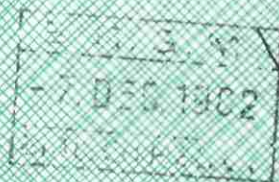


ETABLISSEMENT PUBLIC REGIONAL
DE LA REUNION

LES MINÉRALISATIONS HYDROTHERMALES :
UN GUIDE POUR LA PROSPECTION
GÉOTHERMIQUE DU MASSIF DU
PITON DES NEIGES



BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES

SERVICE GEOLOGIQUE NATIONAL



82 REU 27

SERVICE GEOLOGIQUE REGIONAL

ETABLISSEMENT PUBLIC REGIONAL DE LA REUNION

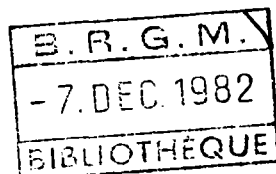
LES MINÉRALISATIONS HYDROTHERMALES :
UN GUIDE POUR LA PROSPECTION
GÉOTHERMIQUE DU MASSIF DU
PITON DES NEIGES

J. PH. RANCON

B R G M
Service Géologique National

Département Géothermie

*Boîte Postale 6009
45060 ORLEANS - Cédex*



*Service Géologique Régional
La Réunion*

*Boîte Postale 1206
97484 SAINT DENIS - Cédex*

R E S U M E

==--==--==--==

L'île de la Réunion représente un exemple unique de volcan océanique où l'importance des échancrures ménagées par l'érosion est telle qu'il est possible de suivre l'histoire volcano-structurale et pétrologique de l'édifice depuis son émergence jusqu'aux derniers termes de son évolution aérienne (> 2,1 MA à actuel).

Les formations du Massif du Piton des Neiges, dont les plus récentes sont datées de 22 000 ans, sont, de plus, abondamment colonisées par des minéralisations hydrothermales.

Les études minéralogiques (rayons X, microscope électronique à balayage, microsonde électronique, ...) mettent en évidence un nombre important d'espèces hydrothermales. Les scapolites représentent l'essentiel de la population hydrothermale rencontrées dans les trois cirques du Piton des Neiges. Mais d'autres minéraux secondaires, comme les silicates de calcium hydratés, la calcite, la pyrite, les feldspaths, le prehnite, le pumpellyite, ... sont également fréquents dans les vacuoles et fissures des roches.

Les différents paramètres (température, pression, composition de la roche et des fluides, ...) qui interagissent lors des processus hydrothermaux sont discutés dans le cas de l'île de la Réunion. Il ressort de cet examen que le facteur prédominant intervenant dans la cristallisation des minéraux hydrothermaux est la température.

Les principales paragenèses qui ont pu être distinguées ont été regroupées en six faciès minéralogiques symptomatiques d'une gamme de paléo-températures s'étendant de 0 à 38° C.

Sur la base de ces données, des études ponctuelles sont réalisées, en particulier, dans les trois cirques du Piton des Neiges. Elles montrent le rôle prédominant joué par le gradient géothermique régional, dans la néogénèse minérale, tout au long de l'histoire du massif.

Aux effets de l'anchimétamorphisme régional caractérisés par une zonation radiale des faciès minéralogiques autour du Piton des Neiges, se superposent localement : les effets de drainage des fluides hydrothermaux véhiculés aux éponges ou au sein des intrusions filoniennes (dykes et sills) ; le thermométamorphisme provoqué par l'installation d'une intrusion massive, circulaire (massif de syénite quartzifère de la rivière du Bras Rouge) ; la mise en place d'un système convectif favorisée par un réseau de fracturation et une source de chaleur localisée.

Trois grandes phases hydrothermales ont pu être recalées sur les coupures chrono-stratigraphiques : elles se sont succédées depuis plus de deux millions d'années dans le massif du Piton des Neiges. Leur extension et les faciès minéralogiques qui les fossilisent sont discutés en relation avec les structures volcano-tectoniques : l'extension des différentes phases hydrothermales est directement liée à l'évolution du massif du Piton des Neiges : le resserrement progressif, au cours du temps, des manifestations hydrothermales sur l'actuel Piton des Neiges, se fait parallèlement à l'individualisation d'un volcanisme centralisé sur ce même relief.

A partir de ces considérations une reconstitution de l'histoire hydrothermale de l'île est tentée. Enfin, quelques applications de la minéralogie hydrothermale à l'exploration géothermique ainsi que de nouvelles voies de recherche sont envisagées.

AVANT PROPOS

Buts et orientation des travaux

Dans le cadre de la campagne de prospection géothermique menée par le B.R.G.M. à la Réunion, depuis le printemps 1978, il a semblé intéressant d'associer une étude de minéralogie hydrothermale aux différents travaux "classiques" et fondamentaux de cartographie, volcanologie, pétrologie, géologie structurale, géophysique, géochimie, tous nécessaires pour appréhender un édifice volcanique aussi complexe que celui du Massif des Neiges.

Si l'étude des fluides a été très développée comme méthode de prospection en géothermie, par contre, l'étude des solides hydrothermaux en est encore à ses balbutiements. L'île de la Réunion et plus particulièrement les trois cirques du massif du Piton des Neiges, présentent un contexte tout à fait favorable à ce nouveau type d'approche dans l'exploration géothermique d'un champ de haute enthalpie.

Les zéolites sont les espèces à la fois les plus communes et les plus variées, à cristalliser dans l'environnement géologique réunionnais. Une première analyse de la zéolitisation a été entreprise par NATIVEL (1972, 1974, 1978) dans les trois cirques de Salazie, Cilaos et Mafate. A la suite de ce travail, de nombreuses espèces ainsi que leur aire de répartition ont été mises en évidence.

Nos propres investigations, tout en tenant compte des résultats acquis par NATIVEL sur les zéolites du Piton des Neiges, ont été étendues à l'ensemble des phases hydrothermales rencontrées dans les séries volcaniques de ce massif.

