SECRÉTARIAT D'ÉTAT AUPRÈS DU MINISTÈRE DE L'INTÉRIEUR

Départements et Territoires d'Outre Mer

B.R.G.M.
17. OCT. 1983
BIBLIOTHÈQUE

RECONNAISSANCE GÉOTHERMIQUE HAUTE ÉNERGIE DE LA POLYNÉSIE FRANÇAISE

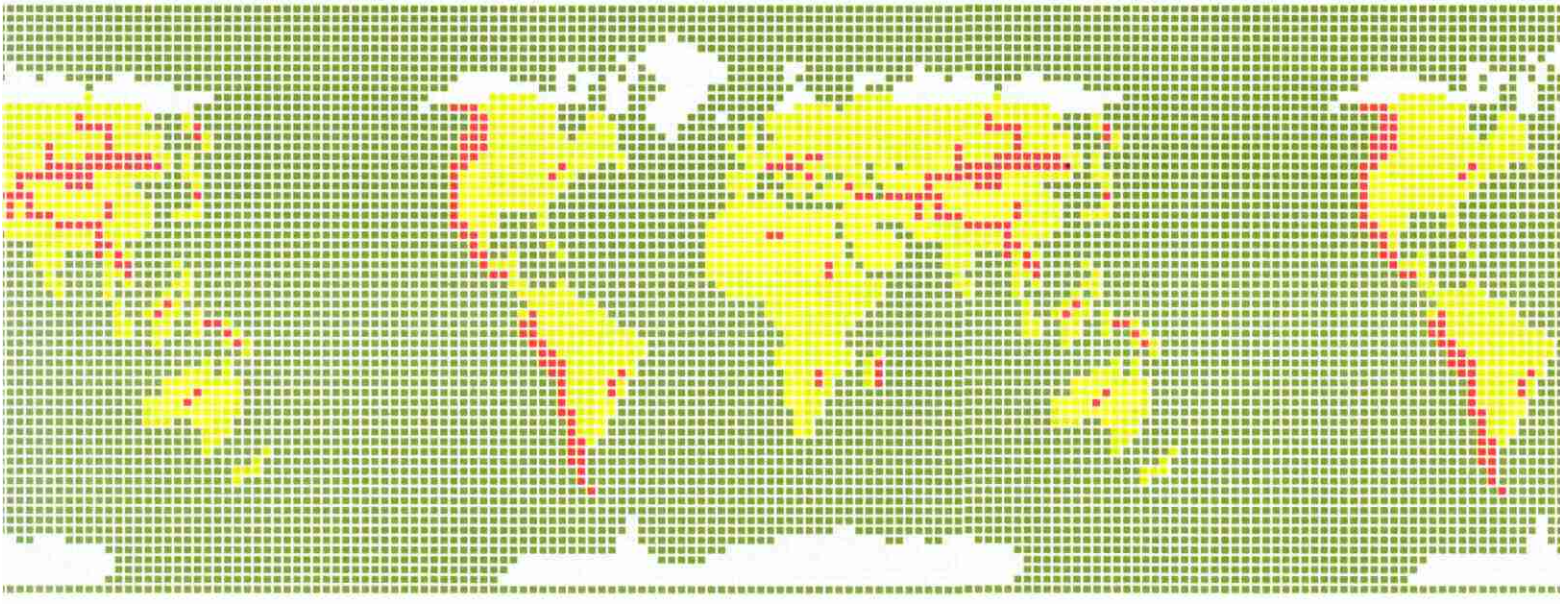
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES

SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Département Géothermie et Hydroénergie

Rapport du B.R.G.M.

83 SGN 605 GTH



SECRÉTARIAT D'ÉTAT AUPRÈS DU MINISTÈRE DE L'INTÉRIEUR

Départements et Territoires d'Outre Mer

27, rue Oudinot - 75700 Paris

RECONNAISSANCE GÉOTHERMIQUE HAUTE ÉNERGIE DE LA POLYNÉSIE FRANÇAISE

par

J. DEMANGE et F. IUNDT

BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES

SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Département Géothermie et Hydroénergie

B.P. 6009 - 45060 Orléans Cedex - Tél. : (38) 63.80.01

Rapport du B.R.G.M.

83 SGN 605 GTH

Septembre 1983

R E S U M E

Une reconnaissance sur les possibilités géothermiques des îles de la Polynésie française a été effectuée sur Rurutu aux Australes, Tahiti et Taiarupu dans les îles Sous le Vent, Nuku Hiva, Ua Huka, Hiva Oha aux îles Marquises. Après une étude pétrographique et structurale ainsi que des analyses chimiques des différentes émergences thermales connues dans ces zones, une estimation des possibilités géothermiques a pu être faite. Seul le site de Fatueki, sur l'île d'Hiva Hoa, présente un certain intérêt.

S O M M A I R E

INTRODUCTION..... 1

CHAPITRE 1 : L'ÎLE DE RURUTU - ARCHIPEL DES AUSTRALES..... 3

1 - GEOLOGIE DE L'ILE..... 5

1.1. - LE VOLCANISME ANCIEN..... 5

1.1.1. - Age du volcanisme..... 5

1.1.2. - Les formations volcaniques anciennes..... 5

1.2. - LE VOLCANISME SOUS-MARIN..... 5

1.2.1. - Les coulées pyroclastiques..... 5

1.2.2. - Les hyaloclastites..... 7

1.2.3. - Les coulées massives sous-marines..... 7

1.3. - LE VOLCANISME AERIEN..... 9

1.4. - LE VOLCANISME RECENT..... 9

1.4.1. - Age..... 9

1.4.2. - Les formations volcaniques..... 9

1.4.3. - Les formations coraliennes soulevées..... 10

1.4.4. - Les formations coraliennes "actuelles"..... 10

2 - TECTONIQUE DE L'ILE..... 11

3 - PETROGRAPHIE..... 11

3.1. - LA SERIE MIOCENE SUPERIEUR..... 14

3.2. - LA SERIE PLIOCENE..... 14

3.3. - LA SERIE QUATERNAIRE..... 14

3.4. - LES MINERALISATIONS SECONDAIRES DES FORMATIONS SOUS-MARINES.... 15

4 - INTERET GEOTHERMIQUE DE L'ILE : DISCUSSION..... 17

.../...

CHAPITRE 2 : L'ARCHIPEL DE LA SOCIÉTÉ, TAHITI ET LA PRESQU'ÎLE DE TAIARAPU 18

1 - TAHITI 20

1.1. - EVOLUTION 20

1.2. - GEOCHIMIE DES EAUX 21

1.2.1. - Caractéristiques des eaux prélevées à Tahiti 21

1.2.2. - Considérations sur l'hydrogéochimie en relation avec la géothermie 21

1.3. - INTERET GEOTHERMIQUE 21

2 - TAHITI OU LA PRESQU'ILE DE TAIARAPU 23

2.1. - STRUCTURE 23

2.2. - PETROGRAPHIE 23

2.3. - EVOLUTION VOLCANOLOGIQUE DE LA PRESQU'ILE 24

2.4. - INTERET GEOTHERMIQUE 24

CHAPITRE 3 : ARCHIPEL DES MARQUISES - LES ILES DE NUKU HIVA, UHA UKA ET HIVA HOA 25

1 - NUKU HIVA 27

1.1. - STRUCTURE 27

1.2. - GEOCHIMIE 27

1.3. - INTERET GEOTHERMIQUE 27

2 - UHA UKA 27

2.1. - BATHYMETRIE ET ENVIRONNEMENT STRUCTURAL 27

2.2. - STRUCTURE ET EVOLUTION DE L'ILE 31

2.3. - PETROGRAPHIE DE L'ILE 31

2.4. - INTERET GEOTHERMIQUE DE L'ILE DE UHA UKA 35

.../...

3 - HIVA HOA..... 35

3.1. - STRUCTURE ET EVOLUTION DE L'ILE..... 35

3.2. - PETROGRAPHIE..... 37

3.3. - LA ZONE DE SOURCE DE FATUEKI..... 38

3.4. - ALTERATION HYDROTHERMALE..... 38

3.5. - GEOCHIMIE..... 38

3.6. - INTERET GEOTHERMIQUE..... 41

CHAPITRE 4 : CONCLUSIONS : INTÉRÊT GÉOTHERMIQUE DES ÎLES DE LA POLYNÉSIE..... 42

BIBLIOGRAPHIE..... 46

ANNEXES..... 48

1 - Datations Potassium Argon..... 49

2 - Analyses chimiques des roches..... 51

3 - Minéralogie d'une basanite de l'île de Rurutu..... 55

4 - Minéralisations secondaires..... 66

5 - Analyses chimiques des sources de Tahiti..... 68

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte géologique de l'île de Rurutu

Figure 2 : Coupe de différentes coulées d'autoclastite à partir de carottage dans des atolls des Tuamotus

Figure 3 : Statistiques de répartition des dykes (n = 87) en pourcentage

Figure 4 : Statistiques de répartition des dykes (n = 87) en pourcentage

Figure 5 : Tahiti - Carte des prélèvements

Figure 6 : Schéma structural de l'île de Nuku Hiva

Figure 7 : Bathymétrie de la partie centrale de l'archipel des Marquises

Figure 8 : Schéma structural de l'île de Ua Huka

Figure 9 : Carte géologique du SW de Ua Huka

Figure 10 : Schéma de répartition des centres volcaniques

Figure 11 : La Soufrière de Fatueki - Hiva Hoa

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Evolution volcanotectonique de l'île de Rurutu

Tableau 2 : Evolution volcanotectonique de l'île de Tahiti

Tableau 3 : Evolution volcanotectonique de la presqu'île de Taiarapu

Tableau 4 : Caractéristiques physico-chimiques de l'eau de Taiohae

Tableau 5 : Evolution volcanotectonique de l'île de Ua Huka

Tableau 6 : Evolution volcanotectonique de la partie W de l'île d'Hiva Hoa

Tableau 7 : Caractéristiques physico-chimiques de l'eau de Fatueki

Tableau 8 : Interêt géothermique des sites visités

INTRODUCTION

La Polynésie Française comprend un ensemble de quatre archipels : les Australes, les Iles Sous le vent, les Tuamotus et les Marquises composés, à l'exception des Tuamotus essentiellement coralliens, d'alignements NW-SE d'îles volcaniques.

Depuis l'avènement de la tectonique des plaques et de la dérive des continents, un certain intérêt scientifique s'est développé sur la génèse de ces alignements volcaniques. L'hypothèse la plus souvent retenue est celle d'un "hot spot" (Morgan, 1971) convectif à la base du manteau. Lorsque la plaque océanique se déplace au-dessus de cette zone d'anomalies de flux, il se déclanche une fusion à sa base. Les magmas ainsi formés remontent vers la surface en donnant naissance à des volcans. La direction de déplacement de la plaque océanique étant sensiblement la même depuis la fin du Miocène, les îles s'alignent donc suivant cette direction.

En Polynésie chacun des archipels dériverait ainsi d'un "hot spot" : le volcan Mac Donald encore actif actuellement pour les Australes ; la zone de Maheitia active historiquement pour les îles Sous le vent, les environs de Pitcairn pour les Tuamotus, et un haut fond au SE de Fatu Hiva pour les Marquises. Ce type de génèse implique que l'âge des îles augmente avec l'éloignement du point source.

A ce modèle simple s'ajoutent, le long de failles transverses à ces alignements, des phases de réactivation magmatique.

La reconnaissance géothermique que nous avons effectuée en Polynésie Française a procédé en première analyse avec ces modèles pour le choix des sites à reconnaître en priorité.

C'est ainsi que :

- La presqu'île de Tahiti représente le site le plus proche du "hot spot" pour l'archipel des îles Sous le vent.

- Pour les Australes, une reprise de l'activité au quaternaire était reconnue aux Rurutu.

- Aux Marquises, une reprise d'activité était supposée sur Uha Uka et des manifestations thermales étaient connues sur Nuku Hivu et Hiva Hoa.

Le but de ce travail a été d'estimer l'intérêt géothermique de ces zones.

CHAPITRE 1

L'ILE DE RURUTU
ARCHIPEL DES AUSTRALES

L'île de Rurutu, située par 22°27' de latitude sud et par 151°21' de longitude ouest, a été découverte par le capitaine James COOK en 1769. Elle se situe dans la partie centrale de l'alignement des îles Australes et Cooks qui s'étire sur plus de 2300 km suivant une direction sensiblement NW-SE dans le sud-ouest de l'océan Pacifique.

Les premiers renseignements géologiques sur l'île de Rurutu sont apparus en 1831 avec W. ELLIS puis YERMAN et BEUNET. Respectivement en 1851 DARWIN, puis en 1888 GRUPY, 1890 DANNA, 1911 MARSHALL et en 1915 DALY mentionnent Rurutu comme une île soulevée. En 1927, après la croisière du St Georges, CHUBB donne une première description géologique de l'île. A la même époque, A. LACROIX (1927-1933) publie de nombreuses descriptions des roches des Australes et des îles Cooks. C'est en 1955 que, dans le cadre d'une prospection minière dans les îles des établissements français de l'Océanie, J.M. OBELLIANE publie de nouvelles études sur les Australes. La découverte par JOHNSON, en 1970, du volcan sous marin actif Mac DONALD, situé à l'extrémité SE de l'archipel, de même que la vogue de la théorie des "hot-spots", a entraîné un regain scientifique dans cette région. Pour confirmer cette théorie, les îles ont été datées par méthodes K/Ar : DALRYMPLE et al. 1975, DUNCAN et Mc DOUGALL 1976, sur l'ensemble de l'archipel. Plus récemment (1982), l'archipel des Cooks et la terminaison NW des Australes a été daté par TURNER et al. Des études ponctuelles, n'intéressant que des îles ont été aussi réalisées récemment, en particulier sur Tubuaî (BROUSSE, BROUSSE et al., 1980). Une étude de même type est en cours sur Rurutu (BROUSSE, op. cit., 1982).

1 - GEOLOGIE DE L'ILE (carte fig. 1)

Le seul document topographique disponible à l'heure actuelle est une carte au 1/10 000 établie à partir des cadastres par le B.A.C. en 1974. L'île essentiellement volcanique est bordée en partie par de grandes falaises calcaires qui représentent un récif frangeant soulevé. L'intérieur de l'île correspond à un ancien plateau d'environ 200 m d'altitude profondément entaillé par de nombreuses rivières. Il en résulte une suite de lignes de crête mamelonnées qui s'abaissent progressivement vers la mer. Sur ce plateau s'est installé de petits cônes volcaniques dont les sommets les plus élevés se rencontrent sur la crête du Taatioe (389 m) au Manureva (385 m).

Trois grands ensembles géologiques peuvent y être distingués :

- Le volcan ancien émergé constitué en majorité de produits sous-marins,
- Le volcanisme aérien installé sur cet ancien bâti,
- Les formations construites coralliennes soulevées.

1.1. - *LE VOLCANISME ANCIEN*

1.1.1. - *Age du volcanisme*

DUCAN et Mc DOUGALL en 1976 publièrent trois âges concernant le volcanisme ancien de l'île de Rurutu attribués au Miocène supérieur. Respectivement deux âges à 12,3 5 ± 0,14 MA et un âge probablement supérieur ou égal à 8,65 ± 0,14 MA mais qui est suspecté d'avoir perdu une partie de son argon radiogénique.

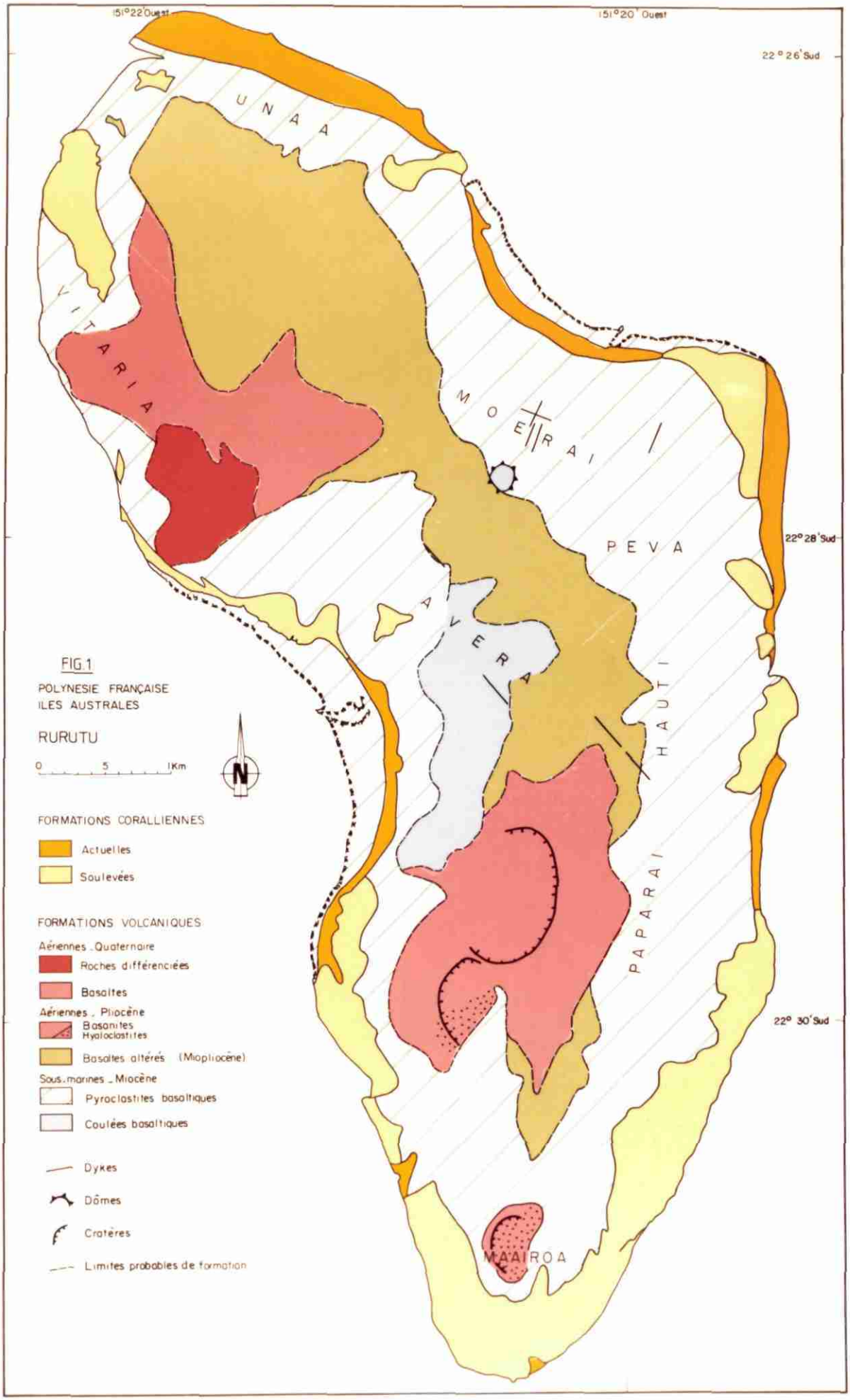
1.1.2. - *Les formations volcaniques anciennes*

Sur le schéma (fig. 1) de l'île de Rurutu quatre types de formations volcaniques anciennes ont été distinguées. Trois d'entre elles sont constituées de matériaux émis en milieu aquatique, la dernière représente probablement l'altération de produits aériens.

