

L'île de Moorea (Société) : édification rapide d'un volcan-bouclier polynésien

Alain LE DEZ (1)
René C. MAURY (1)
Hervé GUILLOU (2)
Joseph COTTEN (1)
Sylvain BLAIS (3)
Gérard GUILLE (4)

Moorea (Society Islands): rapid build-up of a Polynesian shield volcano

Géologie de la France, n° 3, 1998, pp. 51-64, 8 fig., 1 tabl.

Mots-clés : Volcan-bouclier, Caldeira, Série alcaline, Géochronologie K-Ar, Polynésie française.

Key words: Shield volcano, Caldera, Alkali basalt series, K-Ar Geochronology, French Polynesia.

Résumé

Moorea (îles du Vent) est une île de forme subtriangulaire qui représente le sommet d'un volcan-bouclier basaltique alcalin (volcan de Tohiea, culminant à 1207 m), fortement disséqué par l'érosion. Ce volcan est affecté par un grand effondrement caldeirique hémicirculaire, isolant le mont Rotui qui représente un pan du flanc nord de l'édifice. Son activité est datée de 1,72 à 1,51 Ma. Immédiatement après la formation de la grande dépression caldeirique, qui a dû être très rapide (dans la marge d'erreur des datations K-Ar), se mettent en place trois massifs : le massif de Papetoai au nord-ouest, constitué de laves benmoréitiques, dont l'activité est datée de 1,53 à 1,47 Ma ; les massifs de la pointe de Paveo et de Paopao (1,52 Ma), caractérisés par des épanchements basaltiques. Enfin, l'activité magmatique prend fin par la mise en place de l'intrusion trachytique de Paopao datée à 1,36 Ma. L'abondance des laves intermédiaires (mugéarites et benmoréites) dans la série alcaline de Moorea est due aux mélanges magmatiques qui sont intervenus lors de la réinjection de magmas basaltiques dans le réservoir sous-jacent à l'édifice.

Abridged English version

Moorea (Society Islands) is a roughly triangular shaped island (16 km long and 12 km wide) which represents the summit of an eroded alkali-basaltic shield volcano (Fig. 1). It lies on 4000m-deep Pacific oceanic crust of Maastrichtian age and reaches an elevation of 1207 m above sea level at Mt. Tohiea. The morphological particularity of the island lies in the presence of a sharp peak (Mt. Rotui) close to the centre of the caldera (Fig. 2). The Moorea volcanic suite ranges from predominant alkali basalt to trachyphonolite (with a single sample of quartz-normative trachyte) through hawaiiite and very abundant mugearite and benmoreite (Fig. 3 and Table I).

Geology and chronology

The Mt. Tohiea shield volcano, which was built-up between 1.72 and 1.51 Ma, is made up of five units that, by order of emplacement, are: (i) the Afareaiatu lahar breccias, (ii) the Belvédère zeolitized basaltic flows, (iii) a thick pile of composite basaltic lava flows belonging to the Mouaputa Formation, which makes up most of the Tohiea shield, (iv) the Mt. Rotui benmoreite units, and finally (v)

the uppermost Tohiea columnar-jointed basaltic flows, which were emplaced within depressions on the flanks of the main shield.

The northern part of the shield collapsed immediately at the end of the building stage, leaving an isolated remnant forming Mt. Rotui (Fig. 4). We interpret this event as a gravity collapse involving a décollement of the northern shield units at the level of the lahar breccias (Fig. 5a). This décollement was possibly triggered by the intrusion of numerous sills and dykes below the future caldera floor (Fig. 5b). Three massifs were emplaced along the caldera rim immediately after the collapse event: the Paopao (1.52 Ma) and Paveo Point basaltic volcanoes and the more complex Papetoai massif (1.53 to 1.47 Ma) made up of benmoreite and trachyphonolite. Volcanic activity in Moorea ended 1.36 Ma ago with the intrusion of the Paopao trachyte.

Petrology

The dominant rock type on Moorea is an alkali basalt characterized by considerable enrichment in the most incompatible elements (Fig. 6) and fractionation

(1) UMR N° 6538, « Domaines Océaniques », Université de Bretagne Occidentale, BP 809, 29285 Brest. E-mail : maury@univ.brest.fr.

(2) Laboratoire des Sciences, du Climat et de l'Environnement, Unité mixte CEA/CNRS, Bât. 12, Domaine du CNRS, 91198 Gif-sur-Yvette.

(3) Géosciences Rennes, UPR 4661, Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex.

(4) CEA/DASE, Laboratoire de Détection et de Géophysique, BP 12, 91680 Bruyères-le-Châtel.

of light rare earth elements (LREE) with respect to heavy rare earth elements (HREE), indicative of the occurrence of residual garnet in the source. Intermediate and evolved lavas are characterized by increasing concentrations of the most incompatible trace elements together with selective depletions in Ba, Sr, P and Ti with respect to basalts (Fig. 6). These features are consistent with a fractional crystallization process involving separation of olivine, clinopyroxene, calcic plagioclase, Fe-Ti oxides, apatite and finally anorthoclase. Crystal fractionation accounts for most of the progressive increases in incompatible elements (Fig. 7), but some mugearites and benmoreites that are abnormally rich in transition elements (e.g. Cr, Fig. 7) display textural evidence for magma mixing: they contain mafic glass globules together with numerous xenocrysts of basaltic origin (Mg-rich olivine, Cr-bearing spinel and diopside). The particularly high abundance of intermediate lavas (mugearite and benmoreite) in the Moorea alkali-basalt suite is likely due to magma mixing events which followed the refilling of the upper reservoir, at first containing trachyphonolitic magmas, by uprising basaltic magmas (Fig. 8).

Introduction

L'alignement de la Société (fig. 1) qui s'étend sur près de 700 km, est constitué par les îles du Vent au sud-est (Mehetia, Tahiti, Moorea, Maiao, Tetiaroa) et les îles sous le Vent au nord-ouest (Huahine, Raiatea, Tahaa, Bora Bora, Maupiti, Tupai, Mopelia, Scilly, Bellinghausen). Il a une direction générale N110-120°E, parallèle au vecteur local de déplacement de la plaque Pacifique. Il présente les caractéristiques majeures d'une chaîne volcanique de point chaud. Ainsi, on note une évolution morphologique, des volcans-boucliers presque totalement immergés de la zone surmontant le point chaud (Mehetia) aux énormes boucliers encore peu érodés de Tahiti Nui et de Tairarapu (Tahiti Iti), puis à des volcans-boucliers disséqués par l'érosion (Moorea, Huahine, Raiatea, Tahaa), à des édifices volcaniques résiduels enserrés dans un vaste lagon (Bora Bora, Maupiti), et enfin à des atolls (Tupai, Bellinghausen, Mopelia, Scilly). Ces variations de morphologie sont corrélées aux âges des volcans ; la

vitesse moyenne de dérive de la plaque Pacifique, 11,1 cm/an au niveau de la Société, est conforme aux variations des âges en fonction des distances au point chaud (Guillou *et al.*, 1998).

Toutes les laves de la Société sont de type alcalin (basaltes alcalins, hawaiiites, mugearites, benmoreites, trachytes et trachyphonolites). Les évolutions géochimiques temporelles, du stade bouclier au stade post-bouclier, se caractérisent par une diminution de la contribution du composant enrichi EMII au profit d'un manteau appauvri d'origine profonde (Cheng *et al.*, 1993 ; Duncan *et al.*, 1994 ; White et Duncan, 1996). Les îles de Moorea et Raiatea se distinguent des autres par la présence de volumes exceptionnels de trachytes et benmoreites (Blanchard, 1978 ; Bellon et Blanchard, 1981 ; Blanchard *et al.*, 1981 ; Blais *et al.*, 1997).

Découverte ainsi que Tahiti par Wallis le 19 juin 1767, Moorea est une île de forme triangulaire aux dimensions modestes (16 x 12 km pour 136 km² de superficie environ) célèbre pour ses falaises verticales qui culminent au mont Tohiewa (1207 m) et découpent les zones sommitales de l'île en pitons inaccessibles. La vue cavalière de l'île permet d'individualiser différents ensembles morphostructuraux (fig. 2) :

- le volcan-bouclier de Tohiewa forme l'essentiel de l'île. Il est affecté au nord par un effondrement caldeirique en forme de croissant, limité à l'est par la baie de Paopao (dite aussi baie de Cook) et à l'ouest par le massif de Papetoai ;

- le mont Rotui (899 m) est un relief isolé séparant les baies de Paopao et d'Opunohu ;

- le nord-ouest de l'île est formé par le massif de Papetoai, caractérisé par un ensemble de crêtes ramifiées dégagées par l'érosion ;

- le plancher de la caldeira constitue la seule zone plane de l'île, propice aux cultures et à l'élevage ;

- enfin le récif-barrière, interrompu par quelques passes, délimite un étroit lagon qui le sépare de la zone côtière à forte densité d'habitations.

Les surfaces planes sont très rares sur l'île à l'exception d'une petite planèze

très disséquée située entre 500 et 700 m d'altitude au nord-est du Tohiewa. La principale ligne de crête est formée par le mur de la caldeira, coupé de rares échancrures (cols de Vaiare et des Trois Cocotiers). Les basses pentes sont souvent encombrées de blocs de basalte provenant des très nombreux pitons (Mouaputa, Tamarrutoofa, Mouarua, Mouapu, Tautuapae) qui contribuent à la célébrité touristique de l'île.

Géologie des formations volcaniques de Moorea

Travaux antérieurs

Les travaux de H. Williams (1933) ont mis en évidence le caractère singulier de la morphologie du volcan de Moorea. Selon cet auteur, près d'un tiers de la partie nord de l'île aurait basculé sous la mer suite au rejeu d'une faille normale de direction N80°E. G. Deneufbourg (1965) réalise la première cartographie de l'île à 1/40 000, qui met en évidence les unités géologiques majeures. Les études ultérieures se focalisent principalement sur la géochronologie, avec les travaux de D. Krummenacher et J. Noetzelin (1966) (cinq datations K-Ar entre 2,6 et 1,2 Ma), puis de J. Dymond (1975) (22 datations K-Ar entre 2,12 et 1,55 Ma) et R.A. Duncan et I. McDougall (1976) (dix datations K-Ar allant de 1,68 à 1,53 Ma) et enfin ceux de H. Bellon et F. Blanchard (1981), précisés par C. Diraison (1991) et C. Diraison *et al.* (1991) (neuf datations K-Ar comprises entre 2,18 et 1,61 Ma).

