

1974

ENSEIGNEMENTS D'UNE ETUDE PETROCHRONOLOGIQUE DU
SUBSTRAT VOLCANIQUE DE L'ILE MARE - ARCHIPEL
DES LOYAUTE (SUD - OUEST PACIFIQUE)

par

J.C. BAUBRON *

^{ean} J. H. GUILLOU **

^{acques} J. RECY ***

-
- * Bureau des Recherches Géologiques et Minières 45018 - ORLEANS - CEDEX - FRANCE
 - ** ORSTOM - 24, rue Bayard 75008 - PARIS
 - *** Centre ORSTOM de NOUMEA - B.P. 45 NOUMEA CEDEX - NOUVELLE CALEDONIE

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : 29 153

Cote : B ex. 1

S U M M A R Y

This paper gives an account of a petrological, geochemical and geochronological study of the basaltic flows which appear under emerged corallian limestones in Mare island (Loyalty archipelago) - The geochemical analysis lead to consider that these rocks are the result of polygenetic extrusions of an oceanic magma which emplacement has occurred according to K/A measurements between 11 and 9 M.Y. BP. This study specifies the mechanism of an ancient oceanic ridge volcanism and provides a new stake in the geodynamic history of South-Cest Pacific.

INTRODUCTION

Guirlande corallienne longue de 400 Km, formé de quatre îles principales : MARE, LIFOU, OUEVA et BEAUTEMPS-BEAUPRÉ, l'archipel des Loyautés est un chaînon insulaire à propos duquel nous ne disposons que d'informations très rudimentaires. Diverticule de l'arc Nouvelle-Calédonie-Norfolk il appartient donc à cet ensemble de grands bourrelets crustaux qui s'allongent selon une direction NW/SE dans la partie sud-occidentale du Pacifique et qui - au même titre que les fonds océaniques - portent témoignage de l'histoire de cette région.

La structure du S.W. Pacifique se résoud (cf GUILLON 1974) à la succession de trois arcs insulaires parallèles - dont le plus récent (arc des Nouvelles Hébrides) est bordé au S.W. par une fosse océanique, siège d'une intense activité séismique, que séparent des bassins interarcs (fig. I), au niveau desquels la croûte est d'épaisseur moindre. Les hypothèses proposées pour appliquer cette disposition structurale ont fait principalement appel aux données géophysiques et océanographiques, étant donné le développement spectaculaire de ces disciplines au cours des deux dernières décennies. Ainsi ont été envisagées la formation de systèmes d'arcs successifs (GEZE, 1963 - DUBOIS, 1969), l'ouverture de bassins marginaux (PACKAM et FALVEY, 1971) et de bassins interarcs (KARIG, 1971), enfin la création de bassins par expansion et accrétion aux limites des plaques (ANDREWS et al, 1973)

Nous apportons ici une contribution à la connaissance de cette région en exposant les résultats d'une étude pétrographique et géochronologique des roches volcaniques qui apparaissent dans/une des îles Loyauté, à savoir MARE, et sur lesquelles sont édifiées des formations coralliennes - aujourd'hui émergées - d'âge plio-pleistocène. Cette étude conduit à diverses considérations théoriques sur la genèse du volcanisme des arcs insulaires, en fixant une étape supplémentaire de l'évolution géodynamique de la Province Pacifique .

I - CHOIX DU MATERIEL D'ETUDE

I-I- Rappel de la géologie de l'archipel des Loyauté

L'archipel des Loyauté est une chaîne sous-marine dont la ligne de crêtes est soulignée entre 18 et 23° de latitude sud par un chapelet de récifs et d'atolls coralliens installés sur ses sommets les plus élevés (fig. 1).

Le substratum de cette chaîne n'affleure qu'à l'île Maré sous la forme de trois pointements de roches volcaniques de faible superficie. Il s'agit de basaltes et de dolérites, roches précédemment étudiées par LACROIX (1940) et à propos desquelles CHEVALIER (1968) a cité un âge conventionnel - obtenu par la méthode K/A - de 29 ± 4 M.A.

A l'île Maré on observe de plus, au fond d'excavations karstiques de 20 à 30 m de profondeur, taillées dans les calcaires coralliens, des formations décrites par KOCH (1958) comme des cinérites et des tufs bréchiques altérés.

Les formations récifales - Tandis que les récifs coralliens de PETRI, de l'ASTROLABE et de BEAUFEMPS-BEAUPRE (cf fig. I) sont affleurants ou peu émergés, les trois plus grandes îles des Loyauté - à savoir : OUEVA, LIFOU et MARE - sont constituées de formations récifales surélevées dont les points d'altitude maximale atteignent respectivement 46,104 et 138^m. On y reconnaît deux unités distinctes (cf fig. 3) :

- i - un ancien récif barrière constitué de l'association de madréporaires et d'algues calcaires; celui-ci forme une ceinture - tout au moins à Maré et à Lifou - qui porte sur sa muraille externe plusieurs encoches d'altitude différente, taillées par l'action de la mer.
- ii - le remplissage du lagon intérieur de cet atoll ancien par des débris coralliens à large prédominance d'algues calcaires; contrairement à l'anneau récifal externe cet ensemble est partiellement dolomitisé (cf BOURROUILH. 1972).

A l'île Maré les parties observées les plus anciennes des formations coralliennes ont fourni une faune pliocène, sans qu'il soit possible de préciser

Quant à la partie sommitale du récif barrière elle serait, selon CHEVALIER (1968), d'âge pleistocène.

Trois mesures radiométriques ont conduit à déterminer un âge de 30.000 ans (LAUNAY et RECY, 1971) pour des échantillons de calcaires coralliens prélevés sur la muraille externe de l'île Maré, à une altitude de 3^m.

La surrection de ces formations coralliennes se serait amorcée au pleistocène pour se poursuivre jusqu'à l'époque actuelle.

- Les formations volcano-sédimentaires : Celles-ci s'observent à l'île Maré au fond de deux excavations karstiques sculptées dans les formations de remplissage organogène du lagon fossile (cf fig. 2 et 3). KOCH (1958) les a décrites comme des tufs et des cinérites. Plus précisément il s'agit de tufs palagonitiques remaniés contenant des galets et éléments centimétriques de calcaires organogènes à microfaune néritique. Leurs relations avec les roches volcaniques ne sont pas connues. Peut-être s'agit-il de dépôts contemporains des émissions basaltiques.. Ce problème reste en suspens.

- Les formations volcaniques :

Trois pointements volcaniques, caractérisés par la grande fraîcheur de la roche à l'affleurement, apparaissent à l'île MARÉ, dépassant de quelques mètres le fond monotone de l'ancien lagon (cf fig. 3) :

i - le pointement de Rawa - (21° 29, 6 S / 167° 58, 7 E). Il s'agit d'une butte de 200 m de long environ, large de 80 à 100 m et dont le sommet est situé à une altitude supérieure d'une dizaine de mètres au niveau du fond du lagon fossile. La roche est une dolérite sombre à grain grossier. En quelques points, particulièrement à la périphérie de cette butte volcanique, la roche montre un grain plus fin : elle correspond au basalte doléritique décrit par LACROIX (1940). Aucune autre différenciation n'y a été notée.

ii - le pointement de Ponibok (21°30 S / 167°58, 4 E). Situé à 1 Km au S S E de la butte de Rawa ce pointement affecte la forme d'un plateau triangulaire de 200m de hauteur sur 80m de base. Il est formé d'une dolérite qui ne présente aucune différence fondamentale avec celle de Rawa mais généralement assez altérée. Il est à noter que la roche ayant donné lieu à la mesure d'âge conventionnel, cité par CHEVALIER (1968), provient de ce pointement.

iii - le pointement de Péorawa (21°00,9 S / 168°03 E). Il existe à proximité du village de Péorawa deux buttes volcaniques, très proches l'une de l'autre. Celle située le plus à l'Est se présente sous la forme d'une éminence circulaire d'une centaine de mètres de diamètre. La seconde correspond à une butte allongée de 200 à 300 m de largeur. On y observe plusieurs bancs superposés, de 20 à 40 cm d'épaisseur, d'un basalte gris-noir à phénocristaux de péridot - Sur le pointement oriental ceux-ci sont coiffés de boules basaltiques qui paraissent être des pillow - lavas dégagés par l'érosion. La roche est très comparable à celle qui forme les bancs décimétriques. Certains pillows montrent toutefois une ébauche de structure doléritique.

Autour des trois pointements décrits ci-dessus, on note la présence de blocs et de débris de roches volcaniques emballés dans les calcaires coralliens dolomités. Le volcanisme de l'île Maré est donc bien antérieur aux formations récifales.

I - 2. Situation des prélèvements :

Six échantillons ont été choisis pour les études en laboratoire. Un provient de la butte de Rawa, les cinq autres du pointement oriental de Péorawa.

