

## L'alignement de la Société (Polynésie française) : volcanologie, géochronologie, proposition d'un modèle de point chaud

par CHRISTOPHE DIRAISON\*, HERVÉ BELLON\*, CHRISTOPHE LEOTOT\*\*, ROBERT BROUSSE\*\*  
et HANS G. BARSCZUS\*\*\*

**Mots clés.** – Point chaud, Magmatisme intraplaque océanique, Volcanologie, Géochronologie, Société, Polynésie française, Pacifique.

**Résumé.** – Dans l'alignement de la Société (orienté N120°E dans l'océan Pacifique Centre-Sud, longitude 148°W à 152°20'W, latitude 16°10'S à 17°50'S), les superstructures volcaniques émergées résultent de la construction d'un édifice principal suivie de l'effondrement d'une ou plusieurs caldeiras, enfin d'une activité post-caldeira.

Un examen des données volcanologiques, géophysiques et géochimiques disponibles accompagne l'étude géochronologique détaillée de l'activité : une centaine de datations <sup>40</sup>K-<sup>40</sup>Ar nouvelles se rapportant à un échantillonnage représentatif de l'histoire volcanique aérienne de chaque île complète les données antérieures dont la synthèse permet de proposer un modèle de point chaud. Ces datations nouvelles mettent en évidence des écarts caractéristiques (âges et durée de l'activité) entre le fonctionnement selon le modèle et le fonctionnement effectif : la durée moyenne modélisée de l'activité aérienne directement liée au point chaud est de 0,75 Ma, les durées mesurées sont variables : 0,40 Ma (Tahaa), 0,70 Ma (Raiatea, Huahine, Moorea), 0,95 Ma (Tahiti Nui). Les âges moyens de l'activité aérienne sont décroissants du NW au SE de l'archipel, mais le volcanisme de la Société apparaît contrôlé tectoniquement par les discontinuités majeures de la lithosphère océanique.

### The Society alignment (French Polynesia) : volcanology, geochronology, a hot spot model

**Key words.** – Hot spot, Intraplate magmatism, Volcanology, Geochronology, Society archipelago, French Polynesia, Pacific ocean.

**Extended abstract.** – French Polynesia, in the South-Central Pacific ocean, is composed of five island chains (Marquesas, Tuamotu, Gambier, Society, Austral), which are arranged roughly parallel to each other [Ardt, 1906] and are almost perpendicular to the East Pacific Rise.

**Geometry.** The Society alignment (fig. 1A) is on average oriented N120°E, which is the actual spreading direction of the Pacific plate. Seismovolcanic epicenters are now located at its south-western end [Talandier and Okal, 1984]. The distribution of islands depends on several N120°E stripes and on the N160°E ± 10° direction of old discontinuities in the opening of the Farallon ridge [Mammerickx *et al.*, 1975] (fig. 1B).

**Volcanology.** The volcanic style of the Society Islands is distinctive. Volcanism of emerged superstructures consists mainly of building a hawaiian-type volcano with relatively high slopes, followed by collapse of one or more caldeiras and ending with post-caldera activity.

**Geophysics.** There have been no regional studies of the marine geophysics of the archipelago. The geophysical investigations on islands have yielded results which are interpreted with difficulty because of local particularities. Nevertheless, gravimetric data of several islands show that maxima of Bouguer anomalies approximately correspond to their geometrical centers. Moreover, some magnetic studies allow the use of the earth's magnetic field polarities as further information to support the validity of <sup>40</sup>K-<sup>40</sup>Ar ages (ex : Tupai, Maupiti). Lastly, we can notice among the paleomagnetic studies those of Duncan [1975b], whose results agree with the <sup>40</sup>K-<sup>40</sup>Ar ages [Duncan and McDougall, 1976] measured on the same lavas sampled in several islands.

**Geology and <sup>40</sup>K-<sup>40</sup>Ar chronology of aerial volcanism.** More than 200 whole-rock <sup>40</sup>K-<sup>40</sup>Ar isotopic age determinations are now available. All available ages for aerial volcanism (new data + bibliography) appear on figure 2. The radiometric data in table I have been selected from the more representative ages and correspond to lavas, many of which are tephrostratigraphically well located. The main geological features and a discussion of the chronology of aerial volcanism are established for each island. Major chronological limits are defined as follows.

— Maupiti is a relic volcano affected by erosion and significant subsidence. The sub-aerial volcanism is essentially dated between 4.45 and 4.40 Ma.

— Tupai is a coral atoll of which a bloc of basalt extracted from the volcanic substratum yields an age of 3.66 Ma.

— Bora Bora also is an eroded volcano. A basaltic flow forming the top of the upper effusive cycle is dated at 3.83 Ma. Two intrusive phases combining the emplacement of radial dykes and plutonic intrusions are distinguished : phase 1 (3.80 to 3.60 Ma), phase 2 (3.45 to 3.20 Ma). Late dykes oriented N160°E have not yet been dated.

— Sub-aerial volcanism on Tahaa essentially ranges in age from 3.25 to 2.80 Ma. Three small late adventive strombolian volcanoes are not dated.

— At Raiatea, ages measured for the shield volcano (top of the lower effusive series and the whole upper series) lay between 3.20 and 2.80 Ma. The successive collapse of two caldeiras happened between 2.80 and 2.55 Ma, before the emplacement of trachytes along a N170°E rift and the eruption of less differentiated lavas up to 2.40 Ma. Five late phonolite domes have not yet been dated.

— Huahine results from coalescence of two major volcanoes inside a single coral reef. Southern Iti volcano is devoid of any caldera; the shield volcano was built between 3.20 and 2.80 Ma and lesser activity persisted up to around 2.55 Ma. Northern Nui shield volcano was constructed between 3.20 and 2.90 Ma and preceded the collapse of a caldera (2.90 to 2.80 Ma). The building of Turi volcano on the floor of the caldera took place between 2.80 and 2.55 Ma. Finally, five late domes of phonolite erupted between 2.15 and 2.05 Ma along the N170°E direction.

— Maïao is an eroded volcano whose principal sub-aerial volcanism occurred between 1.87 and 1.67 Ma.

\* Lab. géochimie et géochronologie, URA n° 1278 Genèse et Evolution des Domaines Océaniques, Univ. Bretagne Occidentale, 6 avenue Le Gorgeu, 29287 Brest cedex.

\*\* Lab. pétrographie-volcanologie, Bât. 504, Univ. Paris-Sud, 91405 Orsay cedex.

\*\*\* Centre géologique et géophysique, USTL, place E. Bataillon, 34060 Montpellier cedex et Centre ORSTOM de Tahiti, BP 529, Papeete, Polynésie française.

Manuscrit déposé le 10 juillet 1989; accepté le 13 septembre 1990.

— The pre-caldera aerial volcanic activity of Moorea occurred between 2.20 and 1.90 Ma. The principal calderan collapse probably took place around 1.90-1.80 Ma and was followed by a significant post-caldera volcanism active until 1.50 Ma. This island is characterized by the coexistence of less differentiated lavas and differentiated ones (essentially benmoreites) for at least 0.40 Ma or even during the whole period of sub-aerial volcanism.

— The duration of sub-aerial volcanism in Tahiti Nui was close to 1 Ma (1.25 to 0.30 Ma). The shield volcano was built between 1.25 and 0.90 Ma. Present knowledge allows us to fix the main period of the polyphased collapse of the caldera between 0.90 and 0.70 Ma, but the volcanic material filling the caldera is not dated. The post-caldera activity lasted about 0.40 Ma (0.70 to 0.30 Ma), but only corresponds to a small volume of lavas in relation to the pre- and syn-caldera volcanism.

— Located SE of Tahiti Nui, Tairapu volcano still remains relatively unstudied. Radiometric ages of lavas are distributed between 0.61 and 0.39 Ma.

— Taravao volcano was built on the western flank of Tairapu volcano. K-Ar ages (0.49 to 0.45 Ma) underline the very short period of sub-aerial construction.

— Mehetia is an active volcano-seismic center situated at the southwestern end of the archipelago. K-Ar ages measured on the sub-aerial cone-shaped volcano are distributed between 0.264 Ma and the present.

**Geochemistry.** 95 carefully selected analyses of sub-aerial basalts (LOI  $\leq$  2.5 %, MgO < 12 %, Differentiation Index between 25 and 35) include 22 olivine tholeiites and 73 nepheline basalts (alkali basalts and basanites). Coexistence of these two categories is evident in several islands but elsewhere olivine tholeiites are significantly lacking: despite a few cases of insufficient sampling, an increase of the silica-undersaturated character is apparent amongst the youngest volcanoes in the archipelago. Diagrams of the incompatible elements normalized to primitive mantle support the idea of a constant composition of the source and so do not seem to constrain a process responsible for the presence of two types of basalts in the archipelago on a whole. The amount of interaction between the oceanic lithosphere and the alkaline magma of the plume may explain the distribution of sub-aerial basalts in space and time.

**A hot spot model: conclusions.** We propose a hot spot model for the Society archipelago [Léotot, 1988b; Brousse and Léotot, 1988], which considers the age of each phase in the volcanic activity (submarine, then aerial construction) (fig. 4A). The Society hot spot is supposed to be a N160°E oriented stripe within which seismic and volcanic activities are presently recorded. This theoretical model has been based on the radiometric data of Duncan and McDougall [1976] and allows 1.80 Ma for the total duration of each volcanic construction, i.e., 1.05 Ma for the submarine activity and 0.75 Ma for the aerial volcanism directly tied to the hot spot. It must fit the chronological synthesis of aerial volcanism that has been just developed from the available radiometric data. K-Ar ages of aerial volcanism show a general decrease from NW to SE (fig. 4B), which demonstrates the connection between volcanism and drift of the Pacific plate. However, irregularities appear in the hot spot system, particularly in the contemporaneous aerial activity of several volcanoes (e.g., the contemporaneous beginning of aerial volcanism in Tahaa, Raiatea and Huahine). The particular features of the hot spot (i.e. shape and size of the core, flux intensity) probably vary in time. In fact, the volcanism of the Society archipelago that was directly due to the hot spot activity was tectonically controlled by the present N120°E drift direction of the Pacific plate and by the old discontinuities of the oceanic crust generated at the Farallon ridge, i.e. the N160-170°E direction of accretion and the N070-080°E direction of transform faults. These discontinuities are zones of weakness of the lithosphere through which magmas produced by the hot spot ascend to the ocean floor.

## INTRODUCTION

Cinq archipels (Marquises, Tuamotu, Gambier-Pitcairn, Société, Australes) subparallèles [Arlt, 1906] et suborthogonaux à la dorsale Est-Pacifique constituent, dans l'océan Pacifique central et méridional, la Polynésie française. La genèse de ces «alignements» est classiquement attribuée au mouvement de la plaque Pacifique rigide au-dessus de points chauds (= sources des magmas) fixes dans le manteau supérieur [McDougall et Duncan, 1980].

L'alignement de la Société (fig. 1A) localisé 3500 km à l'ouest de la dorsale Est-Pacifique, s'étend sur 500 km environ (longitude 148°W à 152°20'W, latitude 16°10'S à 17°50'S) selon une orientation moyenne N120°E, direction du mouvement actuel de la plaque Pacifique. Il se compose d'îles hautes volcaniques (Maupiti, Bora Bora, Tahaa, Raiatea, Maiao, Moorea, Tahiti, Mehetia) et d'atolls coralliens (Tupai, Tetiaroa) édifiés sur un plancher océanique d'âge paléocène à éocène moyen (65 à 45 Ma) [Tracey *et al.*, 1971; Herron, 1972], profond de plus de 4000 m [Duncan et McDougall, 1976].

La réunion des faits de terrain (R. Brousse et ses collaborateurs et H.G. Barszczus) et des analyses (géochimies et géochronologie<sup>1</sup>; C. Diraison et H. Bellon) de l'échantillonnage prélevé au cours des diverses missions effectuées depuis 1969 (R. Brousse) conduit à une réflexion générale sur le volcanisme de l'archipel de la Société et à la discussion d'un modèle de point chaud.

<sup>(1)</sup> Le programme «datation et géochimie» a été réalisé dans le cadre de l'ATP GGO du CNRS (H.B. et C.D.).

On abordera les points suivants : géométrie de l'alignement, volcanologie de ses îles et présentation d'un modèle de point chaud (R.B. et C.L.), reconnaissance géophysique (magnétisme, paléomagnétisme, gravimétrie) et géochimique (H.G.B.), datation isotopique de l'activité et synthèse géochimique (H.B. et C.D.).

## I. — GÉOMÉTRIE DE L'ALIGNEMENT

Si apparemment l'alignement de la Société est bien dans la direction N120°E de dérive actuelle de la plaque Pacifique, dans le détail, plusieurs bandes parallèles peuvent y être reconnues. De plus, il existe deux grands ensembles distincts, celui des Îles Sous le Vent (de Maupiti à Huahine) qui regroupe les édifices les plus anciens, et celui des Îles du Vent (de Moorea à Tahiti).

Cet alignement est actif à son extrémité SE : épicentres séismovolcaniques [Talandier et Okal, 1984], volcan aérien de Mehetia et, à son voisinage immédiat, cinq volcans sous-marins actifs dont Yves Rocard, Moua Pihaa et Teahitia [Talandier et Kuster, 1976; Talandier et Okal, 1984], sorties hydrothermales reconnues par submersible [Hoffert *et al.*, 1987].