F. Blanchard (1978), puis H. Bellon et F. Blanchard (1981) et F. Blanchard *et al.* (1981) réalisent la première étude détaillée de l'île, alliant cartographie à 1/40 000, géochronologie, pétrologie et géochimie.

Ces travaux aboutissent aux conclusions suivantes :

- 1) la morphologie de Moorea résulte de l'effondrement de la partie nord de l'île sous la mer, dû au jeu d'une faille normale de direction est-ouest. Cet épisode conduit à la préservation d'un demi-volcan à caldeira centrale, comportant en son centre un massif intra-caldeira très érodé, le mont Rotui, bordé par deux fossés, les baies de Paopao et d'Opunohu ;

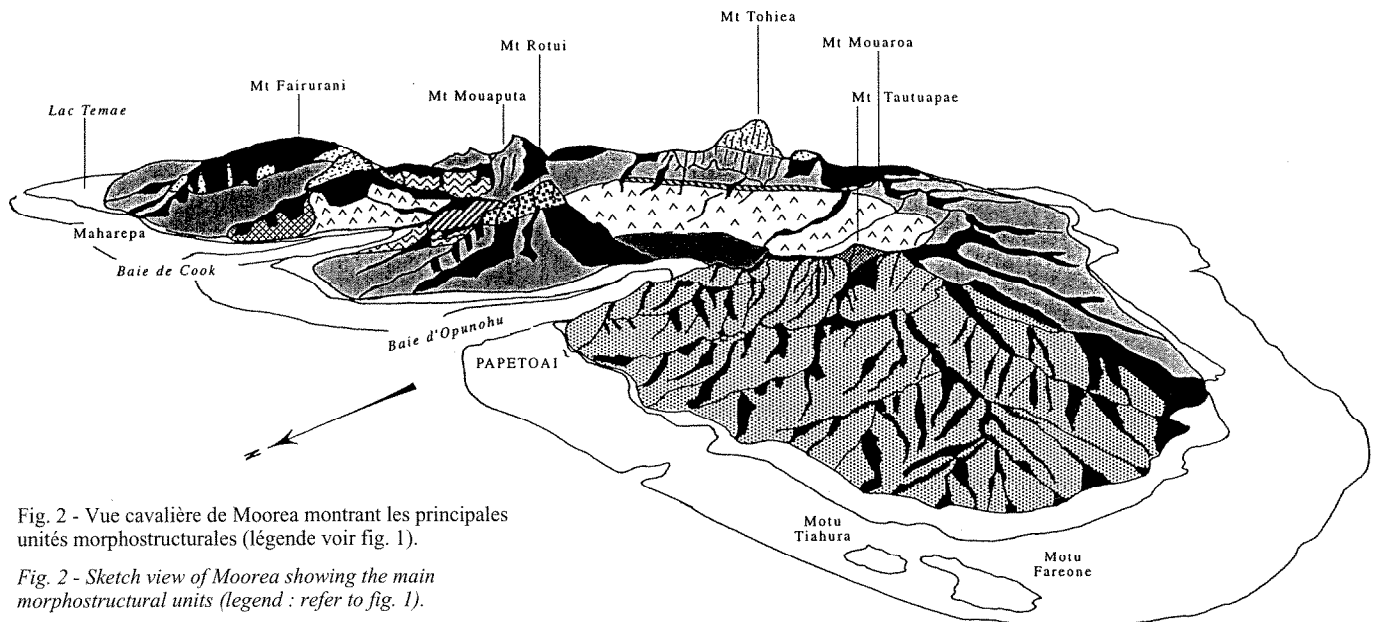


Fig. 2 - Vue cavalière de Moorea montrant les principales unités morphostructurales (légende voir fig. 1).

Fig. 2 - Sketch view of Moorea showing the main morphostructural units (legend : refer to fig. 1).

2) l'île de Moorea comporte deux lignées distinctes de laves émises simultanément lors des deux stades successifs de l'édification du volcan : d'une part un groupe de basaltes et hawaiiites ; d'autre part, des laves intermédiaires et évoluées (mugéarites, benmoréites et trachyphonolites), anormalement abondantes et riches en xénocristaux d'origine mantellique. Un modèle de fusion fractionnée du manteau est proposé pour expliquer la coexistence des deux groupes. Suivant ce modèle, le manteau subit en premier lieu une fusion générant des liquides basaltiques. Par la suite, le manteau résiduel à partir duquel ont été extraits les liquides basaltiques subit un nouvel épisode de fusion, à des taux considérablement plus faibles, donnant naissance aux mugéarites. Les deux lignées magmatiques ainsi formées évoluent ensuite par différenciation à basse pression, les basaltes vers les hawaiiites et les mugéarites vers les benmoréites et trachyphonolites.

Les travaux de W.H. White et R.A. Duncan (1996) sur la géochimie (éléments en traces et isotopes radiogéniques) des volcans de la Société démontrent le caractère hétérogène de la source des laves de Moorea. Les différences de signature mantellique enregistrées résultent de la contribution variable, au cours du temps, de deux pôles mantelliques : EMII au stade bouclier, tandis que le stade post-bouclier est caractérisé par l'émission de laves ayant une signature isotopique reflétant un manteau profond variablement appelé « C », « PHEM » ou encore « FOZO » (Farley *et al.*, 1992 ; Hanan et Graham, 1994 ; Hart *et al.*,

1992). En particulier, ces travaux indiquent pour Moorea que les basaltes, les laves de composition intermédiaire (mugéarites) et évoluées (trachyphonolites) présentent des signatures isotopiques très contrastées, impliquant des sources mantelliques différentes.

Le substratum de l'île

L'île de Moorea repose sur un plancher océanique d'âge Maastrichien, dont la profondeur avoisine 4000 m (Duncan et McDougall, 1976). La partie immergée de l'édifice possède une morphologie d'ensemble simple, conique, avec des flancs dont la pente varie entre 15 et 20°. En dépit de l'absence de données bathymétriques récentes, cette régularité rend peu probable l'hypothèse suivant laquelle la moitié nord de l'île aurait disparu sous la mer à la suite d'un effondrement majeur (Blanchard, 1978).

Nature des laves de Moorea

Les roches volcaniques de Moorea varient en composition depuis des basaltes alcalins jusqu'à des trachyphonolites et trachytes quartzifères (tabl. 1). L'ensemble des laves se caractérise par une signature alcaline franche. Des basaltes aux trachyphonolites, l'ensemble des échantillons se distribue dans un diagramme alcalins-silice (fig. 3) selon une tendance cohérente, compatible en première approximation avec leur appartenance à une même série magmatique. Les laves intermédiaires (mugéarites et benmoréites) sont beaucoup plus abondantes

que dans les autres îles de la Société, à l'exception de Raiatea.

Les unités pré-caldeira

• **Les brèches lahariques d'Afareaitu (br₁)** représentent la plus vieille unité reconnue sur l'île. Ce sont des dépôts polygéniques, non stratifiés, à blocs basaltiques de texture variée, plus ou moins arrondis, et matrice brunâtre, qui se présentent en passées de puissance métrique à décamétrique, et montrent fréquemment des figures de remplissage de chenaux creusés au sommet des niveaux sous-jacents. Les brèches lahariques alternent localement avec quelques niveaux pyroclastiques stromboliens de nature basaltique, et sont recoupées par de nombreux dykes et sills. On note aussi la présence de rares coulées basaltiques sous-jacentes aux brèches (Afareaitu), ou intercalées au sein de celles-ci (col de Vaiare).

La puissance de cette formation reste difficile à estimer car sa base n'a pas été observée. Cependant, ses affleurements discontinus indiquent qu'elle peut atteindre deux cents à deux cent cinquante mètres. Ce type de brèche volcanoclastique existe aussi sur l'île voisine de Tahiti (Brousse *et al.*, 1985). Sa présence indique un épisode de remaniement d'un édifice émergé antérieur à la formation des parties affleurantes des empilements de coulées du bouclier de Tohica. Les premières phases de l'histoire géologique de la partie émergée de l'île demeurent donc inconnues : on ne peut exclure l'hypothèse d'une évolution beaucoup plus longue que celle enregistrée par les unités actuellement affleurantes.

• **Les coulées basaltiques zéolitisées du Belvédère (β_1^2)** ont été observées dans trois secteurs de la bordure sud de la caldeira : au col des Trois Cocotiers (à l'est du Mouaroa) ; au col de Vaiare ; et enfin au-dessus du Belvédère où elle a été définie. Il s'agit de coulées massives, de puissance métrique à plurimétrique, parfois séparées par des niveaux de brèches auto-clastiques. Elles sont intrudées par de nombreux sills et dykes. La caractéristique majeure de ces coulées est la présence de nombreuses vacuoles pouvant atteindre une taille centimétrique, tapissées de zéolites. Ce sont des laves peu différenciées, souvent très riches en olivine, variant en composition de basaltes à des hawaïites.

Les coulées zéolitisées constituent l'ensemble effusif le plus ancien daté sur Moorea (1,72 Ma ; MO 3a). Leur mise en place correspond à une intensification de l'activité volcanique effusive au début de l'édification de l'empilement de coulées du bouclier de Tohiewa. Leur zéolitisation est probablement liée à la circulation intense de fluides dans les plans de faille délimitant la caldeira.

• **Les coulées basaltiques vacuolaires du bouclier (formation du Mouaputa) (β_1^2)**, qui constituent l'essentiel de l'édifice de Tohiewa, sont des coulées fluides aériennes de type composite, vacuolaires, à surface pahoehoe. On note aussi la présence de semelles de brèches autoclasi-ques et plus rarement de tubes de lave pahoehoe, comportant des tunnels de diamètre généralement décimétrique. Les épaisseurs des coulées individuelles varient du mètre à la vingtaine de mètres. Il s'agit de laves peu différenciées (basaltes et rares hawaïites), qui présentent fréquemment des faciès cumulatifs en phénocristaux d'olivine (F_{80} à F_{78}) et de clinopyroxène centimétrique de composition intermédiaire entre diopside et augite. Ces derniers peuvent constituer jusqu'à 60 à 70 % du volume de la lave par accumulation gravitaire en base de coulée.

Les coulées basaltiques du Mouaputa livrent des âges plus récents que celui de la formation sous-jacente β_1^2 : 1,55 Ma (MO 11) et 1,52 Ma (MO 92). La grande régularité de la superposition des coulées de cette formation, ainsi que l'absence de paléosols intercalés, suggèrent un rythme soutenu des épanchements de laves et une édification rapide du volcan-bouclier de Tohiewa.

