

Mise en évidence d'un volcanisme transitionnel pliocène supérieur sur Futuna et Alofi (SW Pacifique) : un nouveau témoin de l'évolution géodynamique nord-Tonga

Alain GRZESCZYK, Christian LEFEVRE, Michel MONZIER, Jean-Philippe EISSEN,
Jacques DUPONT et Patrick MAILLET

Résumé — Un volcanisme basaltique transitionnel pliocène supérieur est décrit pour la première fois sur Futuna et Alofi. Avec ce nouvel épisode éruptif disparaît l'empreinte orogénique décelée sur ces îles, dans les manifestations volcaniques tholéitiques antérieures. Ces basaltes transitionnels semblent s'inscrire dans le cadre d'une modification régionale du volcanisme débutant à Fidji il y a 3 Ma et se généralisant à de nombreux secteurs de la région nord-Tonga. Cette modification est consécutive à une vaste réorganisation cinématique du Sud-Ouest Pacifique marquée dans la région nord-Tonga par le passage d'un régime convergent (subduction du Vitiaz-Tonga) à un régime transformant (zone transformante nord-fidjienne).

Evidence for an upper Pliocene transitional volcanism on Futuna and Alofi islands (South-West Pacific): New contribution to the North Tonga geodynamic evolution

Abstract — For the first time, an upper Pliocene transitional basaltic volcanism is described on Futuna and Alofi islands. On these islands, the orogenic fingerprint existing in the former tholeiitic volcanism disappears with this new eruptive stage. The transitional basalts seem to be in accordance with the general pattern of a regional alteration in the volcanism, beginning in Fiji about 3 Ma ago, and extending to numerous sites of the North Tonga region. This modification is related to a general plate reorganization of the South-West Pacific marked, in the North Tonga termination, by the transition from a convergent (Vitiaz-Tonga subduction) to a transform regime (North Fiji fracture zone).

Abridged English Version — The Horne islands (Futuna and Alofi) are located between the North Fiji fracture zone to the South and the Vitiaz trench lineament to the North (Fig. 1 a). The former, running north of Fiji, is the westward extension of the northern arcuate termination of the Tonga trench. The latter separates the older Cretaceous Pacific crust from the younger Cenozoic to recent lithosphere in the North Fiji and Lau basins and is commonly thought to mark the former subduction site of the Pacific Plate (Fig. 1 a). Two submarine tholeiitic volcanic formations from Afaga and Matavili, erupted during upper Pliocene (micropaleontological data) have already been described on these islands (Fig. 1 b) ([1] à [4]). These formations show some subduction influence in their magma genesis, probably related to an Eocene to late Miocene subduction along the Vitiaz trench lineament ([5], [6]).

NEW DATA. — New submarine volcanic formations, erupted during the upper Pliocene, overlying tholeiitic lavas from the Afaga and Matavili's formations, have been identified on Futuna (Mt Mamati's formation, MMT) and Alofi (Vaika's formation, VK) islands where both are capped by quaternary reef limestones (Fig. 1 b) ([2] à [4]). The MMT's formation yielded 1-Olivine-phyric basalts, notably vesicular (with up to 30% vesicles), with olivine phenocrysts (Fo 87.5-84.5) showing some evidence of disequilibrium with their host-magma (KD ol/liq \neq 0.30) and containing abundant inclusions of Cr-spinel (27 to 32% Cr₂O₃).

Plagioclase (An 73.6-58), sometimes salite and Fe-Ti oxides occur in a glassy to microlitic groundmass. 2-Clinopyroxene-phyric basalts and sub-ophitic dolerites, poorly vesicular, contain

Note présentée par Jean AUBOUIN.

phenocrysts of salite and plagioclase (An 79.5-42) while olivine decreases; ilmenite and Ti-magnetite occur in the groundmass.

All VK's lavas are picritic basalts which contain mainly olivine (Fo 91-82) phenocrysts, more magnesian being produced from early fractionation, with numerous Al-chromite inclusions ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 44.5-39\%$). Endiopsidic to diopsidic Cpx and few plagioclase (An 84.5-46.8) also occur with magnetite in a fluidal groundmass.

According to their normative compositions ($\text{ne} < 5\%$ to $\text{hy} < 10\%$) and their intermediate alkali contents (Table, Fig. 2), these formations are both alkali-enriched tholeiites or transitional basalts. The MMT's basalts have alkali and TiO_2 contents close to those of oceanic basalts and especially the transitional to alkaline ones from the South Pandora Ridge (SPR), Wallis, Lau, Fiji and Rotuma islands which erupted at the same time (Figs. 3, 4) ([10] to [15]). Nevertheless, they have lower TiO_2 contents than the Samoan mid-plate hot-spot basalts [10]. VK's picritic basalts differ from MMT's lavas by their lower $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ and TiO_2 contents which may be related to a greater degree of partial melting. The mineralogical data (*i.e.* the MMT's Cpx) attest to this alkaline tendency whereas the VK's Cpx have a more tholeiitic but anorogenic character ([7], [8]).

