



## LE VOLCANISME ET LA SISMICITÉ

### L'ORIGINE DES ÎLES

La linéarité des chaînes insulaires dans le Pacifique a été mentionnée par Wegener en 1915, mais c'est seulement en 1963 que les datations des laves des îles océaniques ont conduit Wilson à établir les bases de ce qui allait devenir la théorie des "Points Chauds", développée plus tard par Morgan avec la notion de "Panache". Ce modèle simple et universel admet le défilement de la plaque lithosphérique au-dessus d'une source magmatique, un "Panache" relativement ponctuel fixé dans le manteau. Il s'ensuit la construction d'édifices volcaniques, plus ou moins régulièrement espacés, plus jeunes que la croûte qui les supporte et d'âge croissant dans le même sens que le mouvement de la plaque. Ce concept fondamental associé au phénomène de subsidence, proposé par Darwin dès 1842, est toujours d'actualité. Mais on sait maintenant qu'il existe une grande diversité de panaches magmatiques dont les volcans sont les manifestations à la surface de la terre. Aménagements et compléments, dans le cadre de cette simple théorie, sont donc nécessaires pour rendre compte de cette diversité.

L'exemple le plus remarquable de point chaud intra-océanique est celui de Hawaï qui a donné naissance à l'archipel du même nom s'étendant sur près de 4 000 km dans le Pacifique Nord. Il se prolonge par la chaîne sous-marine de l'Empereur, presque aussi longue, qui disparaît dans la fosse à l'extrémité ouest des Aléoutiennes. Ces deux chaînes, qui font un angle de 120°, matérialisent le changement de pôle de rotation de la plaque Pacifique, et celui de la direction absolue de déplacement intervenu il y a 43 millions d'années. Elles témoignent aussi de la permanence et de l'exceptionnelle régularité de l'activité du point chaud de Hawaï.

Situés sur la même plaque, les alignements volcaniques du Pacifique Central Sud sont donc parallèles à celui de Hawaï. L'archipel de la Société est le mieux connu et le plus proche du modèle hawaïen, si l'on excepte sa longueur apparente limitée à 500 km. Le complexe volcanique de Mehetia, qui comprend au moins quatre volcans actifs principaux, matérialise en surface le point chaud, et les appareils sont d'autant plus anciens que l'on s'éloigne de cette zone en allant vers le nord-ouest. De Mehetia à Tupai, en passant par Tahiti, cet archipel montre bien l'évolution d'un volcan actif jusqu'à l'atoll. La disparition finale de l'édifice sous l'océan résulte de plusieurs effets cumulatifs. En premier lieu, l'érosion, considérable sous le climat tropical. En second lieu, les phénomènes de subsidence proprement dit. On constate une flexion de la lithosphère sous la charge de l'édifice volcanique avec, pour les volcans de grande dimension comme Tahiti, un effet de poinçonnage visco-élastique de la croûte, auquel s'ajoute un tassement, un réajustement des différentes coulées de lave superposées. Une autre raison de la diminution d'altitude du volcan tient à la disparition progressive du bombement des fonds marins au niveau du point chaud, traduisant en surface la présence d'une région chaude en ascension dans le manteau. Enfin, la profondeur des océans croissant avec l'âge de la lithosphère, celle-ci augmente dans la direction du déplacement de la plaque.

Indépendamment du gonflement de la plaque lithosphérique au niveau du point chaud, il faut signaler un bombement de vaste dimension qui engloberait les points chauds du Pacifique Central Sud (Macdonald, Pitcairn, Société, Marquises) où les fonds océaniques sont inférieurs de 250 à 750 m à ceux des plaques lithosphériques de mêmes âges du Pacifique Nord et de l'Atlantique. Ce "Super Bombement" pourrait avoir pour origine un réchauffement du manteau asthénosphérique dû à une concentration élevée de matériaux continentaux détritiques recyclés.

Les vitesses d'abaissement de l'édifice sont rapides au début, plus lentes ensuite: le prolongement de la pente des planètes de Tahiti, reste de la structure originale du volcan, conduit à une montagne de 3 000 mètres. Huit cents mètres de cette montagne ont donc disparu en 1 million d'années environ, alors que se creusaient de profondes vallées. De même, il y a environ 10 millions d'années, probablement après une première période d'érosion, Moruroa était une île haute de 600 m d'altitude, alors qu'actuellement le toit du volcan se trouve à 180 m sous la surface de l'atoll. Enfin, à Rangiroa, des mesures récentes situent le substratum basalitique, qui aurait au moins 52 Ma, à une profondeur de l'ordre de 2 000 mètres.

La flexion de la lithosphère sous la charge des édifices volcaniques est une des causes les plus importantes de la subsidence. C'est ainsi que Maui, volcan des îles Hawaï d'âge et de dimensions comparables à ceux de Tahiti, se serait affaissé de 5 km en son centre, à une vitesse moyenne de 5 mm par an. Mais là s'arrête la comparaison, car le contexte est différent de celui de l'archipel de la Société.

Sous certaines conditions, la vitesse de croissance des récifs coralliens est suffisante pour compenser l'enfoncement des édifices volcaniques. La formation de l'atoll se fait donc progressivement par développement du récif bioconstruit et comblement sédimentaire du lagon de plus en plus vaste. Aux îles du Vent et Sous-le-Vent, l'évolution de la largeur des lagons du sud-est vers le nord-ouest, pour des volcans de dimensions comparables, illustre bien la subsidence des édifices. Au niveau du point chaud, le volcan actif Mehetia dont les épanchements de lave sont actuellement sous-marins, possède en certains endroits une amorce de récif frangeant. Plus loin, le lagon de Moorea, très régulier, fait en moyenne un peu moins de 1 km de large. Celui de Raiatea et Tahaa est beaucoup plus vaste (plus de 2 km). À Bora Bora et surtout à Maupiti, ne subsiste qu'un gros rocher au centre d'un immense lagon. Enfin, Tupai est un atoll.

On observe cependant que le lagon de Tahiti, assez irrégulier du fait de mouvements récents de l'édifice qui paraît s'être enfoncé vers le nord-est, est plus vaste que celui de Moorea. L'âge des îles allant croissant vers le nord-ouest, il y a donc là contradiction. De fait, la grande largeur des lagons de Tahiti et de la presqu'île de Tiarapu reflète l'enfoncement plus rapide de montagnes de grandes dimensions qui chargent la plaque lithosphérique d'un poids considérable.

Le comportement élastique de la lithosphère a pour conséquence l'élévation de 80 m de l'atoll de Makatea. La lithosphère fléchit sous la masse considérable de Tahiti (montagne de plus de 6 000 mètres de haut si l'on prend comme référence les fonds océaniques) et de la presqu'île, provoquant une élévation des fonds à sa périphérie. Makatea se trouve à la distance (dépendante des paramètres de rigidité de la plaque) où ce mouvement positif est maximal, mais cet effet, couplé à celui de Mehetia, édifice très jeune, est encore sensible à Anaa, Niau, Mataiva et sur la côte sud de Rangiroa. Proche de Tahiti, l'atoll de Tetiaroa aurait, au contraire, subi un enfoncement.

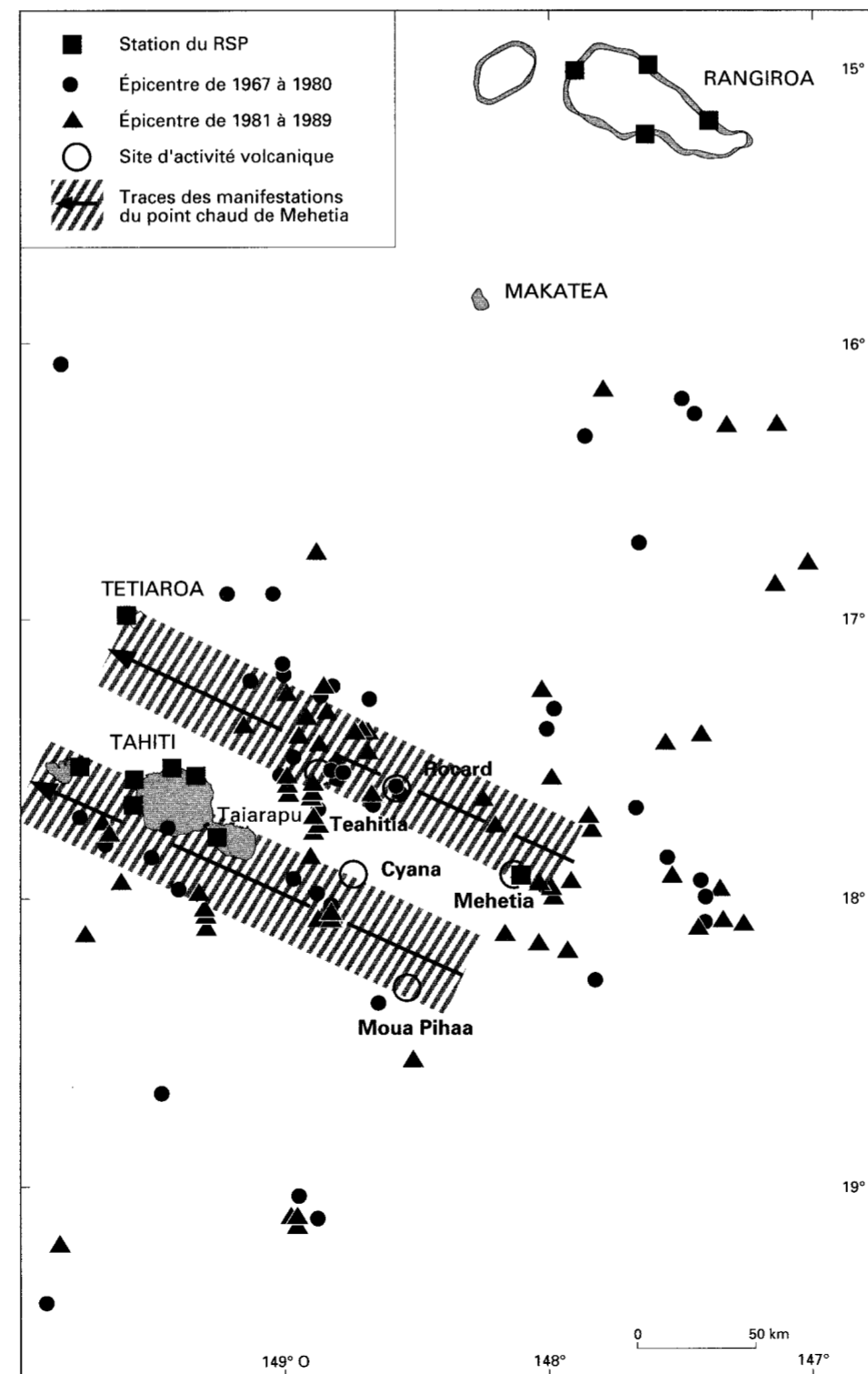


Fig. 1: Principaux épicentres des séismes de la région de Tahiti-Mehetia pour la période de 1967 à 1989, indépendamment des crises proprement volcaniques