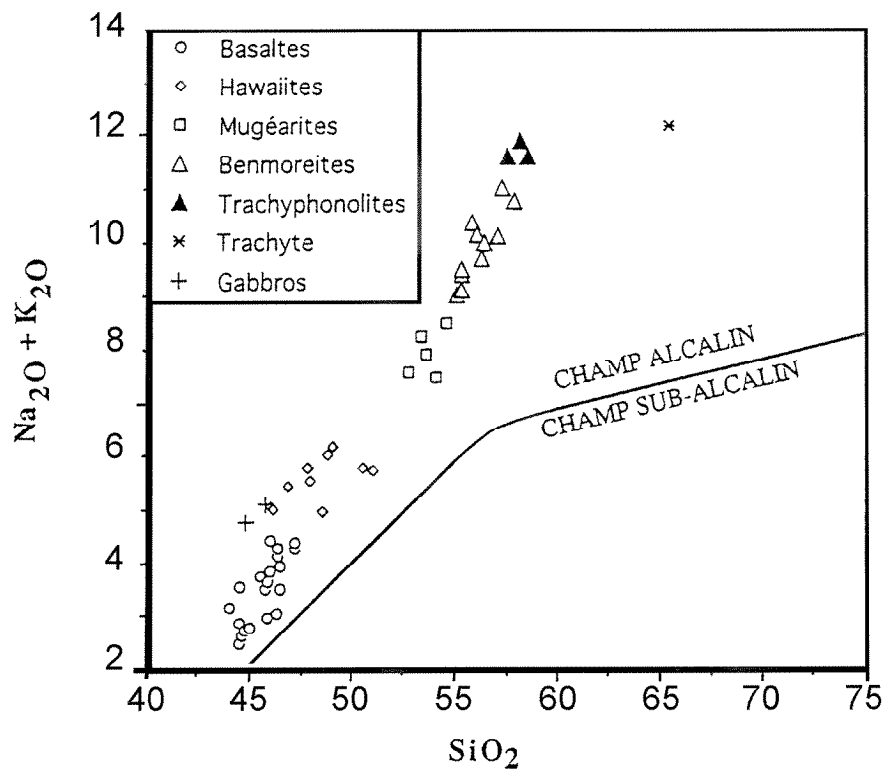


Fig. 3 - Diagramme de variation de (Na_2O+K_2O) en fonction de SiO_2 . La courbe sépare les champs alcalins et sub-alcalins (Miyashiro, 1978).

Fig. 3 - Alkali-silica plot. The boundary between the alkaline and sub-alkaline fields is from Miyashiro (1978).

• **Les coulées benmoréïtiques du Rotui (β_1^2)**, d'une puissance de deux à trois mètres, alternent avec des niveaux de brèches autoclasi-ques. Elles ne sont séparées de la formation sous-jacente (β_1^2) par aucun paléosol. La puissance de l'empilement lavique peut être estimée à un minimum de 150 m, l'érosion ayant probablement fait disparaître les coulées sommitales. La disposition en bandes étroites et digitées des affleurements de la formation des coulées de benmoréïtes indique que celles-ci ont rempli des paléodépressions. Par la suite, l'érosion importante du volcan a provoqué une inversion des reliefs, expliquant en particulier la position sommitale de ces coulées au mont Rotui.

L'examen microscopique des benmoreïtes met en évidence des caractéristiques texturales et minéralogiques anormales. Ces laves se caractérisent par la présence de passées plus sombres discontinues et de globules de liquides figés, infracentimétriques, à texture microlitique ou vitreuse. Elles contiennent également des xénocristaux provenant d'un magma basaltique (spinelles, olivines et clinopy-

roxènes), montrant clairement des traces de déséquilibre et entourés d'auréoles de réaction caractéristiques de phénomènes de résorption. L'âge K-Ar de 1,52 Ma (MO 20) du mont Rotui est identique à ceux des coulées basaltiques du Tohiewa (β_1^2) dans la limite des incertitudes ($\pm 0,02$ Ma).

• **Les coulées basaltiques prismées du Tohiewa (β_1^2)** constituent les reliefs escarpés des sommets de la bordure de la caldeira (monts Tohiewa, 1207 m et Tamarutoofa, 916 m) ainsi que la crête de la partie nord-est de l'île (monts Paaruiti, 741 m et Tearai, 772 m). Il s'agit d'un empilement de coulées d'épaisseur décimétrique, massives et prismées, avec une quasi-absence de niveaux de brèches interstratifiés, correspondant à d'anciens complements de paléovallées disposées sur les flancs de l'édifice principal. Par la suite, ces unités ont subi une inversion de relief, liée à l'action conjuguée de la formation de la caldeira et de l'érosion.

Les laves échantillonnées sont exclusivement de nature basaltique, et géochimi-

quement assez similaires à celles de la formation du Mouaputa. Elles comportent des phénocristaux millimétriques d'olivine magnésienne (Fo_{82}) contenant des inclusions de spinelles chromifères ($Cr_2O_3 = 29$ à 26 %), des cristaux d'augite et des microcristaux de bytownite. Leur mésostase contient une association d'olivine (Fo_{68} à Fo_{52}), de cristaux de diopside, de labrador et de titanomagnétite (Usp75 à Usp78).

L'âge K-Ar déterminé pour un basalte de cette formation est de 1,51 Ma (MO 37), dans la marge d'erreur des plus jeunes âges mesurés des formations sous-jacentes des coulées du Mouaputa et du Rotui.

Les unités post-caldeira

• **Les coulées benmoréitiques de Papetoai (F_2)** ont recouvert et moulé le mur de la caldeira du volcan de Tohica lors de leur épanchement en direction de la baie d'Opunohu. Cette unité comprend, à sa base, des coulées visqueuses tubulaires de 2 à 10 m de diamètre, qui alternent avec de rares coulées de 2 à 3 m de puissance, à semelles de brèches autoclásticas. Les coulées échantillonnées sont des benmoréites et quelques rares trachyphonolites ($ne > 5\%$). Les benmoréites sont aphyriques et possèdent une texture trachytique. La mésostase de ces laves se distingue par une grande richesse en microlites de sanidine et sanidine sodique, des oxydes de Fe-Ti, quelques clinopyroxènes et de petites olivines ($40\mu m$; Fo_{33}) xénomorphes. Les trachyphonolites diffèrent très peu des benmoréites. Elles possèdent une texture trachytique fluidale. On note la présence de microcristaux de sanidine maclés Carlsbad.

Les âges K-Ar déterminés sont de 1,53 Ma (MO 72) et 1,47 Ma (MO 63). Si le premier se situe dans la marge d'erreur des âges des unités du bouclier, le second confirme la formation post-caldeira du massif de Papetoai, dont les laves ont vraisemblablement été émises à partir des fractures limitant la zone effondrée d'Opunohu.

• **Les coulées benmoréitiques du Tautuapae ($_{ol}F_2$)** forment le sommet du massif de Papetoai (mont Tautuapae, 769 m). Il s'agit de coulées d'épaisseur décimétrique, bien prismées, et caractérisées par une extension très limitée.

Décrites par F. Blanchard (1978) comme des basaltes, en raison de leur richesse en olivine, ces roches sont en fait des laves de composition hawaïitique à mugéaritique, très riches en xénocristaux d'augite déstabilisés et d'olivine (Fo_{81} à Fo_{75}) contenant des inclusions de spinelle chromifère ($Cr_2O_3 = 30\%$). La mise en place de ces épanchements, datée à 1,53 Ma (MO 117), se situe elle aussi dans la marge d'erreur des âges de la fin de l'édification du bouclier du Tohica.

• **Les coulées basaltiques riches en enclaves de la pointe de Paveo ($_{cm}\beta_2^2$)** sont des coulées fluides de type pahoehoe, où l'on reconnaît de nombreux orverts pahoehoe, des passées cordées et des tubes de lave. Riches en enclaves de dunités et de wehrlites à texture de cumulat, elles constituent un petit massif qui masque la bordure est de la caldeira. L'analyse morphologique de cette région de l'île met en évidence que les laves de ce massif ont un pendage plus accentué ($30-40^\circ$) que celles du volcan-bouclier ($10-15^\circ$) et résultent donc d'épanchements ultérieurs à la formation du volcan du Tohica. Un niveau bien lité de hyaloclastites, composé de fragments de laves vitreux et altérés en palagonite, est interstratifié entre deux coulées. Il comporte de nombreux nodules pluricentimétriques de wehrlite et de gabbro (clinopyroxène, olivine, plagioclase et oxyde de Fe-Ti) ainsi que des agrégats centimétriques de clinopyroxènes et des mégacristaux de plagioclase.

• **Les coulées basaltiques du massif de Paopao (β_2^2)**, situé au sud de la baie de Cook, sont des coulées d'épaisseur métrique alternant avec des brèches autoclásticas. On observe aussi localement des brèches stromboliennes (par exemple au niveau du point coté 203 m). L'ensemble du massif, recoupé par un réseau dense de dykes, repose sur le plancher de la caldeira du volcan du Tohica.

Les coulées échantillonnées sur les flancs du cône sont principalement des basaltes. L'âge de 1,52 Ma déterminé pour une coulée de basalte (MO 115) est identique à celui de la fin de l'édification du bouclier, en dépit de la position sur le plancher de la caldeira de ce cône strombolien, qui s'est mis en place en position plus centrale que les autres épanchements

similaires des massifs de la pointe de Paveo ($_{cm}\beta_2^2$) et de Papetoai (F_2 et $_{ol}F_2$).

• **Le neck trachytique de Paopao (t)**, culminant à 207 m, recoupe les coulées basaltiques de la formation β_2^2 . Il s'agit d'un trachyte quartzifère à phénocristaux de biotite à inclusions d'apatite, d'anorthose, de titanomagnétite (Usp₃₉) et d'augite.

L'âge de 1,36 Ma (MO 104), déterminé pour l'intrusion confirme sa mise en place tardive, nettement postérieure à celle des coulées basaltiques du Massif de Paopao (β_2^2).