DISCUSSION. — Two upper Pliocene magmatic events are now documented on the Horne islands. The first tholeiitic lavas (Afaga and Matavili's formations), show a depleted character close to that of the Lau basin and of the orogenic volcanics from Fiji, Lau and Tonga islands (Fig. 5). The increase of depletion degree during tholeiitic magma generation (from Afaga to Matavili eruption) may be the expression of extraction of Matavili magma from a source already depleted by a previous partial melting which leads to Afaga magma genesis (such as some basaltic series from Lau islands, [17]). Concerning the younger alkali-enriched magmatic event, MMT's basalts plot towards the undepleted pyrolite end member like the other regional oceanic basalts erupted at the same time. VK's lavas appear more depleted and this may be the expression of mantle heterogeneity or different partial melting degree (Fig. 5).

The transitional volcanism of the Horne islands, as well as alkaline volcanism on Wallis Rotuma and SPR [10], seems to be related to the change from island-arc to ocean-island alkaline volcanism occurring in Fiji and Lau during the last 3 Ma. This magmatic evolution is consistent with opening of the Lau basin and spreading axis reorganization in the North Fiji Basin ([10], [18]). During this time, the North Fiji transform fault also becomes a major feature of the plate boundary between the Pacific crust and Indo-Australian margin ([19], [20]), partially initiated by the collision of Pacific seamounts (Samoa, Wallis and Ellice islands) with the north Tonga termination. By this southward migration of the plate boundary, the Horne islands are directly juxtaposed with the Pacific mantle which may partially control the magma genesis (*i.e.* on Fiji and Lau [15], [17]) as the previous subduction fingerprint disappears.

I. CADRE GÉODYNAMIQUE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS. — L'archipel volcanique de Horne (Futuna et Alofi) est situé entre la zone transformante senestre active nord-fidjienne au Sud et le linéament fossile du Vitiaz au Nord. La première prolonge la fosse de subduction des Tonga vers 15°S et limite au Nord la plate-forme fidjienne, alors que le second, site initial présumé de la subduction de la plaque Pacifique, sépare la lithosphère pacifique crétacée des bassins marginaux cénozoïques à actuels Nord-Fidjien et de Lau (fig. 1 a).

Deux formations volcaniques tholéiitiques sous-marines ont été définies antérieurement sur ces îles : la formation de Pouma et la formation de Vaifafine, rebaptisées respective-

ment formations d'Afaga et de Matavili suite à des travaux cartographiques complémentaires ([1] à [3]). La première (Afaga) est intermédiaire entre des basaltes de type MORB et de bassin marginal, la seconde (Matavili) montre une empreinte orogénique plus franche. Ces formations, d'âge pliocène supérieur (datation micropaléontologique; [4]) attestent de la contribution au magmatisme d'une composante de subduction. Les profondes dépressions bathymétriques du Linéament de la Fosse du Vitiaz, plus ou moins déformées par la collision de chaînes volcaniques de la plaque pacifique (Samoa, Ellice), témoignent de l'existence d'une zone de subduction au Nord des îles de Horne, ayant fonctionné au moins jusqu'au Miocène supérieur ([5], [6]).

Deux nouvelles formations volcaniques sous-marines basaltiques, fini-pliocènes, postérieures à celles définies précédemment et couronnées par des calcaires récifaux quaternaires, ont été identifiées sur les îles de Horne ([2] à [4]) : les formations du Mont Mamati (MMT), dans la partie orientale de Futuna, et de Vaika (VK), très localement sur la côte sud d'Alofi (*fig. 1 b*).

II. PÉTROLOGIE DES BASALTES DES FORMATIONS DU MONT MAMATI ET DE VAIKA. — *La formation du Mont Mamati* est constituée de deux types de basaltes :

— *Basaltes à olivine faiblement porphyriques*, très vacuolaires (jusqu'à 30 % de la roche totale), indice de fortes teneurs en volatils des liquides magmatiques; les nombreuses hyaloclastites associées témoignent de cette richesse en volatils et probablement d'une profondeur de mise en place plus faible que celle des formations antérieures. Les phénocristaux d'olivine (Fo 87,6-84,5; 6 à 12 % de la roche totale) contiennent de nombreuses inclusions de spinelle chromifère (27 à 32 % de Cr_2O_3) et semblent en déséquilibre avec le liquide magmatique ($\text{KD Ol/Liq} \neq 0,30$). La mésostase hyaline à microlitique, est constituée *pro parte* de plagioclase (An 73,6-58), parfois de clinopyroxènes (Cpx) de type salite et de grains d'opiques.