1.2. - *LE VOLCANISME SOUS-MARIN*

1.2.1. - *Les coulées pyroclastiques*

Tous les géologues ayant visité Rurutu ont été frappés par l'abondance des brèches qui constituent l'ossature du volcan. En fait, il s'agit de coulées peu épaisses, émises sur des pentes de l'ordre de 5 à 15° environ, rarement plus.


151°22' Ouest
151°20' Ouest
22°26' Sud
22°28' Sud
22° 30' Sud
UNAA
LITARIA
MOETRAI
PEVA
AVERA
HAUTI
PAPARAI
MAAIROA
FIG.1
POLYNESIE FRANÇAISE
ILES AUSTRALES
RURUTU
0 5 1Km
N
FORMATIONS CORALLIENNES
Actuelles
Soulevées
FORMATIONS VOLCANIQUES
Aériennes . Quaternaire
Roches différenciées
Basaltes
Aériennes . Pliocène
Basanites
Hyaloclastites
Basaltes altérés (Miopliocène)
Sous-marines . Miocène
Pyroclastites basaltiques
Coulées basaltiques
Dykes
Dômes
Cratères
Limites probables de formation

Deux principaux types peuvent y être distingués :

- Les coulées de "pillow lava" ou lave en coussinet sont constituées par l'entassement de paquet de lave à surface vitreuse et sont caractérisées en coupe par l'apparition de fractures radiales. Un très bel exemple de ces coulées est exposé sur la route de Moerai-Hauti, un kilomètre au Nord de ce dernier village. Le déplacement des "pillow" encore "pateux" à l'intérieur, amène une desquamation de la pellicule vitreuse de refroidissement qui les recouvre et provoque des dépôts locaux de hyaloclastites du même type que celles décrites par RITTMAN en Sicile.

- Les coulées et les brèches autoclatiques représentent plus de 80% des matériaux pyroclastiques sous-marins. Il s'agit d'éclat de roche, avec des figures de refroidissement provoquées par la réaction de vaporisation de l'eau qui s'infiltre dans les fissures d'une coulée pénétrant dans la mer. Le phénomène atteint plus ou moins profondément la coulée qui se retrouve ainsi plus ou moins bréchifiée (fig. 2). Des matériaux de même caractéristique ont été connus, lors des forages effectués par le Glomar challenger et lors de carottages sur les atolls de Polynésie (VARET - DEMANGE, 1979). Ces matériaux à l'origine fortement perméables sont le siège d'intense circulations dès leur mise en place. Celles-ci entrainent soit des dépôts de minéraux secondaires qui colmatent les pores, ou une altération des parties vitreuses qui s'argilisent et rendent progressivement le matériel imperméable.

1.2.2. - *Les hyaloclastites*

Dans la vallée de l'Oroavao le long du chemin d'Avera à Narui les restes d'un cône de hyaloclastite affleurent. C'est un appareil de faible dimension de 200 m de diamètre apparent constitué de hyaloclastites fines qui passent progressivement à des scories. On a là le témoignage de l'émersion du volcan sous-marin et en particulier une preuve que les coulées pyroclastites qui y sont associées, se sont formées à des profondeurs relativement faibles.

1.2.3. - *Les coulées massives sous-marines*

C'est un ensemble de coulées de faible puissance (de 0,5 à 1,2 m) faiblement bulbeuses et sans développement de scories. En lame mince, les petites vacuoles bien arrondies sont comblées par de la calcite, les développements de chlorite sont importants, et la roche montre des structures de flux avec variation sensible de la taille des minéraux. Cet ensemble de coulées massives sous-marines se localise à l'est d'Avera. On peut lui rattacher un dôme sous-marin d'environ 200 m de diamètre qui se situe en contrebas du col de la route traversière Avera-Moerai du côté de ce dernier village. Tous les joints de refroidissement du dôme sont soulignés par une bordure noire fortement vitreuse qui correspond à un phénomène de trempe. Ce dôme s'est probablement mis en place dans des matériaux saturés en eau, constitués d'autoclastite et s'est refroidit lentement sous cette couverture (la roche est bien cristallisée).

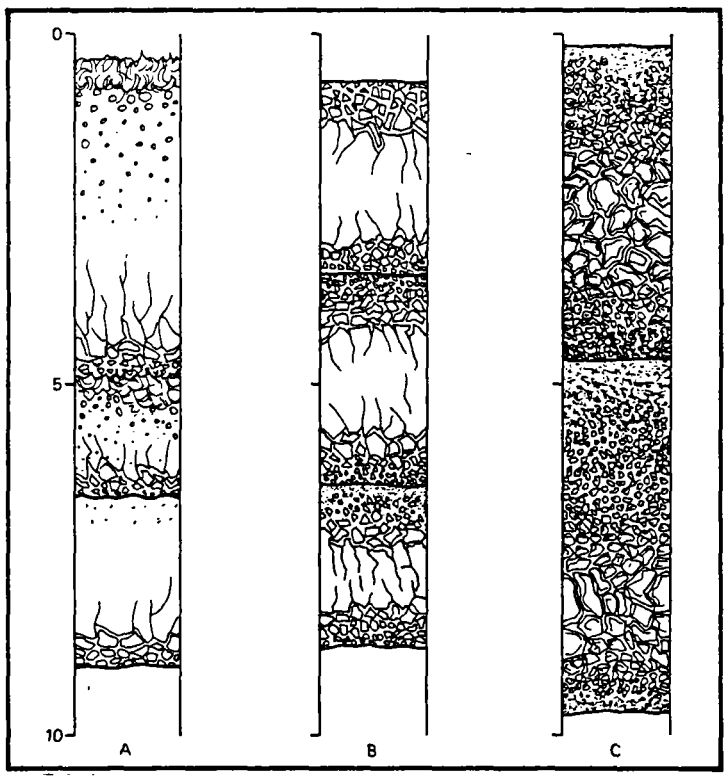


Fig. 2 : Coupe de différentes coulées d'autoclastite à partir de carottage dans des atolls des Tuamotus

A - Coulée à base bréchifiée

B - Coulée d'autoclastite à coeur massif

C - Coulée d'autoclastite totalement bréchifiée

1.3. - LE VOLCANISME AERIEN

Cet ensemble constitue les plateaux vallonnés de "manu" rouge qui marquent un replat dans la morphologie de l'île. Cette décomposition sur place des roches peut atteindre par endroit une épaisseur de plus de 60 m fort comparable à ce qui a été observé par BECKER et GUILLE 1977-78 à Tubuaï.

L'attribution de ces terrains au volcanisme aérien pose quelques problèmes. En effet, la morphologie des coulées n'est pas conservée partout, et les passages avec le volcanisme sous-marin sont par endroit, très progressifs (centre de l'île par exemple). Par compte dans le Nord de l'île, il est probable qu'une partie de ce volcanisme soit plus récent que l'âge que l'on y attribue actuellement (miocène).

Ce volcanisme aérien représente un très faible volume de matériel par rapport à ce qui a été émis durant la phase sous-marine maintenant émergée. Il pourrait correspondre à une activité fissurale de faible importance de même type que celle qui s'est manifestée par la suite.

1.4. - LE VOLCANISME RECENT

1.4.1. - Age (annexe 1)

Sur le bâti ancien qui a subi une érosion et surtout une altération importante, s'est installés de petits appareils scoriacés qui ont émis des coulées pouvant parfois atteindre la mer.

Les datations que nous avons effectué sur une coulée du groupe de volcan d'Haera nous fournissent un âge moyen de 4,1 MA. Ceci correspond à une période d'activité non encore connue pour l'île de Rurutu et rare dans l'archipel : 4,7 à Mauke aux îles Cooks (TURNER et al. 1982), 4,1 à Rapa et 4,2 à Marotisi pour les Australes (BELLON et al. 1980) (KRUMMENACHER et al. 1976), îles qui se trouvent toutefois proches du seamount Mac DONALD.

L'autre période de reprise du volcanisme sur Rurutu se développe entre 1,85 et 0,6 MA (ce travail 1982, DALRYMPLE et al. 1975, DUCAN et al. 1976, TURNER et al. 1982). Elle forme les sommets du Nord de l'île (Manureva, Taatioe). Des âges aussi récents et aussi éloignés du Mont Mac DONALD sont connus aux Cooks et Rarotonga et Aitutaki.

1.4.2. - Les formations volcaniques

Ce sont des cônes de scories classiques avec restes de cratère. Le volcan d'Haerai est constitué par deux cônes coalescents. Du grand cratère qui forme la plaine au pied Sud de l'Haerai s'échappe une coulée qui descend sur quelques centaines de mètres en direction de la mer.

Le volcan de Manurava-Taatioe est aussi de même type et une trace du cratère pourrait être matérialisée par les falaises formant la crête au Nord d'Hauti. Les coulées de cet appareil atteignent la mer recouvrent une partie des coraux soulevés.

Un cas particulier doit être mentionné pour le petit volcan de Naairoa, à l'extrémité Sud de l'île. Morphologiquement il se rattache à l'ensemble pliocène d'Haerai. Nous n'avons pas pu visiter ce cône mais les descriptions des auteurs du début du siècle (CHUBB, 1927), nous le font interpréter comme un cône de hyaloclastites installé sur la bordure du récif maintenant soulevée.

1.4.3. - Les formations coraliennes soulevées

Des falaises calcaires bordent sur une grande partie le pourtour de l'île de Rurutu. Celles-ci s'élèvent verticalement jusqu'à 80 m d'altitude, et reposent par un contact d'environ 20° sur les formations volcaniques sous-marines. Le contact supérieur a une altitude qui peut varier de 80 à 100 m en moyenne et s'élève même parfois jusqu'à 130 m. Les falaises calcaires ont enregistré des nombreuses variations du niveau de la mer, en particulier au cours du Quaternaire comme le montrent de nombreuses terrasses marines avec développement de petites excavations ou de grottes. Un niveau d'émersion très net se retrouve régulièrement dans le NE de l'île entre 10 et 15 m. Des petits dépôts de manganèse et d'ankélite semblent lui être associé. Le récif lui même représente une formation frangeante comme le récif actuel avec une largeur maximale de 600 m. Les faciès d'arrière barrière riches en arenites sont rares et de très faible extension. A l'Est de Moerai la falaise montre vers 20 m d'altitude de petits niveaux d'arenites et de lumachelles à gastéropodes. Toutes les coquilles sont semblables et un âge plio-quaternaire peut leur être attribué (CAVELLIER op. cit.). L'âge du soulèvement est plus difficile à cerner. Les calcaires sont recouverts par les coulées du Taatioe datées entre 1,2 MA et 0,6 MA, ce qui indique que le soulèvement était achevé à la base du pléistocène. Le cône de hyaloclastites de Naaroes qui contient des galets de calcaire (cf. bibliographie) est attribué à l'activité volcanique pliocène (4,1 MA). Les calcaires étaient encore à cette époque immergés. Le soulèvement se serait donc effectué entre 4,1 et 1,2 MA, c'est à dire durant le pliocène supérieur et le pléistocène précoce. Nous reviendrons lors de la discussion sur l'intérêt géothermique de l'île sur le soulèvement.

1.4.4. - Les formations coralliennes "actuelles"

L'île est actuellement bordée sur tout son pourtour du platier corallien frangeant de 50 à 100 m de large en moyenne. Dans trois endroits il se développe nettement plus : il atteint 200 m de large au Nord de l'île (piste d'aviation) et dans la baie de Moerai tandis que dans la baie d'Avera il peut dépasser par endroits 500 m. Les phénomènes de basculement de plaque aux abords des zones de haute mer sont très fréquents.

2 - TECTONIQUE DE L'ILE

L'approche de la tectonique en domaine volcanique est toujours délicate. Elle résulte en général de la combinaison de phénomènes à grande échelle de tectonique régionale, et de l'évolution locale des appareils volcaniques. Comme par exemple les cratères les caldeiras, et tous les phénomènes d'éboulements de pente afin que la morphologie de l'île s'approche d'un profil d'équilibre.

En l'absence de photographies aériennes, et avec le peu de cônes volcaniques existant sur l'île et qui ne dessinent pas d'alignement tectonique clair, il n'a pas été possible de définir, clairement les structures récentes de l'île.

Toutefois, la partie sous-marine de l'édifice est recoupée par de très nombreux dykes. Les mesures d'orientation systèmatiques de 87 d'entre eux répartis dans le centre de l'île (fig. 2) permettent d'avoir une bonne idée de la fracturation de l'édifice vers la fin du miocène. La statistique de répartition des dykes (fig. 3) fait apparaître une direction dominante N145 ± 5° (45 %) (en Nord géographique) avec son système conjugué N45 ± 10° 20 %). Deux autres familles coexistent : N160 ± 10° (25 %) et N105 ± 5° (10 %). Si toutes ces directions se retrouvent à peu près réparties sur l'île, la direction conjuguée N45 ± 10° semble être localisée au Sud de Moerai. On aurait donc un grand axe d'injection (rift au sens hawaien) de direction N145 ± 5° qui prend en échappe toute l'île et sur lequel se greffe perpendiculairement au niveau de Moerai une petite zone d'ouverture jalonnée de dykes et d'un dôme. Il est à noter aussi que les reprises d'activité à 4 MA et 1 MA sont situées au SW de cette zone. Si l'on compare avec la statistique de distribution des dykes à Tubuaï (n = 40) BROUSSE 1980, l'on note systématiquement un écart de 10° entre les données des deux îles (ceci pourrait correspondre à la déclinaison magnétique au niveau de Tubuaï). Une des directions dominante correspond à N145°, mais il n'y a pas de système conjugué. La dispersion est beaucoup plus importante qu'à Rurutu et une orientation E-W semble y être très développée alors qu'elle est inexistante sur cette dernière île. D'après R. BROUSSE (1980) l'orientation des dykes sur le volcan ouest est la même, quel que soit leur âge (jusqu'à 5,7 MA) et leur position. Il semble qu'il en soit de même pour le volcanisme sous-marin de Rurutu. Pour cette période le contrôle tectonique est essentiellement régional et pourrait être dû au déplacement de la plaque pacifique au-dessus du hot spot des Australes.

3 - PETROGRAPHIE

Dans le cadre d'une reconnaissance géothermique, le but de la pétrographie est de définir les types et les évolutions des magmas, c'est-à-dire de pouvoir estimer, s'ils peuvent ou nom provoquer des anomalies importantes du flux thermique dans la région d'intérêt. La perenité de l'activité

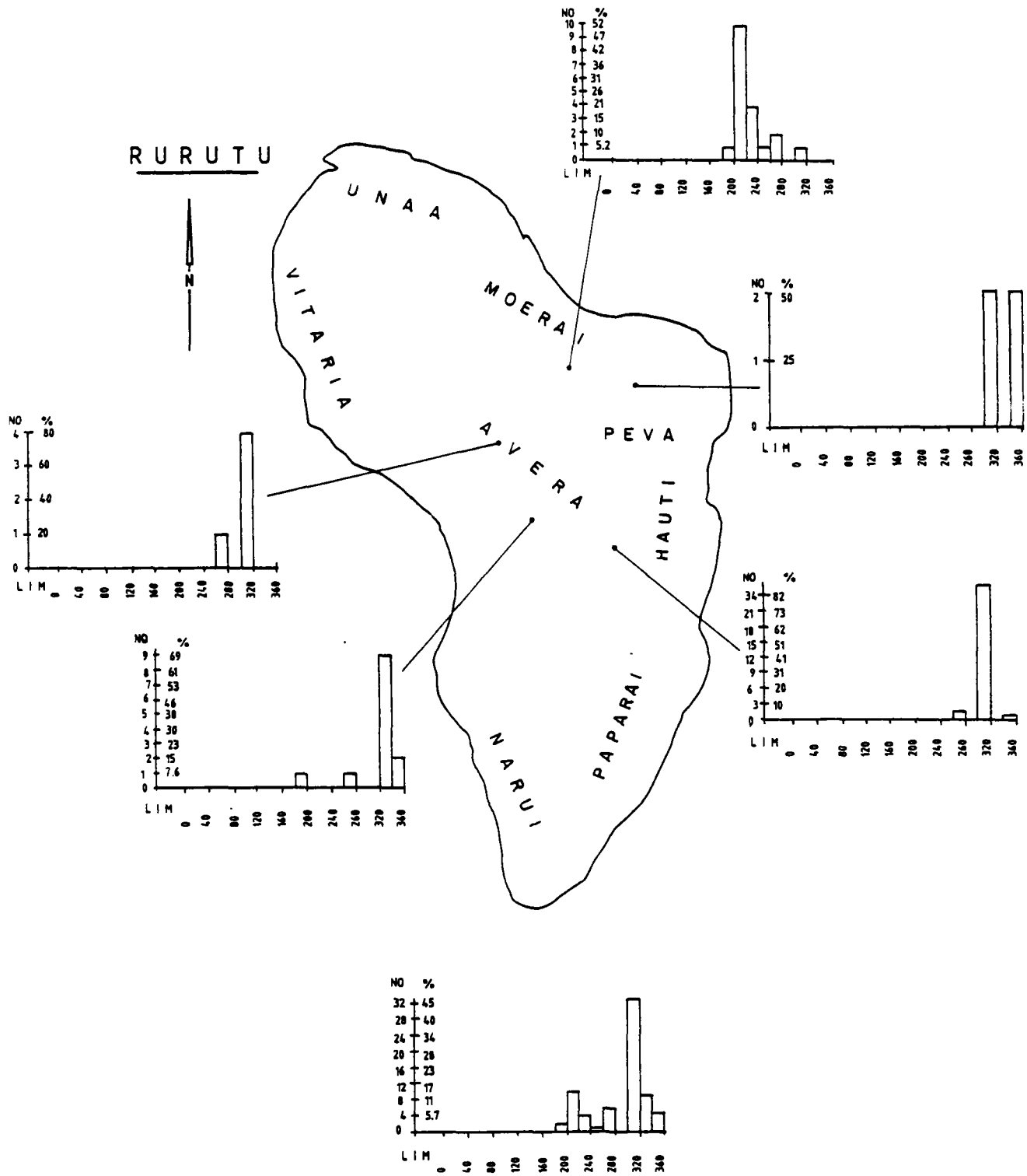


Fig. 3 : Statistiques de répartition des dykes (n = 87) en pourcentage. Le Nord utilisé est le Nord géographique.