C'est avec un souci de compréhension du mécanisme global (à l'échelle du massif volcanique), mais aussi ponctuel (à l'échelle de l'affleurement) de mise en place des minéraux hydrothermaux que cette approche a été tentée.

La collecte des échantillons a été effectuée en même temps qu'ont été soigneusement notées, pour chaque espèce ou pour chaque association minérale, les caractéristiques d'affleurement (chimisme et nature de la roche mère : lave d'océanite, dyke syénitique, ..., âge de l'affleurement, conditions tectoniques et microtectoniques locales, ...).

Les exigences de notre étude ont nécessité l'élimination d'un certain nombre d'affleurements allogènes. La présence de tels dépôts dans le coeur du massif du Piton des Neiges n'est pas rare et, c'est même l'un des traits marquants de la dynamique érosive de l'île.

Ces précautions étant prises, les espèces ou les associations minérales d'hydrothermalisation ont pu être étudiées au Département "Minéralogie - Géochimie - Analyses" du B.R.G.M.

Le plan que nous avons adopté dans ce mémoire répond à un souci de commodité d'exposition et reflète assez exactement notre démarche :

PREMIERE PARTIE - DONNEES SPECIFIQUES A LA POPULATION MINERALE HYDROTHERMALE

DE L'ILE DE LA REUNION

L'étude minéralogique descriptive des zéolites et des autres minéraux secondaires a permis de dresser une nouvelle liste des solides hydrothermaux de la Réunion.

Se surimposant à cette étude, la compilation bibliographique des synthèses minérales et les résultats tirés de divers champs géothermiques actifs contribuent à mettre en évidence plusieurs faciès minéralogiques reflétant des intervalles de paléo-températures différents.

L'inventaire du matériel minéralogique secondaire de la Réunion et l'examen de ses conditions d'existence permettent d'aborder des études ponctuelles et d'espérer des applications thermométriques.

DEUXIEME PARTIE : LES DIFFERENTS ASPECTS DE L'HYDROTHERMALISATION DANS L'ILE

DE LA REUNION

Plusieurs secteurs représentatifs du phénomène hydrothermal ont été étudiés en détail (essentiellement dans les trois cirques du Piton des Neiges).

Différents processus de cristallisation des espèces secondaires ont été déduits.

Une grande part de notre attention a porté sur les relations existant entre l'hydrothermalisation et les structures : intrusions filoniennes en sills et dykes, massifs intrusifs, structures d'inflation (rifting, fracturation radiale) et de déflation (caldeiras) de l'édifice volcanique...

Plusieurs phases hydrothermales sont reconstituées et une chronologie relative est avancée. Enfin, différentes applications à l'étude géothermique de l'île (paléoisothermes, paléogradients) sont proposées à partir des résultats acquis.

La modélisation de la néogenèse minérale au cours de l'histoire de l'île, constitue la concrétisation de l'ensemble des données.

PREMIERE PARTIE : DONNEES SPECIFIQUES A LA POPULATION MINERALE
HYDROTHERMALE DE L'ILE DE LA REUNION

CHAPITRE I : LES DIFFÉRENTS MINÉRAUX HYDROTHERMAUX ET LEURS
CARACTÉRISTIQUES

A - PRESENTATION DES METHODES D'INVESTIGATION

B - MODES DE GISEMENT

B.1. - A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT

B.1.1. - *Dans les laves*

B.1.2. - *Dans les brèches*

B.1.3. - *Dans les intrusions filoniennes*

B.1.4. - *Dans les intrusions massives*

B.2. - DISTRIBUTION REGIONALE

C - DESCRIPTION DES MINERALISATIONS SECONDAIRES - MINERALOGIE

C.1. - LES ZEOLITES

C.1.1. - *Définition - Chimisme - Structure cristalline.*

C.1.2. - *Les zéolites présentes à la Réunion - Espèces
nouvellement décrites*

C.1.3. - *Description spécifique : formule chimique, système
et habitus cristallin - Gîtes principaux*

C.1.4. - *Classification*

C.2. - LES AUTRES MINERAUX GEODIQUES

CHAPITRE II : CONDITIONS DE CRISTALLISATION DES MINÉRAUX
HYDROTHERMAUX DE LA RÉUNION ET DE LEURS
ASSOCIATIONS

A - FACTEURS POUVANT INFLUENCER LA GENESE ET LA STABILITE DES MINERAUX
HYDROTHERMAUX

A.1. - REFERENCES DISPONIBLES : REMARQUES PRELIMINAIRES

.../...

A.1.1. - *Les synthèses expérimentales et les problèmes connexes*

A.1.2. - *Les champs géothermiques actifs*

A.2. - POSITION DU PROBLEME A LA REUNION

A.2.1. - *Composition chimique de la roche hôte*

A.2.2. - *Composition du fluide*

A.2.3. - *La porosité et la perméabilité de l'encaissant*

A.2.4. - *La pression lithostatique*

A.2.5. - *La température*

A.2.6. - *Résumé*

B - ESTIMATION DES TEMPERATURES DE FORMATION DES MINERAUX HYDROTHERMAUX DE LA REUNION

B.1. - *L'ORDRE DE CRISTALLISATION ET LE POLYMETAMORPHISME DE FAIBLE DEGRE, LES PRINCIPALES PARAGENESES*

B.2. - *LES SIX PRINCIPAUX FACIES MINERALOGIQUES DE L'ILE DE LA REUNION ET LEUR CHAMP DE STABILITE THERMIQUE.*

DEUXIEME PARTIE : LES DIFFERENTS ASPECTS DE L'HYDROTHERMALISATION DANS LE MASSIF DU PITON DES NEIGES

CHAPITRE I : ETUDE DE QUELQUES SECTEURS REPRESENTATIFS DU ----- PHÉNOMÈNE HYDROTHERMAL

A - INTRODUCTION

B - DISTRIBUTION DES MINERALISATIONS HYDROTHERMALES DANS TROIS RADIALES DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