— *Basaltes et dolérites à clinopyroxènes* il s'agit de basaltes porphyriques à mésostase doléritique et de dolérites sub-ophitiques très peu vacuolaires. Le CPX de type salite est prédominant alors que l'olivine disparaît progressivement dans certains échantillons. Le plagioclase (An 79,5-42) devient abondant et les minéraux opaques, ilménite et titanomagnétite, en microcristaux et microphénocristaux, cristallisent dans les derniers stades.

La minéralogie et notamment la séquence de cristallisation (co-précipitation d'olivine et de spinelle dans les premiers stades, suivie du fractionnement de plagioclase et de Cpx puis de titanomagnétite et d'ilménite dans les stades ultimes), le fractionnement d'un plagioclase de type bytownite à andésine, la co-précipitation d'ilménite et de titanomagnétite et la chimie des phénocristaux de Cpx (faibles teneurs en SiO_2 : 45,9-51,5 %; fortes teneurs en CaO : 20-22,5 %; Al_2O_3 : 2,5-6,5 % et TiO_2 : 1,5-4,5 %) (*fig. 2 b*) indiquent une certaine parenté avec les séries alcalines ([7], [8]).

La formation de Vaika n'a livré que des basaltes picritiques (OL > CPX \gg PL). Généralement porphyriques (13 à 25 % de phénocristaux), à mésostase microlitique fluidale, ils sont caractérisés par une vésiculation notable (jusqu'à 15 % de la roche totale). Les olivines (Fo 91-82; 50 à 77 % des phénocristaux), issues de fractionnements précoces pour les plus magnésiennes renferment d'abondantes inclusions de chromite alumineuse ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 44,5$ à 39 %); le Cpx (15 à 50 % des phénocristaux) est de type endiopside à diopside. Le plagioclase (An 84,5-46,8) essentiellement en microlites dans la mésostase, existe en phénocristaux dans certains échantillons (jusqu'à 30 % des phénocristaux), alors que la proportion d'olivine diminue. Des grains de magnétite cristallisent dans les stades ultimes.

TABLEAU

Analyses représentatives des laves de Futuna et Aiofi (RT : roches totales, analyste : M. Marly, ORSTOM-Nouméa; V : verres analysés à la microsonde, analyste : A. Grzeszczyk). Les analyses des laves d'Afaga et de Matavili correspondent aux moyennes des termes extrêmes de chaque série. SAT. % : degré de saturation en silice exprimé en pourcentage de Ne, Hy et Qz dans la norme (pour $Fe_2O_3 = 1,5\%$). $Mg^* = 100 Mg/Mg + Fe^{2+}$ (pour $Fe_2O_3 = 1,5\%$). Les laves (RT) du Mont Mamati se répartissent en deux groupes pétrographiques : les basaltes à olivine (1) et les basaltes et dolérites à Cpx (2).

Representative chemical analyses (RT: whole rocks, V: microprobe analyses of glasses) of Futuna and Aiofi lavas. The Afaga and Matavili analyses are calculated averages of end-members from each series. Sat %: Si-saturation expressed as the percentage of ne, hy and qz in the norm (assuming $Fe_2O_3 = 1.5\%$). $Mg^* = 100 Mg/Mg + Fe^{2+}$ (assuming $Fe_2O_3 = 1.5\%$). In Mount Mamati formation: (1): olivine-phyric basalts, (2): Cpx-phyric basalts and sub-ophitic dolerites.

