

Point chaud
Volcanisme
Tahiti
Teahitia
Pacifique sud

Hot spot
volcanism
Tahiti
Teahitia
South Pacific

Campagne Teahitia 1 : Géologie d'un point chaud actif : Teahitia-Mehetia, îles de la Société (Pacifique Central Sud)

Jean-Louis CHEMINÉE ^a, Roger HÉKINIAN ^b, Jacques TALANDIER ^c,
Francis ALBAREDE ^d, Colin W. DEVEY ^d, Jean FRANCHETEAU ^e, Yves LANCELOT ^f.

^a Observatoires Volcanologiques, IPG, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05.

^b Centre de Brest, IFREMER, BP 70, 29263 Plouzané.

^c Laboratoire de Géophysique, CEA, BP 640, Papeete, Tahiti, Polynésie française.

^d CRPG-CNRS, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy.

^e Laboratoire de Géophysique Marine, IPG, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05.

^f Laboratoire de Géologie Dynamique, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05.

Publié dans *Mar. Geophys. Res.* (1989), **11**, 27-50, reçu le 03/11/89, version révisée le 12/06/90, accepté le 28/06/90

RÉSUMÉ

La zone du point chaud de Teahitia-Mehetia est située au Sud-Est de la chaîne volcanique des îles de la Société vers 18°S - 148°O ; elle est formée de plusieurs volcans actifs couvrant une surface d'environ 1 000 km². Les crises sismiques correspondent aux zones d'activité volcanique récente. Celle-ci a édifié des appareils de tailles variées, composés de différents types de coulées composées d'une suite de laves alcalines allant des ankaramites aux trachyphonolites en passant par des balsaltes alcalins.

La présence de tholéiites altérées du type MORB sur un petit volcan sous-marin suggère que du matériel originaire d'une source mantellique différente entre dans la formation de la croûte dans la zone du point chaud.

Oceanologica Acta, 1990, volume spécial **10**, Actes du colloque Tour du monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris, 000-000.

ABSTRACT

Teahitia I cruise: geology of an active hot spot: Teahitia-Mehetia region in the South Central Pacific

The Teahitia-Mehetia hot spot region located in the southeastern extension of the Society Islands chain, near 18° S-148° W, consists of several active volcanoes. The distribution of recent volcanic activity correlates with seismic epicenters, and covers an area of more than 1 000 km². Intermittent volcanic activity has given rise to large (> 1 000 m high) and small (< 500 m high) edifices composed of various types of flows. Several recent volcanic events have produced a suite of alkalic rocks ranging from ankaramites, through alkali basalts to trachy-phonolites.

The presence of altered MORB-like tholeiites on one small seamount suggests that a different mantle source material was involved in forming some of the crust in this hot spot region.

Oceanologica Acta, 1990, volume spécial **10**, Actes du colloque Tour du monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris, 000-000.

INTRODUCTION

La chaîne volcanique des îles de la Société, longue d'environ 400 km, est située dans le Pacifique Sud (fig. 1). Se basant sur un âge décroissant des roches volcaniques vers le sud-est, Duncan et McDougall (1976) ont proposé que cette chaîne soit la trace du passage de la plaque Pacifique sur une source de point chaud qui serait, maintenant, située entre 40 et 120 km au sud-est de la péninsule de Tiarapu. Cette zone comprendrait au moins quatre volcans principaux : Teahitia, Moua Pihaa, Cyana et l'île de Mehetia (figs 1 et 2). L'âge du plancher océanique de la zone de ce point chaud est de l'ordre de 55 Ma, donc autour de l'anomalie 27 (Tracey *et al.*, 1971), voire 65 Ma, ce qui correspondrait à l'anomalie 30 (Cande, 1986). Le déplacement de la plaque Pacifique vers le nord-ouest a été estimé à 10-11 cm/a (Herron, 1972 ; Minster et Jordan, 1978). Si, depuis l'installation du réseau sismique de Polynésie française en 1962, l'activité sismique de la zone sous-marine de Mehetia-Teahitia a été constamment suivie et étudiée (Talandier et Kuster, 1976 ; Okal *et al.*, 1980 ; Talandier et Okal, 1982, 1984a, b), en revanche les études morphologiques, pétrologiques et géochimiques n'ont concerné que la partie émergée de la chaîne volcanique des îles de la Société (Lacroix, 1910, 1928 ; Mc Birney et Aoki, 1969 ; Duncan et McDougall, 1976 ; Mottay, 1976 ; Tracy et Robinson, 1977 ; Berger, 1981 ; Dostal *et al.*, 1982 ; Grall et Okal, 1984).

Du volcanisme intraplaque du même type avait déjà été observé dans la plaque Pacifique : il s'agit du volcan sous-marin Loihi, à l'extrémité sud-est de la chaîne volcanique d'Hawaii, manifestation extrême du point chaud (Malahoff *et al.*, 1982 ; Frey et Clague, 1983 ; Moore *et al.*, 1982). Néanmoins les contextes des points chauds de Teahitia et Loihi sont différents. Mis à part quelques différences pétrochimiques, Loihi semble être formé de venues magmatiques directement liées à l'activité volcanique du Mauna Loa et du Kilauea dans l'île de Hawaii (Malahoff *et al.*, 1982). Au contraire, dans la chaîne volcanique des îles de la Société, la zone active sous-marine et l'île de Mehetia sont bien séparées morphostructuralement du dernier massif volcanique éteint de Tiarapu.

L'étude réalisée lors du Tour du Monde du N/O Jean Charcot décrit le contexte géologique de plusieurs volcans actifs sous-marins s'édifiant dans une zone de point chaud actif. A partir des données Seabeam et d'échantillons des coulées de lave, on en déduit la répartition et la composition du volcanisme dans cette zone. De plus, une coupe du volcan Teahitia, faite à l'aide du submersible Cyana, a permis de mieux comprendre les processus volcaniques et hydrothermaux associés aux événements sismiques enregistrés dans cette région par Talandier et Okal (1984), sismicité que l'on associe à des éruptions volcaniques.

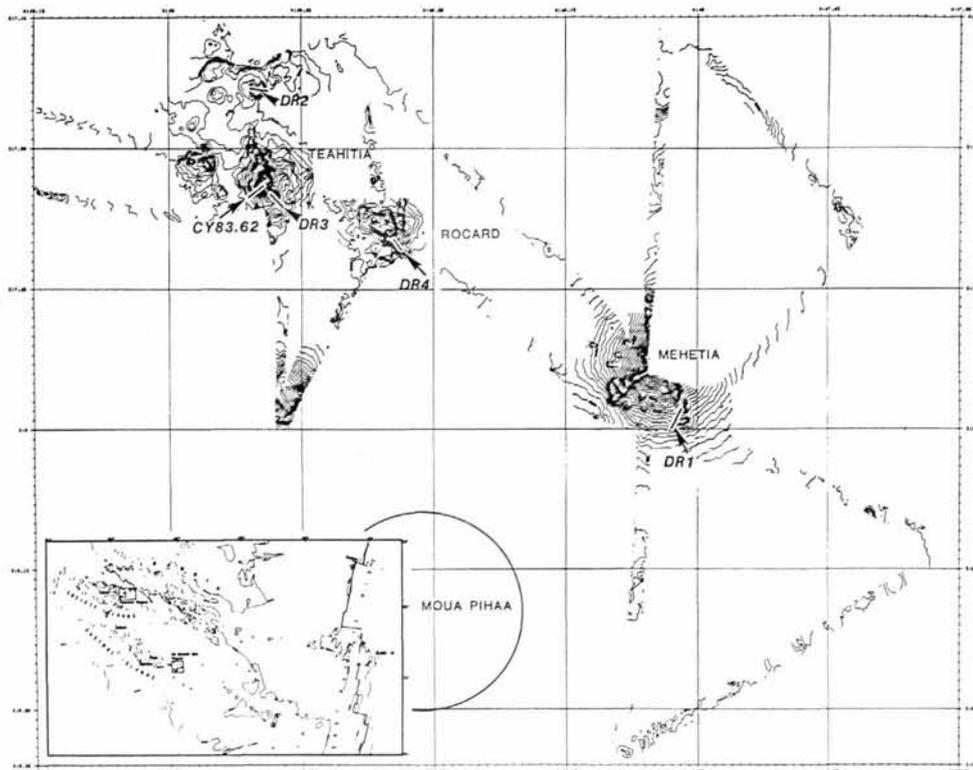


Figure 1

Carte bathymétrique seabeam de la zone du point chaud de Teahitia-Mehetia établie pendant la campagne du N/O Jean Charcot en février 1986. Les sites des dragues et la plongée Cyana sont indiqués. L'équidistance des courbes est de 100 m. Médaille : carte générale de situation dans le Pacifique Sud. Seabeam bathymetric chart of the Teahitia-Mehetia hot spot region made during the 1986 cruise of the N/O Jean Charcot. The dredges and the diving sites (CY 83-62) are shown. The contour lines are drawn every 100 m. Inset: location map of the Society volcanic chain in the South Central Pacific.