La distribution des îles à l'intérieur de l'alignement se fait en particulier selon la direction N160°E  $\pm$  10° qui associe : Tupai et Bora Bora; Tahaa et Raiatea, enfermés dans un même lagon; Huahine et Maiao; Moorea et deux hauts-fonds, Tahiti Nui et Tetiaroa. Les îles semblent situées sur des «plates-formes» dont elles constituent les points culminants. Ces plates-formes pourraient être comparées aux bou-

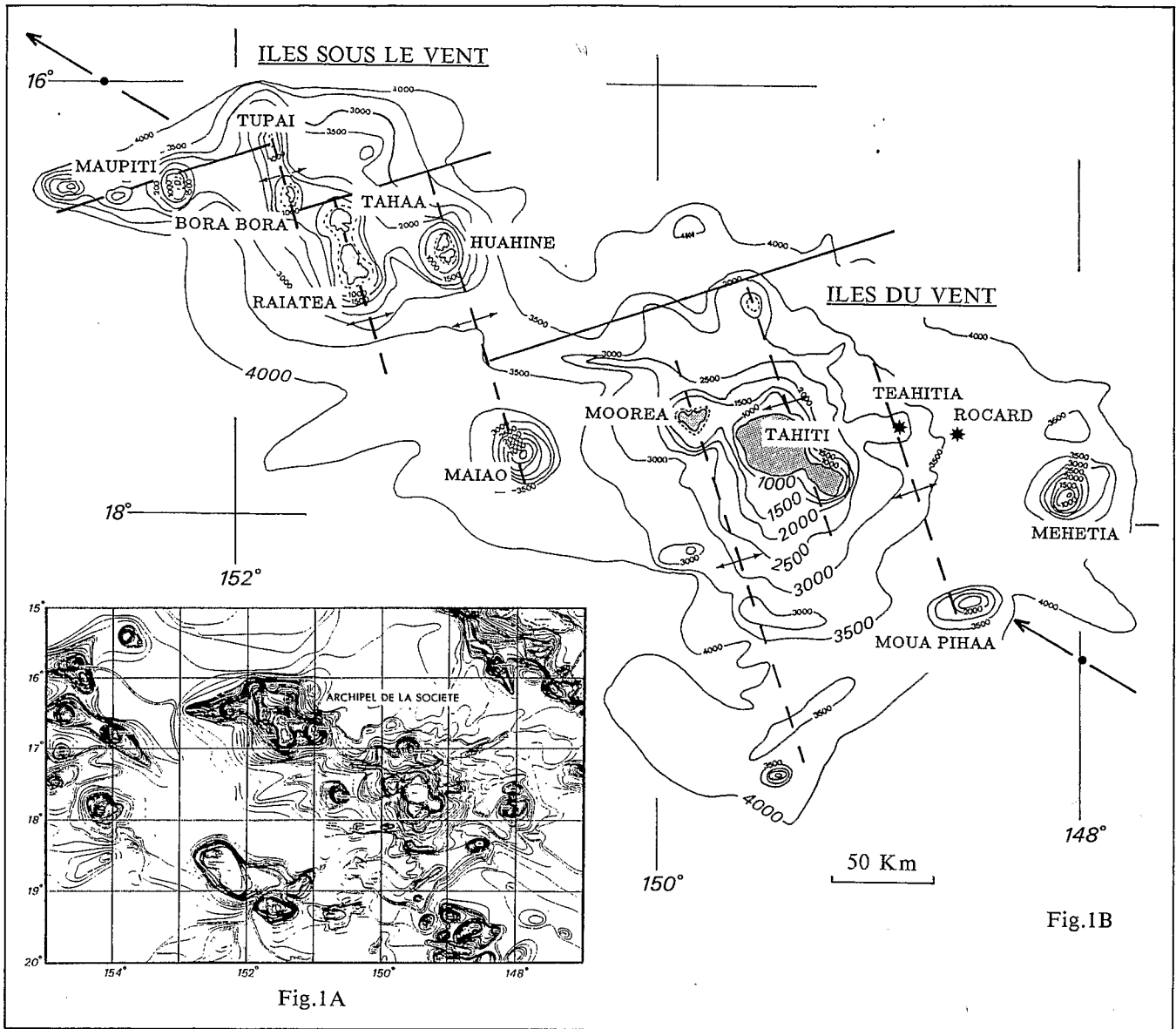


FIG. 1. - A : Carte bathymétrique de l'alignement de la Société - d'après la bathymétrie du Pacifique Sud, échelle 1/2 800 000°, CNEXO/COB, 1975. B : Schéma structural de l'alignement de la Société.

Traits-points : dérive actuelle de la plaque Pacifique (N120°E); traits continus : anciennes transformantes de la ride Farallon; traits discontinus : anciennes discontinuités d'accrétion de la ride Farallon.

FIG. 1. - A : Bathymetry of the Society alignment - after bathymetry of the Pacific Ocean, scale 1/2 800 000, CNEXO/COB, 1975.

B : Structural map of the Society alignment.

Pointed lines with arrows : actual drift of the Pacific plate (N120°E); continuous lines : old transform faults of the Farallon ridge; dashed lines : old opening discontinuities of the Farallon ridge.

cliers tholéitiques émergés dans la chaîne hawaiienne, immergés à la Société comme aux Marquises.

Cette même direction est celle de la bande séismovolcanique; elle est également repérée dans les superstructures volcaniques comme étant, entre autres, celle de l'injection des dykes et des dômes phonolitiques à Huahine [Macherey, 1984] et Raiatea [Brousse et Berger, 1985].

Les alignements N160°E sont dans la direction des discontinuités de la croûte océanique ancienne, sur laquelle sont installés les volcans de la Société. C'est la direction des bandes d'accrétion, acquises à l'ancienne ride Farallon [Mammerickx *et al.*, 1975] (fig. 1B). Les discontinuités entre chaque bande sont autant de lignes de faiblesse, certaines permettant le passage des laves transitant vers la surface [Léotot, 1988b].

## II. - VOLCANOLOGIE

Le style volcanique des îles de la Société est spécifique, différant de celui qu'ont, par exemple, les unités de Hawaii [Clague et Dalrymple, 1987], ou des Galapagos [McBirney et Williams, 1969; Nordlie, 1973; Geist et McBirney, 1984].

Le volcanisme des superstructures émergées est essentiellement effusif depuis un point central d'où partent des coulées de type Pahoehoe, à tubes de lave. Plusieurs cycles d'émissions concourent à l'empilement, chaque cycle débutant par des produits légèrement différenciés (hawaïites), pour se terminer par des océanites à olivine cumulative [Léotot, 1988a et b]. L'ensemble de ces cycles se termine lorsqu'apparaît la caldeira centrale. L'effondrement est précédé par un gonflement de la structure, provoquant des déchirures radiales dans lesquelles s'injectent des dykes, particulièrement nets à Bora Bora [Brousse *et al.*, 1986].

L'effondrement des grandes caldeiras (diamètre = 8 km à Tahiti Nui) est polyphasé, en un laps de temps durant lequel sortent, depuis les lèvres de la dépression mais aussi en position basse adventive, des laves syn-caldeira.

Après une phase de repos, durant laquelle l'érosion exercée par les rivières radiales dissèque l'édifice, vient la troisième phase d'activité post-caldeira et donc post-érosion : coulées et lahars se logent dans les thalwegs. Dans quelques cas (Taravao), la phase de quiescence post-caldeira est très brève et les laves de la troisième phase s'empilent alors dans la caldeira durant des cycles successifs d'émission [Léotot et Brousse, 1987].

Avec des pentes de 5,1° à Bora Bora, 7,7° à Tahaa, 8,3° à Raiatea, 10,5° à Huahine, 10,1° à Moorea, 12° à Tahiti Nui et 14° à Taïarapu [Léotot, 1988b], les volcans de la Société ont un profil moins aplati que celui de leurs homologues de Hawaii et n'ont pas de ce fait le profil classique «en bouclier». En d'autres volcans, tel l'Etna [Walker, 1973; Wadge, 1978], le profil de l'édifice dépend de la longueur des coulées, qui est une fonction directe de l'importance du débit : à un débit faible, donnant des coulées courtes, correspond un profil relevé, les coulées qui s'empilent près du point de sortie ayant pour effet de relever le profil général du volcan.

Du point de vue géologique, le fait que l'inclinaison des coulées soit plus forte que celle des parties basses des rivières fait que la base de l'empilement est visible, non pas en bordure de côte, mais à l'extrémité amont du cours moyen lorsque le profil en L des cours d'eau se relève brutalement.

## III. - DONNÉES GÉOPHYSIQUES

A ce jour, l'archipel de la Société n'a pas fait l'objet d'une étude globale de géophysique marine. Bien que de nombreux profils géophysiques classiques (magnétisme, gravimétrie, sismique réflexion) partent de ou aboutissent à Papeete, aucune synthèse de ces observations n'a été effectuée jusqu'à présent [Albouy et Barszczus, 1982]. Par contre, quelques zones restreintes proches de Tahiti ont fait récemment l'objet d'études plus détaillées [par ex. Stoffers *et al.*, 1987].

Les reconnaissances géophysiques effectuées à terre ferme dans ces îles avec les moyens classiques (magnétomètre à protons, gravimètre) n'ont donné que des résultats difficiles à interpréter en raison des particularités du milieu naturel. Dans les parties lagunaires, l'emploi d'un gravimètre terrestre est bien évidemment impossible et dans les îles à fort relief les corrections topographiques à apporter aux mesures sont d'autant plus difficiles à évaluer que les cartes géographiques pour ces îles n'existaient pas ou étaient imprécises. Les gradients magnétiques au sol sont tels, en raison de la nature volcanique des îles, que les mesures sont non seulement difficiles à effectuer mais encore plus difficiles à interpréter, nécessitant en fait la mise en œuvre de méthodes aéromagnétiques.

Néanmoins, il ressort des reconnaissances gravimétriques effectuées de 1978 à 1981 à Tahiti, Moorea, Tetiaroa, Maïao, Huahine, Tahaa, Bora Bora, Tupai, Maupiti (résultats non publiés) et Manuae (ou Scilly) [Barszczus, 1979a] que les maxima des anomalies de Bouguer correspondent sensiblement aux centres géométriques (caldeiras ?) de ces îles, au contraire de certaines îles des archipels des Marquises et des Australes pour lesquelles les maxima se situent en bordure des côtes (Hiva Oa), voire au large (Tubuai) [Barszczus, 1979b]; le maximum des anomalies dans ces îles coïnciderait avec l'emplacement des stocks grenus plus denses.

Les reconnaissances magnétiques avaient pour but, entre autres, de déterminer la ou les polarités des anomalies du champ magnétique total (F) de certains atolls ou îles, afin de faciliter l'évaluation de leurs âges. En effet, des seamounts ou îles volcaniques océaniques d'aimantation simple produisent des anomalies magnétiques bipolaires (un maximum positif et un minimum négatif). Lors des périodes de polarité normale du champ magnétique terrestre (CMT) et dans le cas d'édifices localisés dans l'hémisphère Sud, s'y forment une anomalie positive au nord et une anomalie négative au sud. On peut penser, en observant cette configuration à l'époque actuelle, que l'édifice examiné a été construit essentiellement lors d'une époque de polarité normale du CMT (et inversement) [Hildebrand et Staudigel, 1986].

Les reconnaissances magnétiques effectuées à Maïao, Huahine, Raiatea, Tahaa, Tupai, Maupiti et Manuae ne fournissent pour l'instant que des indications souvent ambiguës si l'on essaie de les relier à une chrone KTQ-M [Harland *et al.*, 1982], afin de confirmer les âges obtenus par la méthode  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  sur roche totale, voire par calcul dans le cas des atolls (cette méthode est ici la seule applicable). Si le calcul, effectué pour une vitesse de déplacement de la plaque Pacifique de 11,1 cm/an et considérant Mehetia pour position actuelle du point chaud, conduit à un âge théorique de 6,50-6,40 Ma pour Manuae [Barszczus, 1980], l'anomalie bipolaire effectivement observée [Barszczus, 1979c] correspond à une polarité normale du CMT. L'évaluation faite paraît plausible, car le CMT était bien de polarité normale à cette époque [chrone 3A, Harland *et al.*, 1982] et, de plus, le CMT était de polarité inverse pour les intervalles 6,42-6,07 Ma et 6,77-6,55 Ma.

En revanche, l'âge obtenu sur un échantillon de Tupai (3,66 Ma, cf. plus loin) correspond à la chrone 2Ar et donc à une polarité inverse; or le calcul des anomalies du CMT indique une polarité normale pendant la durée de construc-

tion de l'édifice (nos données non publiées). En plaçant le point chaud à Mehetia et en adoptant une vitesse de déplacement de 11,1 cm/an, l'âge le plus vraisemblable de l'édification de Tupai est de l'ordre de 4 Ma, ce qui est davantage conforme avec la polarité effectivement observée (correspondant aux chronos 3.1 et 3.2 avec un bref hiatus de polarité inverse, 3.1r) [Harland *et al.*, 1982]. Les polarités complexes observées dans les cas de Huahine et Raiatea (nos données non publiées) sont en accord avec les durées d'édification plus longues de ces îles s'étalant sur des époques de polarité normale et inverse. Dans le cas de Maupiti, la polarité normale (avec de faibles perturbations) observée [Barszczus, 1977] correspondrait bien à une période d'édification entre 4,8 et 4 Ma, mais non au-delà de 4,8 Ma à cause du chrone 3r de polarité inverse de 5,41 à 4,79 Ma [Harland *et al.*, 1982]. Enfin, dans le cas de Maiao, 10 datations sur 13 donnent des âges (1,87-1,67 Ma) qui, compte tenu des incertitudes, correspondent bien au chrone 2 [Harland *et al.*, 1982] de polarité normale, comme observé [Barszczus, 1981b].

En conclusion, les polarités du CMT peuvent apporter un élément complémentaire à la discussion de la validité de certains âges radiométriques.

Dans le contexte de l'étude géochronologique de cet archipel, nous mentionnerons enfin plusieurs études paléomagnétiques. Duncan [1975b] a trouvé un bon accord entre les résultats paléomagnétiques et les âges obtenus par la méthode  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  [Duncan et McDougall, 1976] sur les mêmes échantillons prélevés en plusieurs îles. Les échantillons orientés prélevés par R. Brousse et G. Mottay dans certaines îles ont été étudiés par Pantaloni [1976]. Deux sites à Tahiti ont été étudiés par H.G. Barszczus (résultats non publiés). Les études les plus récentes concernent Huahine et Tahiti [Roperch et Chauvin, 1987; Chauvin *et al.*, 1988]. Les résultats obtenus sont dans l'ensemble en accord avec les datations radiométriques, compte tenu du faible nombre d'échantillons étudiés simultanément par les deux méthodes.

#### IV. - GÉOLOGIE ET CHRONOLOGIE $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$ DU VOLCANISME AÉRIEN

Depuis la publication des premières mesures d'âges [Krummenacher et Noetzlin, 1966], le dossier «géochronologie de la Société» a considérablement augmenté. Deux cents datations  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  sur roche totale sont aujourd'hui disponibles, publiées [Becker *et al.*, 1974; Dymond, 1975; Duncan et McDougall, 1976; Bellon et Blanchard, 1981; Brousse *et al.*, 1985; Gélugne et Brousse, 1987], ou simplement intégrées dans les travaux de thèse et dues à Bellon [Eisenstein, 1982; Macherey, 1984; Boutault, 1985; Roperch, 1988], à Diraison et Bellon [Gélugne, 1988], à Duncan [Gélugne, 1988; Roperch, 1988] et à Gillot [Léotot, 1988b], ou nouvelles (datations UBO Brest [Diraison et Bellon]; datations par Duncan). Les données acquises depuis 1980 concernent un échantillonnage prélevé au cours de l'établissement de levés géologiques, plus rigoureusement repéré dans la téphrostratigraphie des édifices.

En figure 2 sont reportées toutes les données disponibles pour chaque île de l'archipel; les âges retenus lors de la discussion sont souvent bien contraints par la téphrostrati-

graphie et sont mesurés sur des laves indemnes de toute altération secondaire prononcée et généralement exemptes de cumulation signalée soit par l'importance du développement des phénocristaux (olivine, pyroxène) soit par des concentrations anormalement élevées de MgO, Cr et Ni.

Les datations nouvelles (numéros d'échantillons dans le texte) sélectionnées parmi les plus représentatives sont présentées dans le tableau I.

