques observée (CHAIGNEAU, 1964) pourrait témoigner du rôle important de l'eau dans le manteau supérieur.

« Les séismes intermédiaires et profonds étant des conséquences directes du phénomène d'enfoncement de la croûte océanique dans le manteau supérieur, il est raisonnable de supposer que l'effet tectono-volcanique, découvert par Blot, soit aussi une conséquence de cet enfoncement » (P. HÉDERVARI, 1972).

On ne possède pas encore la maîtrise du comportement de la matière aux très hautes pressions et températures



Fig. 112. — Migration vers la surface des séismes volcaniques (type A) avant les fortes explosions du volcan Sakurajima, Japon (d'après Y. Yasui, 1963)

et il serait prématuré de tenter une interprétation théorique de cet effet tectono-volcanique qui lie intimement les séismes et les volcans par ces corrélations: géographiques, pétrochimiques, temporelles... mais tous les travaux actuels font présager d'une prochaine explication rationnelle des phénomènes observés dans le volcanisme et la sismicité des arcs insulaires.



Fig. 113. — Activité sismique sous l'île Hawaï avant l'éruption du Kilauea, 17 novembre 1959 a) Section verticale (d'après Eaton, 1962). b) Diagramme temps — profondeur de corrélation.

10 CONCLUSION

« Les hommes aux faits qu'on leur propose, s'amusent plus volontiers à chercher la raison que la vérité; ils laissent les choses et courent aux causes. » MONTAIGNE

Cependant des hommes (paysans, navigateurs...) n'ont pas attendu la parution des théories sur la circulation des masses d'air comme la théorie du front polaire des Bjerknes (1922) pour faire de la météorologie empirique, des prévisions et agir en conséquence.

Grâce à l'exploitation des nombreuses stations du réseau sismologique mondial, les corrélations temporelles entre les séismes et les volcans exposées dans ce travail, devraient permettre de localiser « les points chauds » du globe où il pourrait y avoir des phénomènes importants: tremblements de terre et éruptions volcaniques.

Si quelques failles et volcans sont surveillés par des observatoires proches, il est difficile et onéreux d'implanter des stations de veille partout. La prévision, quelques mois avant, de manifestations sismiques ou volcaniques pouvant survenir dans des régions habitées, pourrait permettre à des équipes de volcanologues et de géophysiciens de venir étudier les phénomènes et leur genèse avant le cataclysme et non après, comme il est souvent le cas. De telles missions faites à bon escient contribueraient à une meilleure approche spéculative des phénomènes volcaniques et sismiques et à une limitation éventuelle des désastres.

En conclusion, j'espère avoir fait œuvre de science dans ces travaux sur le volcanisme et la sismicité des arcs insulaires et la prévision de ces phénomènes en satisfaisant à la définition de H. POINCARÉ:

« La Science est avant tout une classification, une façon de rapprocher des faits que les apparences séparaient, bien qu'ils fussent liés par quelque parenté naturelle et cachée. »

# **BIBLIOGRAPHIE**

#### Chronologie de mes travaux et publications:

- BLOT (C.), TAZIEFF (H.), RICHARD (J.), PRIAM (R.) et REICHENFELD (C.) 1959 Mission volcanologique aux Nouvelles-Hébrides. III. – Etudes séismologiques du volcan Yasour, Ile Tanna (Nouvelles-Hébrides). Résultats des mesures. (ORSTOM. Centre de Nouméa (I.F.O.), 1959, inédit.)
- BLOT (C.), CHAIGNEAU et TAZIEFF 1959 Nouvelles-Hébrides (mars-avril 1959). (In: Bull. Volc. U.G.G.I., t. XXIII, 1960, p. 207-209, 1 fig.)
- BLOT (C.) et TAZIEFF (H.) Quelques résultats de séismologie volcanique au volcan Tanna (Nouvelles-Hébrides). (*In: Bull. Acad. Roy., Sci. O.M.*, Bruxelles, t. VII, nº 2, p. 270-279, 7 fig., bibl., 4 réf. et publ. Centre National de Volcanologie, Belgique, nº 13, 1961.)

BLOT (C.) et PRIAM (R.) – Séismicité de l'archipel des Nouvelles-Hébrides. I: Catalogue des séismes, II: Etudes diverses. (ORSTOM. Centre de Nouméa (I.F.O.), 1959, 46 + 16 p. ronéo, 3 cartes, 12 fig.)

BLOT (C.) - 1957 - Bulletins sismologiques de la station de Nouméa et des stations annexes du réseau ORSTOM dans le Pacifique.
 BLOT (C.) et PRIAM (R.) - Volcanisme et séismicité dans l'archipel des Nouvelles-Hébrides. (Communic. au Symp. Intern. de Volcanol. Tokyo (mai 1962). (In: Bull. Volc. U.G.G.I., t. XXVI, 1963, p. 167-180, 3 fig., 4 tabl., bibl., 13 réf.)

- BLOT (C.) 1963 Origine profonde des séismes superficiels et des éruptions volcaniques. (Communic. à la XIII<sup>e</sup> Assemblée générale de l'U.G.G.I., Berkeley, juil. 1963.) (In: Publ. Bureau Central Séismol. Intern., Série A, Trav. Sci., fasc. 23, 1963, p. 103-121, 11 fig., bibl., 5 réf.)
- BLOT (C.) 1964 Relations entre les séismes profonds et les éruptions volcaniques au Japon (Communic. à la réunion de l'A.I.V., Rome, juil. 1964.) (In: Bull. Volc. U.G.G.I., t. XXVIII, p. 25-64, 33 fig.)
- BLOT (C.) 1965 L'éruption du volcan de l'Ile Raoul (Kernadec) du 20 novembre 1964. (Inédit., dactyl., oct. 1965.)
- BLOT (C.) 1965 L'éruption du volcan Taal dans l'île Luzon (Philippines) du 28 septembre 1965 ; origine et causes. (Inédit., dactyl, oct. 1965.)
- BLOT (C.) et GROVER (J. C.) 1966 Recent predictions of volcanic eruptions in the South-West Pacific. (Communic. au Pacific Sciences Congress Tokyo, août 1966.) (In: Proc. Geol. Soc., nº 1637, p. 59-60, 1967.)
- BLOT (C.) 1967 Séismicité des Nouvelles-Hébrides. (Communic. présentée à la XIV<sup>e</sup> Assemblée Générale de l'U.G.G.I., Zurich, septembre 1967.) (Résumé.)
- BLOT (C.) 1969 Résultats nouveaux dans les corrélations entre séismes profonds et les volcans. Application à la prévision de l'activité volcanique. (Communic. au Symp. Intern. de Volcanol. Oxford, sept. 1969.) (Résumé.)
- BLOT (C.) 1971 Etudes sismologiques de Vulcano. (Cahiers ORSTOM. Série Géophysique, nº 11, p. 4-32, 20 fig., bibl., 13 réf.) BLOT (C.) - Volcanisme et séismes du manteau supérieur dans l'archipel des Nouvelles-Hébrides. (Communic. à la XVIe Assemblée
- Générale de l'U.G.G.I., Moscou, août 1971.) (*In: Bull. Volc. U.G.G.I.*, t. XXXVI, 3, 1972, p. 446-461, 10 fig., bibl., 20 réf.) BLOT (C.) – Séismes du manteau supérieur précurseurs des séismes superficiels violents. (Communic. à la XVI<sup>e</sup> Assemblée Générale
- de l'U.G.G.I., Moscou, août 1971.) (Résumé.)

GROVER (J. C.) - 1966 - Earthquake sequence patterns in the Solomon Islands and implications of convergence effects for the

GROVER (J. C.) - 1966 - Earthquakes sequence patterns in the solonion Islands and implications of convergence elects for the prediction of greatear earthquakes. (Address to Geophysics Section, 11th Pacific Sciences Congress, Tokyo, 1966.)
GROVER (J. C.) - 1967 - Forecasting of earthquakes — Correlation between deep foci and shallow events in Melanesia (*In: Nature*, vol. 213, nº 5077, p. 686-688.)
GROVER (J. C.), 1967 - The systematic propagation of energy phenomena producing orderly sequences and great earthquakes in the Solomons. (Address to I.A.S.P.E.I., XIVth Assembly of I.U.G.G., Zurich, 1967.) (Abstract.)
GROVER (J. C.) - 1968 - A postulated energy — transmission phenomenon distributing the effects of deep earthquakes in tectonic zones of the Earth's upper mantle in the Solomon Islands and New Hebrides. (Dissertation University of Sydney.)
GROVER (J. C.) - 1973 - Implications of Blot's theory for the prediction of volcanic sentences and earthquakes to Inter-

GROVER (J. C.) - 1973 - Implications of Blot's theory for the prediction of volcanic eruptions and earthquakes. (Address to International Geophysical Conference, janv. 1973.)

GROVER (J. C.) - 1973 - Events on ten years of volcanix eruption and earthquake prediction in the Islands of Melanesia. (Address to the Macquarie University, Dept. of Earth Sciences, 31 May 1973.)

HEDERVARI (P.), 1972 - An attempt to correlate some archaeological and volcanological data regarding the Minoan eruption of Santorin. (Acta of the 1st International Scientific Congress of the volcano of Thera, Athens, 1971.)

LATTER (J. H.) – 1968 – Active volcanoes and fumerole fields of the world on punched cards. (*In: Bull .Volc.*, t. XXXII, p. 299-300.) LATTER (J. H.) – 1969 – Time and space correlations in seismicity and volcanism. (*In: Roy. Geol. Soc. Lond.*, nº 1658, p. 262-265.)

LATTER (J. H.) - 1970 - The interdependence of seismic and volcanic phenomena. (Thesis, University of Edimburgh, July, 1970.)

LATTER (J. H.) - 1971 - The interdependence of seismic and volcanic phenomena: some space — time relationships in seismicity and volcanism. (*In: Bull. Volc.*, t. XXXV, 1, p. 127-142.)
 LATTER (J. H.) - 1971 - Near surface seismicity of Vulcano, Aeolian Islands, Sicily. (*In: Bull. Volc.*, t. XXXV-1, p. 117-126.)

#### Ouvrages consultés

- ACHARYA (H.) 1971 Magnitude-frequency relation and deep-focus earthquakes. Bull. Seism. Soc. Amer., 61 (5): 1345-1350. ADAMS (R. D.) 1963 Source characteristics of some deep New-Zealand earthquakes. N. Z. J. Geol. and Geophys., 6 (2): 209-220. ADAMS (R. D.) and LE FORT (J. H.) 1963 The Westport earthquakes, May 1962. N. Z. J. Geol. Geophys., 6 (4): 487-509.
- AKI (K.) 1968 Seismicity and Seismological Method. Tectonophysics, 6 (1): 41-58.

AKI (K.) - 1972 - Recent results on the mechanism of earthquakes with implications for the prediction and control program. Tectonophysics, 14 (3/4): 227-243.

ALSAC (C.) - 1971 - Essai d'appréciation sur l'utilisation des caractères magmatiques comme guide de prospection des formations Volcaniques. Bull. B.R.G.M. (2), 11, 6: 95-130.
 ANDERSON (Don L.) – 1967 – Phase Changes in the Upper Mantle. Science 157, 3793 : 1165-1173.

AUBERT DE LA RÜE (E.) - 1937a - Contribution à l'étude géologique des Nouvelles-Hébrides. C. R. Acad. Sci., Paris, 204 : 1880-1882. AUBERT DE LA RÜE (E.) – 1937b – Le volcanisme des Nouvelles-Hébrides (Mélanésie). Bull. volc., 2 : 79-142. AUBERT DE LA RÜE (E.) – 1937c – Les manifestations actuelles de l'activité volcanique aux Nouvelles-Hébrides. C. R. Soc. Géol. Fr.,

Paris, fasc. 11: 290-292.