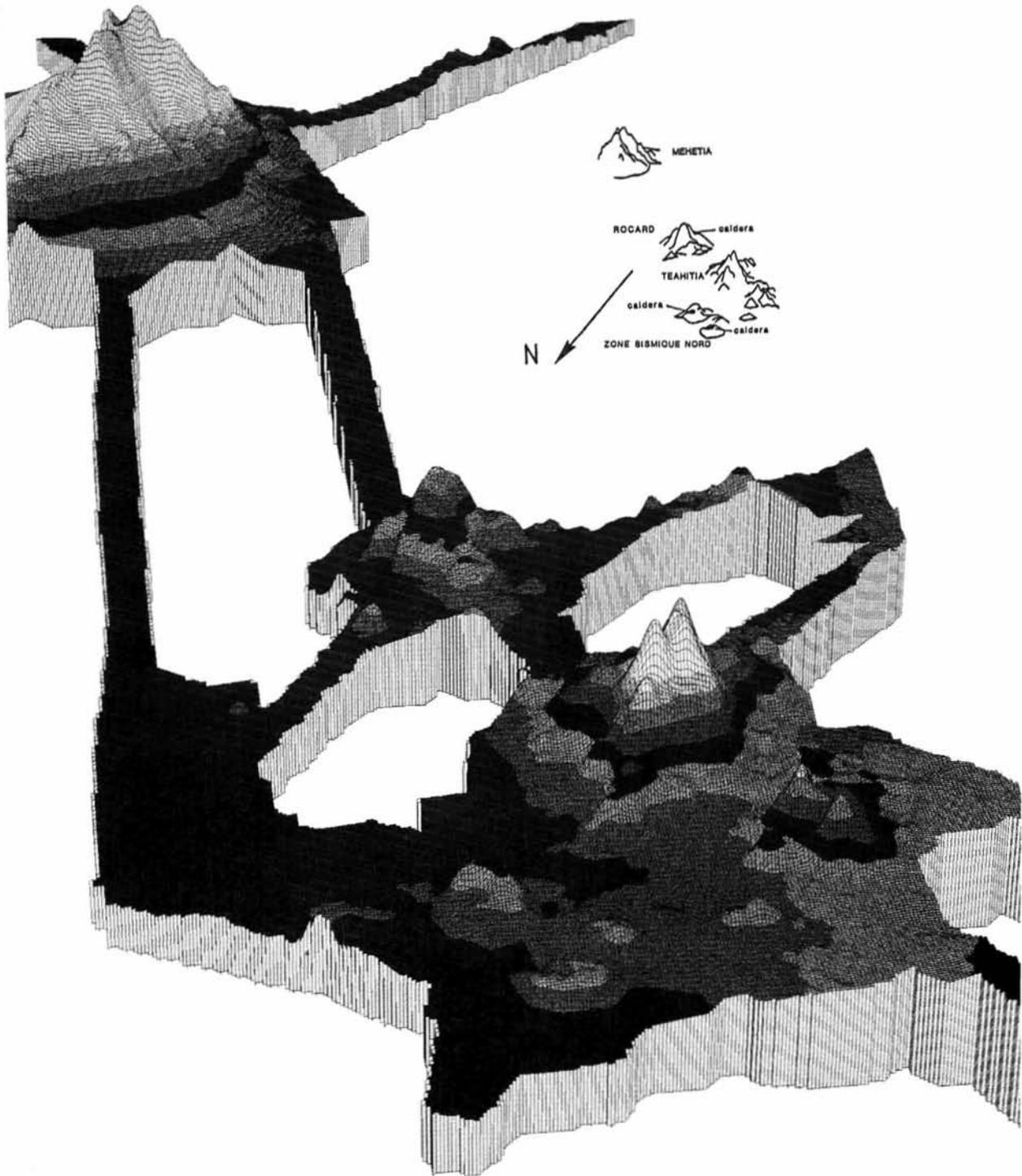


Figure 2

Bloc diagramme tiré de la carte bathymétrique de la figure 1. Vue du nord-ouest vers le sud-est. Chaque couleur représente un intervalle de 200 m. La profondeur maximum (bleu foncé) est de 3 800-4 000 m entre Mehetia et Rocard.

Block diagram made from the Seabeam bathymetric data shown in Figure 1. The view is oriented from the north-west to the south-east direction. Each colour band indicates 200 m intervals. the maximum depth (dark blue) between Mehetia and Rocard is 3 800-4 000 m.

CADRE GÉOLOGIQUE

Les édifices volcaniques qui ont été identifiés en mer au sud-est de Tahiti, dont ils sont séparés de 40 à 120 km, sont détachés de cette île et sont bien individualisés (fig. 1). Ils forment généralement des édifices isolés s'élevant jusqu'à 2 000 m au-dessus des fonds océaniques environnants, dont la profondeur moyenne est de 3 750 à 3 800 m (figs 2 et 3). Seule l'île de Mehetia est émergée et le volcan Moua Pihaa, plus au Sud, atteint une profondeur de 160 m sous le niveau de la mer. Au-delà de Mehetia, limite orientale de la zone de point chaud, le plancher océanique ancien atteint une profondeur de 4 100 à 4 200 m (fig. 1). En fonction de leur morphostructure, on a distingué deux types principaux de volcans :

- les petits édifices (hauteur \leq 600 m), plus ou moins circulaires, possédant éventuellement des caldeiras et semblables aux collines abyssales (Batiza et Vanko, 1983, 1984 ; Searle, 1983 ; Fornari *et al.*, 1984) ;
- des volcans composites de plus grande taille (hauteur $>$ 600 m) avec des structures complexes.

Une étude récente menée par le F.S. Sonne (1987) a apporté de nouvelles données sur la géologie de cette région. Un bombement régional, dont la surface est comprise entre 3 700-3 900 m de profondeur, ayant une centaine de kilomètres de large et couvrant une surface de plus de 10 000 km² entre Tahiti et l'île de Mehetia, a

été découvert (Stoffers *et al.*, 1987). Sur ce "bulge", indépendamment des volcans, existent des petites collines et une couche sédimentaire d'au moins 50 cm d'épaisseur. Le bombement s'élève d'environ 300 à 500 m au-dessus du plancher océanique environnant. L'origine de ce bombement crustal est inconnue et des travaux complémentaires tels que profils de sismique réflexion et forages seront nécessaires pour déterminer avec précision structure et composition de cette croûte.

La partie nord de la zone étudiée est essentiellement formée de petits volcans dont la hauteur est généralement inférieure à 600 m et dont la hauteur moyenne est de l'ordre de 300 m, avec un diamètre de base de 5 à 6 km. Les sommets culminent à 2 900 m et peuvent avoir des structures en forme de caldeira. La présence de ces volcans a d'abord été détectée à partir des événements sismiques avant d'être reconnue au cours de la cartographie Seabeam de la zone. La drague DR2 réalisée sur le flanc de l'un de ces édifices a donné des basaltes alcalins et tholéïtiques. Les volcans composés, dont la hauteur est supérieure à 600 m, montrent de nombreuses particularités génétiques complexes. Ils forment les édifices volcaniques principaux (figs 1 à 5) et leur complexité structurale est liée à leur taille. Ils ont des cônes adventifs et des éperons allongés radialement (figs 3, 4, 5). Les quatre structures volcaniques principales : Teahitia, Rocard, Mehetia et le volcan Cyana ont été cartographiées à l'aide du Seabeam. Ils sont distants les uns des autres d'environ 40 km (fig. 1).

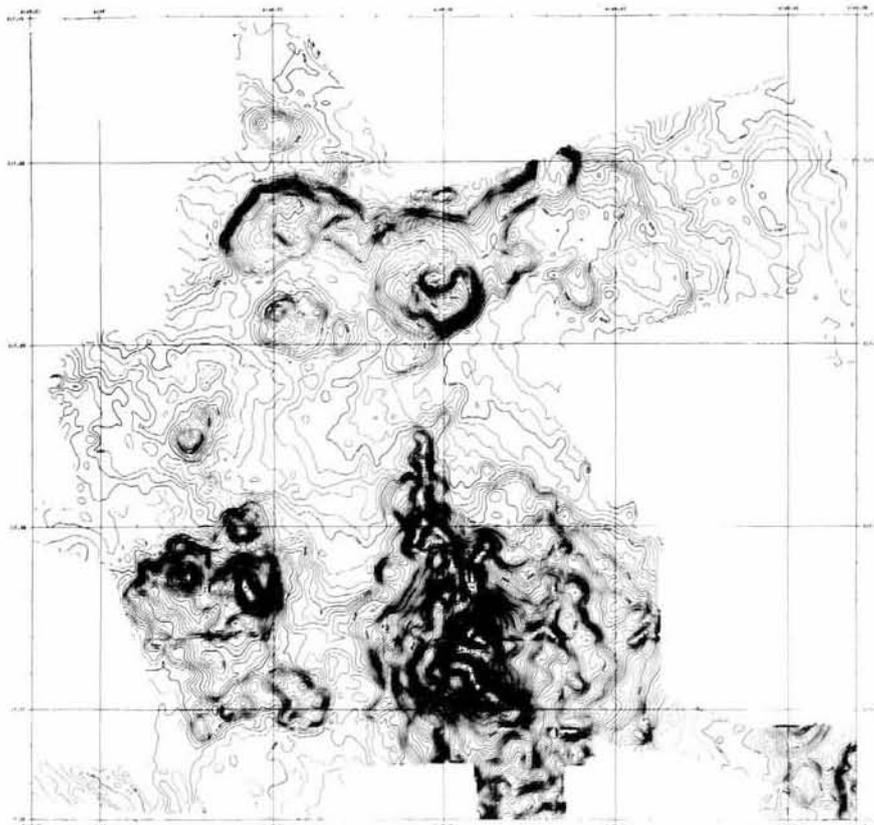


Figure 3

Carte bathymétrique détaillée du volcan Teahitia. L'équidistance des courbes est de 20 m.
Detailed Seabeam bathymetric chart of Teahitia volcano area made during the 1986 cruise of the N/O Jean Charcot. The contour lines are drawn every 20 m.