B.1. - ETUDE DE LA PARTIE AVALE DE LA RIVIERE DES GALETS (CIRQUE DE MAFATE)

B.1.1. - *Contexte géologique*

B.1.2. - *Examen des phases hydrothermales ayant affecté le secteur aval de la rivière des Galets*

B.1.3. - *Remarques*

B.1.4. - *Conclusions*

B.2. - ETUDE DE LA PARTIE AVALE DE LA RIVIERE DU BRAS ROUGE (CIRQUE DE CILAOS)

B.2.1. - *Contexte géologique*

B.2.2. - *Examen des phases hydrothermales*

B.2.3. - *Conclusions*

B.3. - ETUDE DE LA RIVIERE DES FLEURS JAUNES (CIRQUE DE SALAZIE)

B.3.1. - *Contexte géologique*

B.3.2. - *Examen des phases hydrothermales*

B.3.3. - *Conclusions*

C - DISTRIBUTION DES MINERALISATIONS HYDROTHERMALES DANS DEUX COUPES DU CIRQUE DE SALAZIE

C.1. - ETUDE DE LA FALAISE SURPLOMBANT LE VILLAGE DU BELIER

C.1.1. - *Contexte géologique*

C.1.2. - *Hydrothermalisation de la série des océanites récentes*

C.1.3. - *Hydrothermalisation des intrusions basaltiques et différenciées*

C.1.4. - *Conclusions*

.../...

C.2. - ETUDE DU FORAGE DE GRADIENT GEOTHERMIQUE DE ROCHE PLATE.

C.2.1. - *Environnement géologique*

C.2.2. - *Hydrothermalisation des océanites anciennes*

C.2.3. - *Conclusion*

D - EFFETS DE LA MISE EN PLACE D'UNE MASSE INTRUSIVE DE GRAND DIAMETRE (EXEMPLE DES LAMES SYENITIQUES DE LA PARTIE AMONT DE LA RIVIERE DU BRAS ROUGE, CIRQUE DE CILAOIS)

D.1. - CONTEXTE GEOLOGIQUE

D.2. - RECONSTITUTION DES DIFFERENTS EPISODES D'HYDROTHERMALISATION AU COURS DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DU SECTEUR

D.2.1. - *Inventaire des minéraux hydrothermaux dans les différentes formations*

D.2.2. - *Génèse des minéralisations secondaires dans les formations encaissantes des lames de syénite quartzifère - Conditions de mise en place.*

E - RELATIONS ENTRE HYDROTHERMALISATION ET FORTE DENSITE D'INTRUSIONS FILONIENNES

E.1. - EXEMPLE DES DYKES DE LA BASE DU PITON D'ENCHAIN

E.1.1. - *Contexte géologique*

E.1.2. - *Relations entre les épisodes d'hydrothermalisation et les grands traits lithologiques et tectoniques*

E.1.3. - *Conclusions*

E.2. - EXEMPLE DES DYKES DE LA ROUTE DE L'ILET A CORDES

E.2.1. - *Contexte géologique*

E.2.2. - *Hydrothermalisation du secteur - Conclusions*

CHAPITRE II : EXTENSION ET ÂGE DES DIFFÉRENTS FRONTS D'HYDROTHERMALISATION DU MASSIF DU PITON DES NEIGES -

CONTROLE STRUCTURAL

A - EXTENSION DES PRINCIPAUX FACIES HYDROTHERMAUX DANS LES TROIS CIRQUES DU PITON DES NEIGES - DEDUCTION DES PALEO-ISOTHERMES ET DES PALEO-GRADIENTS

A.1. - REPARTITION DES FACIES HYDROTHERMAUX DANS L'ESPACE

A.2. - CARTE DES PALEO-ISOTHERMES

A.3. - DEDUCTION DES PALEO-GRADIENTS A PARTIR DE LA VITESSE D'EROSION

B - RECONSTITUTION DU TOIT DE L'ENVELOPPE D'HYDROTHERMALISATION A DIFFERENTES EPOQUES DE L'HISTOIRE DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

B.1. - EXTENSION ET AGE DES PRINCIPALES PHASES D'HYDROTHERMALISATION.

B.1.1. - *Hydrothermalisation syn-océanites anciennes : phase I (âge > 2,1 MA)*

B.1.2. - *Hydrothermalisation syn-océanites récentes : phase II (2,1 MA à 0,35 MA)*

B.1.3. - *Hydrothermalisation syn-série différenciée : phase III (0,35 MA à actuel)*

B.1.4. - *Hydrothermalisation actuelle*

B.2. - RELATIONS ENTRE LES PHASES D'HYDROTHERMALISATION ET L'ÉVOLUTION VOLCANO-TECTONIQUE DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

B.2.1. - *Relations entre les structures et l'hydrothermalisation (phase I) de la série des océanites anciennes.*