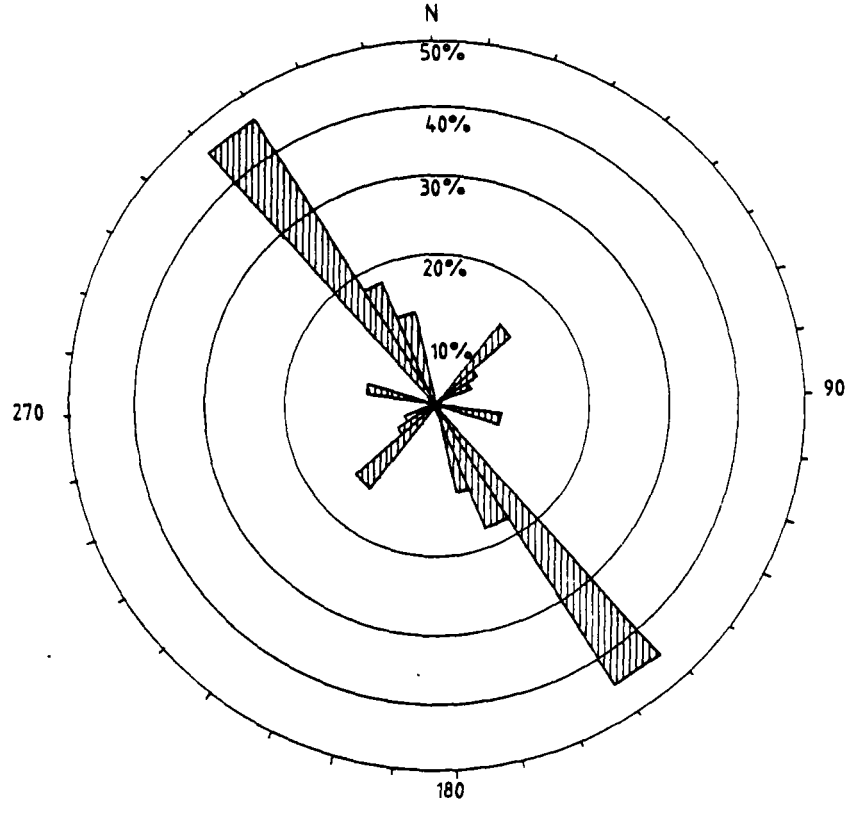


Fig. 4 : STATISTIQUE DE REPARTITION DES DYKES (n=87) EN POURCENTAGE

Le Nord utilisé est le Nord géographique.

volcanique, la jeunesse des produits et leur différenciation sont autant d'indices favorables à l'existence de gisement géothermique. Dans cette optique un intérêt particulier a été porté sur les roches volcaniques les plus récentes de Rurutu.

Quelle que soit la série à laquelle appartiennent ces échantillons, ils se rattachent tous au groupe des roches alcalines, caractérisés par des teneurs importantes en Na_2O + K_2O et par l'apparition de quantité notable de néphéline normative (annexe 2).

3.1. - *LA SERIE MIOCENE SUPERIEUR*

Les échantillons non altérés ou ne présentant pas de minéralisation secondaire sont rares dans cet ensemble sous-marin. Le coeur d'un pillow lava a été analysé. Il s'agit d'une roche faiblement différenciée (DI = 35,8 ; "Mg number" = 45,8) que nous nommons Ne - hawaiite, et qui proviendrait par fractionnement d'une Ne - basanite. Ce terme correspond pour partie à une néphéline-olivine tephrite des anciens auteurs (cf. annexe 2). Il y a peu de termes différenciés et l'ensemble est surtout à dominante de basanite et de Ne-basanite Ceci correspond bien à une zone d'ouverture de type rift hawaïen, avec émission de grand volume de produits indifférenciés par des systèmes de dykes sans stockage intermédiaire.

3.2. - *LA SERIE PLIOCENE*

Elle a des caractères très proches de la série précédente, avec toutefois un début de fractionnement plus marqué. L'on passe de basanites et Ne-basanites, aux Ne-hawaïtes et même un terme à la limite des Ne-mugearites (DR8). Ceci tend à prouver comme le montre l'évolution des appareils qui produisent ces laves qu'un stockage au sein d'une petite chambre magmatique a eu lieu, et qu'un début de fractionnement des liquides magmatiques s'y est déroulé. Nous avons entrepris l'étude minéralogique détaillée d'une lave basique de cet appareil qui est donnée dans l'annexe 3.

3.3. - *LA SERIE QUATERNAIRE*

C'est aussi une série alcaline à Ne-basanite et Ne-hawaïte mais elle se différencie légèrement des deux épisodes précédents par une teneur en Na_2O + K_2O plus faible. Là aussi, il y a un stockage et début de fractionnement de pyroxène et surtout d'olivine comme le montre la décroissance rapide d'MgO et de CaO. Le peu de variété des produits émis dans un laps de temps relativement long (1,2 MA) semble indiquer que l'on a eu une faible ségrégation au sein d'un petit stock magmatique qui s'est mis en place à profondeur importante probablement lors de mouvements tectoniques.

Le tableau n°1 résume les principales phases d'activités volcano-tectoniques de l'île de Rurutu.

Phase	Type d'appareil	Pétro.	Evènement tectonique	Age
I	"Seamount"	β haw.	Rift hawaien érosion	12 MA
II	2 cônes de scories 1 cône de hyalo-clastite	β haw. évoluée	fracturation début du soulèvement et de l'émersion complète de l'île	4,1 MA
III	1 petit strato-volcan	β haw.	rejeu régional, fin du soulèvement	1,8 à 0,6 MA

β = basalte - Haw = hawaïte

TABLEAU N° 1 : EVOLUTION VOLCANO-TECTONIQUE DE L'ILE DE RURUTU

3.4. - LES MINERALISATIONS SECONDAIRES DES FORMATIONS SOUS-MARINES

Dans bien des sites géothermiques le développement de minéralisations secondaires (des zéolites le plus souvent) traduit des circulations hydrothermales importantes. L'identification de ces minéraux, de même que leur répartition permettent de déterminer dans certains cas la localisation de la/ou des sources de chaleur et les températures auxquelles ces fluides ont été portés.

De par leur mode de mise en place sous-marine les assises volcaniques de l'île de Rurutu possèdent une forte porosité, favorable aux circulations qui peuvent déposer des minéraux hydrothermaux comme les zéolites. De plus, les phénomènes de trempe des matériaux mis en place sous l'eau ont induit une fragmentation des petits blocs de lave dont la surface est couverte d'une pellicule vitreuse. L'interaction des fluides (dans ce cas probablement de l'eau de mer) avec les verres facilement altérables, favorise un départ en majorité des alcalins de ces verres.

Plusieurs sites montrant des traces de zéolisation ont été reconnus sur l'île dans les coulées d'autoclastite. Un échantillonnage important a été réalisé dans les coulées que recoupe le chemin d'Hauti à Avera à l'altitude de 80 m près des bassins Tapue sur la commune d'Hauti (éch. : DR 14) (annexe 4).

Après un tri à la loupe binoculaire, la détermination des échantillons a été effectuée aux rayons X par méthode de Debye-Scherrer (rayonnement Cuα/Ni, chambre de 240 mm de circonférence).

Les minéraux suivants ont été reconnus :

La phillipsite, qui est dominante est associée à du natrolite. Secondairement de l'analcime cristallise sur les baguettes de phillipsite.

Cette association ne correspond pas aux zéolites observés dans les basaltes alcalins du volcan de Tubuai par SELSIS et al. en 1980 où une association K. Chabazite et un mélange intime levyne-erionite ont été reconnus. Ces minéraux sont interprétés comme les marqueurs d'une zone paléothermale dont la température ne devait pas dépasser 80°C. Il est à noter que cette association a été trouvée dans des formations volcaniques aériennes à la cote 170 m d'âge voisin de 6,8 MA (BELLON et al. 1980) à Tubuai. Pour notre part lors de l'étude géologique des atolls de Muruoa et Faugataufa où le volcanisme sous-marin est semblable à celui de Rurutu, nous avons trouvé (DEMANGE et al. 1980) des associations zéolitiques à phillipsite-harmotome, phillipsite-chabazite et analcime-natrolite, les températures déduites de ces assemblages s'étendraient sur une gamme de 15 à 200°C. Elles seraient dues non pas à un système hydrothermal convectif lié à l'intrusion d'une masse magmatique, mais à l'enfouissement sous d'autres venues éruptives de coulées non refroidies ayant piégié de l'eau de mer.

Le domaine de stabilité thermique des principaux minéraux est respectivement pour la phillipsite de 0 à 135°C, pour le natrolite de 50 à 250°C et pour l'analcime de 135 à 400°C. On aurait donc un domaine de 50 à 135°C pour la première association zéolitique qui est dominante suivie d'un réchauffement probablement faible (T° < 135°C) puisqu'il y a peu d'analcime qui se développe et que la phillipsite n'est pas destabilisée. Ce réchauffement a pu être induit par les circulations de fluide chaud accompagnant la mise en place du réseau de dykes qui recoupe le volcanisme sous-marin au voisinage des zones zéolitisées.

L'on aurait donc une première phase de dépôts de zéolites liée à l'enfouissement de matériaux riches en verre et contenant de l'eau de mer, suivie d'une phase de réchauffement accompagnant la mise en place d'un système de dykes.

D'autres minéraux secondaires ont été rencontrés dans les formations volcaniques sous-marines. Le plus fréquent est la calcite très commune autour d'Avera.

4 - INTERET GEOTHERMIQUE DE L'ILE : DISCUSSION

Pour qu'il puisse exister un gisement géothermique, il est nécessaire d'avoir un fluide dans un réservoir et que le tout soit porté à une température élevée par un flux de chaleur important.

Les infiltrations d'eau de mer dans le volcanisme sous-marin de même que les pluies sur l'île de Rurutu doivent être suffisantes pour la recharge d'un aquifère profond sous l'île. Lors de l'étude des minéraux secondaires, on a montré que de telles circulations ont pu avoir lieu.

Le réservoir pouvant contenir un gisement géothermique accessible à une exploitation industrielle non déficitaire devrait se situer à une profondeur maximale d'environ 1500 m, ce qui le situe dans le volcanisme sous-marin. Les formations de coulées autoclastiques et de pillow lavas plus ou moins fracturées peuvent représenter de bons aquifères, par contre certains niveaux d'autoclastites argilifiés pourront jouer le rôle de couverture imperméable. Les faciès brèches autoclastiques et coulées d'autoclastites représentent une activité magmatique à faible profondeur (jusqu'à 500 m) alors que les coulées de pillow lavas se rencontrent couramment à des profondeurs relativement importante. La proportion de ceux-ci va croissante avec la profondeur et laisse un bon espoir quant à l'existence de niveaux réservoir à profondeur exploitable.

Les indices de l'existence d'un flux de chaleur anormal et d'un gisement géothermique se manisfeste soit par des fuites (sources chaudes, fumeroles et diverses zones d'altération hydrothermales), soit par la nature des produits volcaniques récents en relation avec leur type de mise en place.

La série miocène supérieure en est un exemple : l'intensité et la durée de l'activité volcanique qui n'a produit que des basaltes et des termes peu différenciés ont provoqué au voisinage des zones d'injection des dykes une anomalie thermique importante, comme le montre le réchauffement enregistré par les minéraux secondaires (cf. & 3.4.) et l'existence d'une zone hydrothermale à kaokinite. Il y a donc au miocène supérieur une anomalie de chaleur importante dont nous retrouverons maintenant les traces fossilisées.

Le travail de terrain réalisé au cours de cette étude montre que l'activité aérienne se subdivise en deux phases distinctes, avec une période de repos entre ces deux phases et des variations du chimisme des roches sensibles. Si l'existence de petits stockages magmatiques peuvent être mis en évidence, leur nature, leur volume et la profondeur de mise en place laisse peu d'espoir quant à l'existence d'une anomalie quelconque du flux thermique sous l'île de Rurutu durant la période actuelle.

On ne doit donc pas s'attendre à l'existence de gisements géothermiques industriellement exploitables sous l'île de Rurutu.

CHAPITRE 2

L'ARCHIPEL DE LA SOCIETE TAHITI ET LA PRESQU'ILE DE TAIARAPU

L'archipel de la Société présente une évolution géomorphologique, remarquée par les premiers naturalistes visitants ces îles, avec un passage progressif du SE vers le NW d'îles importantes de haute altitude telles Tahiti et Moorea à des atolls comme Bellinghausen et Scilly. Cette évolution correspond en fait au vieillissement des îles : 2000 ans à Mahetia où il est rapporté par les légendes tahitiennes de grands feux, 0,3 MA sur la presqu'île de Tahiti, 1,2 MA à Moorea et 2,4 MA à Bora-Bora.

D'un point de vue structural Tahiti se trouve au voisinage de volcans actifs comme Mahetia et le volcan sous-marin Rocard dont certaines crises ont été récemment enregistrées (Talendier). Un grand accident d'orientation E-W se développe au Nord de Tahiti et sépare Tahiti et Moorea des autres îles de l'archipel de la Société. Il rejoint au NE de Tahiti la grande structure transverse qui recoupe les Tuamotus et se termine aux îles Marquises sur Ua pou et Ua Huka.

1 - TAHITI

1.1. - EVOLUTION

Tahiti représente un grand strato-volcan complexe à effondrement central avec une activité sur sa périphérie représentée par des petits cônes adventifs. L'on remarque dans la morphologie qu'au volcan initial a succédé une phase d'érosion très importante qui a créé de profondes vallées et y a chenalisé un certain nombre de coulées très épaisses à toit plat. A cet épisode peuvent probablement se rattacher les intrusions sous saturées du centre de l'île, dont l'âge se situerait aux environs de 3,2 MA (BELLON et al. 1975). Enfin, une coulée de la vallée de la Papenoo a été datée à 0,44 MA (BROUSSE et al. 1974) et témoignerait d'une petite reprise d'activité dans une période plus récente avec l'émission de lave très sous saturée : des néphelinites à mélilite.

L'on peut donc remarquer que l'évolution magmatique de Tahiti Nui produit essentiellement des liquides basaltiques de plus en plus sous saturés au fur et à mesure de leur rajeunissement. Ceci peut s'expliquer dans le cadre de la théorie des "hots spots" par (1) un éloignement de la zone source, ou (2) une diminution du taux de fusion partielle de la croûte, et/ou approfondissement de la zone source.

Le schéma récapitulatif de l'évolution volcano-tectonique de l'île de Tahiti Nui est résumée sur le tableau n° 2.

Phase	Type d'appareil	Pétrographie	Evènement tectonique	Age
I	Strato-volcan	β. h → ?τ	Caldeira ? intrusion grenue syénite érosion creusement de vallée	8,5 ?
II	activité intra caldeira coulée de vallée	β. h → ?Ø	intrusion grenue syénite néphelinique érosion	3,2
III	coulée de vallée	néphelinite	?	0,4

β = basalte ; h = hawaïte ; τ = trachyte ; Ø = syénite

TABLEAU N° 2 : SCHEMA DE L'EVOLUTION VOLCANO-TECTONIQUE DE L'ILE DE TAHITI NUI

1.2. - GEOCHIMIE DES EAUX

Tahiti Nui n'avait pas été sélectionnée comme zone d'intérêt de prospection géothermique, compte tenu des âges connus et de la nature très sous saturée des dernières émissions volcaniques. Toutefois, au cours d'un travail de terrain dans le centre de Tahiti Nui, Monsieur le Professeur R. BROUSSE a prélevé un certain nombre de sources minérales qu'il nous a remises aux fins d'analyses. Les sites de prélèvements sont localisés sur la fig. 5 et les analyses sont jointes dans l'annexe 5.

1.2.1. - CARACTERISTIQUES DES EAUX PRELEVEES A TAHITI

Les eaux possèdent des températures d'émergence faibles (de 23 à 28°C) ainsi qu'une faible minéralisation (le maximum étant représenté par l'échantillon n° 6 avec 1,6 g/l et une conductivité de 1100 µΩ). Les pH sont légérement acides, donc encore susceptibles de permettre des réactions avec l'encaissant. Les quantités de bicarbonates, qui sont les anions dominants (jusqu'à 854 mg/l) règlent probablement le pH de ces eaux. Les teneurs en Ca et Mg sont élevées comparées à celles de Na et K ; les chlorures étant toujours en faibles concentrations.