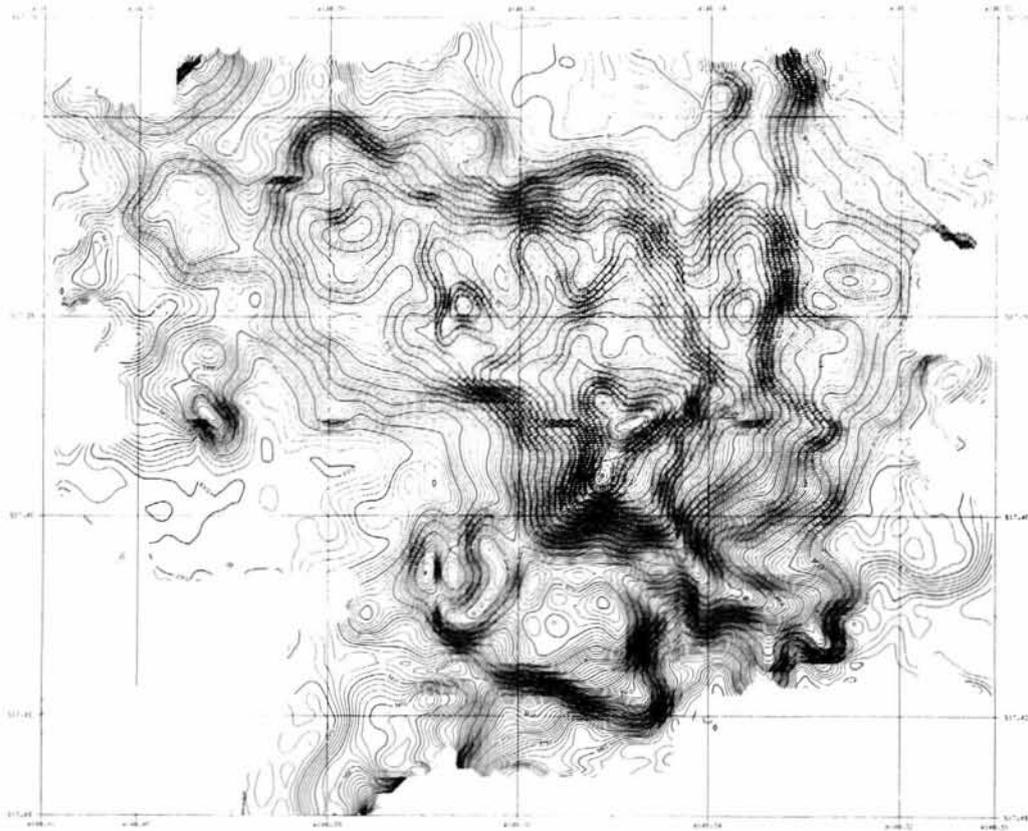


Figure 4

Carte bathymétrique détaillée du volcan Rocard. L'équidistance des courbes est de 10 m.

Detailed Seabeam bathymetric chart of Rocard volcano made during the 1986 cruise of N/O Jean Charcot. The contour lines are drawn every 10 m.

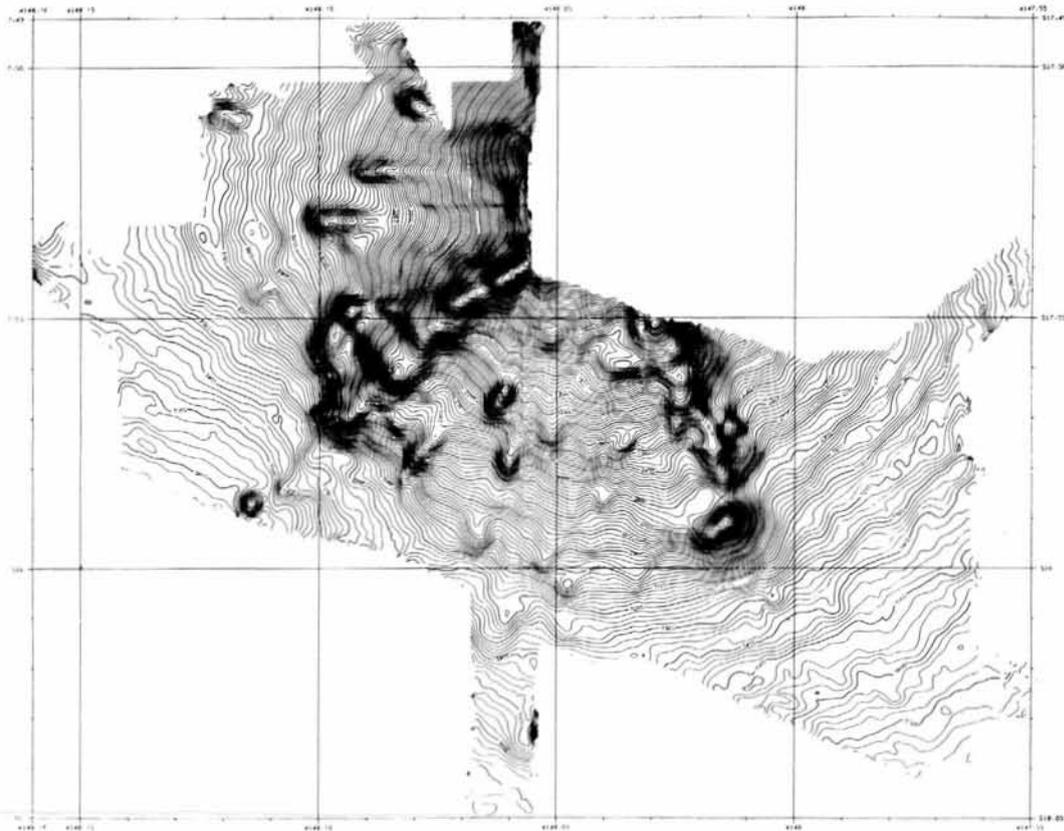


Figure 5

Carte bathymétrique détaillée du flanc sud du volcan Mehetia. L'équidistance des courbes est de 20 m.

Detailed Seabeam bathymetric chart of southern flank of Mehetia volcano made during the 1986 cruise of N/O Jean Charcot. The contour lines are drawn every 20 m.

Le TEAHITIA (fig. 3), ou "feu debout" en polynésien, s'élève jusqu'à -1 450 m. Son sommet est formé de trois pics et quelques cônes circulaires d'environ 100 m de haut se trouvent sur les flancs. C'est une des structures sous-marines principales. Les plus remarquables de ces petits édifices latéraux sont approximativement alignés nord-sud, direction plus ou moins parallèle aux anomalies magnétiques, et donc aux isochrones de la croûte, ce qui amène à penser que la structure de la croûte a dû jouer un rôle important dans l'ouverture des fissures émissives.

Le ROCARD (fig. 4) est un volcan relativement petit, avec moins de 1 600 m de haut. Plusieurs cônes volcaniques adventifs sont distribués sur le flanc nord-ouest du volcan dont deux cônes circulaires de 100 et 300 m de haut.

Le MEHETIA (fig. 5) est le plus grand des volcans dans la zone ; il atteint 435 m au-dessus du niveau de la mer. Son diamètre de base est d'environ 20 km. Au sud de l'île, dans la zone bien cartographiée, et particulièrement là où ont été enregistrés des essais sismiques en 1981 et où ont été dragués (DR1) vers 2 500-2 700 m de profondeur des basaltes à verre frais, il existe des cônes adventifs. Le volcan Mehetia montre dans sa partie sous-marine des rides et éperons radiaux formant des structures en "étoiles de mer" (Vogt et Smoot, 1984) allant de la zone sommitale jusque vers 3 000 m. Ces éperons sont probablement dus à des éruptions issues de fissures émissives radiales le long de "rift zones" sur les flancs des volcans, comme cela a été trouvé pour les guyots Geisha et les îles d'Hawaii (Vogt et Smoot, 1984).

Une plongée sur le flanc sud-ouest de Teahitia (fig. 6) (CY 83-62) a été faite en 1983 avec CYANA ; elle a débuté à une profondeur de 2 714 m, sur un fond recouvert de sédiment avec quelques affleurements basaltiques.

Des escarpements de 3 à 20 m de haut avec à leur base des talus de débris sont répartis entre 2 500 m et le sommet du volcan. Ces falaises représentent probablement les fronts de coulées. A partir de 2 200 m, le sédiment disparaît et l'empilement de coulées est apparent. Ces coulées sont partiellement recouvertes de fragments de roche provenant des formations supérieures composées essentiellement de "tubes" et de "pillows" dont les diamètres varient de 1 à 3 m et dont les longueurs peuvent atteindre de 5 à 10 m. Bien que fraîches, les roches n'ont pas l'aspect vitreux et brillant que l'on observe sur les coulées tholéitiques typiques de la ride Est-Pacifique.

La taille des formations varie considérablement et on y a observé des pillows géants, souvent plus gros que Cyana (soit plus de 6 m), près du sommet du volcan c'est-à-dire vers 1 580 m. Des événements hydrothermaux basse température en forme de cheminée ont été découverts sur le bord d'un escarpement de 20 m de haut à 1 460 m (figs 6 et 7). Des dépôts poudreux brun-rouge d'hydroxyde de fer ($\text{SiO}_2 = 9,23$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 81,86$; Hoffert *et al.*, 1987) sont répandus tout autour du site, les cheminées étant elles-mêmes formées de ce même matériel, plus compact bien que très fragile, avec quelques rares encroûtements de manganèse.

La température de l'eau de mer autour de Cyana au niveau du site était de 3,25°C, soit 0,5°C au-dessus de la température moyenne de la zone à cette profondeur

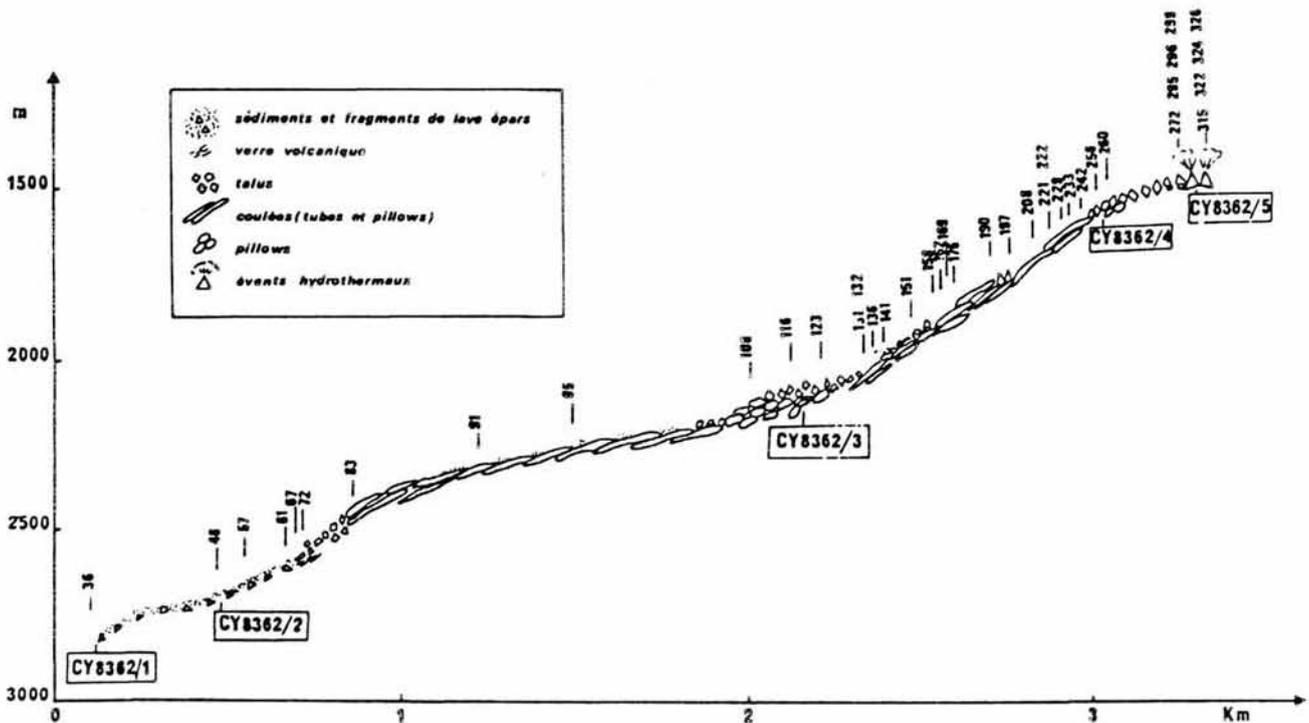


Figure 6

Interprétation géologique de la plongée Cyana CY 83-62. Les numéros des échantillons et des photos sont indiqués le long du profil.
 Geological interpretation of CY 83-62 Cyana dive. Photograph and sample number are shown along the profile.