Évolution chronologique

Les datations K-Ar nouvelles des laves de Moorea sont présentées par H. Guillou *et al.* (1998). L'activité magmatique aérienne de l'île a, selon ces résultats, eu lieu de 1,72 Ma à 1,36 Ma. Cette fourchette de $0,36 \pm 0,02$ Ma est plus large que celle de R.A. Duncan et I. McDougall (1976) sur un échantillonnage limité et vraisemblablement incomplet de l'île (dix datations K-Ar de 1,68 à 1,53 Ma), mais nettement plus restreinte que celle déterminée par H. Bellon et F. Blanchard (1981), puis précisée par C. Diraison (1991) et C. Diraison *et al.* (1991) (neuf datations K-Ar comprises entre 2,18 et 1,61 Ma). Ces derniers auteurs ont montré que les âges les plus anciens correspondent à des échantillons prélevés à la base du mur interne de la caldeira (comme dans notre étude), et ont mesuré un âge relativement ancien à la base du mont Rotui (1,79 Ma), qui pose d'ailleurs problème par rapport à l'interprétation de ce massif donnée par F. Blanchard (1978).

Le bouclier de Tohica. La construction de la partie émergée de l'île de Moorea a débuté par la formation des brèches lahariques de la série d' Afareaitu, qui témoignent de l'existence d'un édifice émergé antérieur dont l'âge demeure inconnu. L'âge de 1,72 Ma (Mo 3a; β_1^2) des coulées basaltiques zéolitisées du Belvédère fixe le début de l'activité effusive dans la partie actuellement émergée de l'île. Par ailleurs, les autres résultats obtenus pour le volcan de Tohica, 1,55 Ma et 1,52 Ma (MO 11 et MO 92; β_1^2 ; coulées basaltiques vacuolaires du bouclier), 1,52 Ma

(MO 20 ; ${}_{01}F_1$; coulées benmoréitiques du Rotui) et 1,51 Ma (MO 37 ; β_1^2 ; coulées basaltiques prismées du Tohiewa) confirment l'édification très rapide de ce bouclier. Enfin, la similitude entre les âges K-Ar des laves du mont Rotui et de celles de l'édifice principal confirment l'appartenance du mont Rotui au bouclier de Tohiewa.

Les éruptions post-caldeira semblent synchrones des stades finaux de l'édification du bouclier dans la plupart des localités où elles ont été datées (Papetoai, MO 72 : 1,53 Ma ; Tautuape, MO 117 : 1,53 Ma ; Paopao, MO 115 : 1,52 Ma), en dépit des relations de terrain qui montrent qu'elles se sont épanchées en scellant le mur de la caldeira voire sur le plancher de celle-ci. A Papetoai (F_2 et ${}_{01}F_2$) ainsi qu'à Paveo (${}_{cm}\beta_2^2$) il s'agit d'un volcanisme fissural, issu des failles bordières de la caldeira. Par contre, le Massif de Paopao (β_2^2) se distingue par une position plus interne. Lors de cette période d'activité on observe également une dualité entre basaltes (${}_{cm}\beta_2^2$ et β_2^2) et laves évoluées (F_2 et ${}_{01}F_2$). Deux âges confirment le caractère post-caldeira de ces unités (Papetoai, MO 63 : 1,47 Ma et Paopao : 1,36 Ma pour l'intrusion trachytique MO 104).

L'origine principale des divergences entre les âges obtenus lors de la présente étude et ceux déterminés antérieurement par H. Bellon et F. Blanchard (1981), C. Diraison (1991) et C. Diraison *et al.* (1991) réside très vraisemblablement dans le fait que nos datations ont été effectuées sur mésostase séparée et celles des auteurs précédemment cités sur roches totales. En effet, les laves de Moorea sont riches en phénocristaux et parfois en xénocristaux d'olivine et de pyroxène, minéraux qui contiennent souvent des excès d'argon conduisant à une surestimation des âges correspondants (Laughlin *et al.*, 1994). Ainsi, dans les basaltes des îles intra-océaniques, les phénocristaux d'olivine peuvent présenter des rapports ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ variant de 300 à 1000, et les xénocristaux de 300 à 4000 (Kaneoka *et al.*, 1983). Les datations Ar-Ar ont par ailleurs démontré des différences importantes entre les rapports initiaux ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ des feldspaths et des pyroxènes et le rapport atmosphérique (Zeitler et Fitzgerald, 1986 ; Lamphere et Darymple, 1976).

Évolution volcano-structurale : la formation de la caldeira

De par ses caractéristiques morphologiques, la grande dépression du volcan du Tohiewa rappelle les structures d'effondrement décrites en de nombreux autres grands volcans-boucliers océaniques (Ancochea *et al.*, 1994 ; Carracedo, 1994 ; Filmer *et al.*, 1994 ; Gillot *et al.*, 1994 ; Le Dez *et al.*, 1996 ; Wolfe *et al.*, 1994). Suivant ces travaux, les dépressions volcaniques sont identifiées comme des glissements gravitaires associés à un plan de faille ayant une morphologie en cuillère, qui implique un mouvement à composante verticale à la tête du détachement et des mouvements transcurrents sur les côtés (Gillot *et al.*, 1994). Dans l'île de Moorea, le plan de faille entourant la dépression montre dans sa partie sud une forme hémicirculaire, et semble se refermer vers le nord à la pointe de Paveo. Dans ce cas, les deux bras latéraux suivant lesquels doivent s'effectuer les mouvements transcurrents se rejoindraient au nord de l'île. Cette géométrie semble compatible avec un glissement gravitaire, mais la convergence des failles latérales suggère un blocage rapide du système vers le nord. Le mont Rotui, faisant partie intégrante du bloc déplacé, doit avoir subi un déplacement vers le nord de faible amplitude, lié à un plan de décollement

vraisemblablement peu profond. En effet, il est probable qu'un plan de rupture profond aurait provoqué des effondrements d'une plus grande ampleur. Par ailleurs, les plans de faille prennent généralement naissance dans les niveaux de faiblesse des appareils volcaniques (Ancochea *et al.*, 1994). A priori, les caractéristiques lithologiques décrites sur l'île montrent que la formation des brèches d'Afareaitu (br_1), de par sa nature peu consolidée, a pu remplir la fonction de niveau de faiblesse mécanique dans lequel s'est initié le glissement.

Le modèle envisagé est un glissement gravitaire, ayant pris naissance dans un niveau peu profond, de faible résistance mécanique. Cette hypothèse nécessite l'estimation des rejets des mouvements. Le marqueur choisi est la formation des brèches d'Afareaitu (br_1), en raison de son existence de part et d'autre du plan de faille et sa position basale au sein de l'édifice. Si l'on considère que le niveau supérieur de cette formation était à la même altitude de part et d'autre du plan de faille, une estimation des déplacements du mont Rotui livre des valeurs de 800 à 1000 m pour le rejet horizontal et quasi nulle pour le rejet vertical. La figure 4, présente deux coupes N-S. La première, basée uniquement sur les relations de

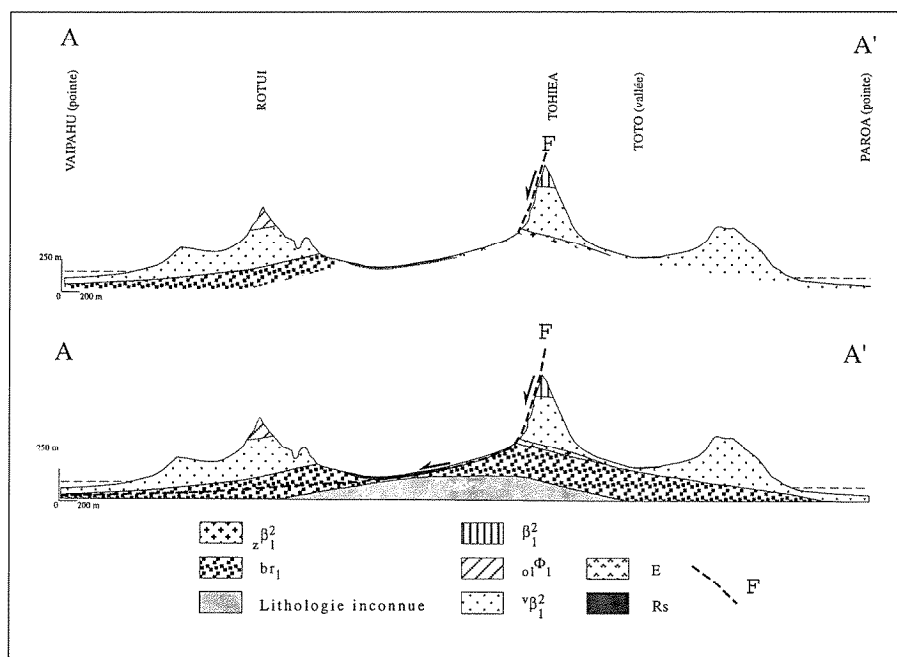


Fig. 4 - Coupe nord-sud de Moorea.

Fig. 4 - North-south cross section of Moorea.