1.2.2. - CONSIDERATIONS SUR L'HYDROGEOCHIMIE EN RELATION AVEC LA GEOTHERMIE

Les eaux prélevées ne présentent pas les caractéristiques des eaux géothermales. Les températures sont faibles, les pH légèrement acides, les eaux bicarbonatées sont faiblement minéralisées, ce qui permet de rejeter une origine profonde pour ces eaux.

Les quantités importantes de Mg et Ca pourraient être une acquisition secondaire pendant la remontée, dans le cas d'eau géothermale mais il paraît plus probable pour cette étude que ces teneurs importantes soient dues à une altération superficielle basse température. En effet, les faibles quantités de chlorure et l'absence de lithium sont caractéristiques d'eaux de surface (FOUILLAC et MICHARD, 1981). L'absence d'élément trace (B, NH_4, etc.) ne met pas en évidence les fuites d'un éventuel réservoir géothermal haute énergie. Les géothermomètres, basés sur des équilibres chimiques entre l'eau et les minéraux, sont susceptibles d'indiquer les températures "profondes" (FOURNIER, 1977 ; TRUESDELL, 1975 ; FOURNIER and TRUESDELL, 1973). Pour le cas des eaux de basse température, les équilibres n'étant pratiquement jamais atteints, les températures calculées sont toujours très mal corrélées et sans grande signification. Pour l'échantillon n° 6, le rapport Na/K indique 318° et le Na-K-Ca = 34° ; la silice aux émergences est en équilibre avec la silice amorphe alors que pour les eaux géothermales, les phases minérales qui règlent la silice en solution sont soit la chalcédoine, soit le quartz. Ces considérations montrent que les eaux prélevées sont superficielles basse température et ne témoignent pas d'éventuel réservoir géothermique haute énergie.

1.3. - INTERET GEOTHERMIQUE

Comme nous l'avons dit dans le & 1.1., la pétrographie montre soit un éloignement (dérivé de plaque) ou un approfondissement de la zone source du magmatisme associé à une réduction considérable des volumes émis, et nous laisse peu d'espoir quant à la pérénité d'un flux de chaleur important. L'âge des intrusions grenues est trop ancien pour pouvoir encore en-

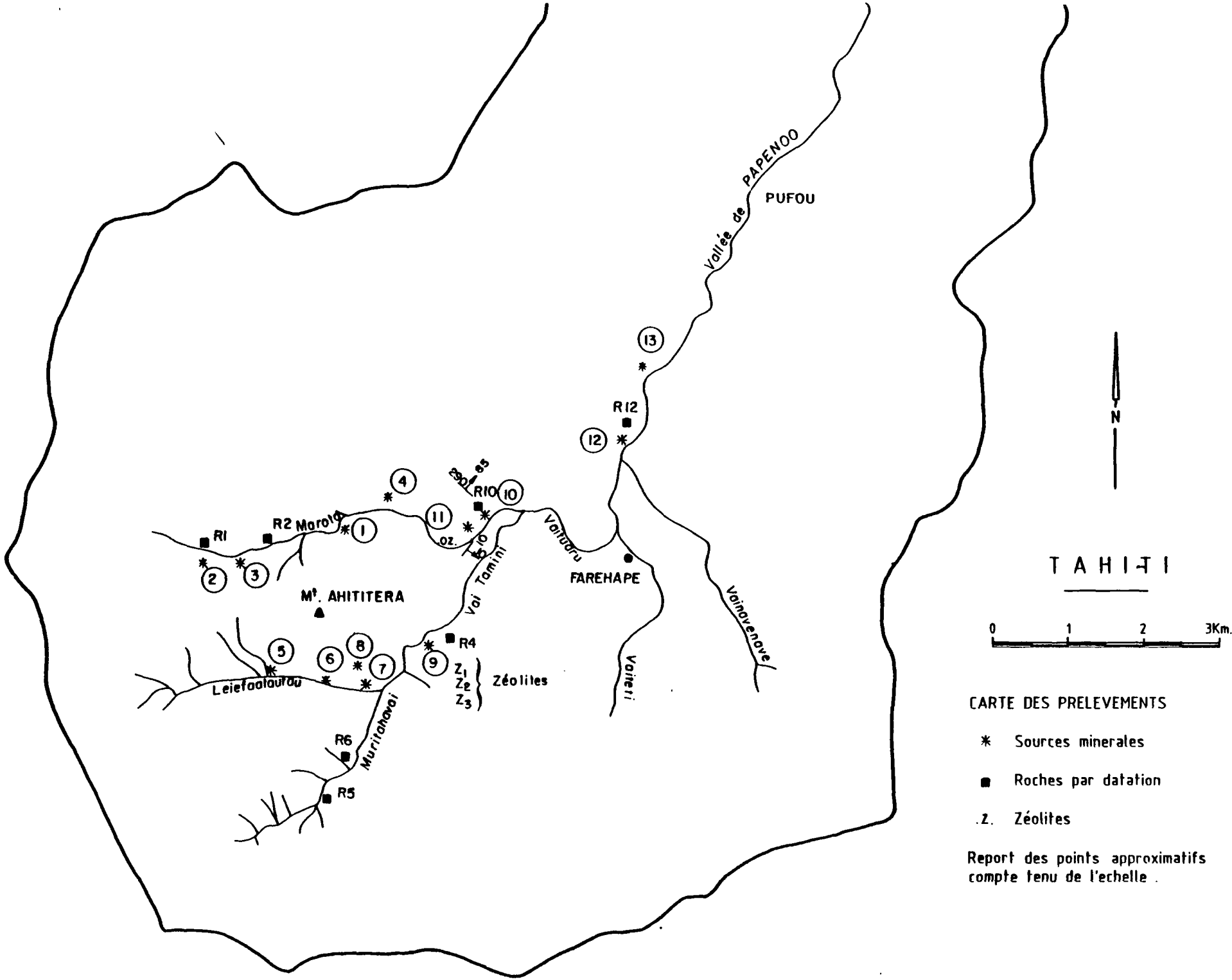

Vallée de PAPENOO
PUFOU
R12
R10
R1
R2 Marola
Mt. AHITITERA
Vai Tamini
Vaituaru
FAREHAPE
Vaiteri
Vainavenave
R4
Z1
Z2
Z3
Zéolites
Leietaotaurau
Muritahavai
R6
R5
N
TAHITI
0
1
2
3Km.
CARTE DES PRELEVEMENTS
Sources minerales
Roches par datation
Z. Zéolites
Report des points approximatifs compte tenu de l'echelle .

Fig. 5

gendrer une pertubation thermique quelconque. La géochimie des eaux n'implique pas non plus qu'il existe un ou des réservoirs à haute température.

L'on ne doit pas s'attendre à l'existence, dans le coeur de l'île de Tahiti Nui, d'un gisement géothermique susceptible d'une exploitation économique.

2 - TAHITI OU LA PRESQU'ILE DE TAIARAPU

2.1. - *STRUCTURE*

La presqu'île présente un constraste morphologique très marqué, avec à l'Est un volcan buriné par l'érosion tandis qu'à l'Ouest les flancs sont plus réguliers et descendent doucement vers la mer, avec une pente de 4 à 5°. Cinq cônes de scories et un cône de hyaloclastite s'y développent, sans qu'il apparaisse une direction tectonique préférentielle.

L'interprétation structurale des photograhies aériennes montre q'un système tectonique régional d'orientation dominante N 110° et sa direction associée semble contrôlée l'île. Ceci est relativement bien développé sur les côtes Sud et Nord de la presqu'île où les falaises sont interprétées comme des phénomènes complexes de réajustement aux variations du niveau de la mer et de failles régionales. Les deux bordures N et S de l'île étant sensiblement parallèles.

Les structures propres du volcan ne sont pas bien exprimées. Ceci est peut être du à un certain nombre d'intrusions phonolitiques concentrées dans la partie centrale et qui les masquent en partie. La faille incurvée dominant la rivière de Vaitepiha pourrait être un vestige d'une structure de caldeira très semblable à celle de Tahiti Nui. A cette phase de caldeira succède une période d'érosion intense qui ouvre des passages vers la mer, qui serviront ensuite de cheminement à l'importante coulée de vallée d'océanite. Un stock de roches grenues, de chimisme très semblable à celui de Tahiti Nui semblent exister aussi au centre du massif (Deneubourg, 1955) comme en témoignent les nombreux galets qui abondent dans la rivière de Tautira près du mouillage de Cook.

2.2. - *PETROGRAPHIE*

Contrairement à Tahiti Nui à majorité de termes basaltiques, la presqu'île possède en abondance des roches intermédiaires et évoluées présentent fréquement dans des séries ayant évoluées par des phénomènes de différenciation par cristallisation fractionnée.

Il semble qu'il existe, mais sans qu'actuellement nous soyons en mesure de préciser la chronologie, deux séries d'évolution alcalines, l'une sous saturée allant des basaltes alcalins aux phonolites avec tous les termes de transition (les tahitites des anciens auteurs : LACROIX, 1933) et l'autre nettement moins sous saturée, aboutissent probablement aux trachytes quatzifères. Nous ne possédons pas d'arguments pour préciser s'il s'agit d'une même séquence volcanologique ayant subi des modifications thermodynamiques au cours de son existence ou s'il s'agit de deux séries différentes. La première hypothèse est probablement la plus vraisemblable dans ce type de contexte.

L'on peut donc retenir qu'un stockage important de magma a eu lieu sous la presqu'île de Taiarapu et que celui-ci a vu ses conditions thermodynamiques varier au cours du temps. Les roches grenues pourraient représenter une manifestation de ces phénomènes apparus par érosion ou par réinjection de magma dans une chambre en voie de cristallisation comme semble l'attester la présence de gabbro associé au syénite.

2.3. - EVOLUTION VOLCANOLOGIQUE DE LA PRESQU'ILE

L'âge de la presqu'île est encore mal connu. DUNCAN et al. (1976) ont publié quatre datations K/Ar tant sur des coulées que pour des roches grenues se situant aux environs de 0,4 MA, c'est à dire sensiblement du même âge que la phase la plus récente de Tahiti Nui. Comme dans cette dernière île, une évolution en trois phases se dégage, nous l'avons résumé sur le tableau 3.

Phase	*Type d'appareil*	*Pétrographie*	*Evènement tectonique*	*Age*
I	*Strato-Volcan*	β. *h* → ?	*Caldeira ?*	*0,48 ?*
II	*Dôme et coulée*	? β → ϕ	*Intrusion*	
III	*Coulée de vallée*	β	?	*0,4 MA*

β = basalte ; h = hawaïte ; Ø = syénite

TABLEAU N° 3 : SCHEMA DE L'EVOLUTION VOLCANO-TECTONIQUE DE LA PRESQU'ILE DE TAIARAPU

2.4. - INTERET GEOTHERMIQUE

Si l'on peut montrer que dans une période relativement récente, un stockage magmatique dissipant un flux de chaleur important était en place sous la presqu'île, nous n'en retrouvons pas de traces actuellement. Aucune manifestation hydrothermale n'est connue dans la presqu'île. De même qu'aucune structure tectonique favorable au piègeage d'un réservoir n'a été démontrée dernièrement. Dans ces conditions, l'on ne doit pas s'attendre à l'existence d'un gisement économiquement exploitable dans cette région.

CHAPITRE 3

ARCHIPEL DES MARQUISES

LES ILES DE NUKU HIVA, UHA UKA ET HIVA HOA

L'archipel des Marquises est situé entre 138°20' et 140°30' de longitude Ouest et 7°50' et 10°35' de latitude Sud. Il se compose de 11 îles et îlots ainsi que d'un certain nombre de bancs. L'archipel a été découvert par le Marquis d'Alvaro en 1595 et visité par Cook en 1775. Pour l'historique de la découverte des îles et des premiers travaux scientifiques qui furent publier nous renvoyons à l'article publié par R. BROUSSE et al. en 1978, dans les cahiers du Pacifique. Comme pour l'île de Rurutu, les premiers travaux sont publiés après la visite de CHUBB lors de l'expédition St George (1925-1933) puis par A. de la RUE 1959 et OBELLIANE 1955 et plus récemment dans le cadre des missions du SMCB avec R. BROUSSE et al. à partir de 1972.

Pour notre part nous avons visité trois îles : Nuku Hiva, Uha Uka, et Hiva Hoa.

1 - NUKU HIVA

1.1. - STRUCTURE

Cette île se situe au centre de l'archipel par 8°56' de latitude S et 140°5' de longitude Ouest. Elle est longue de 30 km pour une largeur d'environ 15 km (fig. 6). Sa morphologie est dominée par deux lignes de crêtes concentriques qui correspondent vraisemblablement à deux murs de caldeiras. La première culmine entre 800 et 1200 m et parcourt l'île de la baie d'Hakaui à celle de Taipivai, la seconde entoure la baie de Taiohae. Schématiquement l'histoire géologique de l'île peut se résumer en deux épisodes. Vers 3,6 MA s'est édifié un volcan bouclier qui forme la partie externe de l'île, il est constitué essentiellement de basaltes à caractère transitionnel, alors que l'édifice interne plus petit mis en place vers 3,6 MA présente tous les termes d'une série alcaline allant des basaltes jusqu'aux trachytes quartzifères (MAURY, 1978).

1.2. - GEOCHIMIE

C'est à l'intérieur de la caldeira la plus récente qu'apparaît vers 60 m d'altitude au-dessus de Taiohae dans une couverture d'éboulis une source carbogazeuse. Celle-ci a un débit de 2 à 3 l/minute et une température d'environ 25°C. C'est une eau froide, superficielle, peu minéralisée, utilisée pour la consommation en eau potable locale. Les caractéristiques chimiques sont regroupées dans le tableau 4.

La composition de l'eau de Taiohae est représentative des eaux météoriques locales à température de résidence faible et de minéralisation globale basse. Le type d'émergence ne présente aucun caractère géothermal.

1.3. - INTERET GEOTHERMIQUE

La composition des eaux thermales, de même que l'âge ancien de l'île, ne militent pas en faveur de l'existence d'un gisement géothermique.

2 - UA HUKA

Comme Nuku hiva dont elle est voisine, cette petite île de 15 km sur 8 km se localise dans la partie centrale de l'archipel par 8°56' de latitude Sud et 139°32' de longitude Ouest.

2.1. - BATHYMETRIE ET ENVIRONNEMENT STRUCTURAL

Ua Huka possède avec Nuku Hiva et Ua Pou une base commune située vers 2500 m de fond sur le plancher océanique d'une profondeur moyenne de 4000 m (fig. 7). Elle constitue avec le banc Lawson et Nuka Hiva un alignement transverse sensiblement E-W à la direction générale de l'archipel (N.NW-S.SE). D'autre part, Ua Huka se situe avec Ua Pou sur la prolongation d'un accident qui prend en écharpe le Tuamotus depuis Tahiti jusqu'aux îles Marquises. C'est à cet accident que l'on peut imputer le volcanisme phonolitique d'Ua Pou et la reprise de l'activité sur Ua Huka.

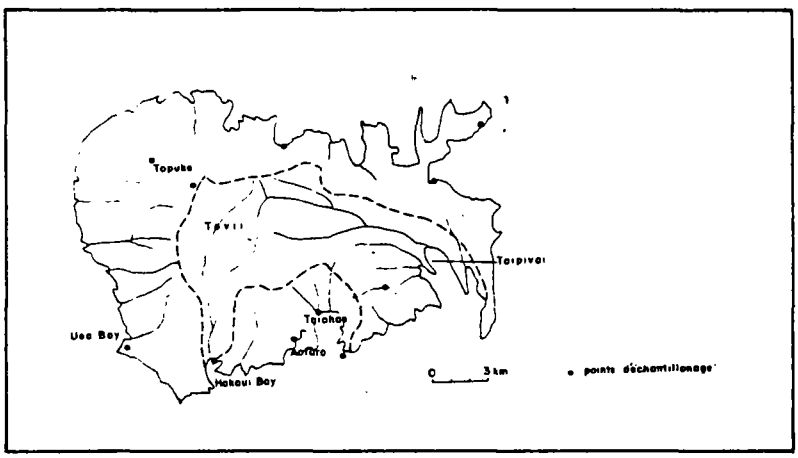


Fig. 6 : Schéma structural de l'île de Nuku Hiva

TABLEAU 4 : CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DE L'EAU DE TAIOHAE

Température en °C	Conduct. en m Scm^{-1}	pH à 25°C	Minéralisation en g/ℓ
25,0	0,18	6,73	0,18

en 10^{-3} mole/ℓ								
Na	K	La	Mg	HCO_3	Cℓ	SO_4	NO_3	F
0,98	0,07	0,31	0,36	0,32	0,85	0,04	1,14	0,01

en 10^{-5} mole/ℓ.tru				
Li	Rb	Sr	Fe	Mu
20,1	20,1	0,14	20,1	20,01

FIG. 7

BATHYMETRIE DE LA PARTIE CENTRALE
DE L'ARCHIPEL DES MARQUISES

2.2. - STRUCTURE ET EVOLUTION DE L'ILE (fig. 8)

Cette île est basse par rapport à ses voisines (875 m). Elle se compose d'un large volcan bouclier effondré en son centre par une caldeira (phase I) largement ouverte vers le Sud. La crête de la caldeira a une altitude à peu près constante d'environ 600 m. Vers l'Est elle grimpe brusquement jusqu'à 875 m donnant les falaises impressionnantes qui dominent Hane. En fait, il s'agit d'une reprise de l'activité volcanique avec la naissance d'un nouveau volcan complexe sur le plancher de la caldeira. Sur son flanc se développe un deuxième appareil qui s'appuie en partie sur le bord E de la grande caldeira. Il y a formation de caldeira sur chacun de ces volcans (phase II). Puis reprise de l'activité à l'intérieur de cette caldeira II avec un petit appareil et à l'extérieur par une grosse coulée de vallée. Cette phase II pourrait être âgée de 2,75 MA d'après les échantillons prélevés dans la falaise est de Hane par DUNCAN et Mc DOUGALL en 1973. Une nouvelle phase d'activité s'établit cette fois sur le plancher Ouest de la caldeira I et même à l'extérieur de celle-ci. Une série de petits cônes volcaniques basaltiques en majorité, émettent quelques coulées. Une douzaine d'entre eux ont été dénombrés. Nous avons daté (annexe 1) la petite coulée de benmoreite issue du cône de Hoa à 2,2 MA ± 0,2.