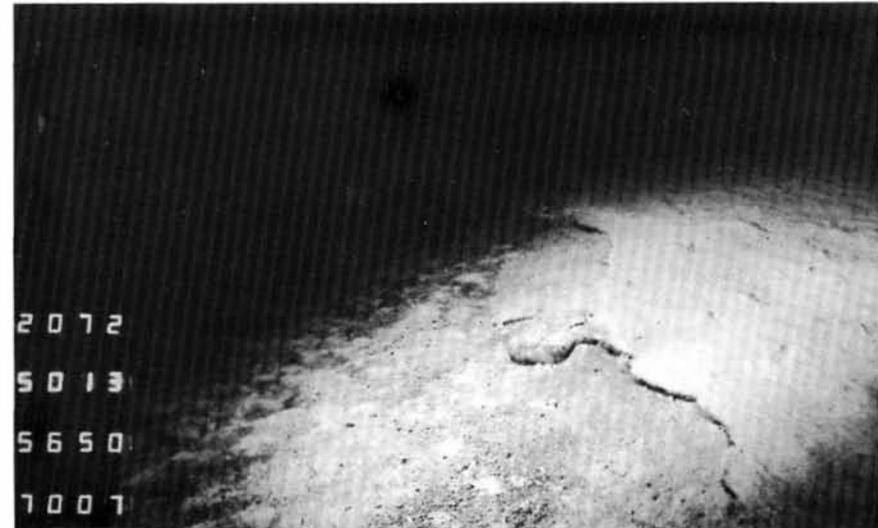
1



2



3



4

Figure 7

Photographies de sites volcaniques et hydrothermaux prises sur le volcan sous-marin Teahitia.

1 - Événement hydrothermal actif du sommet du volcan où le moirage des fluides basse température a été repéré (-1454 m). 2 - Concrétions hydrothermales inactives situées au pied d'un escarpement 15 m au-dessous du champ actif. Site de l'échantillon CY 83-62-5 (- 1 469 m). 3 - Tube de lave près du site de l'échantillon CY 83-62-3 (- 2 017 m). 4 - Couche indurée de hyaloclastites sur les flancs du volcan (-2 557).

Bottom photographs of hydrothermal and volcanics fields taken on the Teahitia seamount.

1 - Active hydrothermal vent located on the summit of the volcano where shimmering of low temperature fluid was seen (depth 1 454 m). Temperature sensors on the Cyana showed an increase in ambient temperature of about half a degree. 2 - A dead hydrothermal field showing "candle like" drips at the foot of a scarp beneath (about 15 m below) the active field (1). Picture taken at the sampling CY 83-62-5 (depth 1 469 m). 3 - Tubular pillow lava flowing down slope near the sampling CY 83-62-3 (depth 2 017 m). 4 - Flat lying slab of hyaloclastite found on the flank of the volcano (depth 2 557 m).

(2,7°C). Le moirage de l'eau a été observé au-dessus de quelques cheminées. Des encroûtements hydrothermaux de même nature avaient été dragués sur le volcan sous-marin Loihi (De Carlo *et al.*, 1983).

LES ÉCHANTILLONS

Le contenu de quatre dragues et les échantillons pris par Cyana au cours de la plongée CY 83-62 constituent la collection de cette étude. Les échantillons de la première drague (notés DR1...) ont été ramassés entre 3 000 et 2 400 m de profondeur sur le flanc sud-est du volcan Mehetia, dans la zone de l'essai sismique de 1981. Ceux notés DR2... viennent du sommet de la bordure sud de la caldeira d'un petit volcan situé au nord-ouest de Teahitia (figs 1 et 2) et qui a été le siège d'une crise sismique en 1985. Les échantillons y ont été dragués entre 3 500 et 3 000 m de profondeur. Teahitia a été échantillonné par la drague n°3 (échantillons notés DR3...) et par Cyana. La drague a été faite entre 2 600 m et 2 100 m de profondeur, sur le flanc sud-est, tandis que la coupe réalisée à l'aide de Cyana l'était sur le flanc sud-ouest (fig. 6). La dernière drague (échantillons notés DR4...) a concerné le flanc sud-est du volcan Rocard, entre 3 000 et 2 500 m de profondeur. Les types de roches récoltées ainsi sont essentiellement :

- des tubes de lave en pillow montrant un débit radial ;
- des morceaux de lave en draperie montrant des formes cordées et/ou striées ;
- des coulées bulleuses à surface vitreuse ;
- des échantillons prismés massifs ;
- des hyaloclastites.

De nombreux pillows sont caractérisés par des couches concentriques de refroidissement montrant alternativement des zones minces (< 1 cm d'épaisseur) de roche compacte et des zones plus épaisses (> 1 cm d'épaisseur) très bulleuses. Cette zonation est probablement due à des injections successives de lave dans les différents types. Les couches bulleuses correspondraient à l'arrivée de petites quantités de lave entraînant une diminution de la pression dans le tube et donc la formation de bulle dans cette lave. Les zones plus compactes, et plus fines, résulteraient probablement d'un refroidissement entre deux arrivées de lave.

De tous les échantillons récoltés sur les différents volcans, les plus frais viennent de Rocard (DR4). Ce sont des échantillons vitreux et bulleux dont les bulles sont aplaties avec des parois plus ou moins parallèles. Des morceaux d'échantillons vitreux ont jusqu'à 30 cm de large avec des bulles lenticulaires de 2 cm de long. Après avoir été remontés à la surface, ces échantillons ont pendant quelques jours explosé sur le pont du bateau en dégageant une forte odeur de H₂S. Un phénomène semblable ("popping rocks") observé sur des échantillons de la ride médio-atlantique avait été attribué à la mise en place récente de laves dont les gaz n'avaient pas encore eu le temps de s'échapper des bulles (Hékinian *et al.*, 1973 ; Chaigneau *et al.*, 1980).

Les échantillons de Mehetia (DR1) et Teahitia (DR3 et CY 83-62) sont des morceaux de pillows et de tubes très frais et très bulleux. Ils contiennent des xénolites d'olivine (fig. 7, n°3). Un échantillon de hyaloclastite (CY 83-62-2) composé de fragments vitreux frais cimentés par de l'oxyhydroxide de fer (goethite-limonite), dont l'origine est probablement hydrothermale, a été récolté au sud-ouest de Teahitia, à une profondeur de 2 500 m. Des morceaux vitreux de cet échantillon ont été analysés : ils ont une composition de basalte alcalin évolué semblable à celle des laves formant le volcan (tab. II). Dans la zone d'échantillonnage se trouvait sur le sédiment recouvrant le fond (fig. 7, n°4) une mince couche de hyaloclastite (1 à 3 cm). Les échantillons de la zone sismique active nord (DR2, fig. 2) sont très altérés et supposés anciens.

Les échantillons de roches récoltés dans les différents sites sont classés suivant leur minéralogie et leur composition chimique en quatre groupes principaux :

- ankaramites ;
- basaltes alcalins ;
- basaltes à faible teneur en K ;
- trachytes.

Les compositions chimiques et minéralogiques sont reportées dans les tableaux I, II, III et IV.

Ankaramite

Ce terme désigne, ici, deux échantillons très bulleux avec des cristaux (DR2-1, Mehetia), essentiellement de clinopyroxène et d'olivine. Les mégacristaux et les phénocristaux de clinopyroxène ont une composition d'augite diopsidique (wo₄₈ en₄₂, fs₁₀) et sont associés à de l'olivine (Fo_{80.1}, tabs III, IV). Ils sont insérés dans une matrice d'augite titanifère (wo₄₉ en₃₂ fs₁₉, tab. I) et de spinel chromifère. Les clinopyroxènes de la matrice sont aciculaires et ont une texture dendritique due à la trempe.

Des types de roches semblables avaient été auparavant signalés dans la zone de Tahiti-Taïarapu par Berger (1981). Les ankaramites sont riches en magnésium : MgO = 12-16 % et ont des concentrations très élevées en Ni et Cr (400-500 et 600-700 ppm respectivement).

Basaltes alcalins

Les basaltes alcalins ont été récoltés à Mehetia et Teahitia. Des analyses chimiques représentatives sont données dans les tableaux I et II. Les échantillons sont généralement très bulleux avec une mince bordure vitreuse de refroidissement contenant de nombreux microlites et des cristaux primaires d'olivine, clinopyroxène, plagioclase et spinel chromifère. De même, la partie interne cristallisée montre des phénocristaux d'olivine (Fo₇₅-Fo₈₅), plagioclase (an₆₀ or₃ ab₃₇) et d'augite titanifère (wo₄₈ en₃₇ fs₁₅). La pâte est formée de microlites de plagioclase et clinopyroxène.