On a matérialisé, sur la Figure 1, l'azimut du mouvement absolu de la plaque. On remarque que, si Moua Pihaa est bien aligné avec les îles de Tahiti, de Moorea et la presqu'île de Tiarapu, les trois autres volcans actifs de la région sont nettement plus au nord. Le point chaud de Mehetia se manifesterait donc par deux traces de volcanisme, la trace nord comprenant Mehetia, Rocard et Teahitia étant actuellement la plus active. Elle se prolongerait par l'atoll de Tetiaroa qui, vraisemblablement un peu plus ancien que Tahiti, pourrait être un membre mort-né de la même famille ayant subi une subsidence rapide par flexion de la lithosphère suivant le mécanisme que l'on vient d'évoquer. Ces édifices décalés ou structures en échelon, se retrouvent aux îles Marquises et à Hawaï.

D'après les relevés par SEABEAM effectués par les navires océanographiques JEAN CHARCOT et SONNE, le complexe volcanique du point chaud de Mehetia comprendrait une trentaine d'édifices volcaniques sous-marins de 300 à 2 100 m de haut, auxquels il faut ajouter l'île de Mehetia qui s'élève à 400 m. Ces édifices sont construits sur un bombement de la croûte océanique d'environ 150 km de diamètre, dont le sommet est à 3 600 - 3 900 m de profondeur. Cette structure est voilée d'une fine couche de sédiments pélagiques (inférieure à 50 cm), alors qu'au-delà de ses limites, la croûte ancienne (65 Ma) est recouverte d'une épaisseur de sédiments supérieure à 20 m par des profondeurs de 4 000 à 4 200 m. Les bombements qui matérialisent, en surface, la déformation de la plaque lithosphérique sous l'effet de panaches de matériaux chauds, sont habituellement reconnus à la verticale des points chauds.

Bon nombre des volcans de la zone sont actifs et parfois même simultanément, comme dans la région du Teahitia. Le volcanisme s'exprime donc actuellement par une multitude de bouches. La dispersion de l'activité donne à penser que les conduits magmatiques principaux devant alimenter le prochain volcan majeur de la chaîne ne sont pas encore stabilisés et que l'on assiste à la période transitoire de construction de la base d'une nouvelle île.

Déduit des datations de roches prélevées sur les neuf îles hautes de l'alignement, le taux de migration du volcanisme qui, puisque la source magmatique est fixe, représenterait la vitesse de déplacement de la plaque Pacifique vers l'ouest - nord-ouest, serait d'environ 11 cm par an.

La théorie des points chauds implique, pour les plaques à grande vitesse d'expansion, une croissance rapide de l'édifice volcanique.

On sait que les volcans hawaïens s'édifient en quatre grandes étapes:

- une phase pré-bouclier produit des laves alcalines jusqu'à un taux moyen annuel de  $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ , durant environ 0,25 Ma;
- une phase bouclier émet des laves tholéitiques au rythme de  $8 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{an}$  entre 0,25 et 0,75 Ma;
- une phase post-caldeira produit des laves alcalines jusqu'à  $2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$  entre 0,75 et 1,1 Ma;
- enfin, une phase post-érosionnelle produit des laves alcalines jusqu'à  $10^6 \text{ m}^3/\text{an}$  sur une période de 2,5 à 4,5 Ma, après un repos de l'ordre de 1,5 Ma.

Ce modèle est-il extrapolable à l'archipel de la Société? Ce n'est pas certain, car on ne retrouve qu'imparfaitement les produits émis lors de la seconde étape, vraisemblablement masqués par les séries plus récentes, à Tahiti notamment.

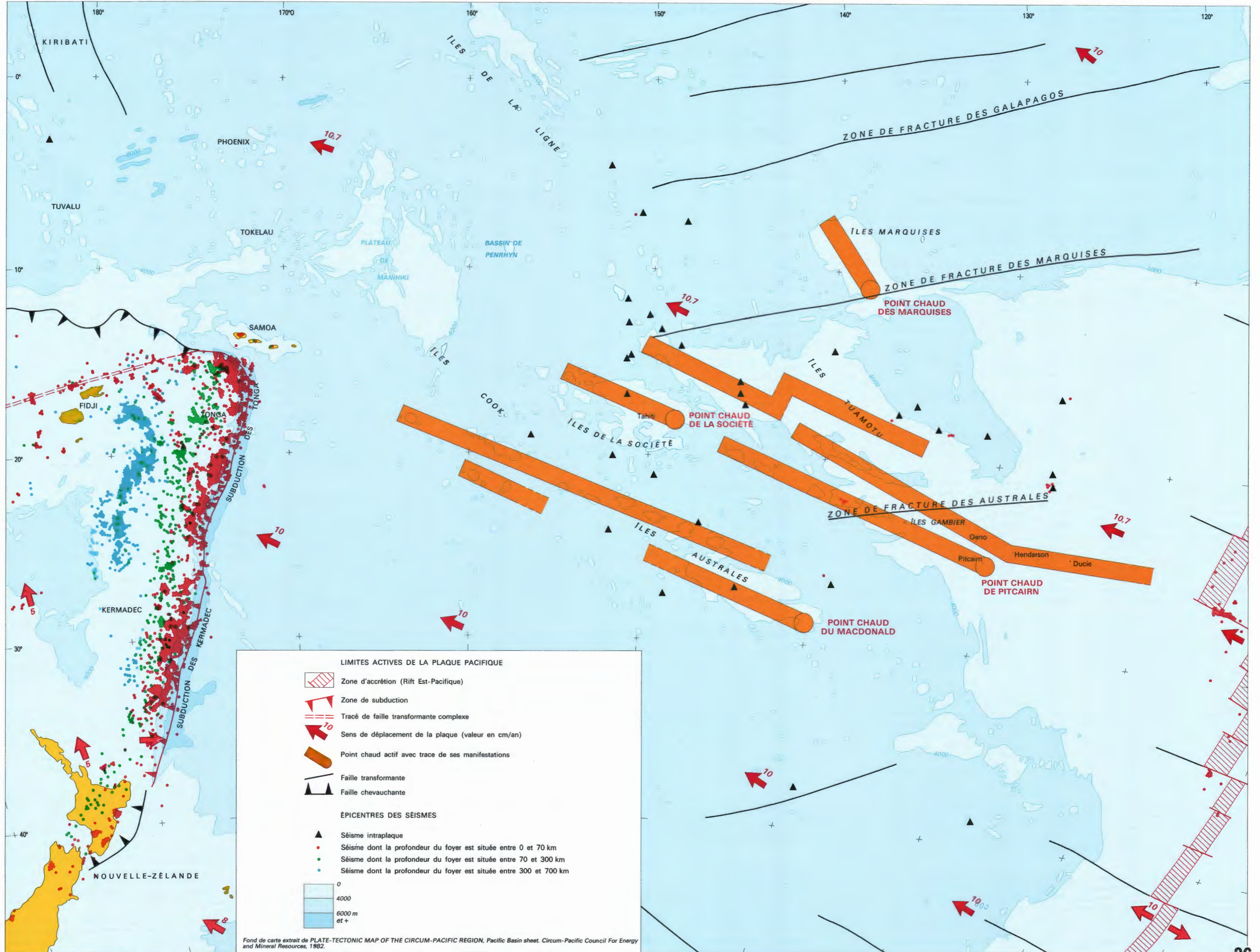
La croissance rapide des volcans ne fait cependant pas de doute. Ils apparaissent à la surface de l'océan tout au plus en quelques centaines de milliers d'années (Mehetia), et l'âge des petits édifices encore sous-marins: Rocard, Teahitia et a fortiori les très petits cônes volcaniques du secteur nord de ce volcan doit s'estimer en dizaines de milliers d'années.

Un alignement, peu connu mais satisfaisant pourtant très bien à la théorie des points chauds, est celui constitué des îles Pitcairn, Gambier, Fangataufa, Moruroa, Tematangi, Nukuteipi et Hereheretue. Dans le prolongement est - sud-est de l'archipel de la Société, ces différentes îles sont orientées parallèlement à la direction du déplacement de la plaque. La vitesse de migration à partir de la source magmatique dont l'actuelle manifestation se situe à environ 80 km à l'est - sud-est de Pitcairn (2 édifices culminant à 50 et 400 m sous l'océan), serait, comme ailleurs, d'environ 11 cm par an, identique à celle du point chaud de Mehetia. Il faut remarquer que la plaque qui supporte l'archipel de la Société a transité au-dessus du point chaud de Pitcairn avant d'atteindre celui de Mehetia. Elle a donc subi un réchauffement et un rajeunissement entraînant une diminution d'épaisseur et d'élasticité.

L'alignement des îles Marquises n'est pas parallèle à la direction de déplacement de la plaque et il semblerait que la vitesse de migration du volcanisme, déduite des datations par K/Ar (Potassium/Argon), soit plus faible que celle qu'elle devrait avoir au voisinage de l'équateur de rotation de cette plaque. Ceci est en accord avec une migration vers l'ouest du point chaud des Marquises, de quelques centimètres par an, au cours des cinq derniers millions d'années. L'instabilité de la source magmatique peut aussi expliquer la dispersion des îles. La grande fracture transformante fossile des Marquises, qui limite l'archipel au sud-est, peut constituer une zone de faiblesse facilitant les intrusions magmatiques. Il est donc possible qu'elle ne soit pas étrangère au déplacement des manifestations en surface du panache profond. Le fait qu'aucune manifestation contemporaine connue ne matérialise ce point chaud ne prouve pas qu'il soit inactif. De même que Pitcairn, cette zone est éloignée de toute station sismique, et des éruptions se produisant à plus de 700 m sous l'océan sont silencieuses et invisibles à la surface.