#### A) Maupiti

Cette île haute, la plus occidentale de l'archipel, culminant à 380 m se réduit à ses superstructures (surface émergée : 2 km<sup>2</sup>) sous les effets combinés de l'érosion et d'une forte subsidence. Seul subsiste le pan le plus élevé de bordure d'une caldeira mettant à l'affleurement quelques coulées et dykes (certains sont microgenus) datés entre 5,13 et 4,05 Ma (10 données). Cet intervalle de temps (plus de 1 Ma) semble trop long en comparaison de la taille très réduite de l'édifice et des durées de fonctionnement mesurées en d'autres lieux de l'archipel où se sont développés des édifices aériens de taille conséquente. Nous retiendrons de ce fait un âge de 4,45-4,40 Ma défini par le groupement de 5 résultats dont MAU BS.

#### B) Tupai

Cet atoll situé à l'écart de l'axe de l'alignement a un substratum volcanique peu profond. Ainsi, un bloc basaltique (signalé à R. Brousse par B. Salvat) a été arraché lors des cyclones de 1983 et déposé sur le platier. Ce phénomène n'avait été décrit que dans les atolls des Tuamotu [Bourrouilh et Talandier, 1985]. La datation de ce bloc à 3,66 Ma, un peu récente en comparaison de l'âge assigné de la chrone 3-1 (3,98-3,86 Ma) de polarité normale (cf. §III), laisse supposer un léger apport secondaire en K<sub>2</sub>O pendant la période d'immersion.

#### C) Bora Bora

Culminant à 727 m, l'île réduite à ses superstructures présente le contour d'une caldeira (4,4 km de diamètre) dont le plancher ennoyé se trouve à - 35 m [Brousse *et al.*, 1986]. Les murs résiduels sont constitués par les produits de deux cycles effusifs pre-caldeira encadrant un niveau explosif peu épais et montrent le développement d'un réseau dense de dykes. On retiendra l'âge (3,83 Ma) d'une coulée du dernier cycle ante-caldeira (BO 133) et ceux des dykes, laviques ou grenus, groupés en deux épisodes apparents : 3,80 à 3,60 Ma (tabl. I) et 3,45 à 3,20 Ma [Duncan et McDougall, 1976].

Parmi les données rejetées figurent l'âge de 4,33 Ma d'un basalte du cycle inférieur enrichi en K, Rb et Sr par rapport aux basaltes de DI voisin issu du même volcan, ainsi que ceux (supérieurs à 5 Ma) de deux coulées porphyriques enrichies en Cr et Ni du cycle supérieur.

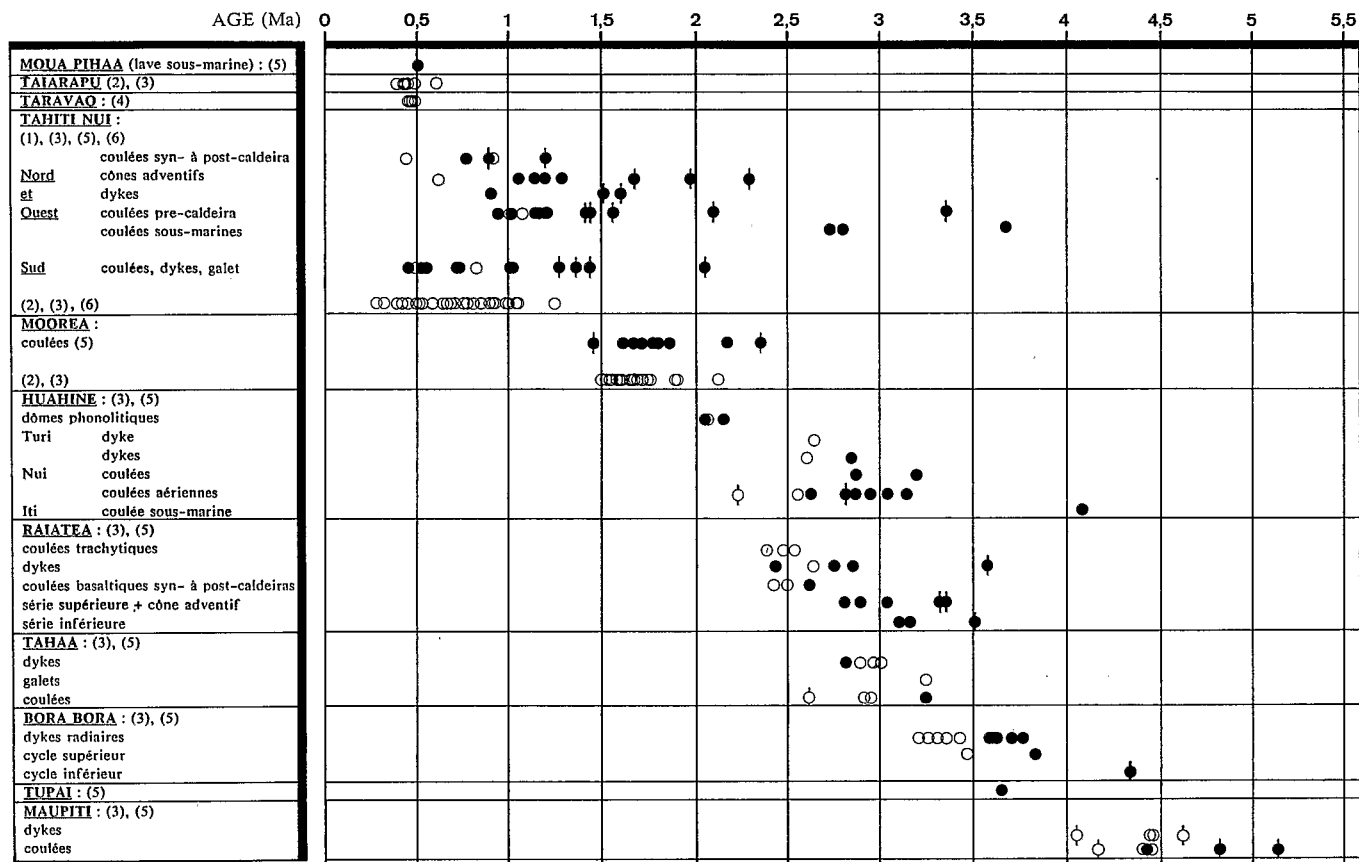


FIG. 2. — Représentation des datations  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  disponibles (données nouvelles + bibliographie) du volcanisme des principales îles de la Société.

● = datations U.B.O. Brest; ○ = autres datations; ◐ ou ◑ = datations non retenues dans l'interprétation chronologique. Origine des datations/sources of data : (1) Becker *et al.* [1974]; (2) Dymond [1975]; (3) Duncan et McDougall [1976]; (4) Gillot *in* Léotot [1988b]. (5) datations UBO Brest, déjà publiées ou inédites; (6) datations R.A. Duncan *in* Gélugne *et al.* [1987], *in* Gélugne [1988].

FIG. 2. — Plot of  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  ages (unpublished data + bibliography) of volcanism for main islands of the Society alignment. ● = UBO Brest data; ○ = other data; ◐ or ◑ = ages not considered for the chronological interpretation.

## D) Tahaa et Raiatea

Ces deux volcans enfermés dans le même lagon orienté N160°E ont subi une érosion moindre en comparaison des volcans précédents.

### 1) Tahaa

Le début de la construction du volcan aérien, selon trois phases majeures [Brousse *et al.*, 1986], est daté à 3,25 Ma, âge d'une coulée de base (TAA 4E, tabl. I). Deux caldeiras occupent le sommet du volcan; des coulées picritiques puis basanitiques sont émises sur les pentes externes de l'édifice à partir de leur bordure, la caldeira de Haamene étant comblée par des laves différenciées. Trois générations de dykes peuvent être recensées : pré-caldeira en réseau radiaire, syn-caldeira épais et microgrenus, tardifs datés à 2,82 Ma (TAA 4K) et injectant une large bande N55°E.

Les datations antérieures [Duncan et McDougall, 1976] de coulées et dykes comprises entre 3,25 et 2,90 Ma sont

en accord parfait avec les données nouvelles, qui datent l'activité volcanique majeure dont la durée est de 0,45 Ma.

On signalera la présence de trois petits volcans scoriacés non datés mais nettement plus jeunes que l'édifice principal.

### 2) Raiatea

Le sommet de l'édifice sous-marin est visible à la faveur d'un basculement tardif de l'île. L'édifice aérien culminant à 1000 m résulte de plusieurs phases. A la base est une série inférieure de basaltes souvent picritiques mis en place par tubes de lave, dont le sommet est daté à 3,17-3,11 Ma (RA 57 et 21), à laquelle succède une série supérieure de basaltes et hawaiiites datée à 3,04 Ma dans sa partie médiane et 2,81 Ma à son sommet (RA 54 et 188). Ces âges sont confirmés par ceux d'une coulée appartenant probablement à la série supérieure (RA 238 - 2,89 Ma) et d'un dyke recoupant la série inférieure (RA 101 - 2,87 Ma).

Se forment alors successivement deux caldeiras accompagnées par la mise en place de dykes et l'émission

TABLE I. - Alignement de la Société, résultats analytiques  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  : datations retenues dans l'interprétation chronologique, effectuées à l'UBO (Brest). L'incertitude sur l'âge mesuré est fixée à  $\pm 5\%$  lorsque  $^{40}\text{Ar}^* \geq 15\%$  et  $\text{K}_2\text{O} \geq 0,1\%$ ; les âges sont calculés d'après les constantes de désintégration et les abondances isotopiques définies par Steiger et Jäger [1977] :  $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ ;  $\lambda_\alpha = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ ;  $^{40}\text{K} = 0,01167\%$  de K total en atomes.

TABLE I. - Society alignment,  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  analytical results : ages used in the chronological interpretation, data from UBO (Brest). The uncertainty on a measured age is  $\pm 5\%$  when  $^{40}\text{Ar}^* \geq 15\%$  and  $\text{K}_2\text{O} \geq 0,1\%$ .

		Echantillon	Age $\pm$ Inc. (M. a)	40 Ar • (10 <sup>-7</sup> cc/g)	40 Ar • %----- 40 Ar T	K2O (%)	Poids fondu (g)	No Exp
MOUA PIHAA	dragage, -180m	MP 125Y	0.51 $\pm$ 0.15	0.17	4.4	1.03	1.0185	B1124-8
TAHITI NUI	coulée, 620m, Vaihiria	TAH P5N	0.44 $\pm$ 0.07	0.22	8.2	1.56	1.0322	B1801-9
	coulée, 30m, Papara	TAH P31'	0.53 $\pm$ 0.08	0.24	8.5	1.41	1.0704	B1800-8
	coulée, 280m, Papara	TAH P6S	0.57 $\pm$ 0.03	0.58	21.9	3.14	1.0044	B1936-5
	coulée, 165m, Vaitiare	TAH GP23Z	0.73 $\pm$ 0.11	0.34	7.0	1.44	1.0082	B1981-5
	coulée, 180m, Papara	TAH P6U	0.74 $\pm$ 0.11	0.36	9.2	1.51	1.0087	B1943-3
	coulée, 300m, Vaihiria	TAH P13C	0.86 $\pm$ 0.13	0.46	9.8	1.67	1.0027	B1944-4
	coulée, 1160m, route Mt Marau	TAH GPM3	0.78 $\pm$ 0.06	0.58	11.1	2.30	1.0009	B1310-3
	coulée, 530m, W Mamanu	TAH GP15C	1.02 $\pm$ 0.08	0.60	14.7	1.82	1.0137	B1298-5
	coulée, 100m, vallée Papeiti	TAH P4J	1.02 $\pm$ 0.08	0.28	13.2	0.86	1.0182	B1766-9
	coulée, 120m, Papara	TAH P4C	1.03 $\pm$ 0.05	0.37	17.3	1.11	1.0322	B1765-8
	coulée, 355m, Vaitiare	TAH GP23H	1.06 $\pm$ 0.08	0.49	11.2	1.44	1.0268	B1297-4
	coulée, 50m, Pte Tapahi	TAH TN 55	1.21 $\pm$ 0.18	0.48	9.1	1.23	1.0137	B2034-5
	coulée, 125m, lotissement Lotus	TAH GP14S	1.14 $\pm$ 0.09	0.45	10.1	1.22	1.0225	B1311-4
	coulée, 70m, Taapuna	TAH GP17F	1.17 $\pm$ 0.06	0.50	16.0	1.32	1.1318	B1432-4
	coulée, -55m, carottage Punaruu	TAH GPPC5	1.17 $\pm$ 0.06	0.72	18.4	1.91	1.0269	B1123-7
	coulée, 35m, lotissement Punavai	TAH GP16R	1.14 $\pm$ 0.06	0.59	15.7	1.60	1.0417	B1974-5
	coulée, 28m, lotissement Punavai	TAH GP16Q	1.22 $\pm$ 0.06	0.72	16.8	1.82	1.0254	B1969-4
MOOREA	coulée, 20m, coupe Motu Ahi	MO 28L	1.61 $\pm$ 0.08	1.59	29.7	3.06	1.0043	B2037-8
	coulée, 250m, coupe Papetoai	MO 32R	1.66 $\pm$ 0.08	3.06	35.4	5.72	1.0105	B1978-2
	coulée, 595m, coupe Maharepa	MO 40B	1.72 $\pm$ 0.09	1.57	41.7	2.82	1.5510	B2038-9
	coulée, 50m, coupe Maharepa	MO 38X	1.75 $\pm$ 0.09	2.77	29.5	4.90	1.0297	B2025-2
	coulée, 255m, coupe Ahutaa	MO 34M	1.77 $\pm$ 0.09	0.66	16.3	1.16	1.0255	B2005-9
	coulée, 200m, coupe Mt Rotui	MO 40G	1.79 $\pm$ 0.09	2.67	32.0	4.63	1.0585	B2016-2
	coulée, 490m, coupe Ahutaa	MO 35K	1.79 $\pm$ 0.09	1.05	27.9	1.83	1.0157	B2014-9
	coulée, 340m, coupe Maharepa	MO 39O	1.86 $\pm$ 0.09	3.44	38.5	5.72	1.0014	B2007-2
	coulée, vers Papeotai	MO 31H	2.18 $\pm$ 0.11	1.11	18.6	1.57	1.0173	B2029-6
HUAHINE	dôme de Moua Tapu	HU 27	2.05 $\pm$ 0.10	3.24	31.5	4.91	1.0104	B1998-2
	dôme du Mt Tiva	HU 58	2.15 $\pm$ 0.11	3.87	27.4	5.59	1.0624	B1997-1
	dyke, intracaldeira volcan Nui	HU 65	2.86 $\pm$ 0.14	1.74	21.7	1.89	1.0478	B1999-3
	coulée, pente SW volcan Nui	HU 80	2.88 $\pm$ 0.14	1.79	27.7	1.93	1.0270	B0514-4
	coulée, pente SW volcan Nui	HU 127B	3.21 $\pm$ 0.16	2.23	50.8	2.16	1.0050	B1820-4
	coulée, baie Mahuti volcan Iti	HU H1203	2.63 $\pm$ 0.13	1.73	28.0	2.04	1.2114	B 892-5
	coulée, baie Mahuti volcan Iti	HU HP082	2.88 $\pm$ 0.14	1.02	19.6	1.10	1.4290	B 890-3
	coulée, baie Mahuti volcan Iti	HU HO204	2.90 $\pm$ 0.22	0.80	13.2	0.86	1.0425	B 784-8
		HU HO204	2.99 $\pm$ 0.15	0.83	16.4	0.86	1.4249	B 891-4
	coulée, pente SE volcan Iti	HU 126G	2.96 $\pm$ 0.15	1.76	42.0	1.85	1.0191	B1833-8
	coulée, baie Mahuti volcan Iti	HU HO903	2.99 $\pm$ 0.15	1.58	22.2	1.64	1.0155	B 783-7
		HU HO903	3.10 $\pm$ 0.16	1.64	23.0	1.64	1.2000	B 889-2
	coulée, pente E volcan Iti	HU 131W	3.06 $\pm$ 0.15	1.61	31.8	1.63	1.0313	B1819-3
	coulée, pente NE volcan Iti	HU 131E	3.17 $\pm$ 0.16	2.08	29.0	2.04	1.0092	B1821-5
RAIATEA	dyke N100°E, Pte Temaupua	RA 116	2.44 $\pm$ 0.12	1.23	19.2	1.56	1.0342	B1579-7
	dyke N55°E, Pte Puntaroa	RA 42	2.77 $\pm$ 0.14	0.96	19.7	1.07	1.0197	B1973-4
	coulée, baie Tetooro	RA 234	2.62 $\pm$ 0.13	1.56	25.7	1.85	1.1475	B1971-2
	dyke N100°E, baie Haaparara	RA 101	2.87 $\pm$ 0.22	1.02	13.6	1.10	1.0017	B1557-3
	coulée, baie Faaroo	RA 238	2.89 $\pm$ 0.14	1.44	22.4	1.54	1.0152	B1972-3
	coulée, baie Pufau	RA 188	2.81 $\pm$ 0.21	1.35	14.1	1.49	0.9998	B1577-5
	coulée, Pte Faiuu	RA 54	3.04 $\pm$ 0.15	1.41	28.3	1.44	1.0030	B1542-6
	coulée, flanc E Orotaio	RA 21	3.11 $\pm$ 0.16	1.22	19.6	1.22	1.0001	B1549-4
	coulée, baie Faaroo	RA 57	3.17 $\pm$ 0.16	1.65	15.2	1.61	1.2931	B1220-1
TAHAA	dyke, près de la baie Hurepiti	TAA 4K	2.82 $\pm$ 0.14	5.79	77.1	6.37	1.0108	B1772-6
	coulée, base du volcan, Aiaï	TAA 4E	3.25 $\pm$ 0.16	3.15	59.2	3.00	1.0303	B1771-5
BORA BORA	dyke N115°E, E Mt Mata Pupu	BO 49	3.59 $\pm$ 0.18	2.16	28.3	1.86	1.0035	B1979-3
	dyke N25°E, Pte Fitiuu	BO 112	3.61 $\pm$ 0.18	2.07	26.3	1.78	1.0082	B1980-4
	dyke N125°E, NE Mt Mata Pupu	BO 51	3.63 $\pm$ 0.18	1.32	25.2	1.13	1.0028	B2012-7
	dyke N175°E, Pte Taihi	BO 163	3.71 $\pm$ 0.19	1.58	35.1	1.32	1.0092	B1946-6
	dyke N130°E, N îlot Toopua	BO 76	3.77 $\pm$ 0.19	1.51	22.7	1.24	1.0033	B1551-6
	coulée, rebord N caldeira	BO 133	3.83 $\pm$ 0.19	2.03	30.1	1.64	1.0219	B2021-7
TUPAI	bloc de lave exogène arraché au substratum	TU 134T	3.62 $\pm$ 0.18	1.43	32.7	1.22	1.0059	B1109-6
		TU 134T	3.70 $\pm$ 0.18	1.46	26.9	1.22	1.0358	B2017-3
HAUPITI	coulée, base NW du volcan	MAU Bc	4.46 $\pm$ 0.22	2.79	38.5	1.94	1.0177	B2002-6