	Afaga		Matavili		Vaika			Mont Mamati							
	<49 % RT	55-57 % RT	49-51 % RT	55-57 % RT	A52D RT	A227G RT	A230B RT	F318A RT(1)	F319 RT(1)	F320A RT(2)	F333C RT(1)	F31E V	F319 V	F333C V	F336 V
SiO ₂	48,67	55,87	50,41	55,84	43,90	46,63	45,20	46,75	45,48	46,68	46,50	48,22	47,46	49,18	47,95
TiO ₂	1,15	1,38	0,82	0,62	1,07	1,18	1,10	1,97	2,02	2,87	1,79	2,10	2,37	1,90	1,56
Al ₂ O ₃	16,36	14,28	15,61	15,61	13,41	15,51	13,26	13,29	12,57	14,68	14,40	14,97	15,34	14,58	16,16
Fe ₂ O ₃ *	10,57	11,07	10,64	8,99	9,27	10,71	10,65	11,49	11,96	11,96	10,07	12,51	11,53	11,33	11,50
MnO	0,15	0,17	0,17	0,14	0,12	0,17	0,14	0,14	0,15	0,14	0,13	0,18	0,18	0,19	0,21
MgO	7,08	3,94	7,56	5,36	12,44	8,08	11,68	11,83	14,12	5,16	9,80	6,91	7,00	7,05	7,71
CaO	11,78	8,90	11,17	9,93	11,71	12,04	11,66	9,43	9,55	11,88	11,27	11,67	11,88	11,37	11,47
Na ₂ O	2,60	2,67	2,17	2,12	1,44	1,78	1,71	2,20	2,02	2,82	2,56	2,87	2,88	3,06	2,71
K ₂ O	0,20	0,64	0,28	0,44	0,80	0,91	0,80	0,64	0,63	0,74	0,44	0,74	1,01	0,60	0,51
PF	1,17	1,17	1,13	1,08	4,80	2,54	2,34	1,02	0,59	1,33	1,75	-	-	-	-
Total	99,73	100,39	99,96	100,02	98,96	99,55	98,54	98,76	99,09	98,26	98,71	100,17	99,65	99,26	99,82
FeO	6,31	6,13	6,44	5,08	4,14	4,45	4,63	5,74	6,64	4,89	5,22	-	-	-	-
SAT. %	8,5 hy	11,4 qz	0,7 qz	11,8 qz	1,1 ne	4,4 hy	1,1 ne	7,5 hy	0,1 ne	1,0 ne	0,8 ne	1,4 ne	3,5 ne	0,5 hy	0,3 ne
Mg*	60,70	44,90	62,00	59,00	75,80	63,70	71,90	70,60	73,30	50,10	69,40	55,40	58,00	58,70	60,40
Na ₂ O/K ₂ O	13,00	4,20	7,80	4,80	1,80	2,00	2,10	3,40	3,20	3,80	5,80	3,90	2,80	5,10	5,30

Cette formation diffère de la précédente par une minéralogie rappelant celle des séries tholéitiques avec notamment des phénocristaux de Cpx présentant de plus fortes teneurs en SiO₂ (51,8-53,5 %) et des teneurs moindres en TiO₂ (0,3-0,6 %), Al₂O₃ (3-4 %) et Cr₂O₃ (0,1-0,7 %). Ces derniers ne montrent cependant plus les caractères orogéniques francs des Cpx de la formation de Matavili mais ceux des basaltes non orogéniques traduisant plutôt une évolution vers un contexte intraplaque (fig. 2) [8].

Du point de vue géochimique, les basaltes des deux formations diffèrent également :

Les basaltes de la formation MMT (43,6 < SiO₂ < 46,7 %) sont des basaltes transitionnels d'après leur composition normative (Ne < 5 % - Hy < 10 % sf pour F320A); les verres basaltiques (48,2 < SiO₂ < 49,6 %), échantillonnés dans les hyaloclastites ou en bordure de pillow-lavas, confirment ce caractère transitionnel et faiblement sous-saturé de ce volcanisme (Ne = 0 à 3,5 %; Hy = 0 à 6,1 %) (tableau). Le diagramme alcalins/silice (fig. 3; [9]), traduit bien la nature transitionnelle de ces laves, qui se placent à la limite des champs tholéitique et alcalin, ainsi que leur enrichissement en Na₂O + K₂O par rapport aux formations tholéitiques antérieures. Leurs teneurs en TiO₂ intermédiaires entre celles des tholéites et des basaltes alcalins s.s (1,60-2,87 % pour les roches totales; 1,77-2,10 % pour les verres) rapprochent ces termes de certains basaltes d'îles océaniques (fig. 4) mais excluent de les rattacher au volcanisme de point chaud des Samoa, franchement alcalin et riche en TiO₂ [10]. Les laves de la formation MMT s'apparentent par contre aux basaltes transitionnels enrichis en alcalins et en TiO₂ de la Ride Sud-Pandora (RSP) [11], et aux basaltes transitionnels à faiblement alcalins de Wallis ([10], [12]), tous sensiblement de même âge (Pléistocène) et émis dans le même contexte géodynamique (Wallis) ou en relation étroite avec ce dernier (RSP) (fig. 1 a). Elles rappellent également par certains aspects et notamment leurs teneurs en TiO₂ intermédiaires, le volcanisme alcalin tardipliocène à quaternaire de Fidji et celui, pléistocène, de Rotuma ([10] et [13] à [15]) (fig. 3).