B.2.2. - *Relations entre les structures et la phase II d'hydrothermalisation*

B.2.3. - *Relations entre les structures et la phase III d'hydrothermalisation*

B.3. - MODÉLISATION DE L'HISTOIRE HYDROTHERMALE DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

BIBLIOGRAPHIE

LISTE DES FIGURES

- Figure 1* : Schéma des différents stades de désolidarisation d'éléments hydrothermalisés dans une brèche
- Figure 2* : Schéma montrant la disposition des espèces secondaires dans deux dykes de texture différente (rivière du Mat)
- Figure 3* : Extension de la zéolitisation dans l'île de la Réunion d'après L. STIELTJES (1978)
- Figure 4* : Schéma de la charpente aluminosilicate des zéolites
- Figure 5* : Cristaux d'analcime - Formes rencontrées à la Réunion d'après NATIVEL (1978)
- Figure 6* : Cristaux de chabazite - Formes rencontrées à la Réunion d'après NATIVEL (1978)
- Figure 7* : Comparaison des compositions chimiques de la garronite, de la phillipsite, de la gismondine et de la gismondine pauvre en potassium (d'après WALKER, 1962)
- Figure 8* : Représentation chimique en pourcentage cationique des zéolites d'après GOTTARDI (1979)
- Figure 9* : Composition en proportions molaires des zéolites riches en calcium et d'autres silicates aluminocalciques d'après COOMBS (1959)
- Figure 10* : Représentation ternaire en proportions moléculaires des zéolites calciques et des zéolites sodiques (d'après MIYASHIRO et SHIDO, 1970)
- Figure 11* : Compositions chimiques de quelques feldspaths d'origine hydrothermale du cirque de Cilaos
- Figure 12* : Répartitions des ions Na, K et Ca dans une vacuole emplie d'un mélange de phases feldspathiques (Z 51, lave d'océanite, rivière du Bras Rouge)
- Figure 13* : Répartition des ions Na, K et Ca dans une vacuole emplie d'une coprécipitation d'adulaire-albite-préhnite (Z 205, sill de basalte aphyrique, rivière du Bras Rouge)
- Figure 14* : Domaines de stabilité des minéraux de l'anchimétamorphisme

- Figure 15* : Localisation des points d'eaux échantillonnés par LOPOUKHINE (1978)
- Figure 16* : Domaines de stabilité thermique des principaux minéraux hydrothermaux de l'île de la Réunion et des associations caractéristiques d'un faciès minéralogique
- Figure 17* : Présentation des différents secteurs étudiés et de leurs principales caractéristiques
- Figure 18* : Carte géologique du cirque de Mafate (d'après BILLARD, 1974 - Ech. 1/50 000) et localisation des minéraux hydrothermaux de la partie aval de la rivière des Galets
- Figure 19* : Schéma de la rive gauche de la partie aval de la rivière des Galets (cirque de Mafate) - Points d'échantillonnage des minéraux hydrothermaux
- Figure 20* : Schéma de la rive gauche de la rivière du Bras Rouge depuis la ravine des Aigrettes jusqu'au Petit Serré (cirque de Cilaos)
- Figure 21* : Carte géologique de la partie nord du cirque de Salazie et positionnement des minéraux hydrothermaux échantillonnés dans la rivière Fleurs Jaunes
- Figure 22* : Coupe schématique de la rive gauche de la rivière des Fleurs Jaunes et de la partie aval de la ravine des Merles (cirque de Salazie)
- Figure 23* : Coupe géologique synthétique de la falaise surplombant le village du Belier (cirque de Salazie)
- Figure 24* : Décomposition du processus hydrothermal permettant l'étagement de la cristallisation d'espèces secondaires dans un empilement de coulées
- Figure 25* : Log schématique du forage de gradient de Roche Plate et distribution des minéraux d'altération
- Figure 26* : Coupe géologique interprétative du forage de gradient de Roche Plate (cirque de Salazie) d'après L. STIELTJES (1981)
- Figure 27* : Distribution altimétrique des espèces hydrothermales en rive droite de la ravine Roche à Jacquot et dans le forage de gradient de Roche Plate

- Figure 28* : Carte géologique et localisation des minéraux hydrothermaux du secteur amont de la rivière du Bras Rouge (cirque de Cilaos) - Carte d'isogrades : zonation thermométamorphique induite par la mise en place des intrusions syénitiques
- Figure 29* : Coupe schématique de la rive droite du secteur amont de la rivière du Bras Rouge (cirque de Cilaos) - Distribution des faciès hydrothermaux de part et d'autre des pointements de syénite quartzifère
- Figure 30* : Reconstitution schématique des principales phases volcano-tectoniques et des séquences hydrothermales qui ont affecté la partie amont de la rivière du Bras Rouge (cirque de Cilaos)
- Figure 31* : Essai de reconstitution de l'histoire volcano-tectonique et hydrothermale de l'environnement du Piton d'Enchain de 100 000 ans à nos jours
- Figure 32a*: Positions stratigraphique et chronologique des intrusions au sein de la série des brèches primitives dans le cirque de Cilaos (d'après CHEVALLIER, 1979)
- Figure 32b*: Filons sinueux contournés de la route de l'Ilet à Cordes (Cilaos) appartenant au système d'intrusions radiales de la série alcaline différenciée (d'après CHEVALLIER, 1979)
- Figure 33* : Contact entre la série des océanites anciennes et une intrusion de syénite quartzifère en coupole dégagée par l'érosion (ravine des Fleurs Jaunes, cirque de Cilaos)
- Figure 34* : Représentation cartographique des faciès hydrothermaux à l'affleurement dans les formations autochtones des trois cirques du Piton des Neiges - Extension supposée des différents faciès
- Figure 35* : Répartition des principaux faciès hydrothermaux suivant trois coupes régionales du massif du Piton des Neiges (coupes AB, CD et EF de la figure 60)
- Figure 36* : Représentation des paléo-isothermes aux limites des différentes zones hydrothermales définies dans les trois cirques du Piton des Neiges
- Figure 37* : Représentation schématique des paléo-isothermes ante creusement des cirques et des isothermes actuels. Déduction du paléo-gradient à la verticale du site de Roche Plate
- Figure 38* : Abaque permettant (dans le cas des cirques de la Réunion) de calculer le coefficient multiplicateur du gradient, pour un délai et une profondeur d'érosion quelconque (d'après J. GOGUEL, 1981)

- Figure 39* : Extension et échelonnement dans le temps des grandes phases hydrothermales qui ont affecté les trois cirques du Piton des Neiges
- Figure 40* : Représentation schématique de l'extension constatée et supposée des faciès de la phase hydrothermale I et des enveloppes des zones d'injection magmatique contemporaines de la série des océanites anciennes (> 2,1 MA)
- Figure 41* : Représentation schématique de l'extension constatée et supposée des faciès de la phase hydrothermale II (2,1 MA à 0,35 MA) et des enveloppes des zones d'injection magmatique contemporaines de la série des océanites récentes
- Figure 42* : Représentation schématique des faciès de la phase hydrothermale III (0,35 MA à actuel) et des principales structures volcano-tectoniques de la série différenciée
- Figure 43* : Schéma synthétique - Hydrothermalisation et structures du volcan du Piton des Neiges - Premier stade > 2,1 MA
- Figure 44* : Schéma synthétique - Hydrothermalisation et structures du volcan du Piton des Neiges - Deuxième stade : 2,1 à 0,35 MA
- Figure 45* : Schéma synthétique - Hydrothermalisation et structures du volcan du Piton des Neiges - Troisième stade : 0,35 MA à actuel