de coulées basaltiques (RA 42 - 2,77 Ma et RA 234 - 2,62 Ma). D'importantes émissions trachytiques selon un rift N170°E datées à 2,54 Ma au SE et 2,39 Ma au NW [Duncan et McDougall, 1976] sont contemporaines d'émissions mineures post-caldeiras de coulées basiques (basaltes et hawaïtes datés à 2,50 et 2,43 Ma par Duncan et McDougall [1976]) et de dykes basaltiques (RA 116 - 2,44 Ma).

Cinq dômes phonolitiques non datés jalonnant la direction majeure du rift viennent clore l'activité post-caldeira.

### E) Huahine

L'île de 73 km<sup>2</sup> culmine à 670 m. Elle montre la coalescence de deux volcans, Iti au sud, sans caldeira, Nui au nord, présentant un hémicycle caldeirien [Macherey, 1984].

A la base du volcan Iti apparaissent les derniers témoins du stade sous-marin. Les âges de dix coulées basaltiques et hawaïtiques, localisées vers la base de l'édifice aérien, se distribuent entre 3,17 et 2,88 Ma (HU 131E, 131W et 126G; coupe de la baie Mahuti [Roperch, 1988]: HU HP082, HO204 et HO903). Deux âges plus récents, 2,63 Ma (baie Mahuti [Roperch, 1988]: HU H1203) et 2,57 Ma [Duncan et McDougall, 1976], ont été obtenus sur des coulées de basalte différencié. Le sommet du volcan Iti n'est pas daté, mais on peut supposer que la construction principale de l'édifice s'est effectuée entre 3,20 et 2,80 Ma, suivie par un volcanisme de moindre ampleur, actif jusque vers 2,55 Ma.

Le volcan Nui est daté entre 3,21 et 2,88 Ma (HU 127B et 80), tandis qu'un dyke intracaldeira est âgé de 2,86 Ma (HU 65). Le volcan Turi, construit sur le plancher de la caldeira, est recoupé par un dyke d'hawaïte daté à 2,65 Ma [Duncan et McDougall, 1976].

Comme à Raiatea, des dômes de phonolite viennent jalonner tardivement la direction N170°E. Les datations précisent leur mise en place entre 2,15 et 2,05 Ma (HU 58 et 27 et Duncan et McDougall [1976]), soit 0,40 Ma après la formation du volcan Turi.

### F) Maïao (ou Tubuai Manu)

En raison d'un accès difficile, cette île de 8 km<sup>2</sup>, située 65 km à l'ouest de Moorea, reste peu connue. Décrite en 1925 par Chubb [Chubb et Smith, 1927] puis par Williams [1933], elle a fait plus récemment l'objet d'une reconnaissance hydrogéologique [Becker, 1972 et 1973], puis géophysique, géochimique et géochronologique [Barszczus, 1981a et b]. Réduit à ses superstructures (altitude 180 m), l'édifice a une morphologie comparable à celles de Maupiti et Bora Bora. Constitué par un empilement de coulées admettant au SE un niveau de brèches, il est recoupé par des dykes orientés N050°E ± 10° et N-S ± 10°. Des roches microgrenues affleurent au nord. Les laves évoluent des basaltes alcalins aux mugearites (analyses H.G. Barszczus non publiées). Les âges de 13 laves déterminés par R.A. Duncan (communication personnelle, 1988) sont compris entre 2,03 et 1,16 Ma, dix d'entre eux se concentrant entre 1,87 et 1,67 Ma; nous considérerons que cet intervalle de 0,20 Ma constitue l'essentiel de la durée du volcanisme à présent émergé.

### G) Moorea

Cette île se singularise par l'important volume de laves différenciées émises durant l'activité aérienne [Blanchard, 1978; Bellon et Blanchard, 1981; Blanchard *et al.*, 1981].

40 laves ont été datées. Les âges sont compris entre 2,20 et 1,50 Ma, la grande majorité se situant entre 1,90 et 1,50 Ma.

Les âges les plus anciens concernent un basalte (MO 31H - 2,18 Ma) situé à la base du massif nord-ouest, empilement puissant de 500 m, une coulée du mur interne de la caldeira et un dyke la recoupant (2,12 et 1,90 Ma, Dymond [1975]) prélevés au nord du sommet culminant de l'île, le mont Tohivea (1207 m).

Les âges compris entre 1,90 et 1,70 Ma se répartissent principalement dans les secteurs NE (Maharepa) et sud (Ahutaa) de l'édifice, tandis que les âges les plus récents (1,70 à 1,50 Ma) sont distribués sur l'ensemble du pourtour de l'île (notamment dans le massif nord-ouest). La zone interne de l'édifice reste peu échantillonnée. On remarque les émissions contemporaines de laves peu différenciées (basaltes et hawaïtes: MO 35K, 34M, 40B) et de laves différenciées (benmoreites surtout: MO 390, 40G, 38X, 32R et mugearite MO 28L), qui constituent à cet égard un trait magmatologique caractéristique de cette île.

Bien que très fourni, le spectre d'âges ne permet pas d'élucider clairement l'histoire volcanique de Moorea, en particulier l'âge de la formation de la caldeira. L'empilement du mont Rotui, dont une coulée (MO 40G, cote 200 m) est datée à 1,79 Ma, peut être considéré comme s'édifiant sur le plancher de la caldeira [Blanchard, 1978]. Une autre hypothèse consiste à entrevoir l'effondrement d'une caldeira en anneau autour d'un relief central non affecté, le mont Rotui.

### H) Tahiti

Cette île, la plus vaste de l'archipel (1042 km<sup>2</sup>), est constituée par trois volcans associés dans un même lagon: Tahiti Nui, Tairapu et Taravao.

#### I) Tahiti Nui

La téphrostratigraphie de ce grand volcan qui culmine à 2241 m a été établie avec précision (travaux de thèse: Eisenstein [1982], Boutault [1985], Gélugne [1988]; levés cartographiques: Brousse *et al.* [1985], Gélugne et Brousse [1987]). 90 laves sont datées à ce jour. Un tiers de l'échantillonnage analysé, provenant des zones septentrionale et occidentale de l'édifice, représentatif des stades volcanologiques identifiés sur le terrain, peut être replacé très précisément dans la colonne stratigraphique. Le diagramme (fig. 3A) compare les données numériques aux positions relatives des laves aériennes datées. La position téphrostratigraphique des laves de la zone sud nouvellement datées reste plus imprécise.

Trois basaltes picritiques sous-marins, prélevés au large de Papeete par la soucoupe Cyana entre - 685 et - 440 m, ont été datés à 2,70 Ma au minimum. Ces âges sont sans aucun doute excessifs; les concentrations en <sup>36</sup>Ar y sont très élevées.



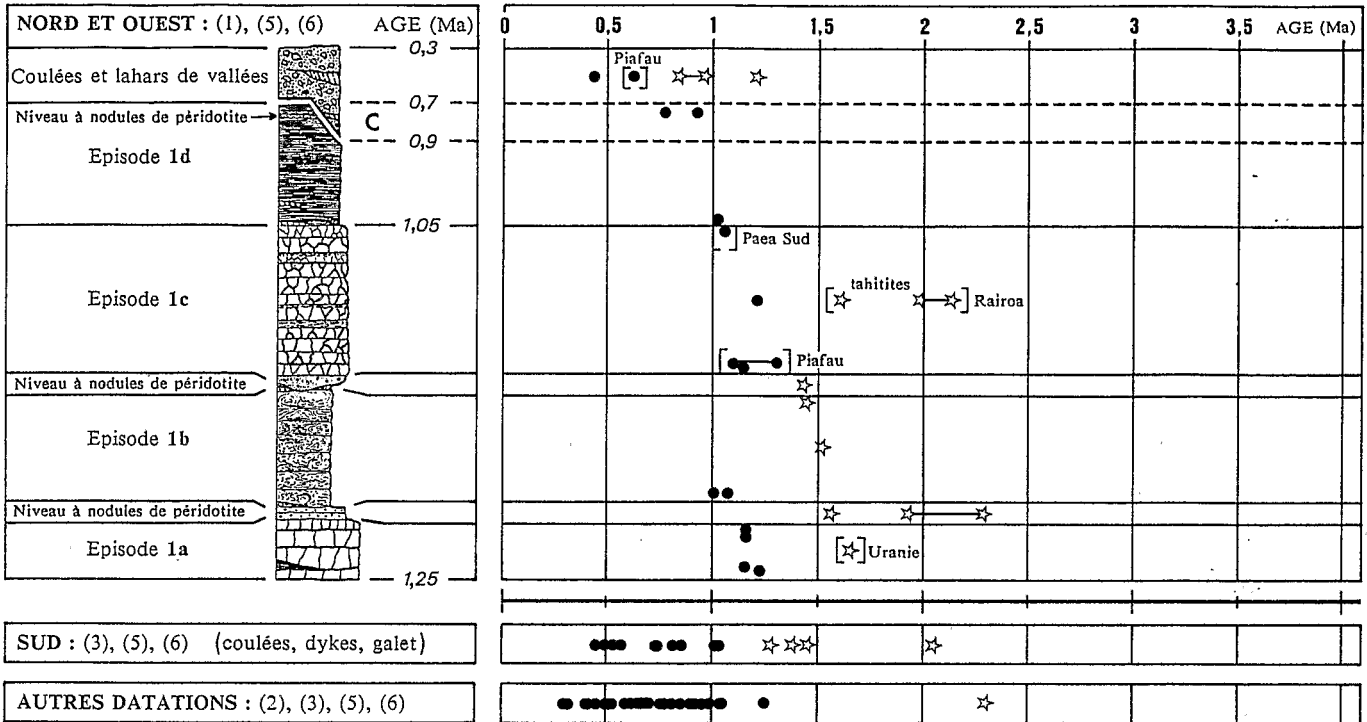


FIG. 3A. - Tahiti Nui, tephrostratigraphie et géochronologie du volcanisme aérien. C = caldeira; [] = volcanisme adventif; ● = âges retenus dans l'interprétation chronologique; ☆ = datations non considérées. Origine des datations/sources of data : cf. fig. 2.

FIG. 3A. - Tahiti Nui, tephrostratigraphy and geochronology of aerial volcanism. C = caldera; [] = adventive volcanism; ● = ages used for the chronological interpretation. ☆ = ages not considered for the chronological interpretation.

