# Les Marquises (Polynésie française) : un archipel intraocéanique atypique *

Gérard GUILLE (1)
Christelle LEGENDRE (2)
René C. MAURY (2)
Martial CAROFF (2)
Marc MUNSCHY (3)
Sylvain BLAIS (4)
Catherine CHAUVEL (5)
Jo COTTEN (2)
Hervé GUILLOU (6)

*The Marquesas archipelago (French Polynesia): an atypical intraoceanic linear chain*

Géologie de la France, 2002, n° 2, 5-37, 2 tabl., 5 fig., 1 pl.

Mots-clés : Synthèse bibliographique, Roche volcanique, Volcan bouclier, Placage sous-crustal, Plateau océanique, Îles Marquises

Key words: Bibliographic synthesis, Volcanic rocks, Shield volcanoes, Underplating, Oceanic plateau, Marquesas Islands

## Résumé

*L'archipel des Marquises, le plus septentrional des alignements volcaniques intraplaque océanique de la Polynésie française, est constitué de huit îles principales (Eiao, Nuku Hiva, Ua Huka, Ua Pou, Hiva Oa, Tahuata, Motane, Fatu Hiva) et de quelques îlots et monts sous-marins, l'ensemble s'étant édifié, entre 5,5 et 0,4 Ma, sur une croûte océanique âgée de 53 à 49 Ma.*

*Nous présentons une étude synthétique et une analyse critique des données géologiques, géophysiques, géochronologiques, pétrologiques et géochimiques actuellement disponibles sur l'archipel. Ce travail montre que les Marquises diffèrent, à bien des égards, des chaînes volcaniques intraocéaniques de type hawaiien, représentées en Polynésie par l'archipel de la Société et l'alignement Pitcairn - Gambier - Mururoa. Tout d'abord, l'archipel présente une direction d'ensemble atypique (N 140-150°E), à rapprocher de la direction structurale ancienne acquise par la lithosphère océanique parallèlement à l'ancien axe d'accrétion lors du fonctionnement de la ride Pacifique-Farallon. Aucun volcanisme actif n'a été mis en évidence jusqu'à présent à son extrémité méridionale, près de la Zone de Fracture des Marquises, et les corrélations entre les âges des îles et leur distance par rapport au point chaud présumé sont moins claires que pour les archipels de type hawaiien. On n'observe pas d'atolls et la subsidence résiduelle récente des îles semble limitée. Les effondrements gravitaires des édifices volcaniques sont plus fréquents et plus importants que dans les autres archipels polynésiens. Un important épaississement crustal a été mis en évidence sous la partie centrale de l'archipel, où le Moho atteint des profondeurs de 15 à 20 km. Enfin, l'étude pétrologique et géochimique des laves constituant les différentes îles de l'archipel montre des évolutions complexes, témoignant en particulier de l'existence d'interactions entre les magmas issus du panache et des matériaux lithosphériques enrichis en éléments incompatibles.*

*Deux modèles, entre lesquels il est à l'heure actuelle difficile de trancher, sont susceptibles d'expliquer la plupart des singularités de l'archipel marquisien. Le premier postule que l'épaississement crustal a été récemment acquis par un très important sous-placage de matériaux magmatiques lors du passage de la lithosphère océanique au-dessus du point chaud. Le second, au contraire, admet l'existence, non encore démontrée, d'un plateau océanique servant de substratum à l'archipel et formé à, ou près, de l'axe de la ride Pacifique-Farallon vers 50 Ma.*

## Abridged English version

*The Marquesas archipelago is the northernmost of the five linear intraplate volcanic chains of French Polynesia. It includes eight main islands (Eiao, Nuku*

* Manuscrit déposé le 4 octobre 2001, accepté le 8 mars 2002.
(1) CEA/DASE Laboratoire de Détection et de Géophysique, BP 12, 91680 Bruyères-le-Châtel. E-mail : guille@dase.bruyeres.cea.fr
(2) Université de Bretagne Occidentale, UMR N° 6538 « Domaines Océaniques », BP 809, 29285 Brest.
(3) Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS-ULP UMR 7516, 5 rue Descartes, 67084 Strasbourg cedex.
(4) Géosciences Rennes, UPR 4661, Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex.
(5) Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Maison des Géosciences, 1381 rue de la Piscine, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9
(6) Laboratoire des Sciences, du Climat et de l'Environnement, Domaine du CNRS, Bât. 12, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex.

*Hiva, Ua Huka, Ua Pou, Hiva Oa, Tahuata, Motane, Fatu Hiva) and a few islets and seamounts formed between 5.5 and 0.4 Ma on a 53-49 Ma old oceanic crust generated at the axis of the Pacific-Farallon ridge.*

*We present here a critical review of the presently available geological, geophysical, geochronological, petrologic and geochemical data on the Marquesas archipelago. It shows that the Marquesas differ in many respects from the intraplate Hawaiian-type hotspot chains represented in Polynesia by the Society archipelago and the Pitcairn - Gambier - Mururoa linear chain. First, the Marquesas archipelago presents an unusual N140-150°E trend, which is approximately consistent with the spreading motion of the Pacific-Farallon ridge, suggesting that the emplacement of the Plio-Quaternary magmas was controlled by the tectonic features and/or the weakness zones of the underlying Pacific plate. Another characteristic feature of the Marquesas is the lack of any presently well-identified active volcanic zone at its southeastern edge, i.e. the Marquesas Fracture Zone. Moreover, the correlation between the ages of the volcanic islands and their distance to the presumed hotspot is less clear than in most Hawaiian-type linear chains. The archipelago is also devoid of any atoll, and the Pleistocene residual subsidence experienced by most islands is rather low. Another atypical feature of the Marquesas with respect to the other Polynesian hotspot chains is the frequency and major importance of gravity collapse events that have destroyed half the surface or more of some islands. In addition, seismic studies have indicated a deep crustal root below the central part of the archipelago, where the depth of the Moho reaches 15 to 20 km. Finally, the petrologic and geochemical features of the Marquesas lavas are unusually complex, and several studies point to important chemical interactions between the ascending plume-related magmas (including the oldest ones, drilled in Eiao and dated at 5.5-50 Ma) and a lithosphere containing incompatible element-enriched crustal materials.*

*Two alternative models may account for most of these unusual characteristics, and further dredging and geochemical studies are needed to decipher between them. The first one postulates that the observed crustal thickening results from Plio-Quaternary magmatic underplating of gabbroic materials when the Pacific lithosphere passed over the Marquesas hotspot. The second one postulates that the origin of the crustal root was linked to the formation of an oceanic plateau, ca. 50 Ma ago, at or near the axis of the Pacific-Farallon ridge, this structure being thermally rejuvenated when it passed over the Marquesas hotspot.*

## Introduction

La plupart des notions relatives à l'évolution des archipels volcaniques intraplaque océanique ont été acquises d'après l'étude de l'archipel hawaiien et de la chaîne sous-marine qui le prolonge. La Polynésie française, étudiée plus récemment, ne présente pas moins de cinq chaînes linéaires attribuables au fonctionnement de points chauds (Duncan et McDougall, 1976 ; Munschy *et al*., 1998). L'archipel de la Société et l'alignement Pitcairn-Gambier-Mururoa présentent de nombreux points communs avec l'archipel hawaiien : présence d'un point chaud bien identifié à l'extrémité la plus proche de la dorsale ; progression des âges compatible avec le déplacement de la lithosphère océanique du Pacifique au-dessus de panaches fixes ; évolution morphologique régulière depuis des volcans-boucliers jeunes vers des reliefs volcaniques résiduels entourés de récifs-barrières puis vers des atolls (Guille *et al*., 1995 ; Munschy *et al*., 1998 ; Guillou *et al.*, 1998). L'alignement des Tuamotu ne comporte que des atolls et l'âge des structures volcaniques sous-jacentes est très mal connu. L'archipel des Australes, déjà beaucoup plus complexe que les précédents, présente de nombreuses spécificités explicables par le passage successif de la lithosphère océanique au-dessus de deux points chauds (Guille *et al*., 1998 ; Maury *et al*., 2000). L'archipel des Marquises, le plus septentrional des alignements de la Polynésie française, est aussi le plus atypique (Brousse *et al*., 1990) : sa direction diffère de celle du vecteur du déplacement de la croûte océanique sous-jacente ; aucun volcanisme actif n'a été observé à son extrémité sud-est et la progression des âges est beaucoup moins régulière que dans les autres archipels ; on n'y observe pas d'atolls ; enfin, la pétrogenèse de ses laves est particulièrement complexe.

Le but de cet article est de présenter une synthèse des données géophysiques, géologiques, géochronologiques, pétrologiques et géochimiques actuellement disponibles sur les Marquises, et de discuter les origines possibles de ces spécificités. L'ensemble des données analytiques, servant de base à cette synthèse (1), est sur un CD Rom ou à l'adresse suivante : guille@dase.bruyeres.cea.fr

## Cadre géographique et géologique

Situé entre 141° et 138° de longitude ouest et entre 7° et 11° de latitude sud, l'Archipel des Marquises constitue l'alignement d'îles le plus septentrional de la Polynésie française.

Les îles Marquises furent découvertes en 1595 par l'espagnol Alvaro Mendaña qui en prit possession et les nomma ainsi en l'honneur du vice-roi du Pérou, le marquis de Mendoza. Elles ne furent ensuite visitées que vers la fin du 18ème siècle, successivement par Cook (1775), qui découvrit, en outre, la petite île de Fatu Huku, puis Ingraham (1791) qui visita les îles du nord de l'alignement, Marchand (1791) et Hergest (1792). Le contre-amiral Dupetit Thouars prit possession des îles au nom de la France le 1er mai 1842 à Vaitahu (île de Tahuata) pour le groupe sud, et le 1er juin à Taiohae (île de Nuku Hiva) pour le groupe nord.

L'archipel comprend huit îles principales : Eiao, Nuku Hiva, Ua Huka, Ua Pou, Hiva Oa, Tahuata, Motane, Fatu Hiva, auxquelles s'ajoutent quelques îlots secondaires (Hatutu, Fatu Huku) et quelques monts sous-marins (fig. 1, p.36-37).

L'isolement des Marquises est le plus prononcé de tous les archipels intra-océaniques mondiaux si on prend, pour point de repère, l'éloignement par rapport à une côte continentale. Ainsi, la côte du Mexique, la plus proche partie du continent américain, en est distante de plus de 3 000 miles (~ 5 500 km) et les Fiji, à l'ouest, sont à environ 2 700 miles (~ 5 000 km) de l'archipel marquisien.

Le régime des pluies est très irrégulier et des variations locales existent en fonction de l'orientation aux alizés d'est

(1) Disponible en accès libre sur le site geolfrance@brgm.fr

porteurs d'eau. Ainsi, les côtes ouest de Nuku Hiva, Ua Huka, Hiva Oa, reçoivent peu d'eau et ces régions, aux forêts primitives détruites par les herbivores, sont devenues des zones désertiques dites « Terres Désertes ». Pour les mêmes raisons, les rivières qui coulent vers l'est ont un débit plus grand que celles qui coulent vers l'ouest et qui sont souvent asséchées.

La population des Marquises s'élevait, au recensement de 1996, à 8 064 habitants répartis sur six îles : Nuku Hiva (2 375 h), Ua Huka (571 h), Ua Pou (2 013 h), Hiva Oa (1 837 h), Tahuata (637 h) et Fatu Hiva (631 h) dans lesquelles elle est actuellement exclusivement cantonnée à l'aval d'un certain nombre de vallées. Les autres îles de l'archipel (Eiao, Hatutu, Motane et Fatu Huku), aujourd'hui désertes, ont été autrefois habitées ainsi qu'en témoignent de nombreux vestiges archéologiques.

## Travaux antérieurs

Les premières observations sur la géologie des Marquises ont été rapportées par E.D. Jardin (1858) qui discute, dans son essai sur l'histoire naturelle de l'archipel, de la géologie de Nuku Hiva et rapporte quelques traits de Ua Huka et de Ua Pou. Les roches qu'il prélève ont été déterminées par Charles d'Orbigny (1868). Plus tard, J. P. Iddings (1916) séjourne peu de temps à Nuku Hiva et Hiva Oa et en retire une brève note. C'est seulement en 1930 qu'ont été publiées les premières études détaillées sur la géologie de quelques îles de l'alignement (Nuku Hiva, Hiva Oa, Tahuata, Fatu Hiva) par Chubb lors de l'expédition du navire britannique « St George » organisée en 1924 et 1925 par la « Scientific Expeditionary Research Association of London ». Les échantillons prélevés durant cette expédition ont été étudiés par Williams (1933). A la même époque, A. Lacroix (1928, 1931) étudie la pétrologie et la géochimie des laves de quelques îles, dont les phonolites de Ua Pou.

Par la suite, les Marquises ont été visitées par J.M. Obellianne (1955) qui, dans le cadre d'une étude systématique de la géologie des îles des établissements français de l'Océanie, dresse une ébauche de carte géologique sur les principales îles de l'alignement et par E. Aubert de la Rüe (1959) dont le travail se limita à l'île de Hiva Oa. Dans les années 70, des campagnes de terrain ont été entreprises sur l'ensemble des îles de l'archipel et en particulier par R. Brousse (Université de Paris-Sud, Orsay) en 1972 et 1973 (géologie, volcanologie, pétrographie), par R.A. Duncan en 1975 (géochronologie) ainsi que par H.G. Barsczus (Université de Montpellier et ORSTOM) en 1981 (géophysique et géochimie). Ces missions ont permis de collecter un échantillonnage important qui a, par la suite, fait l'objet de nombreuses publications qui ont largement contribué à enrichir les connaissances sur le volcanisme des îles marquisiennes. Signalons également la mission géologique et géophysique du Commissariat à l'Energie Atomique (CEA) et du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) qui réalisa en 1972-1973, sur l'île de Eiao, trois forages carottés. Ces forages profonds ont fait l'objet d'études détaillées (Caroff, 1991 ; Caroff *et al*., 1991 ; Caroff, 1992 ; Caroff *et al*., 1995, 1999) et sont encore, à l'heure actuelle, les seuls disponibles sur l'archipel.

Plus récemment des études ont été entreprises dans le domaine de la géophysique marine, notamment par McNutt *et al*. (1989) sur la terminaison sud-est de l'alignement et sur le fonctionnement du point chaud marquisien, et par divers auteurs (Filmer *et al*., 1993, 1994 ; Wolfe *et al*., 1994 ; Caress *et al*., 1995 ; Bonneville et Sichoix, 1998 ; Gutscher *et al*., 1999 ; McNutt et Bonneville, 2000 ) sur la structure crustale de l'archipel.

## Géologie et géophysique marines

S'étendant seulement sur 350 km depuis l'île de Eiao au Nord-Ouest jusqu'à l'île de Fatu Hiva au Sud-Est, l'alignement des Marquises présente une orientation moyenne N140-150°E (fig. 1, p. 36-37) tout à fait insolite car franchement oblique au regard de l'orientation N115° ± 5°E des autres alignements du Pacifique central (Société, Australes-Cook, Pitcairn-Gambier-Mururoa, Hawaii) et de la direction de dérive de la lithosphère Pacifique en Polynésie depuis la base du Miocène. Cette orientation moyenne N140-150°E diffère également, à un moindre degré, de la direction structurale ancienne acquise par la croûte océanique parallèlement à l'ancien axe d'accrétion lors du fonctionnement de la ride Pacifique-Farallon (N160°-170°E, direction de la ride sous-marine de l'Empereur). Cette particularité est susceptible de refléter le rôle prépondérant des zones de faiblesse préexistantes de la lithosphère qui auraient canalisé préférentiellement le volcanisme marquisien alors que la plaque Pacifique se déplaçait dans la direction N115 ± 5°E (Crough et Jarrard, 1981 ; McNutt *et al*., 1989 ; Brousse *et al*., 1990). Ces zones de faiblesse ont été associées à une structure volcanique linéaire N140°E qui pourrait représenter la trace du fonctionnement d'un point chaud d'âge Crétacé et qui serait ainsi analogue au linéament lithosphérique N145-150°E découvert au sud de l'alignement des Australes-Cook (Diament et Baudry, 1987 ; Brousse *et al*., 1990). Plus récemment, Gutscher *et al.* (1999) ont proposé que l'archipel repose sur un petit plateau océanique né entre 50 et 45 Ma à proximité immédiate de l'axe de la dorsale Pacifique-Farallon, suite à l'activité d'un point chaud dont la direction N140-150°E pourrait représenter la trace.

Trois zones géographiquement distinctes et isolées les unes des autres par l'isobathe 3 000 m (fig. 1, p. 36-37), peuvent être distinguées :

*La zone nord* se compose des îles de Eiao et Hatutu qui représentent les structures résiduelles de volcans aériens autrefois bien plus développés. Elle comprend également le Motu One, îlot constitué par un banc de sable, et plusieurs hauts fonds volcaniques dont le banc Jean Goguel et le banc Clark qui culminent à très faible profondeur et pourraient représenter les vestiges de volcans autrefois aériens et à présent immergés sous les effets conjugués de la subsidence et de l'érosion.

*La zone centrale* comprend essentiellement les îles de Nuku Hiva, Ua Huka et Ua Pou au relief volcanique encore bien conservé. Nuku Hiva et Ua Huka se composent de deux grands volcans emboîtés qui témoignent d'une édification aérienne polyphasée. L'île de Ua Pou présente une morphologie volcanique tout à fait particulière caractérisée notamment par l'abondance de protrusions phonolitiques. L'îlot volcanique de Hautu Iti et quelques hauts fonds (Banc Lawson, Banc Dumont-d'Urville) complètent la description de cette zone.

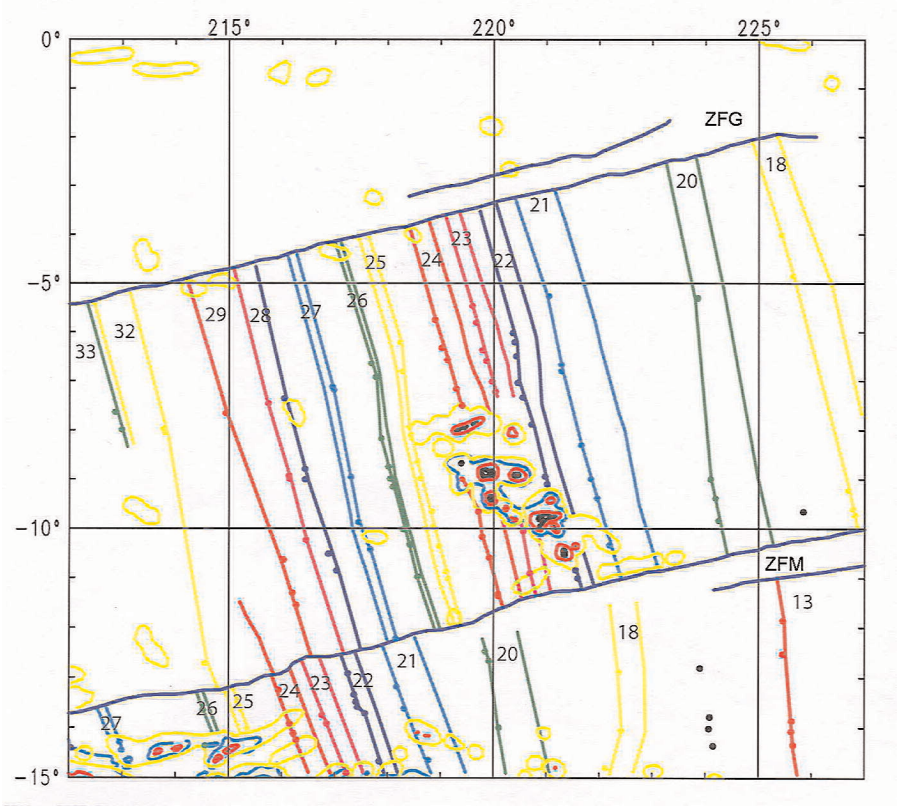



Fig. 2.- Linéations magnétiques avec numérotation standard, zones de fracture et bathymétrie de la région des Marquises.

*Fig. 2.- Numbered magnetic lineations, fracture zones and bathymetry of the Marquesas region.*

*La zone sud* enfin comporte en particulier la grande île de Hiva Oa, les îles de Tahuata et Fatu Hiva et les îlots inhabités de Fatu Huku et Motane.

## Structure de la croûte océanique

Le segment de croûte océanique supportant les Marquises, large d'environ 800 km, est limité par deux grandes zones de fracture bien identifiées, la Zone de Fracture des Galapagos (ZFG) au nord et la Zone de Fracture des Marquises (ZFM) au sud (fig. 2). Ces deux zones de fracture sont composées, en certains secteurs, de plusieurs segments, ce qui s'explique par un ancien changement de direction de l'expansion océanique (McCarthy *et al*., 1996). Morphologiquement, la zone de fracture des Marquises correspond à une ride au sud et à un fossé au nord alors que c'est le contraire pour la zone de fracture des Galapagos avec une ride au nord et un fossé au sud (Jordahl *et al*., 1995 ; McNutt *et al*., 1989). L'amplitude de ces reliefs peut atteindre 1000 m. Cette morphologie des deux zones de fracture s'explique bien par la prise en compte du modèle de contraction thermique et d'approfondissement de la lithosphère avec l'âge (Parson et Sclater, 1979) ainsi que de la différence d'âge entre le segment des Marquises et ses deux voisins : celui des Galapagos et celui des Tuamotu (Sandwell, 1982). Le segment au sud de la zone de fracture des Marquises est plus jeune de 24 Ma que son équivalent nord et le segment au nord de la zone de fracture des Galapagos est plus jeune de 11 Ma que son équivalent sud.

L'identification des anomalies magnétiques pour le segment des Marquises est relativement aisée étant donné le nombre assez important des données magnétiques disponibles et de leur caractère assez simple permettant d'identifier la séquence complète des anomalies 18 à 33 (Munschy *et al.*, 1998). Cette interprétation apporte plus de détail par rapport à ce qui avait été publié précédemment mais ne change pas les interprétations (Kruse, 1988 ; Cande *et al.*, 1989 ; Cornaglia, 1995). La vitesse d'expansion est celle d'une dorsale rapide et, pour la séquence des anomalies 18 à 33, elle se divise en deux périodes : 55 km/Ma de l'anomalie 18 (38,4 Ma sur l'échelle de Cande et Kent, 1992) à l'anomalie 23 (50,8 Ma) et 35 km/Ma entre l'anomalie 26 (58 Ma) et l'anomalie 33 (74 Ma). Entre ces deux périodes, le taux d'expansion diminue régulièrement. Les édifices des Marquises sont construits sur une croûte océanique d'âge compris entre 49 (anomalie 21) et 53 Ma (anomalie 24). Pour le segment situé au nord de celui des Marquises, nous ne proposons pas d'identifications, l'interprétation étant rendue très difficile par la proximité de l'équateur magnétique : la dorsale étant globalement orientée nord-sud, les anomalies magnétiques ont une amplitude très faible. Au nord du segment des Marquises, nous avons repris l'interprétation faite par Munschy *et al*. en 1998 (fig. 2).