- L'échantillon MA. 15 a été prélevé à la base de la butte volcanique de Rawa (extrémité NW). Il correspond à une dolérite à grain grossier
- Les échantillons MA. 17 et 167 proviennent de deux pillow basaltiques. L'un (MA. 17) présente une structure doléritique assez nette. L'autre est un basalte à phénocristaux d'olivine.
- Les échantillons MA. 1, 2 et 16 ont été prélevés dans les bancs de basaltes massifs. Etant donné l'importance du recouvrement pédologique il ne nous a pas été possible d'observer leurs relations spatiales.

2 - ETUDE PETROGRAPHIQUE

Les roches volcaniques de l'île Maré ont été décrites par LACROIX (1940). Cet auteur a reconnu trois types pétrographiques : un basalte noir à phénocristaux d'olivine qui affleure à Féorawa, un basalte doléritique et une dolérite qui forment le pointement de Rawa. L'échantillon MA. 15, prélevé à Rawa, correspond à cette dernière. La roche est une dolérite à grain grossier et présente une structure intersertale. Elle est formée :

- de plagioclase (An 45-55) qui se présente en lattes finement maclées de 3 à 4 mm de longueur ou, mais plus occasionnellement, en cristaux trapus et fréquemment zonés,
- d'augite tatanifère qui apparaît en cristaux prismatiques, de 0,5 à 1,5 mm selon le plus grand axe, entre les lattes de plagioclase,
- d'aegyrine qui forme des plages irrégulières à la périphérie de certains cristaux d'augite, ainsi que de petits cristaux indépendants,
- d'une amphibole pléochroïque dans les teintes bleu-vert, avec un angle d'axes optiques très faible, qui appartient au groupe des amphiboles sodiques. Il s'agit, très probablement, d'hastingsite,
- d'aenigmatie, très fréquente, reconnaissable à son pléochroïsme caractéristique. Elle se présente généralement en association avec l'aegyrine,
- d'apatite dont la proportion est relativement importante,
- de périclase en petits cristaux résiduels, partiellement transformés en iddingsite. Ainsi les cristaux de périclase portent une couronne iddingsitique, généralement bien développée, ainsi que, parfois, une lisière plus externe, de couleur verdâtre, formée de fibres de céladonite,
- d'un minéral du groupe des zéolites, à savoir l'épistilbite, qui tapisse les parois de petites druses,
- de minéraux opaques en une assez forte proportion : ilménite et en moindre part magnétite.

De plus la roche renferme de rares petits microlites d'orthose, disposés, comme LACROIX (1940) l'a signalé, dans les néats intercrystallins du plagioclase. En outre, des microcristaux d'un minéral incolore, qui semble être de la sodalite, sont observables dans certaines préparations.

Des cinq échantillons prélevés à Péorawa, à savoir MA. 1, 2, 16, 17 et 167, seul l'échantillon MA 17, qui avec MA 167 provient des coussinets volcaniques, présente une structure qui rappelle celle de la dolérite de Rawa, bien qu'il soit de grain beaucoup plus fin. Les quatre autres échantillons sont des basaltes sombres à phénocristaux d'olivine et de structure fluidale.

L'échantillon MA 17 est comme nous l'avons précisé ci-dessus, une dolérite à grain fin. L'augite est plus finement cristallisée, les lattes de plagioclase moins développées que dans la dolérite de Rawa et atteignent tout au plus, 2 mm de longueur. Par contre, le péridot se présente en cristaux de plus grande taille que dans celle-ci. Sa proportion y est également plus élevée; elle est toutefois plus faible que dans les quatre autres échantillons de Péorawa. Les cristaux de péridot portent un liseré externe d'eddingtonite, nettement observable, dans lequel apparaissent de petites fibres de céladonite. Le plagioclase est de composition légèrement plus basique (An 55-60) que celui de l'échantillon MA 15. Comme dans celui-ci on note la fréquence de l'apatite, des minéraux opaques (qui ici englobent parfois de très fines paillettes de biotite) et de l'épistilbite qui forme de petits sphérolites fibroradiés. Par contre, l'aegyrine, l'aenigmatite et l'hastingsite sont absentes de cet échantillon.

Des quatre autres échantillons provenant de Péorawa, trois, à savoir les échantillons MA 1, 16 et 167, ont une composition et une structure identiques. Le péridot, généralement très abondant, apparaît en phénocristaux idiomorphes, de 1 à 2 mm de diamètre, nageant dans une pâte fine, holocristalline, formée de petits microlites de plagioclase (An 55-70), d'augite et de péridot. La pâte montre une ébauche d'orientation. Contrairement aux deux échantillons de dolérites (MA 15 et 17) le péridot est, le plus souvent, très frais. La céladonite est également présente dans ces trois échantillons mais s'y observe principalement dans de petites géodes. Les minéraux opaques (titano-magnétite essentiellement) sont très abondants.

L'échantillon MA 2 se distingue des précédentes par quelques caractères : la structure fluidale est beaucoup plus nette, la pâte plus finement cristallisée; elle est, en outre, plus riche en augite, plus pauvre en plagioclase (dont la composition est d'ailleurs très proche de celle relevée dans ces trois échantillons) et renferme des paillettes de biotite. Le péridot forme des cristaux idiomorphes, ceux-ci ayant subi une légère transformation en iddingsite à leur périphérie.

Comme la dolérite à grain fin les basaltes de Péorawa sont dépourvus d'aegyrine, d'aenigmatite et d'hastingsite.

En résumé, on distingue dans cette série de six échantillons deux types pétrographiques principaux : d'une part une dolérite à grain grossier qui forme le pointement de Rawa (échantillon MA 15), d'autre part un basalte à structure fluidale que représentent les échantillons MA 1, 2, 16 et 167 et dont l'échantillon MA 2 se détache par quelques traits spécifiques, en particulier par une plus grande fluidité de sa pâte. L'échantillon MA 17 qui, comme les quatre précédents, provient de Péorawa, définit un type intermédiaire entre ces deux pôles bien que, par sa structure, il soit plus proche de la dolérite de Rawa. Il faut noter une réduction sensible de la basicité du plagioclase depuis les basaltes jusqu'aux dolérites, en passant par ce type intermédiaire, ce qui permet d'envisager une filiation possible entre ces trois termes.

La composition chimique des six échantillons (cf tableau I) révèle qu'il s'agit de roches volcaniques de caractère alcalin, riches en titane et qui par ce caractère, s'apparentent aux "basaltes intra-océaniques" de CHAYES (1965). Les teneurs en aluminium et en titane sont en effet caractéristiques des manifestations volcaniques sous-marines qui se produisent le long des rides océaniques.

.../

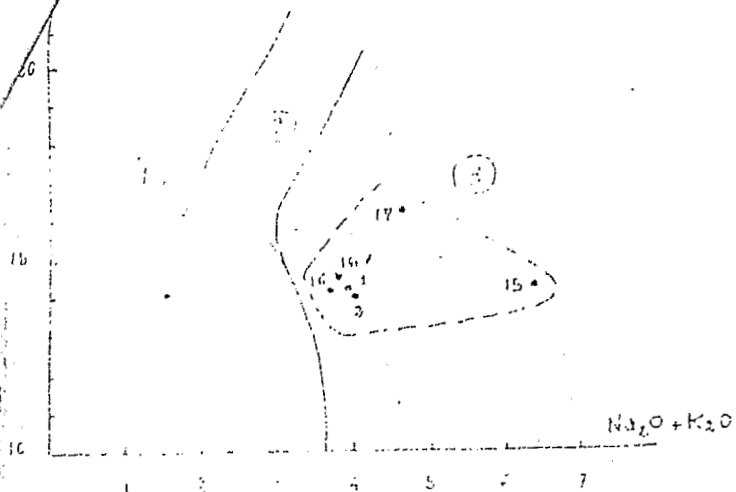


FIG. 4.