Les basaltes de la formation VK (43,9 < SiO₂ < 46,63 %), assez fortement altérés (2,34 < PF < 4,80 %), sont à néphéline normative (Ne < 5 %), excepté l'échantillon A227G, à olivine et hypersthène normatifs (Hy < 5 %) (tableau). Leurs concentrations en alcalins,

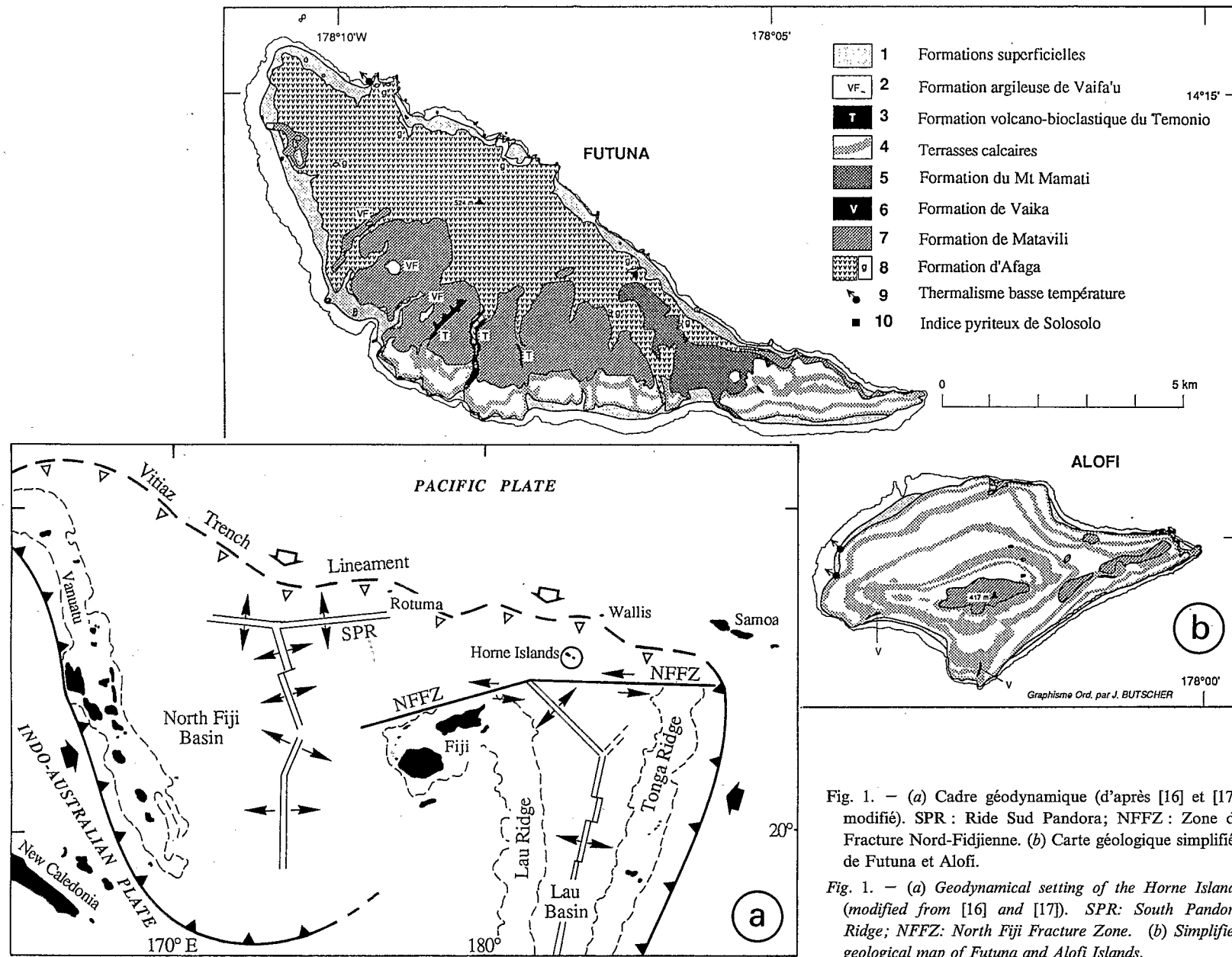


Fig. 1. - (a) Cadre géodynamique (d'après [16] et [17], modifié). SPR : Ride Sud Pandora; NFFZ : Zone de Fracture Nord-Fidjienne. (b) Carte géologique simplifiée de Futuna et Alofi.

Fig. 1. - (a) Geodynamical setting of the Horne Islands (modified from [16] and [17]). SPR: South Pandora Ridge; NFFZ: North Fiji Fracture Zone. (b) Simplified geological map of Futuna and Alofi Islands.