2.3. - PETROGRAPHIE DE L'ILE (fig. 9)

A l'exception du travail d'OBELLIANE (1955) la plupart des échantillonnages qui ont été effectués sur cette île ont été faits le long de la route Hane-Vaipaee et dans son voisinage où dans les principaux mouillages. Pour cette raison, il n'existe pas de données sur le volcan externe.

L'analyse DM10 (annexe 2) provient du volcan bouclier externe, c'est une hawaiite basique qui possède de l'hyperstène et de l'olivine à la norme, mais aussi beaucoup de titane. Sa composition chimique la rapproche de celle reconnue comme de caractère transitionnel sur le volcan extérieur de Nuku Hiva. Au sein de cette série ont pris place des phénomènes de fractionnements comme le montre l'existence de nombreuses coulées trachytiques à amphiboles instables sur les crêtes de la caldeira I.

Le volcanisme post-caldeira I serait à caractère plus alcalin (BROUSSE et al. 1978) et se rapprocherait de la série décrite par MAURY (1976) à Nuku Hiva pour le volcan interne. Il y a eu aussi des phénomènes de différenciation puisque l'on trouve des intrusions trachytiques comme Motuhane, mais les roches intermédiaires semblent être peu abondantes (du moins dans le cadre de l'échantillonnage actuel).

La reprise du volcanisme se localise au-dessus de Hane avec un petit volcan post-caldeira II qui emet des coulées avec quelques nodules de péridotite. Mais elle se développe surtout aux environs de Vaipaee avec des basanites riches

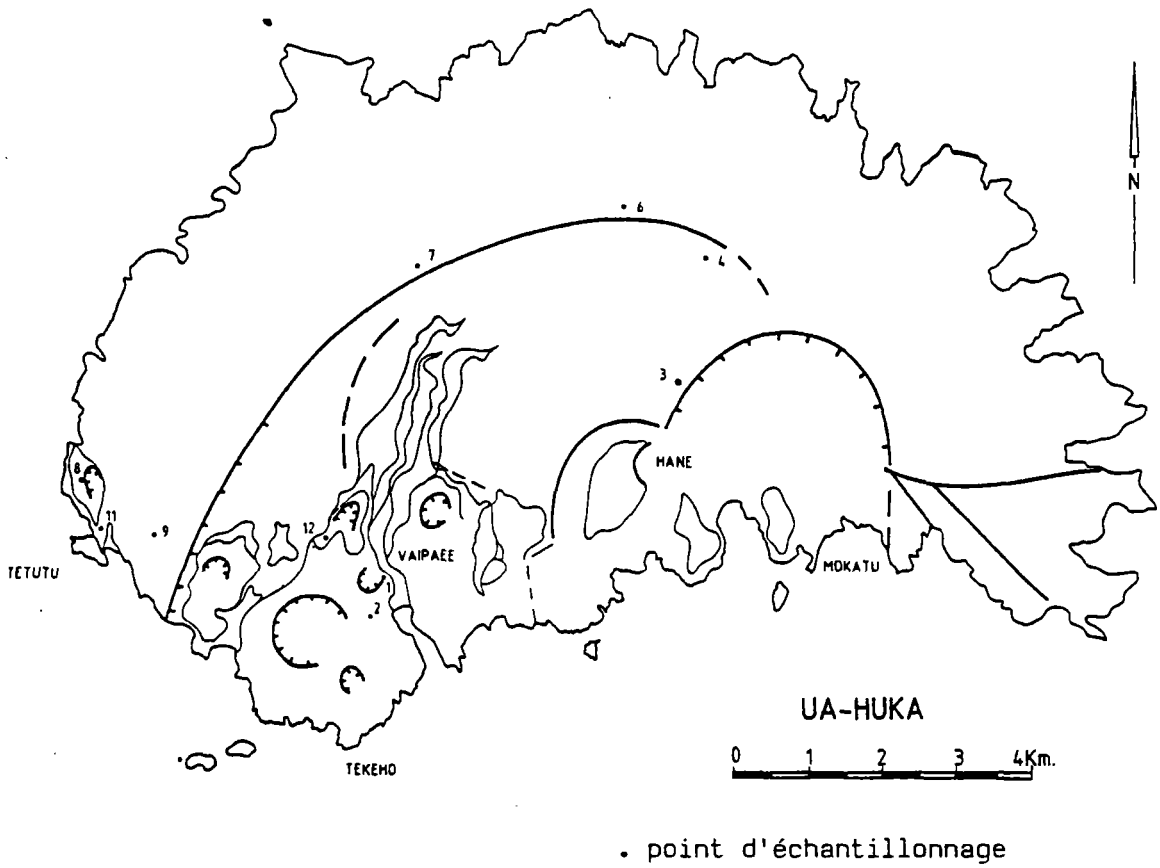
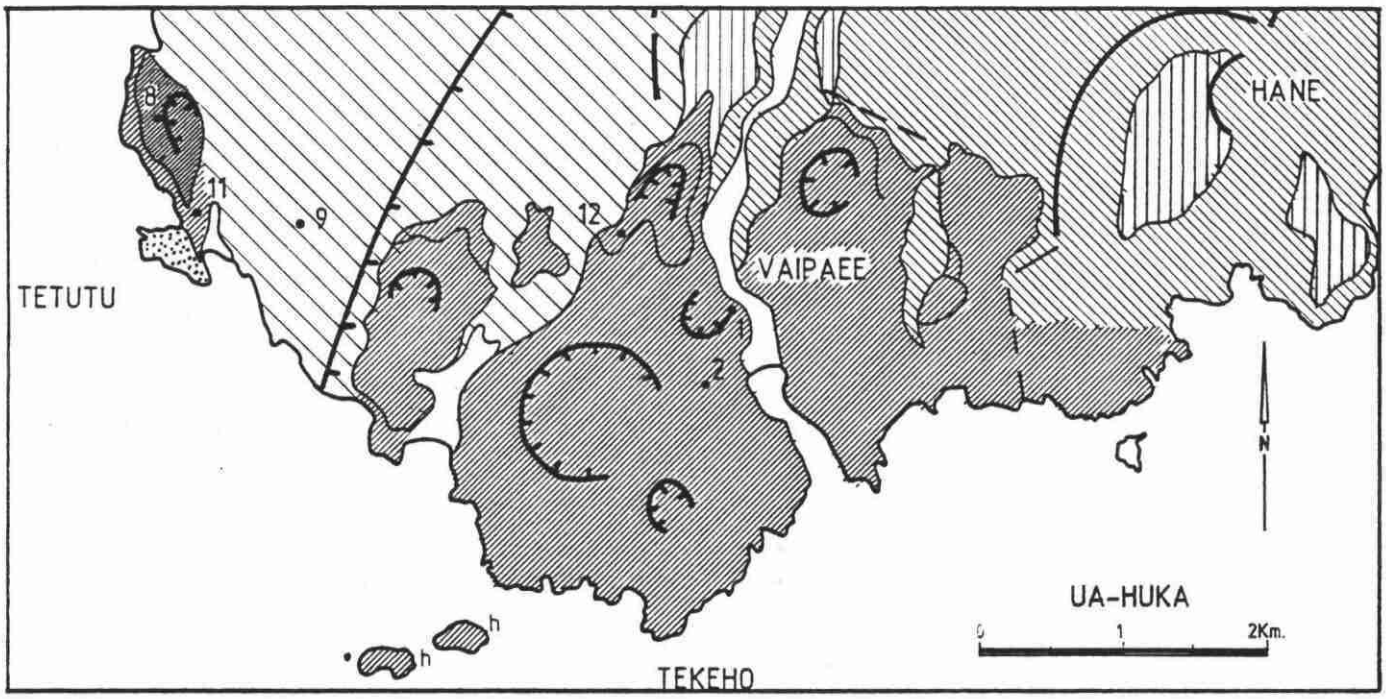


Fig. 8 : Schéma structural de l'île de Ua-Huka



VOLCANISME RECENT:

τ

Basaltes a nodules de péridotites . h-hyaloclastites

VOLCANISME POST-CALDEIRA II :

Cone intra-caldeira

Coulée de vallée

VOLCANISME POST-CALDEIRA I :

VOLCANISME ANCIEN :

Basaltes

Dépots coralliens

Fig. 9 : Carte géologique du SW de Ua-Huka

en nodules de péridotites, et quelques hawaiites basiques. Les teneurs en SiO_2 et K_2O sont basses alors que celles en Na_2O et TiO_2 sont plus élevées que celles de la série précédente. Bien que ne possédant pas tous les caractères de cette série de basanites sodiques la benmoreite de Hoa semble pourtant y appartenir. En effet, elle se localise dans un cône de scories dont les coulées de la base sont des basanites à nodules de péridotite. Le chimisme de la benmoreite est proche de celui des trachytes de Hane : rapport $Na_2O/K_2O \simeq 1$, la roche est proche de la saturation. La filiation entre la benmoreite et les basanites ne semble pas évidente et nous n'avons pas d'échantillons intermédiaires entre ces deux termes.

Les principales phases d'évolutions volcano-tectoniques de l'île sont résumées dans le tableau 5.

Phase	*Type d'appareil*	*Pétrographie*	*Evènement tectonique*	Age MA
I	*1 volcan bouclier externe*	β → *t*	*grande caldeira 8 km de Ø*	-
II	*intracaldeira I 2 petits volcans boucliers*	β → *t*	*2 caldeiras Ø 1 et 2 km dont une reprend une partie de la caldeira 1*	?
III	*intracaldeira II 1 petit appareil à coulées dominantes*	β	-	2,8
IV	*post phase III une douzaine de cônes scories, hyaloclastites, laves*	β → *bem?*	*Tectonique régionale*	2,2

β : *basalte ; t : trachyte ; bem : benmoréite*

TABLEAU N° 5 : EVOLUTION VOLCANO-TECTONIQUE DE L'ILE DE UA HUKA

2.4. - *INTERET GEOTHERMIQUE DE L'ILE DE UA HUKA*

Si les possibilités d'existence d'un réservoir et de sa recharge en eau sont probablement existantes sur l'île, il n'en va pas de même du flux de chaleur. En effet, le dernier épisode magmatique a remonté à la surface des roches d'origine profonde (basanite) à nodule de péridotite sans qu'une possibilité de stockage soit démontrée (filiation basanite-benmoreite). D'autre part, son âge est ancien. Il y a donc peu de chance qu'un gisement géothermique d'importance économique existe dans la région de Vaipaee.

3 - HIVA HOA

Etirée d'Est en Ouest sur 35 km de long et 15 km de large Hiva Hoa est la plus grande île du Sud de l'archipel des Marquises. Elle se situe par 9°42' de latitude Sud et 13°00' de longitude Ouest.

Nous nous sommes rendus sur cette île pour visiter la source sulfureuse tarie de Fatueki à environ 5 km d'Atuane sur la route de Taaoa.

3.1. - *STRUCTURE ET EVOLUTION DE L'ILE*

La structure volcanologique d'Hiva Hoa se dégage assez mal et la plupart des auteurs s'accordent à ne considérer qu'un seul grand volcan, avec un nombre variable d'appareils secondaires. Pour notre part, nous pensons (fig. 9) que l'on peut distinguer trois appareils principaux à évolution complexe :

. Le plus ancien forme la falaise Ouest de l'île entre la pointe Matatana au Nord et la pointe Teaehoa au Sud. Il se réduit à une bande de 2 km de large qui représente une crête bordant une caldeira dont la falaise domine la rivière de Hanamenu.

Les deux volcans suivant sont probablement de même âge pour leur mise en place aérienne : entre 2,5 et 1,9 MA.

. Le volcan d'Atuana se développe à l'intérieur de la caldeira du volcan Ouest. Ce volcan bouclier s'effondre en une caldeira dans laquelle repousse vers 1,7 MA un modeste strato-volcan, dans le cratère duquel apparaît un petit cône de scories. Nous n'interprétons pas les falaises dominant Taaoa comme le reste d'un effondrement volcanique, mais plutôt comme un cirque d'érosion. Les pendages recoupés par cette structure sont tous régulièrement orientés vers le SW.

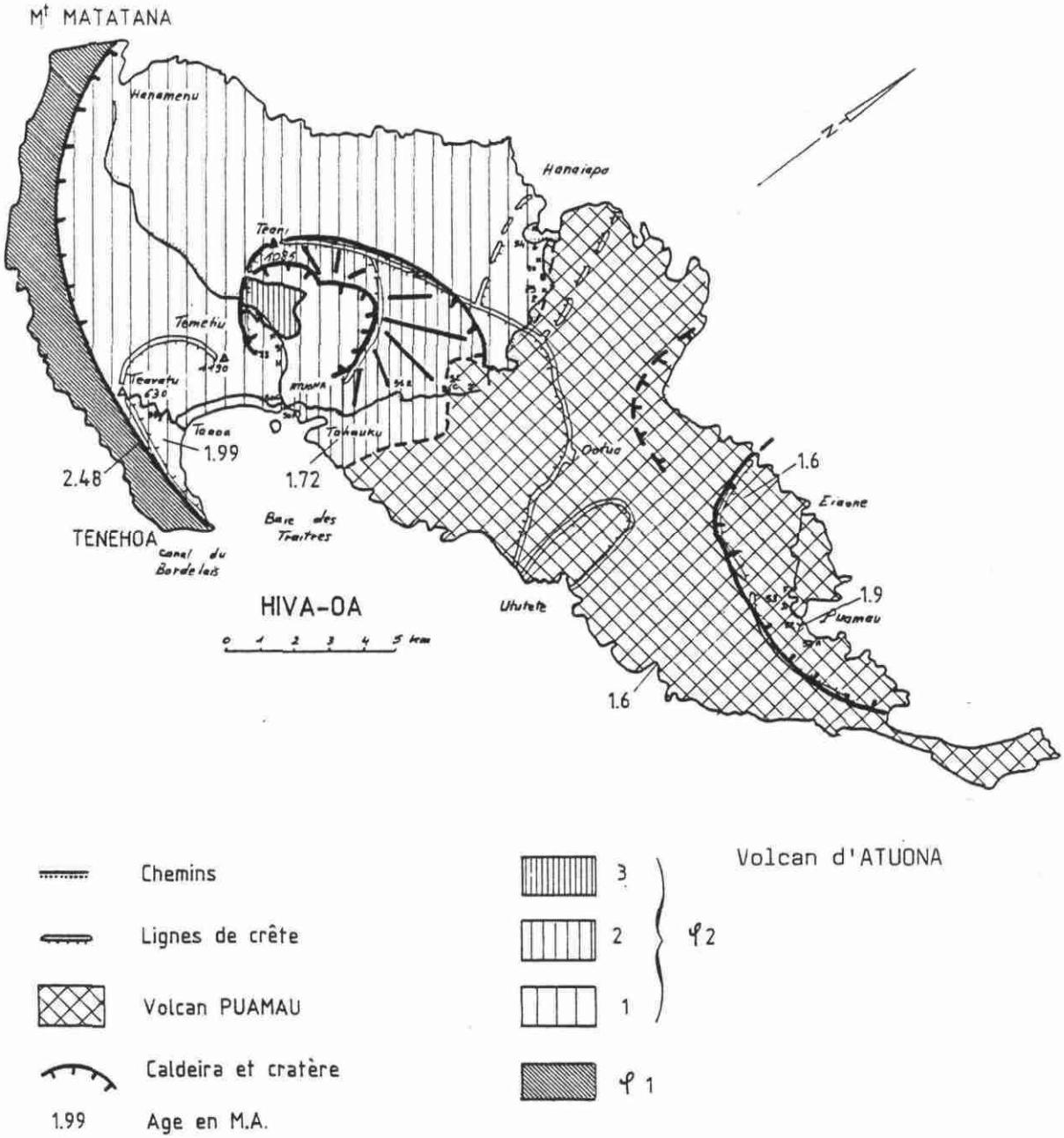


Fig. 10 : SCHEMA DE REPARTITION DES CENTRES VOLCANIQUES

. Le volcan du Puamau semble avoir eu une activité un peu plus longue que celle du volcan d'Atuana puisque des coulées ont été datées à 1,6 MA.

Enfin un dyke important de trachyte d'orientation sensiblement N-S (BLANCHARD op. cit.) s'est mis en place à la limite des volcans d'Atuana et de Puamau.

3.2. - PETROGRAPHIE

Suivant R. BROUSSE et al. (1978) Hiva Oa ne présente qu'une seule suite de différenciations alcalines des basaltes aux trachytes sous-saturés avec une lacune au niveau des benmoreites. Le manque total actuel d'échantillonnage du reste du volcan Ouest pourrait bien masquer l'existence d'une série légèrement moins alcaline que celle déjà reconnue, et de même type évolutif pétrographique, que celle des volcans externes des autres îles des Marquises.

La série basalte hawaiite et mugearite basique a une répartition ubiquiste, par contre les trachyphonolites sont localisés à Puamau. Pour notre part, nous avons trouvé des trachytes à Taaoa et BLANCHARD (op. cit.) en a échantillonné à Hanaiapa. Il semble donc que s'il n'existe probablement qu'un seul type de fractionnement minéralogique, il se localise en trois endroits suffisamment distincts sur le plan volcano-structural pour que l'on puisse les considérer comme trois séries magmatiques distinctes.

L'évolution volcanologique de la partie ouest de l'île est résumée sur le tableau 6.

Phase	Type d'appareil	Pétrographie	Evènement tectonique	Age MA
I	volcan bouclier	β → ?	grande caldeira Ø 15 km	2,5 ou +
II	volcan bouclier la caldeira I	β → τ	grande caldeira Ø 10 km	de 2,5 → 1,9
III	grand cône	β	caldeira Ø 4 km	1,7
IV	cône de scories	β	zone d'injection de dykes ? de la Soufrière	?