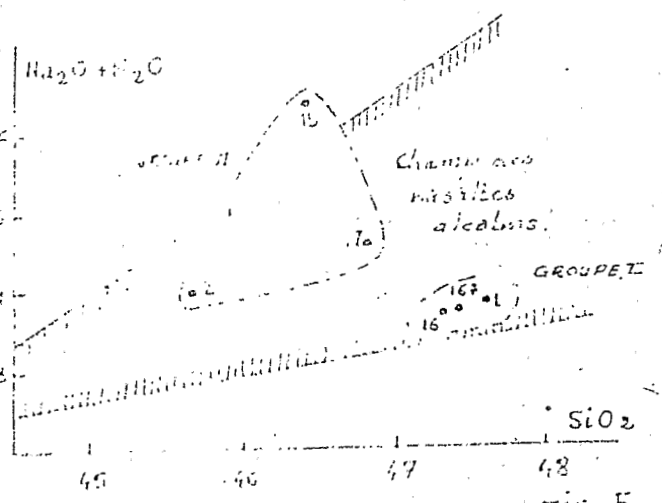
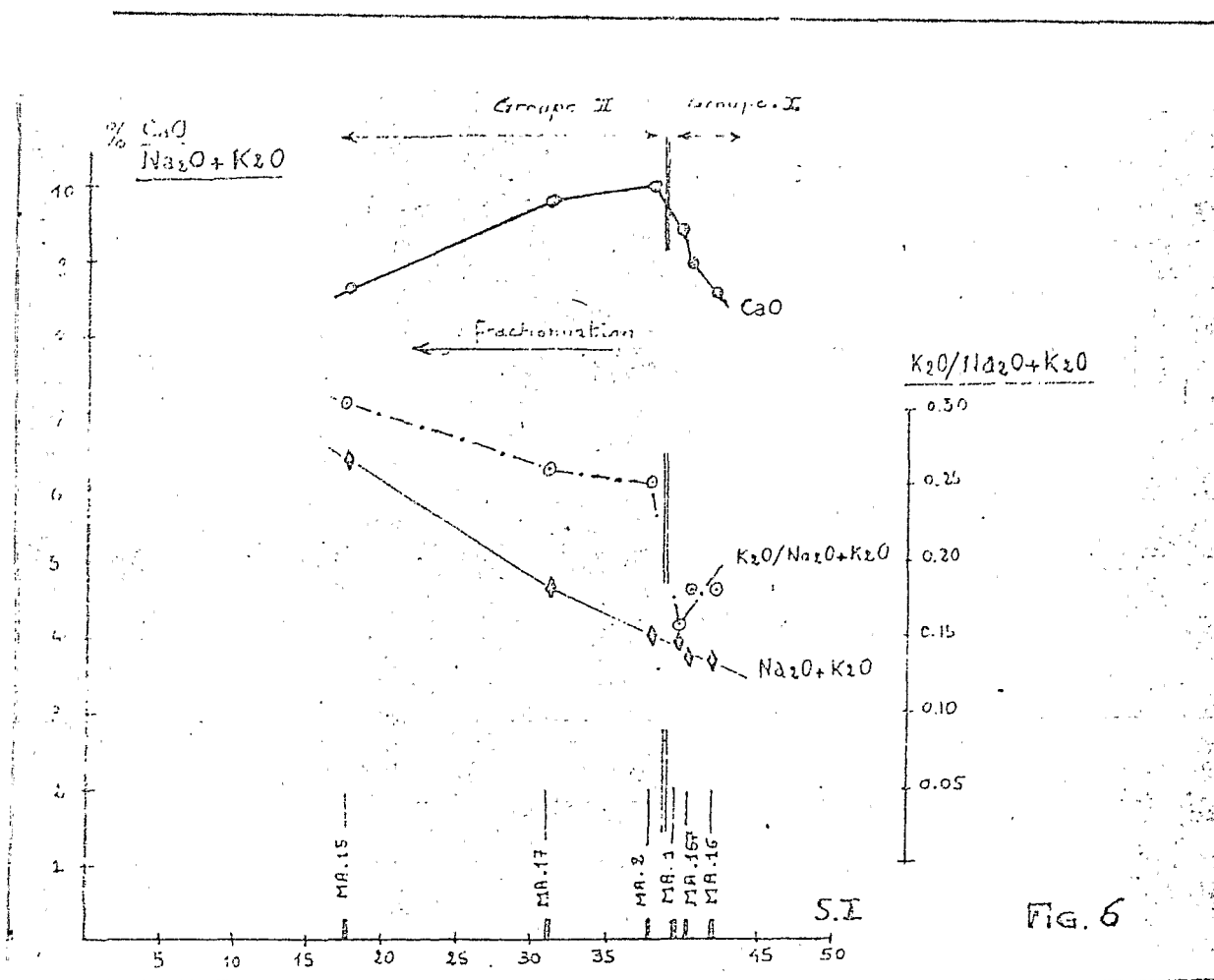


FIG. 5

La teneur moyenne en alcalins est de 4,4% pour une teneur moyenne en CaO de 9,2% (tableau I). Dans le diagramme $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$ (fig. 4) les quatre points correspondant aux échantillons MA 1, 2, 16 et 167 s'inscrivent dans un domaine restreint, jouxtant la ligne qui sépare le champ des basaltes alcalins de celui des basaltes tholéitiques; les deux échantillons doléritiques, tout particulièrement celui provenant de Rawa, montrent une alcalinité plus accusée. (cf également diagramme $Na_2O + K_2O/SiO_2$ - Fig. 5). Le diagramme de la figure 6, qui représente les variations des teneurs en CaO et en alcalins en fonction de l'indice de solidification de KURO (1960)*, permet de préciser les distinctions chimiques qui existent entre les six échantillons. En premier lieu on y remarque que quatre échantillons, à savoir: MA 1, 2; 16 et 167, ont un S.I proche de 40 et que les valeurs de cet indice sont beaucoup plus faibles

* "solidification index." S.I : $100 \frac{MgO}{MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O}$

en ce qui concerne l'échantillon MA 17 (S. I #31) et surtout l'échantillon MA 15 (S. I #17).* L'étendue du champ de variation de l'indice de solidification atteste donc de la différenciation profonde qu'a connu le volcanisme de l'arc loyaltien. En fonction de la réduction des valeurs du S.I. qui accompagne la différenciation et que l'on constate ici depuis les basaltes jusqu'aux dolérites, il se produit un accroissement progressif du pourcentage des alcalins et une augmentation irrégulière, mais néanmoins très nette, des valeurs du ratio K_2O/K_2O+Na_2O (cf fig. 6). Au fur et à mesure de la réduction du S.I. il y a, dans un premier stade (correspondant aux échantillons basaltiques) enrichissement en calcium puis appauvrissement (depuis ces derniers jusqu'aux dolérites), le point d'inflexion de la courbe de variation se plaçant au niveau de l'échantillon MA 2. On constate donc que s'il y a une très bonne corrélation entre la valeur du S.I. et la proportion en alcalins, il n'en est pas de même



* La valeur du S.I. pour cet échantillon est très faible et sans doute faut-il voir en la précipitation des titanomagnétites un facteur important d'atténuation de ce paramètre.

en ce qui concerne les teneurs en CaO et K₂O. Si l'on considère les variations de ces trois paramètres en fonction du S.I on constate que seuls trois échantillons se comportent en une succession logique : il s'agit de MA 2, 17 et 15. On serait donc enclin à penser qu'ils ont pris naissance au cours de la fractionnement d'un même bain silicaté et qu'ils relèvent peut-être d'un épisode magmatique dont les trois autres échantillons ne sont pas nécessairement les témoins.

Le diagramme AFM (Fig.7) et celui de la figure 8 ($Fe+TiO_2 = f(S.I)$) étayent l'hypothèse d'une filiation génétique entre les échantillons MA 2, 17 et 15 tout au moins. On y remarque, de plus la grande extension de la courbe matérialisée par les points représentatifs de la composition des six échantillons. D'ores et déjà nous pouvons conclure - et sur le seul témoignage des deux pointements de faible superficie qui apparaissent à l'île Maré - que le volcanisme de l'archipel des Loyauté a atteint un degré de différenciation accusé.

Fe+TiO₂
MgO

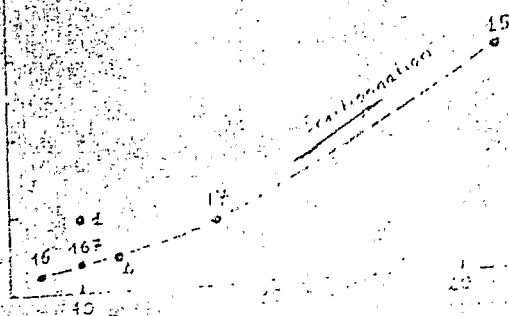


FIG. 8

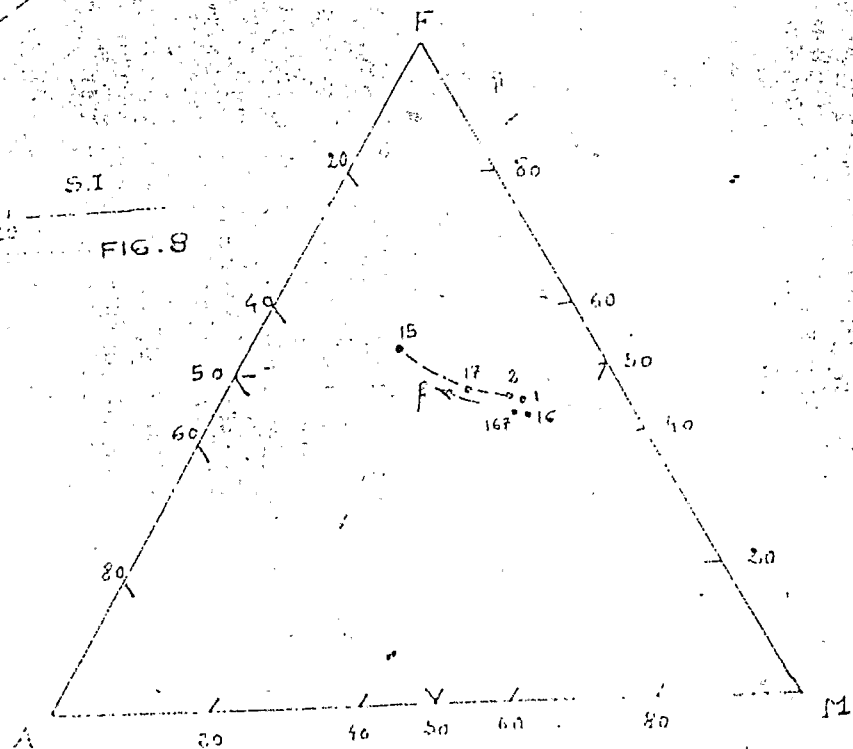


FIG. 7

La composition minéralogique virtuelle des six échantillons (cf tableau I) montre notamment que trois d'entre eux (MA 2, 17 et 15) ne présentent pas l'hypersthène normatif, que les trois autres (MA I, 16 et 167) en renferment une proportion assez élevée pour des roches alcalines. Une relation inverse s'établit entre ces deux groupes d'échantillons au sujet de la néphéline normative.