L'alignement des îles Australes et Cook est exemplaire quant à sa non conformité au modèle simple de point chaud. En premier lieu, les éléments de la chaîne sont répartis suivant deux axes distincts, parallèles et décalés de 250 km. Celui du nord va du Banc Président Thiers à Palmerston, avec les îles de Raivavae, Tubuai, Rurutu, etc., celui du sud, discontinu, du Macdonald à Rarotonga, avec les îles de Rapa, Mangaia. En second lieu, la relation âge/distance est souvent mise en défaut (Rarotonga - Rurutu). En troisième lieu, il y a des périodes prolongées d'activité ou de réactivation du volcanisme. Enfin, on note de forts gradients isotopiques et des variations rapides de la réponse mécanique de la plaque au poids des édifices.





**LIMITES ACTIVES DE LA PLAQUE PACIFIQUE**

- Zone d'accrétion (Rift Est-Pacifique)
- Zone de subduction
- Tracé de faille transformante complexe
- Sens de déplacement de la plaque (valeur en cm/an)
- Point chaud actif avec trace de ses manifestations
- Faille transformante
- Faille chevauchante

**ÉPICENTRES DES SÉISMES**

- Séisme intraplaque
- Séisme dont la profondeur du foyer est située entre 0 et 70 km
- Séisme dont la profondeur du foyer est située entre 70 et 300 km
- Séisme dont la profondeur du foyer est située entre 300 et 700 km

**ÉCHELLE DE PROFONDEUR**

- 0
- 4000 m
- 6000 m et +

Fond de carte extrait de PLATE-TECTONIC MAP OF THE CIRCUM-PACIFIC REGION, Pacific Basin sheet. Circum-Pacific Council For Energy and Mineral Resources, 1982.



Toutes ces anomalies impliquent des processus de nature chimique, thermique et mécanique, différents pour des groupes d’îles tels que Macdonald –Rapa d’une part et Rurutu –Tubuai d’autre part. On est alors tenté d’admettre au moins deux sources magmatiques: Macdonald pour l’alignement sud, l’alignement nord pouvant se prolonger loin dans le Pacifique Sud, ce que les cartes bathymétriques, très incomplètes, ne peuvent montrer. L’aspect discontinu de ces chaînes peut résulter également d’une lacune d’observation mais aussi de longues périodes d’inactivité des points chauds. Enfin, pour certaines îles, il faut admettre une constante de l’activité magmatique sur de très longues périodes (Raivavae) ou un volcanisme post-érosion particulièrement important. Mais à elles seules, ces différentes hypothèses ne suffisent pas à expliquer la complexité de la chaîne Australes – Cook et, dans ces conditions, il peut paraître osé de proposer une vitesse moyenne de migration des édifices. Néanmoins, une sélection rigoureuse des datations conduit, là encore, à une vitesse d’environ 11 cm par an.

Comprenant quelque 77 îles, uniquement des atolls, l’archipel des Tuamotu est le plus étendu des archipels polynésiens. Structuralement on peut le décomposer en plusieurs entités:

- les 8 petits atolls de l’alignement sud relèvent du système Pitcairn – Gambier.

- un groupe d’atolls, limité par de grands fonds, va du Banc de la Minerve à Hao en passant par les îles de Marutea et Tureia et se poursuit à l’est – sud-est par des monts sous-marins, les petits atolls de Oeno, Henderson, Ducie et le mont sous-marin Crought.

- enfin, un plateau situé à 1 500 - 2 000 m de profondeur, scindé en deux segments, termine l’archipel vers le nord-ouest; la partie ouest, de Mataïva à Marokau, supporte la série des grands atolls dont Rangiroa et Fakarava sont les plus importants; la partie est, de Fangatau à Reao, présente peu d’îles émergées. Vient s’ajouter la portion de plateau orientée sud-ouest – nord-est, joignant les deux segments, qui comporte les atolls de Raroïa et Takume. Tous les édifices et le plateau sont isostatiquement compensés (égalisation du champ de pesanteur par équilibrage des masses) alors que les îles des deux alignements plus au sud ne le sont pas, ou très partiellement. On peut en déduire que les premiers sont anciens et/ou se sont établis sur une lithosphère jeune, alors que les seconds se sont construits plus récemment sur une lithosphère déjà âgée.

Exception faite des forages effectués à Moruroa, les seules datations des structures profondes dont on dispose pour les îles Tuamotu concernent des sédiments obtenus par forage à 70 km au nord-est de Rangiroa, et des datations par K/Ar de basaltes dragués sur le bord du plateau, à l’ouest de Mataïva. Le volcanisme de Rangiroa remonterait au moins à 52 Ma et celui de Mataïva à 42-48 Ma seulement, l’âge des plaques étant respectivement de 59 et 62 Ma. Ainsi, plusieurs épisodes de volcanisme seraient impliqués dans la création des édifices sur les plateaux.

Les explications de la complexité de cette région tiennent notamment compte des interactions entre les sources magmatiques, les failles transformantes issues des dorsales, et le saut de dorsale lui-même, c’est-à-dire le passage rapide de la dorsale de Farallon à la dorsale actuelle du Pacifique Est. L’alignement Hao – Crought aurait pour origine un point chaud qui se situerait vers 28° S et 118° O, dont l’expression superficielle aurait été piégée, de Henderson à Crought, par une faille transformante située plus au nord. Ce qui explique la déviation de 15° du trajet de ces édifices volcaniques par rapport aux atolls situés à l’ouest. Suivant ce modèle, les âges présumés des édifices volcaniques et de la plaque, à leur niveau, seraient respectivement: 29 Ma et 45-50 Ma pour Hao, 23 et 36 Ma pour le groupe Actéon, 22 et 33 Ma pour Marutea, 16 et 27 Ma pour Oeno, 13 et 19 Ma pour Henderson, 8 et 14 Ma pour Ducie, 4 et 10 Ma pour le mont sous-marin Crought.

Le plateau des Tuamotu avec l’épaisseur anormalement élevée (30 km) de la croûte qui le caractérise serait, quant à lui, issu d’une source magmatique de vaste dimension située au niveau de la dorsale, source qui aurait aussi donné naissance à la ride de Nazca, symétrique du plateau des Tuamotu par rapport à la dorsale. Sa forme résulterait de la combinaison avec les failles transformantes et de la propagation de la dorsale vers l’est. La fin d’activité de la faille des Australes aurait marqué le début de la progresssion de cette dorsale et la fin de la construction du plateau proprement dit vers 36 Ma. L’extrémité est du plateau et de la faille se situe par 20° S et 131°5 O. La propagation de la dorsale se serait poursuivie pendant 11 Ma avant de stopper, le point chaud étant alors transféré sous la plaque Nazca pour donner naissance à ce qui deviendra l’alignement île de Pâques–Sala y Gomez, au sud-ouest de la ride Nazca. Stabilisée pendant 7 ou 8 Ma, la dorsale, jusque-là de Farallon, a “sauté” de 500 km vers l’ouest il y a 18 Ma pour donner le système d’expansion actuel, défini par la dorsale du Pacifique Est.

Ainsi, pas moins de 7 points chauds seraient à l’origine des archipels polynésiens, mais tous les aspects des alignements ne sont pas élucidés, notamment aux Australes –Cook et aux Tuamotu. Vers l’ouest – nord-ouest, les îles de la Ligne pourraient prolonger les Tuamotu de la même façon que la chaîne de l’Empereur prolonge Hawai. Mais ce n’est pas prouvé, et la prolongation des Australes –Cook par les Marshall l’est encore moins. On doit aussi mentionner l’hypothèse selon laquelle le point chaud des Marquises aurait donné naissance aux îles de la Ligne, avant de se déplacer vers l’est, à la vitesse de 2 cm par an, au cours des quarante derniers millions d’années.

En dehors des Marquises, pour lesquelles une migration du point chaud se dégage, une vitesse annuelle de déplacement de 10,7 cm de la plaque à son équateur de rotation au cours des cinq derniers millions d’années peut être retenue pour les archipels polynésiens. Les mesures directes effectuées ces dernières années par positionnement de satellites et mesures laser (notamment à Huahine par la NASA) ont confirmé les vitesses déduites des linéations magnétiques et des traces laissées à la surface de la terre par les panaches magmatiques immobiles dans le manteau.

## LA SISMICITÉ DU PACIFIQUE CENTRAL SUD

La concentration de la sismicité le long de lignes préférentielles, maintenant reconnues comme des dorsales océaniques et des zones de subduction, est à la base du développement de la théorie de la tectonique des plaques, dans les années 60. Dans ce cadre, située au centre de la vaste plaque Pacifique, à mi-distance entre la dorsale du Pacifique Est et la zone de subduction des Tonga, la Polynésie est à l’abri des cataclysmes que sont les grands tremblements de terre de la périphérie de cet océan. Longtemps ignorée, il existe cependant dans cette région une sismicité non négligeable. Elle reflète d’une part une activité volcanique dite de point chaud et d’autre part l’état des contraintes de la plaque. Cette catégorie de sismicité est qualifiée de “tectonique”.

### LA SISMICITÉ D’ORIGINE TECTONIQUE

Les séismes du Pacifique Central Sud sont faibles et rarement perçus par les stations sismiques lointaines. C’est donc le développement d’un réseau de stations sensibles en Polynésie (le Réseau Sismique Polynésien ou RSP), au début des années 60, qui a permis de la mettre en évidence. Le RSP est un réseau de large ouverture centré sur Tahiti et spécialement équipé pour fournir des caractéristiques de détection comparables aux meilleurs sites continentaux. Il comprend 21 stations, télémétrées pour la plupart, enregistrées en permanence sur disques optiques, avec détection, localisation et traitement en temps réel des données sismiques. Leur localisation sur les différents archipels polynésiens favorise la surveillance de la sismicité de tout le Pacifique Central Sud.