Tableau I

Analyses sur roches totales d'échantillons du point chaud de Teahitia-Mehetia. CY 83... indique les échantillons récoltés par le submersible Cyana. DR et MEH (Mehetia) sont des échantillons de dragages. Les analyses des CY ont été faites par XRF au laboratoire de Pétrologie de l'Université Pierre et Marie Curie de Paris, les autres par chimie humide et absorption atomique (CRPG Nancy). Les analyses des Terres Rares ont été faites au CRPG de Nancy.
Bulk rock analyses of selected samples from the Teahitia-Mehetia hot spot region. CY 83... stands for samples collected by the diving saucer Cyana. DR and MEH (Mehetia) indicates dredged samples. CY analyses are made by XRF (Laboratoire de Pétrologie, Université Pierre et Marie Curie, Paris), the others by wet chemistry and atomic absorption (CRPG, Nancy). The Rare Earth analyses were done by the CRPG (Nancy).

wt%	Alkali-Basalts				Ankaramites			Trachyte
	CY83 62-1	CY83 62-3	CY83 62-4	DR3-2	DR1 P3-3	MEH	DR2-1	DR4-2
SiO ₂	48.40	47.76	48.22	45.49	45.40	44.07	44.05	58.05
TiO ₂	3.35	3.31	3.31	3.65	3.89	3.07	3.35	0.83
Al ₂ O ₃	15.98	16.02	15.70	12.14	13.75	9.90	11.16	17.33
Fe ₂ O ₃	3.78	3.17	4.60	3.13	4.06	2.97	3.37	1.30
FeO	6.53	6.96	5.85	8.90	7.77	10.49	8.86	3.96
MnO	0.14	0.14	0.14	0.17	0.17	0.18	0.19	0.21
MgO	5.31	4.95	5.95	9.77	7.33	15.46	12.14	1.30
CaO	8.04	7.93	8.00	10.11	9.94	10.18	9.92	2.04
Na ₂ O	4.31	4.29	3.99	2.75	3.44	2.21	2.94	6.32
K ₂ O	3.11	3.11	2.99	1.56	1.95	1.06	1.51	5.75
P ₂ O ₅	0.86	0.74	0.82	0.58	0.68	0.44	0.59	0.83
Total	99.81	98.38	99.57	98.25	98.38	100.03	98.08	97.92
CIPW-NORMS								
Q	-	-	-	-	-	-	-	-
or	18.40	18.40	17.69	9.23	11.53	6.27	8.93	34.01
ab	23.29	21.64	24.82	18.14	18.33	9.68	12.07	43.37
an	15.03	15.23	16.06	16.14	16.28	13.94	12.77	1.89
ne	7.12	7.92	4.82	2.76	5.82	4.88	6.93	5.44
lc	-	-	-	-	-	-	-	-
wo	8.06	8.10	7.67	12.58	11.94	14.11	13.60	1.23
di en	5.84	5.43	6.15	8.68	8.59	9.84	9.71	0.48
fs	1.46	2.05	0.61	2.85	2.25	3.07	2.65	0.77
ol fo	5.20	4.86	6.11	11.02	6.81	20.17	14.45	1.94
fa	1.44	2.03	0.67	4.00	1.97	6.94	4.36	3.43
mt	5.48	4.60	6.67	4.54	5.89	4.31	4.89	1.89
il	6.36	6.29	6.29	6.94	7.39	5.83	6.36	1.58
ap	2.03	1.75	1.94	1.37	1.61	1.04	1.40	1.96
Total	99.72	98.30	99.49	98.26	98.42	100.07	98.10	97.99
Mg #	59.41	56.14	64.67	66.40	62.94	72.62	71.15	37.14
REE								
La	-	-	-	-	50.17	-	-	-
Ce	-	-	-	88.80	113.00	86.36	243.00	-
Nd	-	-	-	50.90	59.00	47.28	110.40	-
Sm	-	-	-	10.87	12.17	9.96	19.97	-
Eu	-	-	-	3.41	3.70	3.04	4.78	-
Gd	-	-	-	9.87	10.61	8.68	14.97	-
Dy	-	-	-	6.54	7.34	5.93	11.58	-
Er	-	-	-	2.82	2.98	2.33	5.57	-
Yb	-	-	-	1.82	2.12	1.56	-	-

Tableau II

Analyses à la microsonde de verres de laves du point chaud de Teahitia-Mehetia. DR 2-7 est une tholéiite à faible teneur en K, DR 4-2 est une trachyte et CY 83-62-2 une hyaloclastite. Tous les autres échantillons sont des basaltes alcalins. Le Fe total est calculé comme FeO. Mg# = MgO/MgO + Fe²⁺ (proportions atomiques). Symboles identiques au tab. I
Microprobe analyses of selected glassy rocks from the Teahitia-Mehetia hot spot region. DR = dredge hauls. DR2-7 is a low K-tholeiite, DR4-2 is a trachytic rock and CY 83-62-2 is a hyaloclastite. All the others are alkali basalts. Total Fe calculated as FeO; Mg# = MgO/MgO + Fe²⁺ (atomic proportions).

wt%	DR2-7	DR1- P1-1	DR3-9	DR1- P1-3	DR1- 2-4	DR3-11	CY83- 62-1	CY83- 62-2	DR4-2
SiO ₂	47.17	45.30	45.93	46.80	45.33	47.32	48.72	49.38	59.41
TiO ₂	0.73	3.81	4.43	4.29	4.14	4.14	3.87	3.56	0.75
Al ₂ O ₃	18.34	13.35	13.97	15.24	14.57	13.81	16.74	16.64	18.16
FeO*	8.34	11.12	10.73	10.94	11.33	11.32	8.71	8.99	4.83
MnO	0.04	0.17	0.13	0.19	0.07	0.11	0.37	0.20	0.13
MgO	10.26	7.13	6.78	5.55	5.69	6.79	4.13	3.99	1.28
CaO	11.75	11.87	10.99	10.92	10.69	11.21	7.83	8.01	1.81
Na ₂ O	2.51	3.21	3.06	2.27	3.39	2.80	4.07	4.06	5.37
K ₂ O	0.01	1.80	1.74	2.04	2.03	1.61	3.37	3.37	5.92
Total	99.15	97.76	97.76	98.24	97.24	99.11	97.81	98.20	98.11
CIPW-NORMS									
Q	-	-	-	-	-	-	-	-	-
or	0.06	10.65	10.29	12.07	12.01	9.52	19.93	19.93	35.02
ab	19.63	9.61	16.52	19.19	13.52	19.83	21.05	21.69	45.39
an	38.70	16.67	19.21	25.32	18.51	20.32	17.41	17.18	5.93
ne	0.86	9.50	5.06	-	8.20	2.08	7.23	6.84	0.24
lc	-	-	-	-	-	-	-	-	-
wo	8.19	16.59	13.47	10.78	13.26	13.58	7.80	8.38	-
di en	5.31	9.89	8.40	6.13	7.48	8.12	4.40	4.54	-
fs	2.31	5.82	4.24	4.18	5.22	4.74	3.06	3.55	-
hy en	-	-	-	0.44	-	-	-	-	-
fs	-	-	-	0.30	-	-	-	-	-
of fo	14.24	5.55	5.98	5.11	4.72	6.20	4.15	3.81	1.56
fa	6.82	3.60	3.34	3.85	3.64	4.00	3.19	3.28	3.18
mt	1.61	2.15	2.07	2.11	2.19	2.19	1.68	1.74	0.93
il	1.39	7.24	8.42	8.15	7.87	7.87	7.35	6.76	1.43
ap	-	0.95	1.10	1.07	1.03	1.03	0.96	0.88	1.06
c	-	-	-	-	-	-	0.70	-	-
Total	99.11	98.20	98.11	98.69	97.64	99.47	98.22	98.58	98.22
Mg #	71.87	57.11	56.75	51.31	51.05	55.47	49.62	47.96	35.50

Tableau III

Analyses à la microsonde de phénocristaux et microphénocristaux d'olivine du point chaud de Teahitia-Mehetia (mêmes symboles qu'au tab. I)
Microprobe analyses of olivine phenocrysts and microphenocrysts from the Teahitia-Mehetia hot spot region (same symbols as Tab. I).

wt%	DR2-7 av.2	DR1-P1-1 av.3	DR3-9 av.2	DR1-P3-3 av.2	DR1-P1-3	DR1-2-4 av.4	CY83-62-1 av.6	CY83-62-4 av.3	CY83-62-3 av.4	CY83-62-2 av.2	DR4-2 av.3
SiO ₂	40.57	40.60	40.20	38.75	39.80	39.34	39.96	39.43	39.66	39.31	38.42
FeO*	10.31	14.52	14.84	14.74	18.10	17.66	18.96	19.12	19.78	19.64	29.31
MnO	0.27	0.22	0.22	0.20	0.23	0.24	0.17	0.27	0.33	0.24	1.35
MgO	49.95	46.60	45.66	46.98	44.26	44.38	43.58	43.05	41.56	42.10	32.30
CaO	0.36	0.36	0.24	0.25	0.26	0.30	0.25	0.24	0.24	0.24	0.25
Fe	89.47	85.00	84.38	84.84	81.14	81.52	80.21	79.82	78.64	79.05	65.16

Tableau IV

Analyses à la microsonde de phénocristaux de clinopyroxènes et de plagioclases du point chaud de Teahitia-Mehetia (mêmes symboles qu'au tab. I).
Microprobe analyses of clinopyroxene and plagioclase phenocrysts from the Teahitia-Mehetia hot spot region (same symbols as Tab. I).

wt%	Clinopyroxene			Plagioclase				
	DR1-P3-3 av.3	CY83-62-2 av.3	CY83-62-3 av.2	DR2-7 av.4	CY83-62-1 av.2	CY83-62-4 av.3	CY83-62-3 av.4	DR2-6 av.4
SiO ₂	42.67	47.46	43.61	48.43	52.11	51.8	52.2	49.32
Al ₂ O ₃	8.91	5.45	9.08	12.53	29.74	30.03	29.88	31.19
FeO*	9.18	7.70	8.63	0.34	0.52	0.59	0.53	0.64
MnO	0.14	0.01	0.11	-	-	-	-	-
MgO	11.65	13.92	11.49	0.25	0.13	0.12	0.11	0.42
CaO	21.60	21.45	21.26	16.25	12.95	12.68	12.24	15.19
Na ₂ O	0.58	0.44	0.67	2.32	3.88	3.71	4.07	2.65
K ₂ O	-	-	-	-	0.46	0.50	0.52	0.07
TiO ₂	4.70	2.84	4.21	-	-	-	-	-
Total	99.55	99.32	99.08	100.11	99.46	99.52	99.66	99.50
wo	48.40	45.76	48.26	ab 20.49	34.19	33.58	36.39	23.90
en	35.27	41.28	36.26	or 0.04	2.68	2.99	3.10	0.45
fs	16.33	13.01	15.48	an 79.47	63.12	63.43	60.51	75.65