β : basalte ; τ = trachyte

TABLEAU N° 6 : EVOLUTION VOLCANO-TECTONIQUE DE LA PARTIE OUEST DE L'ILE D'HIVA HOA

3.3. - *LA ZONE DE SOURCE DE FATUEKI (fig. 11)*

Au-dessus du cap de Vaikava se développe sur 300 m de long sur 200 m de large une zone d'altération hydrothermale où jusqu'à 1930 sortait la source de Fatueki actuellement tarie. Cette zone d'altération forme le toit d'une bande d'injection de dykes subparallèles d'orientation 160° ± 10° N à pendage variable de 45° à 75° Est. Cette direction recoupe un autre système filonien nettement moins bien développé et d'orientation 130° ± 10°N et de pendage 10-80° Est. Les dykes sont très nombreux avec une intrusion tous les 2 m, sur 200 m de longueur pour des puissances variant de 10 cm à 3 m. Les dykes se sont mis en place dans un matériel d'aspect massif mais brèchique qui correspond à des coulées d'océanite porphyrique épanchées sous la mer.

Une source nouvelle a été reconnue au pied de la falaise de Vaikava dans la zone d'injection de dyke, elle a un faible débit et se dégaze abondamment (cf. & géochimie).

3.4. - *ALTERATION HYDROTHERMALE (annexe 4)*

Dans les océanites recoupées par les dykes, les vacuoles sont comblées par de l'hématite massive et des baguettes d'aragonite qui peuvent passer localement à de la calcite. Dans la zone d'altération hydrothermale où se développent quelques émanations sentant le soufre (SO_2), nous avons reconnu en plus des plagioclases provenant de l'altération en place de la roche, de la kaolonite, de l'opale qui est abondante, des traces de quartz, de la pyrite et un sulfate de fer et d'aluminuim hydraté : l'halotrichite.

La présence de dépôts d'opale dans cette paragénèse souligne que les fluides qui ont circulé dans ce système étaient à haute température.

3.5. - *GEOCHIMIE*

Sur l'île de Hiva Oa, une source thermominérale a pu être répertoriée et a été échantillonnée. Elle est localisée en bord de mer et possède une faible température à l'émergence de 30.3°C. Le très faible débit total des sources permet de penser que les pertes de température par conduction sont importantes pendant le trajet souterrain de l'eau.

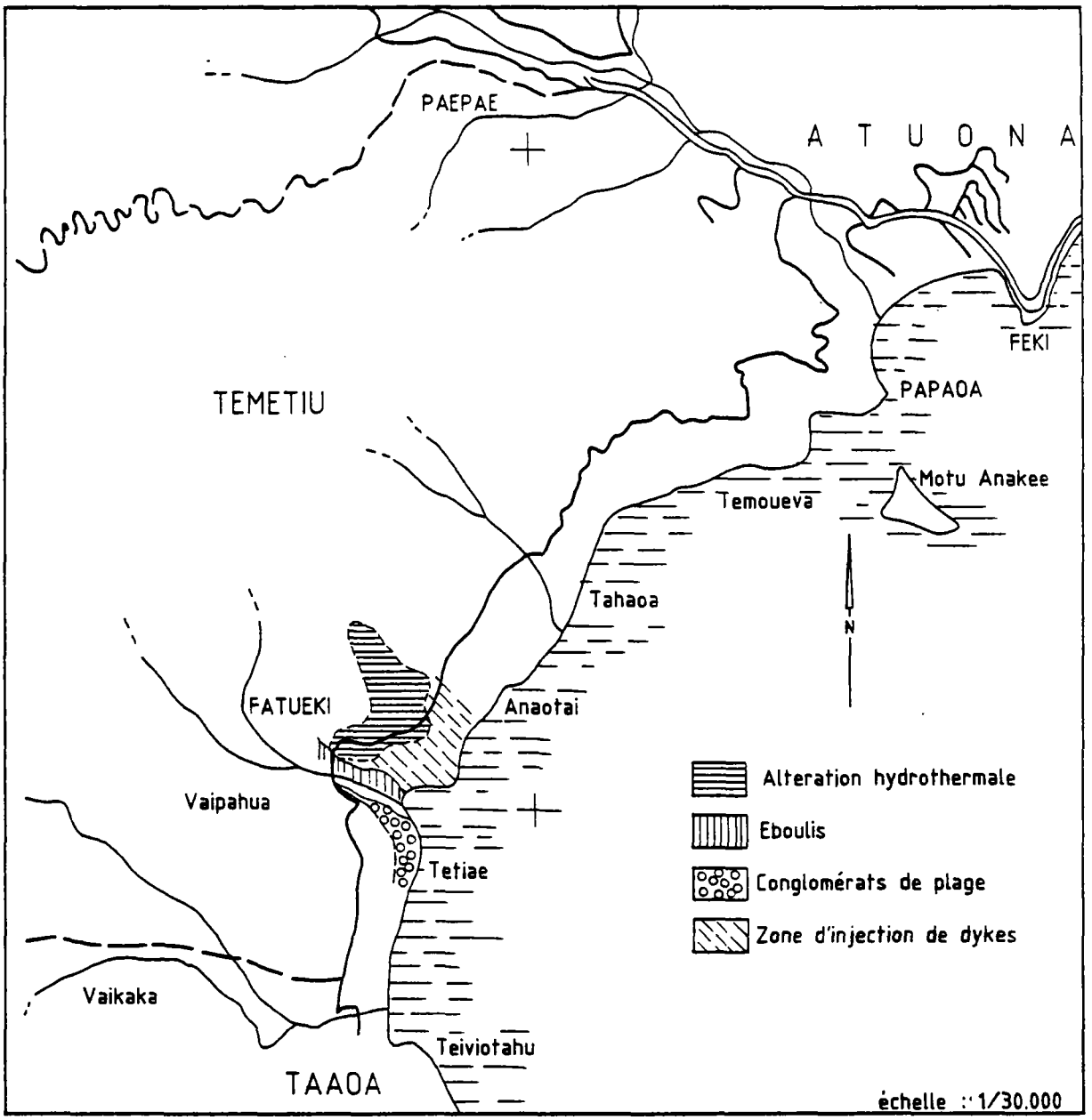


FIG.11 : LA SOUFRIERE DE FATUEKI - HIVA-UA

Les résultats des analyses chimiques sont regroupés dans le tableau 7.

Température en °C	Conduct. en m Scm-1	pH à 25°C	Minéralisation en g/ℓ
30,3	5,40	6,30	3,64

en 10^{-1} mole/ℓ								
Na	K	Ca	Mg	HCO_3	cℓ	SO_4	NO_3	F
34,78	0,87	2,18	4,94	29,0	14,53	3,02	0,26	0,01

en 10^{-5} mole/ℓ					
Li	Rb	Sr	Fe	Mu	B
20,1	20,1	1,06	55,5	0,21	55

TABLEAU 7 : CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DE L'EAU DE FATUEKI

Cette source faiblement thermale est relativement minéralisée 3,6 g/l, sa composition chimique est essentiellement bicarbonatée, chlorurée sodique avec de faibles teneurs en sulfate. L'absence de lithium, de rubidium et les faibles quantités de strontium ne mettent pas en évidence une origine profonde haute température pour cette eau. Les concentrations en chlorures (14,53 m mole/l) peuvent s'expliquer par des aerosols marins ou des mélanges entre l'eau de mer et les eaux météoriques lors de l'infiltration.

On peut noter que le rapport Cl/B = 26 est très différent de celui de l'eau de mer (Cl/B = 1240), ce qui indique que les fortes teneurs en bore (55.10^{-5} mole/l) n'ont pas uniquement une origine marine. On sait que le passage de l'acide borique dans la phase vapeur est plus important à haute température (WILSON, 1964 ; ELLIS et MABON, 1977).

Cette source thermominérale est tout à fait représentative d'aquifères de surface, de faible température, bicarbonate sodique qui s'explique comme des eaux météoriques locales mélangées à des vapeurs condensées et/ou de gaz d'un réservoir géothermique. L'eau profonde n'intervenant pas dans la composition chimique de ces eaux.

Les aquifères jouent un rôle important dans l'élaboration des modèles hydrogéochimiques (MABON et al, 1980 (1) et (2) ; ELLIS, 1981) mais ils n'apportent que peu de renseignements sur les caractéristiques du réservoir géothermique profond.

La géothermométrie appliquée à ce genre d'aquifère, où les équilibres chimiques sont atteints, indique toujours des basses températures. Dans le cas présent, le rapport Na/K (TRUESDELL, 1975) donne 120° et le Na-K-La (FOURNIER et TRUESDELL, 1973) 150°. Le lithium est en très faible concentration comme dans les eaux de surface. La géothermométrie Na/Li (FOUILLAC, 1981) confirme les basses températures caractéristiques de ces aquifères.

3.6. - INTERET GEOTHERMIQUE

L'existence d'une soufrière encore active, à laquelle sont associées des eaux thermales de composition classique des nappes superficielles de gisements géothermiques permet de penser que nous sommes en présence d'indices intéressants de gisement géothermique.

CHAPITRE 4

CONCLUSIONS :
INTÉRÊT GÉOTHERMIQUE DES ÎLES DE LA POLYNÉSIE

Le but d'une reconnaissance géothermique est de déterminer des zones pouvant présenter un potentiel géothermique. Pour cela, on a procédé à des études géologique et géochimique d'un certain nombre de sites.

On cherche à déterminer s'il existe un flux de chaleur, des niveaux susceptibles de jouer le rôle de réservoir et des horizons capables de former une couverture au gisement. A ce stade, la géochimie utilisée nous indique simplement l'origine des eaux.

Pour reconnaitre l'existence d'un flux de chaleur, les indications nous sont fournies par l'évolution de la vie du volcan. La pétrographie nous renseigne sur les possibilités de stockage magmatique et sur la profondeur à laquelle ils se situent. L'âge nous renseigne sur la durée de l'activité volcanique.

Les réservoirs sont en majorité liés à la fracturation des roches, qui peut être d'origine -comme dans le volcanisme sous-marin- ou secondaire -comme celle due à des rejeux tectoniques régionaux ou locaux-. Dans bien des gisements, le contrôle des réservoirs est tectonique à l'intérieur de structures volcaniques (caldeira par exemple). La couverture se développe le plus souvent au toit du gisement par dépôt de minéraux secondaires à partir du fluide géothermique se refroidissant progressivement. Il se forme un auto-colmatage ou self-sealing.

Nous avons reporté dans le tableau 8 les principales indications retenues sur les différents sites avec, comme critère, :
- mauvais ; 0 moyen ; + intéressant

	Rurutu	*Tahiti*	*Taiarupu*	*Nuku Hiva*	*Ua Uka*	*Hiva Hoa*
Stockage	-	0	+	+	-	0
Age	0	-	0	-	0	0
Structure	-	+	-	+	-	0
Réservoir	0	0	0	0	0	0
Indices hydro-thermaux	-	-	-	-	-	+
Origine des eaux		-		-		+
Intérêt	-	-	-	-	-	+

TABLEAU 8 - INTERET GEOTHERMIQUE DES SITES VISITES

On peut donc retenir que seule l'île d'Hiva Hoa présente une zone d'intérêt géothermique. Une meilleure connaissance de l'évolution volcano-structurale et de la géochimie des fluides permettrait de confirmer l'intérêt de ce site. Il va de soi que, dans l'état actuel d'avancement des travaux pour la fourniture d'énergie hydro-électrique de cette île, la géothermie se place dans un avenir à moyen terme et devrait être prise en compte lors de l'élaboration des programmes futurs de développement énergétique d'Hiva Hoa.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

PRINCIPALES REFERENCES

AUBERT de la RUE (E.). - Etude géologique et prospection minière de la Polynésie Française in Recherche Géologique et Minéralogique en Polynésie Française. - 1959. - 7-43 ; pl. I-XIII ; Paris.

BECKER (M.) et GUILLE (G.). - Ile de Tubuaï : secteur de Mataura : reconnaissance hydrogéologique. - Lab. Trav. Publics Polynésie, 1977-78.

BELLON (H.), BROUSSE (R.) et PANTALONI (A.). - Ages de l'île de Tubuaï, Archipel des Australes, Pacifique Sud. - Cah. Indo-Pac., 1980. - Vol. 11, n° 4. - p. 207-218

BROUSSE (R.). - Compte-rendu de la mission Museum VII. - DIR-CEP-SMCB, 1972. - 85 p. inédit.

BROUSSE (R.), GUILLE (C.) et GIBERT (J.P.). - Volcanisme et pétrologie de l'île d'Hiva Oa dans les Marquises (Pacifique Central). - Cahiers du Pacifique, 1978. - n° 21. - p. 189-202

BROUSSE (R.) et SEVIN (A.M.). - Pétrologie de l'île de Ua Huka dans le Pacifique Central. - Cahiers du Pacifique, 1978. - N° 21. - p. 203-214

BROUSSE (R.), MAURY (R.C.). - Volcanisme et pétrologie de l'île de Tubuaï dans les îles Australes, Pacifique Sud. - Cahiers de l'Indo-Pacifique, 1980. - Vol. II, n° 4. - p. 131-194

CHUBB (L.J.), SMITH (W.C.). - The petrography of the Austral or Tubuaï Islands. - Quat. Jour. Geol. Soc., 1927. - N° 83. - p. 317-341

CHUBB (L.J.). - The geology of the Marquesas Islands. - Bishop Museum Publ., 1930. - Bull. 68. - p. 1-71

DALRYMPLE (G.B.), JARRARD (R.D.) and CLAGUE (D.A.). - K/Ar ages of some volcanic rocks from the Cook and Austral Islands. - Bull. Geol. Soc. Am., 1975. - N° 86. - p. 1463-1467.

DEMANGE (J.), JUTEAU (T.) et VARET (J.). - Zeolite zonation in Mururoa and Fangataufa atoll, South Pacific. - Hawaï : Symposium on intraplate volcanism and submarine volcanism, 1980. - p. 59

DENEUFBOURG (G.). - Notice explicative de la feuille de Tahiti 1/40.000e. - Paris : B.R.G.M., 1965.

DUNCAN (R.A.) et Mc DOUGALL (I.). - Migration of volcanism with time in the Marquesas Islands, French Polynesia. - Earth Planet Sc. Lett, 1974. - N° 21. - p. 414-420

DUNCAN (R.A.) et Mc DOUGALL (I.). - Linear volcanism in French Polynesia. - Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1976. - N° 1. - p. 197-227.

JOHNSON (R.H.). - Active submarine volcanism in the Austral Islands. - Science, 1970. - N° 167. - p. 977-979.

KRUMMENACHER (D.) and NOETZLIN (J.). - Ages isotopiques K/Ar de roches prélevées dans les possessions françaises du Pacifique. - Bull. Soc. Géol. Fr., 1966. - N° 8. - p. 173-175.

LACROIX (A.). - La constitution lithologique des volcans du Pacifique Austral. - Bull. Volc., 1927. - N° 13, 14. - 3e, 4 trim.

MARSHALL (P.). - Notes on the geology of Moorea and Rurutu islands. - Trans NZ Inst., 1914. - Vol. XIVI. - p. 281-285

MAURY (R.) et BROUSSE (R.). - Volcanisme et pétrologie de l'île de Nuku-Hiva dans les îles Marquises, Pacifique Central : une série basalte alcalin-trachyte quartzifère en environnement océanique. - Cahiers du Pacifique, 1978. - N° 21. - P. 154-188

MORGAN (J.W.). - Convection plumes in the lower mantle. - Nature. - N° 230. - p. 42-43

OBELLIANE (J.M.). - Contribution à l'étude géologique des îles des établissements français de l'Océanie. - Sc. de la Terre, 1955. - N° 3. - 146 p.

RITTMAN (A.). - Il meccanismo di formazione delle lave a pillows e dei cosidetti tufi palogonitici. - Ac. Gisensia Sci. Natur., 1958. - 4,4

SELSIS (M.A.), BIZOUARD (H.) et BROUSSE (R.). - Les zéolites de Tubuaï (Australes Pacifique Sud). Cahiers de l'Indo-Pacifique, 1980. - Vol. 11, n° 4. - p. 195-206

TURNER (D.L.) et JARRARD (R.D.). - Ages of Cooks archipelago. - J. Volc. Geoth. Res., 1982. - N° 12. - p. 187-220

VARET (J.) et DEMANGE (J.). - Autoclastic submarine breccias in hole 410, leg 49 and other DSDP sites. - Rep. of DSDP, 1979. - Vol. XLIX. - p. 749-760.

ANNEXES

ANNEXE 1

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES
Service Geologique National

Departement M. G. A.
Section Isotopes
N/Ref :M 8236

Demandeur : J.Demange
V/Ref : HD 900
Provenance : Polynesie

RESULTATS D'ETUDES

K/Ar GEOCHRONOLOGY

Identifier of the sample : DR 5
K%: 1.248
Radiogenic argon 40,moles g-1: 3.976E-12
40 Ar,spike corrected,moles g-1: 5.793E-12
36 Ar,spike corrected,moles g-1: 6.143E-15
Radiogenic %: 66.60
Conventional T,10 E 6 years: 1.83

Identifier of the sample : DR 5
K%: 1.248
Radiogenic argon 40,moles g-1: 3.263E-12
40 Ar,spike corrected,moles g-1: 4.866E-12
36 Ar,spike corrected,moles g-1: 5.419E-15
Radiogenic %: 65.50
Conventional T,10 E 6 years: 1.51

Identifier of the sample : DR 8
K%: 1.527
Radiogenic argon 40,moles g-1: 9.734E-12
40 Ar,spike corrected,moles g-1: 1.161E-11
36 Ar,spike corrected,moles g-1: 6.323E-15
Radiogenic %: 82.50
Conventional T,10 E 6 years: 3.67

Identifier of the sample : DR 8
K%: 1.527
Radiogenic argon 40,moles g-1: 1.206E-11
40 Ar,spike corrected,moles g-1: 1.435E-11
36 Ar,spike corrected,moles g-1: 7.742E-15
Radiogenic %: 83.40
Conventional T,10 E 6 years: 4.54

Identifier of the sample : DM 8

K%:	4.278	
Radiogenic argon 40,moles g-1:		1.583E-11
40 Ar,spike corrected,moles g-1:		2.892E-11
36 Ar,spike corrected,moles g-1:		4.412E-14
Radiogenic %:	54.60	
Conventional T,10 E 6 years:		2.14

Identifier of the sample : DM 8

K%:	4.278	
Radiogenic argon 40,moles g-1:		1.716E-11
40 Ar,spike corrected,moles g-1:		3.014E-11
36 Ar,spike corrected,moles g-1:		4.380E-14
Radiogenic %:	56.70	
Conventional T,10 E 6 years:		2.31

Errors on the age are :

5 % when radiogenic percent is	> 70
10 %	> 40,< 70
20 %	> 20,< 40
30 %	> 10,< 20
50 %	> .5, < 10

Orleans le, 6/06/1982

J-C Baubron

BP 6009
F-45060 Orleans Cedex
Tel:(38)638001
Telex:BRGM A 780259 F

ANALYTICAL UNCERTAINTIES

Minerals or whole rock samples of .1 to 1 g(.3 to .6 mm) were heated for two to four days at 150 oC in a hight vacuum Pyrex line. Argon was extracted with a high-frequency oven and purified with 2 Al Zr traps. The isotopic ratios were measured with a VG-MM 1200 mass spectrometer working in static. The spike is a 99.5% 38 Ar. Potassium was titrated by AA.spectrophotometry. The constants used are those of the 25 th. IUGS.