Les séismes d’origine tectonique sont répartis en une trentaine de zones distinctes, suivant deux alignements parallèles à la direction ouest – nord-ouest du déplacement de la plaque: Nord-Gambier, Tuamotu du Nord-Ouest et îles de la Ligne; un groupe au nord des îles Sous-le-Vent; enfin des épicentres dispersés sur tout l’alignement des Australes. Cette sismicité qui, bien que faible, reste importante pour un phénomène intraplaque, n’est pas corrélée avec les traits majeurs de la bathymétrie. Elle est indépendante des fractures orientées vers l’ouest – sud-ouest qui sont en fait des failles transformantes issues de la dorsale, maintenant fossile, de Farallon.

Trois zones de l’alignement nord déjà cité sont le siège de séismes de magnitude suffisante (mb > 4,5) pour être perçus par les stations sismiques lointaines. Par l’étude du premier mouvement des ondes P, on a donc pu reconstituer leur mécanisme au foyer, qui rend compte d’un champ régional de contraintes tectoniques imposé par les forces motrices de la plaque lithosphérique plutôt que de perturbations locales du modèle. Les relâchements de contraintes peuvent être favorisés par des faiblesses de la plaque dues à des hétérogénéités de solidification, internes à la lithosphère, lors de sa formation. En outre, des différences de charge résultant de la présence de l’archipel et du massif plateau des Tuamotu peuvent induire une zone de faiblesse de la croûte terrestre parallèle à ces structures. Mais, bien qu’il soit difficile à quantifier, il faut aussi envisager le rôle du changement de courbure de la plaque causé par sa translation latitudinale sur une Terre de forme éllipsoïdale.

Quoi qu’il en soit, il n’est pas étonnant qu’une sismicité importante se produise dans le Pacifique Central Sud. En effet, les contraintes sont d’autant plus importantes que la vitesse d’expansion est plus grande. Or, cette zone se situe à l’équateur de rotation de la plaque Pacifique, là où les vitesses de déplacement, de près de 11 cm par an (soit 1 100 km en 10 millions d’années) sont parmi les plus élevées au monde.

### LA SISMICITÉ D’ORIGINE VOLCANIQUE

Une étude quantitative du volcanisme intraplaque, basée sur des relevés SEABEAM des fonds sous-marins, a montré que la densité des édifices volcaniques était, surtout pour le Pacifique Sud, beaucoup plus élevée que ce qui était suggéré par les cartes bathymétriques disponibles. Il y aurait, en moyenne, 4 000 édifices volcaniques par million de kilomètres carrés d’océan, dont 200 de hauteur supérieure à 1 km. Mais il est clair qu’en l’absence d’observations directes, l’appréciation de l’activité volcanique océanique demeure très spéculative. La surveillance des séismes des fonds marins reste une des rares méthodes qui permette d’y déceler des volcans actifs.

À l’exception des Tuamotu, les alignements volcaniques du Pacifique Central Sud comprennent tous des îles hautes, attestant de la jeunesse du volcanisme (< 10 Ma pour la plupart). Deux des points chauds, le Macdonald au sud-est de l’archipel des Australes et Mehetia, origine des îles de la Société, se sont manifestés au cours du dernier quart de siècle; Macdonald de façon répétitive depuis 1977 et, indépendamment d’une sismicité permanente et de quelques essais de séismes, certains des volcans de la région de Mehetia par de très fortes crises de 1981 à 1985. Nous décrivons succinctement l’activité de ces deux complexes qui constituent des exemples typiques de détection, surveillance et interprétation du volcanisme en milieu océanique.

#### LE MACDONALD

Situé à l’extrémité sud-est de l’archipel des Australes, Macdonald, qui culmine à 40 m sous la surface de l’océan, est éloigné de 800 km de la station sismique la plus proche (Rikitea, aux îles Gambier). À cette distance, les événements proprement sismiques des crises volcaniques (séismes et tremors) nous échappent totalement. Son activité n’est donc perçue que par les bruits sous-marins (ondes T), générés à l’interface lave/eau lors des épanchements par faible profondeur océanique.

Après un sommeil d’une dizaine d’années, ce volcan s’est manifesté par de très nombreuses crises depuis 1977. La majorité d’entre elles débute brutalement par des phénomènes explosifs que l’on interprète comme la libération des conduits magmatiques. Ils sont suivis d’un bruit d’intensité fluctuante, parfois sporadique, associé aux émissions de lave ou simultané d’autres séquences explosives produites par les éjections violentes de matériaux à faible profondeur.

La Figure 2 montre les périodes éruptives enregistrées depuis 1977. On remarque trois années d’intense activité: 1983, qui a précédé un repos de presque 3 ans, 1987 et surtout 1988. L’absence de phénomènes explosifs au début des crises peut indiquer une permanence de l’activité magmatique non détectable à grande distance.

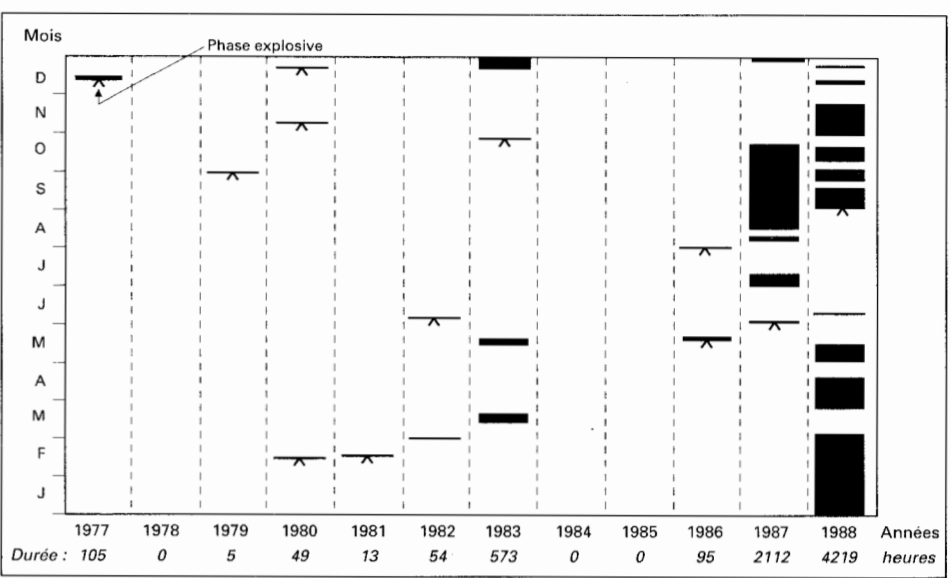


Fig. 2: Les éruptions du volcan Macdonald depuis 1977

Le Macdonald a été fréquemment exploré, cartographié et ses éruptions observées en deux occasions: le 11 octobre 1987, par le navire océanographique MELVILLE, mais surtout, en janvier 1989, par le SUROIT et le submersible CYANA. Bouillonnements, projection de vapeur et de cendre volcanique, éclatements de grosses bulles avec dégagement de colonnes de gaz, formation de grandes taches vertes en sont les manifestations superficielles. Au fond, l’équipage du CYANA a vu de forts dégagements de gaz le long de fissures et des déferlements de matériels pyroclastiques phréomagmatiques. La faible activité détectée simultanément par les stations sismiques du RSP suggère l’importance des manifestations extérieures lors des fortes crises enregistrées ces dernières années.

#### LE POINT CHAUD DE MEHETIA

Comme pour le Macdonald, ce sont les mesures sismiques qui ont permis de déceler l’activité du point chaud dit de Mehetia. D’après les relevés SEABEAM effectués par le JEAN CHARCOT et le SONNE, le complexe volcanique de ce point chaud comprendrait une trentaine d’édifices sous-marins de 300 à 3 900 m de hauteur auxquels il faut ajouter l’île haute de Mehetia qui émerge de 400 m à la surface de l’océan.

Quatre des constructions les plus importantes: Mehetia, Moua Pihaa, Rocard, Teahitia et plusieurs petits volcans à son voisinage, se sont manifestés par des crises volcanosismiques, dont certaines très violentes, depuis la création du Réseau Sismique Polynésien, il y a un quart de siècle.

Le Teahitia étant à 40 km de la station la plus proche, Mehetia à 120 km, l’éloignement des sources n’autorise pas la perception des événements de faible énergie par des stations du RSP, et ceci en dépit de leur grande sensibilité. C’est ainsi que 35 000 séismes ont été enregistrés au cours de la forte activité volcanique de 1981 à 1985, alors qu’une extrapolation des relations fréquence/magnitude montre que près de 500 000 séismes de magnitude ML supérieure à 0,1 se sont effectivement produits. Le Tableau 1 en récapitule les principaux traits.