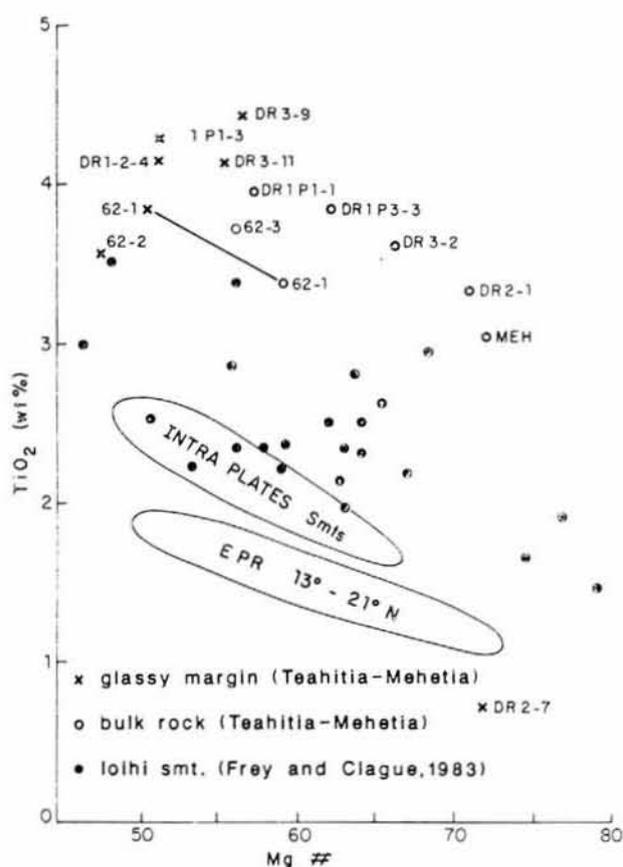


Figure 8

Mg # en fonction de TiO₂ des roches volcaniques du point chaud Teahitia-Mehetia comparées à celles d'autres volcans intraplaque. Le champ des données EPR (13°N et 21°N) est représenté. Pour l'échantillon 62-1, les données de la croûte vitreuse et celles de la roche cristallisée comportant des xénocristaux mafiques sont reliés par un trait.

Mg # versus TiO₂ content of the Teahitia-Mehetia hot spot volcanics compared to other intraplate volcanoes. The field of low-K tholeiites from the East Pacific rise near 21°N and 13°N is also shown. The tie line (62-1) between glassy margins and crystalline interior containing mafic xenocrysts is shown.

Quelques échantillons (par exemple CY 83-62) contiennent des microlites de biotite et de petites quantités de verre brun interstitiel (Martin, 1984). Des traces de palagonitisation du verre sont visibles. La composition des basaltes est assez variable : Mg # va de 50 à 67 (tabx I et II). La teneur en SiO₂ varie entre 43 et 47 %, celle de K₂O entre 1,5 et 3 % et celle de TiO₂ entre 3 et 4,3 %. A partir des compositions chimiques et minéralogiques, on peut séparer les basaltes alcalins en deux types : l'un moins évolué (DR3-2, DR1-P3-3, DR1-P1-1) et l'autre plus évolué (CY 83-62-4, 3, 2, 1 ; DR1-2-4 ; DR1-P1-3 ; DR3-11 ; DR3-9). Les basaltes alcalins les moins fractionnés sont caractérisés par Mg # élevé (57 à 71) et une teneur en forstérite des olivines supérieure à Fo₈₃ (tab. III, fig. 8). Les basaltes alcalins les plus évolués ont un Mg # relativement plus faible (47 à 57) et des olivines appauvries en Mg (Fo₇₈ à Fo₈₂) (tab. III, fig. 8).

En outre, compte tenu de leur teneur en néphéline normative relativement élevée, on pourrait aussi parler de basanites pour ce qui concerne les échantillons évolués. Des xénolites et xénocristaux d'olivine (Fo₈₁₋₈₃) et de spinel chromifère existent dans quelques échantillons (ex : CY 83-61-1).

Trachytes

Ils ont été trouvés seulement sur le volcan Rocard. Ils sont formés à peu près essentiellement de verre avec quelques phénocristaux d'olivine riche en fer (Fo₆₅) ainsi que d'apatite, de magnétite, de feldspath alcalin et de mica partiellement résorbé (tab. III). Tous les échantillons ont des teneurs faibles en TiO₂ (< 1,33 %), un faible Mg # (34 à 45) et un rapport Na₂O/K₂O proche de un. Les teneurs en alcalins sont élevées : entre 5 et 7 % de Na₂O et de K₂O (tabx I et II).

Les différences analytiques observées entre roche totale et résultats à la microsonde sur un même échantillon sont dues à la présence d'associations xénolite-xénocristaux et à la quantité de minéraux dans la bordure figée (tab. I et II).

Basaltes à faible teneur en K

Ce type de roche est représenté par la croûte vitreuse de l'échantillon DR2-7 qui, à part cette bordure, est complètement altéré. Une bonne partie du verre est palagonitisée et la partie intérieure des fragments de pillows a une couleur brun jaune claire. Les rares microphénocristaux d'olivine (Fo₈₉) sont associés à d'occasionnels plagioclases. L'échantillon analysé a de faibles teneurs en K₂O (< 0,02 %), TiO₂ (0,73 %) et un Mg # élevé (72). L'échantillon dont le verre a été étudié est intérieurement très altéré et la croûte vitreuse est recouverte d'un encroûtement de Mn dont l'épaisseur atteint 10 cm par endroit. Ces aspects donnent l'impression que cet échantillon (DR2-7) est beaucoup

plus ancien que les basaltes alcalins de cette drague n°2 (DR2-1 par exemple) et que ceux des autres dragues faites dans la zone Teahitia-Mehetia. Il est donc possible que les tholéiites soient issues de l'activité d'un ancien volcan sous-marin lié à la ride et n'aient ainsi aucun lien avec l'activité actuelle du point chaud. Des datations faites sur du sédiment induré associé à ce pillow donnent, par l'étude des foraminifères, des âges compris entre 50 et 60 Ma. La différence entre les roches alcalines (ankaramites, basaltes alcalins et trachytes) et les tholéiites apparaît nettement dans l'aspect bulleux de celles-là. Elles sont en outre enrichies en éléments volatils (H₂O⁺ > 1-3 %).

Des quatre groupes de roches dont la description a été esquissée ci-dessus, les basaltes alcalins sont, de loin, les plus abondants. On les a trouvés à Teahitia, Mehetia et également, mais en plus petite quantité, sur le volcan de la zone nord. Leur composition varie des basaltes évolués (MgO = 5 à 6 %, ex : CY 83-62-4, tab. I) à des basaltes picritiques et associations picrites-ankaramites (MgO = 12 %, ex : DR2-1, tab. I). Cette variation serait le résultat d'un fractionnement d'olivine et de clinopyroxène, les ankaramites se situant dans la partie la plus basique de cette évolution. Les phénocristaux et les mégacristaux rencontrés dans celles-ci seraient d'origine primaire. La lacune entre les trachytes et les roches basiques rend difficile l'hypothèse d'une relation cogénétique. Les études isotopiques (Devey *et al.*, sous presse) montrent également des différences entre les trachytes et les autres laves. On ne sait pas encore si ces différences sont dues à la source magmatique ou à des événements ultérieurs (par exemple une interaction avec de la croûte océanique altérée et/ou des sédiments).

La figure 9 montre des profils pour les Terres Rares des quatre volcans, avec l'enveloppe de ces éléments pour les basaltes et basanites dragués sur le volcan sous-marin d'Hawaii, le Loihi. Les échantillons alcalins de Teahitia (DR3-2), du volcan sous-marin de la zone nord (DR2-1) et de Mehetia (DR1-P3-3) ont une évolution qui leur est parallèle mais avec des concentrations plus élevées. L'échantillon trachytique de Rocard (DR4-2), avec sa concentration très élevée en T.R. (tab. I), montre l'origine très fractionnée (Mg # 37). DR4-2 a une légère anomalie négative en Eu et une évolution en T.R. légèrement concave due probablement au fractionnement plagioclase + pyroxène/amphibole. Le rapport Ce/Yb est cependant semblable à ceux des basaltes (Ce/Yb = 52 pour DR4-2, 45-55 pour les basaltes). L'échantillon DR2-7, quant à lui, a une signature MORB typique (Sun *et al.*, 1979) avec un appauvrissement très important en Terres Rares légères, contrastant avec l'enrichissement que l'on observe pour les échantillons alcalins (fig. 9, tab. I).