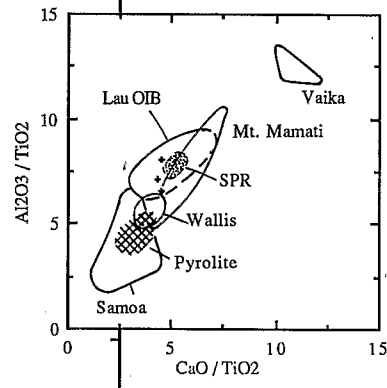
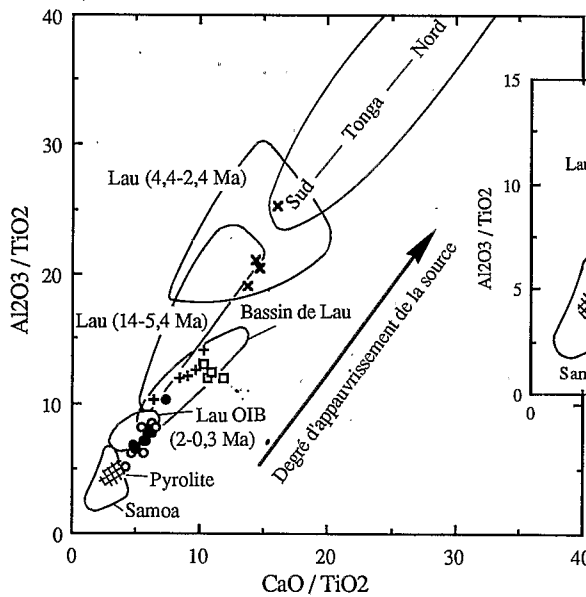
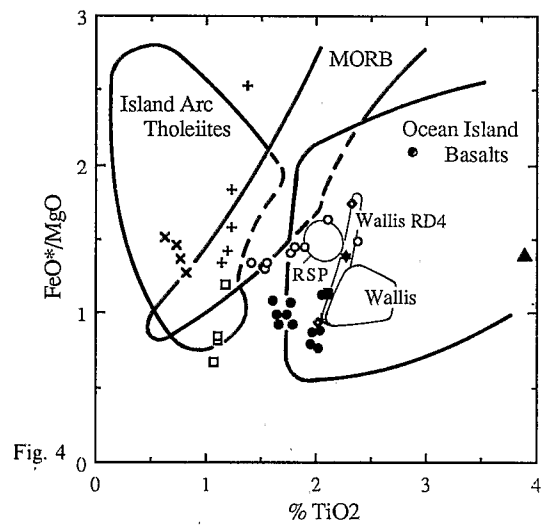
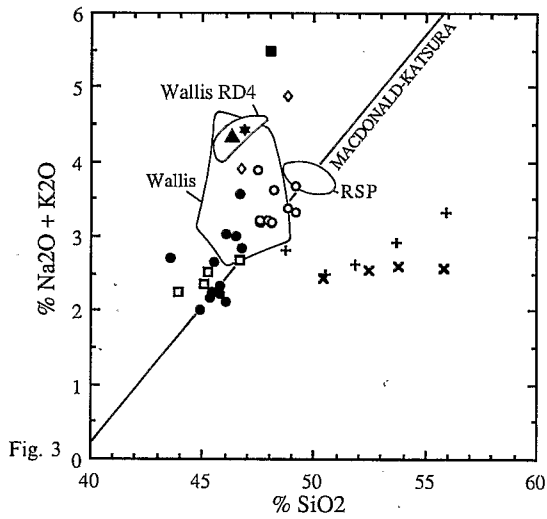
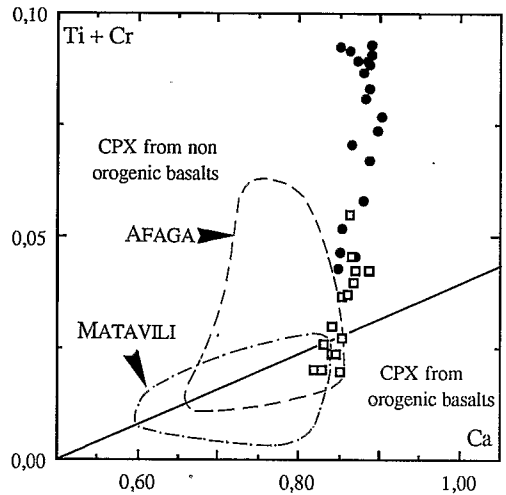
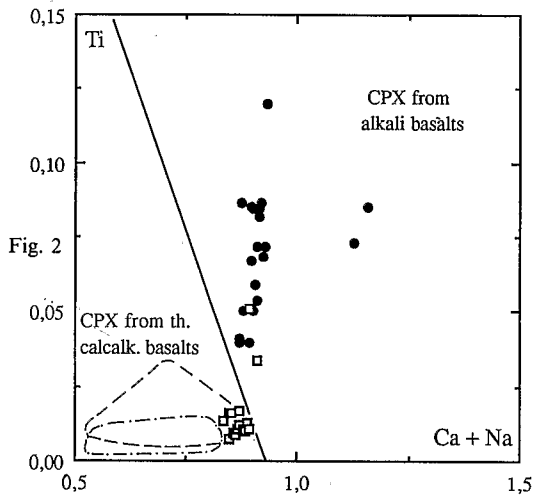


Fig. 5

- | | |
|------------------------|--------------------------|
| <i>FUTUNA et ALOFI</i> | |
| + | Afaga |
| x | Matavili |
| □ | Vaika |
| ● | Mt Mamati (Roche Totale) |
| ○ | Mt Mamati (Verre) |
| ◇ | Ride de Lau [16] |
| ■ | Rotuma [9] |
| ▲ | Samoa [9] |
| ★ | Fidji [11] |
| ○ | Wallis [11] |
| ○ | Wallis RD4 [9] |
| ○ | RSP [10] |
| ○ | Ride de Lau [16] |
| ○ | Tonga [16] |
| ○ | Samoa [16] |
| ○ | Pyrolite [16] |

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE II

Fig. 2. — Diagrammes $Ti/(Ca+Na)$ et $(Ti+Cr)/Ca$ [8] pour les phénocristaux de CPX (cœurs) des laves de Futuna et Alofi.