LISTE DES TABLEAUX

- Tableau 1* : Analyses chimiques des analcimes du massif du Piton des Neiges
- Tableau 2* : Tableau synthétique des zéolites de la Réunion
- Tableau 3* : Analyses chimiques d'illites (sensu lato) du cirque de Cilaos
- Tableau 4* : Analyses sélectionnées des feldspaths d'origine hydrothermale du cirque de Cilaos
- Tableau 5* : Analyses chimiques des eaux thermales de la Réunion (en mg/l) d'après LOPOUKHINE (1978)
- Tableau 6* : Analyses chimiques et températures des trois sources thermales recensées dans le secteur amont de la rivière du Bras Rouge (cirque de Cilaos) d'après LOPOUKHINE et STIELTJES, 1978)

LISTE DES PHOTOS

- Photo 1* : Développement de minéraux hydrothermaux en remplissage de bulles et d'amygdales, dans une coulée d'océanite ancienne (rivière des Fleurs Jaunes, cirque de Salazie)
- Photo 2* : Fractures zéolitisées dans une coulée d'océanite ancienne (rivière des Fleurs Jaunes, cirque de Salazie)
- Photo 3* : Micrographie d'un basalte à olivine de la série des océanites anciennes (rivière du Bras Rouge, cirque de Cilaos)
- Photo 4* : Détail de la photo précédente
- Photo 5* : Empilement de coulées de basalte à olivine et zéolitisation en bancs parallèles de l'une d'entre elles (ravine des Merles, cirque de Salazie)
- Photo 6* : Eléments zéolitisés de taille centimétrique à millimétrique d'une brèche de pente, rattachée à la série des océanites anciennes (rivière du Mat, cirque de Salazie)
- Photo 7* : Brèches de la série des océanites anciennes (rivière du Mat, cirque de Salazie)
- Photo 8* : Bloc de basalte aphyrique dans une brèche de la série des océanites anciennes (rivière du Bras Rouge, cirque de Cilaos)
- Photo 9* : Deux dykes accolés de basalte à olivine (1) et d'océanite (2) (rivière des Galets, cirque de Mafate)
- Photo 10* : Sills totalement zéolitisés, injectés aux joints de séparation de coulées, elles-mêmes partiellement hydrothermalisées (rivière des Fleurs Jaunes, cirque de Salazie)
- Photo 11* : Dykes jointifs injectés à la faveur d'une fracturation importante à la base du Piton d'Enchain (rivière du Mat, cirque de Salazie)
- Photo 12* : Remplissage de vacuole par de l'analcime (an) en première phase d'altération hydrothermale et par de la calcite (ca), plus tardive (brèche zéolitisée, rivière du Bras Rouge, cirque de Cilaos)
- Photo 13* : Analcime (an) en tapissage et illites (ill) au centre d'une vacuole (brèche zéolitisée, rivière du Bras Rouge, cirque de Cilaos)

- Photo 14* : Remplissage d'un tunnel de lave dans les océanites anciennes (rivière des Galets, cirque de Mafate)
- Photo 15* : Détail de la photo précédente
- Photo 16* : Contact entre océanites anciennes et océanites récentes, marqué par un paléosol rubéfié et une limite d'hydrothermalisation très nette (ravine du Petit Bras, cirque de Cilaos)
- Photo 17* : "Fleurs" de calcite en placages sur un sill trachytique (rivière des Fleurs Jaunes, cirque de Salazie)
- Photo 18* : Piton de Sucre de la Chapelle : pointement syénitique intrusif dans la série des océanites anciennes (photo prise depuis la route de l'Ilet à Cordes, cirque de Cilaos)
- Photo 19* : Filon microsyénitique à bordures pegmatitiques de pyroxènes et feldspaths, affectant une intrusion de gabbro (rivière du Bras Rouge, cirque de Cilaos)
- Photo 20* : Façade sud-est du Piton d'Enchain, entaillée par la rivière du Mat (cirque de Salazie)
- Photo 21* : Détail de la photo n° 26

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES
DE QUELQUES MINERAUX HYDROTHERMAUX DE LA REUNION

- Photo A* : Ensemble de lamelles de phillipsite (P) en agrégats radiés
(Z 73 : océanite, rivière du Mat, cirque de Salazie)
- Photo B* : Gerbes de phillipsite fibro-radiée, en coupe longitudinale (Z 73)
- Photo C* : Cristaux de phillipsite présentant des faces losangiques
(Z 88 : océanite, Bras de Ste Suzanne, cirque de Mafate)
- Photo D* : Phillipsite (P) et cristaux d'analcime (A) en cubes à angles
tronqués (Z 88)
- Photo E* : Gonnardite (G) en masses étoilées, étroitement associées
(Z 116 : océanite, Bras de Ste Suzanne, cirque de Mafate)
- Photo F* : Cristaux tabulaires de levyne, étroitement imbriqués (Z 116)
- Photo G* : Tobermorite en agrégats fibro-radiés (Z 232 : océanite, ravine
Roche à Jacquot, cirque de Salazie)
- Photo H* : Cristaux baguettiformes accolés de laumontite (L) et calcite (C)
cristallisée secondairement à partir de la laumontite
(Z 218 : brèche zéolitisée, rivière du Bras Rouge, cirque de Cilaos)
- Photo I* : Plaquettes de thomsonite (T) sur des cristaux de phillipsite (P)
(Z 84 : basalte, Bras des Merles, cirque de Mafate)
- Photo J* : Gerbes lamellaires de thomsonite (T) et aiguilles de natrolite (N)
(Z 211 : basalte, col de Fourche, cirque de Salazie)
- Photo K* : Aiguilles de natrolite (N) sur des cristaux lamellaires de
thomsonite (T) (Z 211)
- Photo L* : Détail d'un cristal de natrolite (N), croissant sur des cristaux
de thomsonite (T) (Z 211)
- Photo M* : Cristaux lamellaires de thomsonite (T), en association avec des
cristaux plus massifs de chabazite (Ch) (Z 35 : basalte, Plâte
de Gousse, cirque de Mafate)
- Photo N* : Rose de levyne (L) et cristaux pyramidés, tronqués, d'érionite (E)
(Z 117 : dyke basaltique, Bras de Ste Suzanne, cirque de Mafate)
- Photo O* : Cristaux baguettiformes à base losangique, de natrolite (N),
croissant sur un cristal d'analcime (A) (Z 189 : dyke basaltique,
ravine Saule Pleureur, cirque de Salazie)
- Photo P* : Détail de la photo précédente (Z 189)