En bref, on reconnaît dans les six échantillons étudiés, deux pôles pétrographiques, l'un correspondant à la dolérite de Rawa, l'autre au basalte à phénocristaux d'olivine et structure fluidale de Péorawa, entre lesquels se place un type de composition et de structure intermédiaire, à savoir une dolérite à grain fin que représente l'échantillon MA. 17. Une étude géochimique confirme ce schéma et permet en outre de faire une scission entre deux groupes d'échantillons : d'une part trois échantillons basaltiques (MA. 16, I et 167), ceux-ci formant un ensemble minéralogiquement et chimiquement très homogène *, d'autre part une série ** qui comprend un échantillon basaltique dont la structure fluidale est particulièrement nette (MA.15)**. Bien que formant un ensemble pétrographique peu cohérent, ces trois échantillons traduisent une évolution qui permet de considérer comme probable leur consanguinité.

* (GROUPE I des FIG. 5 et 6)

** (GROUPE II des FIG. 5 et 6)

.../

	MA 1	MA 2	MA 15	MA 16	MA 17	MA 167
SiO ₂	47,60	45,65	46,40	47,30	46,80	47,40
TiO ₃	2,03	2,30	3,23	2,08	2,03	2,08
Al ₂ O ₃	14,20	14,10	14,35	14,20	16,35	14,50
Fe ₂ O ₃	3,35	4,50	3,45	2,15	3,00	3,00
FeO	7,50	6,75	9,35	8,60	6,85	7,85
MnO	0,18	0,18	0,20	0,18	0,17	0,18
MgO	9,75	9,30	4,15	10,50	6,45	9,80
CaO	9,40	10,00	8,70	8,55	9,80	8,95
Na ₂ O	3,25	3,00	4,40	3,00	3,40	3,05
K ₂ O	0,61	1,00	1,98	0,70	1,25	0,70
P ₂ O ₅	0,33	0,51	0,69	0,33	0,47	0,33
H ₂ O ⁺	0,87	1,46	1,72	0,89	1,88	0,83
H ₂ O ⁻	0,33	0,44	0,32	0,33	0,47	0,31

	MA 1	MA 2	MA 15	MA 16	MA 17	MA 167
Orthose	3,61	5,91	11,71	4,14	7,39	4,14
Albite	27,47	22,66	23,88	25,35	24,83	35,78
Anorthite	22,33	22,02	13,53	23,18	25,62	23,77
Nepheline	-	1,46	7,21	-	2,12	-
Diopsine	17,92	19,55	21,09	13,94	16,33	15,01
Hypersthene	1,35	-	-	4,43	-	4,75
Olivine	16,10	13,68	6,83	18,76	11,05	15,37
Magnetite	4,86	6,52	5,00	3,12	4,35	4,35
Ilménite	3,86	4,37	6,14	3,95	3,86	3,95
Apatite	0,72	1,11	1,51	0,72	1,03	0,72

TABLEAU II. - COMPOSITION CHIMIQUE ET COMPOSITION MINÉRALOGIQUE VIRTUELLE DES SIX ÉCHANTILLONS ANALYSÉS -

3 - GEOCHRONOLOGIE PAR LA METHODE POTASSIUM-ARGON

3.1 - CONDITIONS EXPERIMENTALES

Les analyses de potassium et d'argon ont été faites dans le laboratoire de géochimie isotopique du BRGM à Orléans. Le potassium a été dosé par spectrophotométrie d'émission (flamme froide) en appliquant le principe de la méthode d'encadrement. L'erreur maximale est évaluée à 1 %.

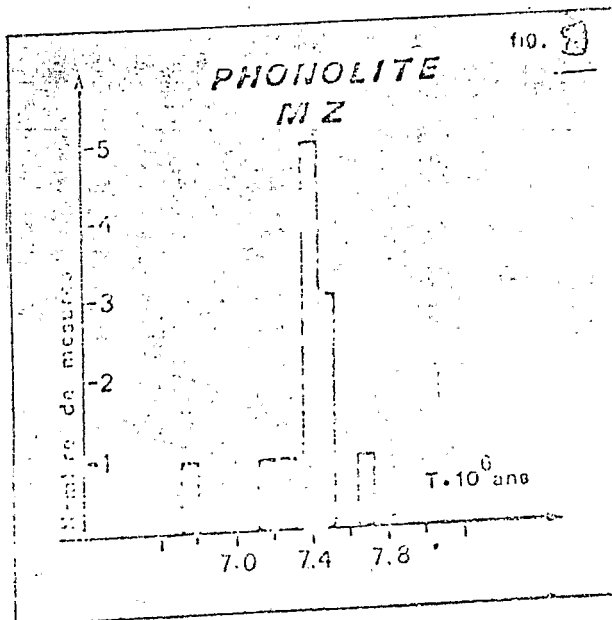
L'extraction de l'argon a été faite dans une ligne en Pyrex (chauffage RF). Le traceur est de l'argon 38 (pureté 99,5 %) introduit dans la ligne au moyen d'une réserve étalonnée par comparaisons inter-laboratoires. Le dosage de l'argon 40 a été effectué par dilution isotopique, sur un spectromètre de masse A.E.T. MS 20, en régime statique (aimant permanent de 4,5 kg - filament du rhénium).

REFERENCES D'ETALONNAGE DU TRACEUR

- BERN 4M (E. JÄGER). Concentration en argon 40 radiogénétique choisi arbitrairement. Valeur moyenne des publications : $0,285 \cdot 10^{-9}$ moles. Pour une proportion de K = 8,64 % et étant donné ces conditions, la valeur de T serait de 18,44 MA

- PHONOLITE MZ du Mont Mezenc (Velay) (CANTAGREL et MERGOIL - 1970, DONVILLE - 1973). K % = 4,32.

L'histogramme des T calculés d'après les mesures mensuelles des derniers 12 mois, donne lieu à la figure n° 9



CONSTANTES UTILISEES

$$\lambda_e = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$\text{Abondance } ^{40}\text{K} = 0,0119 \%$$