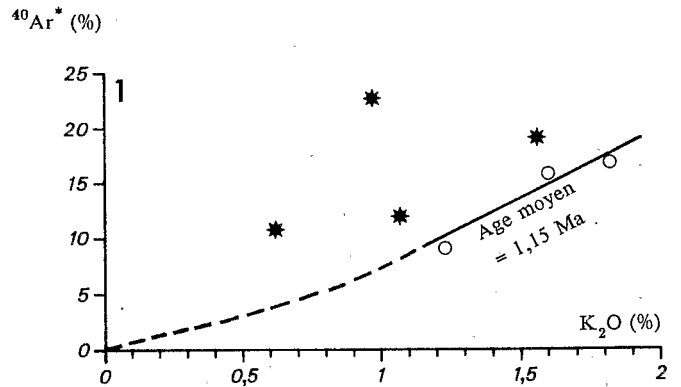
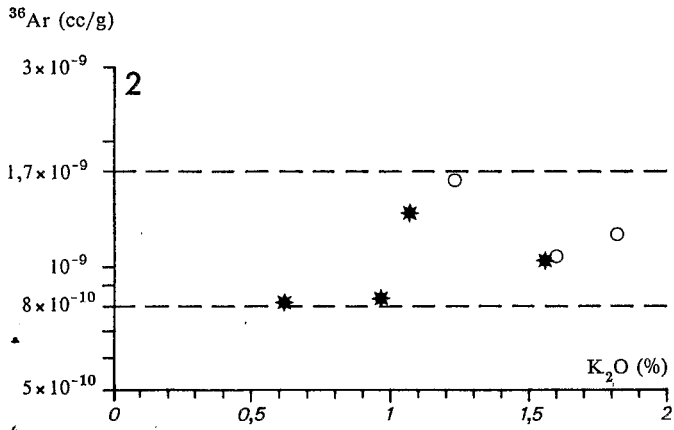


FIG. 3 B1 et B2. - Tahiti Nui, caractérisation isotopique des basaltes au caractère cumulatif, d'âges excessifs non retenus dans l'interprétation chronologique. ○ = basaltes d'âge retenu dans l'interprétation chronologique; \* = basaltes au caractère cumulatif d'âge discordant. Origine des datations/sources of data : UBO Brest.

FIG. 3 B1 et B2. - Tahiti Nui, isotopic features of cumulative basalts whose ages are excessive and not considered for the chronological interpretation. ○ = basalts of age used for the chronological interpretation; \* = cumulative basalts of age not considered for the chronological interpretation.

L'activité aérienne comprend trois stades majeurs : la construction du volcan principal; la formation de la caldeira accompagnée par des émissions laviques; une activité clairement post-caldeira.

La construction du volcan principal se fait en quatre épisodes (notés 1a à 1d) successifs. Un volcanisme adventif s'exerce parallèlement aux émissions issues du conduit central.

*L'épisode 1a* débute par d'épaisses coulées picritiques et prend fin avec l'émission d'une coulée riche en nodules de péridotite. Quatre âges mesurés sur deux coulées de base (GP16Q et 16R) et deux coulées sommitales (GP17F et PC5) sont compris entre 1,22 et 1,17 Ma. Une coulée, au sud, géochimiquement différente des précédentes a été datée à 1,38 Ma; cet âge demeure pour l'instant isolé et non parfaitement contraint.

*L'épisode 1b* comprend l'émission de coulées fluides mises en place par tubes de lave et d'une coulée à nodules de péridotite terminale. Deux coulées de la vallée de la Punaruu attribuables à la base de cet épisode ont été datées à 1,08 et 1,01 Ma (Duncan, communication personnelle).

Les laves des épisodes 1a et 1b peu différenciées témoignent d'un fonctionnement bref du ou des réservoirs magmatiques.

*L'épisode 1c* voit la mise en place d'épaisses coulées différenciées jusqu'aux mugearites à hauyne (tahitites). Les âges mesurés (1,21 et 1,18 Ma - GP14S et TN55), un peu trop anciens en comparaison de ceux de l'épisode 1b, semblent révéler la présence d'argon magmatique apporté dans le réservoir par les fluides intervenant dans la différenciation du magma. Ce phénomène est confirmé par les âges nettement excessifs de deux tahitites provenant du cône adventif de Rairoa, contemporain de cet épisode.

*L'épisode 1d* consiste en des coulées basaltiques surmontées par un troisième épanchement à nodules de péridotite et des coulées d'hawaïite terminales, résultant de l'amorce probable d'un nouveau cycle effusif [Gélugne et Brousse, 1987; Gélugne, 1988]. Le début de cet épisode peut être fixé à 1,05 Ma (GP15C et 23H, P4C et P4J). Les coulées hawaïitiques terminales sont datées à 0,92 Ma (Duncan, communication personnelle) et 0,78 Ma (GPM3).

Une vaste caldeira centrale de 8 km de diamètre résulte de l'effondrement polyphasé du sommet de l'édifice et est accompagnée d'une activité effusive dont les produits la comblent partiellement. Au cours de cet effondrement se met en place une intrusion grenue annulaire et stratifiée [Nietcki-Novotny, 1975; Bardintzeff *et al.*, 1988].

Les premiers épanchements dans les vallées radiaires délimitées par l'érosion attaquant les pentes externes du volcan, sont visibles en particulier le long des rivières Papenoo, Tuaruu et Punaruu et datés autour de 0,90 Ma [Dymond, 1975; Duncan et McDougall, 1976; Duncan, communication personnelle], les coulées ultimes étant âgées de 0,30 Ma [Dymond, 1975]. Les vallées sont modelées par la succession de phases d'érosion par les rivières et de phases de remblaiement volcanique ou sédimentaire; ce phénomène est précisément décrit dans la vallée de la Papenoo [Becker *et al.*, 1974], où une coulée basaltique de remblaiement est datée à 0,44 Ma.

L'émission synchrone des coulées terminales sur les flancs du volcan et des premières coulées de vallées radiaires, entre 0,90 et 0,70 Ma, peut être interprétée comme contemporaine de l'effondrement caldeirien principal.

Parallèlement aux épanchements de vallées syn- à post-caldeira s'exerce une activité adventive, telle la coulée d'hawaïite émise par l'édifice de Piafau datée à 0,62 Ma

(Duncan, communication personnelle). Plusieurs laves échantillonnées dans la zone sud du volcan sont d'âge syn- à post-caldeira : basaltes du volcan adventif Paea Sud datés à 0,82 Ma (Duncan, communication personnelle), 0,73 Ma et 0,53 Ma (GP23Z et P3I'); basaltes du lac Vaihiria datés à 0,86 Ma et 0,44 Ma (P13C et P5N); basalte de Paparamahaiatea daté à 0,74 Ma (P6U), puis tahitite et un galet de mugearite âgés respectivement de 0,57 Ma (P6S) et 0,49 Ma [Duncan et McDougall, 1976].

Cette interprétation ne tient compte que des données radiométriques en bon accord avec la stratigraphie. Ont été exclus en particulier les âges nettement excessifs mesurés sur quatre basaltes des épisodes 1a, 1b et 1c, au caractère cumulatif marqué et au pourcentage d'argon 40 radiogénique anormalement élevé (fig. 3B1); ces laves présentent un excès d'argon 40 magmatique (20 à 65 % du stock d'argon 40 non atmosphérique) en comparaison de trois autres basaltes (GP16Q, 16R et TN55, tabl. I) issus des mêmes épisodes magmatiques et dont les âges radiométriques ont été retenus dans l'interprétation chrono-stratigraphique (les contaminations atmosphériques de l'ensemble des basaltes sont comparables et faibles (fig. 3B2)).

Au total, la durée du volcanisme aérien émergé actuellement à Tahiti Nui est de l'ordre de 1 Ma (entre 1,25 et 0,30 Ma). Les phases pre- et syn-caldeira (entre 1,25 et 0,70 Ma) constituent en volume l'essentiel de l'édifice, la construction du volcan principal durant 0,35 Ma (entre 1,25 et 0,90 Ma), les trois premiers épisodes (1a à 1c) s'exprimant en 0,20 Ma environ. La datation des formations de remplissage de la caldeira pourrait permettre de préciser l'âge de l'effondrement caldeirien principal, situé en l'état actuel des connaissances entre 0,90 et 0,70 Ma. Le volcanisme post-caldeira exprimé durant 0,40 Ma ne représente qu'une faible proportion des produits émis.

## 2) Tairapu (ou Tahiti Iti)

Ce volcan (alt. max. = 1332 m) localisé au SE de Tahiti Nui et demeurant peu étudié, est un édifice circulaire de 15 km de diamètre [Léotot, 1988b], qui présente une caldeira (diamètre = 6 km) ouverte au NE, au centre de laquelle affleure un massif de roches grenues [Deneufbourg, 1965].

Les données radiométriques publiées à ce jour [Dymond, 1975; Duncan et McDougall, 1976] concernent des laves aériennes et des roches grenues. Les âges des laves se répartissent entre 0,61 et 0,39 Ma.

## 3) Taravao

Récemment découvert [Léotot et Brousse, 1987], ce volcan se situe sur le flanc occidental du volcan de Tairapu. Au stade pre-caldeira, trois cycles effusifs sont produits successivement depuis des points d'émission alignés selon une fracture N150°E [Léotot, 1988a et b]. Chaque cycle matérialise une séquence volcanique type, constituée de la base vers le sommet d'un épisode explosif, d'hawaïites aphyriques, de basaltes alcalins progressivement enrichis en phénocristaux d'olivine et de pyroxène, de picrites d'abord ankaramitiques, finalement océanitiques. Le volcan subit ensuite l'effondrement d'une caldeira de forme elliptique, dont le grand axe N150°E est une fracture majeure maté-

rialisée par la côte occidentale de la presqu'île de Tairapu; seule la moitié NE de la dépression caldeïrrienne est actuellement émergée. Parallèlement, trois unités de phonolites, trachy-phonolites et benmoreites se mettent en place successivement à l'intérieur de la caldeira. Trois petits cônes tardi-caldeira essentiellement explosifs sont actifs à l'intérieur de la caldeira, répartis selon la fracture N150°E constituant actuellement la limite côtière. Le stade post-caldeira se caractérise par l'important volume de laves émises, leur proportion à l'affleurement étant estimée à 82,5 % [Léotot, 1988b]. Trois cycles effusifs, semblables à ceux décrits pour le stade pre-caldeira, résultent du fonctionnement de quinze édifices vulcano-stromboliens, disposés selon deux fractures curvilignes liées à l'effondrement caldeïrien. La demi-structure, qui pourrait constituer la partie occidentale effondrée et actuellement immergée du volcan, n'a pu être pour l'instant décelée.

Les âges mesurés sur ce volcan [Dymond, 1975; Duncan et McDougall, 1976] sont groupés entre 0,49 et 0,46 Ma; une coulée reposant sur le plancher de la caldeira, émise par le volcan de Tairapu, est datée à 0,43 Ma [Duncan et McDougall, 1976]. Cinq datations nouvelles [Gillot *in* Léotot, 1988b] précisent ces résultats (volcanisme syn-caldeira daté à 0,478 Ma, volcanisme post-caldeira daté à 0,446 Ma) et mettent en évidence le temps d'édification très court, quelques dizaines de milliers d'années, de ce volcan aérien [Léotot, 1988b].

#### D) L'extrémité SE de l'archipel

Plusieurs crises volcano-sismiques y ont été enregistrées depuis 1965 [Talandier et Kuster, 1976; Okal *et al.*, 1980; Talandier et Okal, 1984] et démontrent la présence, à l'aplomb du point chaud, d'au moins six centres volcano-sismiques actifs : Mehetia, Moua Pihaa, Teahitia, Yves Rocard, Turoi et Cyana.

**L'île de Mehetia** (surf. = 2,3 km<sup>2</sup>), localisée 110 km à l'est de Tairapu, présente la morphologie volcanique la plus typique : base circulaire (diamètre = 1700 m), forme conique, petite terrasse côtière au sud, autres versants escarpés et non encore stabilisés. Culminant à 435 m, l'édifice présente au sommet un cratère profond de 115 m [Mottay, 1976], qui atteste de l'extrême jeunesse du volcanisme. On est en droit de penser [Frey et Clague, 1983; Talandier et Okal, 1984; Brousse, 1985] que ce volcan n'a pas encore atteint son stade de maturité. Du point de vue volcanologique, Mottay [1976] distingue deux secteurs : le nord, pyroclastique, est constitué par de grandes épaisseurs de cendres, scories et gros blocs; le sud présente une alternance des activités pyroclastique et effusive. Un récif frangeant existe au moins au SW de l'édifice; il est injecté par des émissions basaltiques, qui semblent relativement récentes. Les laves aériennes sont alcalines, fortement sous-saturées, très riches en TiO<sub>2</sub> et se différencient jusqu'aux hawaïites [Mottay, 1976]. Cinq laves datées (Duncan, communication personnelle) ont donné des âges compris entre 0,264 Ma et l'actuel.

**Moua Pihaa** (80 km au sud-est de Tairapu) est un volcan sous-marin culminant à -180 m. Une basanite (MP 125Y) draguée au sommet de l'édifice présente une compo-

sition chimique comparable à celle des basanites de Mehetia montrant les mêmes caractères de différenciation [Brousse, 1984]. Son âge, 0,51 Ma (tabl. I), demeure indicatif (incertitude élevée en raison d'une faible concentration en <sup>40</sup>Ar radiogénique).

**Teahitia** est localisé à 40 km au NE de Tairapu; ce volcan sous-marin culmine à -1450 m. Des ankaramites, des basaltes alcalins et des hawaïites y ont été prélevés [Hoffert *et al.*, 1987; Devey et Albarède, 1987]. Les coulées peu colonisées et la découverte de sources hydrothermales actives (campagne Cyarise, 1983) confirment le fonctionnement récent à actuel de ce volcan.

**Le volcan sous-marin Yves Rocard** culmine à -2100 m. Un basalte alcalin et des laves très différenciées y ont été dragués [Devey et Albarède, 1987].

Deux autres volcans sous-marins, **Turoi et Cyana**, ont été récemment découverts (communication par J.-L. Cheminée lors du workshop européen sur les phénomènes océaniques intraplaques, O.D.P. France 1989).

#### V. - MODÈLE DE POINT CHAUD

Jusqu'à présent, pour établir puis vérifier le bien-fondé de la théorie des points chauds, les auteurs ont, dans un diagramme âge-distance à l'île la plus jeune, établi une droite de corrélation aux dépens des âges mesurés en chaque île de l'alignement, l'extrapolation de cette droite à l'âge 0 donnant la position du point chaud.

Pour la Société, les études successives selon cette méthode sont dues à McDougall et Duncan [1980], Dymond [1975] et Brousse [1985]. Cette méthode d'approche, nécessaire lorsque le nombre de datations était encore petit, laissait penser que la durée de croissance des parties émergées était suffisamment courte pour que l'âge arithmétique moyen ait un sens. Pourtant, la durée de construction aérienne, entre les âges extrêmes mesurés, avait des valeurs qui, variables d'une île à l'autre, pouvait atteindre 2 millions d'années.

Indépendamment de minimiser l'écart de temps entre le début et la fin de la construction aérienne, la méthode suivie considérait comme homologues des parties qui, dans les îles, ne l'étaient pas. En effet, dans les îles les plus jeunes du groupe de Tahiti, la subsidence et l'érosion laissent encore un volcan haut. Par contre, dans les îles au NW (ex : Bora Bora et Maupiti), les deux facteurs principaux d'effacement ont eu le temps d'agir; il ne reste plus que les parties sommitales des crêtes du rebord de la caldeira et les parties basses font défaut. Il n'y a donc pas d'homologie entre un âge moyen à Tahiti et un âge moyen à Bora Bora.

Enfin, la méthode avait pour inconvénient majeur de négliger complètement, faute d'information, la construction des parties immergées, bien que celles-ci soient les plus importantes.