ANALYSES CHIMIQUES

PRESQU'ILE DE TAHITI

DT 1 - Pueu coulée - Benmoréite
2 - Taurati - Basalte faiblement alcalin
3 - Taurati - Trachyte quartzifère
4 - Taurati - Ne Hawaiite
6 - Taurati - Ne Mugéarite
13 - Vairao - Trachyte sous saturé

RURUTU (Australes)

DR 3 - Massif du Manureva - Alt. 200 m - Hawaiite
7 - Route Moerai Auti - Alt. 50 m - Basanite
DPLO - Avera - 80 m - Basalte
DR 9 - Avera - Ne Hawaiite
11 - Avera N - Alt. 100 m - Ne Hawaiite
19 - Vitaria - Ne Hawaiite
21 - Manureva (Sud) - Basanites

MARQUISES

DM 10 - Uha Uka - 250 m - Caldeira ancienne - Hawaiite (transitionnelle)
16 - Hiva Hoa - Basalte altéré
B - Hiva Hoa - Phonolite
8 - Uha Uka - Cône de Hoa - Benmoréite
DR 5 - Piste du Manureva - 250 m - Ne Hawaiite
8 - Narui - Ne Hawaiite
RCV 1 - Rurutu - Ne Hawaiite

	DT1	DT2	DT3	DT4	DT6	DT13	DR3	DR7
SiO2	55.50	45.40	61.12	47.61	49.98	60.29	45.24	41.16
TiO2	1.60	5.12	.76	3.51	2.05	.72	3.74	4.50
Al2O	18.00	14.98	18.01	16.81	17.11	19.04	14.84	14.43
Fe2O	3.23	2.17	2.26	2.02	5.53	2.45	5.69	3.82
FeO	3.05	9.98	1.26	7.32	5.23	1.11	8.76	11.88
MnO	.22	.20	.24	.20	.19	.23	.24	.25
MgO	1.81	4.79	.98	4.13	3.12	.80	5.17	6.55
CaO	4.34	10.47	1.58	8.32	5.23	1.43	7.36	8.03
Na2O	4.92	2.70	6.02	4.70	4.79	6.71	4.71	4.41
K2O	3.82	1.87	5.35	2.50	4.39	5.47	1.44	1.64
P2O5	.56	.62	.12	1.07	1.52	.13	.84	1.14
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

	DT1	DT2	DT3	DT4	DT6	DT13	DR3	DR7
Qz	0.00	0.00	1.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	23.30	11.25	32.38	15.04	26.22	32.88	8.71	9.92
Ab	42.88	19.93	52.06	24.20	26.48	51.24	25.09	11.50
An	16.19	23.58	6.42	17.64	12.30	5.72	15.41	15.04
Ne	0.00	1.77	0.00	8.78	7.81	3.47	8.47	14.43
Le	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ks	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
DiWo	1.10	10.67	.37	7.50	2.05	.30	7.06	7.88
DiEn	.52	5.61	.32	4.15	.82	.26	3.14	3.76
DiFs	.57	4.73	0.00	3.06	1.25	0.00	3.89	4.00
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HyEn	4.14	0.00	2.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HyFs	4.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OlFo	.01	4.59	0.00	4.45	4.94	1.24	7.06	9.09
OlFa	.01	4.27	0.00	3.62	8.37	0.00	9.65	10.67
Mg	2.24	2.21	2.70	2.21	2.20	2.28	2.22	2.22
Hem	0.00	0.00	.45	0.00	0.00	.92	0.00	0.00
Il	3.13	9.89	1.48	6.78	3.93	1.39	7.27	8.74
Ap	1.37	1.49	.29	2.57	3.63	.31	2.03	2.76
Sph	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rut	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MSS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MSK	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hal	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Py	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Flu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cal	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

	DPLO	DR9	DR11	DR19	DR21	DM10	DM16	B
SiO2	42.63	43.20	44.39	46.47	41.48	48.58	49.48	59.36
TiO2	3.63	3.48	3.70	3.16	4.76	4.26	3.35	.57
Al2O	13.92	14.19	14.18	15.46	14.62	14.26	12.55	19.28
Fe2O	3.75	4.59	5.18	5.21	4.77	5.00	2.95	2.69
FeO	9.33	9.55	9.62	8.51	9.94	6.64	8.11	.50
MnO	.18	.23	.25	.24	.22	.15	.33	.22
MgO	3.33	6.43	5.22	4.45	7.27	4.79	5.49	.50
CaO	12.41	8.71	8.07	7.06	8.62	9.30	10.60	1.23
Na2O	2.35	4.59	4.65	5.02	3.89	2.98	2.13	7.69
K2O	.54	1.46	1.69	1.54	1.62	2.05	.79	5.40
P2O5	.30	1.24	1.16	1.00	.84	.52	.31	.10
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

	DPLO	DR9	DR11	DR19	DR21	DM10	DM16	B
Qz	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.23	0.00
Or	3.46	8.85	10.21	9.30	9.79	12.34	4.87	32.78
Ab	19.40	15.94	20.13	28.70	10.58	25.63	18.75	47.40
An	27.99	14.12	13.07	15.39	18.00	19.78	23.25	2.15
Ne	1.16	12.90	10.83	7.92	12.47	0.00	0.00	10.46
Le	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ks	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
DiWo	15.40	9.48	8.71	6.01	8.63	10.05	12.38	1.47
DiEn	5.86	4.65	3.80	2.50	4.59	5.32	6.62	.75
DiFs	9.80	4.65	4.90	3.53	3.77	4.42	5.35	.67
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HyEn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.15	7.68	0.00
HyFs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.62	6.22	0.00
OlFo	2.22	8.27	6.67	6.20	9.79	2.60	0.00	.37
OlFa	4.10	9.12	9.49	9.67	8.88	2.39	0.00	.36
Ma	2.36	2.23	2.22	2.22	2.22	2.21	2.27	2.23
Hem	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Il	7.48	6.78	7.18	6.13	9.24	8.24	6.63	1.11
Ap	.77	3.01	2.80	2.42	2.03	1.25	.76	.24
Sph	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rut	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MSS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MSK	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hal	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Py	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Flu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cal	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

	DM8	DR5	DR8	RUC1
SiO2	56.35	46.33	45.25	46.90
TiO2	1.33	3.37	2.87	3.56
Al2O	18.99	15.31	14.84	16.13
Fe2O	6.48	5.38	4.53	4.26
FeO	.20	8.60	9.00	7.85
MnO	.13	.23	.24	.15
MgO	.55	4.55	3.90	4.37
CaO	2.77	7.28	7.83	7.43
Na2O	4.83	5.20	5.85	5.34
K2O	4.93	1.49	1.80	1.84
P2O5	.63	.98	1.93	1.25
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00
S	0.00	0.00	0.00	0.00

	DM8	DR5	DR8	RUC1
Qz	1.87	0.00	0.00	0.00
Or	30.12	8.95	10.85	10.99
Ab	42.17	27.06	23.60	27.23
An	10.38	14.22	9.06	14.72
Ne	0.00	9.52	14.52	9.94
Le	0.00	0.00	0.00	0.00
Ks	0.00	0.00	0.00	0.00
Cor	2.07	0.00	0.00	0.00
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00
DiWo	0.00	6.94	7.93	6.30
DiEn	0.00	2.91	3.05	2.95
DiFs	0.00	4.05	5.00	3.28
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00
HyEn	1.42	0.00	0.00	0.00
HyFs	5.57	0.00	0.00	0.00
OlFo	0.00	6.04	4.82	5.65
OlFa	0.00	9.26	8.72	6.92
Ma	2.25	2.21	2.22	2.20
Hem	0.00	0.00	0.00	0.00
Il	2.61	6.50	5.56	6.83
Ap	1.54	2.35	4.66	2.99
Sph	0.00	0.00	0.00	0.00
Rut	0.00	0.00	0.00	0.00
MSS	0.00	0.00	0.00	0.00
MSK	0.00	0.00	0.00	0.00
Hal	0.00	0.00	0.00	0.00
Py	0.00	0.00	0.00	0.00
Flu	0.00	0.00	0.00	0.00
Cal	0.00	0.00	0.00	0.00
SOM	100.00	100.00	100.00	100.00

ANNEXE 3

P E T R O L O G I E

DONNÉES PÉTROGRAPHIQUES RELATIVES AU VOLCANISME PLIOCÈNE DE L'ÎLE DE RURUTU (ARCHIPEL DES ÎLES AUSTRALES - PACIFIQUE SUD)

Note de Jacques DEMANGE*, Gérard MARCELOT*** et Jean-Claude BAUBRON**

* B.R.G.M. - Département Géothermie
Service Géologique National
B.P. 6009 - 45060 Orléans Cédex

** B.R.G.M. - Département Minéralogie - Géochimie - Analyses
Service Géologique National
B.P. 6009 - 45060 Orléans Cédex

*** Laboratoire de Pétrologie
Université de Bretagne Occidentale
29283 Brest Cédex

Les résultats géochronologiques, associés aux données de terrain ont mis en évidence l'existence d'un volcanisme pliocène, de nature basanitique sur l'île de Rurutu (archipel des Iles Australes). L'étude à la microsonde montre qu'il s'agit de roches cumulatives équilibrées sous forte fugacité d'oxygène. Les variations chimiques observées au sein des olivines et des spinelles sont en bon accord avec un mécanisme de cristallisation fractionnée.

Geochronological data and field's investigations show the occurrence of Pliocene magmatism with strong basanitic affinities on Rurutu Island (South Pacific). The microprobe study shows the role of crystal-settling in these lavas which have crystallized under high oxygen fugacity. Regular chemical variations within olivine and spinel are compatible with crystal fractionation process.

Comme la plupart des îles du Pacifique, Rurutu a une origine volcanique (fig. 1) et son relief actuel apparait comme résiduel d'anciens édifices volcaniques dont les premiers soubassements sont datés du Miocène supérieur. L'édification des appareils volcaniques s'est étalée sur une longue période et correspond au moins à trois cycles magmatiques : Miocène supérieur, Pliocène moyen et Pleistocène. La première phase éruptive se caractérise par une activité sous-marine avec la mise en place d'un guyot daté à 12 M.a. (1). Après un temps de latence de près de huit millions d'années, vers 4 M.a., de petits cônes volcaniques aériens surgissent dans la partie méridionale de l'île (tableau 1, éch. 2). A la suite de cet épisode, l'île a subi un soulèvement général qui a conduit à l'émersion de terrasses de calcaires coralliens récifaux. Vers 1,7 M.a. (tableau 1, éch. 3), l'activité volcanique reprend dans la partie septentrionale de l'île et se cloture vers 0,6 M.a. (2).

La présente note est limitée à l'étude du magmatisme pliocène, période d'activité non encore reconnue sur cette île et rare d'une façon plus générale à l'échelle de l'archipel.

A l'échantillonnage réalisé par l'un d'entre nous (J.D.), il apparait au vue de la pétrographie et de la géochimie des éléments majeurs une homogénéité qui semble dénoter une certaine constance dans la composition du magma émis pendant la période récente. Si l'on s'en tient à la classification des séries alcalines en fonction de la valeur de l'indice de différenciation (3), l'ensemble des roches considérées sont des basanites ou des Ne-Hawaiites avec des taux de néphéline à la norme avoisinant 10 %. Les valeurs faibles des rapports Mg/Mg + Fe (inférieures à 50) soulignent le caractère déjà différencié de ces laves. L'échantillon qui a fait l'objet d'analyses sous microsonde correspond à la partie sommitale des formations volcaniques du Sud de l'archipel ; son âge a pu être estimé à 4,1 M.a. Il s'agit d'une roche sombre, dense, à structure subaphyrique, composée presque exclusivement de phénocristaux d'olivine. La paragénèse des microcristaux et des microlites de la pâte regroupe de nombreux grains d'olivine et de petits octaèdres d'oxydes opaques, auxquels s'ajoutent de petites plages micrométriques de feldspath, plus rarement de néphéline, et quelques tablettes de pyroxène. L'analyse des majeurs est la suivante : SiO_2 = 43,27 ; Al_2O_3 = 13,92 ; Fe_2O_3 = 5,11 ; FeO = 8,98 ; MgO = 7,13 ; CaO = 8,83 ; Na_2O = 4,16 ; K_2O = 1,44 ; TiO_2 = 3,48 ; MnO = 0,23 ; P_2O_5 = 1,16.

Les olivines

Les phénocristaux sont des chrysolites (FO 81 - FO 82) souvent zonés, la périphérie ayant la composition des microcristaux (FO 75-70). Les microlites de la pâte nettement plus évolués sont des hyalosidérites (FO 58-65). Parallèlement à cette évolution, on peut observer un accroissement des concentrations en Mn et Ca et une forte diminution des teneurs en Ni (fig. 2). De telles variations au sein d'une lave ont déjà été décrites (4, 5) et traduisent une évolution magmatique contrôlée par un mécanisme de cristallisation fractionnée, chacune des compositions successives observées illustrant la course d'évolution du liquide au cours de son ascension intratellurique.

Les spinelles

Ils sont toujours noirs, de petite taille et abondants ; le plus souvent subautomorphes. Ils apparaissent soit inclus dans les olivines, soit intergranulaires au sein de la matrice.

Leur composition chimique montre une évolution régulière et spécifique depuis des spinelles chromifères (inclusions au coeur des phénocristaux d'olivine) jusqu'à des titanomagnétites de basse pression dans la pâte. En accord avec le caractère alcalin de la série, les spinelles précoces se caractérisent par des teneurs élevées en titane. Là encore, les diverses substitutions observées entre les différents termes de la solution solide reflètent un processus de cristallisation fractionnée.

Cependant, l'application du géothermomètre olivine-spinelle (6) pour plusieurs couples d'analyses conduit à des températures souvent basses et inférieures à 1000°C. De fait, si des rééquilibrages subsolidus ont été observés dans certains cas, entrainant une répartition plus hétérogène des ions trivalents et divalents, il semble plus probable d'attribuer ces température trop basses aux fortes teneurs en fer et titane des cristaux (7).

Les rapports $Fe^{3+}/Cr + Al + Fe^{3+}$ sont nettement supérieurs à ceux des nodules de péridotite et correspondent dans le cas où ce rapport est bien primaire, à une cristallisation sous forte fugacité d'oxygène. Le fait que la précipitation des spinelles soit suivie sans discontinuité chimique par celle des titanomagnétites renforce cette interprétation (8).

Les valeurs assez élevées des rapports Cr/Cr + Al.(0,40) laissent penser que la cristallisation des chromites a pu se faire à une profondeur relativement faible.

Les pyroxènes

Assez rares dans la pâte, ils sont des salites, riches en Al, Ti et dans une moindre mesure Na. Le rôle majeur joué par le composant polaire Ca Ti Al_2O_6 souligne la faible activité de Si. Les très faibles valeurs des rapports Al^{VI}/Al^{IV} sont en bon accord avec l'origine peu profonde de ces cristaux.

Tout comme les pyroxènes, les feldspaths représentent une phase tarfive aux formes souvent dendritiques. Leur composition chevauche l'andésine et le labrador (An 45 à An 57) ; leur caractère tardif se traduit par l'absence de Mg dans la formule structurale (5).

Conclusion

Dans un premier temps, l'échantillon étudié peut être regardé comme un cumulat ainsi qu'en témoigne sa minéralogie, apparu à la faveur d'un fractionnement précoce susceptible de précipiter une olivine magnésienne et nickélifère et du spinelle chromifère. Le premier point qu'il convient de souligner est l'existence d'une solution solide de spinelle complète, analogue à celle décrite pour d'autres séries alcalines (7) ou calco-alcalines (9). Compte tenu des travaux expérimentaux de Hill et Roeder (8), il semble bien que cette caractéristique commune entre séries magmatiques sous-saturées et calco-alcalines soit l'expression de condition de fugacité d'oxygène élevée dans les deux cas.

Le deuxième résultat concerne la répartition du nickel dans l'olivine. Les olivines les plus magnésiennes présentent des teneurs en forsterite élevées mais néanmoins compatibles avec l'hypothèse d'un fractionnement au liquidus d'un liquide basaltique. Il reste qu'à teneur donnée en forsterite, ces olivines sont nettement plus riches en NiO (NiO = 0,29 pour Fo % = 82) que les olivines des basaltes calco-alcalins (NiO = 0,15 pour Fo % = 84) ou tholéiitiques d'arcs (NiO = 0,10 pour Fo % = 82) (4, 8). Par contre, ces teneurs en NiO sont très comparables à celles obtenues dans les olivines des basaltes alcalins de l'île de Tubuai (4).

Ces variations de concentrations semblent refléter la nature plus ou moins différenciée du liquide aux dépens duquel a pu se former l'olivine. Cette interprétation implique que les coeurs des xénocristaux d'olivine de la basanite ont fractionné à partir d'un magma très primaire et proche du liquide primogénique.