$$\lambda_B = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$K = 39,102$$

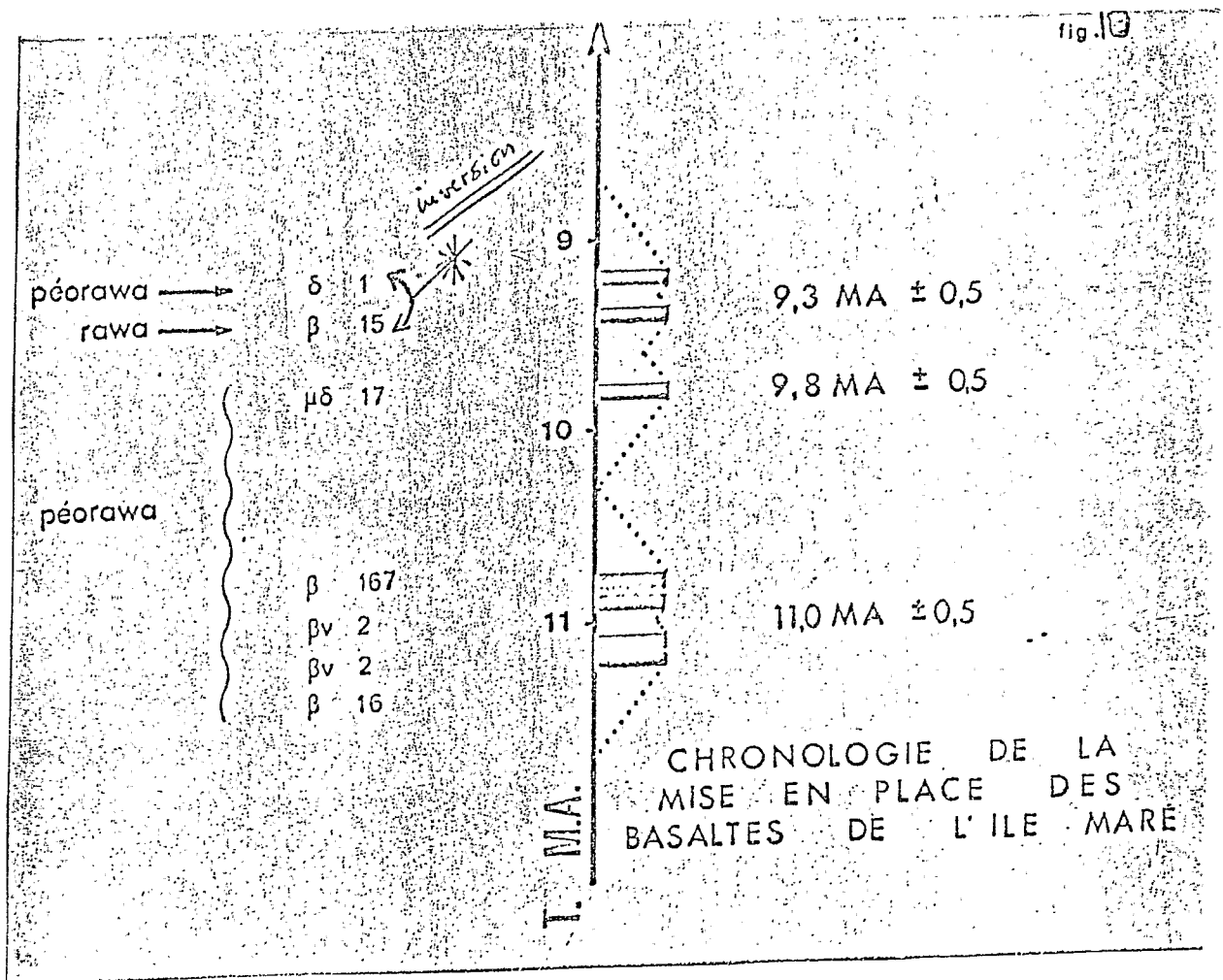
3.2 - RESULTATS ANALYTIQUES

- Les analyses ont été effectuées sur roche totale, sur des prises de 2 grammes.
- "radiogénique" (*) : corrigé des pollutions atmosphériques auxquelles s'ajoutent celles du diluant et des perturbations dues au "background" de la ligne d'extraction. (C. LAY - 1969 -).
- "radiogénique + atmosphérique" (**=) : corrigé de la contribution du diluant et du bruit de fond de la ligne d'extraction,
- La précision sur les T calculés est estimée à 5 % au maximum (COX et DALRYMPLE - 1967 -).
- Tableau des résultats : II

3.3 - INTERPRÉTATION

Une exploitation des données analytiques reportées dans le diagramme $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = f(^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar})$ ne permet pas de mettre en évidence un éventuel excès d'argon.

Nous retiendrons donc les temps calculés pour définir les âges des différents échantillons, ce qui permet de distinguer trois périodes éruptives (fig. 10): 11, 9,8 et 9,3 MA. B.



Le potassium semble être porté essentiellement par la céladonite, ce minéral étant vraisemblablement un produit des actions hydrothermales tardivolcaniques * (cf. SHASHINA in WEAVER et POLLARD, 1973) et non pas le résultat d'un échange entre le magma et l'encaissant. Cela excluerait donc à priori une perturbation du chronomètre argon, eu égard à l'âge des roches.

Néanmoins il est possible que la présence de céladonite ait une influence non négligeable sur l'âge mesuré des différents échantillons, comme la corrélation que l'on constate entre l'âge de la cristallisation et la teneur en eau des roches le laisserait supposer. Ainsi on ne peut exclure que les données obtenues pour les échantillons MA. 15 et 17 en particulier, soient légèrement erronées par défaut (cf. KANEOKA, 1971) bien que l'on soit dans l'impossibilité d'apprécier l'étendue de la marge d'erreur.

* Il y a en effet une bonne corrélation entre la concentration en potassium et l'eau de constitution.

4 - MESURES ISOTOPIQUES OU STRONTIUM

4. 1 - CONDITIONS EXPERIMENTALES

Les dosages quantitatifs des éléments Rb et Sr ont été effectués par absorption atomique suivant la méthode décrite dans E. GAKOT et al (1970). Les mesures isotopiques du strontium ont été faites dans le laboratoire de géochronologie de Clermont-Ferrand, sur un spectromètre de masse A.E.I. MS2, de 15 cm de rayon de courbure.

4. 2 - RÉSULTATS ANALYTIQUES

Les valeurs obtenues sont le résultat des mesures faites sur deux attaques différentes de la roche, après normalisation pour une valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,1194$.

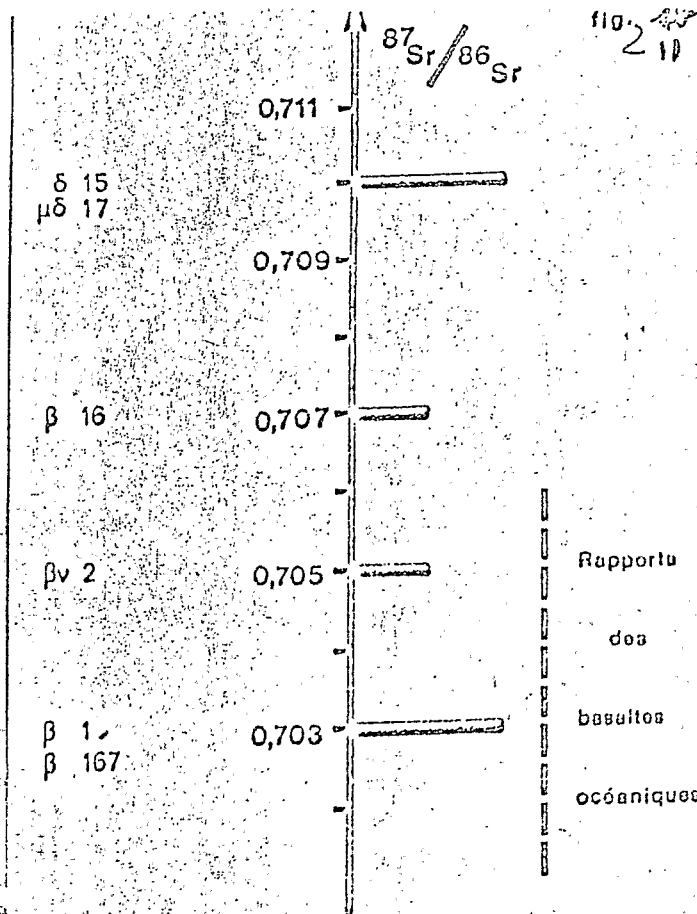
La précision donnée est la précision estimée sur la valeur résultante des deux mesures.

Tableau des résultats :

Echantillon	Rb ug/g	Sr ug/g	K/Rb	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	8,0	240	645	0,033	$0,703 \pm 0,001$
2	14,2	566	593	0,025	$0,705 \pm 0,001$
15	29,7	523	549	0,057	$0,710 \pm 0,001$
16	14,5	368	395	0,039	$0,707 \pm 0,001$
17	17,6	609	586	0,029	$0,710 \pm 0,001$
167	14,1	396	411	0,036	$0,703 \pm 0,001$

Les valeurs du couple $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ne permettent pas d'établir de corrélation logique avec un quelconque paramètre chimique ou pétrographique. En particulier il n'y a pas de liaison entre les valeurs de ce rapport isotopique et la concentration en strontium. Ceci est particulièrement net en ce qui concerne les basaltes A. 16 et 167, qui présentent les mêmes caractéristiques, hormis la valeur du couple isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (fig. 11).

En conséquence, il semble difficile d'expliquer les variations du couple traceur $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ autrement que par un échange ionique de site à site avec les terrains encroissants.



REPARTITION DES VALEURS
DES COUPLES $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
DES BASALTES DES ILES
MARE

Service au jour le jour
un service des
une boîte à
coppes
des intentions
seraient par exemple
niclens et développe
estimation de site

Rapport
basaltos
océaniques
Les programmes
seurs des pays
d'aide à la
des programmes
bien
schéma de
la montagne

Cet échange aurait pu se faire avec les calcaires qui, rappelons-le, sont pro-partie d'âge pleistocène ou avec l'eau de mer, postérieurement à la mise en place des coulées.

De tels types d'échanges ont déjà été mis en évidence par CAMUS et VIALETTE (1969), sur des filons de balsates de Limagne (Massif Central Français).

5- DISCUSSION

L'étude qui précède nous permet de retracer la chronologie de quelques épisodes du volcanisme loyaltien et à en esquisser le schéma d'évolution magmatique, ce qui conduit à une meilleure compréhension de la genèse des édifices éruptifs.