PREMIÈRE PARTIE

DONNEES SPECIFIQUES A LA
POPULATION MINERALE HYDROTHERMALE
DE L'ILE DE LA REUNION

CHAPITRE I

LES DIFFÉRENTS MINÉRAUX HYDROTHERMAUX
ET LEURS CARACTÉRISTIQUES

A - PRESENTATION DES METHODES D'INVESTIGATION

Sur le terrain, la reconnaissance des différentes espèces hydrothermales est la plupart du temps difficile. La rareté des cristallisations typiques et la disposition des minéralisations sous la forme de placages ou de remplissages, les rend souvent indéterminables à l'oeil nu et même à la loupe.

Toutefois, quelques espèces dont le faciès cristallin et les propriétés sont caractéristiques (quartz, analcime, chabazite, natrolite, calcite, pyrite, ...), ont pu être déterminées in situ.

Mais, la plupart des déterminations ont été effectuées en laboratoire :

La loupe binoculaire, le microscope polarisant et le microscope électronique ont permis avec un ordre croissant de précision de faire un premier inventaire du spectre des espèces. Par la suite, les méthodes les plus performantes ont été celles utilisant les rayons X. Les différentes analyses ont été réalisées au département MGA du BRGM à Orléans, par C. JACOB et F. PILLARD. Lorsque la quantité de minéraux pouvant être prélevés sur l'échantillon de roche-hôte sous la loupe binoculaire était suffisamment grande, c'est la diffractométrie de rayons X qui a été utilisée (appareil CGR SIGMA 80, anticathode cobalt).

Lorsque, seuls des microprélèvements ont pu être faits, c'est la méthode Debye-Scherrer à laquelle on a eu recours (appareil Philips, anticathode cuivre, chambre 240 mm de circonférence).

Enfin, P. NATIVEL et H. BIZOUARD ont rendu possible l'analyse de quelques remplissages amygdalaires et minéraux isolés à la microsonde électronique CAMEBAX (15 kv, 10nA, laboratoire de micro-analyse, ORSAY).

B - MODES DE GISEMENT

B.1. - A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT (*formations du Piton des Neiges*)

B.1.1. - Dans les laves

La concolisation des espèces secondaires se fait aux dépens des vides disponibles dans la roche-hôte.

Ces vides peuvent être des bulles (provenant du dégazage des coulées), des amygdales (résultant de la réunion de plusieurs bulles, photo n° 1) ou des fractures et des microfractures (photo n° 2) (d'origine tectonique ou résultant d'une contraction thermique au moment du refroidissement des laves).

Les coulées d'océanites anciennes, ont subi au cours de leur vieillissement, un processus d'altération.

Leur donnant l'apparence de brèches (autobrèchification) ce qui rend quelquefois, sur le terrain, leur reconnaissance difficile.

Les minéraux secondaires parmi lesquels les zéolites sont largement majoritaires, sont distribués d'une manière très dense et presque uniforme (plus grande densité au centre des tubes), dans ces coulées. La superposition probable de plusieurs épisodes hydrothermaux a laissé des traces et fait de ces laves de véritables zéolitites.

Dans les coulées d'océanites récentes, qui sont moins modifiées, on distingue très nettement des niveaux qui sont plus ou moins affectés par les minéralisations secondaires :

- . Une puissante coulée d'océanite dans la ravine Saule Pleureur, près du village du Belier (cirque de Salazie), présente la particularité d'être ainsi partiellement zéolitisée (cartouche 2 de la figure 23). Seule la partie supérieure du banc d'océanite est zéolitisée ; la passage à la partie basale, non hydrothermalisée, se fait à la hauteur d'un "front" de zéolitisation très irrégulier. Cette observation est à mettre au compte de la plus ou moins grande porosité de la roche encaissante : la vacuolisation importante de la partie supérieure de la coulée correspond à un dégazage intense de la lave, qui permet aux solutions hydrothermales de percoler librement dans la roche et aux premiers germes de cristalliser. La partie basale, massive, reste imperméable aux circulations.
- . A l'échelle de la lame mince, les photos 3 et 4 montrent dans un basalte à olivine de la rivière du Bras Rouge, la superposition de trois niveaux de vacuolisation et d'hydrothermalisation consécutive où l'on observe une variation de la densité et de la taille des minéralisations, imputable là encore à des niveaux de porosité variables, au sein de la roche.

Dans le même ordre d'idées, la zéolitisation en lits parallèles, suivant la stratification des coulées, a été observée dans des laves de la ravine des Merles, (photo n° 5). Cette zéolitisation correspond à la colonisation des bulles de l'une des coulées. Mais, elle présente la particularité d'être essentiellement concentrée dans un banc de lave alors que les autres coulées de l'affleurement ne présentent qu'une hydrothermalisation diffuse. On a là un exemple de ce que l'on peut appeler une hydrothermalisation préférentielle, dans un empilement de coulées. Deux hypothèses pouvant expliquer ce fait, sont envisageables :

- . Un ou plusieurs bancs présentent une texture particulièrement "aérée" qui peut favoriser les circulations géothermales ou emprisonner des fluides "magmatiques" dans les bulles et induire ainsi la cristallisation d'espèces secondaires.