- AUBERT DE LA RÜE (E.) 1945 Les Nouvelles-Hébrides (Iles de Cendres et de Corail). Edit. de l'Arbre, Montréal. AUBERT DE LA RÜE (E.) 1958 L'Homme et les Volcans. Edit. n.r.f. Gallimard, Paris, 3<sup>e</sup> édit., 398 p. AUBERT DE LA RÜE (E.). 1959 Les manifestations actuelles du volcanisme aux Nouvelles-Hébrides (Mélanésie). Bull. Volcan., 23. p. 235
- AUBERT DE LA RÜE (E.) 1965 Le Piton de la Fournaise, volcan actif de l'île de la Réunion Bull. Volcan., 28 : 311-320, 10 pl.

AVER'YANOVA (V. N.) - 1973 - Seismic foci in the far East. Acad. Sci. U.S.S.R., Sibirian Div., Sakhalin complex. Sci. Res. Inst. Transl. from. Russian by N. Kaner. Israel program for Scientific. *Translations*, 207 p. BADGLEY (P. C.) – 1965 – Structural and Tectonic Principles. *Published by Harper and Row*, New-York, London, 521 p. BALESTA (S. T.) and FARBEROV (A. I.) – 1968 – Seismic Studies of Piip crater Break-through. *Bull. Volcan.*, 32 (2): 395-399. BAKER (P. E.) – 1968 – Comparative Volcanology and Petrology of the Atlantic Island-ares. *Bull. Volcan.*, 32 (1): 189-206.

BARAZANGI (M.) and DORMAN (J.) - 1969 - World Seismicity maps compiled from Essa, Coast and Geodetic survey, Epicenter Data, 1961-1967. Bull. Seism. Soc. Am., 59 (1): 369-380.

BARBERI (F.), GASPARINI (P.), INNOCENTI (F.) and VILLARI (L.) - 1973 - Volcanism of the Southern Tyrrhenian Sea and its Geodynamic Implications. J. Geophys. Res., vol. 78, nº 23: 5221-5232.
 BARBERI (F.), INNOCENTI (F.), FERRARA (G.), KELLER (J.) and VILLARI (L.) - 1974 - Evolution of Eolian arc volcanism (Southern Tyrrhenian con).

- Tyrrhenian sea). Earth and planetary Sciences Letters, 21: 269-276.
  - Tyrrhenian sea). Earth and planetary Sciences Letters, 21: 269-276
- BATH (M.) 1954 The problem of earthquake magnitide determination. Trav. Sci. Bur. Central. Intern. Seismol. U.G.G.I., Sér. A, 19: 5-63.

BATH (M.) - 1958 - The Energies of seismic body waves and surface waves. In: Contributions in géophysics in Honour of Beno Gutenberg, Pergamon Press, London, 1: 1-16. BATH (M.) and BENIOFF (H.) – 1952 – The aftershock sequence of the Kamchatka earthquake of november 4, 1952. Bull. Seism. Soc.

Amer., 48 (1): 1-15.

BATH (M.) and DUDA (S. J.) - 1963 - Strain release in relation to focal depth. Geof. pura e applicata, Milano, 56: 93-100.

- BATH (M.) 1965 Lateral Inhomogeneities of the upper mantle. *Tectonophysics.*, 2 (6): 483-514. BATH (M.) 1966 Earthquake seismology. *Earth-Science Reviews*, 1: 69-86.

BENIOFF (H.) - 1949 - Seismic evidence for the fault origin of ocean deeps. Bull. Geol. Soc. Amer., 60: 1837-1856.

- BENIOFF (H.) 1951a Global strain accumulation and release as revealed by great earthquakes. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 62: 331-338.
- BENIOFF (H.) 1951b Earthquakes and rock creep. Part 1. Bull. Seism. Soc., Amer., 41: 31-62.
- BENIOFF (H.) 1954 Orogenesis and deep crustal structure: additional evidence from seismology. Bull. Geol. Soc. Amer., 65: 385-400.

BENIOFF (H.) - 1957 - Circum-Pacific Tectonics. Publ. Dominion obs. Ottawa, vol. 20, nº 2: 395-402.

BENIOFF (H.) - 1963 - Source wave forms of three earthquakes. Bull. Seism. Soc. Amer., 53: 893-903.

BENIOFF (H.) - 1964 - Earthquake Source Mechanisms. Science, vol. 143, nº 3613: 1399-1406.

BENOIT (M.) - 1965-1969 - Seismic Activity in Annual reports of the geological Survey of New Hebrides Condominium.

BEST (J.-G.) - 1956 - Investigation of eruptive activity at Mt. Bagana, Bougainville. March. 1952. Bur. Miner. Resour. Aust. Rec., 1956/14.

BONASIA (V.), LUONGO (G.) and MONTAGNA (S.) - 1973 - A Land gravity Survey of the Aeolian Islands. Bull. Volcan., 37-1: 134-148. BORDET (P.), MARINELLI (G.), MITTEMPERGHER (M.) and TAZIEFF (H.) – 1963 – Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la vallée des Dix Mille Fumées (Alaska). Soc. Belge de Géol. Mem., in-8 (7), 70 p.

BORDET (P.) - 1965 - Nomenclature volcanologique. Bull. Volcan., vol. 28: 151-157.

BOTTARI (A.) and RIUSCETTI (M.) - 1967 - La stazione sismica di Serra La Nave sull' Etna. Ann. Geofisica, 20, 3: 244-264.

BRACE (W. F.) – 1968 – Current laboratory studies pertaining to earthquake prediction. *Tectonophysics*, 6 (1): 75-87. BRACE (W. F.) – 1972 – Laboratory studies of stick-slip and their application to earthquakes. *Tectonophysics*, 14 (3/4): 189-200.

BRIDGMAN (P. W.) - 1951 - Some implications for Geophisics of high-pressure phenomena. Bull. Geol. Soc. Amer., 62: 533-536.

BROTHERS (R. N.) and BLAKE (M. C.) - 1973 - Tertiary Plate Tectonics and High-Pressure Metamorphism in New Caledonia. Tectonophysics, 17: 337-358.

Bureau Central International de Seismologie, Strasbourg. Bulletins mensuels, 1950-1973.

CAPUTO (M.), PANZA (G. F.) and POSTPISCHL - 1972 - New evidences about the deep structure of the Lipari arc. Tectonophysics, 15: 219-231.

CARR (M. J.) and STOIBER (R. E.) - 1973 - Intermediate Depth Earthquakes and Volcanic Eruptions in Central America, 1961-1972. Bull. Volcan., 37-3: 326-337.

CASERTANO (L.) - 1963 - Catalogue of the Active Volcances of the World. Part 15. Chilean Continent. Int. Ass, Volcan., Roma. Napoli: 55 p.

CHAIGNEAU (M.) - 1962 - Sur les gaz volcaniques de l'Etna (Sicile). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 254: 4060-4062. CHAIGNEAU (M.) - 1964 - Action de l'hydrogène et de l'eau, à 1 000 °C, sur quelques roches volcaniques. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 259: 618-621.

CHAIGNEAU (M.) - 1965 - Sur les gaz volcaniques du Stromboli (Iles Eoliennes). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 261: 2241-2244.

CHAIGNEAU (M.), TAZIEFF (H.) and FABRE (R.) - 1960 - Sur l'analyse des émanations volcaniques de l'archipel des Nouvelles-Hébrides. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 250: 1760-1765.

CHAIGNEAU (M.) et BORDET (P.) - 1963 - Gaz occlus dans les verres de la Vallée des Dix Mille Fumées. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 250: 2482-2485.

CHAIGNEAU (M.) et CONRAD (Katia) - 1970 - Sur les gaz volcaniques de Vulcano (Iles Eoliennes). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 271: 165-167.

CLACY (G. R. T.) - 1972 - Analysis of Seismic Events Recorded with a Slow Motion Tape Recorder near Chateau Tongariro, New Zealand during February 18, 1966 to December 31, 1966. Bull. Volcan., 36-1: 20-28

Colley (H.) - 1969 - Andesitic volcanism in the New Hebrides. Proc. geol. Soc., London, 1662: 46-51.

DECKER (R. W.) – 1963 – Magnetic studies on Kilauea Iki lava lake, Hawaï. Bull. volcan., 26: 23-35. DECKER (R. W.) – 1965 – Volcanoes and Regional geophysical trends. Bull. volcan., 28: 231-256.

DECKER (R. W.), HILL (D. P.) and WRIGHT (T. L.) - 1966 - Deformation Measurements on Kilauea Volcano, Hawai. Bull. Volcan., 29: 721-731.

DECKER (R. W.) - 1968 - A seismic event counter for active volcances. Bull. Seism. Soc. Amer., 58, nº 5: 1353-1358.

DECKER (R. W.) and KINOSHITA (W. T.) - 1972 - Geodetic measurements. In: Surveillance and prediction of volcanic activity. UNESCO, Eearth. Sci. Mono. 8, Paris: 47-74.

DECKER (R. W.) - 1973 - State-of the-art in Volcano Forecasting. Bull. Volcan., 37-3: 372-393.

DENNIS (J. G.) and WALKER (C. T.) – 1965 – Earthquakes resulting from metastable phase transitions. *Tectonophysics*. 2 (5): 401-407. DENNIS (J. G.) and WALKER (C. T.) – 1968 – Hypocentral patterns near Island arcs J. *Geophys. Res.*, 73, 4.

DIBBLE (R. R.) - 1972 - Séismic and related phenomena at active volcanoes in New Zealand, Hawaii and Italy. Thesis, victoria University of Wellington. 557 p.

DICKENSON (G. E.) and ADAMS (R. D.) - 1967 - A statistical survey earthquakes in the main seismic region of New Zealand. Part. 3. Geographie Distribution. N.-Z., J. Geol. Geophys., 10-4: 1040-1050.
 DICKINSON (W. R.) and HATHERTON - 1967 - Andesitic volcanism and Seismicity around the Pacific. Science, vol. 157, nº 3790:

801-803

DICKINSON (W. R.) – 1968 – Circum Pacific andesite types. J. Geophys. Res., 73, 6: 2261-2269.

DON LEET (L.) and LEET (F. J.) - 1965 - The earth's mantle. Bull. Seism. Soc. Amer., 55, 3: 619-625.

Dorel (J.), ESCHENBRENNER (S.) et FEUILLARD (M.) - 1971 - Contribution à l'étude sismique de l'Arc des Petites Antilles. Ann. Geophys., 27-3.

DOREL (J.), ESCHENBRENNER (S.) et FEUILLARD (M.) – 1972 – Les volcans actifs de la Guadeloupe et de la Martinique, Petites Antilles. Bull. Volcan., 36-2: 359-381.

DRAKOPOULOS (J. C.) and DELIBASIS (N. D.) - 1973 - Volcanic-type microearthquake activity in Melos, Greece. Annali di Geofisica: 131-153.

DUBOURDIEU (G.) – 1965 – Sur la dynamique actuelle du Pacifique Ouest. Imp. Priester, Paris, 5 p. DUBOURDIEU (G.) – 1968 – Sur les forces géologiques en action autour du Pacifique. Collège de France, Paris.

DUBOURDIEU (G.) – 1969 – La ceinture du Pacifique et les synchronismes de son activité sismique. Imp. du Neubourg, 55 p. DUBOURDIEU (G.) – 1970 – A propos du mécanisme terrestre. Imp. du Neubourg, 70 p.

DUBOURDIEU (G.) – 1971 – L'énergie des séismes et les mécanismes géologiques. Imp. du Neubourg, 79 p.

DUBOURDIEU (G.) – 1972a – Sur la périodicité et les perturbations astronomiques du mécanisme terrestre. Imp. du Neubourg, 67 p. DUBOURDIEU (G.) – 1972b – Sur la période sismique de 4 ans. Imp. du Neubourg.

DUBOURDIEU (G.) – 1973 – Sur la théorie des pulsations internes de la Terre et sur certaines variations du champ magnétique terrestre. Imp. du Neubourg, 59 p. DUBOURDIEU (G.) – 1974 – La théorie des pulsations internes de la Terre: compléments. Imp. Chirat, 47 p. DUBOURDIEU (G.) – 1974 – La théorie des pulsations internes de la Terre: compléments. Imp. Chirat, 47 p.