Le modèle de point chaud de la Société présenté [Léotot, 1988b; Brousse et Léotot, 1988] prend en compte uniquement les données radiométriques publiées par Duncan et McDougall [1976], mais considère l'âge de chacune des phases de construction des îles et s'appuie sur la définition

séismovolcanique de la zone de point chaud, au lieu de rechercher celle-ci par extrapolation.

### A) La zone de point chaud

Le point chaud de la Société considéré sera la bande N160°E, large de 135 km, à l'intérieur de laquelle sont répartis à la fois les séismes volcanotectoniques et les activités actuelles (sources hydrothermales, volcanisme sous-marin et aérien).

Dans cette bande, la traversée selon la direction N120°E de déplacement de la croûte océanique est d'environ 200 km.

Dans le modèle, on considère que la construction de chaque île commence à l'extrémité SE de la bande (à 125 km de Mehetia) et qu'elle se termine à son extrémité NW (à 75 km de Mehetia). De ce fait, pour une vitesse de dérive de 11,1 cm/an de la plaque Pacifique, les 200 km sont parcourus en 1,80 millions d'années, une durée que l'on regardera comme étant celle de la construction totale des îles (sous-marine et aérienne), aux éruptions tardives près.

La vitesse de dérive de 11,1 cm/an est celle qu'a l'alignement de la Société, situé à 86° du pôle actuel (70°N –

101°W) de la rotation de  $1 \pm 0,02^\circ/\text{Ma}$  du Pacifique, qu'ont défini McDougall et Duncan [1980].

### B) Modélisation des différentes phases d'activité

Dans le graphique âge-distance (fig. 4A), les droites AA' et CC' sont respectivement celles de début et de fin de construction des îles. Les droites BB' et B''B''', qui enveloppent les âges les plus vieux des parties émergées, fixent le début de construction aérienne. Le décalage entre les segments BB' des Îles du Vent du groupe de Tahiti et B''B''' des Îles Sous le Vent du groupe de Raiatea, est le résultat de la subsidence résiduelle, qui affecte les îles les plus anciennes [Léotot, 1988b] réduites, on l'a déjà précisé, aux parties les plus élevées de leurs superstructures.

Les durées de construction des îles sont globalement de 1,80 Ma, avec 1,05 Ma pour les parties sous-marines (écart entre les droites AA' et BB') et 0,75 Ma pour les parties aériennes (écart entre BB' et CC').

Les âges de la phase active post-caldeira et post-érosion sont au-dessous de la droite CC'. A leur propos, nous avons proposé [Léotot, 1988b] une activité qui, au-delà de la zone de point chaud, décharge un réservoir magmatique entraîné dans la superstructure volcanique. Le temps de différen-

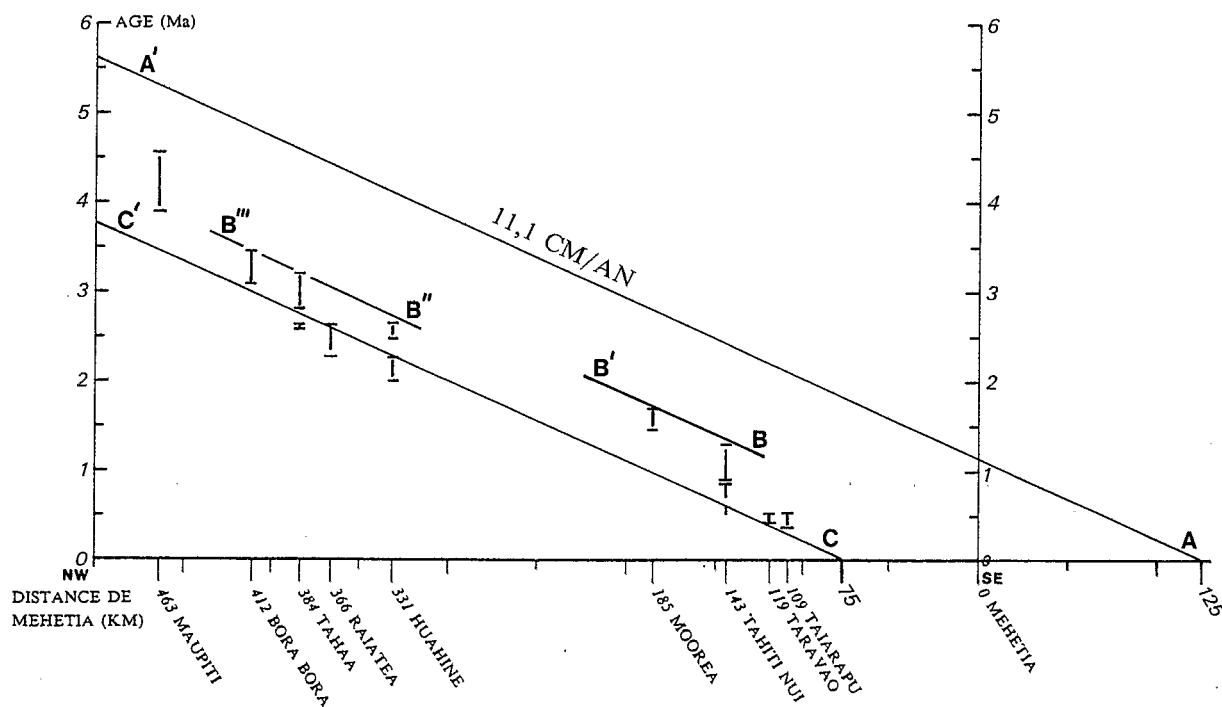


FIG. 4A. — Le point chaud de la Société : modélisation théorique sur diagramme âge-distance.

Ages  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  mesurés avec barres d'incertitude selon R.A. Duncan [Duncan et McDougall, 1976].

Distances à Mehetia calculées par projection orthogonale sur la direction N120°E actuelle du mouvement de la plaque Pacifique.

AA' : début de construction sous-marine des îles; BB' et B''B''' : début de construction aérienne des îles (parties actuellement émergées); CC' : fin de construction des îles dans la zone de point chaud.

FIG. 4A. — The hot spot of the Society alignment : theoretical model on a age-distance diagram.

The uncertainty on  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  ages was defined by R.A. Duncan [Duncan and McDougall, 1976].

Distances to Mehetia are calculated by using an orthogonal projection on the actual N120°E drift direction of the Pacific plate.

section AA' : beginning of submarine volcanic activity; sections BB' and B''B''' : beginning of aerial volcanic formations (now emerged volcanism); section CC' : end of volcanism directly produced under hot spot control.

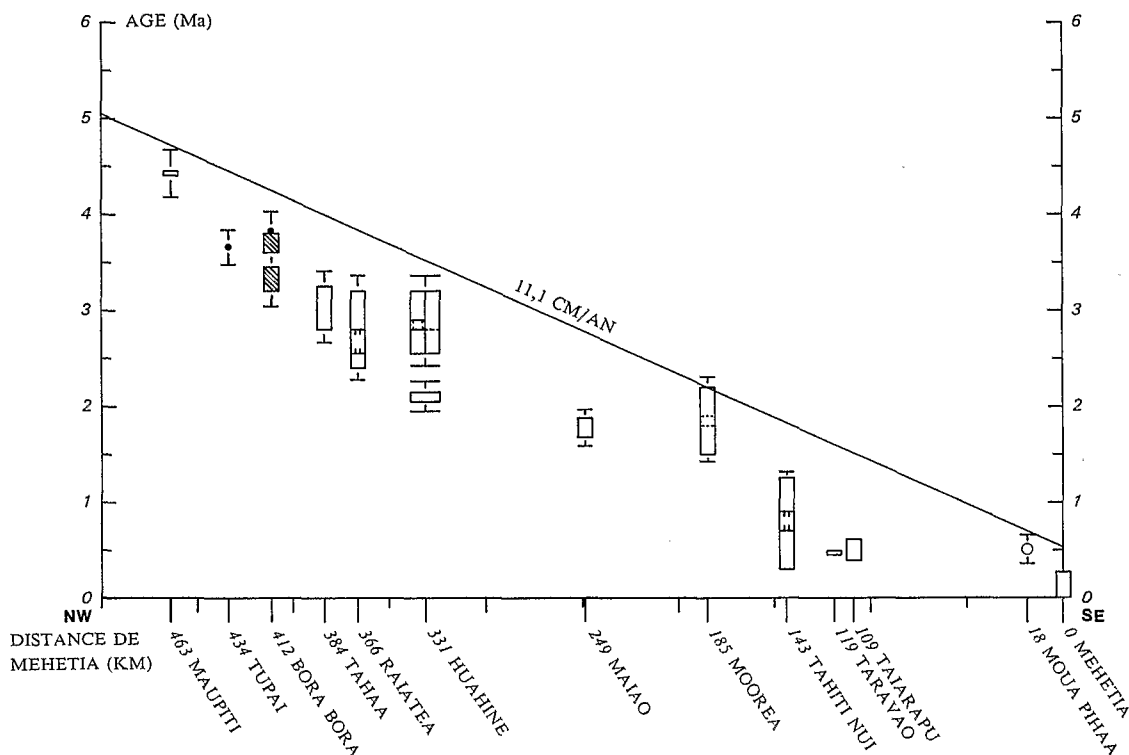


FIG. 4B. - Synthèse de la chronologie du volcanisme aérien de l'alignement de la Société sur diagramme âge-distance; contraintes apportées au modèle théorique. L'incertitude sur les limites chronologiques du volcanisme aérien est de  $\pm 5\%$ .  
 □ = caldeira; ▨ = dykes radiaires; ○ = datation de lave sous-marine.

FIG. 4B. - Synthesis of aerial volcanism chronology for the Society alignment on a age-distance diagram; constraints on the theoretical model. The uncertainty on chronological limits of aerial volcanism is  $\pm 5\%$ .  
 □ = caldera; ▨ = radial dykes; ○ = radiometric data on a submarine lava.

TABLE II. - Caractérisation géochimique et distribution spatio-temporelle des basaltes des îles de la Société. Variations des teneurs de quelques éléments significatifs.

TABLE II. - Geochemical definition and distribution in space and time of basalts from Society islands. Variations of some element contents.

Volcans NW SE de l'archipel	ILES SOUS LE VENT						ILES DU VENT				
	Maupiti	Tupai	Bora Bora	Tahaa	Raiatea	Huahine	Moorea	Tahiti Nui	Taravao	Taiarapu	Mehetia
Age du volcanisme basaltique aérien (Ma)	4,45-4,40	3,66	3,83-3,20	3,25-2,80	3,20-2,40	3,20-2,55	2,20-1,50	1,25-0,30	0,49-0,45	0,61-0,39	0,26-Actuel
Basaltes à Hyp+O <sub>1N</sub> ou O <sub>1N</sub> seule (Nb)	0	0	5	3	0	8	5	1	0	0	0
45,80 < SiO <sub>2</sub> < 49,20 %	0	0	5	3	0	8	5	1	0	0	0
Basaltes à Ne <sub>N</sub> (Nb)	1	1	5	3	7	4	3	34	7	3	5
41,80 < SiO <sub>2</sub> < 48,10 %	1	1	5	3	7	4	3	34	7	3	5
Na <sub>2</sub> O / K <sub>2</sub> O	2,02	1,93	1,18-3,04	1,14-4,51	1,39-2,89	1,09-1,60	1,19-2,13	1,00-4,90	1,08-2,14	1,57-1,99	1,58-2,01
K <sub>2</sub> O (%)	1,24	1,21	0,95-1,80	0,72-1,98	0,98-1,86	1,51-2,20	1,16-1,83	0,58-2,05	1,32-2,87	1,45-2,34	1,46-1,90
Rb (ppm)	27	32	22-56	34-84	35-52	31-43	21-52	23-62	30-43	29	38
Sr (ppm)	423	448	424-680	519-677	625-1015	427-592	449-670	514-820	727-900	669	750
Ba (ppm)	193	229	182-415	450-600	291-545	316-450	244-610	257-590	288-393	-	435
TiO <sub>2</sub> (%)	2,20	2,74	2,40-3,69	2,66-3,29	2,86-4,21	2,17-2,87	2,68-3,91	2,54-4,05	3,00-4,76	3,64-4,87	3,70-5,42
V (ppm)	250	290	290-342	246-247	295-325	240-260	245-325	232-360	-	-	307
Ti/V	53	57	49-64	75-79	58-80	54-62	61-80	53-84	-	-	72

tion est alors suffisant pour que soient obtenues les laves très différenciées qui, dans la plupart des cas, n'existent qu'à ce stade tardif.

#### VI. - DONNÉES GÉOCHIMIQUES ET CONTRAINTES APPORTÉES

La connaissance de la composition chimique (éléments majeurs) des laves de la Société a largement progressé depuis les premières études systématiques de Lacroix [1927]. Cependant, peu d'études utilisant les éléments en trace et les rapports isotopiques ont vu le jour jusqu'à présent.

Une synthèse des données relatives à 95 basaltes aériens de l'alignement est présentée en tableau II. Ces laves ont été sélectionnées selon trois critères :  $H_2O_{total} \leq 2,5 \%$ ;

$MgO < 12 \%$ ; indice de différenciation (norme CIPW calculée pour  $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,15$ ) compris entre 25 et 35. Leurs analyses chimiques sont publiées [McBirney et Aoki, 1968; Duncan, 1975a; Mottay, 1976; Blanchard, 1978; Dostal *et al.*, 1982; Eisenstein, 1982; Macherey, 1984; Boutault, 1985; Brousse *et al.*, 1985; Gélugne et Brousse, 1987; Liotard, 1988; Léotot, 1988a et b] ou inédites (UBO Brest).

Les éléments pris en compte sont présentés selon leur rang de variation observé dans chaque île, la lecture globale (au niveau de l'alignement) tenant compte de la position géographique et de l'âge de l'activité analysée. On remarque la représentativité numérique inégale des analyses selon les îles due tout à la fois à un échantillonnage parfois restreint pour l'ensemble de l'activité aérienne, ou relatif au seul stade terminal de l'activité affleurant dans l'île (superstructures émergées des îles occidentales).