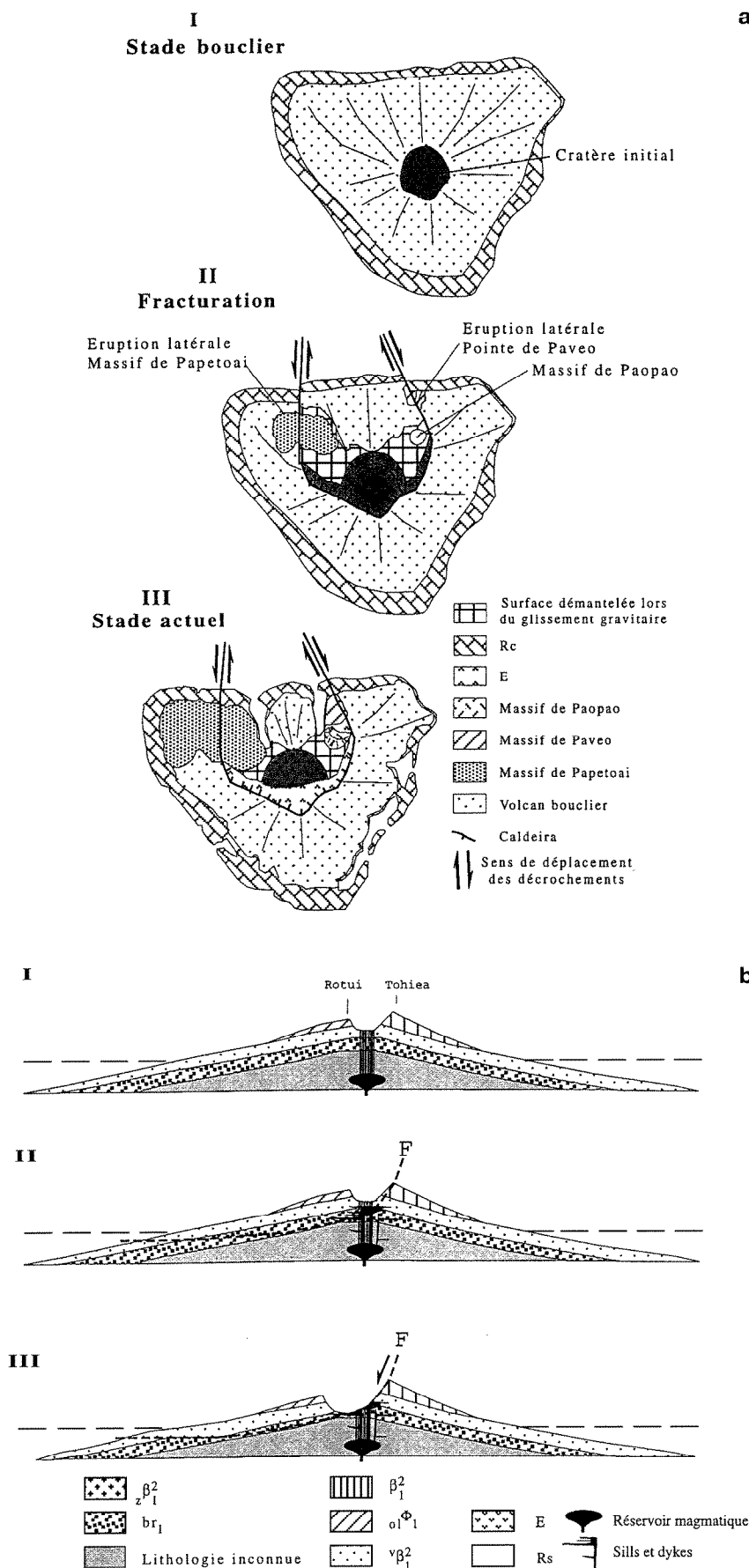


Fig. 5 - Modèle d'évolution structurale du volcan de Moorea en trois étapes : a) En plan ; b) En coupes N-S.
Fig. 5 - Three-step model for the structural evolution of Moorea: a) plane view ; b) N-S cross sections.

a terrain, respecte au mieux la répartition spatiale, les épaisseurs et les pendages des formations. L'autre, interprétative, suppose un plan de faille situé dans un niveau superficiel de l'édifice, à la limite d'érosion actuelle de la dépression centrale causée par l'effondrement. De subvertical dans les formations à comportement mécanique cassant ($z\beta_1^2$, β_1^2 et $v\beta_1^2$), le pendage du plan de rupture diminue progressivement pour acquérir une inclinaison quasi nulle dans les brèches (br_1).

Parmi les facteurs déclenchants envisageables, il convient de citer les intrusions de dykes (Elsworth et Voight, 1995) ainsi que le fluage de cumulats riches en olivine (Clague et Denlinger, 1994) à des niveaux superficiels du volcan. La dernière hypothèse est pour le moins discutable dans le cas des édifices polynésiens. En effet, il est généralement admis que la différenciation magmatique se produit dans des chambres profondes situées à l'interface croûte océanique/édifice ou dans la croûte océanique sous-jacente. Les chambres magmatiques localisées dans l'édifice correspondent alors à des niveaux de stockage superficiels où les magmas s'accumulent avant les éruptions. Il existe de nombreux indices témoins de la différenciation profonde. Ainsi à Eiao, archipel des Marquises (Caroff *et al.*, 1995), on observe l'empreinte de la contamination des roches intermédiaires (hawaiites/mugéarites) par un matériel de type MORB lors de la différenciation des laves. Ces caractéristiques ne peuvent s'expliquer que par des chambres magmatiques relativement profondes.

Le rôle de l'intrusion des dykes dans la déstabilisation des flancs des édifices apparaît donc comme un élément essentiel à prendre en compte. Ainsi, à Moorea, l'activité effusive n'est pas terminée lorsque se produit l'effondrement du flanc nord. Selon D. Elsworth et B. Voight (1995), la déstabilisation des flancs des édifices est susceptible de se produire à partir de plans de fracture superficiels. La fracturation est alors initiée par la force hydraulique exercée par le magma sur l'encaissant environnant. Les schémas de la figure 5 présentent un modèle d'évolution en trois étapes montrant conjointement l'évolution en plan et en coupe du volcan de Moorea.

- La première étape (I) correspond à la fin de la période d'édification du volcan-bouclier du Tohiewa.

- La deuxième étape (II) correspond à la fracturation, initiée à la faveur de l'intrusion d'un système de sills et de dykes à un niveau superficiel de l'édifice volcanique. Le plan de décollement se forme dans les brèches lahariques (br₁) et présente une forme en cuillère. Le déplacement du flanc nord de l'édifice permet l'ouverture d'une dépression. Conjointement à la fracturation et au déplacement du compartiment vers le nord, ce dernier subit un démantèlement important qui permet la mise à l'affleurement des brèches de lahars. Cette phase de fracturation et de démantèlement est rapidement suivie par les épanchements latéraux, à partir des failles décrochantes, à Papetoai et Paveo, et plus centraux à Paopao.

Entre les stades (II) et (III : Actuel), les éruptions latérales se poursuivent, notamment à Papetoai. Durant cette période, l'érosion joue aussi un rôle prépondérant, comme en témoignent les baies de Paopao et d'Opunohu de part et d'autre du mont Rotui ainsi que la dépression centrale.

Pétrogenèse des magmas

Généralités

Les basaltes de Moorea se caractérisent par un enrichissement marqué en

éléments incompatibles (fig. 6 ; tabl. 1), typique des basaltes alcalins intra-océaniques (Sun et McDonough, 1989). Ils présentent également un fractionnement marqué entre terres rares légères et terres rares lourdes,

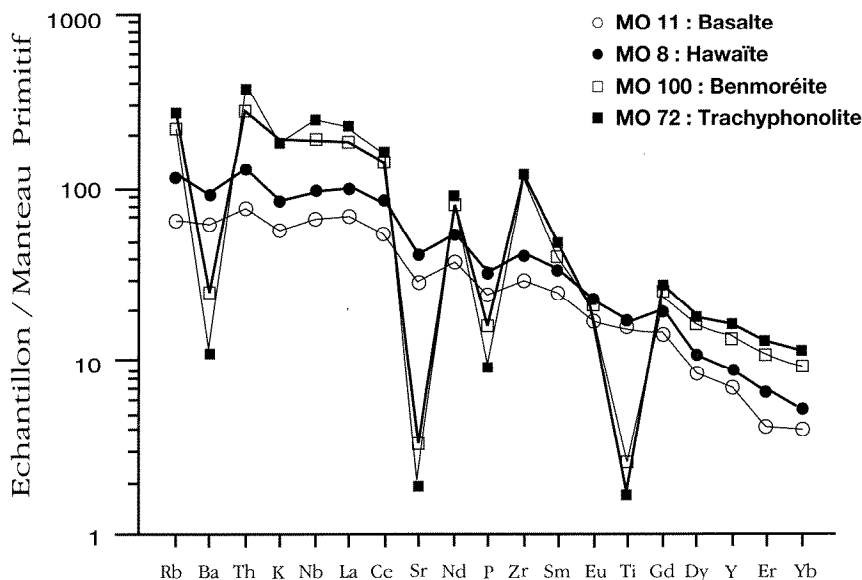


Fig. 6 - Spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif de quelques laves représentatives de Moorea. Les valeurs de normalisation sont de S.S. Sun et W. McDonough (1989).

Fig. 6 - Primitive-mantle normalized multielement plots of selected Moorea lavas. Normalization values from Sun and McDonough (1989).