DUDA (S. J.) – 1963 – Strain Release in the Circum-Pacific Belt, Chile: 1960. J. Geophys. Res., 68, nº 19: 5531-5544. DUDA (S. J.) – 1965 – Secular Seismic Energy in the Circum-Pacific Belt. Tectonophysics., 2 (5): 409-452. EATON (J. P.) and MURATA (K. J.) – 1960 – How volcanoes grow. Sc., vol. 132, nº 3432: 925-938.

- EATON (J. P.) 1962 Crustal structure and volcanism in Hawaï. Geophysical Mono, nº 6. Amer. Geoph. Union: 13-29. EATON (J. P.) 1963 Volcano Geophysics. Trans. Am. Geophys. Union.
- EATON (J. P.) 1964 On the standardization of geophysical observations at volcanoes. Bull. Volcan., 27: 417-419.
- EIBY (G. A.) 1958 The structure of New-Zealand from seismic evidence. Geol. Rdsch. 47: 647-662. EIBY (G. A.) 1964 The New Zealand Sub-crustal rift. N.-Z. J. Geol. Geophys., 7, 1: 109-133.
- EBY (G. A.) 1966 Earthquake swarms and volcanism in New Zealand. Bull. Volcan., 29: 61-74.
- EIBY (G. A.) 1970 New Zealand seismology and the International Seismological Summary. *Geophys. J. R. ast. Soc.* 20: 353-358. EIBY (G. A.) 1971 The frequency of earthquake occurrence in New Zealand. J. Roy. Soc. N.-Z. 1, 1: 79-82.

- EIBY (G. A.) 1971 The frequency of earthquake occurrence in New Zealand. J. Roy. Soc. N.-Z. 1, 1: 19-82.
  EIBY (G. A.) 1972 Space and Time Trends in New Zealand seismicity. J. Geophys. Res. 77, 14: 2626-2628.
  ELSKENS (I.), TAZIEFF (H.) et TONANI (F.) 1969 Investigations Nouvelles sur les Gaz Volcaniques. Bull. Volcan., 32-3: 523-574.
  ELSKENS (I.) 1972 The Chemistry of volcanic gases and its connexion with the prediction of volcanic activity. The surveillance and prediction of volcanic activity. UNESCO. Earth. Sci. Mono. 8, Paris: 139-144.
  ENCYCLOPÉDIE DE LA PLÉIADE 1959 La Terre, 1735 p. Volume publié sous la direction de J. Goguel.
  EVISON (F. F.) 1963 Earthquakes and Faults. Bull. Seism. Soc. Amer., 53: 873-891.
  EVISON (F. F.) 1966 Delarition the generative senset. Neuro. 2014, 2252.

- EVISON (F. F.) 1966 Polarity on the earthquake source. Nature, 211, nº 5046: 273-275.
- EVISON (F. F) 1967 On the Occurrence of volume change at the eartquake source. Bull. Seism. Soc. Amer., 57 (1): 9-25.
- EVRARD (P.) et JONES (L.) 1965 Geophysique et Volcanologie. Geophys. Prospecting. 13, 2: 189-196, et Centre Nat. Volcan., Belgique. Publ., nº 33.
- FARBEROV (A. I.) and LEVYKIN (A. I.) 1971a Elastic Properties of Kamchatka Rocks at Pressures up to 30 kb in connection with Problems of Deep seated Structures of Volcanic areas. Preliminary results. Bull. volcan., 35 (1): 185-197.
   FARBEROV (A. I.) and GORELCHIK (V. I.) 1971b Anomalous Seismic Effect under Volcanoes and Some Features of Deep-seated
- Structure of Volcanic Areas. Bull. Volcan., 35 (1): 212-224.
   FARBEROV (A. I.), GORELCHIK (V. I.) and ZUBKOV (S. I.) 1973 On Heterogeneities with Reduced Viscosity in the Mantle under the Kamchatka Volcanoes According to Seismological Data. Bull. Volcan., 37 (1): 122-133.
- FEDOTOV (S. A.) 1970 Seismicity of Kamchatka and the Commander Islands according to data of detailed investigations and its relationships to the deep structure. Geophys. Abstracts, 285, 059. FEDOTOV (S. A.) and SHUMILINA – 1971 – Seismic Shakeability of Kamchatka. I. Z. V. Earth Physics, nº 9: 3-15.
- FEDOTOV (S. A.), GUSEV (A. A.) and BOLDYREV (S. A.) 1972 Progress of earthquake prediction in Kamchatka. Tectonophysics, 14 (3/4): 279-286.
- FEDOTOV (S. A.) and TOKAREV (P. I.) 1973 Earthquakes, characteristics of the Upper Mantle under Kamchatka and Their Connection with Volcanism (according to data collected up to 1971). Bull. Volcan., 37-2: 245-257.
- FIRTOV (P. P.) and SHIROKOV (V. A.) 1971 Seismic Investigation of the Roots of the Kliuchevskaya group volcanoes, Kamchatka. Bull. Volcan., 35-1: 164-172.
- FISHER (N. H.) 1957 Catalogue of the Active volcanoes of the World, 5. Melanesia. Int. volc. Assoc. Napoli, 105 p.
- FITCH (Th. J.) 1970 Earthquake mecanisms and island arc tectonics in the Indonesian. Philippine region. Bull. Seism. Soc. Amer., 60 (2): 565-591.
- FITCH (Th. J.) and MOLNAR (P.) 1970 Focal Mechanisms along Inclined earthquake zones in the Indonesia-Philippine region. J. Geophys. Res. 75 (8): 1431-1444.
- FITCH (Th. J.) and GCHOLZ (Ch. H.) 1971 Mechanism of underthrusting in Southwest Japan: a model of convergent plate interactions. J. Geophys. Res. 76 (29): 7260-7292.
- FLINN (E. A.) 1965 Confidence regions and error determinations for seismic event location. *Rev. Geophys.*, vol. 3, nº 1: 157-185. FLINN (E. A.) and ENGDAHL (E. R.) 1965 A proposed basis for geographical ans seismic regionalization. *Rev. Geophys.*, vol. 3,
- FRATER (M.) 1917 The Volcanic Eruption of 1913 on Ambrym Island, New Hebrides. Geological Magazine, London, ser. 6, vol. 4, nº 11: 496-503.
- FUDALI (R. F.) and MELSON (W. G.) 1972 Ejecta Velocities, Magma Chamber Pressure and Kinetic Energy Associated with the 1968. Eruption of Arenal Volcano. Bull. Volcan., 35-2: 383-401.
- GALANOPOULOS (A. G.) 1973 Plate tectonies in the area of Greece as reflected in the deep focus seismicity. Annali di Geofisica: 85-105.
- GAUDE (A.), PETRIGNANI et GAUDONVILLE (Ch.) 1934 L'éruption de 1929 à Ambrym (Nouvelles-Hébrides). Ann. Phys. Globe. Fr. Outre-mer, Paris, oct. 1934: 154-157
- GASPARINI (P.) 1971 Annual activity Report. Osservatorio Vesuaviano. Napoli. Publ. 6. 35 p.
- GEORGALAS (G. C.) 1962 Catalogue of the Active Volcanoes of the World. Part. 12. Greece. Int. Ass. Volcan., Roma, 40 p. GÈZE (B.) 1963a Observations tectoniques dans le Pacifique (Hawaï, Tahiti, Nouvelles-Hébrides). Bull. Soc. Geol. Fr., ser. 7, 5: 154-164.
- Gize (B.) 1963b Observations complémentaires sur les règles de protection contre les éruptions volcaniques. Bull. Volcan., 26: 354-355.
- Gèze (B.) 1964 Sur la classification des dynamismes volcaniques. Bull. Volcan., 27: 237-257.
- Gèze (B.) 1966 Sur l'âge des derniers cataclysmes volcano-tectoniques dans la région centrale de l'arc des Nouvelles-Hébrides. Bull. Soc. Géol. de France (7), VIII: 329-333. Gèze (B.) – 1967 – Les magmas et les volcans devant l'orogenèse. Gauthier-Villars, Mises à jour, 1967, 2: 153-169.
- GIANNAKOPOULOS (P. A.) 1972 The seismic activity in the area of Greece between 1966 and 1969. Annali di Geofisica.: 359-365. GLANGEAUD (L.) 1959 Origine profonde des volcans et structure de la croûte terrestre. Compte rendu du Comité National français de Géodésie et Géophysique: 1-7.
- GOGUEL (J.) 1956 Le mécanisme des explosions phréatiques. U.G.G.I. Ass. de Séismologie et de Phys. de l'Intér. de la Terre, Public. Bureau Central Séismologique inter., sér. A, Trav. Sc., fasc. 19: 165-175.
   GOGUEL (J.) 1960 Quelques considérations sur l'utilisation de l'énergie géothermique, à propos de la Nouvelle-Zélande. Bull.
- Volcan., 23: 283-299
- GOGUEL (J.) 1965 Traité de Tectonique. Masson et Cie, Ed. Paris, 457 p. GOGUEL (J.) 1969 La contraction thermique peut-elle expliquer les déformations tectoniques ? Bull. Volcan., 33-1: 89-99.
- GORSHKOV (G. S.) 1958 On Some theoretical problems of volcanology. Bull. Volcan., 19: 103-113.
- GORSHKOV (G. S.) 1959a Gigantic eruption of the Volcano Bezynianny. Bull. Volcan., 20: 77-112. GORSHKOV (G. S.) 1959b Catalogue of the Active Volcanoes of the World, Part 7. Kurile Islands Int. Ass. Volcan., Napoli, 99 p.

GORSHKOV (G. S.) - 1965 - On the Relations of Volcanism and the Upper Mantle. Bull. Volcan., 28: 159-167.

GORSHKOV (G. S.) and KIRSANOV (I. T.) - 1968 - Eruption of Piip Crater (Kamchatka). Bull. Volcan., 32-1: 269-282.

GORSHKOV (G. S.) - 1969 - Intraoceanic Islands. East Pacific Ridge, Island arcs: volcanism and Upper Mantle. Tectonophysics. 8: 213-221.

GORSHKOV (G. S.) – 1970a – Two Types of Alkaline Rocks-Two Types of Upper Mantle. Bull. Volcan., 33-4: 1186-1198. GORSHKOV (G. S.) – 1970b – Gigantic Directed Blast at Shiveluch Volcano (Kamchatka). Bull. Volcan., 34-1: 261-288. GORSHKOV (G. S.) – 1971 – Prediction of Volcanic Eruptions and Seismic Methods of Location of Magma Chambers — A Review. Bull. Volcan., 35-1: 198-211.

GORSHKOV (G. S.) - 1972 - The surveillance and prediction of volcanic activity General Introduction. UNESCO. Earth. Sci. Mono., 8. Paris: 9-13.

GORYACHEV (A. V.) – 1962 – On the relation between seismicity and recent volcanism in the Kuril Kamchatka zone of folding. I.Z.V. Geophys., ser. nº 11: 1484-1496.

GREEN (D. H.) and RINGWOOD (A. E.) - 1969 - The origin of basalt magmas. In: the Earth's crust and upper mantle. Geophys. monogr., 13: 489-495.

GREGG (D. R.) - 1961 - Volcanoes of Tongariro National Park (A New Zealand Geological Survey Handbook. Inform., ser. nº 28). N. Z. Dep. Sci. Industr. Res. Inf., ser. nº 28: 82 p.

GREGORY (J. W.) - 1917 - The Ambrym Eruptions of 1913-1914. Geological Magazine London, ser. 6, vol. 4, nº 12: 529-540.

GROVER (J. C.) - 1955 - Seismic activity and volcanism in Solomons, British Solomon Islands. Geol. Surv. Mem., 1: 21-23.