La structure et l'épaisseur de la croûte de l'archipel marquisien ont fait l'objet de nombreux travaux récents. Le résultat majeur est indéniablement la mise en évidence, par imagerie sismique (Filmer *et al*., 1993 ; Caress *et al*., 1995) d'un important épaississement crustal sous la partie centrale de l'archipel, où le Moho atteint des profondeurs de 15 à 20 km. Cet épaississement a été attribué principalement à un sous-placage dû à l'accumulation de magmas à la base de la croûte océanique lors de son passage au-dessus du point chaud marquisien (Filmer *et al*., 1993 ; Caress *et al*., 1995 ; McNutt et Bonneville, 2000). Il s'y ajouterait une composante d'épaississement superficiel dû aux effondrements gravitaires des édifices volcaniques, qui auraient conduit à l'apparition d'un tablier archipélagique épais d'un à deux kilomètres (Filmer *et al.*, 1994 ; Wolfe *et al*., 1994). Pour Gutscher *et al*. (1999), au contraire, l'essentiel de l'épaississement de la racine crustale serait antérieur au passage au-dessus du point chaud : il traduirait ainsi l'existence, sous l'archipel, d'un petit plateau océanique né entre 50 et 45 Ma à proximité de l'axe de la dorsale Pacifique-Farallon.

## La zone de fracture des Marquises

Au sud-est de l'alignement, la Zone de Fracture des Marquises (ZFM) est occupée en son centre par une ride (RZFM) longue de 350 km et large de 20 km, pour une hauteur de 1,5 km, limitée par des pentes qui varient entre 11° au nord et 14° au sud (Monti et Pautot, 1973 ; Pautot et Dupont, 1974 ; McNutt *et al*., 1989). Son toit, globalement arrondi,

est surmonté de petits cônes. La topographie, au sud de la ride, est celle d'une croûte vieille de 40 à 50 Ma, recouverte de sédiments, et au nord, celle d'une carapace de laves sans sédiments pélagiques. Des laves datées entre 0,48 et 0,39 Ma ont été draguées en 1987 (expédition Crossgrain), par environ 3 000 m de profondeur, sur un petit mont sous-marin situé à 50 km au sud-est de l'île de Fatu Hiva (Desonie *et al*., 1993). Plus récemment en 1991, des échantillons de verre basaltique frais ont été prélevés à une vingtaine de kilomètres au nord-ouest de la ride de la zone de fracture. Il est fort probable que celle-ci soit une très jeune ride volcanique formée par le fonctionnement du point chaud lors de son passage à l'aplomb de la Zone de Fracture des Marquises.

L'intensité du panache mantellique marquisien serait faible en comparaison de celle du point chaud hawaiien et ne permettrait pas une pénétration continue dans le temps des magmas à travers la lithosphère océanique, en l'absence de zones de faiblesse l'affectant. Des interactions similaires entre point chaud et zone de fracture ont été discutées dans l'alignement de Hawaii et des Musician Seamounts (Epp, 1984 ; Sager et Springle, 1987).

### Les formations récifales et les variations du niveau marin

Le très faible développement des formations récifales permet de distinguer l'Archipel des Marquises des autres régions de Polynésie. Bien que les organismes constructeurs (lithothamniées et autres algues calcaires, coraux) soient présents pratiquement sur toutes les îles, ils ne constituent pas de véritables récifs et même ne parviennent à former des constructions de type récifal que dans des cas assez rares. Les véritables crêtes algales sont absentes aux Marquises et c'est l'un des traits essentiels de la morphologie côtière de ces îles.

Dès 1928, W. Davis avait signalé l'existence autour de l'île de Nuku Hiva de banquettes sous-marines par 80-90 m de profondeur, observation confirmée, au nord de cette île, par l'expédition CAPRICORN organisée en 1988 par la Scripps Institution of Oceanography. Les données relevées ont permis de préciser que ces banquettes constituent une structure carbonatée continue autour de chaque île. On observe ainsi une terrasse sous-marine subhorizontale dont le rebord se trouve sous 95 ± 5 m d'eau, à 1 ou 2 miles du trait de côte moyen. Cette terrasse se raccorde à la côte par des pentes faibles ; vers le large elle se termine par un escarpement très raide dont témoignent les profils d'écho-sondeurs. Les profils enregistrés sont tout à fait semblables à ceux que l'on obtient à proximité des atolls des Tuamotu ou des îles hautes entourées de récifs barrières affleurants, avec une pente régulière de l'ordre de 50 %. A la fin de la dernière glaciation, il y a 20 000 ans, le niveau de l'océan mondial se trouvait à 120 ± 5 m au-dessous du niveau actuel (Guilcher, 1988 ; Bard *et al.*, 1996a). Lorsque la déglaciation s'est produite, des quantités considérables d'eau froide de fusion ont été déversées dans l'océan dont le niveau s'est élevé très rapidement (Bard *et al*., 1996b). Dans le Pacifique sud, les glaciers chiliens atteignaient la latitude de 40° sud et leur fusion s'est traduite par l'introduction d'énormes quantités d'eau glacée dans le courant du Chili-Pérou.

Les conditions thermiques, présentes il y a 20 000 ans aux Marquises, étaient donc compatibles avec l'existence d'un récif barrière corallien autour de ces îles hautes. Mais de façon paradoxale, le réchauffement global du climat provoquant la déglaciation a entraîné un refroidissement notable de la partie orientale du gyre océanique centré sur l'île de Pâques. En effet, l'injection dans le courant du Chili-Pérou des eaux glacées de fusion des glaciers chiliens, puis de la calotte antarctique, a entraîné un abaissement de la température et de la salinité de la couche de surface, cette « langue froide » s'étirant ensuite vers l'ouest en bordure sud du courant équatorial jusqu'aux Marquises.

Pendant la première phase modérée de déglaciation, la température océanique autour des Marquises a pu se maintenir entre 18 et 22°C, tandis que la croissance des coraux compensait la lente montée du niveau océanique : le récif barrière a pu ainsi s'élever de 25 m, de son niveau initial (- 120 m) jusque vers 95 m, scénario en accord avec les courbes de Fairbanks et de Bard *et al*., (1996a). A -14 000 ans, intervient une brutale augmentation de la montée du niveau marin liée à l'augmentation concomitante du volume d'eau glacée (de fusion) atteignant l'océan. La température océanique autour des Marquises serait alors devenue inférieure à 18°C, limite léthale des coraux tropicaux : l'écosystème algo-corallien aurait donc été tué par la baisse de température, au moment même d'une élévation très rapide du niveau marin. Lorsqu'à l'issue de la 2$^{eme}$ phase de déglaciation rapide (-8 000 ans), la vitesse de montée des eaux s'est ralentie et que la température des eaux océaniques autour des Marquises est redevenue supérieure à 18-20°C, le récif barrière se trouvait sous une épaisseur de 70 à 80 m d'eau, profondeur trop importante pour qu'un écosystème corallien puisse recoloniser ce qui était alors devenu un récif barrière ennoyé et mort (Rougerie *et al*., 1992).

Par ailleurs, on observe sur la plupart des îles l'existence d'une très nette plateforme d'abrasion marine des unités volcaniques, située entre 2 et 5 m au-dessus du niveau marin actuel et qui pourrait s'être formée lors de la période de haut niveau marin à - 120 000 ans (stade 5.5 de Bard *et al*., 1996a). Si cette observation est confirmée, elle impliquerait, combinée à celle de la banquette sous-marine, l'absence de subsidence notable de l'archipel au cours des derniers 120 000 ans.

### Les effondrements de flancs

Les îles des Marquises montrent des structures volcaniques polyphasées généralement concentriques et séparées par des caldeiras associées à des glissements sectoriels gravitaires (Filmer *et al*., 1994 ; Le Dez *et al*., 1996). Des caldeiras, ouvertes sur la mer, se retrouvent sur l'ensemble d'entre elles (Brousse *et al*., 1978a, 1990 ; Diraison, 1991 ; Filmer *et al.*, 1994 ; Wolfe *et al*., 1994) et sont interprétées comme résultant d'une déstabilisation, par l'effondrement gravitaire, de l'édifice sous son propre poids (Moore *et al.*, 1989, 1994). Elles auraient conduit à la formation de l'épais tablier archipélagique présent au niveau de l'archipel (Filmer *et al.*, 1994 ; Wolfe *et al.*, 1994).

## Structure, chronologie et pétrologie des îles

### Le groupe septentrional

#### Eiao

Découverte en 1797, d'abord par Ingraham et ensuite par Marchand, l'île de Eiao (140° 42' W et 8° 00' S), dont la forme

| AUTEURS | ANNEE | PUBLICATION | MAJEURS | TRACES | TERRES RARES | ISOTOPES |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **EIAO** | | | | | | |
| Demange | 1973 | Rapport CEA/BRGM | 30 | ----- | ----- | ----- |
| Liotard et Barsczus | 1984 | C. R. Acad. Sci. | 13 | 13 | ----- | ----- |
| Liotard *et al.* | 1986 | Contrib. Miner. Petrol. | *3* | *3* | 3 | ----- |
| Vidal *et al.* | 1987 | Bull. Soc. géol. Fr. | ----- | ----- | ----- | 2 |
| Dupuy *et al.* | 1987 | Earth Planet. Sci. Lett. | ----- | ----- | ----- | *2* |
| Liotard | 1988 | Thèse | *4* | *4* | *1* | ----- |
| Dupuy *et al.* | 1989 | Chem. Geol. | *1* | *1* | 1 | ----- |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 4 | 4 | ----- | ----- |
| Caroff | 1992 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 135 | 135 | ----- | 19 |
| Caroff *et al.* | 1995 | J. Petrol. | *38* | *38* | 32 | *19* |
| Caroff *et al.* | 1999 | Lithos | 62 | 62 | 62 | ----- |
| **HATUTU** | | | | | | |
| Liotard et Barsczus | 1983a | C. R. Acad. Sci. | 15 | 15 | ----- | ----- |
| Liotard *et al.* | 1986 | Contrib. Miner. Petrol. | *5* | *5* | 5 | ----- |
| Vidal et al. | 1987 | Bull. Soc. géol. Fr. | ----- | ----- | ----- | 3 |
| Dupuy *et al.* | 1987 | Earth Planet. Sci. Lett. | ----- | ----- | ----- | *3* |
| Liotard | 1988 | Thèse Univ. Montpellier II | *3* | *3* | 1 | ----- |
| **Banc J. Goguel** | | | | | | |
| Barsczus et Liotard | 1984 | C. R. Acad. Sci. | 5 | 5 | ----- | ----- |
| Liotard *et al.* | 1986 | Contrib. Miner. Petrol. | *2* | *2* | 2 | ----- |
| Vidal *et al.* | 1987 | Bull. Soc. géol. france | ----- | ----- | ----- | 2 |
| Dupuy *et al.* | 1987 | Earth Planet. Sci. Lett | ----- | ----- | ----- | *2* |
| **NUKU HIVA** | | | | | | |
| Lacroix | 1926 | 3ème Pan. Congr. Tokyo | 6 | ----- | ----- | ----- |
| Lacroix | 1928 | C. R. Acad. Sci. | 5 + *6* | ----- | ----- | ----- |
| Chubb | 1930 | Bernice P. Bishop Mus. | 5 + *1* | ----- | ----- | ----- |
| Demange | 1973 | Rapport CEA/BRGM | 17 | ----- | ----- | ----- |
| Duncan | 1975 | Thèse Univ. Canberra | 11 | 11 | ----- | ----- |
| Brousse *et al.* | 1978b | Cahiers du Pacifique | 21 + *33* | ----- | ----- | ----- |
| Maury *et al.* | 1978 | Bull. Volcanol. | 13 | 13 | ----- | ----- |
| Vidal *et al.* | 1984 | Nature | ----- | ----- | ----- | 6 |
| Liotard *et al.* | 1986 | Contrib. Miner. Petrol. | *5* | *5* | 5 | |
| Vidal *et al.* | 1987 | Bull. Soc. géol. Fr. | ----- | ----- | ----- | 2 + *1* |
| Dupuy *et al.* | 1987 | Earth Planet. Sci. Lett. | ----- | ----- | ----- | *3* |
| Liotard | 1988 | Thèse Univ. Montpellier II | *2* | *2* | *2* | ----- |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 9 | 9 | ----- | ----- |
| Woodhead | 1992 | Contrib. Miner. Petrol. | --- | 6 | ----- | 6 |
| Le Dez | 1992 | DEA Univ. Bretagne Oc. | 36 | 36 | 36 | ----- |
| Cotten *et al.* | 1995 | Chem. Geol. | 1 + *1* | 2 + *1* | 2 + *1* | 1 |
| Le Dez | 1996 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 16 + *36* | 16 + *36* | 16 + *36* | 11 |
| Le Dez *et al.* | 1996 | Bull. Soc. géol. Fr. | *21* | *21* | *21* | *11* |
| **UA POU** | | | | | | |
| Lacroix | 1928 | C. R. Acad. Sci. | 2 | ----- | ----- | ----- |
| Lacroix | 1931 | C. R. Acad. Sci. | 7 + *1* | ----- | ----- | ----- |
| Bishop et Wooley | 1973 | Contrib. Miner. Petrol. | 24 | 24 | ----- | ----- |
| Demange | 1973 | Rapport CEA/BRGM | 8 | ----- | ----- | ----- |
| Brousse | 1978 | Cahiers du Pacifique | 9 + *41* | *24* | ----- | ----- |
| Vidal *et al.* | 1984 | Nature | ----- | --- | ----- | 5 |
| Liotard *et al.* | 1986 | Contrib. Miner. Petrol. | 4 | 4 | 4 | ----- |
| Duncan *et al.* | 1986 | Nature | ----- | ----- | ----- | 14 |
| Vidal *et al.* | 1987 | Bull. Soc. géol. Fr. | ----- | ----- | | 5 + *2* |
| Dupuy *et al.* | 1987 | Earth Planet. Sci. Lett. | ----- | ----- | ----- | *7* |
| Liotard | 1988 | Thèse Univ. Montpellier II | 2 + *4* | 2 + *4* | 2 + *4* | ----- |
| Dupuy *et al.* | 1989 | Chem. Geol. | 4 | 4 | 4 | ----- |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 2 | 2 | ----- | ----- |
| Kogiso *et al.* | 1997 | J. Geophys. Res. | 15 | 15 | 2 | 1 |
| ***Dragages*** | | | | | | |
| Desonie *et al.* | 1993 | J. Geophys. Res. | 6 | 6 | 6 | 5 |

Tabl. 1.- Synthèse bibliographique et bilan des analyses géochimiques publiées sur l'ensemble des îles et monts sous-marins de l'archipel des Marquises. Les chiffres en italiques correspondent au nombre d'analyses déjà publiées.

*Table 1.- Bibliographic synthesis and summary of published geochemical analyses for all the islands and seamounts of the Marquesas archipelago. Figures in italics represent the number of published already analyses.*

rappelle celle d'un croissant orienté SW-NE, a une longueur d'environ 13 km pour une largeur moyenne de 3,5 km et culmine, dans sa partie nord-ouest, à 578 m (mont Muktiketike). On y distingue un « plateau » assez ondulé, d'altitude variant de 300 à 500 m, plus ou moins incliné vers le nord-ouest et bordé par de hautes falaises. Il n'y a pratiquement pas de vallées et l'accès à l'île est extrêmement difficile : les seules baies utilisables se situent au nord de l'île (Kaavaione, Avaneo, baie du Charner) et à l'ouest (Vaituha). Cette dernière semble avoir été, par le passé, le principal point de débarquement.

L'île est aujourd'hui déserte mais elle a été occupée à diverses époques, comme en témoignent d'assez nombreuses traces d'installation humaine.

### *Historique des travaux*

L'île de Eiao a été visitée en 1955 par J.M. Obellianne qui en a donné une description très succincte et signalé la présence de basaltes essentiellement, de quelques océanites ainsi que d'un trachyte échantillonné en éboulis dans la baie de Vaituha puis en 1972 par R. Brousse dont certains prélèvements ont été datés (Brousse et Bellon, 1974). Durant la même période (1972-1973), trois forages carottés profonds (Dominique au nord, près de la baie de Avaneo ; Sophie au centre et Naore au sud) furent réalisés à l'initiative du CEA et du BRGM. Ces forages atteignirent les profondeurs de 500 m (Sophie) et 800 m (Dominique et Naore) et leur suivi géologique (Demange 1973 ; Dague, 1973) révéla la grande abondance des basaltes et des océanites mis en place sous forme de coulées subaériennes. En 1980, H.G. Barsczus préleva, dans la baie de Vaituha, quelques échantillons qui furent étudiés par la suite (tabl. 1). Enfin, en 1990, l'étude des forages carottés a été reprise sous l'aspect chronologique, pétrologique et géochimique (Caroff, 1991 ; Caroff *et al.*, 1991, 1995, 1999).

### *Structure*

L'île de Eiao peut être regardée comme le reliquat de la partie nord-ouest d'un volcan effondré d'un diamètre d'environ 25 km. Les falaises côtières permettent de distinguer une alternance de scories et de coulées basaltiques, de type pahoehoe, présentant fréquemment, à leur base, des tubes de lave quasi-horizontaux dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs mètres. L'ensemble est recoupé par un réseau de dykes de directions radiales qui convergent vers un point situé en mer au sud-est de l'île ainsi que par des failles de directions parallèles aux murs de la caldeira (Brousse et Bellon, 1974 ; Liotard et Barsczus, 1984).

### *Chronologie*

Deux séries de datations doivent être prises en compte. En premier lieu, celles réalisées sur des échantillons prélevés en surface par R. Brousse en 1972 au niveau d'une coupe géologique réalisée depuis la baie de Vaituha au nord-ouest de l'île et dont les résultats publiés varient entre 8,72 et 4,99 Ma (Brousse et Bellon, 1974 ; Brousse *et al.*, 1990). Reprenant cet échantillonnage, Diraison (1991) élimine, sur des critères de qualité d'échantillons certains résultats et met en évidence deux phases majeures d'édification séparées par un paléosol : de 5,80 à 5,70 Ma et de 5,30 et 5,00 Ma.

La deuxième série de datations, réalisée sur des échantillons prélevés sur les forages carottés, présentent des résultats

qui varient entre 5,52 ± 0,05 Ma et 4,95 ± 0,04 Ma (Caroff *et al*., 1999). Une étude plus fine a été faite sur le forage Dominique avec des valeurs qui s'échelonnent entre 5,49 ± 0,05 Ma (tholéiite à quartz à 754,5 m) ; 5,44 ± 0,04 Ma (trachyte à 577,0 m) et 5,26 ± 0,06 Ma (basalte alcalin à 56,8 m) et qui sont en parfait accord avec la position stratigraphique des échantillons. Cependant, la période d'activité ainsi délimitée est significativement plus courte que celle déduite des résultats obtenus sur les prélèvements de surface (Caroff *et al*., 1999).

*Pétrologie et géochimie*

Des analyses réalisées à partir de l'échantillonnage effectué par H.G. Barsczus en 1980 et l'étude des forages carottés (tabl. 1) montrent que l'île de Eiao présente une remarquable diversité pétrologique et géochimique (fig. 3).

Trois types de basaltes (tholéiites à quartz, tholéiites à olivine et basaltes alcalins), trois groupes de laves intermédiaires et un trachyte ont été identifiés sur une même verticale. Ces ensembles, qui correspondent à des unités stratigraphiques distinctes, se sont mis en place en un laps de temps relativement bref (340 000 ans). Chaque groupe se caractérise par une minéralogie, une composition isotopique (Sr, Nd, Pb) et des valeurs des rapports d'éléments en trace spécifiques (Caroff *et al*., 1995).