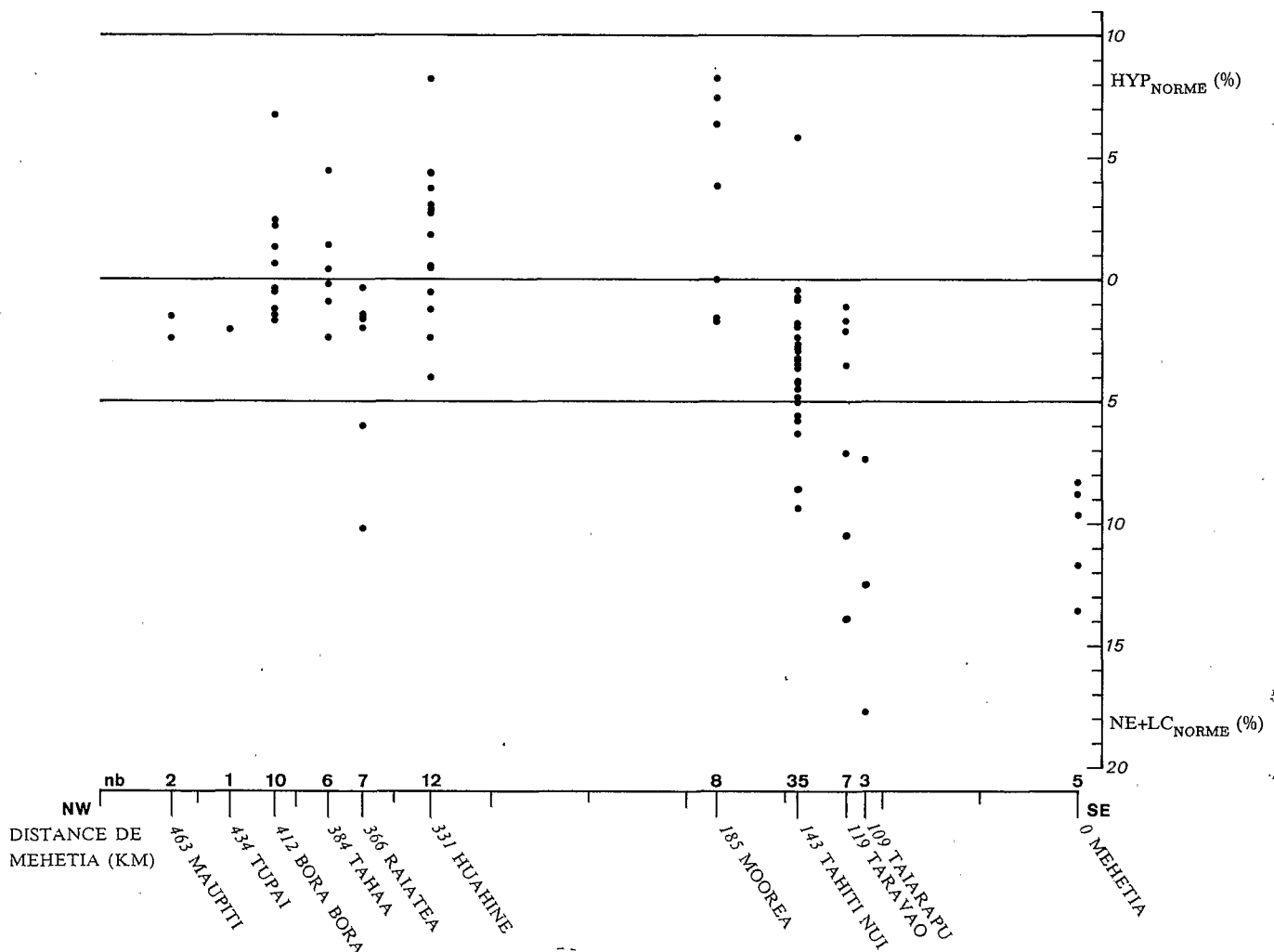


FIG. 5A. - Représentation des teneurs normatives en hypersthène, néphéline + leucite des basaltes sélectionnés de l'alignement de la Société, en fonction de la position kilométrique des îles.

FIG. 5A. - Variations of normative hypersthene, nepheline + leucite contents in selected basalts of the Society alignment, according to the spacing in kilometers of islands.

22 basaltes sont des tholeiites à olivine (hypersthène et olivine normatifs pour 21 d'entre eux, un seul à olivine normative), 73 basaltes sont à néphéline normative (53 basaltes alcalins et 20 basanites [ $N_{EN} \geq 5\%$ ]).

Ces deux types coexistent spatialement (fig. 5A) et chronologiquement (tabl. II) à Bora Bora, Tahaa, Huahine, Moorea. Les tholeiites à olivine sont par contre significativement absentes à Raiatea, Taravao, Tairapu, Mehetia et sont exceptionnelles à Tahiti Nui. Une accentuation de la sous-saturation en silice apparaît ainsi globalement pour les basaltes des volcans les plus récents (depuis 1,25 Ma) du SE de l'alignement. Néanmoins, des situations très contrastées entre îles très proches voisines sont observées, en particulier à Raiatea (basaltes à néphéline normative uniquement) et à Huahine (tholeiites à olivine et basaltes alcalins).

Si l'on représente les éléments les plus incompatibles, dont les coefficients de partage globaux «minéral/liquide» dans les systèmes basaltiques sont voisins ou inférieurs à 0,1 (Rb, Ba, K [tabl. II], Th, Nb, La), dans un diagramme de normalisation (fig. 5B), les spectres obtenus sur quelques basaltes de Bora Bora, Tahaa, Raiatea, Huahine, Moorea et Tahiti Nui montrent une parfaite similitude [Liotard, 1988]. Ces spectres sont comparables à ceux des laves des Marquises (excepté Ua Pou) et des Gambier, mais contrastent avec ceux observés essentiellement dans les îles Australes-Cook (exemple de Tubuai) et pour les tholeiites d'Ua Pou aux Marquises [Dupuy *et al.*, 1988], caractérisés par une

diminution importante de Rb, Ba, K et par un enrichissement en Nb dans la source [Dupuy *et al.*, 1989].

Les teneurs élevées en éléments incompatibles de l'ensemble des basaltes traduisent un faible degré de fusion partielle. Les plus fortes variations de concentration sont observées au SE de l'alignement, à Tahiti Nui en particulier où l'on peut distinguer deux lignées, l'une sodique, l'autre potassique.

Les informations isotopiques demeurent trop fragmentaires pour caractériser très précisément la composition de la source. Cependant, dans le diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , les points définis jusqu'alors pour quelques édifices se situent selon le Mantle Array [White et Hofmann, 1982], des variations importantes du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ayant été observées dans les laves de Tahiti Nui [Cheng *et al.*, 1987] et dans les laves des centres les plus récents de l'alignement (C. Devey, communication personnelle).

Ces données géochimiques ne semblent pas contraindre pour l'heure le processus responsable : (1) du passage des tholeiites à olivine aux basaltes à néphéline normative, progressif au cours de la construction de certains édifices; (2) de la seule présence de basaltes à néphéline normative dans d'autres volcans (Raiatea et SE de l'alignement). On peut envisager l'interaction possible et peut-être locale entre la lithosphère et le magma alcalin du panache. Des interactions ont été démontrées ponctuellement entre nodules du manteau et magma du panache par Berger et Vannier [1984] et par Berger [1985]. Si l'on généralise ce constat, on peut concevoir que la percolation lente et diffuse liée à une alimentation faible mais continue du panache aura pour résultat de produire des tholeiites à olivine (produit de l'interaction) et que la percolation intensive du magma du panache conduira à exprimer presque uniquement des basaltes à néphéline normative. Ce processus traduirait donc l'importance plus ou moins grande du flux du panache et par là même l'activité variable du point chaud ainsi que l'état de fracturation de la lithosphère.

## VII. - CONCLUSIONS

Le modèle théorique de point chaud proposé doit être examiné au regard de l'ensemble des données radiométriques à présent disponibles, qui ont permis de paramétrer en temps la construction aérienne de chaque île. Les limites chronologiques principales du volcanisme aérien dans chaque île sont récapitulées en millions d'années ci-après :

*Maupiti* : édifice résiduel; 4,45-4,40. - *Tupai* : atoll; 3,66. - *Bora Bora* : édifice résiduel; sommet du cycle supérieur (3,83); dykes basaltiques radiaires et dykes grenus : phase 1 (3,80-3,60), phase 2 (3,45-3,20); dykes tardifs N160°E non datés. - *Tahaa* : 3,25-2,80; caldeiras antérieures à 2,80 Ma; petits cônes stromboliens non datés. - *Raiatea* : sommet de la série inférieure puis série supérieure (3,20-2,80); effondrement des caldeiras (2,80-2,55); trachytes et volcanisme tardif peu différencié (2,55-2,40); dômes de phonolite non datés. - *Huahine* : volcan Iti : édifice principal (3,20-2,80) puis activité réduite (2,80-2,55); volcan principal Nui (3,20-2,90); caldeira du volcan Nui (2,90-2,80); volcan Turi (2,80-2,55); dômes de phonolite (2,15-2,05). - *Maiao* : édifice résiduel; 1,87-1,67. - *Moorea* : volcanisme pre-caldeira (2,20-1,90); caldeira (1,90-1,80 ?); volcanisme post-caldeira (1,80-1,50). - *Tahiti Nui* :

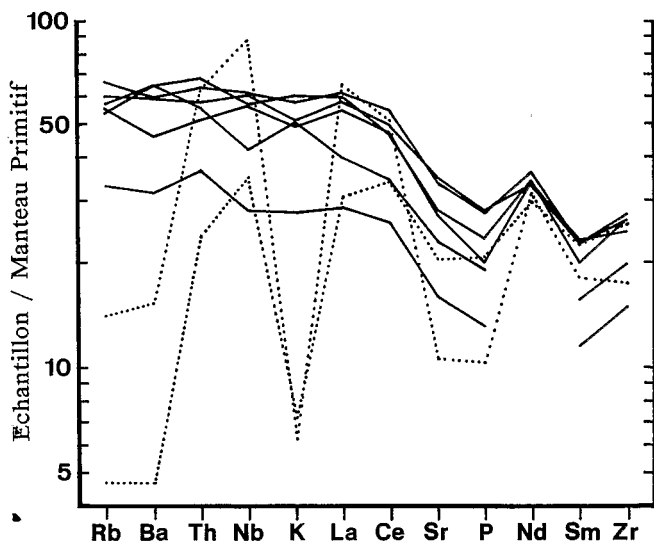


FIG. 5B. - Éléments incompatibles normalisés par rapport au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989].

Traits continus : laves de Tahiti, Moorea, Raiatea, Tahaa et Bora Bora; traits pointillés : laves de Ua Pou (Marquises) et de Tubuai (Australes-Cook).

Analyses dans Dostal *et al.* [1982]; Liotard *et al.* [1986]; Liotard [1988]; Dupuy *et al.* [1989].

FIG. 5B. - Incompatible elements normalized to primitive mantle [Sun and McDonough, 1989].

Continuous lines : lavas from Tahiti, Moorea, Raiatea, Tahaa and Bora Bora; dotted lines : lavas from Ua Pou (Marquesas) and Tubuai (Cook-Austral).

volcan principal (1,25-0,90); période majeure d'effondrement de la caldeira (0,90-0,70); formations de remplissage de la caldeira non datées; volcanisme post-caldeira (0,70-0,30). – *Taiarapu* : 0,61-0,39. – *Taravao* : 0,49-0,45. – *Mehetia* : 0,264-actuel.

Ces données sont traduites en colonnes stratigraphiques numérisées dans le diagramme temps (6-0 Ma) – espace (distance de chaque île à Mehetia calculée suivant la projection orthogonale sur la direction N120°E) (fig. 4B).

Ce diagramme appelle les remarques et conclusions suivantes.

1) Une décroissance générale du NW au SE des âges numériques du volcanisme aérien apparaît clairement. Une relation entre le processus volcanique et la dérive de la plaque Pacifique est donc mise en évidence. L'allure générale en marches d'escalier du spectre traduit cependant des irrégularités du fonctionnement du système.

Les effets de la subsidence et de l'érosion sur la morphologie des volcans aériens entraînent une réduction de la durée de l'activité aérienne datée; ceci est bien exprimé à Maupiti et Bora Bora, volcans les plus anciens parmi ceux localisés selon l'axe de l'archipel. Ce phénomène est net également au niveau des volcans édifiés en position marginale par rapport à l'axe longitudinal central : Maïao est un volcan résiduel, Tupai et Tetiaroa (non daté) sont des atolls; un développement volumétrique plus faible et une construction plus rapide de ces édifices aériens peuvent être supposés.

Les constructions des volcans de Bora Bora et Tupai semblent contemporaines. Les bases des volcans aériens de Tahaa, Raiatea et Huahine le sont également. Enfin, la période d'édification aérienne de Maïao s'intègre complètement dans celle définie pour Moorea.

2) Les données sur le volcanisme sous-marin restent trop fragmentaires et admettent une incertitude trop élevée pour être significatives. Aucune contrainte sur la durée du volcanisme sous-marin prévue selon le modèle ne peut être apportée.

3) La construction des principaux volcans aériens (Tahaa, Raiatea, Huahine, Moorea, Tahiti Nui) s'est faite en trois étapes majeures, dont les durées peuvent être précisées :

a) la construction d'un volcan principal, essentiellement basaltique (excepté à Moorea), pendant environ 0,35 Ma;

b) l'effondrement polyphasé de la ou des caldeiras et le volcanisme associé durant 0,15 Ma en moyenne;

c) le volcanisme post-caldeira basaltique ou différencié, de durée voisine ou inférieure à celle de la construction du volcan principal. Les produits différenciés sont émis soit juste après la formation de la caldeira (Tahaa, Raiatea), soit après une période de quiescence (phonolites de Huahine). Les laves essentiellement basaltiques (excepté Moorea), dont la production pourrait être toujours directement liée au fonctionnement du point chaud, sont émises immédiatement après l'effondrement caldeirien (Raiatea, Huahine, Moorea, Tahiti Nui); seule Tahaa présenterait une activité peu différenciée franchement tardive.

Au total, la durée moyenne du volcanisme aérien actuellement émergé et directement lié au fonctionnement du point chaud avoisine 0,70 Ma pour Raiatea, Huahine et Moorea, elle est légèrement plus importante à Tahiti Nui (0,95 Ma) et serait au contraire plus faible à Tahaa (environ 0,40-0,45 Ma). Ces durées sont globalement tout à fait compatibles avec la durée moyenne de 0,75 Ma proposée par le modèle théorique.

4) Les caractères intrinsèques du point chaud (forme et dimensions du tore, intensité du flux) varient vraisemblablement dans le temps. L'expression en surface de son fonctionnement est contrôlée tectoniquement par la direction N120°E actuelle du mouvement de la plaque Pacifique et par les discontinuités majeures de la croûte océanique d'âge Paléocène à Eocène moyen, générées par l'ancienne ride Farallon; il s'agit d'une part de la direction N160-170°E de l'accrétion, d'autre part de la direction N070-N080°E des failles transformantes Farallon. Ces discontinuités sont des zones de faiblesse de la lithosphère, dont profite le magma produit par le point chaud pour se mettre en place [Léotot, 1988b]. La zone volcanique résultant du fonctionnement récent à actuel du point chaud est principalement sous le contrôle de la direction N120°E du mouvement de la plaque Pacifique (répartition préférentielle du volcanisme des Îles du Vent selon deux axes subparallèles) et de la direction N160-170°E selon laquelle se distribuent les épicentres des séismes au voisinage de Mehetia en 1981 [Talandier et Okal, 1984].

Contrairement aux idées récemment émises par divers auteurs, nous pensons que le point chaud n'est pas dans une phase de déclin puisqu'il est capable d'alimenter simultanément plusieurs centres d'émissions. Cette activité dans une vaste zone correspondrait cependant à une certaine «dilution» des effets du diapir thermique, expliquant peut-être la prédominance des laves fortement sous-saturées observées dans ces édifices, indiquant des taux de fusion faibles de la source.