GROVER (J. C.) - 1958 - List of major earthquake epicentres in Solomon Islands. Region from. 1952-1956. Brit. Solomon Islands. Geol. Surv. Mem., 2: 148-149. GREGORY (J. W.) – 1917 – The Ambrym Eruptions of 1913-1914. Geological Magazine London, ser. 6, vol. 4, nº 12: 529-540.

GROVER (J. C.) - 1955 - Seismic activity and volcanism in Solomons, British Solomon Islands. Geol. Surv. Mem., 1: 21-23.

GROVER (J. C.) - 1958 - List of major earthquake epicentres in Solomon Islands Region from, 1952-1956. Brit. Solomon Islands Geol. Surv. Mem., 2: 148-149.

GROVER (J. C.) - 1960 - Seismic and volcanic activity in the Solomons during 1957-1958. Brit. Solomon Islands Geol. Records, 1: 95-100.

GROVER (J. C.) - 1965 - Seismological and volcanological studies in the British Solomon Islands to 1961. Brit. Solomon Islands Geol. Records, 2: 183-188.

GUTENBERG (B.) - 1956 - Great earthquakes 1896-1903. Trans. Am. Geophys. Un. 37: 608-614.

GUTENBERG (B.) – 1956a – The Energy of Earthquakes. Quart. J. Geol. Soc. London, 445: 1-14. GUTENBERG (B.) and RICHTER (C. F.) – 1939 – Depth and geographical distribution of deep-focus earthquakes. Bull. Geol. Soc. Amer., 49: 249-288.

GUTENBERG (B.) and RICHTER (C. F.) - 1948 - Deep-focus earthquakes in the Mediterranean region. Geofis. Pura Appl., Milano, 12:1-4.

GUTENBERG (B.) and RICHTER (C. F.) - 1954 - Seismicity of the Earth. Princeton Univ. Press. 2d ed., 310 p.

GUTENBERG (B.) and RICHTER (C. F.) - 1956 - Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. Bull. Seism. Soc. Amer., 46-2: 105-145.

HAMILTON (R. M.) and GALE (A. W.) - 1968 - Seismicity and structure of the North Island, New-Zealand. J. Geophys., Res. 73-12: 3859-3876.

HAMILTON (R. M.) and GALE (A. W.) - 1969 - Thickness of the Mantle Seismic Zone beneath the North Island of New-Zealand. J. Geophys., Res., 74-6: 1608-1613. HANTKE (G.) and PARODI (A.) ~ 1966 – Catalogue of the active volcanoes of the world. Part. 19: Ecuador and Peru. Int. Ass. Volcan.,

Napoli, 73 p.

HASEBE (K.), FUJI (N.) and UYEDA (S.) - 1970 - Thermal processes under island arcs. Tectonophysics 10: 335-355.

HATHERTON (T.) - 1969 - The Geophysical significance of calc-alkaline andesites in New Zealand. N.-Z. J. Geol. Geophys., 12: 436-

HATHERTON (T.) - 1970 - Gravity, seismicity and Tectonics of the North Island, New-Zealand. N.-Z. J. Geol. Geophys., 13, 1: 126-144.

HATHERTON (T.) - 1970a - Symmetry of crustal earthquakes above Benioff zones. Nature, 225, nº 5235: 844-845.

HATHERTON (T.) - 1971 - Plate consumption: some comments from an Island Arc. Nature, 234, nº 5327: 234-235.

HATHERTON (T.) - 1971a - Shallow earthquakes and rock composition. Nature, 229, nº 4, Physical Science: 119-120.

HATHERTON (T.) and DICKINSON (W. R.) - 1968 - Andesitic Volcanism and Seismicity in New Zealand. J. Geophys. Res., 73-14: 4615-4619

HATHERTON (T.) and DICKINSON (W. R.) - 1969 - The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and other islands arcs. J. Geophys. Res., 74-22: 5301-5309.

HEALY (J.) – 1963 – The broad approach to volcanic prediction: Bull. Volcan, 26, 141-151. HEDERVÁRI (P.) – 1962 – A new classification of the volcanic eruptions. Gerl. Beitz. Geophys., 71: 90-96.

HÉDERVÁRI (P.) – 1963a – On the Energy and Magnitude of Volcanic Eruptions. Bull. Volcan., 25, p. 373. HÉDERVÁRI (P.) – 1963b – Investigations regarding the Earth's seismicity. Part I: The seismical great circle of the Earth. Gerl. Beitz. Geophys., 72: 352-370.

HÉDERVÁRI (P.) – 1964 – Investigations regarding the Earth's seismicity. Part II: The Circumpacifical, Indonesian and Eurasian Earthquake Belts. Gerl. Beitz. Geophys., 73: 219-234.

Hédervári (P.) - 1965 - Investigations regarding the Earth's seismicity. Part III: The world-wide Map of Specific Seismicity. Gerl. Beitz, Geophys., 74: 420-431.

HÉDERVÁRI (P.) - 1965a - Energetical Calculations concerning the Eruption of Volcano Agung (Bali) and Surtsey (Iceland). Bull. Volcan., 28: 271-274.

HÉDERVÁRI (P.) - 1966 - Investigations regarding the Earth's seismicity. Part IV: An earthquake-geographical analysis of the great chilean earthquake sequence of the years 1960-1962. Gerl Beitz. Geophys., 75: 169-178. HÉDERVÁRI (P.) – 1967a – Investigations regarding the Earth's seismicity. Part V: on the Earthquake Geography of the Pacific Basin

and the Seismotectonical Importance of the Andesite Line. Section 1: General Survey. Gerl. Beitz. Geophys., 76: 393-405.

HÉDERVÁRI (P.) – 1967b – Investigations regarding the Earth's seismicity. Part V: On the Earthquake Geography of the Pacific Basin and the Seismotectonical Importance of the Andesite Line. Section 2: The Andesite Line in Detail and its Physical Nature. Gerl. Beitz. Geophys., 76, 467-490.

HÉDERVÁRI (P.) - 1968 - Similar tectonic Patterns on Earth and Moon. Annali di Geofisica, 21, 1: 73-90.

HÉDERVÁRI (P.) - 1968a - A Suggestion for the Application of New Symbols in the short Description of Different Volcanic Phenomena. Bull. Volcan., 32-1: 301-308. HÉDERVÁRI (P.) – 1968b – Volcanophysical Investigations on the Energetics of the Minoan Eruption of Volcano Santorin. Bull.

Volcan., 32-2: 440-441.

HÉDERVÁRI (P.) - 1970 - Recent investigations of a Bronze Age eruption. Annali di Geofisica, 23, 2-3: 191-203.

HÉDERVÁRI (P.) - 1971 - System of Volcanic Activity. Ann. Geof. Roma, 24, nº 3: 397-435.

HÉDERVÁRI (P.) - 1971a - An Attempt to correlate some Archaeological and Volcanological data, regarding the Minoan eruption of Santorini. Acta 1st Int. Sci. Congress on the Volcano of Thera. Athens. Εχ του Αρχαιολογικου Δελτιου, Τομοs 26 (1971), A@HNAI, 1971: 1-15.

HÉDERVÁRI (P.) - 1971b - Energetical calculations concerning the Minoan eruption of Santorini (Greece). Acta 1st Int. Sci. Congress on the Volcano of Thera. Athens. Εχ του Αρχαιολογικου Λελτιου Τομος 26 (1971), AΘHNAI, 1972: 257-276. HÉDERVÁRI (P.) – 1972 – System of Volcanic Activity. Part 2. Ann. Geof. Roma, 25: 451-466. HÉDERVÁRI (P.) – 1973 – Concentration of earthquake energy in and around the Aegean Volcanic belt. Tectonophysics, 1971: 369-381.

HONDA (H.), MASATSUKA (A.) and ICHIKAWA (M.) - 1967 - On the mechanism of earthquakes and stresses producing them in Japan

ans its vicinity (third paper). Geophys. Mag. 33 (4): 272-279. HOWELL (B. F., Jr.) – 1969 – Introduction à la Géophysique. Traduction française par C. Blot, présentation de H. Tazieff. Masson et Cie, éd. Paris, 398 p.

ICHIKAWA (M.) - 1969 - Mechanism of earthquakes in and near Japan and related problems. In: The Earth's crust and upper mantle. Geophys. Monograph., 13: 160-165.

IMBO' (G.) - 1965 - Catalogue of the Active Volcanoes of the World. Part. 18: Italy. Int. As. Volcan., Napoli, p. 72.

IMBO' (G.), CASERTANO (L.), NAPOLEONE (G.) - 1968 - Seismicity of Vesuvius on its Present State of Activity. Bull. Volcan., 32-2: 425-435.

INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL CENTRE. Edinburgh. Regional Catalogue of Earthquakes. 1964, 1965, 1966, 1967, 1968, 1969, 1970.

INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL SUMMARY, Kew Observatory, Richmond, 1933-1963. INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL SUMMARY. 1936: Index Catalogue of epicentres, 1913-1930. — 1947: Index Catalogue of epicentres, 1931-1935. - 1953: Index Catalogue of epicentres, 1936-1942. - 1957: Index Catalogue of epicentres, 1943-1948. - 1964: Index Catalogue of epicentres, 1949-1956. — 1969: Index Catalogue of epicentres, 1957-1963. Isacks (B. I.), OLIVER (J.) and SYKES (L. R.) – 1968 – Seismology and the new global tectonics. J. Geophys. Res., 73: 5855-5899.

ISACKS (B. I.) and MOLNAR (P.) - 1969 - Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere. Nature, London, 223:

1121-1124.

ISACKS (B. I.) and MOLNAR (P.) - 1971 - Distribution of stresses in the Descending Lithosphere from a global Survey of Focal-

Mechanism solutions of Mantle Earthquakes. Rev. Geophys. Space Phys., 9-1: 103-174. ISACKS (B. I.), SYKES (L. R.) and OLIVER (J.) – 1969 – Focal mechanisms of deep and shallow earthquakes in the Tonga-Kermadec region and the Tectonic of Island Arcs. Bull. Geol. Soc. Amer., 80: 1443-1470.

IWASAKI (I.) - 1972 - Chemical surveillance and prediction of volcanic activity. UNESCO, Earth Sci. Mono. 8, Paris: 131-137.

JAKES (P.) and WHITE (A. J. R.) – 1969 – Structure of the Melanesian arcs and correlation with distribution of magma types. Tecto-nophysics, 8: 223-236.

JOHNSON (R. W.), MACKENZIE (D.E.) and SMITH (I. E.) – 1971 – Seismicity and Late Cenozoic volcanism in parts of Papua --- New-

Guinea. Tectonophysics, 12: 15-22. JOHNSON (R. H.) and NORRIS (R. A.) – 1972 – Significance of spectral banding in Hydroacoustic signals from submarine volcanic

eruptions: Myajin, 1970. J. Geophys. Res., 77 (23): 4461-4469. JOHNSON (R. W.), DAVIES (R. A.) and WHITE (A. J. R.) - 1972 - Ulawun Volcano, New Britain. Bur. Mineral Resources, geol. and geophys. Aust. Bull., 142, 42 p. JOHNSON, TRACY and MOLNAR (P.) - 1972 - Focal Mechanisms and Plate Tectonics of the Southwest Pacific. J. Geophys. Res., 77,

nº 26: 5000-5032.

JOLIVET (J.) - 1958 - La crise volcanique de 1956 à la Soufrière de la Guadeloupe. Ann. Géophys., 14-3: 305-322.

JOLIVET (J.) – 1960 – Surveillance géophysique et géochimique des volcans des Antilles françaises. Possibilité de prévision et de contrôle des éruptions. Bull. Volcan., 23: 31-44.

KANAMORI (H.) - 1972 - Relation between tectonic stress, great earthquakes and earthquake swarms. Tectonophysics, 14: 1-12.

KATILI (J. A.), KARTAADIPUTRA (L.) and SURIO - 1963 - Magma type and tectonic position of the Una-Una Island, Indonesia. Bull. Volcan., 26: 431-454.