Si nous nous référons aux données expérimentales (cf. en particulier GREEN, 1970) les roches volcaniques de l'archipel des Loyauté pourraient parfaitement tirer origine d'un magma provenant de la fusion partielle d'une pyrolite à des pressions comprises entre 13 et 18 Kbars.

Les âges conventionnels définissent: i- un groupement à II MA. BP : il s'agit des échantillons MA. 2, 16 et 167 (tableau II et fig. 10), ceux-ci ayant un ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dont les valeurs, comprises entre 0,703 et 0,707, correspondent bien à celles relevées dans les basaltes océaniques, ii- une suite d'âges décroissants : 9,8 (MA.17), 9, 4 (MA.I) et 9,2 MA. BP (MA. 15). Mais alors que les échantillons 17 et 15 ont un ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ proche de 0,710, celui de l'échantillon I est nettement plus faible (0,703). Plusieurs autres critères différencient cet échantillon basaltique des dolérites MA. 15 et 17, d'âge sensiblement équivalent: tout d'abord sa nature pétrographique, mais encore une valeur plus élevée du ratio K/Rb (cf tableau III et fig. 13) et des teneurs beaucoup plus faibles en Rb et Sr (fig 12 A); celles-ci sont d'ailleurs également plus réduites que celles des trois autres échantillons de basalte (MA. 2, et 167). Peut-être y-a-t-il lieu de voir là les indices d'une origine différente pour l'échantillon MA. I (fig. 12 A, B, C).

L'étude pétrographique (chap. 2) conduit à considérer comme probable une filiation entre les échantillons MA. 2, 17 et 15. Cela est confirmé par le gradient de variation des teneurs en Rb et Sr (fig 12 A et B) et du ratio K/Rb (fig 12 C) en fonction du S.I. Nous pouvons donc conclure à une indéniable parenté de ces trois termes (cf NOCKOLDS et ALLEN in FAURE et POWELL, 1972) et à leur indépendance par rapport aux échantillons MA 16 et 167, ceux-ci devant être considérés comme cogénétiques.

.../..

Nous aboutissons donc au schéma suivant : les basaltes à olivine, peu différenciés (MA. 16 et 167) se seraient formés aux alentours de 2 MA. BP, à partir d'un magma dont un certain volume aurait continué à demeurer "mobile" jusque vers 9.2 MA. BP et qui, par fractionnement, aurait conduit, dans un premier temps aux basaltes alcalins à olivine (MA.2), plus tardivement aux dolérites (MA. 17 puis MA. 15) qui appartiennent au type basanites à olivine. Il nous faudrait donc envisager un réservoir magmatique qui aurait fonctionné pendant près de 2 MA *, sans subir de contamination (du fait de l'absence de corrélation entre les valeurs du ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et un quelconque paramètre pétrographique ou géochimique). L'échantillon basaltique MA. 1 aurait, quant à lui, une origine différente. Peut-être est-il issu d'une récurrence mantéllique, hypothèse parfaitement plausible, surtout si l'on considère la valeur élevée du ratio K/Rb de cet échantillon (cf fig. 13)

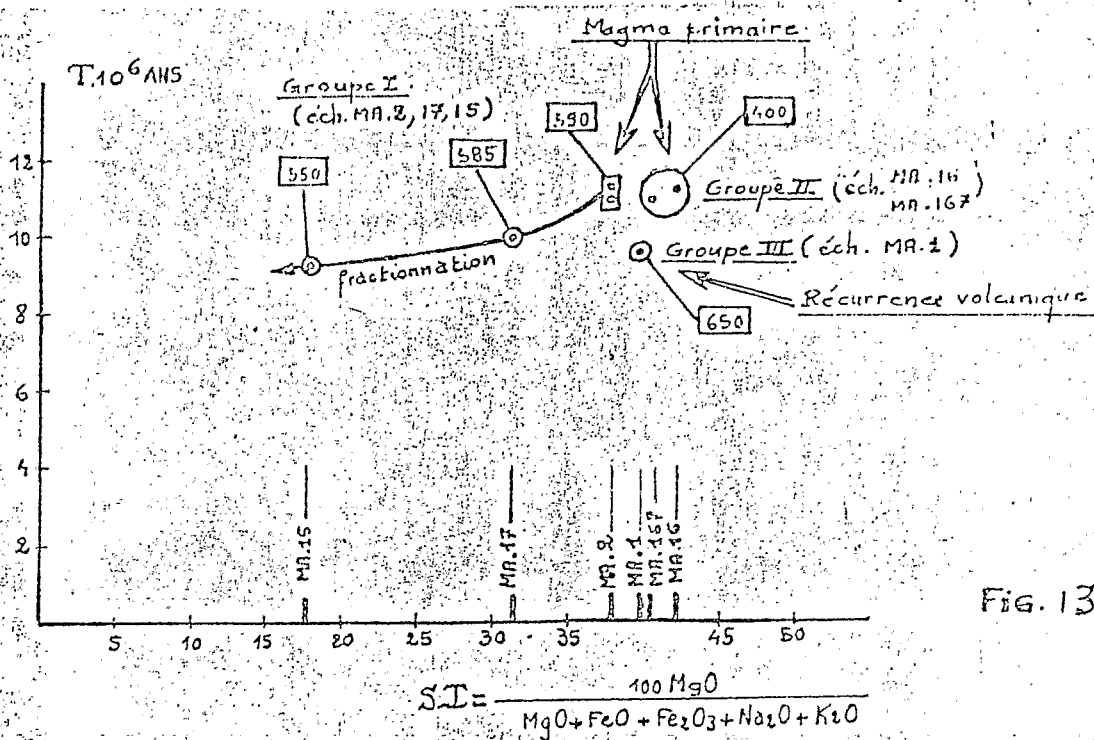


Fig. 13

*La teneur élevée en eau de constitution des deux échantillons doléritiques est l'indice d'une phase hydrothermale, vraisemblablement responsable d'une atténuation de leur âge mesuré (cf réserve émise cha. 33). e ce fait on ne peut considérer ce chiffre de 2 MA comme une estimation précise de la durée de fonctionnement de ce réservoir magmatique.

Si nous faisons abstraction des modifications possibles dues aux variations de pression et de température sur une pyrolite en ascension, le film des événements s'établirait alors ainsi : (cf. fig. 13 et 14) :

- Il y a II M.A. B.P. = un magma, né de la fusion d'une pyrolite, donne lieu à deux éruptions. L'une est à l'origine des basaltes 16 et 167, roches peu évoluées (S.I. = 40) et dont le ratio K/Rb est de 400, donc exceptionnellement faible. De l'autre serait issu le basalte alcalin MA. 2, sensiblement plus évolué (S.I. = 38) et qui présente un ratio K/Rb de 590, valeur proche de celle que l'on reconnaît pour le plateau différencié. Par différenciation du magma parental de MA.2 naîtront plus tardivement les dolérites MA. 17 et 15.

- A 9.8 M.A. BP se place une étape de la fractionnement de ce magma dont témoigne la dolérite MA. 17, roche voisine de MA. 2 par plusieurs paramètres (K/Rb, Rb/Sr, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}...$) mais plus évoluée (S.I. = 31).

- Aux alentours de 9,4 M.A. BP se produit l'émission d'un magma basaltique peu évolué, d'origine profonde. L'échantillon MA. I qui en est issu, tranche, notamment par une valeur exceptionnellement élevée du ratio K/Rb (650), sur les roches formées à cette même époque, à savoir les dolérites MA 17 et 15.

- A une époque voisine de 9.2 M.A. BP se forme la dolérite à grain grossier, représentée par l'échantillon MA. 15. Cette roche correspond à une étape plus avancée (et ultime?) de la différenciation du magma individualisé aux alentours de II M.A. BP. Elle est plus évoluée (S.I. = 17) que la dolérite à grain fin MA. 17 et présente, par rapport à cette dernière, un net enrichissement en Rb et en alcalins; elle est caractérisée, en outre, par une valeur du ratio K/Rb voisine de 550, donc beaucoup plus faible.

Pour expliquer le volcanisme de l'arc Loyaltien il nous faut donc envisager des pulsions successives de magma (cf fig. 14), alimentées par un réservoir crustal qui aurait fonctionné durant près de 2 millions d'années et faire appel, de plus, à des venues profondes, probablement d'origine mantellique.

.../..

REMERCIEMENTS

La publication de ce travail a été autorisée par Monsieur le Directeur du Service Géologique National et Monsieur le Directeur Général de l'ORSTOM, auquel nous sommes redevables des crédits de financement des analyses chimiques et radiométriques.

Nous remercions Monsieur le Professeur ROQUES, Directeur du Laboratoire Associé de Chronologie des Terrains cristallins et Volcanologie de Clermont-Ferrand, qui nous a donné la possibilité d'effectuer les mesures isotopiques du strontium.

Notre reconnaissance va également à Y. VIALETTE, C. ALSAC et P. PICOT pour les conseils qu'ils nous ont prodigués.