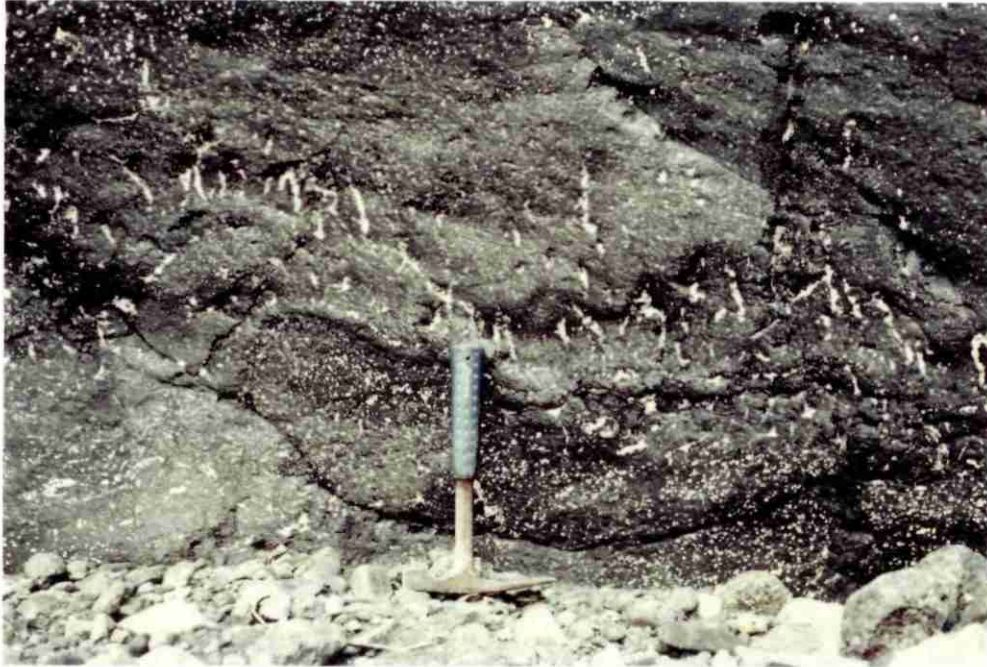


Photo n° 1

Développement de minéraux hydrothermaux en remplissage de bulles et d'amygdales, dans une coulée d'océanite ancienne.
(*rivière des Fleurs Jaunes, cirque de Salazie*)



Photo n° 2

Fractures zéolitisées dans une coulée d'océanite ancienne.
(*rivière des Fleurs Jaunes, cirque de Salazie*)

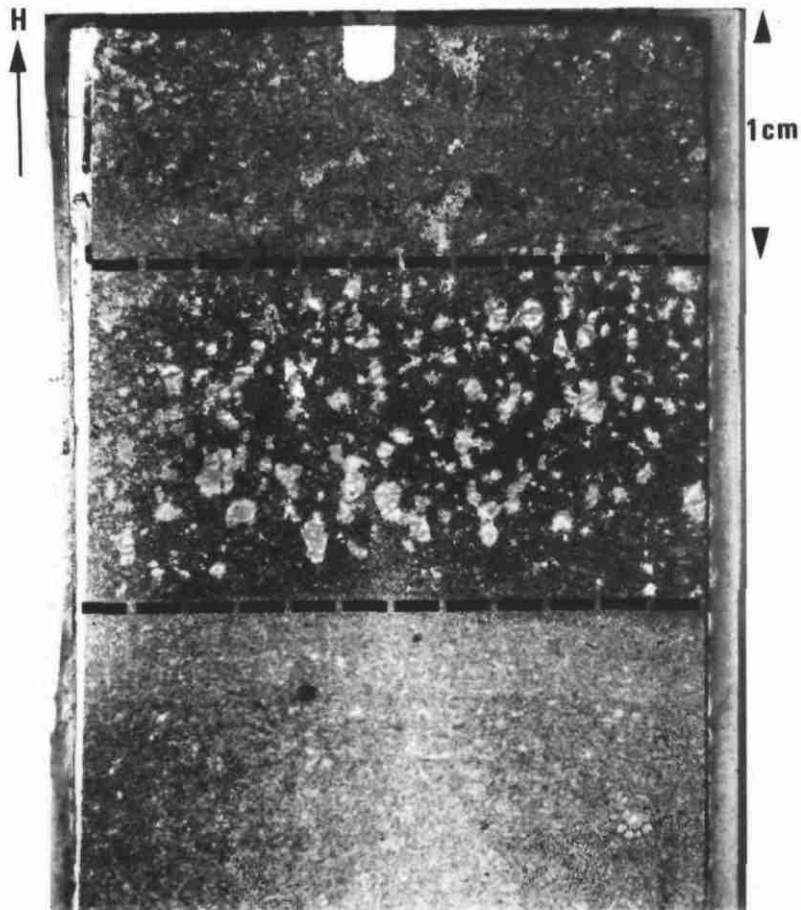


Photo n° 3 :

Micrographie d'un basalte à olivine de la série des océanites anciennes.

Les remplissages hydrothermaux amygdalaires ne sont pas répartis de manière aléatoire dans la roche : On peut distinguer trois niveaux, caractérisés par une plus ou moins grande densité de vacuoles hydrothermalisées, ce qui correspond probablement à différents niveaux de porosité au sein de la roche.

(Rivière du Bras Rouge, Cirque de Cilaos).