Cette étonnante complexité, sans équivalent connu en Polynésie française à une échelle aussi réduite, est interprétée de la façon suivante :

- les plus anciennes laves forées, les tholéiites à quartz, dérivent de la fusion d'un manteau contenant un composant HIMU ;

- un premier processus de contamination couplée à la cristallisation fractionnée (AFC) affecte des magmas de type tholéiite à quartz vers 5,50 Ma. Le contaminant serait une roche crustale riche en apatite (Caroff *et al*., 1995) ;

- la source mantellique subit une modification chimique vers 5,40 Ma (déplacement vers un pôle enrichi EM II). Le magma produit par cette source subit un processus d'AFC à partir d'un contaminant de même nature que précédemment ;

| AUTEURS | ANNEE | PUBLICATION | MAJEURS | TRACES | TERRES RARES | ISOTOPES |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **DUMONT D'URVILLE** | | | | | | |
| Desonie *et al.* | 1993 | J. Geophys. Res. | 2 | 2 | 2 | 1 |
| **UA HUKA** | | | | | | |
| Lacroix | 1928 | C. R. Acad. Sci. | 4 | ----- | ----- | ----- |
| Chubb | 1930 | Bernice P. Bishop Mus. | 2 | ----- | ----- | ----- |
| Duncan | 1975 | Thèse Canberra | 2 | 2 | ----- | ----- |
| Brousse et Sevin | 1978 | Cahiers du Pacifique | 9 + *4* | ----- | ----- | ----- |
| Vidal *et al.* | 1984 | Nature | ----- | ----- | ----- | 2 |
| Vidal *et al.* | 1987 | Bull. Soc. Géol. Fr. | ----- | ----- | ----- | *2* |
| Dupuy *et al.* | 1987 | Earth Planet. Sci. Lett. | ----- | ----- | ----- | *2* |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 4 | 4 | ----- | ----- |
| Woodhead | 1992 | Contrib. Miner. Petrol. | ----- | 2 | ----- | 2 |
| Ielsch | 1996 | DEA Univ. Bretagne Occ. | 29 + *41* | 29 + *41* | 63 | 7 + *4* |
| Ielsch *et al.* | 1998 | C. R. Acad. Sci. | 9 | 9 | 9 | ----- |
| **FATU HUKU** | | | | | | |
| Liotard et Barsczus | 1983b | C. R. Acad. Sci. | 13 | 13 | ----- | ----- |
| Liotard *et al.* | 1986 | Contrib. Miner. Petrol. | 1 + *2* | 1 + *2* | 3 | ----- |
| Vidal *et al.* | 1987 | Bull. Soc. Géol. Fr. | ----- | ----- | ----- | 3 |
| Dupuy *et al.* | 1987 | Earth Planet. Sci. Lett. | ----- | ----- | ----- | *3* |
| Liotard | 1988 | Thèse Univ. Montpellier II | 2 | 2 | 1 | ----- |
| Dupuy *et al.* | 1989 | Chem. Geol. | *1* | *1* | ----- | ----- |
| **HIVA OA** | | | | | | |
| Chubb | 1930 | Bernice Bishop P. Mus. | 2 | ----- | ----- | ----- |
| Duncan | 1975 | Thèse Univ. Canberra | 7 | 7 | ----- | ----- |
| Brousse *et al.* | 1978d | Cahiers du Pacifique | 28 + *2* | ----- | ----- | ----- |
| Gonzales-Marabal | 1984 | Thèse Univ. Paris-Sud | 47 + *24* | ----- | ----- | ----- |
| Liotard *et al.* | 1986 | Contrib. Miner. Petrol. | 5 | 5 | 4 | ----- |
| Vidal *et al.* | 1987 | Bull. Soc. Géol. Fr. | ----- | ----- | ----- | 3 |
| Dupuy *et al.* | 1987 | Earth Planet. Sci. Lett. | ----- | ----- | ----- | *3* |
| Liotard | 1988 | Thèse Univ. Montpellier II | 4 | 4 | 1 | ----- |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 16 | 16 | ----- | ----- |
| Woodhead | 1992 | Contrib. Miner. Petrol. | ----- | 4 | ----- | 4 |
| Cotten *et al.* | 1995 | Chem. Geol. | 4 | 4 | 4 | 2 |
| Le Dez | 1996 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 50 + *1* | 50 + *1* | 50 + *1* | 5 + *8* |
| Kogiso *et al.* | 1997 | J. Geophys. Res. | 8 | 8 | 4 | ----- |
| **TAHUATA** | | | | | | |
| Chubb | 1930 | Bernice Bishop P. Mus. | 1 | ----- | ----- | ----- |
| Duncan | 1975 | Thèse Univ. Canberra | 4 | 4 | ----- | ----- |
| Brousse | 1978 | Cahiers du Pacifique | 12 + *1* | ----- | ----- | ----- |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 4 | 4 | ----- | ----- |
| Woodhead | 1992 | Contrib. Miner. Petrol. | ----- | 2 | ----- | 2 |
| Cotten *et al.* | 1995 | Chem. Geol. | 2 | 2 | 2 | ----- |
| ***Dragages*** | | | | | | |
| Desonie *et al.* | 1993 | J. Geophys. Res. | 5 | 4 | 4 | 4 |
| **MOTANE** | | | | | | |
| Brousse | 1978 | Cahiers du Pacifique | 6 | ----- | ----- | ----- |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 4 | 4 | ----- | ----- |
| **FATU HIVA** | | | | | | |
| Chubb | 1930 | Bernice Bishop P. Mus. | 3 | ----- | ----- | ----- |
| Duncan | 1975 | Thèse Univ. Canberra | 2 | 2 | ----- | ----- |
| Brousse | 1978 | Cahiers du Pacifique | 17 + *3* | ----- | ----- | ----- |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 7 | 7 | ----- | ----- |
| Woodhead | 1992 | Contrib. Miner. Petrol. | ----- | 2 | ----- | 2 |
| ***Dragages*** | | | | | | |
| Desonie *et al.* | 1993 | J. Geophys. Res. | 7 | 4 | 4 | 5 |
| **MOTU NAO** | | | | | | |
| Desonie *et al.* | 1993 | J. Geophys. Res. | 3 | 3 | 3 | 1 |
| **SEAMOUNT** | | | | | | |
| Desonie *et al.* | 1993 | J. Geophys. Res. | 6 | 6 | 6 | 2 |

Tabl. 1 (suite)

- enfin, après une période d'émission de laves non contaminées, un dernier processus d'AFC fait, cette fois, intervenir un contaminant crustal de nature différente (pluton leucocrate), ce qui donne naissance à environ 5,30 Ma à des hawaiites et mugéarites dont la chimie est très particulière (Caroff *et al*., 1999) ;

- ces différents épisodes d'AFC, qui permettent l'assimilation de deux types de roches crustales, se traduisent d'un point de vue isotopique par un déplacement des compositions des laves résultantes vers un pôle appauvri DMM (Caroff *et al*., 1995).

L'exemple de l'île de Eiao montre que l'hétérogénéité géochimique n'est pas l'apanage exclusif des magmas basaltiques, mais que les processus conduisant à cette diversification continuent d'intervenir au niveau des laves intermédiaires. La part des phénomènes d'origine profonde et des interactions crustales dans la genèse de ces hétérogénéités reste à déterminer dans le cas des magmas intermédiaires.

D'importantes variations géochimiques apparaissent durant un temps assez court (0,34 ± 0,13 Ma). En particulier les basaltes inférieurs diffèrent des basaltes supérieurs par des concentrations

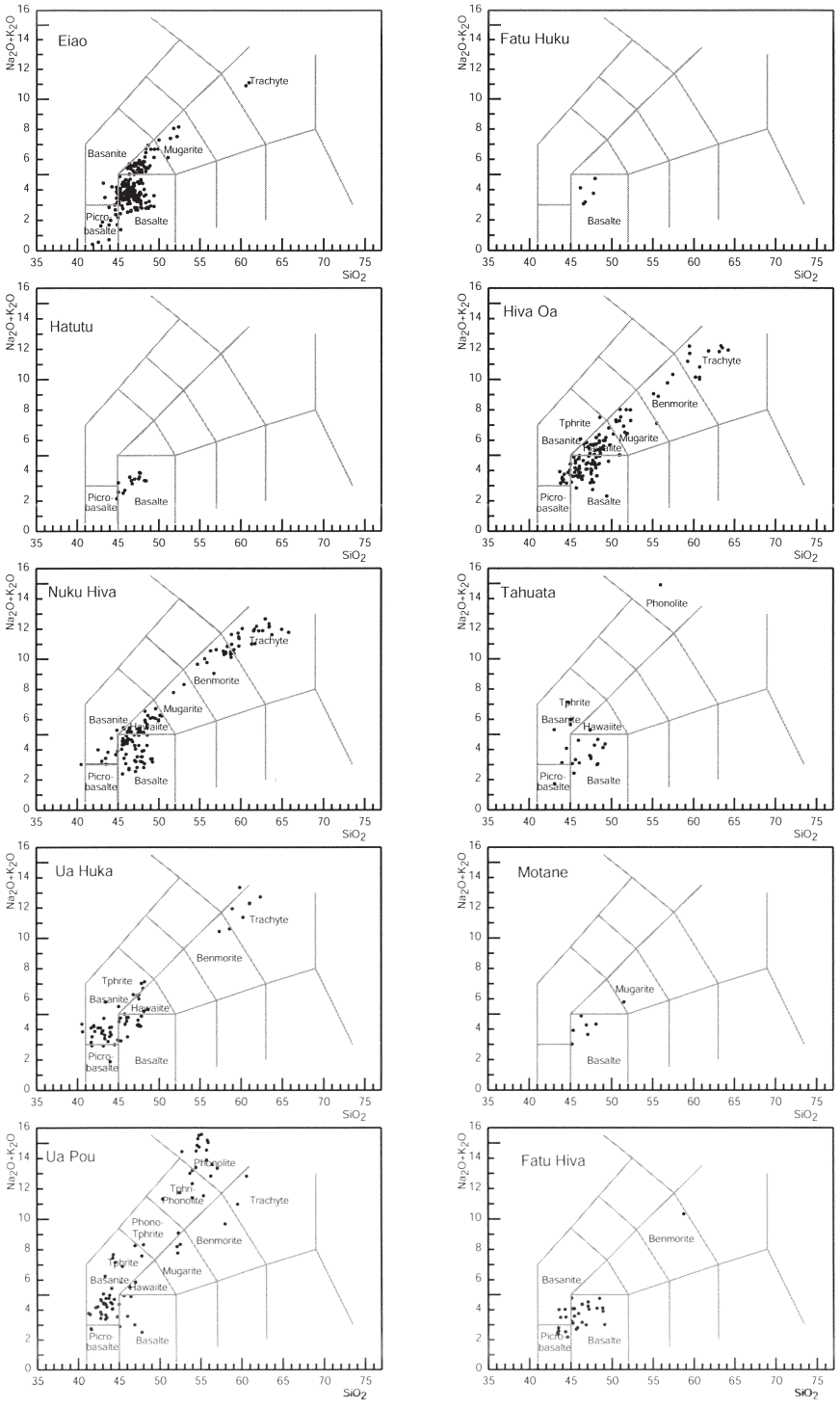



Fig. 3.- Diagrammes alcalins-silice des différentes îles de l'archipel. L'origine des données est indiquée tableau 1.

*Fig. 3.- $Na_2O+K_2O$ vs. $SiO_2$ plot (units in wt %) for the Marquesas Islands. Data taken from different sources (Table 1).*

plus faibles en éléments incompatibles et par une signature isotopique du Sr, Nd et Pb plus proche du pôle HIMU tandis que les basaltes supérieurs s'approchent davantage du pôle EM II. Les différences chimiques entre les deux groupes de basalte sont compatibles avec une décroissance du degré de fusion partielle de sources isotopiquement hétérogènes (Caroff *et al*., 1995).

## Hatutu

L'îlot inhabité de Hatutu (140° 34' W et 7° 54' S), encore appelé Hatutaa est situé à quelques kilomètres au nord-est de l'île de Eiao et a été découvert en 1791 par Ingraham. Sa forme est celle d'un croissant orienté SW-NE, concave vers le nord-ouest avec une longueur qui atteint 5,5 km pour une largeur moyenne de 1,1 km et une superficie de 4 km$^2$. Il culmine à son extrémité nord à 428 m et représenterait le pan sud-est résiduel d'un volcan à présent presque entièrement immergé.

Cet îlot a été visité par J.M. Obellianne (1955) qui en donne une description très succincte et, dans le cadre de la mission Marquises du B.C.B. Marara (1980), par H.G. Barsczus qui, dans la crique située à l'extrémité sud de l'île, a prélevé quelques échantillons qui furent analysés par la suite (tabl. 1 et fig. 3). Deux coulées basaltiques sont datées à 4,90 et 4,70 Ma (Brousse *et al.*, 1990) et semblent donc être plus récentes que la phase d'activité de l'île voisine de Eiao (5,52 à 4,95 Ma). Toutes les laves échantillonnées sont à hypersthène normatif à l'exception d'une et aucun terme différencié n'apparaît, seuls se distinguent les océanites et les basaltes transitionnels (Liotard et Barsczus, 1983a ; Liotard *et al*., 1986). Compte tenu de la situation de Hatutu à l'extrémité nord de l'archipel, ce magmatisme transitionnel relativement ancien pourrait correspondre aux premières manifestations du volcanisme des Marquises où il aurait probablement été précédé par une phase franchement tholéiitique.

## Banc Jean Goguel

Ce haut fond de forme à peu près elliptique avec un grand axe qui excèderait 2 km de longueur, culmine vers –30 m (Barsczus et Liotard, 1984). Il est localisé à 80 km à l'est d'Eiao entre l'îlot de Motu One et le banc Clark dont il est séparé par deux profondes dépressions. Parmi les analyses disponibles (tabl. 1), une océanite draguée à la cote –700 m, au cours de la mission « Marquises 1980 », a été datée à 5,30 Ma (Brousse *et al*., 1990). Les échantillons étudiés (5 analyses), prélevés par dragages en 1980, sont tous à néphéline normative (1,5 à 5 %). On rencontre des océanites, des basaltes et des basanites (Barsczus et Liotard, 1984 ; Diraison,

1991). Les teneurs en Li et Sr, pour l'ensemble des échantillons analysés, sont anormalement élevées et traduisent vraisemblablement des phénomènes d'altération secondaire par l'eau de mer.

## Le groupe central

### Nuku Hiva

L'île de Nuku Hiva (140° 06' W et 8° 52' S), encore appelée île Baux du nom des armateurs du capitaine Marchand qui la découvrit en 1791, est localisée dans la zone centrale de l'archipel des Marquises. Avec des dimensions de 30 × 20 km et une superficie de 380 km², elle est avec l'île de Hiva Oa, l'édifice aérien le plus grand de l'archipel. Son point culminant atteint 1 227 m et la hauteur initiale de l'île peut être estimée à plus de 7 000 m par rapport au toit de la croûte océanique pour un volume qui dépasse 13 000 km$^3$.

La population est localisée principalement dans les baies de Taihoae (1 687 h) et Taipivai (345 h) sur la côte sud et de Hatiheu (343 h) sur la côte nord.

*Historique des travaux*

Les premières analyses des laves de Nuku Hiva ont été réalisées par Lacroix (1926, 1928) et par Chubb (1930). En 1955, J.M. Obelianne dresse une esquisse de carte géologique de l'île et au début des années 1970, R. Brousse (1972 et 1973), J. Demange (1973) et Duncan (1974) visitèrent l'île et prélevèrent un échantillonnage relativement bien réparti géographiquement, qui fit l'objet par la suite de nombreuses analyses (tabl. 1 et 2).

*Structure*

L'île de Nuku Hiva représente la moitié nord de l'un des plus grands volcans-boucliers de Polynésie une grande partie de cet édifice ayant disparu par suite d'effondrements gravitaires. La morphologie de l'île est caractérisée par deux lignes de crêtes, très découpées, en arc de cercle. La plus petite domine la baie de Taihoae, quand à l'autre, elle culmine de 800 à 1 200 m et parcourt l'île en demi-cercle depuis la baie de Hakaui à l'ouest à celle de Taipivai à l'est. La partie ouest de Nuku Hiva, au-delà de la ligne de crête, est une vaste pente appelée « Terre Déserte », très découpée par de profondes vallées. Deux vallées sont particulièrement importantes ; celle de Taipivai, la plus longue des Marquises avec une rivière dont le volume d'eau est le plus important de l'archipel et celle de Hakaui qui est certainement la plus spectaculaire puisqu'il s'agit d'un étroit canyon dont le plancher plat se prolonge sur environ 2,5 km vers l'intérieur de l'île. Ses parois, à l'ouest, se présentent sous la forme de murs verticaux de près de 1 000 m de haut. La plupart des rivières coulant vers la côte nord sont courtes et ont un profil latéral en V.

Nuku Hiva est divisée en trois domaines structuraux séparés par des murs de caldeiras emboitées ouvertes vers le sud (Brousse *et al.*, 1978b ; Le Dez *et al.*, 1996).

*Le volcan de Tekao* est constitué de coulées de basaltes de nature tholéiitique

| AUTEURS | ANNEE | PUBLICATION | Nb DATATIONS | AGE (Ma) |
|---|---|---|---|---|
| EIAO | | | | |
| Brousse et Bellon | 1974 | C. R. Acad. Sci. Paris | 6 | 8,72 - 5,14 |
| Brousse *et al.* | 1990 | Bull. Soc. géol. Fr. | 11 | 5,80 - 4,99 |
| Diraison | 1990 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | *11* | *5,80 - 4,99* |
| Caroff *et al.* | 1995 | J. Petrol. | 3 | 5,56 - 5,22 |
| Caroff *et al.* | 1999 | Lithos | 12 | 5,52 - 4,95 |
| HATUTU | | | | |
| Brousse *et al.* | 1990 | Bull. Soc. géol. Fr. | 2 | 4,90 - 4,70 |
| BANC JEAN GOGUEL | | | | |
| Brousse *et al.* | 1990 | Bull. Soc. géol. Fr. | 1 | 5,30 |
| NUKU HIVA | | | | |
| Duncan et McDougall | 1974 | Earth Planet. Sci. Lett. | 10 | 4,31 – 3,10* |
| Brousse *et al.* | 1990 | Bull. Soc. géol. Fr. | 14 + *6* | 4,80 - 3,20 |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 3 + *6* | 4,78 – 3,74 |
| Le Dez | 1992 | DEA Univ. Bretagne Oc. | 7 | 5,15 – 3,54 |
| Le Dez *et al.* | 1996 | Bull. Soc. géol. Fr. | 8 + *5* | 4,83 - 3,08 |
| Le Dez | 1996 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | *13* | *4,83 - 3,08* |
| UA HUKA | | | | |
| Duncan et McDougall | 1974 | Earth Planet. Sci. Lett. | 4 | 2,86 - 2,78* |
| Brousse *et al.* | 1990 | Bull. Soc. géol. Fr. | 4 | 2,90 - 1,40 |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 1 + *8* | 3,43 |
| Ielsch | 1996 | DEA Univ. Bretagne Oc. | 26 + *12* | 3,64 – 0,68 |
| Ielsch *et al.* | 1998 | C. R. Acad. Sci. Paris | *4* | *3,24 – 0,77* |
| UA POU | | | | |
| Duncan *et al.* | 1986 | Nature | 13 | 5,61 - 1,78* |
| Brousse *et al.* | 1990 | Bull. Soc. géol. Fr. | 1 + *12* | 4,48 |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 5 + *14* | 3,93 - 2,25 |
| *Dragages* | | | | |
| Desonie *et al.* | 1993 | J. Geophys. Res. | 4 | 2,97 - 2,45 |
| DUMONT D'URVILLE | | | | |
| Desonie *et al.* | 1993 | J. Geophys. Res. | 2 | 3,13 – 2,81 |
| FATU HUKU | | | | |
| Brousse *et al.* | 1990 | Bull. Soc. géol. Fr. | 3 | 2,65 - 2,54 |
| HIVA OA | | | | |
| Duncan et McDougall | 1974 | Earth Planet. Sci. Lett. | 7 | 2,55 - 1,62* |
| Gonzales-Marabal | 1984 | Thèse Univ. Paris-Sud, Orsay | 6 | 4,59 – 1,92 |
| Katao *et al.* | 1988 | J. Geomag. Geoelec. | 11 | 2,74 - 1,77 |
| Brousse *et al.* | 1990 | Bull. Soc. géol. Fr. | 6 + *18* | 2,02 - 1,72 |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 26 + *20* | 4,26 - 1,63 |
| Le Dez | 1996 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 7 + *13* | 3,12 - 1,87 |
| TAHUATA | | | | |
| Duncan et McDougall | 1974 | Earth Planet. Sci. Lett. | 4 | 2,09 - 1,82* |
| Brousse *et al.* | 1990 | Bull. Soc. géol. Fr. | 6 + *4* | 2,86 - 1,74 |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 1 + *9* | 2,34 |
| *Dragages* | | | | |
| Desonie *et al.* | 1993 | J. Geophys. Res. | 2 | 1,76 - 1,57 |
| MOTANE | | | | |
| Brousse *et al.* | 1990 | Bull. Soc. géol. Fr. | 3 | 2,26 - 2,11 |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 2 + *2* | 2,46 - 1,76 |
| FATU HIVA | | | | |
| Duncan et McDougall | 1974 | Earth Planet. Sci. Lett. | 4 | 1,42 - 1,33* |
| Brousse *et al.* | 1990 | Bull. Soc. géol. Fr. | 10 + *4* | 2,46 - 1,38 |
| Diraison | 1991 | Thèse Univ. Bretagne Oc. | 4 + *6* | 3,72 - 2,06 |
| Desonie *et al.* | 1993 | J. Geophys. Res. | 6 | 1,91 – 1,18 |
| *Dragages* | | | | |
| Desonie *et al.* | 1993 | J. Geophys. Res. | 2 | 1,31 – 0,84 |
| MOTU NAO | | | | |
| Desonie *et al.* | 1993 | J. Geophys. Res. | 2 | 1,27 – 0,74 |
| SEAMOUNT | | | | |
| Desonie *et al.* | 1993 | J. Geophys. Res. | 3 | 0,48 – 0,39 |

Tabl. 2.- Synthèse bibliographique et bilan des résultats géochronologiques publiés sur les différentes îles hautes et monts sous-marins de l'archipel des Marquises.
Les chiffres en italiques correspondent au nombre d'analyses déjà publiées, les valeurs avec * ont été recalculées d'après les constantes de désintégration radioactives préconisées par Steiger et Jäger (1977).

*Table 2.- Bibliographic synthesis and summary of published geochronological results for all the islands and seamounts of the Marquesas archipelago.*
*Figures in italics represent the number of published analyses; values with * have been recalculated according to the radioactive decay constants recommended by Steiger and Jäger (1977).*

présentant un pendage vers la périphérie de l'édifice. Ce domaine externe qui résulte d'une activité essentiellement effusive, est bien conservé dans toute la partie ouest (Terre Déserte) et largement érodé dans les parties nord-est (Hatiheu) et sud-ouest (Hakaui). Cet édifice est caractérisé par l'existence d'une limite de caldeira dont le diamètre maximum est de l'ordre de 20 km et qui s'étend depuis la baie de Hakaui, à l'ouest, à la baie de Taipivai à l'est, en passant par les monts Tekao, Oomu et Hatue.

*Le plateau de Toovii*, formé sur le plancher de la caldeira du volcan de Tekao, est constitué d'un empilement de coulées de basaltes transitionnels et alcalins et d'hawaiites surmonté par d'épais dépôts volcano-sédimentaires. Ce deuxième domaine a été également affecté par des glissements gravitaires dont la trace correspond à une caldeira d'environ 15 km de diamètre.

*Le volcan de Taiohae* s'est édifié à l'intérieur de cette deuxième caldeira. Il est plus récent, exclusivement alcalin et comporte de nombreux niveaux bréchiques intercalés avec les coulées. Il est recoupé par un réseau filonien très développé et est également affecté par une caldeira de dimension réduite (6 km de diamètre).

*Chronologie*

Les résultats chronologiques obtenus (tabl. 2) montrent que la partie subaérienne actuellement à l'affleurement du volcan de Tekao de nature principalement tholéiitique, s'est édifiée entre 4,83 Ma et 3,10 Ma. Le plateau de Toovii s'est formé sur le plancher de la caldeira de Tekao dont la partie centrale est occupée par le volcan interne de Taihoae. On peut estimer à 4,05 ± 0,10 Ma l'âge de l'effondrement gravitaire qui a affecté le volcan de Tekao et la mise en place des formations du plateau de Tovii peut être évaluée entre 4,15 et 4,01 Ma (Le Dez *et al*., 1996).

Les parties méridionales des volcans de Tekao et de Taiohae ont à présent disparu sous les effets d'une tectonique cassante E-W post-volcanique (Brousse *et al*., 1990 ; Diraison, 1991).

*Pétrologie et géochimie*

Les données pétrologiques disponibles permettent de mettre en évidence deux processus pétrogénétiques essentiels : la cristallisation fractionnée, conduisant de basaltes alcalins à des hawaiites, mugéarites, benmoréites et trachytes (Brousse *et al*., 1978b ; Maury *et al*., 1978) qui est principalement intervenue pendant l'édification du volcan de Taihoae et par ailleurs des taux décroissants de fusion partielle de lherzolite à grenat susceptibles de rendre compte du passage de basaltes tholéiitiques à des basaltes transitionnels et à des basaltes alcalins, observé dans la partie sommitale du bouclier de Tekao (fig. 3).

Les laves différenciées se distribuent en deux groupes distincts au regard de la saturation en silice :

- des trachy-phonolites à néphéline normative ou faible teneur en hypersthène normatif ;

- des trachytes à quartz normatif et relativement potassiques dont la genèse est considérée comme étant liée au fractionnement préférentiel des amphiboles et des micas (Brousse *et al*., 1978b ; Maury *et al*., 1978).