C. CAMUS, Y. VIALETTE - 1969 -

Comptes Rendus Sommaires de la Soc. Géol France. Fasc. 8 p. 284-287. Paris

J.M. CANTAGREL, J. MERGOIL - 1970 -

Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. T. 271. p. 760-763. Paris

N. CLAUER et Y. TARDY - 1971 -

Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. T. 273. p. 2191-2194. Paris

A. COX et G.B. DALRYMPLE - 1967 -

Jour. Geophys. Res. V 72. p. 2603-2614.

G.B. DALRYMPLE et H.A. LANPHERE - 1969 -

"Potassium-Argon Dating". Freeman et C°. San Francisco

B. DONVILLE - 1973 -

Thèse de doctorat d'état. N° ordre 567. Toulouse.

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE - 1970 -

"Geochronology of Phanerozoic Orogenic Belts". Vol. 65. N° 1 -
Birkhäuser - Bâle.

G. FAURE et J.C. POWEL - 1972 -

"Strontium Isotope Geology". Springer Verlag. Berlin

E. GANOT, J. PHILIBERT et Y. VIALETTE - 1970 -

"Dosage par absorption atomique du potassium, du rubidium et du strontium
en vue de mesures géochronologiques". Colloque C.N.R.S. N° 923. Nancy 196
Editions C.N.R.S.

D.H. GREEN - 1970 -

Phys. Earth Planet. Interiors. Vol. 5. p. 221-235 - Amsterdam.

I. KANEOKA - 1972 -

Earth Planet. Sci. Letters. V. 14. p. 216-220 - Amsterdam.

C. LAY - 1969 -

Bull. BRGM. 2ème série. Section IV. N° 3. Paris

- ANDREWS J.E., BURNS R.E., CHURKIN Jr.E., DAVIES T.A., DUMITRICA P., EDWARD A.R., GALEHOUSE J.S., KENNETT J.P., PACKHAM G.H., VAN DER LINGEN G.J., 1973. Deep Sea Drilling Project : Leg 21. in Oceanography of the South Pacific, 1972, comp.R. Fraser New Zealand National Commission for UNESCO, Wellington.
- BOURROUILH F., 1972, Diagenèse récifale: calcitisation et dolonitisation. Leur répartition horizontale dans un atoll soulevé: Ile Lifou, Territoire de la Nouvelle Calédonie. Cah. ORSTOM ser. Géol. vol IV n° 2 p. 121-148.
- CHAYES S., 1965 - Titania and alumina content of oceanic and circus - oceanic basalts.
Miner. Mag. G.B., 34, n° 268, pp 126 - 131.
- CHEVALIER J.P., 1968 - Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle Calédonie, vol. III. Edit. Fondat. Singer Polignac, Paris.
- DUBOIS J., 1969 - Contribution à l'étude structurale du Sud-Ouest Pacifique d'après les ondes sismiques observées en Nouvelle Calédonie et aux Nouvelles Hébrides. Thèse Fac. Sci. Paris.
- DUBOIS J., LAUMAY J. et RECY J., 1973 - Les mouvements verticaux en Nouvelle Calédonie et aux Iles Loyauté et l'interprétation de certains d'entre eux dans l'optique de la tectonique des plaques. cah. ORSTOM ser.Géol. vol. V n° 1, p. 3-24.
- GEZE B., 1963 - Observations tectoniques dans le Pacifique Bull. Soc. Geol. Fr. (7) V pp. 154-164.
- GUILLOIN J.H., 1974 - Les massifs péridotitiques de Nouvelle Calédonie. Modèle d'un appareil ultrabasique stratiforme de chaine récente.
Mem. ORSTOM, 130 p (publication en cours)
- KARIG D.E., 1971 - Origin and development of marginal basins in the western Pacific Jour. Géophys. Res. v. 76, pp. 2542(2561).
- KOCH P., 1958 - Hydrogéologie des îles Loyauté. Bulletin Géologique de la Nouvelle Calédonie, n° 1, p. 135-188.
- KUNO H., 1960 - High Alumina basalt.
J. Petrol., G.B. 1, part 2, pp 121-145.
- LACROIX A., 1940 - Les roches basaltiques de l'île Maré (Archipel Loyauté).
Bull. Soc. Géol. Fr., 5° série, T.X, n° 3-6, pp 121 - 125

C.E. WEAVER et L.D. POLLARD - 1973 -

"Developments in sedimentology" - The Chemistry of Clay minerals.
Elsevier. Amsterdam.

D. YORK et R.M. PARQUHAR - 1972 -

"The earth's age and geochronology". Pergamon Press. New York.

LAUNAY J. et RECY J. 1971 - Variations relatives du niveau
de la mer et néotectonique en Nouvelle-Calédonie au
Fleistocène supérieur et à l'Holocène.
Rapp. ORSTOM multigraph. PARIS

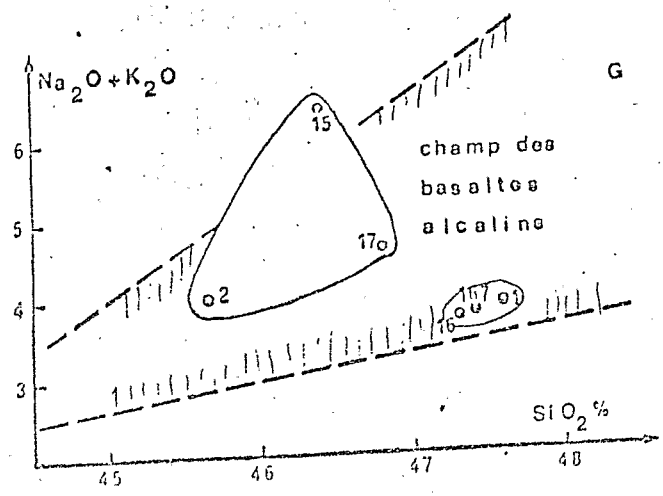
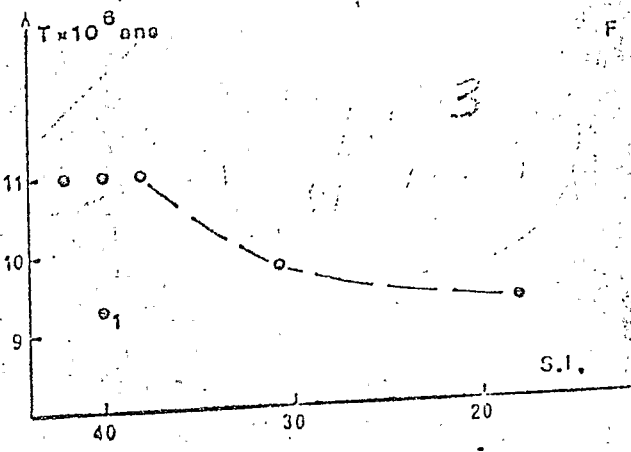
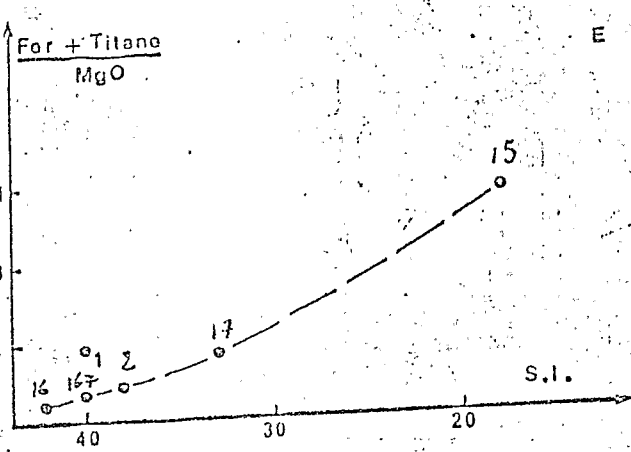
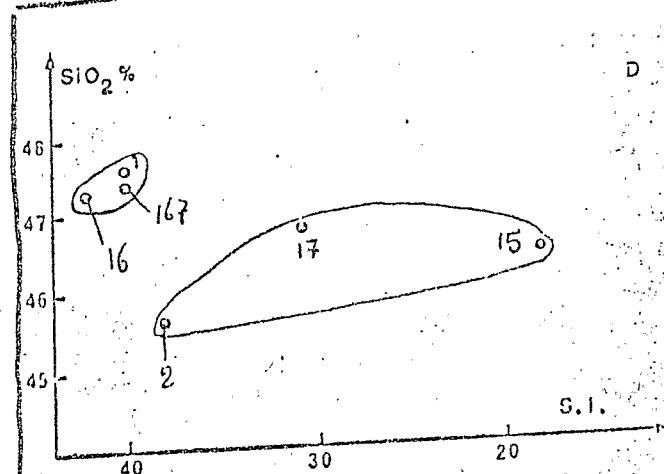
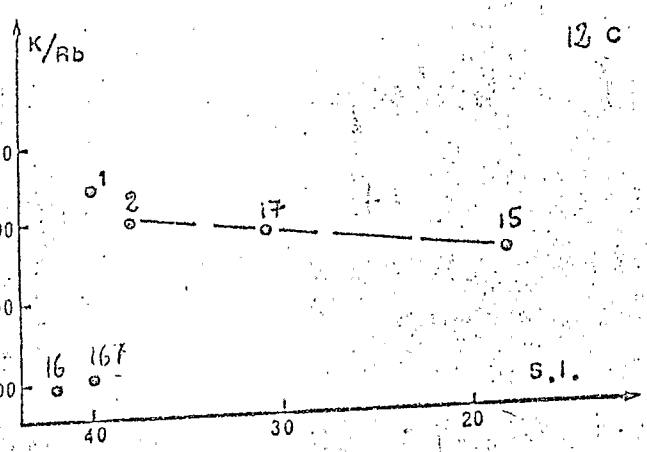
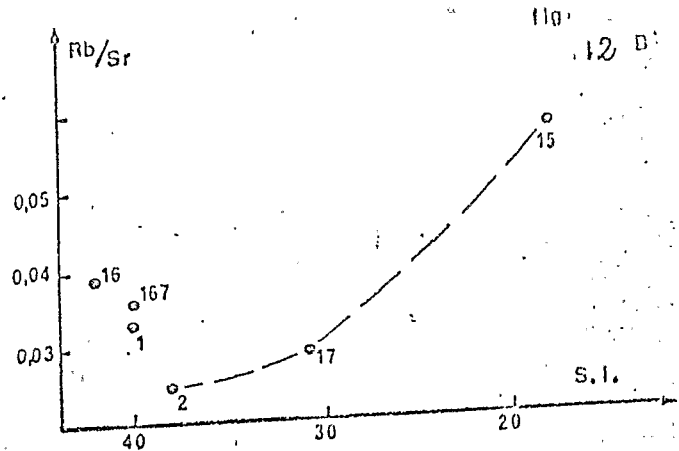
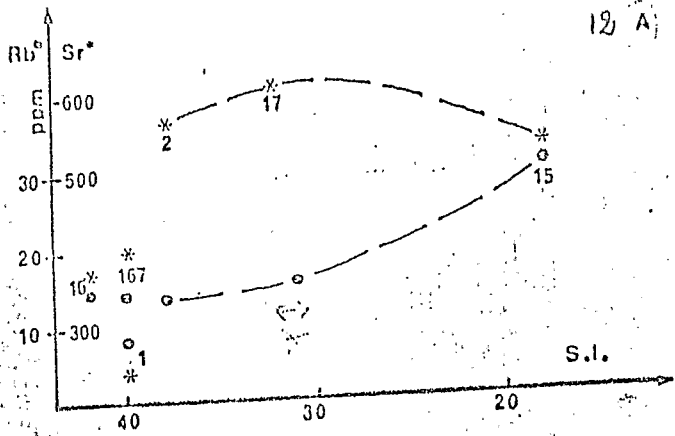
PACKHAM G.H. and PALMEY D.A., 1971. - An hypothesis for the
formation of marginal sea of the western Pacific.
Tectonophysics 11. 79.