Tableau 1: Les crises de Mehetia et Teahitia de 1981 à 1985

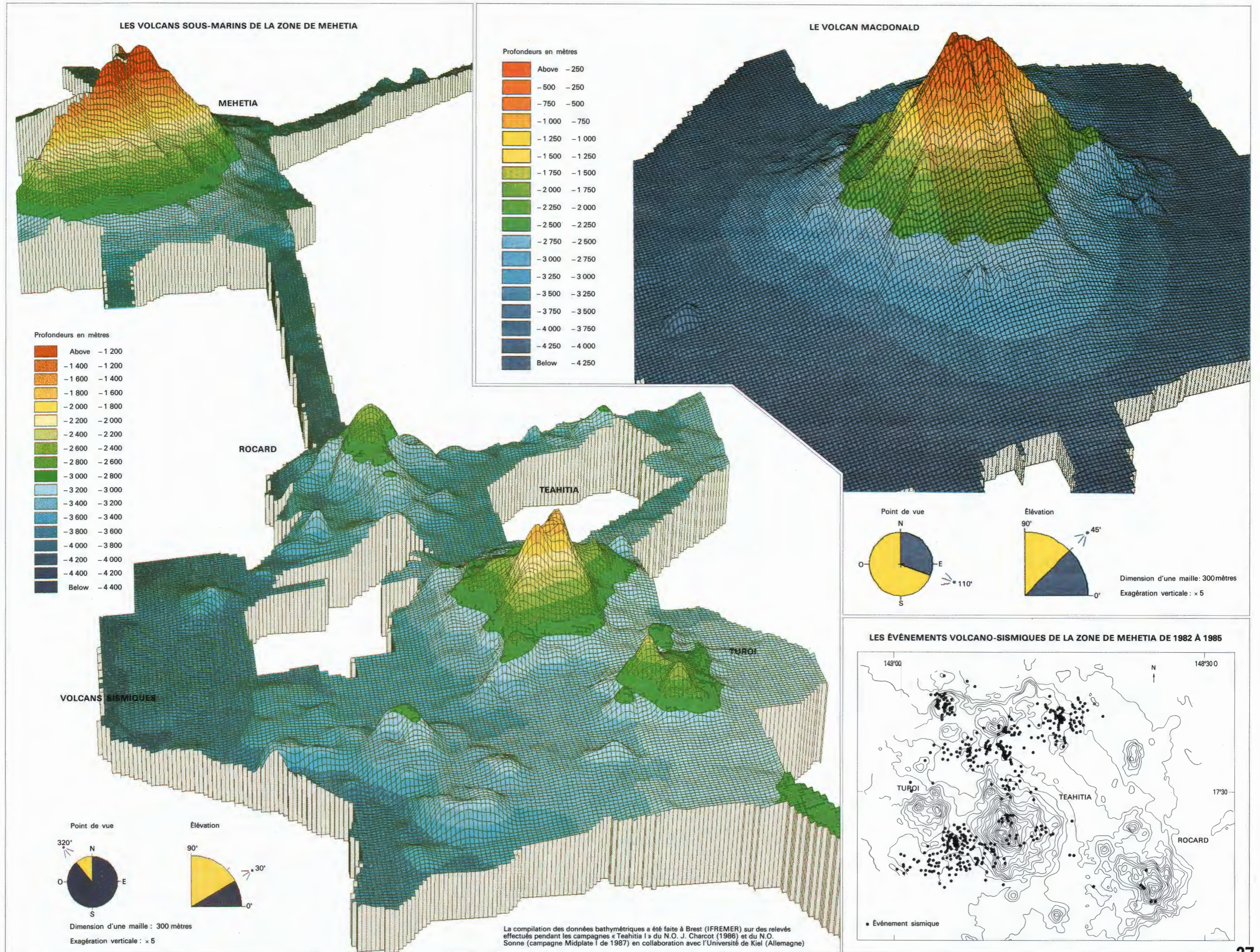
Lieu	Année	Période	Durée* (en jours)	SÉISMES						Trémors** H.F. minutes (jours)	Séquence pro-fonde	Épisode tect-onique	
				Nombre total	ML ≥								ML max.
					2	2,5	3	4	4				

\* Le premier chiffre indique la durée de la crise principale, le second la durée totale d’activité

\*\* Vibrations engendrées par l’activité volcanique

L’activité très importante se répartit en cinq crises principales, la première à Mehetia et les suivantes au Teahitia. Elle contraste avec l’inactivité relative des deux décennies précédentes au cours desquelles un maximum de 400 séismes a été enregistré, la plupart dans la région du Teahitia.







Mehetia a été, de mars à décembre 1981, le siège de la première forte crise avec près de 4 000 séismes enregistrés pour un seuil de détection de ML 1,1 à 1,4. Elle se scinde en deux épisodes :

- le premier, purement volcanique, avec une croissance brutale de l'activité et de très nombreux petits séismes durant les trois premiers mois, a probablement conduit à des éruptions sous-marines. Il était localisé au niveau d'une caldeira par 1 700 m de profondeur, sur les flancs sud-est de l'édifice.
- le second, constitué de séismes moins nombreux mais de plus fortes magnitudes (jusqu'à ML 4,3), géographiquement dispersés et vraisemblablement associés aux réajustements souterrains et à la subsidence de l'édifice faisant suite à l'activité volcanique, pourrait être qualifié de tectonique.

Le Teahitia a connu quatre crises importantes :

- en mars-avril 1982, 8 000 séismes enregistrés pour un seuil de détection de ML 0,8 à 1,1 ;
- en juillet 1983, 3 000 séismes, et un événement plus modeste en décembre ;
- de mars à mai 1984, 7 000 séismes ;
- en janvier 1985, 10 000 séismes.

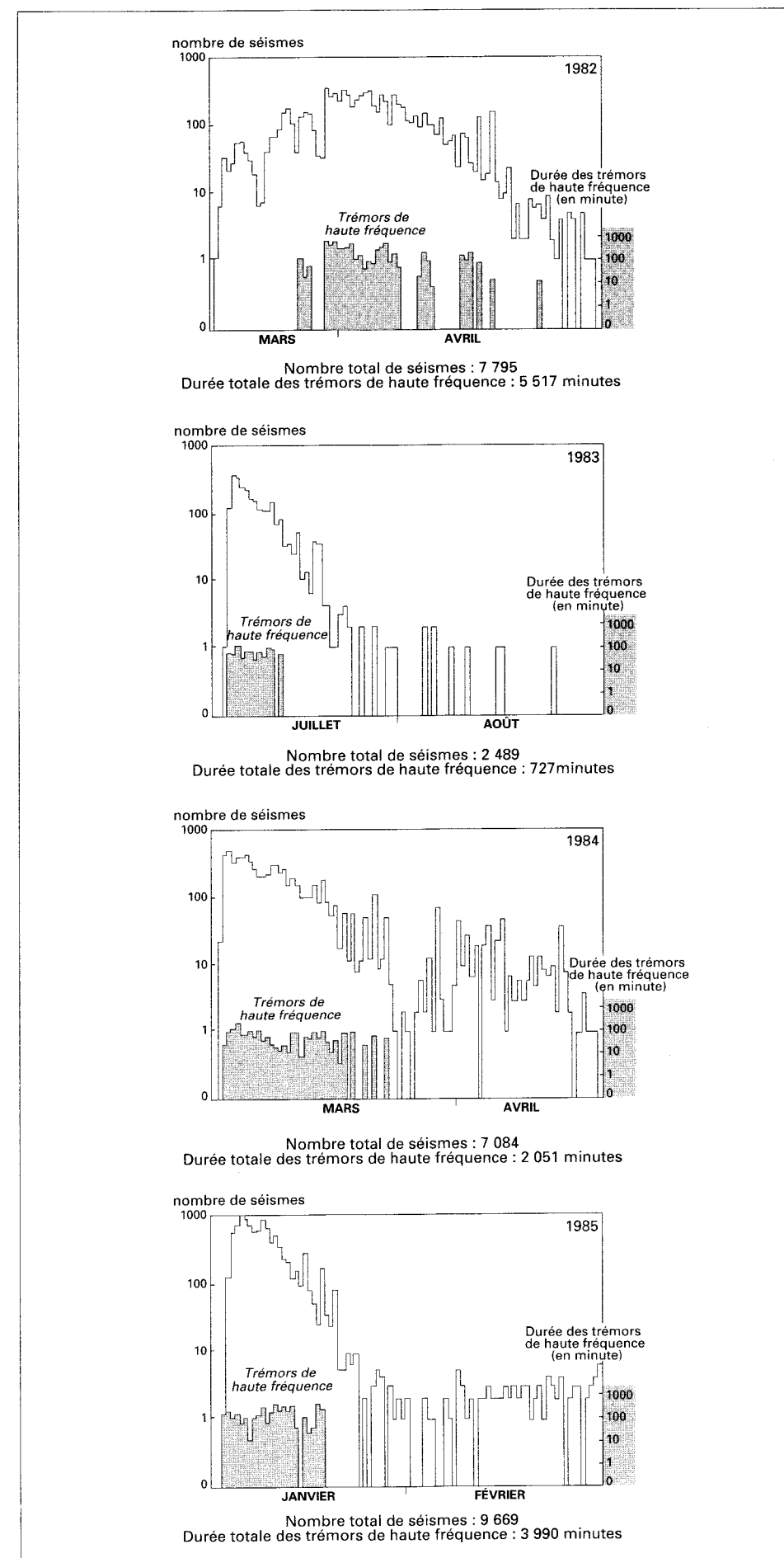


Fig. 3: Nombre de séismes et durée des trémors volcaniques de haute fréquence par fenêtre de 12 heures durant 46 jours de crises du Teahitia en 1982, 1983, 1984 et 1985

Comme celle de Mehetia, la crise de 1982 qui a marqué le réveil du volcan a été précédée de quelques essaims de séismes à foyer profond (Fig. 3). Cette activité située sous la discontinuité de Mohorovičić a été suivie d'une séquence superficielle qui seule se retrouve dans les crises des années suivantes qui présentent toujours le même développement: croissance abrupte du nombre de séismes (de 0 à plus d'un millier par jour) et apparition simultanée des trémors de haute fréquence. Ceux-ci se distinguent par leur intensité (ils sont bien enregistrés jusqu'à 100 km) et leur durée exceptionnelle, respectivement de 5, 500, 700, 2 000 et 4 000 minutes pour chacun des épisodes.

Les crises superficielles, qui associent une activité sismique intense à des trémors de haute fréquence et de longue durée, sont interprétées comme le transit du magma dans la croûte terrestre. On peut supposer que les effusions de lave suivent la disparition de ces phénomènes, sans toutefois pouvoir le démontrer puisque les éruptions sous-marines profondes n'ont pas de manifestations visibles à la surface de l'océan.

L'importance de l'activité volcanique du Teahitia devait, comme à Mehetia, conduire à un épisode de caractère "tectonique". C'est ce qui s'est produit lors de la crise de janvier 1985. Sur les trente séismes de magnitude ML supérieure à 3,0 (dont trois de ML 4,0 à 4,4) une douzaine a été perçue, et le plus fort, franchement ressenti par l'ensemble des habitants de Tahiti.

La localisation des séismes a bénéficié des études de structure de la croûte terrestre effectuées par le Laboratoire de Géophysique. Les erreurs relatives restent inférieures à 2 km pour ceux d'un même essaim. L'incertitude sur la position de celui-ci pourrait être plus importante, mais leur localisation par rapport aux structures découvertes par les levés SEABEAM du JEAN CHARCOT et du SONNE reste bonne.