Les laves de Nuku Hiva sont isotopiquement hétérogènes et peuvent, comme celles des autres îles des Marquises, être décrites en termes de mélange en proportions variables des pôles mantelliques DMM, HIMU et EMII. La singularité de Nuku Hiva réside dans le fait que l'essentiel des variations isotopiques de Sr et Nd s'observe dans le bouclier de Tekao, au sein d'un groupe de basaltes tholéiitiques résultant de degrés de fusion partielle équivalents. Les données chronologiques et isotopiques suggèrent des variations de composition de la source fondante pendant la croissance du volcan externe et non entre le volcan externe et le volcan interne comme l'avait suggéré Woodhead (1992). De plus, des taux décroissants de fusion partielle d'une source de type lherzolite à grenat sont susceptibles de rendre compte de l'augmentation de la contribution du pôle EM II au cours du temps observée dans tout l'archipel. Ces variations sont relativement indépendantes du temps, bien que les basaltes transitionnels et alcalins soient plus radiogéniques en isotopes du Sr que la plupart des tholéiites qui les précèdent. La mise en place quasi-simultanée (à 4,83 et 4,75 Ma) de basaltes tholéiitiques présentant des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ significativement différents conduit à rejeter l'hypothèse de variations isotopiques liées à des changements dans la structure du panache ou l'extension de la zone de fusion partielle. Un modèle de fusion d'un panache à signature EMII+HIMU caractérisé par une hétérogénéité à petite échelle paraît compatible avec les données isotopiques actuellement disponibles (Le Dez *et al*., 1996).

**Ua Pou**

L'île de Ua Pou (140° 05' W et 9° 24' S) est située à 50 km au sud de Nuku Hiva. Elle s'étend sur environ 15 km de long pour une largeur maximale de 10 km et sa superficie est de 105 km$^2$. La population, qui atteint 2 013 habitants, est principalement répartie dans les villages de Hakahau (1 398 h) au Nord et Hakamaii (615 h) au sud-ouest.

*Historique des travaux*

La pétrologie de Ua Pou a été abordée en premier par A. Lacroix (1928, 1931) qui n'a pas séjourné sur l'île mais a décrit et analysé des basaltes et des phonolites prélevées par un résident. En 1955, J.M. Obellianne établit une esquisse géologique de l'île et montre qu'elle est constituée de coulées de basalte et de phonolite avec de nombreuses intrusions de trachyte. Bishop et Wooley (1973) présentent l'étude réalisée sur 42 échantillons collectés en 1969 par J.F. Peake du British Museum ; l'échantillonnage se limite cependant à la partie nord de l'île ainsi qu'à la vallée de Hakamoui et la baie de Hohoi sur la côte est. Les roches décrites sont des basaltes alcalins, des hawaiites, des mugéarites, des trachytes et des phonolites. Durant la même période, J. Demange en 1972, R. Brousse en 1972 et 1973, R.A. Duncan en 1974 et H.G. Barsczus visitèrent l'île et les échantillons prélevés, par ces deux derniers auteurs, firent l'objet de nombreuses analyses géochimiques et géochronologiques (tabl. 1 et 2).

Plus récemment (1987) des échantillons ont été dragués entre 2 800 et 1 700 m de profondeur sur les flancs nord et ouest de l'île (Desonie *et al*., 1993).

*Structure*

À la différence des autres grandes îles marquisiennes, l'île de Ua Pou ne présente pas de caldeira apparente exprimée. De contour presque losangique, elle présente une crête centrale de direction nord-sud sub-rectiligne et des crêtes secondaires, séparées par des vallées, au sommet desquelles percent de spectaculaires protru-

sions phonolitiques qui forment les points culminants (Oave ou Potainui, 1 252 m ; Teavaitumai, 1 006 m et Pumaka ou Poutetainui, 988 m). Le système de drainage de Ua Pou est relativement simple, ordonné de part et d'autre de la ride centrale. Les principales vallées sont du côté oriental : Hakahau (la plus importante), Hakanui, Paaumea et Hohoi. Les unités fragmentées d'un volcan-bouclier basaltique affleurent principalement à la périphérie de l'île, dont la partie centrale est constituée par d'épaisses coulées phonolitiques et trachytiques recoupées par les protrusions phonolitiques.

Une des caractéristiques majeures de Ua Pou est la coloration blanchâtre de son sol qui fait exception par rapport au sol rougeâtre des autres îles. C'est qu'ici il y a une très forte proportion de roches alcalines à hyperalcalines différenciées, trachytes et phonolites, laves possédant peu de fer dans leur composition chimique. La rubéfaction du sol par oxydation du fer au cours de l'altération météorique n'est donc pas possible à Ua Pou. C'est également la seule île où on a découvert des fossiles dans des cendres volcaniques de la baie de Hakahetau (Plessis *et al*., 1978). Il s'agit de fragments de feuilles dont la structure histologique est assez bien conservée et d'empreintes d'écorce de bois de type *Metrosideros collina* (Forst) qui appartient au domaine de la forêt montagnarde (au-dessus de 900 m environ).

*Chronologie*

Les datations publiées ont eu pour objectif de préciser les relations chronologiques entre les basaltes tholéiitiques (tholéiites à quartz et tholéiites à olivine) exceptionnels et localisés dans la baie de Hakahau et les basaltes à néphéline normative (basaltes alcalins et basanites) qui coexistent spatialement (Duncan *et al*., 1986). Les basaltes tholéiitiques sont plus anciens (5,61 à 4,46 Ma) que les basaltes alcalins à néphéline normative (2,88 à 2,70 Ma). La mise en place des basaltes tholéiitiques se situe principalement autour de 4,50 Ma. Un laps de temps de 1,50 à 2,00 Ma semble, en l'état actuel de l'échantillonnage, séparer les deux types d'émissions basaltiques. Une activité plus tardive, évoluant des hawaiites aux phonolites, datée entre 2,49 et 1,78 Ma, succède aux émissions basaltiques alcalines (Brousse *et al*., 1990).

*Pétrologie et géochimie*

L'île comporte, outre les basaltes tholéiitiques, une série alcaline à tendance sodi-potassique, dont les termes les plus différenciés sont des phonolites hyperalcalines (fig. 3). Mais contrairement à la majorité des îles océaniques à séries alcalines, les phonolites sont très abondantes à Ua Pou, où leur pourcentage volumétrique par rapport à l'ensemble de la série est estimé à environ 50 % (Brousse, 1978). Les necks de phonolites sont d'ailleurs très caractéristiques des paysages de l'île.

Sur le plan minéralogique, les phonolites les plus curieuses et les plus intéressantes proviennent de bordures figées prélevées dans la baie de Hohoi. Ces laves sont dénommées « cailloux fleuris » en raison de la présence, dans un fond homogène, silexoïde, de teinte brunâtre, d'aires jaunes pétaloïdes de diamètre centimétrique correspondant à des grenats titanifères jaune d'or (Brousse et Maury, 1978).

Les analyses publiées (tabl. 1) montrent que les tholéiites à quartz de Ua Pou sont parmi les plus appauvries en $^{87}Sr/^{86}Sr$ des îles océaniques avec cependant des valeurs des isotopes du plomb significativement supérieures à celles des MORB. Les basaltes tholéiitiques ($0{,}702880 < {}^{87}Sr/^{86}Sr < 0{,}703180$) précèdent les basaltes alcalins ($0{,}704743 < {}^{87}Sr/^{86}Sr < 0{,}705225$) d'environ 1,5 Ma. Selon la vitesse de déplacement élevée de la plaque Pacifique (Duncan et Clague, 1985), ceci implique un espace d'échantillonnage de l'ordre de 100 à 150 km à travers le point chaud. Duncan *et al*. (1986) suggèrent que la composition des laves de Ua Pou est en relation avec la position du volcan au-dessus du point chaud.

## Ua Huka

De morphologie assez comparable à Nuku Hiva, dont elle est distante d'une quarantaine de kilomètres vers l'est, l'île de Ua Huka (139° 33' W et 8° 55' S) s'étend sur 14 km d'est en ouest et 8 km du nord au sud pour une superficie d'environ 77 km$^2$.

Les habitants sont peu nombreux (571 h) et répartis dans les trois vallées de la côte sud : Vaipae, Hane et Hokatu. Les ressources sont limitées : cultures vivrières peu abondantes, produits du cocotier dans les vallées habitées, pêche, élevage réduit (bœuf sauvage, chèvres et chevaux).

*Historique des travaux*

Les premières analyses géochimiques ont été réalisées par Lacroix (1928) et Chubb (1930). En 1955, J.M. Obellianne réalisa une esquisse géologique de l'île. Une mission effectuée par R. Brousse en 1972 a permis de compléter les observations morphostructurales de Ua Huka (Brousse et Sevin, 1978) et de prélever une collection d'échantillons. Quatre d'entre eux ont fait l'objet de datations K-Ar ainsi que quatre échantillons provenant de la collection de R.A. Duncan (tabl. 2). Plus récemment (1985 et 1987), H.G. Barsczus préleva des échantillons localisés principalement sur la partie sud de l'île et qui firent l'objet d'une étude pétro-géochimique et géochronologique (Ielsch, 1996 ; Ielsch *et al*., 1998).

*Structure*

Le relief à l'intérieur de l'île de Ua Huka n'est pas très accidenté : les terres émergées sont parcourues de la pointe Tekeho à la pointe Teohootepapa par une ligne de crêtes moutonnées en arc de cercle dont l'altitude varie de 500 à 800 mètres. Une deuxième ligne de crêtes, en arc de cercle également mais beaucoup plus petite, se trouve à l'intérieur de la première entre le Motu-Papa et la pointe Teohootepapa. Ces deux lignes se rejoignent au point culminant de l'île (884 m au Hitikau). L'île est généralement bordée de falaises plus ou moins hautes qui disparaissent au niveau des baies.

On peut distinguer un volcan externe, ancien, à caldeira dont le rebord est marqué par une crête hémi-circulaire. Sur le plancher de cette caldeira s'est développé un volcan interne, plus récent, légèrement excentré vers le sud-est et possédant lui-même une caldeira.

Malgré la faible dimension de l'île on y rencontre, à Vaipae, une rivière importante dont la vallée se développe à l'intérieur de l'arête dorsale située entre les deux lignes de crêtes en arc de cercle. Les vallées de Hane et de Hokatu sont moins importantes.

*Gisement de phosphate*

Ce gisement se développe sur un îlot voisin de la côte nommé Teuaua. Il est formé uniquement par des grès calcaires (agglomération de sable calcaire par un ciment calcaire). De mémoire d'homme,

cet îlot, qui couvre une surface de 6 ha à environ 20 m au-dessus du niveau de la mer, a toujours été couvert par des nuées d'oiseaux de mer (Kaveka) dont les habitants font d'ailleurs une grande consommation des œufs. Sur le dessus de l'îlot, qui est à peu près plat, on rencontre des pointements de grès calcaire lisse et de petites zones sableuses généralement rondes avec du sable rouge ou du sable beige. La profondeur du sable dans ces zones n'a pas été reconnue. Les zones de sable ne couvrent que le quart de la surface de l'îlot.

Seuls les sables sont phosphatés : le grès calcaire, au fur et à mesure de sa transformation en phosphate tricalcique, est détruit et transformé en sable. Le processus se passe en milieu aérien, les eaux de pluie lessivant les excréments d'oiseaux et entraînant le phosphore dans les zones sableuses. Ce gisement ne présente pas d'intérêt économique.

*Chronologie*

L'île de Ua Huka est constituée d'un volcan-bouclier principal dont l'activité aérienne, datée entre 3,64 et 2,42 Ma, a conduit à l'émission de tholéiites à olivine, de basaltes alcalins, de basanites, d'hawaiites et de trachy-phonolites. Cet édifice a ensuite été affecté par un double effondrement gravitaire, dont l'âge est estimé à environ 2,40 Ma, responsable de la formation de deux caldeiras semi-circulaires emboîtées, d'un diamètre respectif de 8 et 2,5 km. La plus petite caldeira est excentrée vers le sud-est de l'île.

De petits édifices (les volcans Teepoepo et Tahoatikikau) se sont mis en place plus tardivement dans la région de Vaipae entre 1,98 et 0,68 Ma, après un arrêt de l'activité volcanique d'environ 0,5 Ma. Alors que le volcan Teepoepo a eu une activité essentiellement explosive, le second édifice (Tahoatikikau) a émis des coulées de laves fluides.

Des basanites de même âge se sont mis en place plus au nord, dans la haute vallée de Vaipae. Toute la partie sud de l'île a disparu à la suite de grands glissements gravitaires (Ielsch *et al*., 1998).

*Pétrologie et géochimie*

Les études pétrologiques ont été réalisées à partir des échantillons prélevés par R. Brousse en 1972 et par H.G. Barscus en 1985 et 1987 (fig. 3). Ces travaux n'ont cependant permis d'étudier principalement que le volcan interne et les édifices tardifs situés dans la partie sud-ouest de l'île, de part et d'autre de la baie de Vaipae (Brousse et Sevin, 1978 ; Ielsch, 1996 ; Ielsch *et al*., 1998).

Le volcan externe est constitué de tholéiites à olivine, de basaltes alcalins, de basanites et d'hawaiites ainsi que de quelques intrusions de nature trachytique comme celle du mont Apake sur la côte ouest de l'île. Aucune tholéiite à quartz n'a actuellement été mise en évidence.

Le volcan interne est formé de laves très sous-saturées en silice. Ce sont des basaltes alcalins, des basanites, des hawaiites et une intrusion trachytique (Motu Hane).

Le volcanisme tardif a émis des picrites, des basaltes alcalins, des basanites, des hawaiites et des benmoréites. Ces dernières laves sont moins sous-saturées en silice que les laves équivalentes du volcan externe ($Ne_{norm}$ = 0,48 %) et peuvent même être sursaturées ($Qz_{norm}$ = 1,01 %).

Deux remarques :

- la sous-saturation augmente globalement au cours du temps : présence de tholéiites à olivine dans le volcan externe, contrairement aux édifices tardifs ;

- cette même tendance apparaît également au sein du volcan externe : les tholéiites à olivine correspondent aux âges les plus vieux.

Il existe d'importantes variations dans les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,704308 à 0,706560) et $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512741 à 0,512886), pour des rapports isotopiques du plomb plus constants ($18,874 < {}^{206}Pb/^{204}Pb < 19,150$). Ces hétérogénéités semblent être reliées à l'âge de la mise en place des laves. En effet, les échantillons des édifices tardifs sont moins radiogéniques en Sr et en Pb et tendent vers un pôle DMM, tandis que ceux du volcan externe sont plus proches d'une signature de type EM II. Des hétérogénéités plus faibles mais notables s'observent également entre les laves provenant du volcan externe : les tholéiites à olivine, de mise en place plus précoce, ont des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{206}Pb/^{204}Pb$ plus faibles, et un rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ plus élevé que les basaltes alcalins et les basanites.

Les compositions en éléments majeurs et en trace des basaltes de Ua Huka, ainsi que leurs compositions isotopiques, indiquent qu'ils ne peuvent dériver d'une source mantellique homogène. Les laves se caractérisent en effet par des variations significatives des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{143}Nd/^{144}Nd$, alors que les valeurs de $^{206}Pb/^{204}Pb$ restent relativement constantes (Ielsch, 1996 ; Ielsch *et al*., 1998).

Les tholéiites du volcan externe résultent d'un taux de fusion élevé (10 à 14 %) et dérivent d'une source mantellique de composition EM II-DMM. La diminution du taux de fusion partielle au cours du temps conduirait à la genèse des basaltes alcalins puis des basanites. La contribution du pôle enrichi EM II à la source des magmas augmenterait en masquant partiellement la signature DMM. L'enrichissement progressif de la source pendant la construction du volcan externe de Ua Huka est une évolution caractéristique des autres îles marquisiennes durant la totalité de leur activité.

La signature isotopique des basanites les plus récentes est différente puisqu'elle implique une contribution plus importante du pôle DMM, évolution inconnue aux Marquises et semblable à celle des volcans hawaiiens ou de la Société. Le passage de la phase terminale de construction du volcan à celle des volcans tardifs se marque par un changement dans la composition de la source alors que le taux de fusion partielle reste relativement constant et faible (Ielsch *et al*., 1998).

## Le groupe méridional

### Fatu Huku

Découverte le 7 mars 1774 par la capitaine J. Cook lors de son second voyage dans le Pacfique, l'île de Fatu Huku (138° 55' W et 9° 26' S) est située à une trentaine de kilomètres au nord de Hiva Oa. Elle fut dénommée Hood's island en hommage au jeune officier qui le premier l'avait aperçue. Présentant la forme d'une « massue » orientée est-ouest, elle s'étend sur 1 900 m de long et 800 m de large et culmine à 361 m. On ne peut y débarquer qu'en un point du rivage nord-ouest, sur une plage formée par les éboulis de la falaise verticale qui la domine.

*Historique des travaux*

Les seules données analytiques publiées ont été obtenues sur des échantillons prélevés par H.G. Barsczus (tabl. 1 et 2).

*Structure*

Les données bathymétriques montrent qu'il s'agit d'une structure résiduelle presque entièrement ennoyée. Une observation troublante a été effectuée par J.L. Teuruarii Candelot (comm. pers., 1995). Comparant les descriptions cartographiques données par son découvreur le capitaine Cook puis par l'explorateur Hergest, avec la cartographie que livre plus tardivement Porter, il constate que la superficie de Fatu Huku a dû considérablement diminuer entre les visites d'Hergest (1792) et de Porter (1813). En fait, la position et les contours de l'île indiqués par Cook et Hergest coïncident pratiquement avec ceux du haut-fond indiqué sur les cartes bathymétriques modernes. Candelot conclut à la possibilité d'un événement cataclysmique (raz de marée, tsunami ou événement tectonique) survenu vers 1800 et responsable de la disparition d'une grande partie de l'île de Fatu Huku.

L'examen des falaises révèle l'existence d'au moins deux phases de construction aérienne séparées par un paléosol. L'édifice présente à la base des brèches et des tufs surmontés par un empilement de coulées subhorizontales d'épaisseur parfois plurimétrique, l'ensemble étant recoupé par de nombreux dykes orientés NE-SW (Liotard et Barsczus, 1983b).

*Chronologie, pétrologie et géochimie*

Les premiers échantillons analysés par Liotard et Barsczus (1983b) quoique en nombre réduit, définissent une série de différenciation alcaline modérément potassique à tendance saturée en silice (fig. 3). Du point de vue chronologique, seules deux coulées de basalte affleurant sur la côte ouest de l'île ont été datées à 2,65 et 2,54 Ma (Brousse *et al*., 1990).

**Hiva Oa**

Hiva Oa (139° 00' W et 9° 46' S), encore appelée la Dominique par Mendana (1595) s'étend dans le sens est-ouest sur une longueur d'environ 35 km pour une largeur maximale de 13 km. Le sommet le plus élevé de l'île est le mont Temetiu qui domine Atuona du haut de ses 1 276 m. Avec ses 320 km$^2$, c'est la deuxième île de l'archipel par sa superficie. La population qui atteint 1 837 habitants, est principalement localisée dans le pourtour de la baie des Traitres à Atuona (1 522 h) et sur la côte nord-est de l'île, à Puamau (315 h).

Etant donné la forme particulière de l'île, allongée est-ouest, il n'y a pas de grandes vallées, à l'exception de celle de Tahauku, mais plutôt une série de petites vallées aux flancs très escarpés venant de l'arête dorsale et gagnant la mer au nord et au sud de l'île.

*Historique des travaux*

Les premières analyses chimiques ont été réalisées par Chubb en 1930 et une esquisse de carte géologique établie par J.M. Obellianne en 1955. En 1972 et 1973, R. Brousse réalise un échantillonnage relativement bien réparti sur l'ensemble de l'île. Par la suite, Duncan et McDougall (1974), Katao *et al.* (1988), Brousse *et al.* (1990), Diraison (1991) et Le Dez (1996) abordèrent la géochronologie de l'édifice alors que Brousse *et al*. (1978d) étudièrent la série de différenciation alcaline de l'île. Les premières données isotopiques (Vidal *et al*., 1987 ; Dupuy *et al*., 1987 ; Woodhead, 1992) ont été interprétées en terme d'hétérogénéités du manteau. L'étude la plus récente a été réalisée par Le Dez (1996) à partir d'échantillons prélevés par R.A. Duncan, R. Brousse et H.G. Barsczus.

*Structure*

Le relief à l'intérieur de l'île de Hiva Oa est très accidenté et la plus grande partie de l'île est située à une altitude supérieure à 500 m. À cette cote se trouve notamment un grand plateau au nord-est du village de Atuona entre la vallée de Taahuku et celle de Hanaiapa. Sa structure résulte d'une édification polyphasée complexe. On reconnaît d'ouest en est trois ensembles volcanologiques : le volcan de Temetiu, la chaîne centrale d'Hanapaaoa et le volcan de Puamau (Le Dez, 1996).

Toutes les vallées débutent en larges amphithéâtres (Taaoa, Atuona, Utetehe, Puamau, Hanapaaoa, et Hanaiapa), puis les eaux s'écoulent dans des thalwegs très creusés alors que leur débouché est largement remblayé. Ces vallées sont abondamment alimentées car l'île est bien arrosée, coiffée quasiment en permanence par la zone nuageuse la plus développée des îles marquisiennes.

*Le volcan de Temetiu*, du nom du sommet le plus élevé de l'île (1 276 m), est un volcan-bouclier composé par un empilement de coulées aériennes de faibles épaisseurs et de composition basaltique. Le trait morphologique majeur de cet édifice est un effondrement d'origine caldeirique souligné par des falaises abruptes passant par les monts Vaipikopiko (935 m), Feani (1 126 m) et Temetiu (1 276 m). Cet ensemble est constitué par deux unités volcaniques : Taaoa et Atuona. C'est à proximité du village de Taaoa que l'on trouve les seules manifestations d'activité actuelle de l'archipel avec d'importants dégagements gazeux de $H_2S$ (Soufrière de Fatueki).

*La chaîne de Hanapaaoa* est caractérisée par une ligne de crête joignant la pointe de Mautau au nord à la pointe de Matautu au sud et passant par les monts Tepuna, Ootua et Tapeata. Cette unité est constituée par des niveaux pyroclastiques abondants et par des coulées peu épaisses de composition hawaiitique à mugéaritique. Enfin, la ligne de crête est ponctuée par de nombreuses intrusions trachytiques, notamment au mont Ootua. La morphologie de cette unité résulte apparemment d'un volcanisme fissural de direction nord-sud.

*Le volcan de Puamau* constitue la partie est de l'île. Il s'agit d'un volcan-bouclier de taille modeste, dont les pentes externes varient de 7 à 20°. Cet édifice est constitué par un empilement de coulées de basaltes et d'hawaiites. Il est affecté par une caldeira de 5 km de diamètre, ouverte sur la mer suivant la direction nord-est et occupée par un réseau filonien très dense, essentiellement de composition trachytique.