ECHANTILLON Formation Type pétro.	Mo 38 vβ ₂₁ BA	Mo 92 vβ ₂₁ BA	Mo 3a zβ ₂₁ BA	Mo 53 emβ ₂₂ BA	Mo 37 β ₂₁ BA	Mo 11 vβ ₂₁ BA	Mo 116 oiβ ₂ HAW	Mo 115 β ₂₂ HAW	Mo 43 β ₁ HAW	Mo 8 vβ ₂₁ HAW	Mo 15 oiβ ₁ MUG	Mo 117 oiβ ₂ MUG	Mo 20 oiβ ₁ BEN	Mo 94 oiβ ₁ BEN	Mo 100 oiβ ₁ BEN	Mo 63 Φ ₂ BEN	Mo 23a Φ ₂ TRPH	Mo 72 Φ ₂ TRPH	Mo 104 τ TRA Q	Mo 73a o ² GAB
SiO ₂	44,70	44,50	45,80	45,50	46,40	47,20	50,43	46,10	48,80	47,80	54,00	53,30	55,30	55,20	57,25	57,00	58,40	58,00	65,30	45,70
TiO ₂	2,63	2,69	3,00	3,42	3,65	3,38	1,72	4,74	3,68	3,64	1,66	1,19	1,05	0,87	0,56	0,52	0,37	0,36	0,38	4,50
Al ₂ O ₃	9,90	9,45	12,15	12,70	14,80	12,70	12,85	14,05	14,50	16,25	16,25	14,70	17,00	16,30	17,32	17,60	17,70	17,75	17,30	14,60
Fe ₂ O ₃ *	13,60	13,95	13,25	13,28	12,75	13,00	11,05	14,00	12,35	11,30	10,50	9,70	9,05	9,20	8,34	8,15	7,44	7,40	3,10	13,20
MnO	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,17	0,17	0,20	0,14	0,16	0,17	0,17	0,19	0,17	0,18	0,18	0,18	0,11	0,18
MgO	16,50	15,90	11,60	9,80	6,25	9,06	10,35	5,20	4,00	3,37	3,05	7,00	2,25	2,87	0,96	0,87	0,98	0,82	0,31	4,54
CaO	9,80	9,90	9,10	10,70	10,40	9,20	7,12	9,40	7,90	9,00	5,45	5,34	3,60	3,65	2,29	2,30	2,26	2,25	0,70	9,62
Na ₂ O	1,80	1,72	2,13	2,36	2,58	2,60	3,26	2,90	3,65	3,28	3,75	4,66	4,35	5,15	5,40	4,60	5,90	6,25	6,35	2,97
K ₂ O	0,92	0,76	1,51	1,38	1,71	1,69	2,49	2,10	2,36	2,50	3,70	3,60	4,75	4,35	5,60	5,50	5,70	5,60	5,82	2,15
P ₂ O ₅	0,32	0,35	0,48	0,49	0,54	0,53	0,29	0,72	0,80	0,71	0,38	0,29	0,29	0,27	0,35	0,32	0,22	0,20	0,12	0,74
PF	-0,23	0,04	0,77	0,34	0,40	0,38	0,23	0,94	1,53	1,85	1,78	0,28	1,82	1,81	1,43	2,42	1,02	0,93	0,51	1,99
TOTAL	100,11	99,43	99,96	100,14	99,64	99,96	99,96	100,32	99,77	99,84	100,68	100,23	99,86	99,67	99,46	100,17	99,74	100,00	100,19	
Cr	800	920	520	440	135	360	550	43	10	14	175	375	73	114	17	8	18	18	5	29
Ni	570	550	360	247	110	290	340	64	25	44	100	235	42	80	14	10	14	14	3	58
Co	73	75	60	55	42	55	49	41	30	28	22	33	13	15	4	7	3	4	0	35
Sc	25,5	25	22	25	20,7	21	18,5	19	15,5	12,5	19,2	14,7	13,3	13,7	10,2	9,3	10,4	10,2	3,8	16,5
V	250	250	245	300	300	260	155	330	275	255	140	110	67	62	5	4	8	8	4	340
Rb	22,5	15,4	34	34,5	40	43	82	47,5	55	73	92	122	134	86	140	148	174	172	176	86
Ba	238	192	352	405	436	445	184	550	570	640	186	132	139	91	174	216	82	77	168	455
Sr	535	440	555	645	750	610	325	715	595	880	225	220	140	139	71	790	59	40	62	670
Nb	29	28	38	42	50	48	80	56	62	69	116	118	137	154	136	137	170	175	165	72
Zr	195	208	302	278	300	335	600	412	455	465	1085	910	1260	1280	1260	1200	1410	1310	220	430
Y	22	22	28	29	31	32	40	39	47	40	64	51	85	62	64	116	68	75	63	43
Th	3,9	2,9	4,6	4,4	6,5	6,4	15	6,3	6,8	10,8	20	23	24,5	26,5	23,8	23,9	31	32	21,2	7,5
La	28	26	35	37	47	47	77	52	56	69	114	107	148	125	126	165	143	154	133	59
Ce	60	60	80	84	103	99	150	118	122	147	184	207	236	245	240	258	268	278	225	129
Nd	34	35	45	49	54	52	70	67	70	74	107	91	115	106	106	120	112	120	106	71
Sm	7,5	8,1	9,5	10,4	11	11,2	12,2	15,6	15,5	15	19,3	15,2	20,7	19,8	18,5	21,5	19,6	21,2	16,7	15
Eu	1,95	2,15	2,50	2,80	3,00	2,95	2,10	3,75	4,00	3,80	3,65	2,20	3,35	2,75	3,65	4,00	3,10	3,10	2,85	3,90
Gd	6,0	6,7	7,5	8,1	8,8	8,7	9,1	11,6	12,5	11,6	16,2	11,6	17,4	14,8	14,4	21,2	15,3	16,5	13,9	11,5
Dy	4,6	4,8	5,6	6,0	6,4	6,4	7,5	8,2	9,2	8,0	12,3	9,5	13,8	12,3	11,7	15,3	12,3	13,5	11,0	8,5
Er	1,5	1,4	2,1	2,4	2,5	2,0	3,5	3,3	3,8	3,2	5,6	4,6	6,5	5,5	5,4	9,5	5,9	6,4	4,9	3,5
Yb	1,45	1,40	1,70	1,80	2,00	2,00	2,90	2,35	3,05	2,60	4,70	3,95	5,55	4,80	4,60	8,30	5,30	5,65	4,30	2,90
Q																				3,13
hy			1,83			2,43			1,95		13,91		5,17			9,78				3,83
oi	31,09	30,38	22,53	17,94	12,26	16,28	21,61	10,59	8,29	7,47	1,23	16,08	7,27	11,15	8,81	2,10	7,36	6,63		9,02
Di	24,50	25,35	18,84	24,54	20,27	19,94	16,66	19,12	15,15	15,21	6,83	13,20	2,73	6,76	2,30		4,20	5,31	1,03	19,32
ne	1,74	0,33		2,14	0,43		0,79	0,84		0,86		4,94		2,67	2,72		5,13	7,35		1,82
OI	19,34	19,10	27,46	26,67	32,16	32,48	42,11	36,98	46,14	43,11	54,70	57,03	66,86	68,97	78,50	74,15	80,52	81,36	91,95	37,43
[mg]	0,74	0,73	0,67	0,63	0,53	0,62	0,69	0,46	0,43	0,41	0,40	0,63	0,37	0,42	0,21	0,20	0,23	0,20	0,19	0,44

Tabl. 1 - Analyses ICP-AES d'échantillons de Moorea. Rb a été mesuré par spectrométrie d'émission atomique. Méthodes analytiques décrites dans Cotten *et al.*, (1995). BA : Basalte ; HAW : Hawaïte ; MUG : Mugéarite ; BEN : Benmoréite ; TRPH : Trachyphonolite ; TRA Q : Trachyte quartzifère ; GAB : Gabbro.

Table 1 - ICP-AES analyses of Moorea lavas. Rb was measured by atomic absorption spectrometry. Analytical methods described in Cotten *et al.*, (1995). BA: Basalt; HAW: Hawaïte; MUG: Mugearite; BEN: Benmoreite; TRPH: Trachyphonolite; TRA Q: Quartz-normative trachyte; GAB: Gabbro.

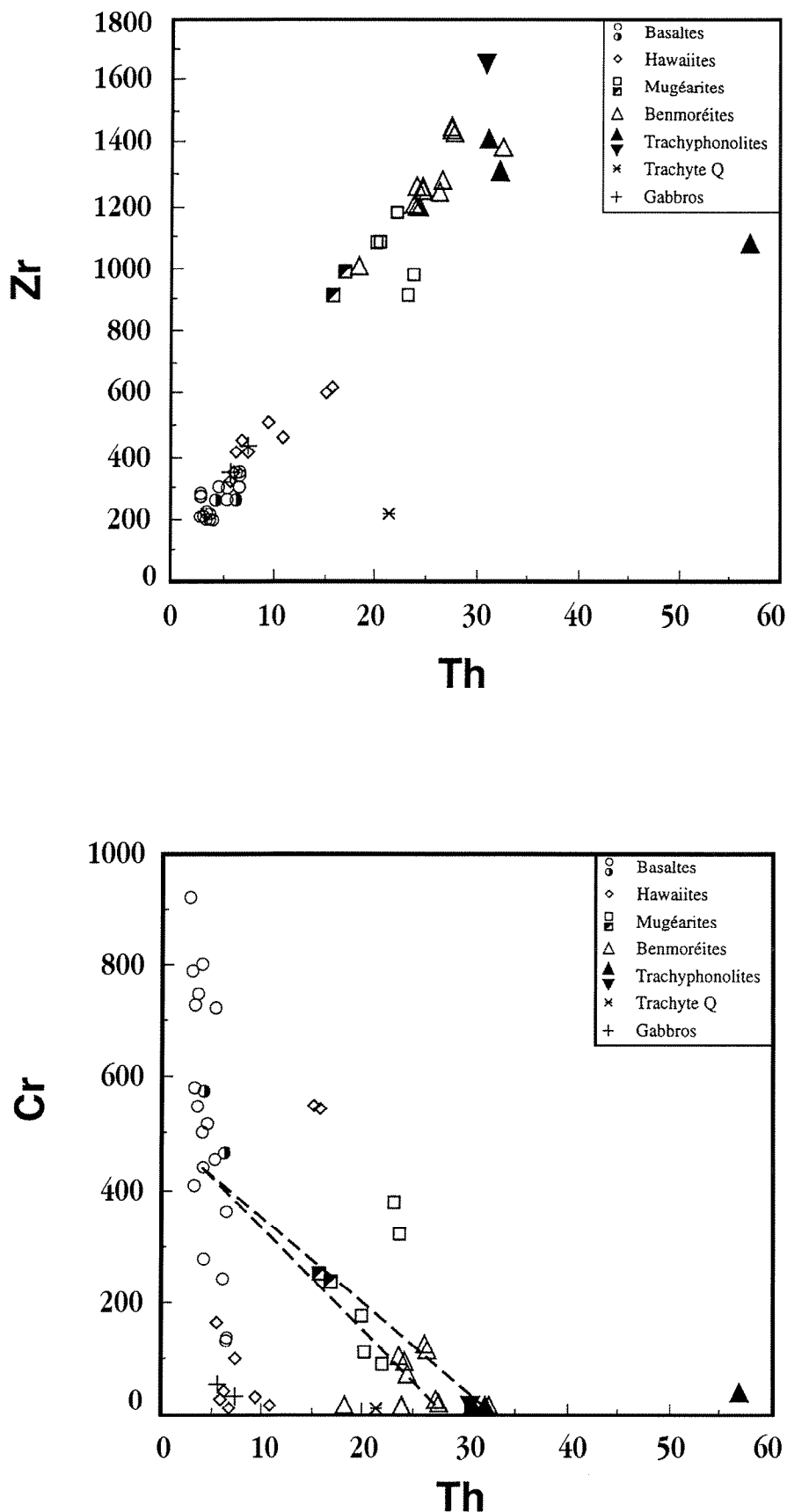


Fig. 7 - Diagrammes de variation zirconium/thorium et chrome/thorium des laves de Moorea. Les lignes de mélange identifiées sont indiquées en tiretés. Les symboles semi-vides ainsi que le triangle plein pointe en bas correspondent aux analyses des laves tirées de W. M. White et R. A. Duncan (1996).

Fig. 7 - Zirconium/thorium and chromium/thorium plots. Dashed lines correspond to mixing trends.

interprété comme résultant de la rétention des terres rares lourdes par du grenat résiduel lors de la fusion partielle de la source péridotitique (Liotard *et al.*, 1986 ; Le Dez *et al.*, 1996). On observe aussi une évolution régulière des concentrations, des basaltes aux hawaïites, puis de ces dernières aux benmoréites et trachyphonolites de la formation de Papetoai (F_2). Celles-ci montrent également des anomalies négatives prononcées en Ba, Sr, P et Ti, compatibles avec des fractionnements minéraux.