Les basaltes alcalins de Loihi et les roches volcaniques de Honolulu représentent respectivement les produits alcalins primaires et tardifs des volcans hawaïens. Loihi est un volcan sous-marin actif récent édifié sur le flanc sud-est d'Hawaii ; on considère qu'il représente les stades

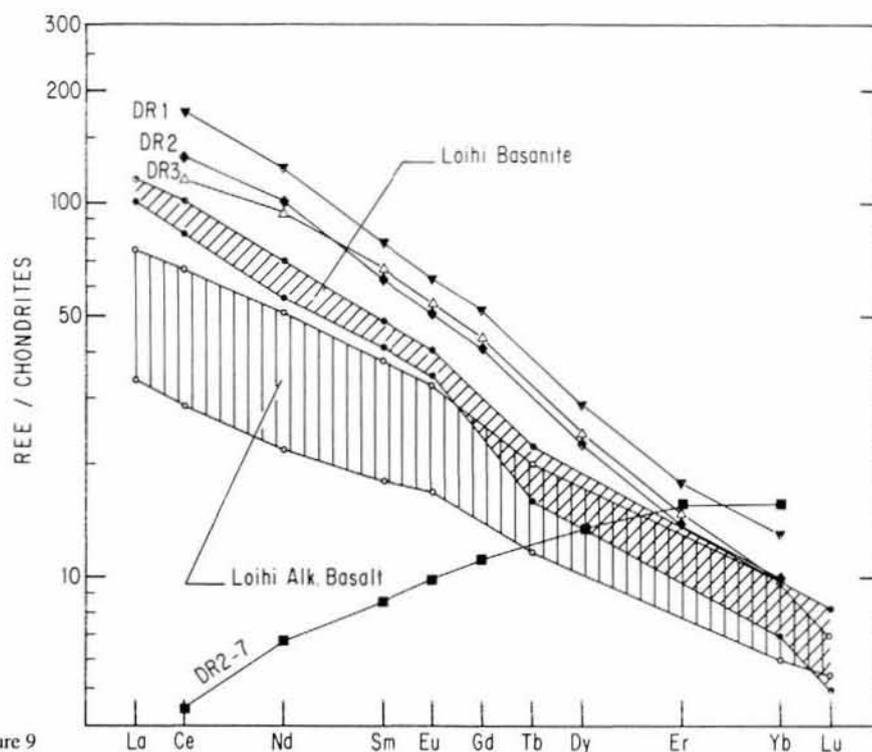


Figure 9

Evolution des Terres Rares normalisées aux chondrites. Les parties hachurées sont celles des basanites et basaltes alcalins du Loihi et des roches d'Honolulu. (Frey et Clague, 1983).
Chondrite normalized rare-earth element patterns. Data given in Table II. Fields are those of Loihi basanites and alkali basalts including Honolulu volcanics. (Frey and Clague, 1983).

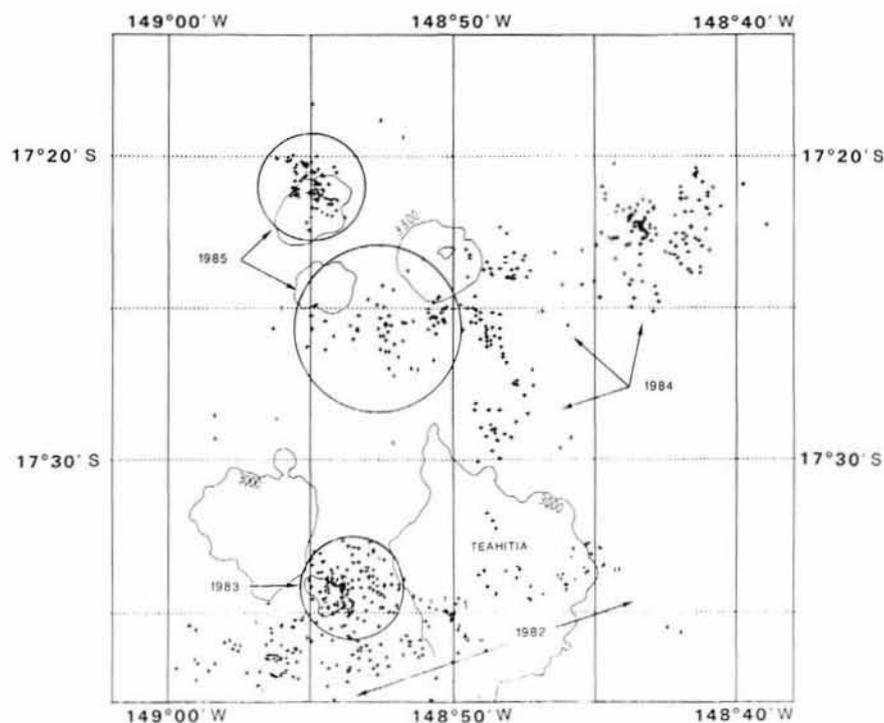


Figure 10

Répartition des épicentres des séismes déterminés par le réseau sismologique du Laboratoire de géophysique de Polynésie française (Commissariat à l'Énergie Atomique) pendant les crises de 1982-1985 dans la zone de Teahitia.
Distribution of earthquake epicenters determined by the seismological network of the geophysical laboratory (Commissariat à l'Énergie Atomique) in french polynesia during the 1982-1985 swarms on Teahitia.

initiaux de la mise en place d'un volcan hawaïien (Moore *et al.*, 1982), les séries volcaniques post-érosion d'Honolulu étant les tout derniers produits du volcan d'Oahu (Garcia *et al.*, 1986). Bien que les basaltes alcalins dragués dans la région de Tahiti proviennent de volcans jeunes et actifs, on notera que, en ce qui concerne les Terres Rares, ils sont plus comparables aux basanites tardives de Loihi et des volcans hawaïiens.

ÉVÉNEMENTS VOLCANIQUES ET SISMICITÉ

Depuis le début de l'installation du Réseau Sismique Polynésien, en 1960, jusqu'en 1980, seulement 400 séismes environ ont été enregistrés. Ils étaient localisés dans la zone Teahitia, Moua-Pihaa et Rocard. De 1981 à 1985, 35 000 séismes de magnitude $ML > 1,0$ ont été enregistrés, répartis en cinq crises principales. La première eut lieu dans la zone sud-est de Mehetia, les suivantes dans la zone de Teahitia en 1982, 1983, 1984 et 1985 (fig. 10 et 11). La dernière crise a montré des tremors de haute fréquence, d'intensité élevée, dont la durée a atteint 200 heures. On attribue cette forte sismicité à la montée du magma dans la croûte et les édifices volcaniques (Talandier et Okal, 1984 et 1987). L'essai sismique de la crise de Mehetia en 1981 est centré sous l'éperon volcanique sud-est situé à environ 6 km du sommet de l'île et 1 700 m de profondeur. Les essaims des crises de 1982 à 1985 sont localisés dans une zone triangulaire d'environ 30 km, sur une base de 40 km, orientée sud-ouest/nord-est, incluant notamment le volcan Teahitia (figs 3 et 10). La répartition des séismes correspond, à mieux que 2 km près, aux structures volcaniques reconnues sur la carte bathymétrique Seabeam (figs 3 et 10). Cette incertitude est due en partie aux difficultés de localiser en absolu les épencentres, les positions relatives restant bonnes. Cette incertitude pourrait aussi venir de la distribution des différentes chambres et conduits magmatiques pouvant être décalés par rapport aux édifices volcaniques principaux. La répartition chronologique des événements sismiques montre la nature irrégulière de la sismicité

comparée à l'activité volcanique. Par exemple, après les crises sismiques de 1982 et 1983 à Teahitia, des événements hydrothermaux actifs ont été découverts au cours de l'exploration en submersible de 1983 au sommet de Teahitia, seulement en un endroit décalé par rapport à la localisation de l'essai sismique principal. Il y a également une bonne corrélation entre les périodes sismiques et l'extension du point chaud. En effet, la première crise sismique majeure a été détectée sur le flanc de Mehetia pendant Mars 1981. Jusqu'ici, Mehetia est le volcan actif le plus oriental du point chaud des îles de la Société. Des études récentes faites avec le F.S. Sonne (Stoffers *et al.*, 1987) montrèrent qu'il n'existait aucune structure volcanique récente à l'est de Mehetia. Une année plus tard, en 1982, l'activité était localisée autour de Teahitia. Ce saut de 90 km de l'activité vers le nord-ouest est remarquable. La crise de 1982 concernait la partie sud avec une migration de la sismicité de l'est vers l'ouest.

La crise de 1983 a consisté en un seul essaim à l'ouest-sud-ouest, à proximité du Teahitia. Les crises de 1984 ont été caractérisées par plusieurs essaims dispersés dans la zone nord-est du volcan. Aucun modèle défini n'y a été observé pour la migration de la sismicité. Enfin la crise de 1985 a consisté en un premier épisode volcanique, situé au nord - nord-ouest de Teahitia, suivi d'un second épisode très fort dans la même direction, mais plus éloigné de Teahitia, à la limite de la zone étudiée, et concernant la zone des petits volcans décrits précédemment dont l'un au moins a une caldeira (figs 2, 3 et 10). Cette dernière crise a relâché un maximum d'énergie avec plusieurs séismes de magnitude relativement élevée ($ML \leq 4$).

Jusqu'ici aucune corrélation n'a été vue entre la composition de la lave et les différents types d'événements sismiques. Néanmoins, nous avons trouvé les basaltes alcalins à inclusion de xénolites sur les volcans les plus importants (Teahitia et Mehetia) où les hypocentres des séismes sont les plus profonds de la zone. Le volcan Rocard, où les coulées trachytiques les plus fraîches ont été échantillonnées et qui a été le siège

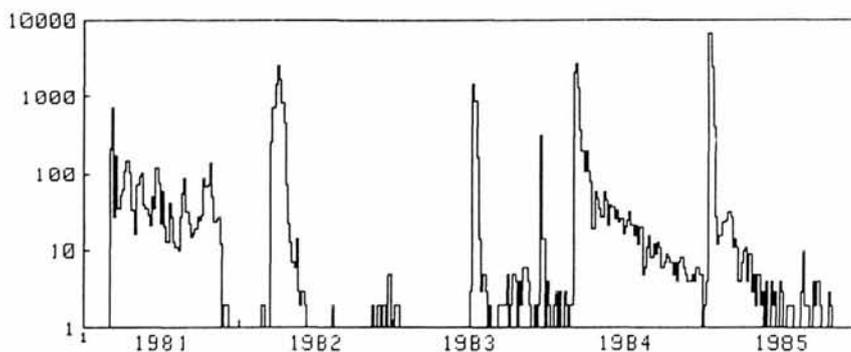


Figure 11

Histogramme du nombre de tremblements de terre par trois jours enregistrés au cours de la période 1981-1985 dans la zone du point chaud de Teahitia-Mehetia. Les cinq crises principales sont de l'ordre de 4 000 (1981), 8 000 (1982), 3 000 (1983), 8 000 (1984) et 10 000 (1985) séismes de magnitude ≥ 1 .
 Histograms of the number of earthquakes, using 3 day windows, recorded during the 1981-1985 period in the hot spot region of Teahitia-Mehetia. The five principal swarms include 4 000 (1981), 8 000 (1982), 3 000 (1983), 8 000 (1984) and 10 000 (1985) earthquakes of magnitude $ML \geq 1.0$.

des événements sismiques les plus récents avant la période 1981-1985 (Talandier et Kuster, 1976), ne montre aucun xenolite.