*Chronologie*

Les nombreuses datations disponibles restent difficiles à exploiter (tabl. 2), les relations téphrostratigraphiques étant encore trop imprécises malgré les nombreuses missions de terrain (Chubb, Adamson, Obellianne, Aubert de la Rüe, Brousse, Blanchard, Barsczus).

*Le volcan de Temetiu* est caractérisé par des âges compris entre 3,87 Ma et 1,77 Ma. Les âges les plus anciens correspondent

aux échantillons de l'unité de Taaoa avec des valeurs comprises entre 3,87 ± 0,06 et 2,05 ± 0,06 Ma (Diraison, 1991 ; Duncan et McDougall, 1974). L'unité volcanique d'Atuona se caractérise par des âges plus récents compris entre 2,63 ± 0,06 Ma et 1,77 ± 0,05 Ma (Diraison, 1991 ; Duncan et McDougall, 1974).

*La chaîne de Hanapaaoa* montre une période d'activité de 1,93 ± 0,05 Ma à 1,77 ± 0,05 Ma (Katao *et al*., 1988).

*Le volcan de Puamau* est daté entre 2,95 ± 0,09 Ma et 1,62 ± 0,08 Ma (Duncan et McDougall, 1974) et est donc en partie contemporain de la période d'activité de l'unité d'Hanapaaoa. Cette dernière valeur est d'ailleurs l'âge le plus récent obtenu sur l'île de Hiva Oa.

En résumé la synthèse chronologique intégrant l'ensemble des données existantes (tabl. 2) aboutit aux résultats suivants (Le Dez, 1996) :

- l'activité magmatique est continue au cours de la construction de la partie aérienne de l'édifice ;

- les périodes d'activité de la chaîne centrale d'Hanapaaoa et du volcan de Puamau sont subcontemporaines ;

- l'activité magmatique la plus récente de l'île a été identifiée sur le volcan de Puamau ;

- on observe globalement une migration de l'activité magmatique vers l'est au cours du temps, probablement liée à un contrôle structural lithosphérique.

*Pétrologie et géochimie*

Les laves analysées sur le volcan récent d'Atuona et le volcan de Puamau définissent deux séries magmatiques complètes franchement alcalines (fig. 3) et dont la différenciation s'effectue par cristallisation fractionnée (Brousse *et al.,* 1978d ; Gonzales-Marabal, 1984). Cependant, à la différence de la série du volcan d'Atuona qui évolue uniquement vers des benmoréites et trachytes à quartz normatif, les laves différenciées de la série de Puamau se distribuent en deux groupes distincts d'après leur saturation en silice : trachyte à quartz normatif et trachy-phonolites à néphéline normative.

Les laves d'Hiva Oa sont caractérisées par des compositions très contrastées en éléments en trace et rapports isotopiques. On peut les diviser en deux groupes distincts suivant leur composition géochimique et isotopique : les laves de Taaoa et les laves des unités de Atuona, Hanapaaoa, Puamau (AHP). Une étude de Woodhead (1992) sur les variations géochimiques et isotopiques (Sr, Nd) a mis en évidence une hétérogénéité de la source entre les échantillons provenant de l'unité de Taaoa et des autres localités de l'île. Ce résultat est interprété en termes d'évolution intervenant du stade bouclier au stade post-bouclier.

## Tahuata

Baptisée Santa Christina par Mendana (1595), l'île de Tahuata (139° 05' W et 9° 55' S) est située au sud de Hiva Oa dont elle est séparée par un chenal étroit (canal du Bordelais) de 3 à 4 km, profond d'une cinquantaine de mètres.

*Historique des travaux*

La première analyse géochimique a été réalisée par Chubb (1930) et les premières datations par Duncan (1975). En 1973, R. Brousse réalisa une mission de terrain mais les prélèvements se limitèrent à une coupe géologique reliant les villages de Vaitahu et de Motopu et furent étudiés par la suite (Brousse, 1978 ; Diraison, 1991). Plus récemment Woodhead (1992) reprit l'analyse des éléments traces et des isotopes des échantillons de Duncan alors que Desonie *et al*. (1993) exploitèrent les échantillons dragués en mars et avril 1987 sur le flanc sud de l'île de Tahuata, entre 1 936 et 1 717 m de profondeur, par le R/V Thomas Washington lors de l'expédition Crossgrain.

*Structure*

L'île de Tahuata a grossièrement la forme d'un croissant à concavité orientée au sud-est. Allongée sur 15 km du nord au sud pour une largeur maximale est-ouest de 9 km, sa superficie atteint 70 km$^2$. Elle est parcourue par deux lignes de crêtes culminant à 1 050 m qui pourraient matérialiser l'effondrement d'une caldeira selon deux courbes concentriques (Brousse *et al*., 1978a) ou bien marquer l'existence de deux volcans emboîtés.

Les imposantes falaises bordières, rendant l'île assez inaccessible, montrent des empilements où alternent coulées et niveaux scoriacés et cendreux. Des dykes observés sur la côte sud recoupent la série.

*Chronologie, pétrologie et géochimie*

Les résultats des datations réalisées sur les échantillons de 5 coulées basaltiques prélevées sur une coupe située entre les baies de Vaitahu et de Motopu se distribuent selon deux groupes : entre 2,86-2,60 Ma et entre 2,34-2,09 Ma. Les coulées situées près de Vaitahu entre les cotes 35 et 220 m livrent les âges les plus anciens, jugés significatifs en raison de leur homogénéité (Brousse *et al.*, 1990 ; Diraison, 1991).

Des échantillons de nature basaltique, dragués en 1987 à 6 km au sud de l'île et à des profondeurs comprises entre 1936 m et 1717 m, ont donné des résultats compris entre 1,76 et 1,57 Ma (Desonie *et al*., 1993).

Les analyses réalisées (tabl. 1) montrent une grande diversité avec des picrites, des tholéiites à olivine, des basaltes alcalins, des hawaiites et une phonolite (fig. 3).

## Motane

L'îlot de Motane (138° 50' W et 9° 59' S) ou Mohotani est situé à une vingtaine de kilomètres au sud de Hiva Oa. Cet îlot inhabité de 15 km$^2$ s'étend sur 8 km selon la direction NNW-SSE pour une largeur maximale de 2 km et culmine à 520 m.

*Historique des travaux*

Les seules analyses disponibles ont été réalisées sur des échantillons prélevés par R. Brousse en 1972 entre 10 et 510 m au-dessus de la baie de Ateava (Brousse, 1978 ; Diraison, 1991).

*Structure*

L'île de Motane présente une forme légèrement arquée et pourrait représenter le segment WSW du pourtour de la caldeira d'un volcan dont les marges orientales sont à présent effondrées et ennoyées. Motane présente une régularité exceptionnelle dans l'empilement des laves. L'observation des falaises côtières montre qu'il y a eu deux phases de construction séparées entre elles par une période de repos suffisamment longue pour qu'un sol se développe aux dépens de l'ancien volcan et que celui-ci soit réduit à l'état de paléorelief. En effet, le niveau du sol rougi par le thermométa-

morphisme induit par les coulées supérieures est à une cote extrêmement variable qui souligne le profil érodé de l'ancien volcan. Tantôt ce sol est à des altitudes de l'ordre de +400 m, tantôt il approche le niveau zéro voire disparaît momentanément dans les falaises sous-marines (Brousse, 1978).

*Chronologie, pétrologie et géochimie*

Seule la phase récente de l'édification de l'île est datée vers 2,46 – 2,15 Ma (tabl. 2). Les rares analyses actuellement disponibles ont été réalisées par R. Brousse, 1978 et C. Diraison, 1991 sur des échantillons prélevés en 1972 par R. Brousse (fig. 3).

**Fatu Hiva**

L'île de Fatu Hiva (138°39' W et 10° 29' S) fut découverte le 21 juillet 1595 par les vigies du « Santa Isabel » commandé par Alvaro Mendana de Neira. Cent soixante dix neuf ans passèrent sans qu'aucun européen ne retrouve les Marquises et il faudra le mois d'avril 1774 pour que l'infatigable James Cook, au cours de son deuxième voyage autour du monde, aborde cette île.

Fatu Hiva est l'île la plus méridionale de l'archipel des Marquises. Elle s'étend sur une longueur nord-sud d'environ 15 km pour une largeur maximum est-ouest de 7 km et son altitude maximale atteint 960 m au mont Tanaouho. Sa superficie est de 84 km². La population, peu importante (631 habitants en 1996), est localisée dans les vallées de Omoa et de Hanavave sur la côte ouest et dans la vallée de Uia sur la côte est.

*Historique des travaux*

En dehors des analyses réalisées par Chubb en 1930, les données actuellement disponibles (tabl. 1) ont été obtenues à partir d'échantillons prélevés durant les campagnes de terrain effectuées par R. Brousse en 1972 et 1973 et par Duncan en 1974.

Plus récemment (1987) des prélèvements ont été réalisés, par l'expédition Crossgrain, sur l'île de Fatu Hiva et par dragage sur les parties ouest et sud-ouest de l'île à des profondeurs variant entre 2 400 et 1 900 m (Desonie *et al*., 1993).

*Structure*

L'île de Fatu Hiva a la forme d'un croissant concave vers l'ouest. Elle se compose de deux volcans emboîtés.

*Le volcan externe*, le plus ancien, présente une caldeira de 8 km de diamètre dont le rebord est bien marqué dans la morphologie par une crête hémi-circulaire regroupant les sommets et culminant à l'altitude maximale de 960 m (mont Tauaouoho). Depuis la crête, les pentes qui regardent l'intérieur de la caldeira sont extrêmement abruptes voire verticales.

*Le volcan interne*, plus récent, s'étend depuis la vallée de Omoa, limitée par de hautes falaises, jusqu'à celle de Hanavave. La vallée de Omoa a un plancher plat. En dehors de cette vallée, qui est le plus grande de Fatu Hiva et l'une des plus importantes des Marquises, on peut signaler la vallée d'Hanavave, plus petite et toujours à plancher plat. Des lahars et brèches y ont été observés. C'est dans la baie de Oi, interprétée comme le cratère du volcan interne, qu'affleure un pluton de roches grenues, fait unique dans l'archipel des Marquises (Brousse, 1973).

La moitié occidentale des deux volcans a disparu le long d'un plan de faille qui est matérialisé par la côte occidentale, subrectiligne, de Fatu Hiva.

Selon Chubb (1930), les falaises marines montrent des excavations produites par l'érosion marine jusqu'à la côte de +10 m, et il y aurait ainsi 3 stades de retraits successifs du niveau marin à +10 m, +5 m et +2 m.

*Chronologie*

Le volcan externe, dont la pente extérieure n'est pas datée, s'est construit entre 2,54 et 1,92 Ma, puis est survenu, sans doute vers 1,80-1,75 Ma, l'effondrement en caldeira centrale au cœur de laquelle a débuté aussitôt l'activité du volcan interne, d'abord explosive puis effusive. L'édifice le plus récent a subi à son tour l'effondrement en caldeira vers 1,40 Ma et l'activité volcanique s'y est achevée définitivement vers 1,18 Ma (Diraison, 1991 ; Desonie *et al*., 1993).

*Pétrologie et géochimie*

Le volcan externe est constitué d'un empilement de laves alcalines peu évoluées où les basaltes dominent, tandis que le volcan interne est, à l'opposé, caractérisé par des termes alcalins différenciés, essentiellement des benmoréites et des trachytes, signalés pour la première fois par J.M. Obellianne en 1955 (fig. 3).

Contrairement à d'autres îles de l'alignement, où une augmentation de l'alcalinité des basaltes s'exprime clairement au cours du temps, on ne signale pas à Fatu Hiva d'évolution géochimique significative entre les basaltes des édifices externe et interne, au sein desquels coexistent tholéiites à olivine et basaltes alcalins faiblement sous-saturés en silice.

## L'évolution de l'archipel

### Évolution chronologique

L'étude chronologique entreprise sur le volcanisme aérien, à présent émergé, des Marquises permet, dans son état d'avancement actuel, de définir les bornes principales de l'activité pour chaque île de l'alignement. Une diminution globale des âges de l'activité aérienne apparaît du nord-ouest au sud-est de l'alignement, depuis Eiao datée à 5,52 - 4,95 Ma (Caroff *et al*., 1995, 1999) jusqu'à Fatu Hiva datée à 1,18 Ma (Desonie *et al*., 1993). Les données chronologiques conduisent à une vitesse de dérive de 104 ± 18 km/Ma.

Les bornes chronologiques ainsi définies amènent à classer les édifices marquisiens en trois groupes distincts correspondant aux groupes géographiques individualisés les uns par rapport aux autres sur les cartes bathymétriques récentes par les contours de l'isobathe -3 000 m :

- le groupe nord, allongé approximativement d'Ouest en Est, comprend à présent plusieurs hauts-fonds (dont certains au moins furent vraisemblablement à l'origine des volcans aériens) et seulement deux édifices aériens (Eiao et Hatutu) dont il ne subsiste que des reliques émergées. Les âges mesurés à Eiao (4,95 Ma), Hatutu (4,70 Ma) et sur le Banc Jean Goguel (5,30 Ma) font supposer une activité volcanique terminale subcontemporaine de ces trois volcans qui peut être estimée à 5,0 ± 0,3 Ma. Ce groupe aurait subi une importante subsidence, comme l'indique l'observation à la base des forages d'Eiao, de coulées à mise en place sub-aérienne à 691 m au dessous du niveau marin actuel (Caroff *et al*., 1991, 1995, 1999).

- *le groupe central* marquisien comprend les îles de Nuku Hiva, Ua Pou, Ua Huka et plusieurs hauts-fonds dont les âges ne sont pas connus. Les résultats chronologiques, même partiels, montrent qu'une durée totale d'activité aérienne particulièrement longue s'est exercée en chacune des trois îles de cette zone : ≥ 1,75 Ma à Nuku Hiva, ≥ 3,83 Ma à Ua Pou, ≥ 2,96 Ma à Ua Huka. Les données radiométriques acquises favorisent l'hypothèse d'une cessation, et peut-être également d'une initiation de l'activité aérienne, se produisant successivement à Nuku Hiva (3,08 Ma), Ua Pou (1,78 Ma) et Ua Huka (0,68 Ma). Un volcanisme très tardif, rappelant par bien des points celui de Pahure sur l'île de Tahaa (archipel de la Société), s'est exprimé à Ua Huka 1,20 Ma après l'arrêt de l'activité du volcan interne et a consisté en la construction, entre 1,98 et 0,68 Ma, des deux petits cônes de Tepoepo et Tahoatikikau composés de basaltes plus sous-saturés en silice et plus alcalins que ceux émis lors de l'activité aérienne principale. Nous rappellerons aussi le hiatus de 1,58 Ma existant à Ua Pou entre l'émission des basaltes tholéiitiques et celle plus récente des basaltes à néphéline normative puis des laves différenciées.

- *le groupe sud*, d'allongement global NNW-SSE, comprend les îles de Fatu Huku, Hiva Oa, Tahuata, Motane et Fatu Hiva, ainsi que le minuscule îlot non daté de Motu Nao. Les périodes de volcanisme aérien définies dans les 5 îles sont très voisines, mais il semble toutefois que l'activité soit légèrement plus récente à Fatu Hiva, volcan le plus méridional de l'alignement et en particulier isolé par rapport aux quatre autres volcans principaux du groupe sud. Les données radiométriques acquises sur Hiva Oa, Tahuata et Fatu Hiva, édifices les mieux conservés de ce groupe, aboutissent à une durée totale du volcanisme aérien au moins égale à 1,30 Ma.

Contrairement aux trois autres archipels polynésiens (Société, Australes-Cook, Pitcairn-Gambier), aucun volcanisme actif n'a été détecté à l'extrémité sud-est de l'archipel des Marquises (McNutt *et al.*, 1989). Ces auteurs proposent que l'expression la plus récente du volcanisme au-dessus du point chaud des Marquises puisse être trouvée sur le flanc nord de la Zone de Fracture des Marquises (MFZ). En septembre 1991, du verre basaltique frais a été dragué sur un seamount situé au sud-est de l'alignement des Marquises à 20 km au nord de la zone de fracture (Desonie *et al*., 1993). Dans l'attente de nouveaux résultats géochronologiques, l'activité magmatique la plus récente est datée à 0,39 Ma pour des échantillons dragués sur un mont sous-marin situé à 50 km au sud-est de l'île de Fatu Hiva non loin de la faille transformante des Marquises (Desonie *et al*., 1993).

## Les laves marquisiennes : diversité et évolution

### Les laves basaltiques

Les premiers basaltes saturés en silice présents en contexte océanique furent décrits par Lacroix (1928, 1931) aux Marquises, à une époque où l'on pensait que ces roches n'existaient qu'en contexte continental. Jusqu'aux années 1970, les analyses de Lacroix (1926, 1928, 1931) et de Chubb (1930) restèrent les seules analyses disponibles sur cet alignement d'îles. Depuis, le dossier géochimique s'est solidement étayé (tabl. 1). Trois types de basaltes sont ainsi individualisés :

- des tholéiites à quartz (Eiao, Nuku Hiva, Ua Pou, Hiva Oa) ;

- des tholéiites à olivine présentes dans toutes les îles ;

- des basaltes alcalins échantillonnés dans toutes les îles.

Au cours du temps, une accentuation de la sous-saturation en silice des basaltes s'exprime clairement à l'échelle des îles les mieux documentées. Ainsi, à Nuku Hiva, les basaltes du volcan externe sont principalement des tholéiites à olivine mais aussi des tholéiites à quartz, tandis que ceux du volcan interne sont des tholéiites à olivine et surtout des basaltes alcalins. A Ua Pou, les tholéiites (5,61 à 4,46 Ma) semblent précéder d'environ 1,60 Ma l'émission des basaltes alcalins et des basanites.

Les basaltes des îles marquisiennes sont essentiellement des basaltes tholéiitiques, la plupart à olivine normative, et des basaltes alcalins. Ces deux types de laves coexistent dans tous les îles et îlots, souvent associées avec des basanites, sauf à Hatutu, Fatu Huku et Motane.

Des variations de taux de fusion partielle et/ou de composition de la source sont généralement évoquées pour expliquer cette diversité de compositions basaltiques (Woodhead, 1992 ; Desonie *et al.*, 1993 ; Ielsch *et al*., 1998).

### Les laves intermédiaires et evoluées

Les laves intermédiaires sursaturées en silice sont bien représentées, quoique relativement peu abondantes, dans les îles marquisiennes. Seules les laves des îlots de Hatutu, Fatu Huku et de Motane sont essentiellement de nature basaltique. Par contre, les îles de Nuku Hiva et Hiva Oa présentent une série complète qui évolue depuis les basaltes jusqu'aux trachytes sursaturés en silice. Les îles de Ua Huka et d'Eiao montrent une lacune au niveau des laves intermédiaires, de type mugéarite pour la première et de type benmoréite pour la seconde. Seule l'île de Ua Pou réunit tous les types de compositions sursaturées et sous-saturées en silice. Quelques échantillons de téphrite et de phono-téphrite sont connus à Ua Huka et Hiva Oa (fig. 3).

Les laves de composition intermédiaire et évoluée résultent de l'évolution des magmas basaltiques stockés dans des réservoirs intra-crustaux par cristallisation fractionnée (Brousse *et al*., 1978b ; Maury *et al*., 1978) ou par assimilation de matériel lithosphérique couplé à la cristallisation fractionnée (Caroff, 1992 ; Caroff *et al*., 1995, 1999). Les îles de Nuku Hiva et de Ua Pou se prêtent particulièrement bien à la quantification de tels processus.

# Les sources mantelliques et la contamination lithosphérique

## Les sources mantelliques

La figure 5 présente les données en isotopes du Sr, Nd et Pb disponibles sur les îles Marquises (fig. 5a1 et fig. 5a2). Ces données sont comparées à celles des autres alignements polynésiens (fig. 5b1 et fig. 5b2) et sont distinguées en fonction de la nature basaltique ou évoluée des laves (fig. 5c1) lorsque celle-ci est connue.

Le champ de compositions isotopiques de l'alignement des Marquises (îles hautes et monts sous-marins) s'étale

largement selon les valeurs des isotopes du Sr (0,702880 à 0,705614) et du Nd (0,512671 à 0,513035) entre les pôles mantelliques définis par Zindler et Hart (1986) et Hart (1988) DMM (depleted mantle MORB), EM II (enriched mantle) et HIMU (high μ, μ = $^{238}U/^{204}Pb$). Ce champ est plus restreint pour les isotopes du plomb, la gamme de variation de $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15,501 à 15,650) variant davantage que celle de $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18,874 à 19,978). Ces caractéristiques sont très proches de celles de l'alignement de la Société (fig. 5b1 et fig. 5b2).

La diversité des compositions isotopiques des laves marquisiennes est observée au sein de l'alignement (tabl. 1), mais également entre les îles voisines (Vidal *et al*., 1987 ; Desonie, 1990) et au sein d'une île donnée selon les différents types magmatiques (Duncan *et al*., 1986 ; Vidal *et al*., 1987 ; Woodhead et McCulloch, 1989). Dans certains cas, notamment à Ua Pou, les variations isotopiques intra-îles recouvrent l'essentiel des variations isotopiques observées dans l'archipel (Duncan *et al*., 1986) alors que dans d'autres comme Eiao (Caroff *et al.*, 1995, 1999), Nuku Hiva (Le Dez *et al*., 1996) et Hiva Oa (Le Dez, 1996), elles sont plus restreintes. Ainsi à Eiao, les valeurs des isotopes du Sr (0,703252 à 0,704110) restent relativement faibles et celles du Nd (0,512890 à 0,513035) sont parmi les plus élevées et les rapports $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15,501 à 15,591) et $^{206}Pb/^{204}Pb$ (19,062 à 19,485) varient de façon importante. Les laves différenciées forment un groupe moins radiogénique en $^{207}Pb/^{204}Pb$ que les laves basaltiques de l'île. Les valeurs de Hatutu ($^{87}Sr/^{86}Sr$ : 0,704330 à 0,704720 ; $^{143}Nd/^{144}Nd$ : 0,512806 à 0,512867) sont moyennes par rapport à la gamme de variation marquisienne. Le champ des compositions isotopiques en Sr et en Nd est très étalé pour Nuku Hiva avec des teneurs de plus en plus élevées en $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,703040 à 0,704487) et de plus en plus faibles en $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512765 à 0,512971) pour les laves différenciées. $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15,524 à 15,620) varie beaucoup, les laves différenciées étant plus radiogéniques que les basaltes, alors que $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18,984 à 19,150) reste quasiment stable. Pour Ua Huka, les valeurs des isotopes du Sr (0,704308 à 0,705614) sont parmi les plus élevées des Marquises, celles du Nd (0,512741 à 0,512886) sont relativement faibles et celles du plomb sont globalement identiques à celles de Nuku Hiva ($^{207}Pb/^{204}Pb$ : 15,552 à 15,650 ; $^{206}Pb/^{204}Pb$ : 18,874 à 19,150) quoique plus étalées en $^{206}Pb/^{204}Pb$. Les valeurs des isotopes du Sr (0,702880 à 0,705310) et du Nd (0,512671 à 0,512921) des basaltes de Ua Pou s'étalent sur la presque totalité du champ marquisien avec toutefois deux groupes principaux extrêmes et bien distincts : l'un, majoritaire, élevé en Sr et faible en Nd comprenant les laves évoluées de l'île, et l'autre faible en Sr et relativement élevé en Nd. Les valeurs de $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15,536 à 15,650) et $^{206}Pb/^{204}Pb$ (19,140 à 19,978) sont parmi les plus variables de l'archipel. Comme Ua Pou, Hiva Oa présente deux groupes extrêmes de valeurs en Sr (0,703443 à 0,705330) et Nd (0,512766 à 0,512986), les laves évoluées étant plus radiogéniques en $^{87}Sr/^{86}Sr$. Pour Tahuata, les valeurs des isotopes du Sr (0,703673 à 0,705506) et du Nd (0,512690 à 0,512875) sont relativement étalées et $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15,535 à 15,632) varie davantage que $^{206}Pb/^{204}Pb$ (19,133 à 19,334). Les valeurs des isotopes du Sr (0,703473 à 0,703909) et du Nd (0,512740 à 0,512907) à Fatu Hiva se situent globalement au milieu de la gamme de variation marquisienne alors que les teneurs en $^{206}Pb/^{204}Pb$ (19,522 à 19,677) sont parmi les plus radiogéniques des Marquises.