Bien que le type pétrologique dominant à Moorea soit les basaltes alcalins (comme dans toutes les autres îles de la Société), cette île se singularise par la grande abondance de laves de composition intermédiaires (mugéarites, benmoréites) et évoluées (trachyphonolites). Elles constituent les formations $_{01}F_1$, F_2 et $_{01}F_2$. Contrairement aux laves de la formation F_2 , les coulées benmoréitiques échantillonnées au Rotui ($_{01}F_1$) et au Tautuapae ($_{01}F_2$) se distinguent par des caractéristiques atypiques : textures de mélange et richesse en xénocristaux basaltiques. L'examen de l'importance relative des processus de cristallisation fractionnée et des mélanges magmatiques permet de discuter l'origine de la diversité des laves observées à Moorea.

La cristallisation fractionnée

Des basaltes aux hawaïites, les tendances évolutives des éléments majeurs et éléments en traces des laves (tabl. 1) coïncident avec l'ordre d'apparition des principaux phénocristaux observés : olivine, clinopyroxène, plagioclase calcique, oxydes de Fe-Ti et apatite. On observe ainsi une augmentation régulière des concentrations en éléments en traces incompatibles (Zr en fonction de Th : fig. 7) concomitante avec la décroissance des teneurs en compatibles (Cr, Ni, Co et Sc). Ces variations, très semblables à celles décrites pour d'autres volcans-boucliers de Polynésie française (Caroff *et al.*, 1993, 1995 ; Maury *et al.*, 1978, 1992) sont compatibles avec un processus d'évolution par cristallisation fractionnée. Cette hypothèse a été confirmée par des calculs basés sur la méthode des moindres carrés, ainsi que par des tests

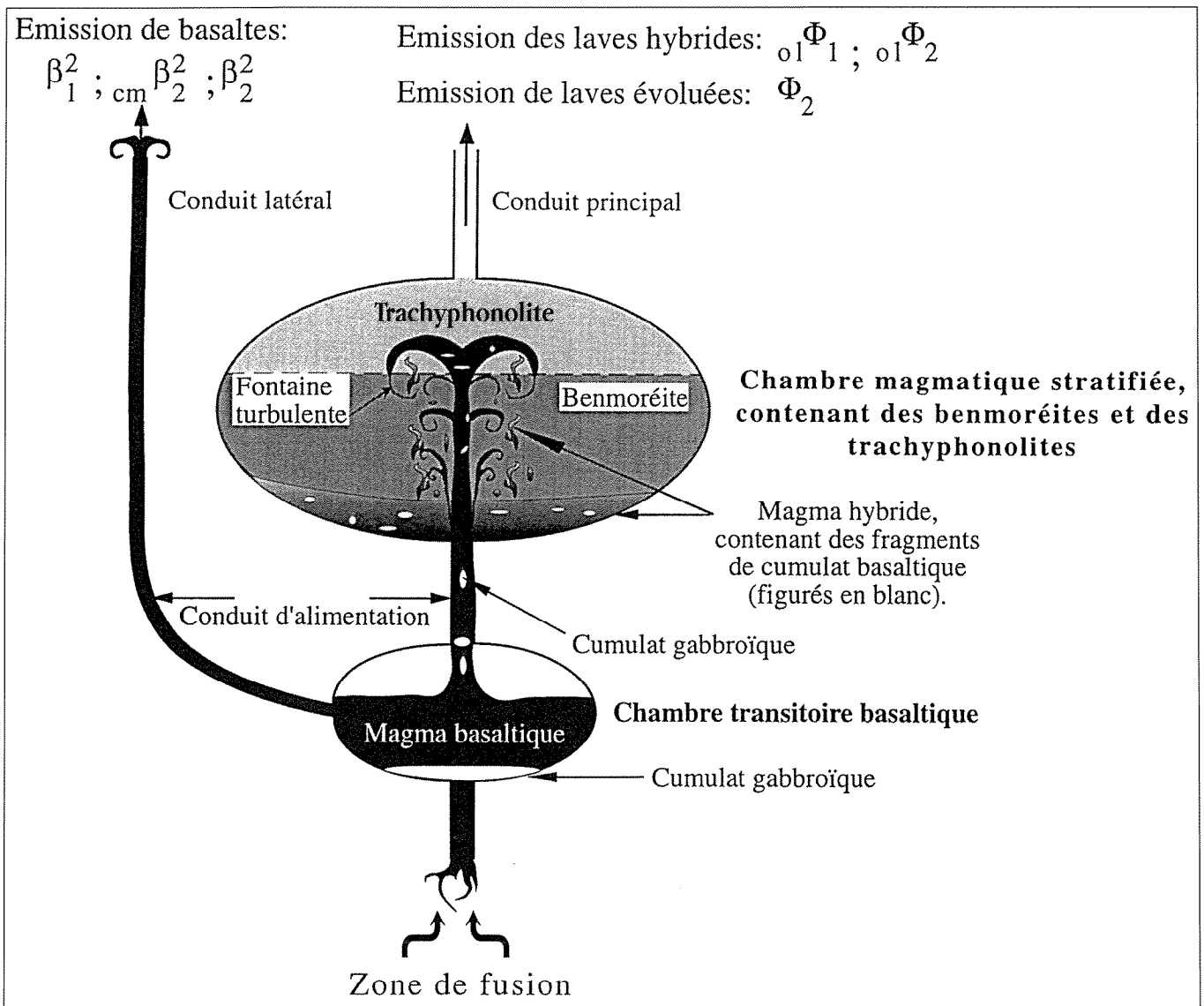


Fig. 8 - Représentation schématique de l'évolution des réservoirs magmatiques de Moorea, montrant la formation des laves hybrides (${}_{01}F_1$ et ${}_{01}F_2$). La fontaine turbulente provoque le mélange du magma entrant (basalte) et des magmas résidents (benmoréites et trachyphonolites, F_2). Les magmas hybrides formés se déposent en base de chambre en raison de leur densité supérieure à celle des magmas résidents (${}_{01}F_1$ et ${}_{01}F_2$).

Fig. 8 - Cartoon depicting the formation of Moorea hybrid lavas. Benmoreitic and trachyphonolitic magmas are stored in the upper reservoir which is refilled by basaltic magmas uprising from the lower chamber.

sur les éléments en traces (Blanchard *et al.*, 1981). Au niveau des hawaïites évoluées ($Th > 10$ ppm), les évolutions des concentrations présentent une rupture très nette. En effet, les hawaïites, mugéarites et benmoréites des formations du Rotui et du Tautuapae (${}_{01}F_1$ et ${}_{01}F_2$) se caractérisent par des concentrations anormales en éléments compatibles (tabl. 1), et comportent également des indices texturaux de mélange et de nombreux xénocristaux. Un unique processus d'évolution par cristallisation fractionnée est donc à exclure pour ces laves. Par contre, les laves évoluées (benmoréites et trachyphonolites) de la formation de Papetoai (F_2), présentent des variations

chimiques en accord avec leur degré d'évolution (tabl. 1) : diminution des teneurs en K_2O , ainsi qu'en Ba, consécutives au fractionnement des feldspaths alcalins. L'ensemble de ces caractéristiques suggère que le grand volume de laves évoluées du massif de Papetoai (F_2) résulte d'un processus d'évolution par cristallisation fractionnée à partir d'une souche basaltique.

Les mélanges magmatiques

Il existe de nombreux exemples d'études de mélange magmatique en contexte intraplaque océanique. On peut

citer les cas particulièrement démonstratifs de l'archipel d'Hawaii (Rudeck *et al.*, 1992 ; Fodor *et al.*, 1993), et des îles Canaries (Wolff, 1985 ; Araña *et al.*, 1994 ; Freundt et Schmincke, 1995). Par contre, dans le cas de la Polynésie française, aucune étude antérieure n'a mentionné le rôle de ce processus dans les évolutions magmatiques. Les laves intermédiaires et évoluées (mugéarites et benmoréites) des formations du Rotui (${}_{01}F_1$) et du Tautuapae (${}_{01}F_2$) présentent des concentrations anormales en Cr, Ni, Co et Sc (tabl. 1) et comportent également des indices texturaux de mélange et de nombreux xénocristaux en cours de résorption. Dans les diagrammes de

variation des éléments majeurs et en traces, les points représentatifs des laves des formations $_{01}F_1$ et $_{01}F_2$ définissent deux tendances évolutives linéaires entre un pôle de composition basaltique et un pôle de composition évoluée, constitué par des benmoréites et des trachyphonolites identiques à ceux de la formation de Papetoai (F_2) (diagramme Cr-Th, fig. 7). De plus, les calculs de moindres carrés, ainsi que les tests sur les éléments en traces (Wright et Doherty, 1970) valident dans l'ensemble de façon cohérente la possibilité suivant laquelle les laves des formations $_{01}F_1$ et $_{01}F_2$ dériveraient d'un processus de mélange magmatique (Le Dez, 1996).

Modèle de réservoir

Le modèle proposé suppose une chambre magmatique stratifiée comportant, à sa base des benmoréites et à son sommet des trachyphonolites (fig. 8). A un niveau plus profond, serait située une seconde chambre magmatique périodiquement réalimentée par des magmas basaltiques primitifs, qui seraient soit émis directement en surface via un conduit latéral, soit injectés dans la chambre sus-jacente. Le magma basaltique dense serait alors injecté sous forme d'une «fontaine turbulente» (Campbell et Turner, 1986), ayant une hauteur suffisamment importante pour provoquer son mélange avec les magmas du sommet de la chambre. Les magmas hybrides formés, de par leur densité supérieure à celle des magmas résidents, viendraient se placer en base de

la chambre. Suite au mélange, les éruptions échantillonneraient soit les magmas hybrides ($_{01}F_1$ et $_{01}F_2$) soit les laves résidentes ($_{01}F_2$) (Blake et Ivey, 1986). Il est à noter que, dans le modèle présenté, les xénocristaux des laves hybrides proviennent du fractionnement des liquides basaltiques lors de leur stockage dans la chambre inférieure. Lors de l'émission des basaltes vers la chambre où résident les magmas évolués, les cumulats seraient désagrégés et incorporés dans les basaltes ascendants. La position de ces cumulats à la base de la chambre magmatique stratifiée peut constituer une alternative au schéma proposé. Suivant cette disposition, les cumulats seraient désagrégés lors de l'injection des magmas basaltiques et incorporés dans la «fontaine turbulente». Ce schéma relativement simple rend compte de la simultanéité des émissions de laves hybrides (formations du Rotui, $_{01}F_1$, et du Tautuapae, $_{01}F_2$) ou évoluées (benmoréites et trachyphonolites de la formation de Papetoai, F_2) et de celles de basaltes (formations du Tohiea, β_1^2 , de Paopao, β_2^2 , et de Paveo, $_{cm}\beta_2^2$), en des lieux différents du volcan.