Fig. 2. — *Ti versus (Ca+Na) and (Ti+Cr) versus Ca diagrams* [8] for the CPX phenocrysts (cores) from Futuna and Alofi lavas.

Fig. 3. — Diagramme Na_2O+K_2O/SiO_2 [9]. Les laves d'Afaga et de Matavili sont représentées par des analyses moyennes calculées sur les intervalles de SiO_2 : <49, 49-51, 51-53, 53-55 et 55-57 %.

Fig. 3. — *Na_2O+K_2O versus SiO_2 diagram*. Afaga and Matavil's lavas are represented by average analyses calculated for <49, 49-51, 51-53, 53-55 and 55-57% SiO_2 intervals.

Fig. 4. — Diagramme discriminant $TiO_2/FeO^*/MgO$ pour les basaltes des principaux contextes géodynamiques océaniques.

Fig. 4. — *Discrimination plot of TiO_2 versus FeO^*/MgO for basalts from various oceanic geodynamic settings.*

Fig. 5. — Diagramme Al_2O_3/TiO_2 en fonction de CaO/TiO_2 pour les laves des îles de Horne.

Fig. 5. — *Al_2O_3/TiO_2 versus CaO/TiO_2 for the Horne islands lavas.*

comme leurs compositions normatives, en font également des basaltes à caractère transitionnel (fig. 3). Toutefois la forte altération des échantillons et son rôle potentiel sur le comportement des alcalins suggèrent une certaine prudence même si, dans le cas présent, il ne semble pas exister de corrélation évidente entre les deux. Ces basaltes se distinguent des précédents par des rapports Na_2O/K_2O plus faibles (1,8 à 2,2 contre 2,8 à 5,4 pour les verres basaltiques MMT), s'expliquant par des teneurs plus élevées en K_2O des laves, et par des teneurs en TiO_2 également plus faibles (fig. 4). Ces caractères géochimiques qui ne peuvent s'apparenter aux MORB, sont en outre inhabituels pour des basaltes d'îles océaniques (fig. 4).

III. DISCUSSION. — Deux épisodes magmatiques dérivant de sources mantelliques plus ou moins appauvries (fig. 5; [16]), se succèdent au Pliocène supérieur sur les îles de Horne :

— le premier (Afaga-Matavili), tholéitique, dérive d'une source relativement appauvrie qui s'apparente à celle du magmatisme arrière-arc (bassin de Lau) voire orogénique (Fidji-Lau-Tonga) du coin NE de la marge indo-australienne (fig. 5). Les caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques très proches de ces deux formations ([1], [2]) militent en faveur d'une même source. Toutefois, la formation de Matavili paraît dériver d'une source plus appauvrie que celle des laves d'Afaga antérieures (CaO/TiO_2 et Al_2O_3/TiO_2 plus élevés), résultat de probables « effets de fusion » : les laves de Matavili pourraient être le résultat d'une reprise de la fusion partielle sur une source déjà appauvrie par une fusion préalable ayant généré les laves d'Afaga (processus invoqué dans la genèse de certaines formations orogéniques affleurant sur les îles de Lau [17]).

— le second, enrichi en alcalins, dérive d'une source différente, pas ou peu appauvrie. Cet épisode, notamment la formation MMT, montre une convergence évidente avec le volcanisme océanique enrichi localement en alcalins; la proximité des caractères géochimiques existant entre ces divers épisodes magmatiques militerait en faveur d'une communauté de source pour l'ensemble du volcanisme intraplaque régional. Les différences géochimiques entre les deux formations (plus fortes teneurs en TiO_2 et K_2O dans les laves de VK) peuvent être le résultat de deux mécanismes : (1) taux de fusion partielle différents à partir d'une même source (taux plus élevé pour la formation VK) ou (2) existence d'une hétérogénéité mantellique à la source.