## La contamination lithosphérique

De nombreuses tentatives de modélisation de point chaud ont visé à rendre compte des évolutions spatio-temporelles observées aux Marquises. La complexité de l'élaboration de tels modèles réside dans le fait qu'ils doivent considérer non seulement des évolutions communes aux différentes îles, mais également des variations parfois importantes d'une île à l'autre. Outre les hétérogénéités de la source mantellique, interprétées par la présence d'un certain nombre de pôles de mélange identifiés par les rapports isotopiques du Sr, Nd et Pb (Zindler et Hart, 1986 ; Hart, 1988), une interaction entre le matériel profond remonté par le panache mantellique et le manteau supérieur asthénosphérique et/ou lithosphérique est généralement envisagée pour expliquer la présence de composants chimiquement contrastés au sein d'une zone géographiquement réduite.

Duncan *et al*. (1986) ont noté que, contrairement à Hawaii, les tholéiites et les basaltes alcalins de Ua Pou ne proviennent pas de la fusion partielle à taux variables d'une même source. Ces auteurs ont proposé deux alternatives : 1) la contamination des liquides du panache par la lithosphère inférieure, celle-ci ayant incorporé lors de sa formation des éléments de manteau caractérisés par une signature HIMU ; 2) l'incorporation de manteau supérieur asthénosphérique hétérogène, comportant des éléments de signature HIMU lors de la remontée du panache.

La première hypothèse suppose une lithosphère océanique inférieure hétérogène constituée de lobes de manteau enrichi, incorporés par épaississement de la plaque au cours de son refroidissement en s'écartant du centre d'accrétion, et d'asthénosphère appauvrie. Selon Duncan *et al.* (1986), lors de la phase bouclier, le volcan est à l'aplomb du point chaud et le magma produit peut être contaminé par la lithosphère inférieure (DMM + HIMU). Alors que le volcan s'éloigne du point chaud, des taux plus faibles de fusion partielle engendrent des liquides alcalins (EM II) empruntant les mêmes conduits que lors de la phase bouclier et, l'encaissant étant plus réfractaire, il y aurait moins d'assimilation à ce stade. Les basaltes alcalins refléteraient donc principalement la composition du panache (Duncan *et al*., 1986).

La seconde hypothèse implique une hétérogénéité de type zonation chimique du panache, conséquence de l'hétérogénéité initiale de sa source ou bien de l'incorporation de manteau asthénosphérique au cours de l'ascension du panache. Ainsi, dans le cas où les hétérogénéités sont distribuées uniformément dans le panache, des magmas isotopiquement différents peuvent se former par des taux de fusion partielle différents, la composante EM II étant plus réfractaire que celle DMM (Duncan *et al*., 1986).

Woodhead (1992) distingue deux phases de construction des volcans marquisiens : une phase bouclier majoritairement représentée par des basaltes tholéiitiques et une phase post-bouclier où dominent les basaltes alcalins. Une phase de repos plus ou moins longue sépare ces deux stades. Selon cet auteur, deux facteurs plaident en faveur d'un contrôle lithosphérique ou crustal dans l'évolution temporelle des laves : 1) la répartition dans le temps des composi-

tions au sein de chaque île et l'uniformité des compositions de la phase bouclier, 2) les périodes de repos entre les deux phases, dont la durée peut être corrélée avec l'amplitude des variations isotopiques présumées liées à l'augmentation de l'influence du composant panache dans la phase post-bouclier. Woodhead (1992) propose une contamination lithosphérique (signature DMM) importante des liquides issus du panache lors du stade bouclier tandis que les produits émis lors du stade post-bouclier sont caractérisés par la signature EM II reflétant la composition du panache, rejoignant ainsi le modèle de Duncan *et al*. (1986). Selon Woohead (1992), plus la phase de repos entre les deux stades est longue, plus le signal de panache est « pur » dans le stade post-bouclier (modèle proposé par Storey *et al*., 1988 pour les Kerguelen).

Desonie *et al*. (1993) observent des comportements isotopiques différents au sein des trois régions distinctes de l'alignement marquisien : le rôle prépondérant du pôle DMM s'observe dans la zone septentrionale, celui du pôle EM II dans la partie centrale et celui du pôle HIMU dans le secteur méridional. Selon ces auteurs, une telle relation est compatible avec la fusion de sources mantelliques distinctes DMM + HIMU et EM II, suivie du mélange des liquides produits, ou bien avec la fusion à taux variables d'une même source hétérogène. La séquence de variation des compositions étant régulière et répétée pour chaque volcan, requiérant une distribution régulière des hétérogénéités dans le panache, Desonie *et al*. (1993) proposent deux types de panaches : 1) un panache de composition uniforme EM II avec l'assimilation de lithosphère inférieure de composition DMM + HIMU, 2) un panache faible chimiquement zoné, dont la périphérie est de composition EM II et cisaillé par des flux horizontaux dans le manteau supérieur permettant l'incorporation de manteau DMM + HIMU concentré au centre du panache. Selon ces deux modèles, les évolutions dériveraient de l'augmentation de la contribution du pôle EM II par rapport à un pôle constitué par un mélange en proportions fixes de HIMU et DMM (Desonie *et al*., 1993).

Les travaux de Le Dez (1996) démontrent que les modèles proposés jusqu'alors, faisant intervenir le déplacement des édifices volcaniques à l'aplomb d'un panache chimiquement zoné (Duncan *et al*., 1986 ; Woodhead, 1992 ; Desonie *et al*., 1993), ne peuvent rendre compte des variations rapides observées sur les îles de Eiao (Caroff *et al*., 1995, 1999), Nuku Hiva (Le Dez *et al*., 1996) et Hiva Oa (Le Dez, 1996). Selon cet auteur, la contribution de DMM provient soit d'une contamination lithosphérique lors de la fusion par le panache au cours de sa remontée, soit d'une contamination crustale de type de celle observée à Eiao (Caroff, 1992 ; Caroff *et al*., 1995, 1999). L'hypothèse d'une contribution constante du pôle DMM lors de la formation des îles (Desonie *et al*., 1993) est alors remise en cause. La nature hétérogène de la source et le caractère aléatoire des signatures isotopiques sont compatibles avec l'hypothèse d'un panache ayant incorporé des lambeaux de croûte océanique subductée (source HIMU : Vidal *et al*., 1987 ; Chauvel *et al*., 1992) comportant des sédiments terrigènes (EM II : White, 1985 ; Hart, 1988) distribués de façon aléatoire (Le Dez, 1996).

Selon Le Dez (1996), il existe des changements très rapides de signatures de source des laves à Nuku Hiva et Hiva Oa, qui atteignent une amplitude maximale à la fin de l'édification du volcan bouclier de Nuku Hiva, contredisant ainsi le modèle de Woodhead (1992) selon lequel les laves de la phase bouclier seraient isotopiquement homogènes. De plus, pour ces deux îles, les évolutions isotopiques sont continues, ne montrent pas de hiatus significatif et sont totalement indépendantes des variations de taux de fusion partielle.

Le modèle proposé par Le Dez (1996) fait intervenir un panache très hétérogène à petite échelle avec la contribution d'éléments de croûte océanique subductée (HIMU) et comportant des sédiments terrigènes (EM II) répartis de façon aléatoire. Lors de sa remontée, le panache subit une déflexion par des rouleaux de convection induits par la dérive de la plaque lithosphérique sus-jacente, permettant l'incorporation de manteau appauvri (DMM). Ainsi, la fusion d'un tel matériel peut engendrer des changements significatifs de signature de source lors de la construction des édifices volcaniques, sans modifications des taux de fusion partielle. Cependant, Le Dez (1996) remarque que ce dernier paramètre doit être également pris en compte en raison des évolutions systématiques observées dans l'archipel, à savoir l'augmentation de la contribution du pôle EM II au cours du temps, corrélée avec la diminution des taux de fusion partielle (Caroff *et al*., 1995 ; Le Dez *et al.,* 1996 ; Ielsch *et al*., 1998). Dans ce cas, le manteau HIMU est plus réfractaire et fond à plus haute température que les éléments de manteau EM II. Ce modèle d'interaction d'un panache de composition hétérogène (HIMU-EMII) avec le manteau sublithosphérique (DMM) permet de concilier les évolutions globales au cours du temps visibles sur toutes les îles et les variations rapides de signature de source propres à chaque île.

Des interactions entre les magmas basaltiques et la croûte océanique, à l'origine de la genèse des laves intermédiaires, ont été mises en évidence à Eiao par Caroff (1992) et Caroff *et al.* (1995, 1999). Les processus d'évolution des liquides basaltiques dans des réservoirs intra-crustaux peuvent constituer un phénomène majeur à l'origine de la diversité géochimique des laves émises en surface et peuvent modifier de façon significative les signatures isotopiques des laves intermédiaires et évoluées.

## Discussion et conclusion

### Les spécificités de l'archipel marquisien

Les divers auteurs mentionnés ci-dessus s'accordent à reconnaître à l'archipel des Marquises des caractéristiques très originales permettant de le distinguer aisément des autres chaînes linéaires intraplaque océaniques, polynésiennes ou hawaiiennes, mais divergent considérablement quant à l'interprétation de certaines de ces singularités.

La direction atypique de l'archipel, N140-150°E, est probablement celle qui a fait l'objet du minimum de débats. Tous les auteurs récents (Crough et Jarrard, 1981 ; McNutt *et al.*, 1989 ; Brousse *et al*., 1990 ; Diraison, 1991 ; Desonie *et al*., 1993 ; Jordhal *et al*., 1998 ; Gutscher *et al*., 1999) s'accordent à la rapprocher de la direction structurale ancienne acquise par la lithosphère océanique parallèlement à l'ancien axe d'accrétion lors du fonctionnement de la ride Pacifique-Farallon (N160°-170°E, direction de la ride sous-marine de l'Empereur). Le rôle prépondérant des zones de faiblesse

préexistantes de la lithosphère océanique dans le contrôle des directions structurales du volcanisme de point chaud est un fait largement reconnu en Polynésie (Binard *et al*., 1991, 1992).

L'assez mauvaise corrélation entre la gamme des âges des îles et leur distance par rapport au point chaud présumé proche de la zone de fracture des Marquises (fig. 4) est également un fait majeur qui n'a pas fait l'objet de beaucoup de discussions. La seule explication proposée (McNutt *et al*., 1989, reprise par Brousse *et al*., 1990 et Diraison, 1991) est que le point chaud marquisien serait un point chaud « faible » dont les laves ne parviendraient qu'occasionnellement en surface qu'à la faveur de zones de faiblesse de la lithosphère sus-jacente. Cette interprétation est cohérente avec l'hypothèse d'un important sous-placage magmatique discutée ci-dessous, mais par contre ne rend pas bien compte du volume important de certains édifices (plus de 13 000 km$^3$ pour Nuku Hiva selon Wolfe *et al*., 1994) qui n'est dépassé en Polynésie française que par celui de Tahiti.

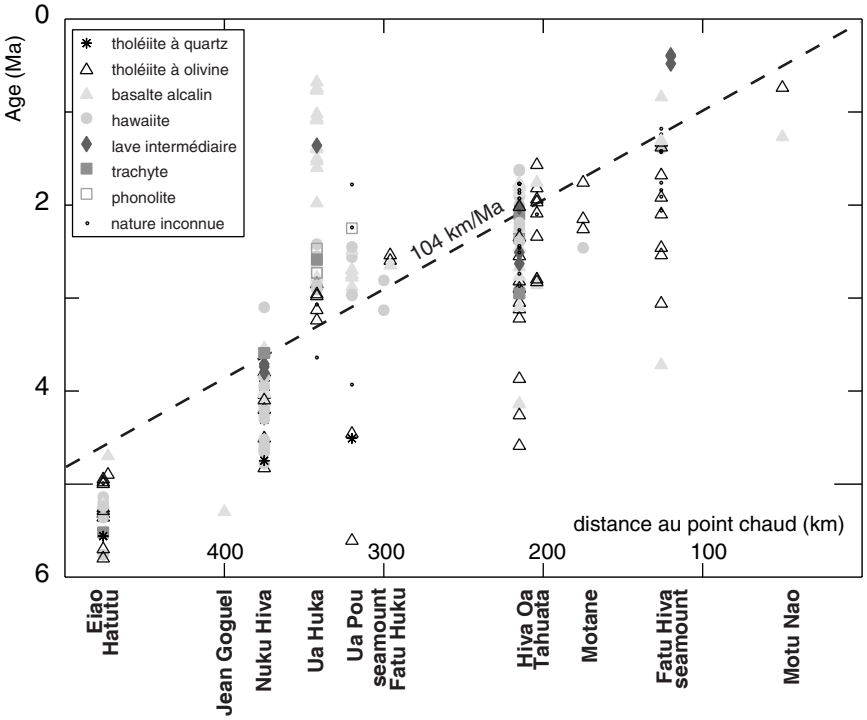



Fig. 4.- Diagramme âge-distance au point chaud supposé, des différentes îles de l'archipel des Marquises. L'origine des données est indiquée tableau 2.

*Fig. 4.- 'Age' vs. 'Distance from hotspot' diagrams for the Marquesas Islands volcanoes. Data taken from different sources (Table 2).*

Les problèmes liés à la subsidence ou la non-subsidence des édifices et l'absence notoire d'atolls ou de récifs barrières n'ont pas été non plus largement discutés. Il est cependant évident que les Marquises ne présentent pas l'évolution morphologique des îles en fonction de la distance au point chaud typique des alignements d'Hawaii, de la Société ou des Gambier. La présence de coulées sub-aériennes à 700 m de profondeur à la base des forages d'Eiao (Caroff *et al.*, 1995, 1999) prouve cependant, au nord de l'archipel, l'existence d'un important affaissement qui pourrait refléter la subsidence principale acquise dans le premier million d'années suivant le début de l'édification du volcan (Watts et Zhong, 2000), et due à la surcharge exercée par l'édifice (entraînant une subsidence de 0,69 cm/an pour Tahiti d'après I. Leroy, 1994). Par contre, la subsidence résiduelle due au refroidissement de la lithosphère au cours du temps semble être très limitée aux Marquises, où les traces de haut niveau marin à –120 000 ans (plate-forme d'abrasion) et de bas niveau marin vers –20 000 ans (plate-forme récifale submergée) n'ont apparemment pas été perturbées par des phénomènes tectoniques ou isostatiques. L'épaississement crustal démontré sous l'archipel (Caress *et al*., 1995) pourrait être responsable de cette caractéristique, quelle que soit son origine (sous-placage magmatique ou bien édification sur un plateau intra-océnique, voir ci-dessous).

Une autre caractéristique remarquable des Marquises est la fréquence et l'importance des effondrements gravitaires : la morphologie et la géologie de nombreuses îles suggèrent la disparition en mer de la moitié (Nuku Hiva, Ua Huka, Fatu Hiva) voire des trois-quarts (Eiao) des volcans-boucliers initiaux. Ces phénomènes se sont aussi produits dans d'autres archipels comme la Société (Moorea : Le Dez *et al*., 1998 ; Raiatea : Dauteuil *et al*., 1998) mais avec une fréquence et/ou une ampleur plus limitée. Aucune explication n'a été, à notre connaissance, proposée pour cette particularité. L'origine de l'épais tablier archipélagique des Marquises a été attribuée sans preuve convaincante aux déstabilisations gravitaires des édifices volcaniques (Filmer *et al*., 1994 ; Wolfe *et al*., 1994 ; Caress *et al*., 1995). Il paraît cependant aberrant que l'effondrement partiel d'édifices dont le volume total est estimé à 90 000 km$^3$ ait pu donner naissance à un tablier volcano-détritique d'un volume de 240 000 km$^3$, comme l'ont proposé Caress *et al*., en 1995.

L'imagerie sismique de l'archipel (Filmer *et al*., 1993 ; Caress *et al*., 1995) a mis en évidence un important épaississement crustal sous sa partie centrale, où le Moho atteint des profondeurs de 15 à 20 km. Cet épaississement est en général interprété comme résultant principalement d'un sous-placage magmatique intervenu lors du passage au-dessus du point chaud marquisien (Filmer *et al*., 1993 ; Caress *et al*., 1995 ; McNutt et Bonneville, 2000), et dont le volume total est estimé à 620 000 km$^3$ (Caress *et al.*, 1995 ; McNutt et Bonneville, 2000), soit 7 fois le volume des îles et près de 2 fois le volume combiné des îles et de l'épaississement crustal dû au tablier archipélagique. Une interprétation radicalement différente a été proposée par Gutscher *et al*., en 1999. Pour ces auteurs, l'épaississement de la racine crustale des Marquises serait antérieur au passage au-dessus du point chaud : il traduirait l'existence sous l'archipel d'un petit plateau océanique né entre 50 et 45 Ma à proximité de l'axe de la dorsale Pacifique-Farallon.

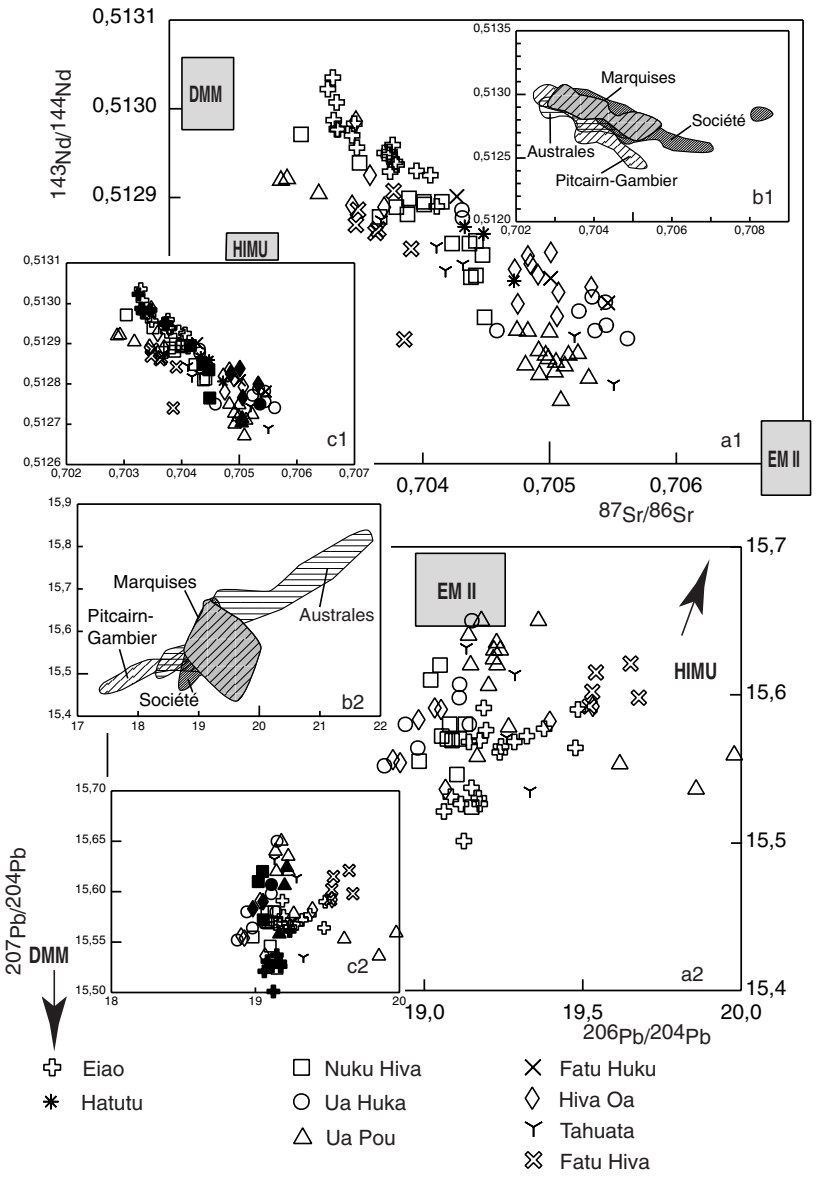



Fig. 5.- a1 et a2 : données des isotopes du Sr, Nd et Pb des îles marquisiennes
b1 et b2 : comparaison avec les données des alignements polynésiens
c1 : $^{143}Nd/^{144}Nd$ en fonction de $^{87}Sr/^{86}Sr$ représenté selon la nature basaltique (figurés vides) ou évoluée (figurés pleins) des laves, lorsque celle ci est connue (c1).

*Fig. 5.- a1 and a2: Sr, Nd and Pb isotopic data for the Marquesas Islands*
*b1 and b2: comparison with data from the Polynesian chains.*
*C1: $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ data for basaltic lavas (empty symbols) and evolved lavas (filled symbols) where known (c1).*

Enfin, la particularité géochimique essentielle des Marquises réside dans la remarquable hétérogénéité de la signature isotopique en strontium, néodyme et plomb de ses laves. De nombreux auteurs ont tenté de l'interpréter dans le cadre d'un modèle de panache zoné largement inspiré de l'exemple d'Hawaii (Duncan *et al*., 1986 ; Woodhead, 1992 ; Desonie *et al*., 1993). Toutefois, les variations temporelles rapides observées sur les îles d'Eiao (Caroff *et al*., 1995, 1999), Nuku Hiva (Le Dez *et al*., 1996) et Hiva Oa (Le Dez, 1996) sont difficilement interprétables dans le cadre d'un tel modèle. Ce dernier groupe d'auteurs, ainsi que Vidal *et al.* (1987), font plutôt appel soit à des hétérogénéités à petite échelle du panache, soit à des interactions chimiques entre les liquides magmatiques dérivant de la fusion de ce dernier et les matériaux de la lithosphère océanique. Cette dernière hypothèse a également été envisagée par Duncan *et al.* (1986). En particulier, l'étude des laves les plus anciennes de l'archipel et prélevées par forages (forages Dominique à d'Eiao, 5,52 Ma) montre qu'elles ont déjà été contaminées par des matériaux crustaux très enrichis en certains éléments incompatibles (Caroff *et al.*, 1995, 1999). Les caractéristiques particulières, et rares en domaine océanique, de l'évolution de la série alcaline du volcan de Taiohae à Nuku Hiva, avec fractionnement d'amphibole sous forte pression d'eau (Maury *et al*., 1978) sont également compatibles avec des interactions entre les magmas et un encaissant hydraté à des profondeurs de 10-15 km.