La crise de 1982 s'est produite dans le secteur sud du Teahitia avec une migration importante de la sismicité d'est en ouest. Constituée d'un seul essaim bien défini, la crise de 1983 est concentrée sur l'édifice même de ce volcan. Celle de 1984 a vu plusieurs essaims dispersés au nord-est avec migration désordonnée de la sismicité. Enfin, celle de 1985 est formée d'un premier épisode volcanique, au nord-ouest du Teahitia, et d'un second plus violent dans la même direction, situé à la limite du bombement du point chaud de Mehetia. Il pourrait refléter des réajustements de la croûte et la subsidence de la zone. Ainsi, l'intense activité volcanosismique concerne, non seulement le Teahitia, mais toute la région située dans le secteur nord de ce volcan qui comprend de nombreux petits édifices, dont plusieurs présentent des caldeiras.

Il ne fait pas de doute que ces crises sismiques signalent un processus éruptif, une ascension du magma depuis la zone au-dessous de laquelle la nature visqueuse du milieu ne permet plus les brusques relâchements de contraintes. Dans le contexte du point chaud de Mehetia, les deux premières crises, après une longue période de repos, sont trop proches dans l'espace et le temps pour ne pas avoir une commune origine. Retenons leurs caractères communs: sismicité concentrée et profonde du début, constituée d'un grand nombre de petits événements, puis de plus en plus étalée à mesure qu'elle devient plus superficielle; migration presque verticale de cette sismicité; soudaineté des crises, ponctuelles, isolées, que rien ne laissait présager. L'ascension de poches ou de bulles de magma qui diffusent vers la surface expliquerait bien ce processus de migration verticale et sa répartition spatiale dans le temps, compatible, pour les deux crises, avec les vitesses d'ascension du magma observées à Hawaï. Reste que la distance de plus de 90 km entre les volcans Teahitia et Mehetia, et la chronologie des deux crises impliqueraient une origine magmatique beaucoup plus profonde.

## LES TSUNAMIS, LEURS EFFETS ET LEUR PRÉVENTION

### LES CAUSES ET LES EFFETS DES TSUNAMIS

Qu'elles soient lentes ou rapides, des montées anormales du niveau de l'océan présentent pour les habitants des îles, et tout particulièrement des îles basses, de sérieux dangers. Indépendamment des marées océaniques de longues périodes, les variations du niveau de l'océan sont dues à des phénomènes météorologiques, dépression et action du vent sur la mer, ou à des mouvements sous-marins du plancher ou des côtes. Les tsunamis ou raz-de-marée relèvent de cette dernière catégorie. De même que les houles longues d'origine lointaine, ils sont totalement indépendants des conditions météorologiques locales et peuvent intervenir sous un ciel serein. Ils en sont d'autant plus dangereux.

Les tsunamis peuvent être générés par des éruptions volcaniques dans le milieu marin (Krakatoa, 1883), des déplacements de sédiments sous-marins (Aléoutiennes, 1946), des glissements de terrain sur les côtes (Alaska, 1958), des impacts de météorites et, plus fréquemment, des séismes sous-marins côtiers. Un phénomène très énergétique et/ou une source de vastes dimensions donnent naissance à un train d'ondes de gravité de grande longueur d'onde qui concerne l'océan dans son ensemble.

Les grands tremblements de terre des zones de subduction, à la périphérie du Pacifique, sont à l'origine de la plupart des raz-de-marée qui se propagent dans le bassin Pacifique. Le Moment Sismique, qui caractérise les dimensions de la source sismique, est le principal paramètre contrôlant la génération d'un tel phénomène. Basée sur la théorie des modes normaux du tsunami, proposée par Ward, une étude récente montre que, contrairement à ce que l'on pourrait a priori attendre, le mécanisme au foyer du séisme, de même que sa profondeur de foyer (dans la mesure où il ne dépasse pas la centaine de kilomètres) ont une influence relativement faible sur l'excitation du phénomène. Beaucoup plus importante est la

qualité du milieu dans lequel se propage la rupture: au contraire d'une roche dure, une couche sédimentaire favorise le transfert d'énergie à l'océan. L'effet de directivité à la source, est aussi important. Enfin, on ne doit pas oublier les effets de focalisation ou défocalisation, résultant des variations de profondeur des fonds océaniques sur le parcours de l'onde.

La longueur d'onde des vagues d'un tsunami est beaucoup plus grande que la profondeur de l'océan, d'où une propagation pouvant être assimilée à celle d'une houle sinusoïdale par petite profondeur. Le mouvement horizontal des particules liquides est égal sur toute la colonne d'eau et le mouvement vertical décroît linéairement de la surface vers le fond. Dans ces conditions, sa vitesse de propagation dépend uniquement de l'accélération de la pesanteur et de la profondeur de l'océan.

La période d'un grand tsunami est typiquement de 20 minutes et son amplitude au large est de l'ordre du mètre. Par des fonds de 5 000 m, sa vitesse sera de 800 km/heure, ce qui correspond à une longueur d'onde de 270 km. À l'arrivée sur une côte, la vitesse et la longueur d'onde des vagues diminuent en même temps que la profondeur. L'énergie se concentre dans un volume plus restreint et la hauteur des vagues augmente en proportion. L'onde de 1 m d'amplitude atteindra 4 m par des fonds de 20 m pour une vitesse de 55 km/heure et une longueur d'onde de 18 km.

La pente du talus des côtes et sa géométrie conditionnent la croissance de l'amplitude du tsunami. Une forte pente aura tendance à réfléchir l'énergie, une pente faible, à la dissiper. De même, une côte convexe dispersera l'énergie et une côte concave la concentrera.

Il apparaît donc que les massives îles Hawaï, dont la côte plonge lentement dans l'océan, seront beaucoup plus vulnérables aux assauts des tsunamis que les petites îles polynésiennes aux côtes arrondies et abruptes. Ici, dans la plupart des cas, ils se traduisent par une inondation lente de la plaine côtière au rythme de la période.

Mais il y a des exceptions. Le cas des îles Marquises est, par exemple, nettement plus défavorable. Les grandes baies à faible pente, ne bénéficiant pas de la protection de barrières récifales, piègent et concentrent l'énergie propagée dans l'eau. La mer envahit alors le rivage et les plaines côtières sur plusieurs centaines de mètres, lorsque les altitudes sont faibles. Elle remonte le lit des rivières et vallées encaissées, parfois sur plusieurs kilomètres. Le reflux entraînant troncs d'arbres et débris divers provoque alors des destructions importantes.

Des amplitudes de 3 à 5 m au-dessus du niveau moyen de l'océan, ont été observées dans ces îles pour le tsunami chilien de mai 1960, provoquant des inondations et des dégâts considérables. Lors de celui de 1946 (origine aux îles Aléoutiennes), les amplitudes ont atteint 6 à 10 m et il y a eu deux noyés dans la baie de Tahauku. Mais à cette époque, les baies des îles Marquises étaient peu habitées. Elles le sont davantage maintenant, ce qui pourrait avoir des conséquences désastreuses.

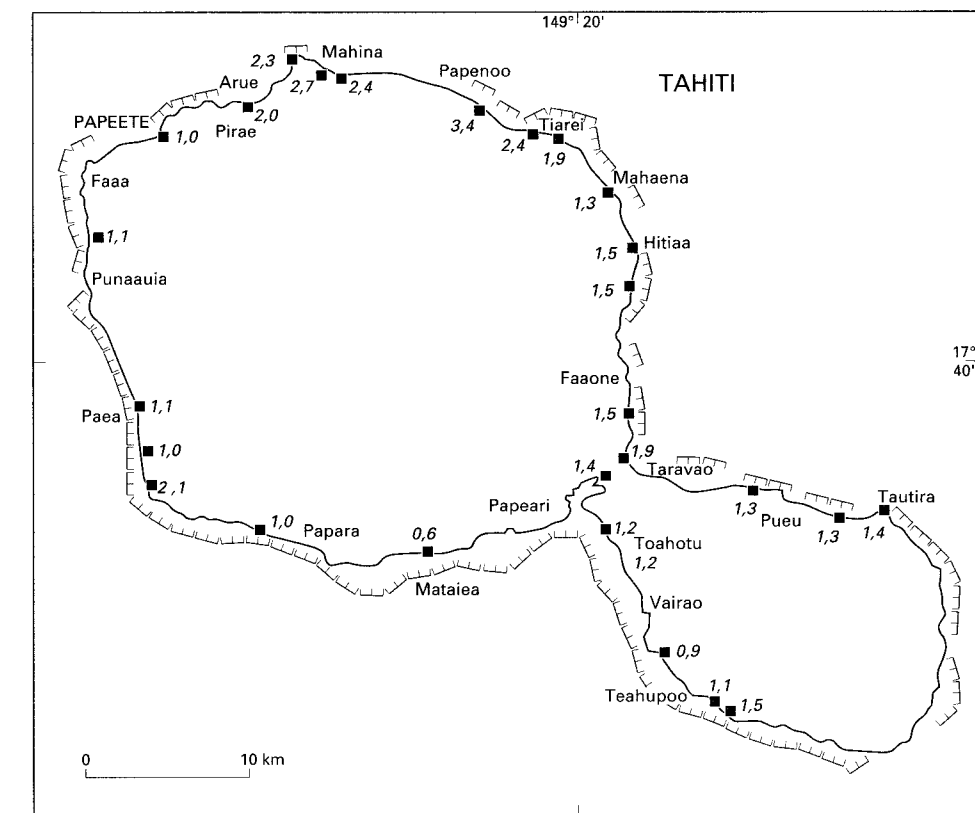


Fig. 4: Hauteurs des inondations (en mètre) observées à Tahiti lors du tsunami de mai 1960 (séisme du Chili)

Certains points de l'île de Tahiti sont également vulnérables. La côte nord, de pente plus faible en raison des dépôts alluviaux de la rivière Papanoo et non protégée par un récif-barrière, a vu monter les eaux jusqu'à 3,4 m en mai 1960. La Figure 4 fait état des amplitudes mesurées en différents points de l'île.