KATO (Y.) and MUROI (I.) - 1963 - The changes of the Earth's Magnetic Field accompanying the volcanic eruption of Miyake-Shima. Sci. Rep. Tôhoku Univ., ser. 5, Geophys., 15 (1): 33-44.

KATSUMATA (M.) - 1956 - Vertical distribution of Earthquake foci in and around Japan. Geophys. Mag., 27: 483-486.

KATSUMATA (M.) and SYKES (L. R.) - 1969 - Seismicity and Tectonics of the Western Pacific: Izu, Mariana, Caroline and Ryukyu, Taiwan regions. J. Geophys. Res., 74 (25): 5923-5948.

Kelleher (J.) – 1970 – Space-time seismicity of the Alaska-Aleutian seismic zone. J. Geophys. Res., 75 (29): 5745-5756.

KELLEHER (J.) - 1972 - Rupture zones of Large South American earthquakes and some predictions. J. Geophys. Res., 77 (11): 2087-2103

KELLEHER (J.), SYKES (L.) and OLIVER (J.) - 1973 - Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean.

KEYLIS-BOROK (V. I.) and MALINOVSKAYA (L. N.) - 1964 - On regularity in the occurrence of strong earthquakes. J. Geophys. Res., 69 (14): 3019-3024.

KIEFFER (G.) - 1973 - Un type important d'éruptions de l'Etna (Sicile): les effusions latérales lentes. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 277, sér. D: 1849-1852.

KIZAWA (T.) – 1957 – A study of earthquakes in relation to volcanic activity. I. Met. Geophys., 8 (2): 150-169. KIZAWA (T.) – 1959 – A study of earthquakes in relation to volcanic activity. II. Met. Geophys., 9 (3-4): 204-239.

KNOPOFF (L.) - 1964 - Earthtides as a triggering mechanism for earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am. 54 (6), 1865-1870.

KNOPOFF (L.) and RANDALL (M. J.) - 1970 - The compensated Linear - Vector Dipole: a possible mechanism for deep earthquakes. J. Geophys. Res., 75, 26: 4957-4963.

KRAFFT (M.) et FERAUD (G.) - 1971 - Réalisation d'une carte des températures, dans l'infrarouge du sol du cratère du Vulcano (Iles Eoliennes, Italie). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 272: 207-210.

KUBOTA (S.) and BERG (E.) - 1967 - Evidence for Magma in the Katmai Volcanic Range. Bull. Volcan., 31: 175-214.

KUBOTERA (A.) and YOSHIKAWA (K.) - 1963 - Prediction of volcanic eruption ASO and Sakurazima and some related geophysical problems. Bull. Volcan., 26: 297-317.

KUNO (H.) - 1959 - Origin of the Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. Volcan., 20: 37-76.

KUNO (H.) - 1962 - Catalogue of the active volcanoes of the world. Part 11, Japan, Taiwan and Marianas. Intern. Ass. Volcan., Napoli, 332 p.

KUNO (H.) – 1966 – Lateral Variation of Basalt Magma Type across continental margins and Island Arcs. Bull. Volcan., 29: 195-222. KUNO (H.) – 1968 – Origin of Andesite and its Bearing on the Island Arc Structure. Bull. Volcan., 32-1: 141-176.

LACROIX (A.) - 1914 - La récente éruption d'Ambrym (décembre 1913) et la constitution des laves de ce volcan. C. R. Acad. Sc. Paris, 7 sept. 1914, t. 159: 489-495.

LACROIX (Â.) - 1940 - Les caractéristiques des laves des îles situées au sud de l'Equateur, formant la limite du domaine circumpacifique dans la région des Nouvelles-Hébrides et de la fosse Tonga-Kermadec. C. R. Acad. Sc. Paris, 22 juil. 1940, t. 211: 37-40.

LATTER (J. H.) - 1967 - The relationship between seismicity and volcanism in the Sicilian Volcanoes. Proceeding of the Geological Society of London, nº 1637: 58-59.

LATTER (J. H.) - 1968 - Active Volcanoes and Fumarole Fields of the World on Punched Cards (with their eruptions since January, 1963). Bull. Volcan., 32-1: 299-300.

LATTER (J. H.) - 1971a - Near-surface seismicity of Vulcano, Aeolian Islands, Sicily. Bull. Volcan., 35-1-117-126.

LATTER (J. H.) - 1971b - The Interdependance of Seismic and Volcanic Phenomena: Some Space-time Relationships in Seismicity and Volcanism. Bull. Volcan., 35-1, 127-142.

LE PICHON (X.) - 1968 - Sea-floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 73: 3661-3697.

LE PICHON (X.), FRANCHETEAU (J.), BONNIN (J.) - 1973 - Plate tectonics. Developments in geotectonics, 6, Elsevier Scientific Publishing Company, 300 p. Lo Bascio (A.), Luongo (G.) and NAPPI (G.) – 1973 – Microtremors and Volcanic Explosions at Stromboli (Aeolian Islands).

Bull. Volcan., 37-4: 596-606.

Lo GIUDICE (E.) - 1973 - L'Osservatorio geofisico di Lipari e la rete sismica del basso Tirreno. Rivista Stromboli, nº 13: 1-24, 21 fig.

LOMNITZ (C.) - 1966 - Statistical Prediction of Earthquakes. Rev. of Geophysics, 4, 3: 377-393.

LOMNITZ (C.) - 1974 - Global Tectonics and Earthquake risk. Developments in Geophysics, 5. Elsevier Scientific Publishing Company, 320 p.

LUONGO (G.) and RAPOLLA (A.) - 1973 - Seismic noise in Lipari and Vulcano Islands, Southern Thyrrenian Sea, Italy. Geothermics, 2 (1): 29-31.

MACDONALD (G. A.) - 1955 - Catalogue of the Active Volcanoes of the world. Part. 3: Hawaiian Islands. Int. Volcan. Ass. Napoli, 37 p.

MAC GREGOR (A. G.) - 1949 - Prediction in relation to seismo-volcanic phenomena in the Caribbean volcanic arc. Bull. Volcan., 8: **69-86**.

MACHADO (F.)) - 1960 - Secular variation of seismo-volcanic phenomena in the Azores. Bull. Volcan., 23: 101-108.

MACHADO (F.) – 1960 – Sectial variation of sessific-volcance phenomena in the Access Dati. Volcan., 25: 101-105. MACHADO (F.) – 1965 – The Messina Earthquake of 1908 and the Magma Chamber of Etna. Bull. Volcan., 28: 373-380. MACHADO (F.) – 1968 – Temperature and Distribution of Radioactive Matter in the Upper Mantle. Bull. Volcan., 32-2: 403-413. MALAHOFF (A.) – 1970 – Gravity and magnetic studies of the New Hebrides Island Arc. New-Hebrides geol. Surv., Spec. Rept., 64 p.

MALAHOFF (A.) and WOOLLARD (G. P.) – 1966 – Magnetic Measurements over the Hawaiian Ridge and their Vulcanological Impli-cations. Bull. Volcan., 29: 735-759.

MARHININ (E. K.) and STRATULA (D. S.) - 1973 - Relationship between Chemical Composition of Volcanic Rocks and Depth of the Seismofocal Layer as shown by the Kliuchevskaya Volcanic Grup (Kamchatka) and the Kurile-Kamchatka Island Arc.

Bull. Volcan., 37-2, 175-182. MCCALL (G. J. H.), LE MAITRE (R. W.), MALAHOFF (A.), ROBINSON (G. P.) and STEPHENSON (P. J.) - 1971 - The Geology and Geophysics of the Ambrym Caldera, New-Hebrides. Bull. Volcan., 34-3: 681-696.

MCMURRAY (H.) – 1941 – Periodicity of deep-focus earthquakes. Bull. Seism. Soc. Amer., 31: 33-82. MIDDLEMOST (E.A.K.) – 1972 – A simple Classification of Volcanic Rocks. Bull. Volcan., 36-2: 382-397.

MINAKAMI (T.) - 1960 - Fundamental Research for predicting volcanic eruptions. Part 1: Earthquakes and crustal deformations

originating from volcanic activities. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 38: 497-544. MINAKAMI (T.), SHIMOZURU (D.), MIYAZAKI (T.), HIRAGA (S.) and YAMAGUTI (M.) – 1968 – The 1959 eruption of Simmoe-dake and the 1961 Iimori-yama earthquake swarm. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 46: 965-992.

- MINAKAMI (T.), UTIBORI (S.), YAMAGUCHI (M.), UTSUNOMIYA (T.), HAGIWARA (M.) and HIRAI (K.) 1969a The Ebino earthquake swarm and the seismic activity in the Kirisima volcanoes, in 1968-1969, Part 1. Hypocentral distribution of the 1968 Ebino earthquakes inside the Kakuto Caldera. Bull. Earthq., Res. Inst., Tokyo Univ., 47: 721-743.
- MINAKAMI (T.), HIRAGA (S.), MIYAZAKI (T.) and UTIBORI (S.) 1969b Fundamental research for predicting volcanic eruptions. Part 2. Seismometrical surveys of volcanoes in Japan and volcano Sotara in Columbia. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 47, 893-949.
- MINAKAMI (T.), HAGIWARA (M.), YAMAGUCHI (M.), KOYAMA (E.) and HIRAI (K.) 1970a The Ebino Earthquake swarm and the seismic activity in the Kirisima volcances, in 1968-1969. Part 4. Shifts of seismic activity from the Kakuto caldera to Simmoedake, Naka-dake and Takatiho-mine. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 48: 205-233.
- MINAKAMI (R.), UTIBORI (S.), HIRAGA (S.), MIYAZAKI (T.), GYODA (N.) and UTSUNOMIYA (T.) 1970b Seismometrical studies of volcano Asama. Part. 1. Seismic and volcanic activities of Asama during 1934-1969. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 48: 235-301.
- MINAKAMI (T.), UTIBORI (S.), MIYAZAKI (T.), HIRAGA (S.), TERAO (H.) and HIRAI (K.) 1970c Seismometrical studies of volcano Asama, Part 2. Anamalous distribution of the P. arrival times and some informations of the velocity of the P wave propagating through the volcano. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 48: 431-489.

MINAKAMI (T.) - 1964a - The 1962 Eruption of Miyake-sima, One of the seven Izn Islands, Japan. Bull. Volcan., 27: 225-235.

MINAKAMI (T.) - 1964b - On possibility or impossibility of standardizing the observations in volcanological observatories. Bull. Volcan., 27: 413-414.

MINAKAMI (T.) - 1950 - On explosive activities of andesitic volcanoes and their forerunning phenomena. Bull. Volcan., 10: 59-87

MINO (K.), ONOGUCHI (T.) and MIKUMO (T.) - 1968 - Focal Mechanism of Earthquakes on Island Arcs in the Southwest Pacific region. Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ. 18-2, nº 139: 78-96.

MITCHELL (A. H. G.) and WARDEN (A. J.) - 1971 - Geological evolution of the New-Hebrides island arc. J. Geol. Soc. London, 127: 501-529.

MOGI (K.) - 1963 - Experimental study on the mechanism of the earthquake occurrences of volcanic origin. Bull. Volcan., 26: 197-208. MOGI (K.) - 1968a - Migration of seismic activity. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 46: 53-74.

MOGI (K.) - 1968b - Development of aftershock areas of great earthquakes. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 46: 175-203.

Mogi (K.) - 1968c - Some features of recent seismic activity in and near Japan (1) - Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 46:

1225-1236. Mogi (K.) - 1969a - Some features of recent seismic activity in and near Japan (2) - Activity before and after great earthquakes.

Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 47: 395-417. MOGI (K.) – 1969b – Monthly distribution of large earthquake in Japan. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 47: 419-427. MOGI (K.) – 1969c – Relationship between the occurrence of great earthquakes and Tectonic structures. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 47: 429-451. MOGI (K.) – 1970 – Recent horizontal deformation of the Earth's crust and Tectonic activity in Japan (1) – Bull. Earthq. Res. Inst.,

Tokyo Univ., 48: 413-430.