Deux modèles généraux susceptibles de rendre compte de la majorité voire de l'ensemble de ces particularités ont été proposés. Nous allons les discuter ci-dessous, tout en étant conscients qu'il est très difficile de trancher entre les deux sans des travaux complémentaires approfondis. En particulier, l'étude des variations spatio-temporelles des compositions géochimiques des magmas est essentielle pour le test des modèles d'hétérogénéité des sources mantelliques : or, de tels résultats ne sont actuellement disponibles que pour un très petit nombre d'îles (Eiao, Nuku Hiva). Enfin et surtout, la validité de l'hypothèse d'un plateau océanique marquisien servant de substratum à l'archipel demeure à tester par une campagne de dragages profonds, qui n'est pour l'instant pas programmée.

## Le modèle de sous-placage magmatique

Selon l'interprétation la plus couramment proposée (Filmer *et al*., 1993 ; Caress *et al*., 1995 ; McNutt et Bonneville, 2000), l'épaississement crustal mis en évidence sous la partie centrale de l'archipel des Marquises, serait dû à l'accumulation sous la croûte océanique formée à l'axe de la dorsale Pacifique-Farallon de matériaux magmatiques, vraisemblablement de type gabbroïque (McNutt et Bonneville, 2000), lors de son passage au-dessus du point chaud. Cette hypothèse rend compte de façon satisfaisante de l'ensemble des caractéristiques géophysiques actuellement connues du substratum de l'archipel. De plus, des sous-placages comparables ont été mis en évidence sous d'autres îles issues du fonctionnement de points chauds, notamment sous l'archipel

hawaiien (Watts *et al*., 1985 ; Watts et ten Brink, 1989) et sous La Réunion (Charvis *et al*., 1999). L'existence d'une telle racine crustale est également susceptible d'expliquer, au moins de façon qualitative, la subsidence résiduelle apparemment limitée de la plupart des îles de l'archipel et également l'existence d'interactions chimiques entre les magmas issus du panache et des roches crustales enrichies en éléments incompatibles. On peut aussi estimer que la formation d'une épaisse racine crustale pénécontemporaine de l'édification des îles pourrait avoir facilité, voire causé, les grands effondrements gravitaires qui sont une caractéristique majeure de l'archipel.

Le modèle de sous-placage magmatique se heurte néanmoins à deux obstacles. Tout d'abord, les interactions entre magmas et matériaux crustaux enrichis ont été mises en évidence au niveau des laves les plus anciennes de l'archipel (forages d'Eiao). Or, il paraît logique que l'essentiel de l'épaississement dû au sous-placage magmatique se soit formé après le début du volcanisme des îles du groupe septentrional. En second lieu, les rapports entre les volumes de matériaux magmatiques constituant les édifices (90 000 $km^3$), remaniés par effondrement gravitaire sur le plancher océanique (240 000 $km^3$) et sous-plaqués (620 000 $km^3$) paraissent très anormaux par rapport aux observations faites sur des îles ou archipels de dimension comparable voire supérieure. Ainsi, l'épaisseur crustale sous Tahiti n'excèderait pas 12 km (J. Francheteau, comm. pers., 2001) alors qu'elle atteint 15-20 km sous la partie centrale des Marquises. Sous La Réunion, la profondeur du Moho ne dépasse pas 13 km, et le volume de matériel magmatique sous-plaqué est estimé entre 30 000 et 50 000 $km^3$ (Charvis *et al*., 1999) pour un volume de l'édifice volcanique estimé à 75 000 $km^3$ (de Voogt *et al*., 1999). Sous l'archipel hawaiien, l'existence d'un épaississement crustal est contestée. Nié par certains auteurs (Zucca *et al*., 1982 ; Lindwall, 1988), ce dernier aurait, selon ses partisans, un volume égal à seulement la moitié de celui de la production volcanique du Kilauea (Watts et ten Brinks, 1989).

## Le modèle d'édification sur un plateau océanique

Ce modèle repose sur l'observation de la fréquence des plateaux et des rides océaniques cénozoïques formés à ou près de l'axe de la dorsale du Pacifique Est (EPR), qui pourrait refléter l'activité d'un ou de plusieurs panache(s) associé(s) au mégabombement lithosphérique du Pacifique Sud (McNutt et Judge, 1990 ; McNutt, 1998). Par rapport à l'EPR ou à son ancêtre, la ride Pacifique-Farallon, ces plateaux, généralement couplés (Australes-Iquique, Tuamotu-Nazca), présentent un dispositif en « V » similaire à celui des rides Cocos et Nazca par rapport au point chaud des Galapagos, et compatible avec l'orientation N140-150°E de l'archipel des Marquises et de son substratum (Gutscher *et al*., 1999). Les reconstitutions cinématiques montrent qu'un plateau ayant la position géographique et l'orientation du substratum des Marquises aurait pu se former suite à l'activité, entre 50 et 45 Ma, d'un panache situé au niveau ou à proximité immédiate de l'axe de la paléodorsale. L'épaississement crustal observé sous l'archipel et les vitesses des ondes sismiques dans ce matériel sont compatibles avec les caractéristiques des plateaux océaniques pacifiques formés à l'axe de dorsales, comme la ride de Shatsky et les plateaux de Manihiki et d'Ontong Java (Ito et Clift, 1998). L'hypothèse d'un réchauffement de la croûte épaissie d'un plateau océanique par suite de son passage au-dessus d'un panache rend également compte de la subsidence résiduelle limitée des îles des Marquises. Enfin, l'existence d'un substratum crustal « ancien » de type plateau fournit une explication satisfaisante des interactions chimiques mises en évidence entre les premiers magmas issus du point chaud marquisien (forages d'Eiao) et des roches crustales riches en éléments incompatibles (Gutscher *et al*., 1999).

Dans l'ensemble, l'hypothèse de la présence d'un plateau océanique cénozoïque sous les Marquises rend donc compte également de nombreuses singularités de l'archipel. De plus, un dispositif analogue, avec un volcanisme de point chaud récent se superposant à une croûte épaissie plus ancienne, a été mis en évidence aux Australes (McNutt *et al*., 1997), où ont été draguées des roches volcaniques âgées de 25 à 33 Ma et reposant sur une croûte océanique à 50-40 Ma. Le point faible évident de ce modèle est qu'il demeure pour l'instant théorique. Sa confirmation ne peut se faire qu'au moyen de dragages du substratum volcanique de l'archipel, vers 3 000 ou 3 500 m de profondeur, et assez loin des îles pour s'affranchir des remaniements de matériaux récents dus aux effondrements gravitaires. La mise en évidence ou non de basaltes enrichis anciens comparables à ceux des plateaux océaniques ou bien des zones d'interactions entre dorsales et panaches serait le test-clé pour vérifier cette hypothèse. Une telle campagne de dragage est actuellement approuvée mais non programmée (L. Géli, D. Aslanian, M.A. Gutscher, comm. pers., 2001).

**Remerciements**

Cette étude a été réalisée dans le cadre du programme BRGM « géologie de la Polynésie française » avec le soutien du CEA/DASE/LDG, du CEA/LSCE, du CNRS et des universités de Bretagne occidentale et de Rennes I.

Les auteurs remercient Jean-Michel Liotard dont les commentaires pertinents ont permis d'améliorer le manuscrit original ainsi que Robert Brousse et Hans Barsczus qui ont su leur communiquer leur enthousiasme pour l'étude des îles de Polynésie française.

## Références

Aubert de la Rüe E. (1959) - Observations sur le volcanisme tertiaire et quaternaire de quelques îles de la Polynésie francaise. *Bull. Volc*., **19**, n° 2, 159-177.

Bard E., Jouannic C., Hamelin B., Pirazzoli P., Arnold M., Faure G., Sumosustrato P., Syaefudin (1996a) - Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia. *Geophys. Res. Lett*. **23**, 1473-1476.

Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L.F., Cabioch G., Faure G., Rougerie F. (1996b) – Deglacial sea – level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, *G.B*., **382**, 241-244.

Barsczus H.G., Liotard J.M. (1984) - Etude pétrographique et géochimique de roches draguées dans l'Archipel des Marquises, Polynésie française (Océan Pacifique Sud) : existence d'un volcanisme basanitique dans le nord de cet archipel. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **299**, sér. II, n° 2, 61-64.

Binard N., Hékinian R., Cheminée J.L., Searle R.C., Stoffers P. (1991) - Morphological and structural studies of the Society and Austral hot spot regions in the South Pacific. *Tectonophysics*, **186**, 293-312.

Binard N., Hékinian R., Stoffers P. (1992) - Morphological study and type of volcanism of submarine volcanoes over the Pitcairn hot spot, in the South Pacific. *Tectonophysics*, **206**, 245-264.

Bishop A.C., Woolley A.R. (1973) - A basalt-trachyte-phonolite series from Ua Pou, Marquesas islands, Pacific ocean. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **39**, 309-326.

Bonneville A., Sichoix L. (1998) - Topographie des fonds océaniques de la Polynésie francaise : synthèse et analyse. *Géologie de la France*, **3**, 15-28.

Brousse R. (1973) - Mission Muséum VIII, îles Marquises. Rapport SMCB 07/73, 85 p.

Brousse R. (1978) - Eléments d'analyses de quelques îles des Marquises : Fatu Hiva, Tahuata, Motane, Ua Pou. Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac, 107-144.

Brousse R., Bellon H. (1974) - Âge du volcanisme de l'île d'Eiao, au nord de l'archipel des Marquises (Océan Pacifique). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **278**, sér. D, 827-830.

Brousse R., Sevin M.A. (1978) - Pétrologie de l'île de Ua Huka dans le Pacifique central. Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac, 203-214.

Brousse R., Maury R.C. (1978) - Minéralogie d'une phonolite à grenat de l'île de Ua Pou (Marquises, Pacifique central). *Bull. Miner.*, **101**, 3-10.

Brousse R., Chevalier J.P., Denizot M., Salvat B. (1978a) - Etude géomorphologique des îles Marquises. Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac, 9-74.

Brousse R., Guille G., Maury R.C. (1978b) - Volcanisme et pétrologie de l'île de Nuku Hiva dans les îles Marquises (Pacifique central). A) R. Brousse et G. Guille : Présentation générale ; B) R.C. Maury et R. Brousse : une série basalte alcalin-trachyte quartzifère en environnement océanique. Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac, 145-188.

Brousse R., Guille C., Gibert J.P. (1978d) - Volcanisme et pétrologie de l'île de Hiva Oa dans les îles Marquises (Pacifique central). Cahiers du Pacifique, Volume Spécial "Marquises", Fondation Singer-Polignac, 189-202.

Brousse R., Barsczus H.G., Bellon H., Cantagrel J.M., Diraison C., Guillou H., Leotot C. (1990) - Les Marquises (Polynésie française) : volcanologie, géochronologie, discussion d'un modèle de point chaud. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **6**, 933-949.

Cande S.C., Kent D.V. (1992) - A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **97**, 13917-13951.

Cande S.C., Labrecque J.L., Larson R.L., Pitman III W.C., Golovchenko X., Haxby W.F. (1989) - Magnetic lineations of the World's Ocean Basins. A. A. P. G., Tulsa.

Caress D.W., McNutt M.K., Detrick R.S., Mutter J.C. (1995) - Seismic imaging of hotspot-related underplating beneath the Marquesas Islands. *Nature*, *G.B.*, **373**, 600-603

Caroff M. (1991) - Mécanismes de vésiculation et de ségrégation d'olivine dans les coulées basaltiques : exemple d'Eiao (Archipel des Marquises, Polynésie française). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **313**, sér. II, 1073-1078.

Caroff M. (1992) - Géochimie et pétrologie des roches volcaniques des forages d'Eiao et de Mururoa (Polynésie française) : approche des processus de genèse et d'évolution des magmas basaltiques en contexte intraplaque océanique. Thèse Univ. Bretagne occidentale, Brest, 392 p.

Caroff M., Ollier G., Laurec J., Guille G., Maury R.C. (1991) - Apport des mesures physiques *in situ* à la connaissance des variations pétrologiques dans les îles intra-océaniques : exemple d'Eiao (Marquises, Polynésie francaise). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **313**, sér. II, 1433-1440.

Caroff M., Maury R.C., Vidal Ph., Guille G., Dupuy C., Cotten J., Guillou H., Gillot P.Y. (1995) - Rapid temporal changes in ocean island basalt composition : evidence from an 800 m deep drill hole in Eiao shield (Marquesas). *J. Petrol.*, **36**, n° 5, 1333-1365.

Caroff M., Guillou H., Lamiaux M., Maury R.C., Guille G., Cotten J. (1999) - Assimilation of ocean crust by hawaiitic and mugearitic magmas: an example from Eiao (Marquesas). *Lithos*, (**46**), 2, 235-258.

Charvis Ph., Laesanpura A., Gallart J., Hirn A., Lépine J.-C., de Voogt B., Minshull T. A., Hello Y., Pontoise B. (1999) - Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Réunion, from wide-angle seismic data. *J. Geophys. Res.*, **104**, 2875-2893.

Chauvel C., Hofmann A.W., Vidal Ph. (1992) - HIMU-EM : the French Polynesia connection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **110**, 99-119.

Chubb L.J. (1930) - The geology of the Marquesas islands. Bernice P. Bishop Mus., **68**, 1-71.

Cornaglia B. (1995) - Synthèse des données géophysiques Nazca-Pacifique. Thèse Univ. Paris VII et I.P.G.P., 248 p.

Cotten J., Le Dez A., Bau M., Caroff M., Maury R.C., Dulski P., Fourcade S., Bohn M., Brousse R. (1995) - Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts : evidence from french Polynesia. *Chem. Geol.*, **119**, 115-138.

Crough S.T., Jarrard R.D. (1981) - The Marquesas-line swell. *J. Geophys. Res.*, **86**, 11763-11771.

Dague P. (1973) - Etude hydrogéologique de l'île d'Eiao (Archipel des Marquises). Rapport CEA, 26 p.

Dauteuil O., Blais S., Miau D., Guille G., Maury R.C. (1998) - Apports et limites de l'imagerie Spot et du modèle numérique de terrain pour l'étude du volcanisme intra-océanique : exemple des îles de Raiatea et de Tahaa (archipel de la Société, Polynésie francaise). *Géologie de la France*, **3**, 37-50.

Davis W.N. (1928) - The coral reef problems. *Amer. Geogr. Soc.*, **9**, 596 p.

Demange J. (1973) - Etude pétrochimique des formations volcaniques du nord de l'Archipel des Marquises. Rapport CEA/BRGM, 35 p.

Desonie D.L. (1990) - Geochemical expression of volcanism in an or-axis and intraplate hotspot: Cobb and Marquesas. Ph. D. Thesis, Oregon State Univ, Corvallis, 145 p.

Desonie D.L., Duncan R.A., Nielsen R.N., Natland J.H. (1993) - Temporal and geochemical variability of volcanic products of the Marquesas hotspot. *J. Geophys. Res.*, **98**, n° B10, 17649-17665.

De Voogt B.S., Pou Palome S., Hirn A., Charvis P., Gallardt J., Rousset D., Danobeitia J., Perroud Ph. (1999) - Vertical movements and material transport during hotspot activity : seismic reflection profiling offshore La Reunion. *J. Geophys. Res.*, **104**, 2875-2893.

Diament M., Baudry N. (1987) - Structural trends in the Southern Cook and Austral archipelagoes (South Central Pacific) based on an analysis of SEASAT data : geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett*., **85**, 427-438.

Diraison C. (1991) - Le volcanisme aérien des archipels polynésiens de la Société, des Marquises et des Australes-Cook. Tephrostratigraphie, datation isotopique et géochimie comparées. Contribution à l'étude des origines du volcanisme intraplaque du Pacifique central. Thèse Doctorat, Univ. Bretagne occidentale, Brest, 413 p.

Duncan R.A. (1975) - Linear volcanism in French Polynesia. Ph. D. Thesis, Australian National University, Canberra, Australia, 150 p.

Duncan R.A., McDougall I. (1974) - Migration of volcanism with time in the Marquesas islands, French Polynesia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **21**, 414-420.

Duncan R.A., McDougall I. (1976) - Linear volcanism in French Polynesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res*., **1**, 197-227.

Duncan R.A., Clague D.A. (1985) - Pacific plate motion recorded by linear volcanic chains, the Ocean Basins and Margins, 7A, Edited by A.E.M. Nairn, F.G. Stehli and S. Uyeda, 89-121, Plenum, New York.

Duncan R.A., McCulloch, Barsczus H.G., Nelson D.R. (1986) - Plume versus lithospheric sources for melts at Ua Pou, Marquesas Islands. *Nature*, *G.B*., **322**, 534-538.

Dupuy C., Vidal P., Barsczus H.G., Chauvel C. (1987) - Origin of basalts from the Marquesas archipelago (South Central Pacific Ocean) : isotope and trace element constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.,* **82**, 145-152.

Dupuy C., Barsczus H.G., Dostal J., Vidal P., Liotard J.M. (1989) - Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, central Pacific. *Chem. Geol.*, **77**, 1-18.

Epp D. (1984) - Possible perturbations to hotspot traces and implications for the origin and structure of the line Islands. *J. Geophys. Res*., **89**, 11273-11286.

Filmer P.M., McNutt M.K., Wolfe C.J. (1993) - Elastic thickness of the lithosphere in the Marquesas and Society islands. *J. Geophys. Res*., **98**, 19565-19577.

Filmer P.M., McNutt M.K., Webb H.F., Dixon D.J. (1994) - Volcanism and archipelagic aprons: a comparison of the Marquesas and Hawaiian islands. *Mar. Geophys. Res.*, **16**, 385-406.

Gonzales-Marabal A.M. (1984) - L'île de Hiva Oa dans les Marquises (Pacifique central) : pétrologie et évolution volcanologique. Thèse Univ. Paris Sud, Orsay, 265 p.

Guilcher A. (1988) - Coral reef geomorphology. J. Wiley Eds, 228 p.

Guille G., Goutiere G., Sornein J.F. (1995) - The atolls of Mururoa and Fangataufa (French Polynesia). I - Geology, Petrology, Hydrogeology, from volcano to atoll. Eds DIRCEN, 175 p.

Guille G., Guillou H., Chauvel C., Maury R.C., Blais S., Brousse R. (1998) - L'île de Rurutu (Archipel des Australes, Polynésie française) : une édification complexe liée au fonctionnement de deux points chauds. *Géologie de la France,* **3**, 65-85.

Guillou H., Blais S., Guille G., Maury R.C., Le Dez A., Cotten J. (1998) - Âges (K-Ar) et durées d'édification subaérienne des îles de Moorea, Raiatea et Maupiti (Société, Polynésie française). *Géologie de la France*, **3**, 29-36.

Gutscher M.A., Olivet J.-L., Aslanian D., Eissen J.-P., Maury R. (1999) - The "lost Inca Plateau": cause of flat subduction beneath Peru? - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **171**, 335-341.

Hart S.T. (1988) - Heterogeneous mantle domains : signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Lett*., **90**, 273-296.

Hemond C., Devey C.W., Chauvel C. (1994) - Source compositions and melting processes in the Society and Austral plumes (South Pacific Ocean) : element and isotopes (Sr, Nd, Pb, Th) geochemistry. *Chem. Geol*., **115**, 7-45.

Iddings J.P. (1916) - The petrology of some South Pacific islands and its significance. Proceed. Nation. Acad. Sci., USA, t. 2, 413-420.

Ielsch G. (1996) - Etude pétrologique et géochimique de l'île de Ua Huka, archipel des Marquises, Polynésie française. DEA Univ. Bretagne occidentale, Brest, 51 p. et annexes.

Ielsch G., Caroff M., Barsczus H.G., Maury R.C., Guillou H., Guille G., Cotten J. (1998) - Géochimie des basaltes de l'île de Ua Huka (archipel des Marquises) : variation du taux de fusion partielle et hétérogénéité de la source mantellique. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **326**, 413-420.

Ito G., Clift P.D. (1998) - Subsidence and growth of Pacific Cretaceous plateaus. *Earth Planet. Sci. Lett*., **161**, 85-100.

Jardin E.D. (1858) - Essai sur l'histoire naturelle de l'archipel des Marquises comprenant la géologie et la minéralogie, la botanique et la zoologie. Mém. Soc. Imper. Sci. Nat. et Math. Cherbourg, **6**, 100 p.

Jordahl K.A., McNutt M.K., Webb H.F., Kruse S.E., Kuykendall M.G. (1995) - Why there are no earthquakes on the Marquesas Fracture Zone?. *Geophys. Res.*, **100**, 24431-24447.

Jordahl K.A., McNutt M.K., Zorn H. (1998) - Pacific-Farallon relative motion 42-59 Ma determined from magnetic and tectonic data from the southern Austral Islands. *Geophys. Res. Lett*., **25**, 2869-2872.

Katao H., Morinaga H., Hyodo M., Inokuchi H., Matsuda J.I., Yaskawa K. (1988) - Geomagnetic paleosecular variation and K/Ar ages on Hiva Oa Island. Marquesas, French Polynesia. *J. Geomag. Geoelect*., **40**, 703-714.

Kogiso T., Tatsumi Y., Shimoda G., Barsczus H.G. (1997) - High μ (HIMU) ocean island basalts in southern Polynesia : new evidence for whole mantle scale recycling of subducted oceanic crust. *J. Geophys. Res.*, **102**, n° B4, 8085-8103.

Kruse S.E. (1988) - Magnetic lineations on the flanks of the Marquesas swell: implications for the age of the seafloor. *Geophys. Res. Lett*., **15**, n° 6, 573-576.

Lacroix A. (1926) - La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie australe. Proc. Third Pan-Pacific Science Congress, Tokyo.

Lacroix A. (1928) - Nouvelles observations sur les laves des îles Marquises et de l'île Tubuai (Polynésie australe). *C.R. Acad. Sci. Paris,* **187**, p. 397.

Lacroix A. (1931) - Les phonolites néphéliniques et leucitiques de l'île de Ua Pou (Archipel des Marquises). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **192**, 1161-1166.

Le Dez A. (1992) - Géochimie et géochronologie de l'île de Nuku Hiva (Marquises, Polynésie française). DEA Univ. Bretagne occidentale, Brest, 68 p. et annexe.