Conclusions

L'île de Moorea présente par rapport à ses voisines de l'archipel de la Société et d'une façon générale par rapport aux autres îles volcaniques de Polynésie française trois singularités :

- la première réside dans l'édification particulièrement rapide, en 0,25 Ma seulement si l'on exclut l'unique intrusion tardive (trachyte de Paopao, mis en

place 0,11 Ma après les autres massifs post-caldeira) de la partie effusive du volcan de Tohiea. L'âge de l'effondrement de la caldeira, 1,52 Ma, est fourni par le fréquent recoupement de ceux des unités sommitales du bouclier (MO 37, MO 20, MO 92) et de la plupart des laves post-caldeira (MO 72, MO 117, MO 115), qui sont quasi identiques compte tenu des erreurs analytiques (Guillou *et al.*, 1998). Le déplacement de l'activité vers l'île voisine de Tahiti (Le Roy, 1994) a pu contribuer à cette fin soudaine du volcanisme ;

- la deuxième particularité de Moorea réside dans son effondrement caldeirique atypique (massif du Rotui), interprétable comme un stade précoce de glissement gravitaire, dont nous n'avons trouvé aucune description d'équivalent proche dans la littérature ;

- enfin, l'abondance inhabituelle des laves intermédiaires (benmoréites et mugéarites) est largement due à l'intervention des mélanges magmatiques, qui n'avaient jusqu'ici pas été mis en évidence en Polynésie française.

Remerciements

Les auteurs ont bénéficié des conseils de M. Caroff et C. Hémond (modèles géochimiques), A. Coutelle et O. Merle (modèle d'effondrement de la caldeira). L'article a été considérablement amélioré grâce aux critiques et commentaires de J.L. Bourdier et de J.L. Schneider, ainsi qu'à ceux de J. Demange sur la carte géologique correspondante.

Références

- Ancochea E., Herman F., Cendredo A., Cantagrel J. M., Fuster J. M., Ibarrola E., Coello J. (1994) - Constructive and destructive episodes in the building of a young oceanic island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **60**, 243-262.
- Arraña V., Marti J., Aparicio A., Garcia-Gacho L., Garcia-Garcia R. (1994) - Magma mixing in alkaline magmas: an example from Tenerife, Canary Islands. *Lithos*, **32**, 1-19.
- Bellon H., Blanchard F. (1981) - Aspects géochronologiques (K-Ar) de l'activité volcanique dans l'île de Moorea, Pacifique central. *Tectonophysics*, **72**, 33-43.
- Blais S., Guille G., Maury R.C., Guillou H., Miao D., Cotten J. (1997) - Géologie et pétrologie de l'île de Raiatea (Société, Polynésie française). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **324**, (2a), 435-442.
- Blake S., Ivey G.N. (1986) - Magma-mixing and the dynamics of withdrawal from stratified reservoirs. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **27**, 153-178.
- Blanchard F. (1978) - Pétrographie et géochimie de l'île de Moorea, Archipel de la Société, Pacifique central. Thèse 3^{ème} cycle, Université de Paris Sud, Orsay, 196 p.

- Blanchard F., Liotard J.M., Brousse R. (1981) - Origine mantellique des benmoréites de Moorea (îles de la Société, Pacifique). *Bull. Volc.*, **44-4**, 691-710.
- Brousse R., Boutault G., Eisenstein A., Gelugne P. (1985) - Notice explicative de la carte géologique de la France (1/25 000), feuille Tahiti - Papeete, Ministère de l'Équipement, de l'Aménagement, de l'Énergie et des Mines.
- Campbell I. H., Turner J. S. (1986) - The influence of viscosity on fountains in magma chambers. *J. Petrol.*, **27-1**, 1-30.
- Caroff M., Maury R.C., Leterrier J., Joron J.L., Cotten J., Guille G. (1993) - Trace element behaviour in the alkali basalt-comenditic trachyte series from Mururoa Atoll, French Polynesia. *Lithos*, **30**, 1-22.
- Caroff M., Maury R.C., Vidal Ph., Guille G., Dupuy C., Cotten J., Guillou H., Gillot P.Y. (1995) - Short Temporal Changes in Oceanic Island Basalt Series: Evidence from a 800m-Deep Drill Hole in Eiao Shield (Marquesas). *J. Petrol.*, **36-4**, 1333-1365.
- Carracedo J.C. (1994) - The Canary Islands : an exemple of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **60**, 225-241.
- Cheng Q.C., McDougall J.D., Lugmair G.W. (1993) - Geochemical studies of Tahiti, Teahitia and Mehetia, Society Island chain. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **55**, 155-184.
- Clague D.A., Denlinger R.P. (1994) - Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes. *Bull. Volc.*, **56**, 425-434.
- 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. *Chemical Geology*, **119**, 115-138.
- Deneufbourg G. (1965) - Carte géologique de la France (1/40 000), feuille Moorea - Éditions BRGM, Orléans. Notice explicative par G. Deneufbourg (1965), 16 p.
- Diraison C. (1991) - Le volcanisme aérien des archipels polynésiens de la Société des Marquises et des Australes-Cook : Téphrostratigraphie, datation isotopique et géochimie comparées. Contribution à l'étude des origines du volcanisme intraplaque du Pacifique central. Thèse Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 413 p.
- Diraison C., Bellon H., Léotot C., Brousse R., Barszczus H.G. (1991) - L'alignement de la Société (Polynésie française) : volcanologie, géochronologie, proposition d'un modèle de point chaud. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **162**, 3, 479-496.
- Duncan R.A., Fisk M.R., Nielsen R.L. (1994) - Tahiti: Geochemical evolution of a French Polynesian volcano. *J. Geophys. Res.*, **99**, B12, 24.341-24.357.
- Duncan R.A., McDougall I. (1976) - Linear volcanism in French Polynesia. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **1**, 197-227.
- Dymond J. (1975) - K-Ar ages of Tahiti and Moorea, Society Islands, and implications for the hot-spot model. *Geology*, **3**, 236-240.
- Elsworth D., Voight B. (1995) - Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks. *J. Geophys. Res.*, **100**, B4, 6005-6024.
- Farley K.A., Natland J.H., Craig H. (1992) - Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **111**, 183-199.
- Filmer P.E., McNutt M.K., Webb H.F., Dixon D.J. (1994) - Volcanism and archipelagic aprons in the Marquesas and Hawaiian Islands. *Mar. Geophys. Res.*, **16**, 385-406.
- Fodor R.V., Rudek E.A., Bauer G.R. (1993) - Hawaiian magma-reservoir processes as inferred from the petrology of gabbro xenoliths in basalt, Kahoolawe Island. *Bull. Volc.*, **55**, 204-218.
- Freundt A., Schmincke H.U. (1995) - Petrogenesis of rhyolite-trachyte-basalt composite ignimbrite P1, Gran Canaria, Canary Islands. *J. Geophys. Res.*, **100**, B1, 455-474.
- Gillot P.Y., Lefèvre J.C., Nativel P.E. (1994) - Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **122**, 291-302.
- Guillou H., Blais S., Guille G., Maury R.C., Le Dez A., Cotten J. (1998) - Ages (K-Ar) et durées d'édification sub-aériennes des îles de Moorea, Raiatea et Maupiti (Société, Polynésie française). *Géologie de la France*, n° 3, ce volume, 29-36.
- Hanan B.B., Graham D.W. (1994) - A common deep source for mantle plumes: evidence from lead and helium isotopes (Abstr). In: *Amer. Geophys. Un.*, Fall meeting abstracts. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union.*, **16**, 75, 67.
- Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A. (1992) - Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, **256**, 517-520.
- Kaneoka I., Takaoka N., Clague G.A. (1983) - Noble gas systematics for coexisting glass and olivine crystals in basalt and dunite xenoliths from Loihi seamount. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **66**, 427-437.

- Krummenacher D., Noetzelin J. (1966) - Ages isotopiques K/Ar de roches prélevées dans les possessions françaises du Pacifique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 173-175.
- Lamphere M.A., Dalrymple G.B. (1976) - Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 141-148.
- Laughlin A.W., Poths J., Healey H., Reneau S., Woldegabriel G. (1994) - Dating quaternary basalts using the ^3He and ^{14}C methods with implications for excess ^{40}Ar . *Geology*, **22**, 135-138.
- Le Dez A. (1996) - Variations pétrologiques et géochimiques associées à l'édification des volcans-boucliers de Polynésie française : exemples de Nuku Hiva et Hiva Oa (Marquises) et de Moorea (Société). Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 407 p.
- Le Dez A., Maury R.C., Vidal Ph., 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**, 197-209.
- Le Roy I. (1994) - Evolution des volcans en système de point chaud : Ile de Tahiti, archipel de la Société (Polynésie française). Thèse de Doctorat, Université de Paris-Sud, Orsay, 271 p.
- Liotard J.M., Barszczus 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. Volc.*, **41-2**, 1-22.
- Maury R. C., Caroff M., Achard S., Guille G., Joron J.L., Gachon A., Rocaboy A., Leterrier J. (1992) - L'atoll de Mururoa (Polynésie française). II. La série magmatique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **163**, 659-679.
- Miyashiro A. (1978) - Nature of Alkalic Volcanic Rock Series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 91-104.
- Rudek E.A., Fodor R.V., Bauer G.R. (1992) - Petrology of ultramafic and mafic xenoliths in picrite of Kahoolawe Island, Hawaii. *Bull. Volc.*, **55**, 74-84.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry Eds., *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, **42**, 313-345.
- White W.M., Duncan R.A. (1996) - Geochemistry and Geochronology of the Society Islands: New Evidence For Deep Mantle Recycling. *Isotope Studies of Crust-Mantle Evolution, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, **95**, 183-206.
- Williams H. (1933) - Geology of Tahiti, Moorea and Maiao. *B.P. Bishop Mus. Bull.*, **105**, 1-89.
- 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, 13.591-13.608.
- Wolff J.A. (1985) - Zonation, mixing and eruption of silica-undersaturated alkaline magma: a case study from Tenerife, Canary Islands. *Geol. Mag.*, **122**, 623-640.
- Wright T.L., Doherty P.C. (1970) - A linear programming and least squares computer method for solving mixing problems. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 1995-2008.
- Zeitler P. K., Fitzgerald J. D. (1986) - Saddle-shaped ^{40}Ar - ^{39}Ar age spectra from young, microstructurally complex potassium feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1185-1199.