## Références

- ALBOUY & BARSCZUS H.G. (1982). – Thesaurus Géophysique – Géologie/Polynésie Française. Etat d'avancement mai 1982. – SSC ORSTOM, Bondy, 36 p.
- ARLDT T. (1906). – Parallelismus der Inselketten Ozeaniens. – Z.F. Erkunde, Berlin, 323-345 et 385-404.
- BARDINTZEFF J.M., BELLON H., BONIN B., BROUSSE R. & MCBIRNEY A.R. (1988). – Plutonic rocks from Tahiti Nui caldera (Society archipelago): a petrological, geochemical and mineralogical study. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 35, 31-53.
- BARSCZUS H.G. (1977). – Reconnaissance magnétique de Maupiti (Îles Sous le Vent) – Polynésie française. – Centre ORSTOM de Papeete, Notes et Doc., 26 p.
- BARSCZUS H.G. (1979a). – Note préliminaire sur les mesures gravimétriques à Scilly. – *Must. Nat. Hist. Nat.*, Ant. de Tahiti, *Bull.* 1, 25-28.
- BARSCZUS H.G. (1979b). – Résultats provisoires de quelques mesures et liaisons gravimétriques effectuées en Polynésie Française. – Centre ORSTOM de Papeete, Notes et Doc., 10 p.



- BARSCZUS H.G. (1979c). – Reconnaissance magnétique (mesures du champ total F) à Scilly. – *Mus. Nat. Hist. Nat., Ant. de Tahiti, Bull.*, 1, 22-24.
- BARSCZUS (1980). – Evaluation de l'âge de l'atoll de Scilly (Manuae) (Archipel de la Société – Iles Sous le Vent). – Centre ORSTOM de Papeete, Notes et Doc., 1980/29, 6 p.
- BARSCZUS H.G. (1981a). – Reconnaissance gravimétrique à Maiao (Tubuai-Manu) (23 mars 1979). – Centre ORSTOM de Papeete, Notes et Doc., 1981/3, 11 p.
- BARSCZUS H.G. (1981b). – Rapport de mission dans l'île de Maiao, du 13 au 20.12.1980. – Centre ORSTOM de Papeete, Notes et Doc., 1981/2, 27 p.
- BECKER M. (1972). – Mission hydrogéologique. Ile de Maiao. – Lab. Trav. Publ. de Polynésie, Tahiti, 14 p.
- BECKER M. (1973). – Ile de Maiao. Etude des ressources en eau. – Lab. Trav. Publ. de Polynésie, Tahiti, 6 p.
- BECKER M., BROUSSE R., GUILLE G. & BELLON H. (1974). – Phases d'érosion-comblement de la vallée de la Papenoo et volcanisme subrécent à Tahiti, en relation avec l'évolution des îles de la Société (Pacifique Sud). – *Mar. Geol.*, 16, 71-77.
- BELLON H. & BLANCHARD F. (1981). – Aspects géochronologiques (K-Ar) de l'activité volcanique dans l'île de Moorea, Pacifique Central. – *Tectonophysics*, 72, 33-43.
- BERGER E.T. (1985). – Le concept de dunités résiduelles et la signification pétrologique de certains magmas picritiques. – *Bull. Minéral.*, 108, 727-731.
- BERGER E.T. & VANNIER M. (1984). – Les dunités en enclaves dans les basaltes alcalins des îles océaniques : approche pétrologique. – *Bull. Minéral.*, 107, 649-663.
- BLANCHARD F. (1978). – Pétrographie et géochimie de l'île de Moorea : archipel de la Société, Pacifique central. – Thèse Sci. 3<sup>e</sup> cycle, Paris XI, Orsay, 196 p.
- BLANCHARD F., LIOTARD J.M. & BROUSSE R. (1981). – Origine mantellique des benmoreites de Moorea (Archipel de la Société). – *Bull. Volcanol.*, 44, 4, 691-710.
- BOURROUILH-LE JAN F.G. & TALANDIER J. (1985). – Sédimentation et fracturation de haute énergie en milieu récifal : tsunamis, ouragans et cyclones et leurs effets sur la sédimentologie et la géomorphologie d'un atoll : Motu et Hoa, à Rangiroa, Tuamotu, Pacifique Sud-Est. – *Mar. Geol.*, 67, 263-333.
- BOUTAULT G. (1985). – Tahiti (Polynésie Française – Archipel de la Société) : volcanologie, pétrologie et géotechnie du secteur côtier Nord-Est. – Thèse Sci. 3<sup>e</sup> cycle, Paris XI, Orsay, 262 p.
- BROUSSE R. (1984). – Le volcan sous-marin actif «Moua Pihaa» à l'extrémité Sud-Est de l'archipel de la Société (Polynésie Française). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 299, 14, 995-998.
- BROUSSE R. (1985). – The age of the islands in the Pacific ocean : volcanism and coral reef build up. – Proc. fifth international coral reef congress, Tahiti, 6, 389-400.
- BROUSSE R. & BERGER E.T. (1985). – Raiatea dans l'archipel de la Société (Polynésie Française). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 301, 2, 115-118.
- BROUSSE R., BOUTAULT G., EISENSTEIN A. & GÉLUGNE P. (1985). – Notice explicative de la carte géologique de Tahiti, feuille de Papeete. – Ministère de l'Équipement, de l'Aménagement, de l'Énergie et des Mines, Tahiti, 46 p.
- BROUSSE R., MADDALENA G. & LÉOTOT C. (1986). – Bora Bora, une île de la Société (Pacifique), réduite à la partie sommitale de sa caldeira. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 302, 6, 367-370.
- BROUSSE R., GISBERT T. & LÉOTOT C. (1986). – L'île de Tahaa : un volcan à deux caldeiras successives (Archipel de la Société, Polynésie Française). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, 3, 247-250.
- BROUSSE R. & LÉOTOT C. (1988). – Modèle d'édification de l'archipel de la Société (Polynésie Française). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 307, 533-536.
- CHAUVIN A., ROPERCH P. & DUNCAN R.A. (1988). – Behaviour of the geomagnetic field during successive transitions recorded in a volcanic flow sequence from the island of Tahiti (French Polynesia). – *EOS*, 69, 340.
- CHENG O., McDUGALL J.D., LUGMAIR G.W. & NATLAND J. (1987). – Temporal variation in isotopic composition at Tahiti, Society Islands. – *EOS*, 68, p. 1521.
- CHUBB L.J. & SMITH W.C. (1927). – On the geology of Maiao (Society Islands). – *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 83, 3, 342-345.
- CLAGUE D.A. & DALRYMPLE G.B. (1987). – The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part I. Geologic evolution. – *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 1350, 1, 5-54.
- DENEUFBOURG G. (1965). – Carte géologique de Tahiti, notice explicative. – Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, 97 p.
- DEVEY C.W. & ALBARÈDE F. (1987). – Elemental and isotopic variations in samples from seamounts around Tahiti. – IVth EUG meeting, *Terra cognita*, 7, 2-3, p. 367.
- DOSTAL J., DUPUY C. & LIOTARD J.-M. (1982). – Geochemistry and origin of basaltic lavas from Society Islands (South Central Pacific Ocean). – *Bull. Volcanol.*, 45, 1, 51-62.
- DUNCAN R.A. (1975a). – Linear volcanism in French Polynesia. – Ph. D. Thesis, Australian National University, Canberra, A.C.T., Australia.
- DUNCAN R.A. (1975b). – Paleosecular variation at the Society Islands, French Polynesia. – *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 41, 245-254.
- DUNCAN R.A. & McDUGALL I. (1976). – Linear volcanism in French Polynesia. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1, 197-227.
- DUPUY C., BARSCZUS H.G., LIOTARD J.-M. & DOSTAL J. (1988). – Trace element evidence for the origin of ocean island basalts. An example from the Austral Islands (French Polynesia). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 293-302.
- 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. – *Chem. Geol.*, 77, 1-18.
- DYMOND J. (1975). – K-Ar ages of Tahiti and Moorea, Society Islands, and implications for the hot-spot model. – *Geology*, 3, 236-240.
- EISENSTEIN A. (1982). – Tahiti, géologie, volcanologie et géotechnie du secteur côtier de Papeete (Polynésie française, Pacifique central). – Thèse Sci. 3<sup>e</sup> cycle, Paris XI, Orsay, 221 p.
- FREY F.A. & CLAGUE D.A. (1983). – Geochemistry of diverse basalt types from Loihi Seamount, Hawaii : petrogenetic implications. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 337-355.
- GEIST D. & MCBIRNEY A.R. (1984). – Geology and petrogenesis of San Cristobal Island, Galapagos Archipelago. – *Geol. Soc. Am. Abstr. W. Prog.*, 16, 6 p.
- GÉLUGNE P. (1988). – Evolution spatio-temporelle du magmatisme alcalin de Tahiti Nui (volcanisme aérien émergé), altération subactuelle, conséquences sur l'environnement. – Thèse de l'Université Paris XI, Orsay, 415 p.
- GÉLUGNE P. & BROUSSE R. (1987). – Notice explicative de la carte géologique de Tahiti, Polynésie Française, feuille de Punaauia-Paea. – Ministère de l'Équipement, de l'Aménagement, de l'Énergie et des Mines, Tahiti, 32 p.
- HARLAND W.B., COX A.V., LLEWELLYN P.G., PICKTON C.A.G., SMITH A.G., WALTERS R. & FANCETT K.E. (1982). – A geologic time scale. – Cambridge University Press, Cambridge UK, 131 p.
- HERRON E.M. (1972). – Sea floor spreading and the Cenozoic history of the East-Central Pacific. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 1671-1692.

- HILDEBRAND J.A. & STAUDIGEL H. (1986). – Seamount magnetic polarity and Cretaceous volcanism of the Pacific basin. – *Geology*, **14**, 6, 456-458.
- HOFFERT M., CHEMINÉE J.L., LARQUÉ P. & PERSON A. (1987). – Dépôt hydrothermal associé au volcanisme sous-marin «intraplaque» océanique. Prélèvement effectué avec Cyana, sur le volcan sous-marin actif de Teahitia (Polynésie française). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, **304**, 14, 829-832.
- KRUMMENACHER D. & NOETZLIN J. (1966). – Ages isotopiques K/Ar de roches prélevées dans les possessions françaises du Pacifique. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **VIII**, 173-175.
- LACROIX A. (1927). – La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie australe. – *Mém. Acad. Sci.*, Paris, **59**, 1-82.
- LEOTOT C. (1988a). – Evolution temporelle des laves du volcan de Taravao, archipel de la Société. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, **307**, 1413-1418.
- LEOTOT C. (1988b). – Cycles éruptifs géochimiques et géochronologiques du volcan de Taravao (Archipel de la Société). Modèle du hot spot tahitien et de l'alignement de la Société (Polynésie Française). – Thèse de l'Université Paris Sud., Orsay, 378 p.
- LEOTOT C. & BROUSSE R. (1987). – Entre les deux îles de Tahiti, la région de Taravao est un volcan autonome à deux caldeiras ouvertes au Sud-Ouest (Archipel de la Société). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris II, **304**, 2, 99-102.
- 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.
- 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 d'état, USTL, Montpellier, 273 p.
- MACHEREY C. (1984). – Huahine (Polynésie Française, Archipel de la Société), géologie et pétrologie de ses volcans. – Thèse Sci. 3<sup>e</sup> cycle, Paris XI, Orsay, 235 p.
- MAMMERICKX J., ANDERSON R.N., MENARD H.W. & SMITH S.M. (1975). – Morphology and tectonic evolution of the east central Pacific. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 111-118.
- MCBIRNEY A.R. & AOKI K.I. (1968). – Petrology of the Island of Tahiti. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **116**, 523-556.
- MCBIRNEY A.R. & WILLIAMS H. (1969). – Geology and petrology of the Galapagos islands. – *Geol. Soc. Am. Mem.*, **118**, 197 p.
- MCDONALD G.A. & KATSURA T. (1964). – Chemical composition of hawaiian lavas. – *J. Petrol.*, **5**, 82-113.
- MCDUGALL I. & DUNCAN R.A. (1980). – Linear volcanic chains, recording plate motions? – *Tectonophysics*, **63**, 275-295.
- MOTTAY G. (1976). – Contribution à l'étude géologique de la Polynésie Française : Archipel des Australes, Mehetia (Archipel de la Société). – Thèse Sci., 3<sup>e</sup> cycle, Paris XI, Orsay, 212 p.
- NORDLIE B.E. (1973). – Morphology and structure of the western Galapagos volcanoes and a model for their origin. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 2931-2956.
- NITECKI-NOVOTNY S. (1975). – Pétrographie et géochimie des roches plutoniques basiques de la caldeira de Tahiti-Nui, Pacifique. – Thèse Sci. 3<sup>e</sup> cycle, Paris XI, Orsay, 253 p.
- OKAL E.A., TALANDIER J., SVERDRUP K.A. & JORDAN T.H. (1980). – Seismicity and tectonic stress in the South-Central Pacific. – *J. Geophys. Res.*, **85**, B11, 6479-6495.
- PANTALONI A. (1976). – Contribution au paléomagnétisme des îles de la Polynésie Française. – D.E.S., Paris XI, Orsay, 83 p.
- ROPERCH P. (1988). – Comportement du champ magnétique terrestre au cours de transitions de polarité. – Thèse, Univ. Rennes I, 208 p.
- ROPERCH P. & CHAUVIN A. (1987). – Transitional geomagnetic field behaviour : volcanic records from French Polynesia. – *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 151-154.
- 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.
- STOFFERS P. *et al.* (1987). – Cruise Report SO-47 – Midplate volcanism, Central South Pacific, French Polynesia. – Berichte, Geol.-Paläont. Inst., Univ. Kiel, 19, 67 p.
- SUN S.S. & McDONOUGH W.F. (1989). – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. – In : A.D. SAUNDERS and M.J. NORRIS Eds., *Magma-tism in ocean basins*. – Shiva, Nantwich (in press).
- TALANDIER J. & KUSTER G.T. (1976). – Seismicity and submarine volcanic activity in French Polynesia. – *J. Geophys. Res.*, **81**, 5, 936-948.
- TALANDIER J. & OKAL E.A. (1984). – The volcanoseismic swarms of 1981-1983 in the Tahiti-Mehetia area, French Polynesia. – *J. Geophys. Res.*, **8**, B13, 11216-11234.
- TRACEY J.I., SUTTON G.H., NESTEROFF W.D., GATEHOUSE J., VON DER BORCH C.C., MOORE T., LIPPS J., HAG B.U. & BECKMAN J.P. (1971). – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 8. – U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 1037 p.
- WADGE G. (1978). – Effusion rate and the shape of a lava flow. Field on Mount Etna. – *Rev. Geol.*, **6**, 503-506.
- WALKER J. (1973). – Langues of lava flows. – *Roy. Soc. London Phil. Trans.*, FCLA, **274**, 107-118.
- WHITE W.M. & HOFMANN A.W. (1982). – Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. – *Nature*, **296**, 821-825.
- WILLIAMS H. (1933). – Geology of Tahiti, Moorea, and Maiao. – *B.P. Bishop Museum, Bull.* 105, 74-80.