Le Dez A. (1996) - Variations pétrologiques et géochimiques associées à l'édification des volcans-boucliers de Polynésie française : exemple de Nuku Hiva et Hiva Oa (Marquises) et de Moorea (Société). Thèse Univ. Bretagne occidentale, Brest, 309 p. et annexes.

Le Dez A., Maury R.C., Vidal P., Bellon H., Cotten J., Brousse R. (1996) - Geology and geochemistry of Nuku Hiva, Marquesas: temporal trends in a large Polynesian shield volcano. *Bull. Soc. géol. Fr.,* **167**, n° 2, 197-209.

Le Dez A., Maury R.C., Guillou H., Cotten J., Blais S., Guille G. (1998) - L'île de Moorea (Société) : une édification rapide d'un volcan-bouclier polynésien. *Géologie de la France*, **3**, 51-64.

Le Roy I. (1994) - Evolution des volcans en système de point chaud : l'île de Tahiti, archipel de la Société (Polynésie française). Thèse Univ. Paris-Sud, Orsay, 271 p.

Lindwall D.A. (1988) - A two-dimensional seismic investigation of crustal structure under the Hawaiian islands near Oahu and Kauai. *J. Geophys. Res*., **93**, 12107-12122.

Liotard J.M. (1988) - Contribution au problème de l'origine des basaltes alcalins : fractionnement haute pression, caractérisation des zones sources, comparaison entre domaine océanique (Polynésie française) et domaine continental (Hoggar algérien, Massif central français). Thèse Univ. Languedoc, Montpellier, 225 p.

Liotard J.M., Barsczus H.G. (1983a) - Contribution à la connaissance pétrographique et géochimique de l'île de Hatutu, Archipel des Marquises, Polynésie française (Océan Pacifique, Centre Sud). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **297**, sér. II, 725-728.

Liotard J.M., Barsczus H.G. (1983b) - Contribution à la connaissance pétrographique et géochimique de l'île de Fatu Huku, Archipel des Marquises, Polynésie française (Océan Pacifique, Centre Sud). *C.R. Acad. Sci. Paris,* **297**, sér. II, 509-512.

Liotard J.M., Barsczus H.G. (1984) - Contribution à la connaissance pétrographique et géochimique de l'île d'Eiao, Archipel des Marquises, Polynésie française (Océan Pacifique, centre sud). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **298**, sér. II, n° 8, 347-350.

Liotard J.M., Barsczus H.G., Dupuy C., Dostal J. (1986) - Geochemistry and origin of basaltic lavas from Marquesas archipelago, French Polynesia. *Contrib. Mineral. Petrol*., **92**, 260-268.

Maury R.C., Andriambololona R., Dupuy C. (1978) - Evolution comparée de deux séries alcalines du Pacifique central : rôle de la fugacité d'oxygène et de la pression d'eau. *Bull. Volcanol*., **41-2**, 1-22.

Maury R.C., Guille G., Guillou H., Blais S., Chauvel C., Brousse R. (2000) - Notice explicative de la feuille Rurutu et Tubuai à 1/25 000 (Polynésie française, archipel des Australes). Editions du BRGM, Orléans, France, 81 p.

McCarthy M.C., Kruse S.E., Brudzinski M.R., Ranieri M. E. (1996) - Changes in plate motions and the shape of Pacific fracture zones. *J. Geophys. Res*., **101**, 13715-13730.

McNutt M.K. (1998) - Superswells. *Rev. Geophys. Res*., **36**, 211-244.

McNutt M.K., Judge A.V. (1990) - The superswell and mantle dynamics beneath the South Pacific. *Science,* **248**, 969-975.

McNutt M., Bonneville A. (2000) - A shallow, chemical origin for the Marquesas swell. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1, Paper number 1999GC000028.

McNutt M.K., Fischer K., Kruse S., Natland J. (1989) - The origin of the Marquesas fracture zone ridge and its implications for the nature of hot spots. *Earth Planet. Sci. Lett*., **91**, 381-393.

McNutt M., Caress D.W., Reynolds J., Jordhal K.A., Duncan R.A. (1997) - Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the southern Austral Islands. *Nature*, **389**, 479-482.

Monti S., Pautot G. (1973) - Bathymétrie Pacifique Sud. Echelle 1/1 000 000. GEBCO, CNEXCO-COB, Brest, France.

Moore J.G., Clague D.A., Holcomb R.T., Lipman P.W., Normark W.P., Torresan M.T. (1989) - Progigeous submarine landslides on Hawaiian ridge. *J. Geophys. Res.*, **94**, 17445-17484.

Moore J.G., Normark W.R., Holcomb R.T. (1994) - Giant Hawaiian landslides. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci*., **22**, 119-144.

Munschy M., Antoine C., Guille G., Guillou H. (1998) - La croûte océnique et les points chauds dans la région des Tuamotu, Océan Pacifique Central. *Géologie de la France*, **3**, 5-13.

Obellianne J.M. (1955) - Contribution à l'étude géologique des établissements français de l'Océanie. Nancy, Sci. de la Terre, t. III, n° 3, 1-134.

Parson B., Sclater J.G. (1979) - An analysis of the variation of the ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res*., **82**, 803-827.

Pautot G., Dupont J. (1974) - La zone de fracture des Marquises. *C.R. Acad. Sci*., **279**, 1519-1521.

Plessis Y., Brousse R., Mouton J.A. (1978) - Découverte de fossiles dans les cendres volcaniques de l'île de Ua Pou (Groupe des îles Marquises). Cah. Pac., Volume spécial « Marquises », 237-241.

Rougerie F., Wauthy B., Rancher J. (1992) - Le récif barrière ennoyé des îles Marquises et l'effet d'île par endo-upwelling. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **315**, sér. II, 677-682.

Sager W., Springle M. (1987) - Paleomagnetic constraints on the origin and evolution of the Musicians and South Hawaiian seamounts, Central Pacific Ocean. *In* B. Keating, P. Fryer, R. Batiza et G. Boehlert (Eds). Seamounts Islands and Atolls, 43, 133-162. AGU Geophys. Mono.

Sandwell D. (1982) - Lithospheric flexure at fracture zones. *J. Geophys. Res*., **87**, 4657-4667.

Steiger R.H., Jäger E. (1977) - Subcommission on geochronology : convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett*., **36**, 359-362.

Storey M., Saunders A.D., Tarney J., Leat P., Thirlwall M.F., Thompson R.N., Menzies M.A. (1988) - Geochemical evidence for plume-mantle interactions beneath Kerguelen and Heard islands, Indian Ocean. *Nature*, *G.B*., **336**, 371-374.

Vidal Ph., Chauvel C., Brousse R. (1984) - Large mantle heterogeneity beneath French Polynesia. *Nature, G.B*., **307**, 536-538.

Vidal Ph., Dupuy C., Barsczus H.G., Chauvel C. (1987) - Hétérogénéités du manteau et origine des basaltes des Marquises (Polynésie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, n° 4, 633-642.

Watts A.B., ten Brink U.S. (1989) - Crustal structure, flexure and subsidence history of the Hawaiian Islands. *J. Geophys. Res*., **94**, 10473-10500.

Watts A.B., Zhong S. (2000) - Observations of flexure and the rheology of oceanic lithosphere. *Geophys. J. Int.*, **142**, 855-875.

Watts A.B., ten Brink U.S., Buhl P., Brocher T.M. (1985) - A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian Emperor seamount chain. *Nature*, *G.B*., **315**, 105-111.

White W.M. (1985) - Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence. *Geology*, **13**, 115-118.

Williams (1933) - Geology of Tahiti, Moorea and Maiao. Bernice P. Bishop Museum Bull., **105**, 89 p.

Wolfe C.J., McNutt M.K., Detrick R.S. (1994) - The Marquesas archipelagic apron: Seismic stratigraphy and implications for volcano growth, mass wasting, and crustal underplating. *J. Geophys. Res*., **99**, B7, 13591-13608.

Woodhead J.D. (1992) - Temporal geochemical evolution in oceanic intra-plate volcanics : a case study from the Marquesas (French Polynesia) and comparison with other hotspots. *Contrib. Mineral Petrol*., **111**, 458-467.

Woodhead J.D., McCulloch M.T. (1989) - Ancien seafloor signals in Pitcairn island lavas and evidence for large amplitude, small lengh-scale mantle heterogeneities. *Earth Planet. Sci. Lett*., **94**, 257-273.

Zindler A., Hart S. (1986) - Chemical Geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett*., **14**, 493-571.

Zucca J.J., Hill D.P., Kovach R.L. (1982) - Crustal structure of Mauna Loa volcano, Hawaii, from seismic refraction and gravity data. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **72** (5), 1535-1550.

## Planche I / Plate I

Photo a - Eiao : Vue générale sur les falaises de la côte ouest de l'île

*Photo a - Eiao: General view of the cliffs along the west side of the island*

Photo b - Nuku Hiva : Baie de Taihoae avec en arrière plan les deux sentinelles

*Photo b - Nuku Hiva: Taihoae Bay with the two sentinels in the background.*

Photo c - Ua Huka : Le volcanisme récent qui correspond à une réprise de l'activité volcanique

*Photo c - Ua Huka: Recent volcanics corresponding to renewed volcanic activity*

Photo d - Ua Pou : Vue générale sur les intrusions phonolitiques depuis le village de Hakahau

*Photo d - Ua Pou: General view of the phonolitic plugs from Hakahau*

Photo e - Fatu Huku : Vue générale de l'île

*Photo e - Fatu Huku: General view of the island*

Photo f - Hiva Oa : Baie de Atuona avec au centre motu Anakee

*Photo f - Hiva Oa: Atuona Bay with Anakee islet in the centre*

Photo g - Tahuata : Baie de Vaitahu situé sur la côte ouest de l'île

*Photo g - Tahuata: Vaitahu Bay on the west coast of the island*

Photo h - Motane : Vue générale de la partie sud de l'île

*Photo h - Motane: General view of the south part of the island*

Photo i - Fatu Hiva : Baie des vierges à Hanavave avec les formes ruiniformes particulières constituées de brèches et marquant la limite entre le volcan externe et le volcan interne

*Photo i - Fatu Hiva: 'Baie des Vierges' at Hanavave with its particular ruiniform shapes made up of breccias and separating the outer and inner volcanoes.*

a

b

c

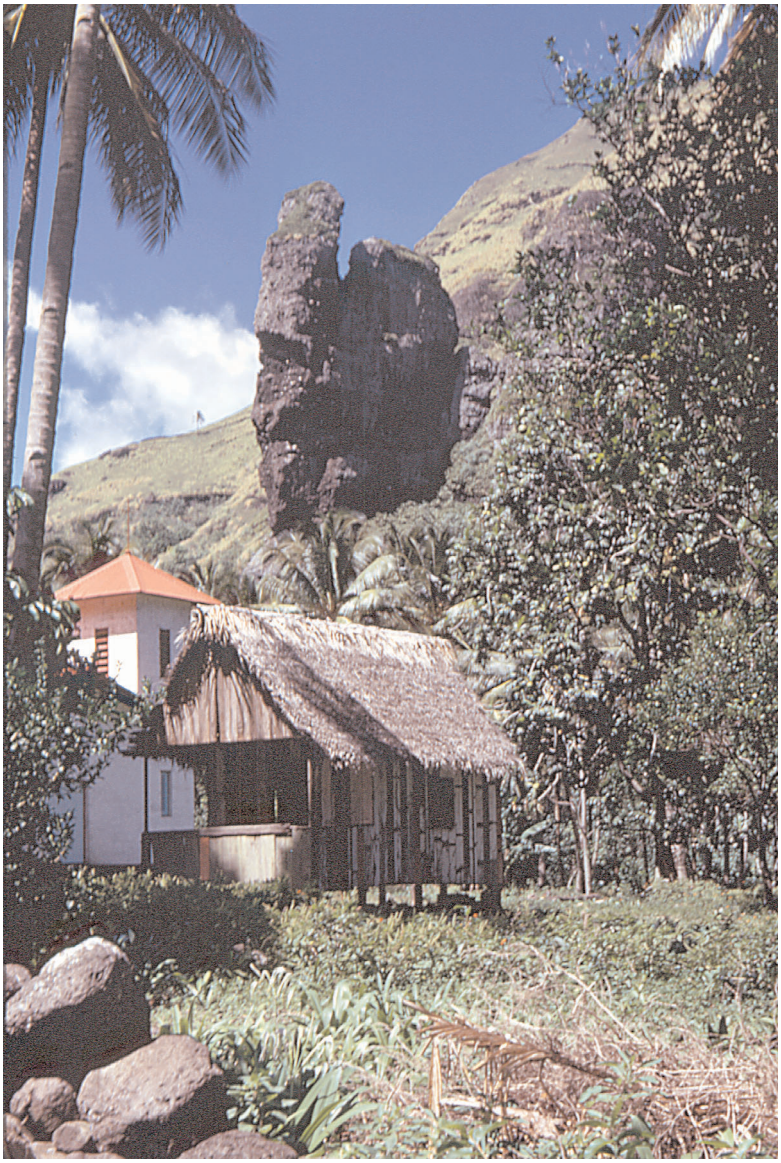
d

e

f

g

h



i

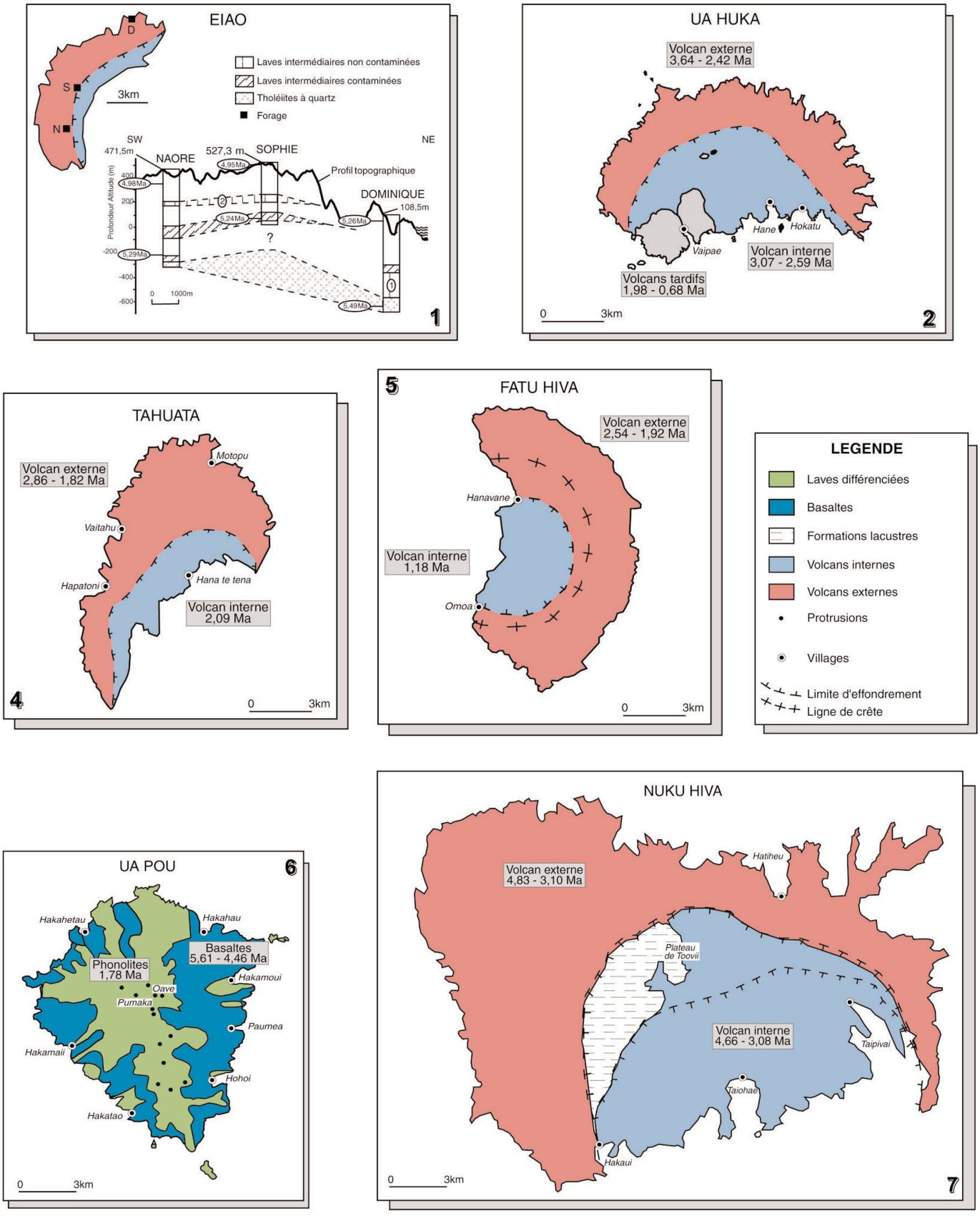
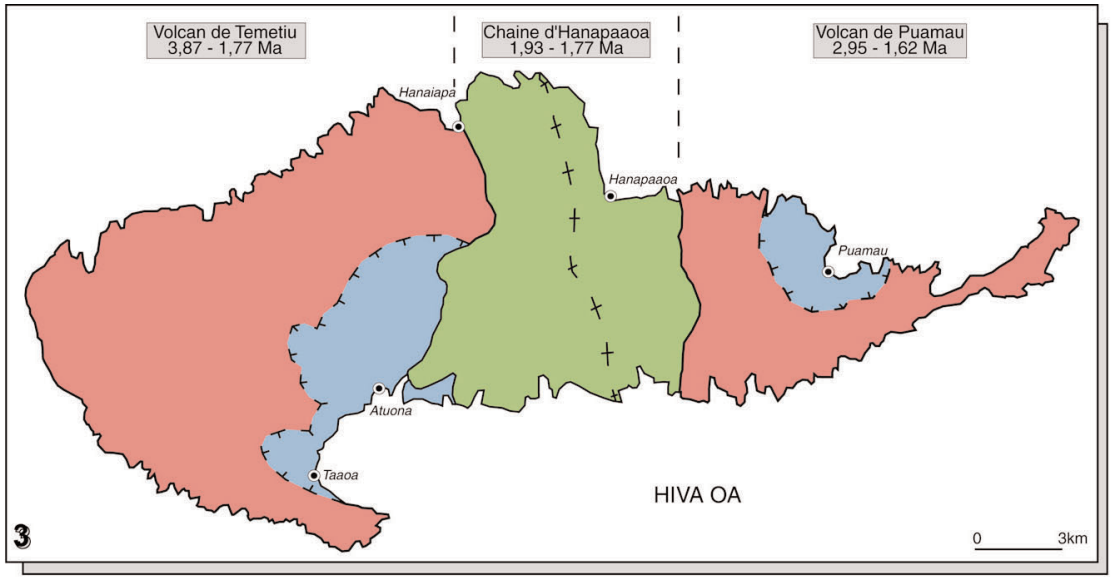
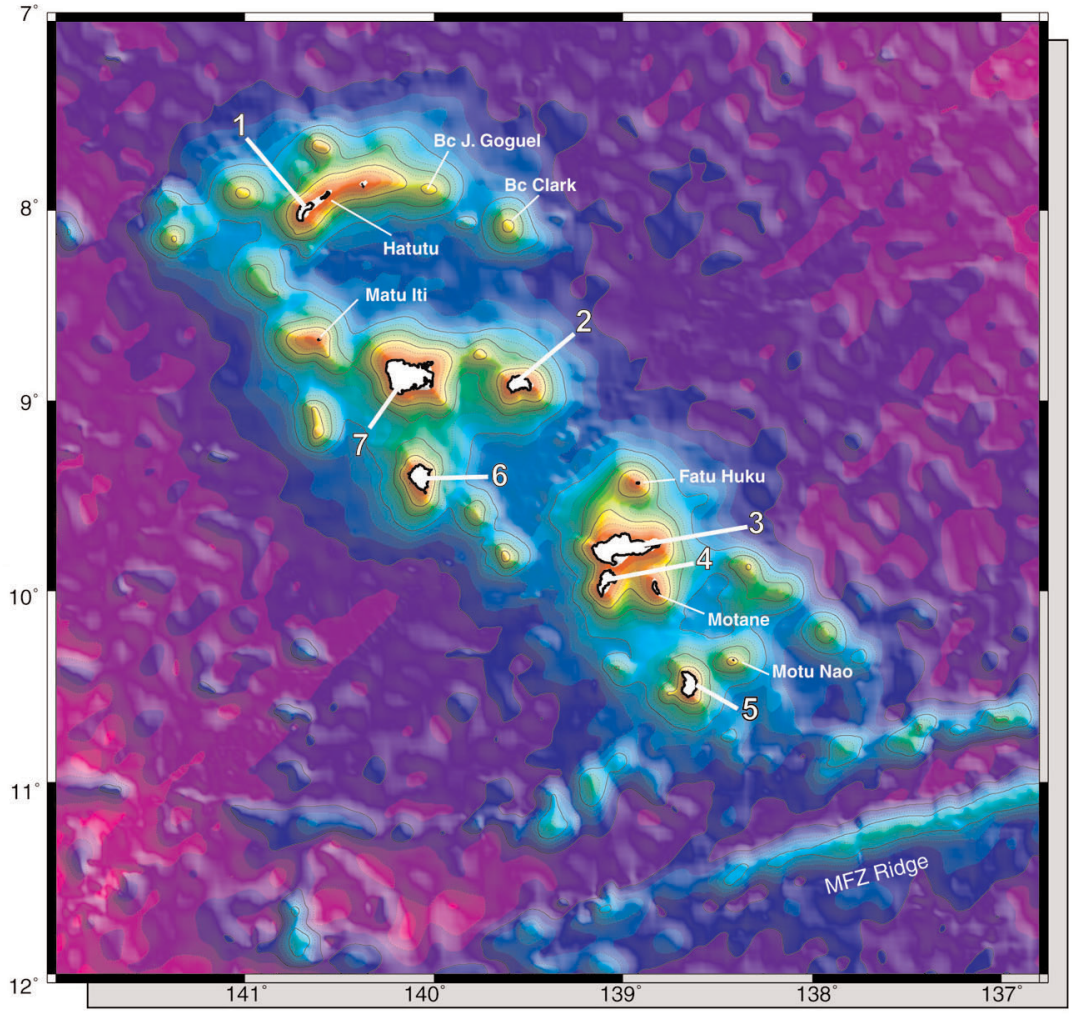



Fig. 1.- Carte générale de l'archipel des Marquises avec la bathymétrie, la localisation des différentes îles avec leurs principales structures et l'âge des formations qui les constituent.

*Fig. 1.- Map of the Marquesas archipelago showing the bathymetry and the islands with their major structures and ages.*




Carte bathymétrique de l'alignement des Marquises.
Schémas géologiques des principaux édifices volcaniques

Carte bathymétrique prédite de l'altimétrie satellitaire d'après Smith et Sandwell, 1997.