MOGI (K.) – 1972 – Fracture and flow of rocks. *Tectonophysics*, 13 (1-4): 541-568. MOGI (K.) – 1973 – Relationship between shallow and deep seismicity in the Western Pacific region. *Tectonophysics*, 17: 1-33.

MOLARD (L.) - 1947 - Tremblements de terre des Petites Antilles et manifestations actuelles du volcanisme de l'Archipel (1936-1943). Ann. Géophys., 3-2: 113-140.

MOORE (J. G.), NAKAMURA (K.) and ALCARAZ (A.) - 1966 - The September 28-30, 1965. Eruption of Taal Volcano, Philippines. Bull. Volcan., 29: 75-76.

MOORE (J. G.) and MELSON (W. G.) - 1969 - Nuées Ardentes of the 1968. Eruption of Mayon Volcano, Philippines. Bull. Volcan., 33-2: 600-620.

MOXHAM (R. M.) - 1967 - Changes in Surface Temperature a Taal Volcano, Philippines, 1965-1966. Bull. Volcan., 31: 215-234.

MOXHAM (R. M.) - 1972 - Thermal surveillance of volcanoes in the surveillance and prediction of volcanic activity. UNESCO, Earth Sci. Mono. 8, Paris: 103-124.

MOOSER (F.), MEYER-ABICH (H.) and MCBIRNEY (A. R.) - 1958 - Catalogue of the Active Volcanoes of the World. Part 6: Central America. Int. Assoc. Volcan., Napoli, 146 p. MONTESSUS DE BALLORE (F. DE) – 1906 – Les tremblements de terre. Géographie séismologique. Librairie Armand Colin, 482 p.,

89 cartes et fig., 3 cartes hors texte.

MONTESSUS DE BALLORE (F. DE) – 1907 – La science séismologique. Les tremblements de terre. Librairie Armand Colin, 590 p., 185 fig. et cartes, 32 pl. hors texte. MONTESSUS DE BALLORE (F. DE) – 1924 – La géologie sismologique. Librairie Armand Colin, 488 p., 118 fig., 16 pl. NASON (R.) and WEERTMAN (J.) – 1973 – A Dislocation Theory Analysis of Fault Creep Events. J. Geophys. Res., 78-32: 7745-7751.

NEUMANN VAN PADANG (M.) - 1951 - Catalogue of the Active Volcanoes of the World. Part. I. Indonesia Int. Ass. Volcan., Napoli, 271 p.

NEUMANN VAN PADANG (M.) - 1953 - Catalogue of the Active Volcanoes of the World. Part II. Philippine Islands and CochinChina.

Int. Ass. Volcan., Napoli, 49 p. NEUMANN VAN PADANG (M.) – 1963 – The temperatures in the crater region of some Indonesian volcanoes before the eruption. Bull. Volcan., 26: 319-336.

NEUMANN VAN PADANG (M.) – 1964 – On the possibility or impossibility of standardizing the observations in vulcanological observatories. Bull. Volcan., 27: 415-416.

NICHOLLS (I. A.) - 1970 - Santorini Volcano Greece. Tectonic and petrochemical relationships with volcanics of the Aegean region. Tectonophysics, 11: 377-385.

NIELSON (D. R.) and STOIBER (R. E.) - 1973 - Relationship of Potassium Content in Andesitic Lavas and Depth to the Seismic Zone. J. Geophys. Res., 78, nº 29: 6887-6892.

NINKOVICH (D.) and HAYS (J. D.) - 1971 - Tectonic Setting of Mediterranean Volcanoes. Acta of the 1st Sci. Congress on the volcano of Thera. Athens: 111-135

NORRIS (R. A.) and JOHNSON (R. H.) - 1969 - Submarine Volcanic Etuption Recently Located in the Pacific by Sofar Hydrophones. J. Geophys. Res., 74-2: 650-664. NUR (A.) and BOOKER (J. R.) – 1972 – Science, 175, p. 885.

OBELLIANE (J. M.) - 1958 - Contribution à la connaissance géologique de l'archipel des Nouvelles-Hébrides (Iles Vaté, Pentecôte, Maewo, Santo). Sciences de la Terre, 6: 139-368.

O'CONNELL (D. J. K.) - 1946 - Deep focus Earthquakes, 1902-1912. Major Shallow Earthquakes, 1909-1911. J. Proc. R. Soc. N. S. W., 80: 14-19.

OIKE (K.) - 1971a - On the nature of the occurrence of intermediate and deep earthquakes. 1. The world wide distribution of the earthquake generating stress. Bull. Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ. 20 (3), nº 177: 145-182.

OIKE (K.) - 1971b - On the nature of the occurrence of intermediate and deep earthquakes. 2. Spatial and Temporal Clustering. Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ. 21 (1): 43-73.

OIKE (K.) - 1971c - On the nature of the occurrence of intermediate and deep earthquakes. 3. Focal mechanisms of multiplets. Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ. 21 (2): 153-178.

OIKE (K.) - 1970 - The time variation of the focal mechanism and the activity of earthquake swarms. Bull. Disas Prev. Res., Kyoto

Univ. 19 (4), nº 165: 21-35. OLIVER (J.) and ISACKS (B.) – 1967 – Deep earthquakes zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere. J. Geophys. Res., 72 (16): 4259-4275

OLIVER (J.), SYKES (L.) and ISACKS (B.) – 1969 – Seismology and the new global Tectonics, 7 (5-6): 527-541. O'REILLY (R. P.) – 1956 – Essai de chronologie des Nouvelles-Hébrides. J. Soc. Océanistes, t. 12.

PERRINE (C. D) - 1949 - Periods in earthquake activity. Bull. Seism. Soc. Amer., 39: 109-115.

PETERSCHMITT (E.) - 1950 - Etude de la magnitude des séismes. Ann. de l'Inst. de Phys. du Globe Strasbourg, t. VI, 3e partie : Géophys. : 51-58.

PETERSCHMITT (E.) – 1956 – Quelques données nouvelles sur les séismes profonds de la mer Tyrrhénienne. Ann. di Geof., vol. IX, nº 3: 305-334.

PETERSCHMITT (E.) et TAZIEFF (H.) - 1962 - Sur un nouveau type de secousse volcanique enregistrée au Stromboli. C. R. Acad. Sci., 255:1971-1973.

PETRESCU (G.), PETERSCHMITT (E.), RADU (C.), PURCARU (G.) and LASCU (S. T.) - 1967 - Fault-plane solutions and stress pattern in the foci of deep earthquakes in Europe. Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr. Ser. Geophys., 11, 1: 15-37.

PIERRON (L.) - Statistiques Seismologiques. Années 1968, 1969, 1970, 1971, 1972. Rap. Service des Mines, Condominium des Nouvelles-Hébrides.

PRIAM (R.) - 1964a - Contribution à la connaissance du volcan de l'îlot Matthew (sud des Nouvelles-Hébrides). Bull. Volcan.,

vol. XXVII: 331-339. PRIAM (R.) – 1964b – Une nouvelle éruption du volcan de Lopévi (Nouvelles-Hébrides) et son analogie sismique avec les éruptions précédentes. Bull. Volcan., vol. XXVII: 341-345.

PRIAM (R.) - 1965 - Seismic activity in the New-Hebrides during 1963. In: Annual Rep. Geol. Surv. New-Hebrides: 26-37.

PUECH (J. L.) et REICHENFELD (C.) - 1969 - Etudes bathymétriques dans la région des îles Erromango, Tanna et Anatom (Nouvelles-Hébrides du Sud). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 268: 1259-1261.

RANDALL (M. J.) – 1964a – On the mechanism of earthquakes. Bull. Seism. Soc. Amer., 54, 5, A: 1283-1289. RANDALL (M. J.) – 1964b – Seismic energy generated by a sudden volume change. Bull. Seism. Soc. Amer., 54, 5, A: 1291-1298. RANDALL (M. J.) – 1966b – Seismic radiation from a sudden phase transition. J. Geophys. Res., 71, 22: 5297-5302. RANDALL (M. J.) – 1968 – Relative sizes of multipolar component in deep earthquakes. J. Geophys. Res., 73, 18: 6140-6142. RANDALL (M. J.) – and Kuononr (J.) 1070. The mechanism of the form of deep earthquakes. J. Geophys. Res., 73, 18: 6140-6142.

RANDALL (M. J.) and KNOPOFF (L.) - 1970 - The mechanism at the focus of deep earthquakes. J. Geophys. Res., 57, 26: 4965-4976. REMY (J. M.) - 1963 - L'éruption volcanique de 1960 au Lopévi (Nouvelles-Hébrides). Bull. Soc. Géol. France (sér. 7), t. 5, nº 2: 188-197.

REYNOLDS (M. A.) - 1955 - Tectonic earthquakes and volcanic activity, Bougainville Is., T.N.G. Bureau Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust. Rec., 1955/94. Unpubl. 12 p.

REYNOLDS (M. A.) - 1957a - Volcano - seismic phenomena in Eastern Papua since 1939. Bur. Miner. Resour. Geophys. Aust. Rec., 1957/14. Unpubl., 14 p.

REYNOLDS (M. A.) - 1957b - Investigation of conditions on Bam Island, January. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust. Rec. 1957/42 Unpubl. 14 p. REYNOLDS (M. A.) – 1957c – Eruption of Manam Volcano, Territory of New-Guinea, December 1956-February 1957. Bur. Miner.

Resour. Geol. Geophys. Aust. Rec. 1957/43, 20 p. REYNOLDS (M. A.) - 1958 - Activity of Tuluman Volcano, St-Andrew Strait, Admiralty Islands, September 1955, March 1957. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust. Rec., 1958/14, 34 p.

REYNOLDS (M. A.) and BEST (J. G.) - 1957 - The Tuluman volcano, St-Andrew Strait, Admiralty Islands. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust. Rep. 33, 38 p.
 RICHARD (J. J.) - 1962 - Catalogue of the Active volcanoes of the World. Part. 8: Kermadec, Tonga and Samoa. Int. Ass. Volcan.,

Roma, 38 p. RICHTER (C. F.) – 1958 – Elementary Seismology. W. H. Freeman and Co, San Francisco, 768 p.

RIKITAKE (T.) - 1968 - Geomagnetism and earthquake prediction. Tectonophysics, 6 (1), 59-68.

RIKITAKE (T.) – 1969 – An approach to prediction of magnitude and occurrence time of earthquakes. *Tectonophysics*, 8 (2): 81-95. RIKITAKE (T.) and YOKOHAMA (I.) – 1955 – Volcanic activity and changes in Geomagnetism. J. Geophys. Res., 60 (2): 165-172. RINGWOOD (A. E.) – 1969 – Composition and evolution of the upper mantle. In: The Earth's crust and upper mantle. Geophys. Monogr., 13: 1-17.

RITSEMA (A. R.) - 1953 - New seismicity maps of the Banda sea. J. Sci. Research Indonesia, 2-2: 48-54. RITSEMA (A. R.) - 1954a - The seismicity of the Sunda arc in space and time. Indonesian J. Natural Sci., Nrs. 1, 2, 3: 41-49.

RITSEMA (A. R.) - 1954b - A statistical study of the seismicity of the earth. I. Tangentiel stresses in the Eeath's crust and below. -II. Discontinuities and the distribution of Earthquake foci in depth. — III. Earthquake strain releases during the period 1904-1953. Organization for Scientific Research in Indonesia. Bull. 19. Djakarta Verhandelingen nº 46. Meteor. Geophys. Service.

RITSEMA (A. R.) - 1965 - The mechanism of some deep and intermediate earthquakes in the region of Japan. Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo, 43: 39-52.
 RITSEMA (A. R.) - 1969 - Seismology and Upper Mantle Investigations. In: The Earth's crust and upper mantle. Geophys. Monogr.