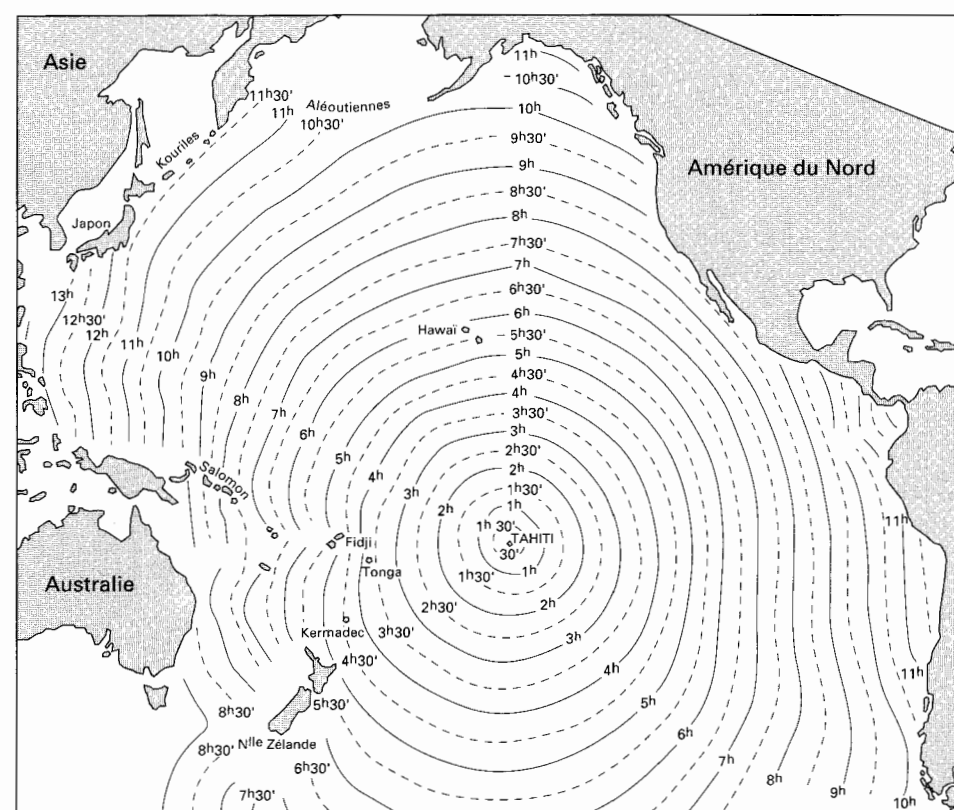
Le Tableau 2 récapitule les 14 tsunamis les plus importants qui ont ravagé les côtes du Pacifique depuis un siècle et demi. Tous ont eu des amplitudes supérieures à 4 m aux îles Hawaï et ils ont concerné, à des degrés divers, la Polynésie. Quatre d'entre eux sont récents. Ils avaient pour origine des séismes au Kamchatka, aux îles Aléoutiennes, et au Chili; celui de l'Alaska a, par un effet directif, surtout concerné la côte ouest de l'Amérique du Nord.

**Tableau 2:** Les principaux tsunamis d'une amplitude supérieure à 4 m, enregistrés à Hawaï durant les 150 dernières années

DATE	CARACTÉRISTIQUES			
	DU SÉISME			DU TSUNAMI
	Lieu	Latitude (en degré)	Longitude (en degré)	
17 novembre 1837	CHILI	36-38 S	?	6,0
17 mai 1841	KAMCHATKA	?	?	4,6
14 août 1868	CHILI	18,5 S	71 0	4,6
25 juillet 1869	?	?	?	9,1
10 mai 1877	CHILI	21,5 S	71 0	4,9
15 juin 1896	JAPON	39,6 N	144,2 E	9,1
30 avril 1919	TONGA	19,0 S	172,5 0	4,2
3 février 1923	KAMCHATKA	54,0 N	161 E	6,1
2 mars 1933	JAPON	39,1 N	144,7 E	6,5
1 avril 1946	ALÉOUTIENNES	53,5 N	160 0	18,0
4 novembre 1952	KAMCHATKA	52,8 N	159 E	10,4
9 mars 1957	ALÉOUTIENNES	51,3 N	175,8 0	16,0
22 mai 1960	CHILI	39,5 S	74,5 0	10,5
28 mars 1964	ALASKA	61,1 N	147,8 0	4,3

Les tsunamis les plus importants de ces 150 dernières années restent ceux du 1er avril 1946 et du 22 mai 1960. En Polynésie française, ils ont provoqué des dégâts divers qui sont cependant sans commune mesure avec les ravages causés aux îles Hawaï, au Japon et à proximité des épicentres, au Chili et en Alaska.

Il ne faut toutefois pas perdre de vue que tous les épicentres des séismes cités dans ce tableau sont éloignés de plus de 7 000 km de la Polynésie (Fig. 5). Dans ces conditions, le Territoire bénéficie de la dispersion géométrique d'énergie à la surface du globe. Tel n'est pas le cas pour la zone de subduction des Tonga-Kermadec, sismiquement très active et située à moins de 3 000 km de Tahiti. Un tsunami en provenance de cette région pourrait avoir des conséquences plus désastreuses.



**Fig. 5:** Temps de propagation (en heure et minute) des tsunamis jusqu'à Tahiti

On doit aussi tenir compte de l'hypothèse selon laquelle un tsunami, dépassant en énergie tout ce que l'on a connu durant le siècle et demi écoulé, aurait auparavant ravagé la Polynésie. C'est ainsi que, sur plusieurs atolls, on trouve, reposant sur le platier, des blocs massifs de calcaire de dimensions métriques et parfois décimétriques qui sont des morceaux de dalle corallienne arrachés à la pente externe. Le site le plus spectaculaire se trouve à la pointe nord-ouest de Rangiroa. Il présente un aspect chaotique avec des blocs cyclopéens dont le volume du plus gros atteint près de 1 000 m<sup>3</sup>.

Quel phénomène a pu déplacer des masses de cette importance? Cyclone, tsunami d'origine lointaine ou lame de fond d'origine locale due à un éboulement sur les flancs de l'atoll? Les éléments dont nous disposons ne permettent pas de conclure. Les datations par Carbone 14 le font remonter à la fin du XVII<sup>e</sup> ou au début du XVIII<sup>e</sup> siècle. Mais à Rangiroa, les traditions orales (*faatarā*) font état d'une catastrophe soudaine et brutale qui aurait détruit la partie ouest et sud-ouest de l'atoll. Elles décrivent ce phénomène... "sous le soleil mettant des éclairs éblouissants dans le creux des immenses vagues"... ce qui exclut l'hypothèse du cyclone alors que le mauvais temps est clairement évoqué pour la destruction antérieure de la partie méridionale de l'atoll (OTTINO - 1965). Les reconstitutions généalogiques situent le cataclysme au XV<sup>e</sup> siècle, ce qui n'est pas en contradiction avec les datations absolues. Sur l'atoll de Scilly, aux îles Sous-le-Vent, Chevalier note l'absence de *motu* dans la région ouest, alors que la présence de grès de plage (beach-rock) indique l'existence passée d'îlots bien développés, la destruction de cette partie de l'atoll pouvant avoir été provoquée par le même phénomène.

Dans le même ordre d'idée, les ethnologues ont mis en évidence des abandons soudains de sites habités sur plusieurs îles de Polynésie. Bien que les causes puissent être très diverses (guerres ou épidémies), la proximité de l'océan suggère des catastrophes naturelles. Un tsunami très important, un cyclone, ou une lame de fond pourraient ainsi expliquer la destruction de certains sites. Cependant à deux reprises aux îles Marquises, vers la fin du premier millénaire et au XVI<sup>e</sup> siècle, Sinoto et Kellum signalent des désertions soudaines d'habitats à Hane (Ua Huka), très vulnérable aux tsunamis. Aux îles Sous-le-Vent, Sinoto à Huahine, et Semah à Raiatea et Scilly, font des constatations semblables. La simultanéité des abandons tend à confirmer leur origine naturelle, le fait que les îles Marquises soient en dehors de la zone cyclonique renforçant encore l'hypothèse du tsunami.

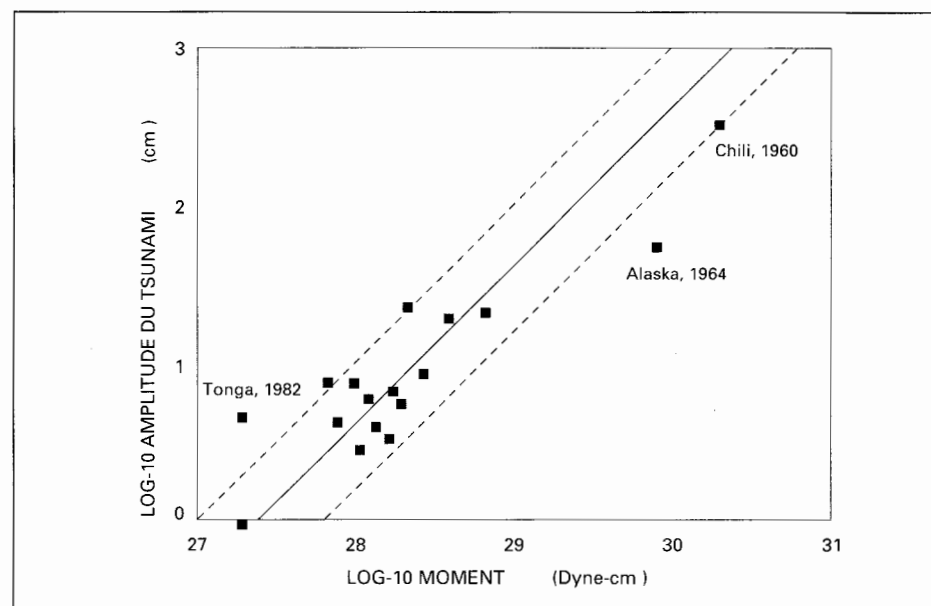
## LA PRÉVENTION DES TSUNAMIS

Dans le passé, ils étaient d'autant plus dangereux qu'ils déferlaient subitement sans qu'aucun signe précurseur n'ait été perçu par les anciens Polynésiens. Aujourd'hui, l'analyse des ondes sismiques, qui se propagent beaucoup plus rapidement que le raz-de-marée, permet de prévenir en temps utile les habitants du danger. En Polynésie, le Laboratoire de Géophysique du Commissariat à l'Énergie Atomique, qui est aussi le Centre polynésien de Prévention et de Prévision des Tsunamis (CPPT), assume cette responsabilité. Il applique une méthode de prévention originale basée sur les informations fournies par son réseau sismologique, le RSP. Elle consiste à déduire le Moment Sismique de la magnitude Mm (nouvelle échelle de mesure des séismes) et à estimer la hauteur de la vague d'après une relation expérimentale, théoriquement justifiée, liant ces deux phénomènes.