Au terme de cette étude, il est intéressant par ailleurs de mettre en parallèle ces paragénèses précoces avec les associations cumulatives déjà décrites dans les basaltes alcalins de l'île de Tubuai dans l'archipel des Iles Australes (4).

REFERENCES

(1) G.B. DALRYNPLE, R.D. JARRARD et C.L.A. CLAQUE - Geol. Soc. Am. Bull., 86, 1975, 1463-1467.

(2) D.L. TURNER et R.D. JARRARD - J. Volc. Geoth. Res., 12, 1982, 187-220.

(3) C.P. THORNTON et O.F. TUTTLE - Amer. Journ. Sci., 258, 1960, 664-864.

(4) E. BERGER et R. BROUSSE - Cahiers du Pacifique, 2, 1980, 207-218.

(5) G. MARCELOT, R.C. MAURY et C. LEFEVRE - Lithos, 1983, sous presse.

(6) P.L. ROEDER, J.H. CAMPBELL et H.E. JAMIESON - Contr. Miner. Petrol., 68, 1979, 325-333.

(7) R. BROUSSE et R.C. MAURY - Cahiers du Pacifique, 2, 1980, 131-193.

(8) R. HILL et P. ROEDER - Journ. Geol., 82, 1974, 709-729.

(9) G. MARCELOT, M. LE GUEN DE KERNEIZON et M. BOHN - C. r. Acad. Sci., 293, 1981, 1079-1082.

TABLEAU I

Ech.	Type	K %	^{40}Ar rad. 10^{-12} moles g^{-1} TPN	% rad	T 10^6 ans
2	basanite	1,53	9,73	82	3,6 ± 0,4
			12,06	83	4,5 ± 0,4
3	basanite	1,25	3,98	66	1,8 ± 0,3
			3,26	65	1,5 ± 0,3

DATATIONS K/Ar D'ECHANTILLONS

PROVENANT DES CYCLES VOLCANIQUES 2 ET 3

DE L'ILE DE RURUTU

TABLEAU II : ANALYSE DES MINERAUX DE LA BASANITE

	Olivine			Spinelle				Pyroxène	Feldspath
	c	b	P	i_c	i_m	i_b	P	P	P
SiO_2	38,98	39,36	35,66	-	-	-	-	48,39	54,51
TiO_2	-	-	-	4,82	8,56	13,43	22,50	2,19	-
Al_2O_3	-	-	-	22,96	15,17	9,33	1,38	4,08	28,00
Fe_2O_3	-	-	-	19,54	27,44	25,11	25,03	-	-
FeO	16,72	21,63	28,42	26,84	31,47	36,81	46,96	8,30	0,54
MnO	0,03	0,36	0,58	0,30	0,37	0,61	0,81	0,26	-
MgO	43,04	39,03	33,79	8,16	6,45	4,76	2,77	12,83	-
CaO	0,20	0,24	0,36	-	-	-	-	21,53	10,58
Na_2O	-	-	-	-	-	-	-	0,32	4,97
K_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	0,29
Cr_2O_3	-	-	-	17,01	10,41	8,21	0,04	-	-
NiO	0,29	0,22	0,10	-	-	-	-	-	-
TOTAL	99,26	100,84	98,91	99,63	99,87	98,26	99,49	97,9	98,89
Fo (%)	81,8	74,7	67,4						

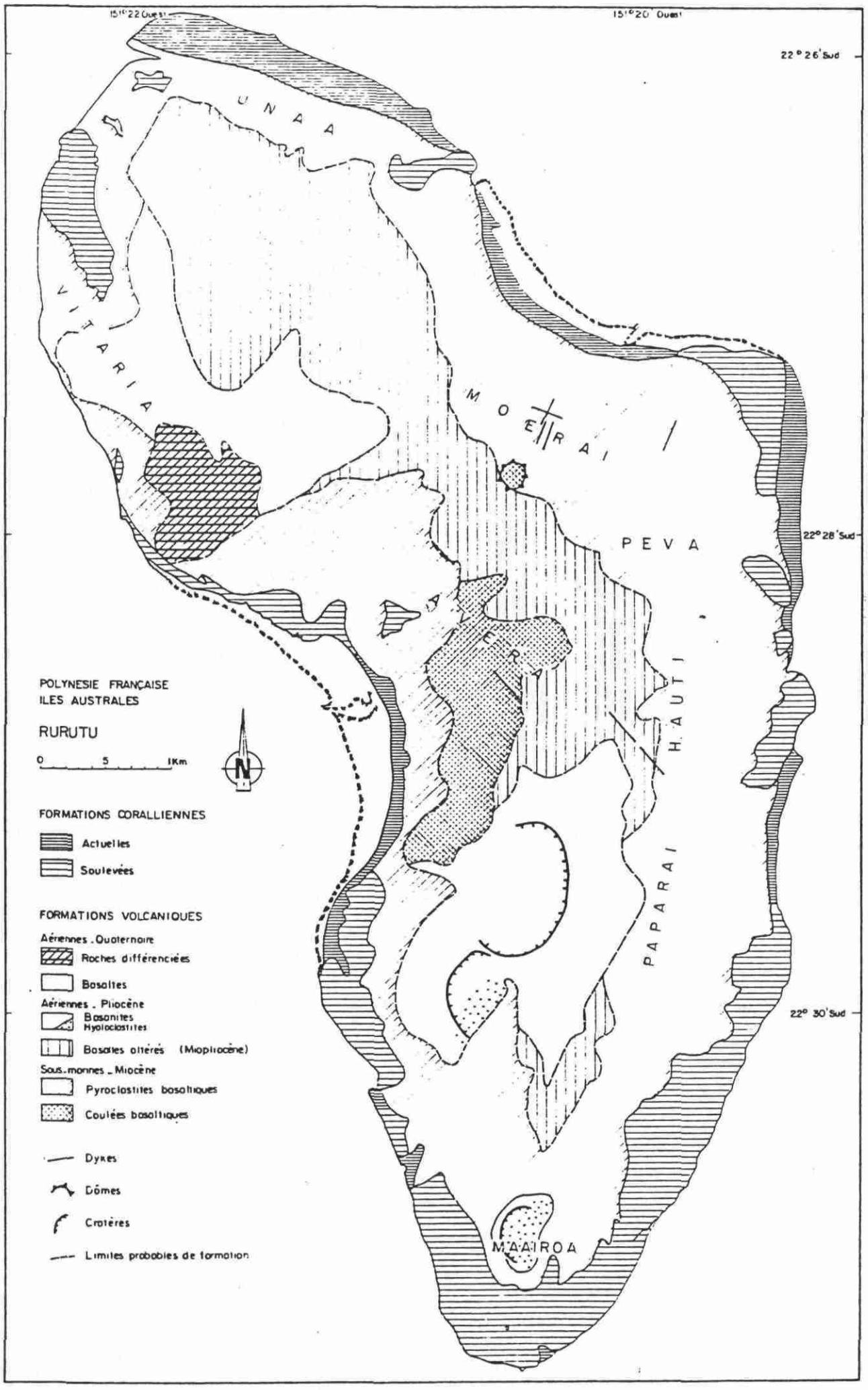
%		%	
Ca	46,7	Ca	53,0
Mg	38,8	Na	45,2
Fe+Mn	14,5	K	1,8

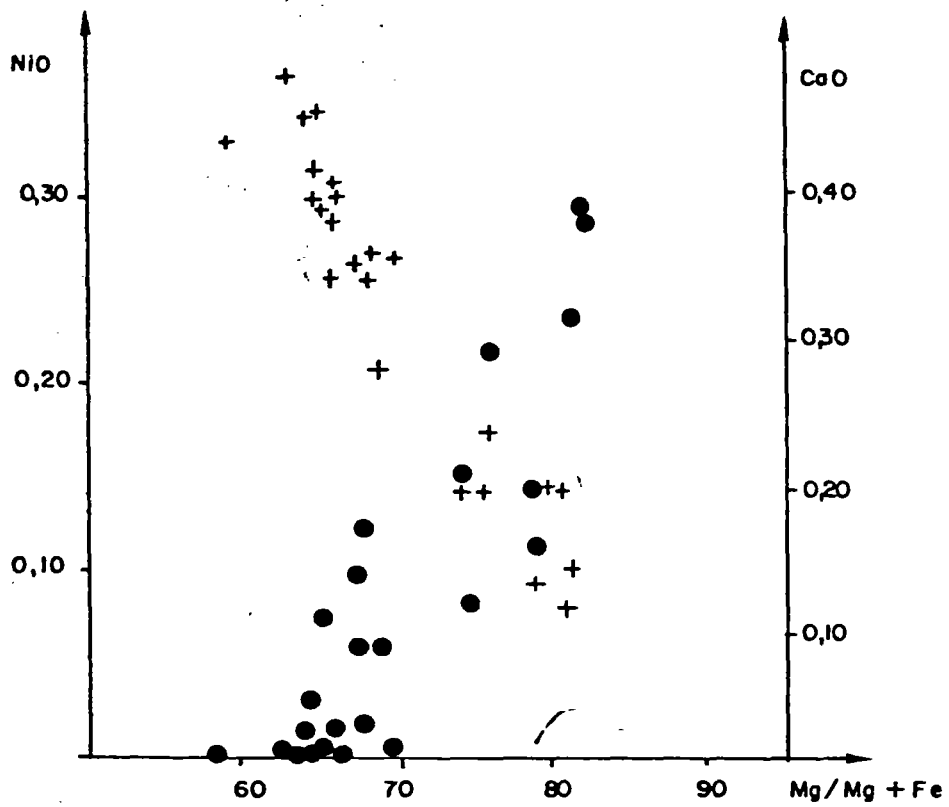
Phénocristaux : c (coeur) ; b (bord) ; P (pâte) ; inclusions : i_c (coeur d'olivine), i_m (zone intermédiaire), i_b (bord d'olivine).
Analyses microsonde CNRS-BRGM Orléans (Camebax ; conditions de travail : 15 kv, 10-12 nA, temps de comptage : 6 s). Les teneurs en FeO et Fe_2O_3 des spinelles ont été calculées par stoechiométrie (R_3O_4).

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte géologique simplifiée de l'île de Rurutu

Figure 2 : Variations de NiO (ronds pleins) et de CaO (croix) en fonction du rapport Mg/Mg + Fe (pourcentages atomiques) dans les olivines


15°22 Ouest
15°20' Ouest
22°26' Sud
22°28' Sud
22° 30' Sud
UNAA
VITARIA
MOETRAI
PEVA
ETRA
H. AUTI
PAPARAI
MAAIROA
POLYNESIE FRANÇAISE
ILES AUSTRALES
RURUTU
0 5 1Km
N
FORMATIONS CORALLIENNES
Actuelles
Soulevées
FORMATIONS VOLCANIQUES
Aériennes . Quaternaire
Roches différenciées
Basaltes
Aériennes . Pliocène
Basanites
Hyaloclastites
Basaltes altérés (Miopliocène)
Sous-marines . Miocène
Pyroclastites basaltiques
Coulées basaltiques
Dykes
Dômes
Cratères
Limites probables de formation


NiO
0,30
0,20
0,10
CaO
0,40
0,30
0,20
0,10
60
70
80
90
Mg/Mg + Fe

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES

SERVICE GEOLOGIQUE NATIONAL

Département : M. G. A., le 24 mai 1982

Service : MINERALOGIE

N/Réf. : M. 8280

Demandeur : M. DEMANGE - GTH

V/Réf. :

Provenance :

RESULTATS D'ETUDES

DETERMINATION MINERALOGIQUE DES PHASES D'ALTERATION DE ROCHES

Les déterminations, effectuées par les rayons X (méthode de Debye-Scherrer, rayonnement CuKα/Ni, chambre de 240 mm de circonférence) après prélèvement et tri des phases observées sous la loupe binoculaire, montrent la présence des minéraux suivants :

- DM 21 (50 744)
  roche très altérée recouverte par une croûte à l'aspect plus ou moins résineux de couleur jaune à verdâtre : c'est de la kaolinite

  Nombreux éléments plurimillimétriques blanc à beige cristallisés en aggrégats mamelonnés fibro-radiés sur une cassure fraiche : halotrichite (sulfate de Fe - Al hydraté).

- AA4
  Montmorillonite présentant un faciès "savonneux" à cassure lisse et brillante, de couleur blanche et opalescente.

- DM 13 (28 981)
  Aragonite incolore en masses centimétriques cannelées et allongées, formées par des agglomérats de baguettes bien accolées. Elle passe localement à la calcite nettement minoritaire.

  Hématite massive en rognons rouges consistants sans forme cristalline.

- DR 14 (28 960)

Phillipsite en gerbes de baguettes présentant des sections sans formes particulières de grosse dimension ; parfois elle est massive et plus mêlée à la roche.

Natrolite massive blanche, finement striée, ou en baguettes individualisées de 2 - 3 mm de longueur et section carrée de 0,5 mm de côté.

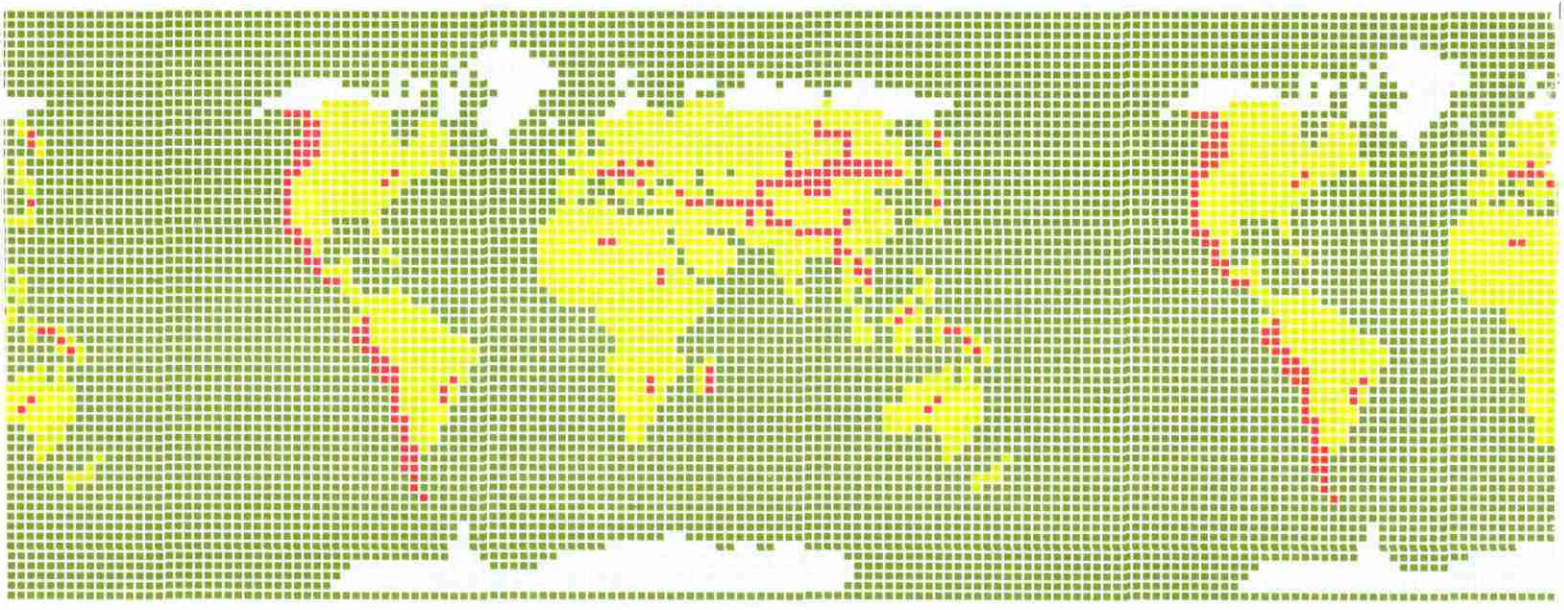
Analcime blanc opaque, massive, cristallisée sur de la phillipsite, secondairement.

Clinopyroxène en cristaux allongés rares, vert-foncé à noir, bien individualisés.

Phase argileuse probable très mal cristallisée et mal définie formant une poudre brune grasse qui se détache de la roche.

F. PILLARD

ANNEXE 5

ANALYSE CHIMIQUE DES EAUX DE TAHITI (EN MG/L)

N° échant	Temp. °C	Conduc µΩ	pH	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	Cl^- (mg/l)	$SO_4^=$ (mg/l)	B (mg/l)	Li (mg/l)	SiO_2 (mg/l)	Sr (mg/l)	F (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)	Mn (mg/l)
1	28	280	5,7	26,0	15,2	8,2	2,4	153	2,3	18	< 0,1	< 0,01	76	0,20	< 0,1	< 0,1	0,26
2	26	800	6,2	119,8	57,2	27,1	4,5	610	2,6	90	"	"	104	0,74	0,2	"	0,52
3	26	600	5,9	65,6	32,3	13,8	3,0	329	2,2	52	"	"	80	0,40	< 0,1	"	0,36
4	24	110	5,7	12,6	6,0	4,4	0,8	67	1,8	4	"	"	29	< 0,10	"	"	0,03
5	23	550	5,7	63,6	36,5	25,2	4,4	220	2,5	120	"	"	84	0,39	0,3	"	0,57
6	26	1100	6,4	211,4	85,7	32,6	8,1	854	4,2	260	"	"	116	1,16	0,2	"	0,88
7	25	350	5,9	40,4	24,1	9,7	4,4	214	2,9	38	"	"	86	0,27	0,2	"	0,54
8	23	230	6,1	17,8	15,8	6,5	2,7	104	2,8	24	"	"	64	0,12	< 0,1	"	0,12
9	25	310	5,8	37,4	18,1	8,5	3,9	195	3,3	28	"	"	71	0,14	0,2	"	0,40
10	25	600	6,0	68,4	39,1	15,1	5,8	378	4,8	50	"	"	86	0,35	0,2	"	0,60
11	26	700	6,1	97,6	58,2	35,4	7,8	519	5,3	66	"	"	103	0,52	0,2	"	0,05