CONCLUSIONS

La zone active du point chaud de Teahitia-Mehetia s'étend sur environ 8 000 km². De nombreux appareils volcaniques de toutes tailles y sont dispersés sur un fond océanique recouvert d'ondulations. Au cours d'une campagne récente du F.S. Sonne, il a été montré que cette zone constitue un bombement. Par leurs structures et la morphologie de leurs laves, on a montré que les édifices volcaniques se trouvaient à des stades d'évolution différents. Les plus petits appareils, en même temps les moins évolués, seraient les plus nombreux ; ils présentent souvent une caldeira.

Les crises sismiques enregistrées dans la zone étudiée sont localisées sur, ou à proximité immédiate, des volcans sous-marins découverts au cours de la bathymétrie, volcans qui, à l'exception de Teahitia et Rocard, étaient jusqu'ici inconnus. La zone où la sismicité est la plus intense correspond généralement à celle où les événements volcaniques et hydrothermaux sont les plus récents. Cependant la répartition des épices ne correspond pas nécessairement avec précision aux édifices volcaniques majeurs, soit que la localisation de ceux-là ne soit pas suffisamment précise à cette échelle, soit (ou et) que des chambres magmatiques et des conduits volcaniques de mise en place récente ne soient pas directement liés aux édifices majeurs.

Les laves mises en place sur les différents édifices sont essentiellement formées d'une suite de basaltes alcalins fortement enrichie comprenant des ankaramites, des basaltes alcalins à olivine et des trachytes, les basaltes alcalins étant les plus abondants. Toute cette suite,

fortement enrichie en Terres Rares légères, a une évolution rapide des Terres Rares. Les concentrations en Terres Rares sont bien plus élevées dans les trachytes que dans les basaltes alcalins les plus évolués (à l'exception de Eu environ deux fois plus important), bien que les rapports Ce/Yb soient plus ou moins les mêmes dans les deux groupes. Quand on compare les laves du point chaud Teahitia-Mehetia à celles du Loihi, on observe que les premières sont plus riches en alcalins et titane et qu'elles pourraient être plus représentatives du volcanisme intraplaque.

L'échantillon tholéiitique analysé montre une évolution des Terres Rares typiquement N-MORB ; il est beaucoup plus ancien que les échantillons alcalins émis bien plus récemment ainsi que l'épais encroûtement de Mn l'indique. Cette formation tholéiitique aurait pu être reliée à une phase tout à fait initiale de la formation du point chaud, mais l'âge trouvé récemment (N. Mikkelsen comm. pers.) de 50 à 60 Ma la rattache bien plus sûrement à une construction mise en place près de la ride, cette formation appartiendrait donc à la croûte.

Remerciements

Nous remercions particulièrement le Commissariat à l'Energie Atomique (M. Loyer, Laboratoire de Détection Géophysique) pour sa participation au financement de la campagne Teahitia I du N/O Jean Charcot.

Nous remercions le groupe Seabeam d'ATDO à IFREMER-Brest pour le traitement des données.

Nos remerciements vont également au Commandant G. de Froberville pour son aide au cours de la campagne, à M. M. Voisset, chef de mission de la campagne Cyasite au cours de laquelle a eu lieu la plongée CY 83-62, au Commandant A. Girard et à tout l'équipage du N/O Jean Charcot.

REFERENCES

- Batiza R., D. Vanko (1983). Volcanic development of small oceanic central volcanoes on the flanks of the East Pacific Rise inferred from narrow-beam echo-sounder surveys. *Marine Geology*, **54**, 53-90.
- Batiza R., D. Vanko (1984). Petrology of young Pacific seamounts. *J. Geophys. Res.*, **89**, 11235-11260.
- Batiza R., D.J. Fornari, D.A. Vanko, P. Lonsdale (1984). Craters, calderas and hyaloclastites on young Pacific seamounts. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8371-8390.
- Berger E. (1981). Enclaves ultramafiques, mégacristaux et leurs basaltes hôtes en contexte océanique (Pacifique Sud) et continental (Massif Central français). Thèse Université de Paris-Sud Orsay, 469 pp.
- Cande S.C. (1986). Nazca-South America plate interactions since 50 M.Y. BP. *Techn. Report*, Peru Margin O.M.D. site VI Atlas.
- Chaigneau M., R. Hékinian, J.-L. Cheminée (1980). Magmatic gases extracted and analysed from ocean floor volcanics. *Bull. Volcanol.*, **43**(1), 241-253.
- De Carlo E.G., G.M. McMurtry, H.W. Yeh (1983). Geochemistry of hydrothermal deposits from Loihi submarine volcano, Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **66**, 438-449.
- Dostal J., Cl. Dupuy, J.-M. Liotard (1982). Geochemistry and origin of basaltic lavas from Society islands, French Polynesia (South Central Pacific Ocean). *Bull. Volcanol.*, **45**, 51-62.
- Duncan R.A., I. McDougall (1976). Linear volcanism in French Polynesia. *Journ. Volc. and Geoth. Res.*, **1**, 197-227.
- Fornari D.J., V.B.F. Ryan, P.J. Fox (1984). The evolution of craters and calderas on young seamounts: insights from sea MARC I and sea beam sonar surveys of a small seamount group near the axis of the East Pacific Rise at 10°N. *J. Geophys. Res.*, **89**, 11069-11083.
- Frey F.A., D.A. Clague (1983). Geochemistry of diverse basalt types from Loihi Seamount Hawaii: petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **66**, 337-355.
- Garcia M.O., F.A. Frey, D.G. Grooms (1986). Petrology of volcanic rocks from Kaula Island, Hawaii: Implications for the origin of Hawaiian phonolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 461-471.
- Grall H.M., E.A. Okal (1984). Petrological arguments in favor of an active Society Islands (French Polynesia) hot spot. *EOS*, **65**, 16, 300.
- Hékinian R., M. Chaigneau, J.-L. Cheminée (1973). Popping rocks and lava tubes from the Mid-Atlantic Rift Valley at 36°N. *Nature*, **245**, 371-373.
- Herron E.M. (1972). Sea-floor spreading and the cenozoic history of the east-central Pacific. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **83**, 1671-1692.
- Hoffert M., J.-L. Cheminée, A. Person, P. Larque (1987). Dépôt hydrothermal associé au volcanisme sous-marin intraplaque. Prélèvement effectué avec Cyana sur le volcan actif de Teahitia (Polynésie Française). *C. R. Acad. Sci.*, **304**, II, 14, 829-832.
- Lacroix A. (1910). Les roches alcalines de Tahiti. *Bull. Soc. Géol.*, **10**, 91-124.
- Lacroix A. (1928). La constitution lithologique des îles volcaniques de

- la Polynésie australe. *Acad. Sc. Mém.*, **59**, 1-80.
- Malahoff A., G.M. McMurtry, J.C. Wiltshire, H.W. Yen** (1982). Geology and chemistry of hydrothermal deposit from active submarine volcano Loihi, Hawaii. *Nature*, **298**, 234-239.
- Martin B.** (1984). Les minéraux ferro-magnésiens des basaltes tholéïtiques et alcalins : Islande, Hawaii, Tahiti. DEA Pétrologie Minéralogie, Université Pierre et Marie Curie
- McBirney A.R., K.I. Aoki** (1969). Petrology of the island of Tahiti. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **116**, 523-556.
- Minster J.B., T.G. Jordan** (1978). Present day plate motions, *J. Geophys. Res.*, **83**, 5331-5354.
- Moore J.G., D.A. Clague, W.R. Normark** (1982). Diverse basalt types from Loihi seamount, Hawaii. *Geology*, **10**, 88-92.
- Mottay G.** (1976). Contribution à l'étude géologique de la Polynésie française : Archipel des Australes ; Mehetia (Archipel de la Société). Thèse, Université de Paris-Sud
- Okal E.A., J. Talandier, K.A. Sverdrup, T.H. Jordan** (1980). Seismicity and tectonic stress in the South Central Pacific. *J. Geophys. Res.*, **85**, 6479-6495.
- Searle R.C.** (1983). Submarine central volcanoes on the Nazca plate. High-resolution sonar observations. *Marine Geology*, **53**, 77-103.
- Stoffers P. et al.** (1987). Cruise report Sonne 47 - Midplate volcanism central south pacific, french Polynesia, Tahiti - Tahiti, 27.12.1986-2.2. Berichte-reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, Nr 19.
- Sun S.S., R.W. Nesbitt, A.Y. Sharaskin** (1979). Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 119-138.
- Talandier J., G.T. Kuster** (1976). Seismicity and submarine volcanic activity in French Polynesia. *J. Geophys. Res.*, **81**, 936-948.
- Talandier J., E.A. Okal** (1982). Crises sismiques au Volcan MacDonald (Océan Pacifique Sud). *C.R. Acad. Sci.*, **II**, **295**, 195-200.
- Talandier J., E.A. Okal** (1984). New surveys of MacDonald seamount, South Central Pacific, following volcanoseismic activity, 1977-1983. *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 813-816.
- Talandier J., E.A. Okal** (1984). The volcanoseismic swarms of 1981-1983 in the Tahiti-Mehetia area, French Polynesia. *J. Geophys. Res.*, **89**, 11216-11234.
- Talandier J., E.A. Okal** (1987). Volcanoseismic activity in the Tahiti-Mehetia area, 1981-1985. Hawaii Symposium on how volcanoes work, Hilo, Hawaii.
- Tracey J.I., G.H. Sutton, W.D. Nesteroff, J. Galehouse, C.C. von der Borch, T. Moore, J. Lipps, B.U. Haq, J.P. Beckman** (1971). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **8**, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 1037 p.
- Tracy, R.J., P. Robinson** (1977). Zoned Titanian Augite in Alkali Olivine Basalt from Tahiti and the Nature of Titanium Substitutions in Augite. *Amer. Mineralog.*, **62**, 634-645.
- Vogt P.R., N.C. Smoot** (1984). The Geisha guyots: multibeam bathymetry and morphometric interpretation, *J. Geophys. Res.*, **89**, 11085-11107.