13: 110-115.

RITSEMA (A. R.) - 1971 - Notes on plate tectonics and arc movements in the Mediterranean region. Observatoire Royal de Belgique. Communications, ser. A, nº 13. Ser. Geophys., nº 101. (XIIe Ass. Gén. Com. Séism. Eur.): 22-26.

RITTMANN (A.) - 1952 - Nomenclature of Volcanic Rocks. Bull. Volcan., 12: 76-102.

RITTMANN (A.) - 1953 - Magmatic Character and Tectonic Position of the Indonesian Volcanoes. Bull. Volcan., 14: 45-58.

RITTMANN (A.) – 1962a – On the mechanism of persistent volcanic activity. *Bull. Volcan.*, 24: 301-313. RITTMANN (A.) – 1962b – The ascent of magmas. *Bull. volcan.*, 24: 315-318. RITTMANN (A.) – 1963 – Les volcans et leur activité (Trad. par H. Tazieff). Paris, Ed. Masson, 1 vol., 416 p., 176 fig.

RITTMANN (A.) - 1973a - Structure and evolution of Mount Etna. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 274: 5-16.

RITTMANN (A.), ROMANO (R.), STURIALE (C.) - 1973b - Some considerations on the 1971 Etna eruption and on the tectonophysics of the Mediterranean area. Geol. Rundschau, Stuttgart, 62-2: 418-430.

RIUSCETTI (M.) - 1967 - La sorveglianza sismica dell'Etna. Boll. delle sedute dell'Academia Gioenia di Scienze naturali in Catania. Ser. IV, vol. IX, fasc. 2: 105-114, 1 pl. RIZNICHENKO (Yu. V.) – 1970 – The generalized law of earthquake's occurrence. Boll. Geofis. Teorica ed Applicata, 12 (48): 347-352.

ROBSON (G. R.) and WILLMORE (P. L.) – 1955 – Some heat measurements in West Indian soufrières. Bull. Volcan, 17: 13-39. ROBSON (G. R.), BARR (K. G.) and SMITH (G. W.) – 1962 – Earthquake Series on St-Kitts-Nevis 1961-1962. Nature, 195- 972-974. ROBSON (G. R.) and BARR (K. G.) – 1964 – The effect of stress on faulting and minor intrusions in the vicinity of a magma body. Bull. Volcan., 27: 315-330.

ROBSON (G. R.) and TOMBLIN (J. F.) - 1966 - Catalogue of the active volcanoes of the world. Part 20: West Indies. Intern. Assoc.

Volcan., Roma : p. 56. ROBSON (G. R.), BARR (K. G.) and CANALES-LUNA (L.) – 1968 – Extension Failure: an earthquake Mechanism. Nature, 218, nº 5136: 28 - 32

Rose (W. I.) - 1972 - Notes on the 1902 Eruption of Santa Maria Volcano, Guatemala. Bull. Volcan., 36 (1): 29-45.

Rose (W. I.) - 1973a - Pattern and Mechanism of Volcanic Activity at the Santiaguito Volcanic Dome, Guatemala. Bull. Volcan., 37 (1): 73-94.

Rose (W. I.) - 1973b - Nuée Ardente from Santiaguito Volcano, April 1973. Bull. Volcan., 37-3: 365-371.

- Rorнé (E.) 1932 Le Tremblement de Terre. Librairie Félix Alcan. 258 p. (51 fig.).
- ROTHÉ (J. P.) 1946 Séismes et volcans. Col. Que sais-je ? Presses Univ. Fr., 128 p.
- ROTHÉ (J. P.) 1950 Déformations des anomalies magnétiques et séismes. Publ. B.C.I.S., sér. A, fasc. 17: 157-169.
- Rothé (J. P.) 1969 La Séismicité du Globe 1953-1965. UNESCO, Paris. 1. Sciences de la Terra, 336 p.
- ROTHÉ (J. P.) 1969 Tremblements de terre. In: Résumé annuel d'informations sur les catastrophes naturelles. 1966, 1967, 1968, ROTHÉ (J. F.) - 1709 - Itempenents de terre. In. Resulte annuel d'informations sur les caustropies naturelles. 1909, 1907, 1907, 1907, 1907, 1909, 1909, 1909, 1970, 1971, 1972. UNESCO, Paris.
   ROTHÉ (J. P.) - 1970 - Séismes artificiels. *Tectonophysics*, 9, p. 215.
   New ZEALAND (Royal Society of) - 1971 - Recent Crustal Movements. Bull. 9. (Papers presented at the Int. Sympt. on Recent
- Crustal Movements and Associated Seismicity, Wellington, N.-Z., 10-18 Feb. 1970): 247 p.
   SAOS (J. L.) 1971, 1972, 1973 Seismic Activity. In: Annual reports of the geological Survey of New Hebrides Condominium.
   SANTÔ (T.) 1969a Characteristics of Seismicity in South America. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 47: 635-671.

- SANTÔ (T.) 1969b Regional Study on the Characteristic Seismicity of the world. Part. I. Hindu Kush Region. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 47: 1035-1048.
- SANTÔ (T.) 1969c Regional Study on the Characteristic Seismicity of the world. Part II. From Burma Down to Java. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 47: 1049-1061. SANTÔ (T.) – 1970a – Regional Study on the Characteristic Seismicity of the world. Part. III. New Hebrides Islands Region. Bull.
- Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 48: 1-18.
- SANTÔ (T.) 1970b Regional Study on the Characteristic Seismicity of the world. Part. IV. New Britain Island Region. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 48: 127-143.
- SANTÔ (T.) 1970c Regional Study on the Characteristic Seismicity of the world. Part V. Bonin-Mariana Islands Region. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo, Univ., 48: 363-379. SANTÔ (T.) – 1970d – Regional Study on the Characteristic Seismicity of the world. Part VI. Columbia, Rumania and South Sandwich
- Islands. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 48: 1089-1105.
- SANTÔ (T.) 1970 Regional Variation of the Passive Detectability of Earthquakes in the world. Bull. Earthq. Res. Int., Tokyo Univ., 48: 1107-1119
- SANTOS (G. G.) and WAINERDI (R. E.) 1969 Notes on the 1965 Taal Volcanic Eruptions. Bull. Volcan., 33-2, p. 503.
- SAVAGE (J. C.) 1971 A theory of creep waves propagating along a transform fault. J. Geophys. Res., 76, 8: 1954-1966. SAVARENSKY (E. F.) 1968 On the prediction of earthquakes. *Tectonophysics*, 6 (1): 17-27. SCHEINMANN (Yu. M.) 1967 Magma and Tectonic Processes of depths. *Tectonophysics.*, 5 (5): 427-439.

- SCHEINMANN (Yu. M.) 1967 Inagina and receive of the Upper Parts of the Mantle under Geosynchines and Island Arcs. Am. Geophys. Union. Geophys. Mono., nº 12 (The crust and upper mantle of the Pacific Area): 466-472.
   SCHEINMANN (Yu. M.) 1970 Conditions for magma formation. IZV., Earth. Physic., nº 5: 31-50.
   SHAPIRO (V. A.) 1966 The seismomagnetic effect. IZV., Earth Physics, nº 8: 61-73.

- SCHOLZ (Ch.) 1970 The role of microfracturing in rock deformation. Second International Congress of Rock Mechanics, Belgrade. SHEPHERD (J. B.), TOMBLIN (J. F.) and WOO (D. A.) - 1971 - Volcano-Seismic Crisis in Montserrat, West Indies, 1966-1967. Bull. Volcan., 35-1: 143-163.
- SHIMOZURU (D.) 1960 Etude séismologique du volcan Nyiragongo. Bull. Acad. roy. des Sci. Outre-Mer., 6-3: 464-482 et Centre Nat. Volcan., (Belgique). Publ. 4.
- SHIMOZURU (D.) et BERG (Ed.) 1961 Seismological Study of the Nyiragongo volcano. Bull. Acad. roy. des Sci. Outre-Mer. Bruxelles: 686-712. Centre Nat. Volcan., (Belgique). Publ., 17.
- SHIMOZURU (D.) 1963a Geophysical evidences for suggesting the existence of molten pockets in the earth's upper mantle. Bull. Volcan., 26: 181-195.
- SHIMOZURU (D.) 1963b The low velocity zone and temperature distribution in the Upper Mantle of the Earth. J. Phys. of the Earth, 11-1: 19-24.
- SHIMOZURU (D.) 1963c On the Possibility of the Existence of the Molten Portion in the Upper Mantle of the Earth. J. Phys. of the Earth. 11-2: 49-55.
- SHIMOZURU (D.) 1964 A Model for the Upper Mantle, with Special Reference to the origin of Rock Magma. Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo, 42: 465-477.
- SHIMOZURU (D.) 1968 Discussion on the Energy Partition of Volcanic Eruption. Bull. Volcan., 32-2: 383-394.
- SHIMOZURU (D.) 1971 A seismological approach to the prediction of Volcanic eruptions. In: Surveillance and Prediction of Volcanic Activity. UNESCO, Earth Sci. Mono, 8, Paris: 19-45.
- SMITHSONIAN Institution, Center for Short-Lived Phenomena, Cambridge, Massachusetts (1967-1974). Events reports. Annual reports : 1968, 1969, 1970, 1971, 1972.
- STEINBERG (G. S.) and ZUBIN (M. J.) 1965 Geological Structure of the Avachinsky group of Volcanoes according to the geophysical Data. Bull. Volcan., 28: 169-176.
- STEINBERG (G. S.) and RIVOSH (L. A.) 1965 Geophysical study of the Kamchatka Volcanoes. J. Geophys. Res., 70 (14): 3341-3369.
- SUGIMURA (A.) 1960 Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. 2, vol. 12: 133-153.
- SUGIMURA (A.) 1961 Regional variations of the K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratios of volcanic rocks in Japan and its environs. J. Geol. Soc. Japan, 67: 292-300.
- SUGIMURA (A.) ~ 1966 Complementary distributions of epicenters of mantle earthquakes and of foci of volcanoes in inland arcs. Zisin, 19, nº 2: 96-107.
- SUGIMURA (A.) 1967 Chemistry of Volcanic Rocks and Seismicity of the Earth's Mantle in the Island Arcs. Bull. Volcan., 30: 319-334.
- SUGIMURA (A.), MATSUDA (T.), CHINZEI (K.) and NAKAMURA (K.) 1963 Quantitative distribution of late cenozoic volcanic materials in Japan. Bull. Volcan., 26: 125-140.
- SUGIMURA (A.) and UYEDA (S.) 1973 Island Arcs. Developments in Geotectonics, 5. Elsevier Scientific Publishing Company.
- SYKES (L. R.) 1964 Deep-Focus Earthquakes in the New Hebrides Region. J. Geophys. Res., 69: 5353-5355.
- SYKES (L. R.) 1966 The seismicity and deep structure of island arcs. J. Geophys. Res., 71 (12): 2981-3006.
- SYKES (L. R.) 1971 Aftershock zones of great earthquakes, Seismicity Gaps and Earthquake prediction for Alaska and the Aleutians. J. Geophys. Res., 76 (32): 8021-8041.
   SYKES (L. R.), ISACKS (B. L.) and OLIVER (J.) 1969 Spatial distribution of deep and shallow earthquakes of small magnitudes
- in the Fiji-Tonga Region. Bull. Seism. Soc. Amer., 59 (3): 1093-1113.