Le Moment Sismique, paramètre fondamental de cette procédure, est déduit de la magnitude du manteau: Mm. Cette nouvelle échelle a été récemment proposée (1986 - 1987) par le Laboratoire de Géophysique et l'Université de Northwestern. Utilisant les composantes de longues périodes des ondes de Rayleigh et Love, la magnitude Mm est directement proportionnelle au logarithme du Moment Sismique et ne souffre pas d'effet de saturation, pour les forts séismes, comme les magnitudes traditionnelles encore couramment utilisées (Ms, a fortiori mb ou l'échelle de Richter). Elle est donc parfaitement adaptée à la prévention des tsunamis, qui implique d'évaluer très rapidement les dimensions de la source sismique en relation directe avec la génération d'un phénomène. La magnitude Mm peut être déterminée dans le domaine des fréquences et des temps, d'après une formule générale faisant intervenir l'amplitude spectrale des ondes de Raleigh, une correction de distance, une correction d'excitation de source et une constante d'ajustement.

Outre la détermination en temps réel du Moment Sismique, le critère fondamental sur lequel est basée la méthode utilisée est la proportionnalité entre la hauteur du phénomène et le Moment Sismique représentatif des dimensions de la source sismique.

Cette relation directe est justifiée par la théorie des modes normaux et vérifiée expérimentalement d'après l'amplitude des 17 tsunamis enregistrés dans le port de Papeete depuis 1958 (Fig. 6). Sur cette base, on a donc pu définir une fourchette d'amplitude du raz-de-marée attendu, en terme de Moment Sismique et de distance. Un facteur correctif est appliqué pour tenir compte des particularités régionales. Il sera, par exemple, de 3 pour les îles Marquises, beaucoup plus vulnérables que le port de Papeete qui minimise les effets d'amplification et de résonnance.



**Fig. 6:** Amplitude des 17 tsunamis mesurés dans le port de Papeete en fonction du Moment Sismique. Les valeurs sont normalisées pour la distance de 90° (111,32 km x 90)

Pour établir des seuils d'alerte, on a admis que le risque était substantiel lorsque la limite supérieure de l'amplitude prédite à Papeete s'élevait à 1 mètre. Comme suggéré par les références historiques et en accord avec les théories de Ward, le danger d'événement destructeur existe pour les moments égaux ou supérieurs à  $5 \times 10^{28}$  dyne-cm pour les îles Samoa, Tonga et Kermadec et  $10^{29}$  dyne-cm pour les autres régions sismiquement actives du Pacifique, plus éloignées de la Polynésie. Ce qui correspond respectivement à des magnitudes Mm de 8,7 et 9,0. À titre indicatif, les deux plus forts séismes du siècle, ceux du Chili (22 mai 1960) et de l'Alaska (28 mars 1964) atteignaient les magnitudes Mm de 10,3 et de 9,9, soit des Moments Sismiques de  $2 \times 10^{30}$  et de  $8,2 \times 10^{29}$  dyne-cm.

Naturellement la prévention utilise en priorité les données des stations marégraphiques de Rarotonga, de l'île de Pâques et prochainement de Niue, retransmises pratiquement en temps réel au Laboratoire de Pamatai.

Entièrement automatisée, à l'exclusion des prises de décisions, la procédure d'estimation du risque appliquée par le Centre Polynésien se résume de la façon suivante:

- en premier lieu, le calculateur détecte les ondes P du séisme dans les 12 stations courtes périodes du RSP téléométrées au Laboratoire de Pamatai.
- l'épicentre est localisé d'après ces données et, indépendamment, d'après le plan de polarisation des trois composantes de l'onde P de la station de Pamatai.
- les ondes de Rayleigh et de Love sont acquises et traitées.
- la magnitude Mm est alors calculée automatiquement dans le domaine des fréquences et des temps.
- on dispose ainsi de deux valeurs de Moment Sismique obtenues de façon indépendante. Le calculateur fournit alors les limites haute, moyenne et basse du tsunami attendu, ainsi que certains paramètres de la source (localisation, Magnitude Mm, Moment Sismique, longueur de rupture de faille) et les temps d'arrivée dans les principaux archipels polynésiens.

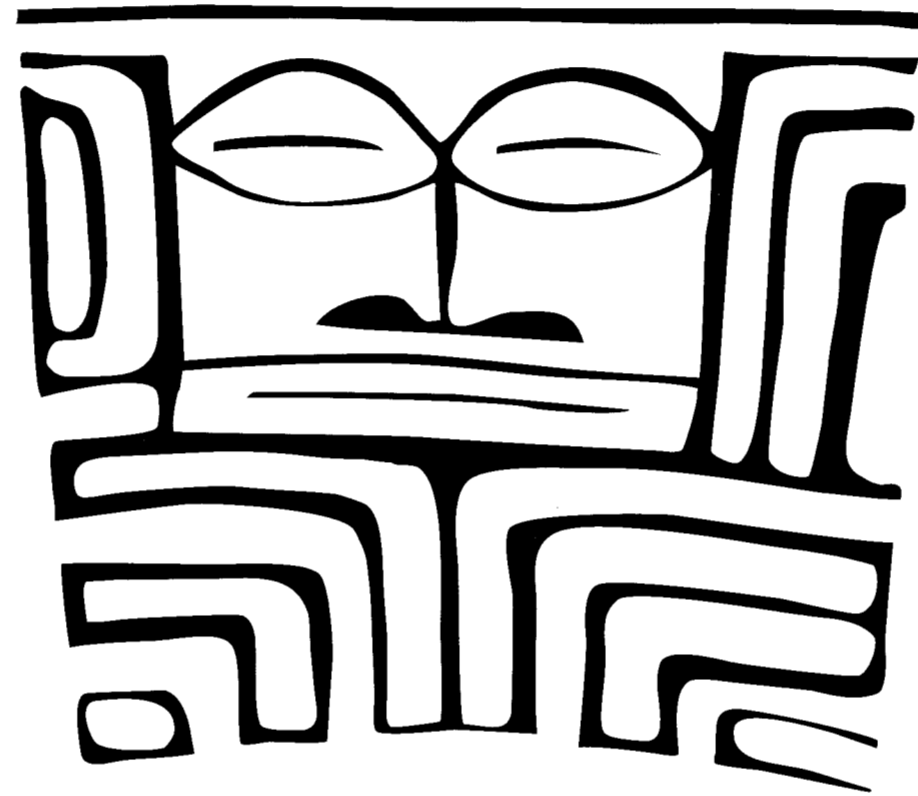
Sur la base de ces résultats et, si nécessaire, après interprétation des ondes T ou utilisation des références historiques, un géophysicien a l'ultime responsabilité de déclencher un préavis d'alerte (ou une alerte tsunami) qui sera diffusé de trois heures (pour un épicentre aux îles Samoa) à onze heures (pour un épicentre au Japon) avant son arrivée sur le Territoire. En complément, des informations sont échangées avec le Tsunami Warning Center basé à Honolulu et l'Alaska Tsunami Warning Center.

J. TALANDIER

## Orientation bibliographique

- CHEMINÉE (J.L.), HEKINIAN (R.), TALANDIER (J.), ALBAREDE (F.), DEVEY (C.W.), FRANCHETEAU (J.) et LANCELOT (Y.) -1989- Geology of an active hot spot: Teahitia. Mehetia region in the South Central Pacific. *Marine Geophys. Res.*, 11: 27- 50.
- OKAL (E.A.) et BATIZA (R.) -1987- *Hotspots: The first 25 years*. American Geophysical Union.
- OKAL (E.A.) et CAZENAVE (A.) -1985- A model for the plate tectonics evolution of the East central Pacific based on SEASAT investigations. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 72: 99 -116.
- TALANDIER (J.) -1980- Les tsunamis en Polynésie française. *Bull. Soc. Etudes Océaniques*, 210, (11): 593-616.
- TALANDIER (J.) -1989- Submarine volcanic activity, detection, monitoring and interpretation. *E.O.S.*, 70 (18): 561-569.
- TALANDIER (J.) et BOURROUILH-LE JAN (F.) -1987- High energy sedimentation in French Polynesia: cyclone or tsunami? In: M.I. EL-SABH et T.S. MURPHY (eds.), *Natural and Man - Made Hazards*: 193-199. D. Reidel Publishing Company.
- TALANDIER (J.) et OKAL (E.A.) -1982- Crises sismiques au volcan Macdonald (Océan Pacifique Sud). *C.R. Acad. Sc.*, 295 (II): 195-200.
- TALANDIER (J.) et OKAL (E.A.) -1984- The volcanoseismic swarms of 1981-1983 in the Tahiti - Mehetia area, French Polynesia. *J. of Geophys. Res.*, 89: 11 216 - 11 234.
- TALANDIER (J.) et OKAL (E.A.) -1987- Crustal structure in the Society and Tuamotu Islands, French Polynesia. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 88 : 499-528.
- TALANDIER (J.) et OKAL (E.A.) -1989- An algorithm for automated tsunami warning in French Polynesia based on mantle magnitudes. *Bull. Seismol. Soc. of Amer.*, 79: 1 177-1 193.

# ATLAS



## DE LA POLYNÉSIE FRANÇAISE

ÉDITIONS DE L'ORSTOM

Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération

*Cet ouvrage a bénéficié du soutien du ministère des Départements et Territoires d'Outre-Mer  
et du Gouvernement de la Polynésie française*

Paris 1993

**ORSTOM**  
Éditions

© ORSTOM 1993  
ISBN 2-7099-1147-7

Editions de l'ORSTOM  
213 rue La Fayette  
75480 Paris cedex 10

Nous adressons nos remerciements à l'Institut Géographique National et au Service Hydrographique et Océanographique de la Marine  
pour leur collaboration et leur aide précieuses.