Le changement du volcanisme futunien à la fin du Pliocène, fait écho à une série de modifications comparables survenue dans la région nord-Tonga à la même période : sur les îles Fidji, à 3 Ma, et sur les îles de Lau, entre 2,5 et 2 Ma, le volcanisme orogénique

cède la place à un volcanisme alcalin d'île océanique; au Plio-pléistocène, la RSP, Wallis et Rotuma deviennent également les sites privilégiés d'un volcanisme transitionnel à alcalin [10]. Cette modification d'ampleur régionale, coïncide avec le début d'accrétion océanique dans le bassin de Lau vers 3 Ma associé à la rotation horaire de la fosse des Tonga. Les îles Fidji et de Lau échappant ainsi au régime de subduction des Tonga, passent en contexte intraplaque. A la même époque, l'ouverture du Bassin Nord-Fidjien se réorganise, l'axe d'expansion N135E étant relayé par un axe N-S dans le centre du bassin et un axe E-W au Nord de 13°S [18]. Les manifestations volcaniques transitionnelles à alcalines mises en évidence dans le secteur (Wallis, Rotuma, Fidji...) ont été interprétées comme un des résultats de cette réorganisation cinématique [10].

Le volcanisme transitionnel des îles de Horne s'est donc mis en place pendant une période d'instabilité de la terminaison nord-Tonga au cours de laquelle le régime convergent antérieur cède la place à un régime transformant, modification dont la collision des chaînes volcaniques des Samoa et des îles Ellice a probablement été un des moteurs; la zone transformante nord-fidjienne devient alors l'élément essentiel de la frontière entre la plaque pacifique et l'ensemble complexe de microplaques de la marge indo-australienne ([19], [20]). Après l'arrêt de la subduction au niveau de la terminaison nord-Tonga au Miocène supérieur ([5], [6]) suivie de l'assimilation partielle voire totale de la lame océanique subductée — dont on retrouverait l'empreinte dans les épisodes tholéitiques futuniens —, la migration de la frontière de plaque au sud des îles de Horne contribuerait à faire passer le volcanisme futunien sous contrôle au moins partiel du manteau pacifique, résultat de « l'accrétion » d'un fragment lithosphérique de la marge indo-australienne à la plaque pacifique. L'influence de ce pôle mantellique se marquerait jusque dans le magmatisme alcalin de Fidji et des îles de Lau ([15], [17]).

Note remise le 26 novembre 1990, acceptée après révision le 18 février 1991.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] A. GRZESZYK et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, série II, 1987, p. 93-98.
- [2] A. GRZESZYK et coll., *Géologie de la France*, 2-3, 1988, p. 131-134.
- [3] A. GRZESZYK et coll., *Carte géologique préliminaire à l'échelle du 1/25 000 de Futuna et Alofi*, 1989, ORSTOM.
- [4] A. GRZESZYK et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris* (en préparation).
- [5] C. G. CHASE, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, 1971, p. 3087-3110.
- [6] T. M. BROCHER éd., *Investigations of the Northern Melanesian Borderland*, AAPG *Circum Pacific Earth Sci. Series*, 1986, p. 172-185.
- [7] BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT, 1981, New York, Pergamon Press, p. 161-192.
- [8] J. LETERRIER et coll., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43, 1982, p. 139-154.
- [9] R. MACDONALD et T. KATSURA, *J. Petrol.*, 5, p. 82-133.
- [10] K. T. M. JOHNSON et coll., *Bull. Volcanol.*, 48, 1986, p. 225-235.
- [11] J. M. SINTON et coll., dans *Geological investigations of the North Fidji Basin*, AAPG *Circum-Pacific council for energy and mineral resources earth sci. series* (sous presse).
- [12] R. C. PRICE et coll., *J. Volcanol. geother. Res.*, 1990 (sous presse).
- [13] J. B. GILL, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 1984, p. 443-348.
- [14] J. B. GILL, *J. Geology*, 95, 1987, p. 589-615.
- [15] J. B. GILL et P. WHELAN, *J. Geophys. Res.*, 94, 1989, p. 4579-4588.
- [16] S. S. SUN et R. W. NESBITT, *Geology*, 6, 1978, p. 689-693.
- [17] J. W. COLE et coll., *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 1990, p. 540-554.
- [18] J. AUZENDE et coll., *Geology*, 16, 1988, p. 925-929.
- [19] B. PELLETIER et R. LOUAT, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, 1989, p. 123-130.
- [20] R. LOUAT et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, 1989, p. 489-494.

A. G. et C. L. : *Laboratoire de Pétrologie, U.S.T. Lille - Flandres-Artois, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex;*
 M. M., J.-P. E. et J. D. : *U.R. 1F, ORSTOM, B.P. n° A5, Nouméa Cedex, Nouvelle-Calédonie;*
 P. M. : *ORSTOM, Department of Geology, La Trobe University, Bundoora, Victoria, Australia 3083;*
 A. G., M. M., J. D. et P. M. : *G.D.R. 910 « Genèse et Évolution des Domaines Océaniques », 29000 Brest.*