- TANGUY (J. C.) 1966 Contribution à la Pétrographie de l'Etna (laves historiques et affleurements pré-etnéens). (Avec chronologie complète des éruptions.) Thèse 3<sup>e</sup> cycle. Laboratoire de Pétrographie de la Fac. Sci. Paris.
- TANGUY (J. C.) 1968 Relations entre les structures pétrographiques de quelques laves de l'Etna et les conditions vulcanologiques de leur mise en place. Bull. Volcan., 32-1: 177-187.
- TANGUY (J. C.) et BIQUAND (D.) 1967 Quelques propriétés physiques du magma actuel de l'Etna. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 264: 699-702
- TARAKANOV (R. Z.) and LEVIY (N. V.) 1968 A model for the upper mantle with several channels of low velocity and strength. In Geoph. Mono. Series, nº 12: The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area. TAYLOR (G. A.) - 1956 - Review of volcanic activity in the Territory of Papua — New Guinea, the Solomon and New Hebrides
- Islands: 1951-1953. Bull. Volcan., 18 p.
- TAYLOR (G. A.) 1958a Notes on the current eruption of Manam Volcano. Bur. Miner. Resour. Aust. Rec., 1958/67: 6 p.
- TAYLOR (G. A.) 1958b The 1951 eruption of Mount Lamington, Papua. Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust. 38: 117 p. TAYLOR (G. A.) 1960 An experiment in Volcanic Prediction. Bur. Miner. Resour. Aust. Rec., 1960/74: 18 p. Unpubl.
- TAYLOR (G. A.) 1963 Seismic and tilt phenomena preceding a Pelean type eruption from a basaltic volcano. Bull. Volcan., 26: 5-12.
- TAYLOR (G. A.), BEST (J. G.) and REYNOLDS (M. A.) 1957 Eruptive activity and associated phenomena, Langila volcano, New Britain. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust. Rep. 26: 53 p. TAZIEFF (H.) – 1963 – Il vulcano Tinakula. Atti Soc. Toscana Sci. Nat. Pisa, Proc. Verbali Mem., sér. B, 70 (4): 443-452.
- TAZIEFF (H.) 1964 Le volcanisme et les indices de mobilité du manteau terrestre. Science Progrès, La Nature, Dunod Ed., nº 3351: 259-266.
- TAZIEFF (H.) 1966 Volcano Survey. Earth. Sci. Rev., 1: 299-335.
- TAZIEFF (H.) 1967 Le grand péril des volcans éteints. *Impact*, 17, nº 2: 143-157. TOKAREV (P. I.) 1963 On a possibility of forecasting of Bezymianny volcano eruptions according to seismic data. *Bull. Volcan.*, 26: 379-386.
- TOKAREV (P. J.) 1967 The giant eruption of the Sheveluch volcano on November 12, 1964 and its forerunners. I.Z.V., Earth Physics, nº 9: 11-22.
- TOKAREV (P. I.) 1970 On the Focal Layer, Seismicity and Volcanicity of the Kurile-Kamchatka Zone. I.Z.V. Physics, nº 3: 15-30. TOKAREV (P. I.) - 1971a - On the Focal Layer, Seismicity and Volcanicity of the Kurile-Kamchatka Zone. Bull. Volcan., 35-1: 230-242.
- TOKAREV (P. I.) 1971b Forecasting Volcanic Eruptions from Seismic Data. Bull. Volcan., 35-1: 243-250.
- TONANI (F.) 1972 Concepts and techniques for the geochemical forecasting of volcanic eruptions. In: Surveillance and prediction of volcanic activity. UNESCO, Earth Sci. Mono, 8. Paris: 145-166.
- TURNER (H. H.) 1924 On a 4-year periodicity in the frequency of earthquakes. Mon. Not. R. astr. Soc. geophys. Suppl. V., 1: 105-120.
- UFFEN (R. J.) On the Origin of Rock Magma. J. Geoph. Res., 64-1: 117-122.
- UFFEN (R. J.) and JESSOP (A. M.) 1963 The stress release hypothesis of magma formation. Bull. Volcan., 26: 57-66.
- UNESCO Résumé annuel d'informations sur les catastrophes naturelles. Tremblements de terre. Préparé par J. P. Rothé. U. S. Coast and geodetic Survey, Washington D.C. Preliminary determinations of Epicenters, 1926-1973.

- Ursu (T.) 1969 Time and Space Distribution of Deep Earthquakes in Japan. J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., sér. 7 (Geophys.) 3: 117-128.

- UTSU (T.) 1969 Aftershocks and Earthquake statistics. J. Fac. Sci., Hokkaido University, Japan, sér. 7, vol. 3 (3): 183-195. UTSU (T.) 1970 Aftershocks and Earthquake statistics. J. Fac. Sci., Hokkaido University, Japan, sér. 7, vol. 3 (4): 198-266. UTSU (T.) 1971 Aftershocks and Earthquake statistics. J. Fac. Sci., Hokkaido University, Japan, sér. 7, vol. 3 (5): 379-441.
- UTSU (T.) 1972 Aftershocks and Earthquake statistics. J. Fac. Sci., Hokkaido University, Japan, ser. 7, vol. 4 (1): 1-41.
- UTSU (T.) 1971 Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region. Rev. Geophys. and Spoce Physics, 9 (4): 839-890. VENING MEINESZ (F. A.) – 1964 – The earth's crust and mantle. Developments in Solid Earth Geophysics. Elsevier Publishing
- Company: p. 124. VERE-JONES (D.), TURNOVSKY (S.) and EIBY (G.) 1964 A statistical survey of Earthquakes in the main seismic region of New-Zealand. Part 1 Time trends in the pattern of recorded activity. N. Z. J. Geol. Geophys., 7-4: 722-744.
- VERE-JONES (D.) and DAVIES (R. B.) 1966 A statistical survey of earthquakes in the main seismic region of New Zealand. Part 2 Time series analyses. N. Z. J. Geol. Geophys., 9-3: 251-284.
- VILLARI (L.) 1970 Endogenous Domes. Encycl. of Earth Sci., vol. 5. Rhodes W. Fairbridge, editor.
- VINCENT (P. M.) 1963 Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). Mém. Bur, Rech. Géol. mín., nº 23, 307 p. VINCENT (P. M.) – 1973 – Volcanologie et volcans. In: Encyclopédie Internationale des Sciences et des Techniques. Presses de la Cité.
- Vol. 10: 997-1005.
- VIRAMONTE (J. G.) and DI SCALA (L.) 1970 Summary of the 1968 Eruption of Cerro Negro, Nicaragua. Bull. Volcan., 34-1: 347-351
- VLODAVETZ (V. I.) 1959a On the underground structure of some volcanoes on Kamchatka. Bull. Volcan., 20: 113-120.
- VLODAVETZ (V. I.) and PHP (B.I.) 1959b Catalogue of the active volcanoes of the world. Part. 8: Kamchatka and Continental areas of Asia. Int. Volcan. Ass., Napoli: 110 p.
- VOLCANOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN and International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. 1961-1971 – Bulletins of volcanic eruptions, nos 1-11. WADATI (K.) and IWAI (Y.) – 1953 – The minute investigation of seismicity in Japan. 1. Geophys. Mag., 25: 167-173.
- WADATI (K.) and IWAI (Y.) 1956 The minute investigation of seismicity in Japan. 2. Geophys. Mag., 27: 11-15.

- WADATI (K.) and TAKAHASHI (M.) 1965 Seismic activity under volcanic areas. Japan Acad. Proc. 41, nº 10: 938-942. WALKER (C. T.) and DENNIS (J. G.) 1966 Explosive Phase transitions in the Earth's Mantle. Nature, vol. 209, nº 5019: 182-183. WARD (P. L.) and MATUMOTO (T.) 1967 A summary of volcanic and Seismic Activity on Katmai National Monument, Alaska.
- Bull. Volcan., 31: 107-129. WARDEN (A. J.) 1967a The 1963-65 Eruption of Lopevi Volcano (New Hebrides). Bull. Volcan., 30: 277-318.
- WARDEN (A. J.) 1967b The Geology of the Central Islands. New Hebrides Condominium, Geol. Surv. Rept. 5: 1-108.

WARDEN (A. J.) - 1970 - Development of Aoba caldera volcano, New Hebrides. Bull. Volcan., 34: 107-140.

WARDEN (A. J.) - 1963, 1964, 1965, 1966, 1967, 1968 - Volcanic Activity. In: Annual reports of the geological Survey of New Hebrides Anglo-French Condominium for the years 1963, 1964, 1965, 1966.

WATANABE (H.) – 1964 – On the sequence of earthquakes. Special contributions. *Geophys. Inst.*, Kyoto Univ., 4: 153-192. WILKINSON (P) – 1969 – Chemical comparison of New Hebrides with other Pacific volcanism. *Proc. geol. Soc.* London, 1662: 51-55.

WILLIAMS (C. E. F.) and CURTIS (R.) - 1965 - The Eruption of Lopevi, New Hebrides, July 1960. Bull. Volcan., 27: 423-433.

WILLIAMS (C. E. F.) and WARDEN (Á. J.) - 1964 - Progress report of the Geological Survey for the period 1959-1962. New Hebrides Anglo-French Condominium. Published by British Service, New Hebrides. New Hebrides geol. Surv. 1: 1-75. WILLMORE (P. L.) – 1952 – The Earthquake Series in St Kitts — Nevis, 1950-1951. Nature, 195:770-772.

WILLMORE (P. L.) and CONNEL (D. V.) - 1963 - A new short-period seismometer for field and observatory use. Bull. Seism. Soc. Amer., 53 (4): 835-844.

Wood (H. O.) - 1915 - The seismic prelude to the 1914 eruption of Mauna Loa. Bull. Seism. Soc. Amer., 5, 1: 39-50.

Wobb (H. 0.) - 1913 - The setsine pieude to the 1914 eluption of Malina Loa. Batt. Setsi. Soc. Meet., 9, 11: 59-50.
YAMAGUTI (S.) - 1933 - Time and space distribution of earthquakes in Japan. Bull. Earthq. Res. Inst., 11: 500-509.
YAMAGUTI (S.) - 1937 - World distribution of "deep" earthquakes. Bull. Earthq. Res. Inst., 15: 170-178.
WYLLIE (P. J.) - 1973 - Experimental Petrology and Global Tectonics. A preview. Tectonophysics, 17: 189-209.
YASUI (Y.) - 1963 - Summary of Forecasting the Explosion of Volcano Sakurajima. Geoph. Mag., 31, nº 3: 491-504.
YOKOYAMA (I.) - 1956 - Energetics in active volcances. 1st paper. (Activities of volcano Mihara, Ooshima Island during the period 1953-54). Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 34: 185-195.

YOKOYAMA (I.) - 1957a - Energetics in active volcanoes. 2nd paper. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 35: 75-97.

YOKOYAMA (I.) – 1957b – Energetics in active volcances. 3rd paper. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 35: 99-107. YOKOYAMA (I.) – 1964 – Seismometrical Observation of the 1962 Eruption of Volcano Tokati, Hokkaido, Japan. Bull. Volcan., 27: 217-223.

YOKOYAMA (I.) - 1972 - Gravimetric, magnetic and electrical methods in the surveillance and prediction of volcanic activity. UNESCO, Earth Sci. Mono., 8, Paris: 75-101.

ZEN (M. T.) and HADIKUSUMO (D.) - 1964 -- Preliminary report on the 1963 eruption of Mt Agung in Bali (Indonesia). Bull. Volcan., 27: 269-299.

ZEN (M. T.) and HADIKUSUMO (D.) - 1965 - The Future Danger of Mt Kelut (Eastern Java — Indonesia). Bull. Volcan., 28: 275-

282, 3 pl. ZOBIN (V. M.) - 1970 – The mechanism of the volcanic earthquakes connected with the eruption of the volcano Sheveluch in November 1964. I.Z.V. Earth Physics, nº 3: 31-36.

ZOBIN (V. M.) - 1971a - Mechanism of Volcanic Earthquakes of the Sheveluch Volcano, Kamchatka. Bull. Volcan., 35-1: 225-229. ZOBIN (V. M.) - 1971b - Focal mechanism of the volcanic earthquakes of the Miake-Sima volcano (Japan). I.Z.V. Earth Physics, nº 5: 91-98.

ZOBIN (V. M.) - 1972 - Focal Mechanism of Volcanic Earthquakes. Bull. Volcan., 36-4: 561-571.

FABRICATION - COORDINATION Hélène DARDENNE