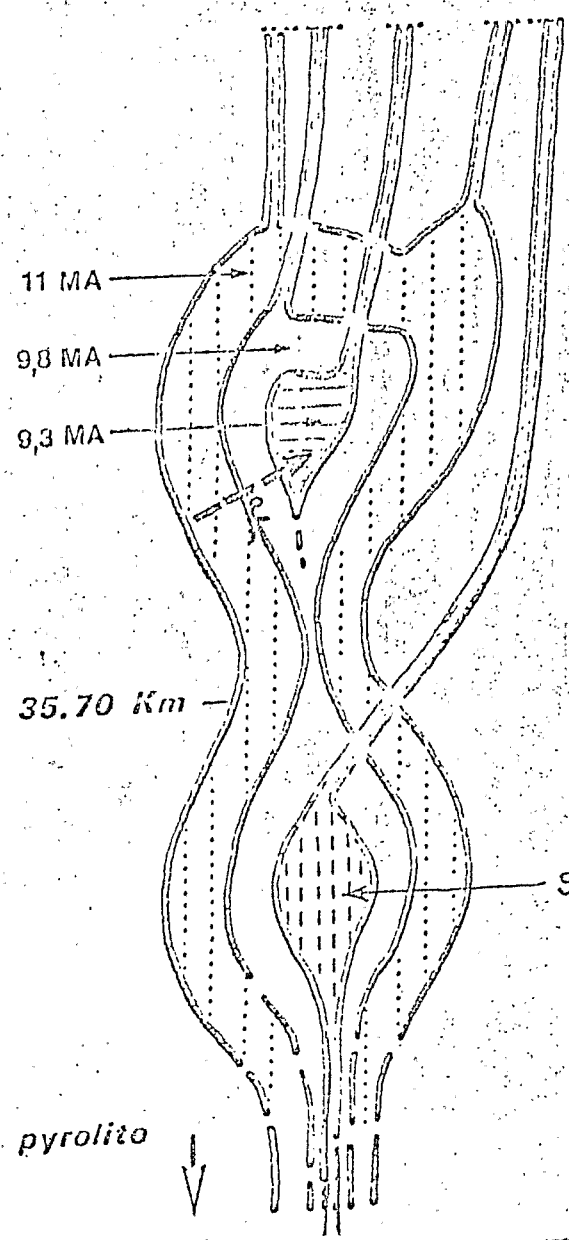
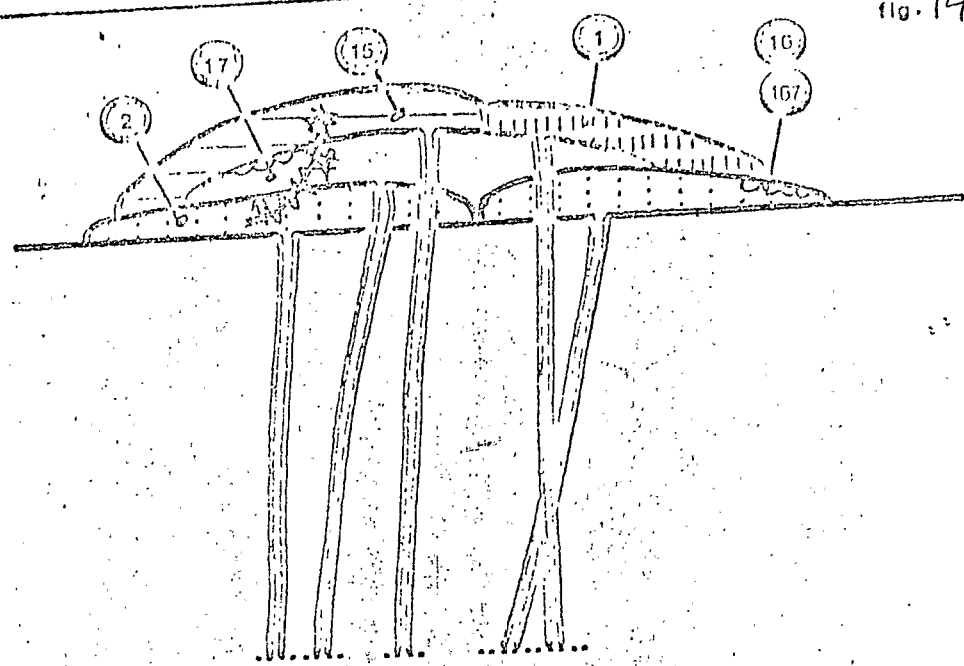
RESULTATS ANALYTIQUES

Echets	Provenance	Nature	K %	^{40}Ar en moles 10^{-11}g^{-1} TPN	$\frac{^{40}\text{Ar} \text{ r}}{^{40}\text{Ar} \text{ total}} \times 100$	^{40}Ar en moles 10^{-11}g^{-1} TPN	^{36}Ar en moles 10^{-14}g^{-1} TPN	T 10^6 ans
1	PECRAWA	B	0,518	0,669	32,4	2,577	6,214	9,4
2	PECRAWA	Bv	0,842	1,672 1,633	47,5 54,4	3,415 2,695	6,342 4,593	11,1 13,9
15	FAVA	B	1,531	2,673	71,1	3,654	3,566	9,2
16	PECRAWA	B	0,573	1,141	43,5	2,713	5,709	11,2
17	PECRAWA	MS p.l.B	1,031	1,807	48,5	3,542	6,310	9,0
187	PECRAWA	B p.l.B	0,583	1,113	45,0	2,365	6,555	10,8

* "radiogénique" : Corrigé sur la base du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique (= 275 pour notre appareillage)
 et Corrigé du diluant

FIG. 11





11 MA

9,8 MA

9,3 MA

~ 35.70 Km

HYPOTHESE DE
MAGMATOGENESE
DES FORMATIONS
VOLCANIQUES DE
L'ILE MARÉ

fil fractionnés

==> fractionnement

9.5 MA

pyrolito