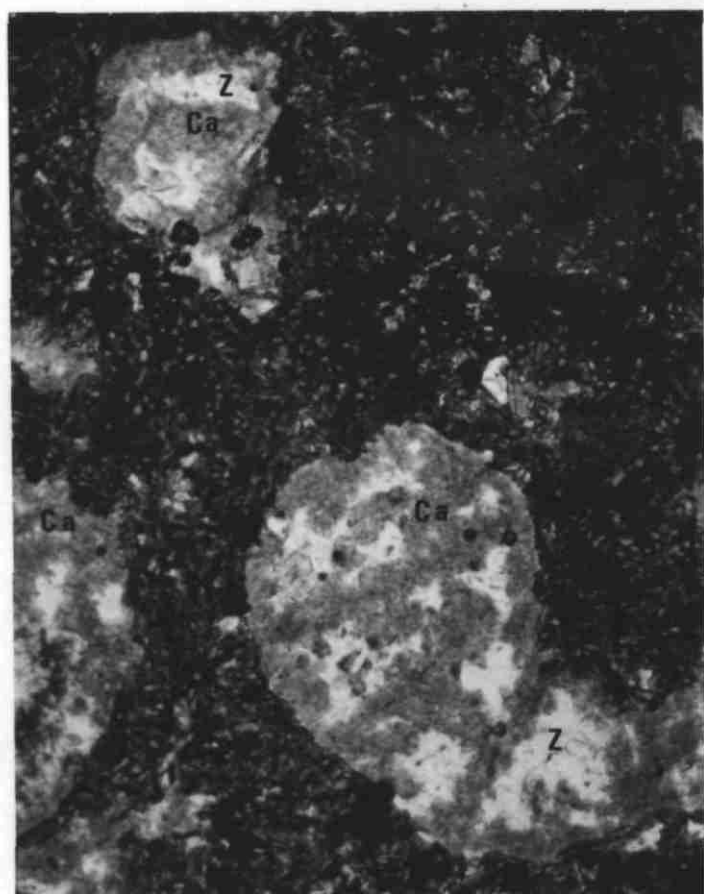


Photo n° 4 : (lumière naturelle x 30)

Détail de la photo précédente : vacuoles remplies de carbonates (Ca) et de zéolites (Z), dans une mésostase à microlites de plagioclases, olivines et minéraux opaques.

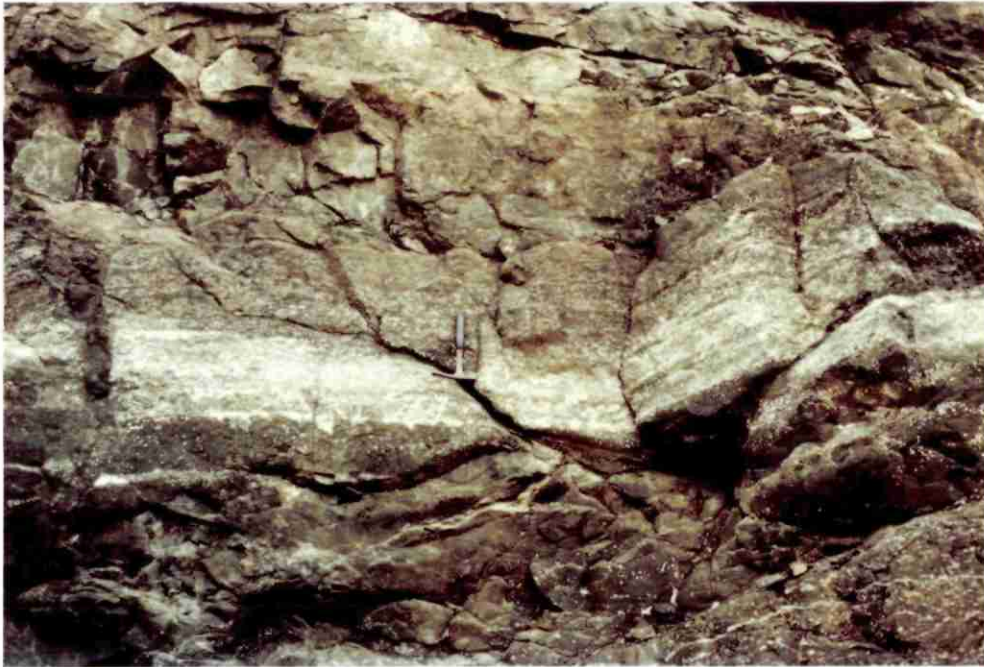


Photo n° 5

Empilement de coulées de basalte à olivine et zéolitisation en bancs parallèles de l'une d'entre elles - l'altération hydrothermale affecte essentiellement la coulée la plus bulleuse.

(ravine des Merles, cirque de Salazie)



Photo n° 6

Eléments zéolitisés de taille centimétrique à millimétrique d'une brèche de pente, rattachée à la série des océanites anciennes.

(rivière du Mat, cirque de Salazie)

- . Un ou plusieurs bancs sont séparés du reste de l'empilement par un mur et un toit imperméables (paléosol argilisé). Dans ce cas, la circulation horizontale des fluides ne peut se faire que dans une bande étroite.

Il faut noter, enfin, que les laves de la série différenciée sont pratiquement exemptes de minéralisations secondaires.

Seule la calcite a été détectée très rarement dans les vides de ces laves. Les coulées de la série différenciée n'ont pas été affectées par un processus hydrothermal de grande ampleur postérieurement à leur mise en place.

B.1.2. - Dans les brèches

a) hydrothermalisation de la masse

La mise en place des brèches du Massif du Piton des Neiges, se fait, soit lors d'un remaniement des coulées, soit au cours d'épisodes explosifs.

Les brèches volcano-sédimentaires, d'écroulement et de pente; les lahars, contiennent des éléments, arrachés à leur paléo-environnement, éventuellement déjà hydrothermalisé (photo n° 6). D'autre part, la matrice englobant ces éléments a elle-même pu subir plusieurs phases d'hydrothermalisation postérieurement à l'indivision des brèches.

Une confusion peut toutefois être faite :

La frontière entre les blocs hydrothermalisés peut s'estomper au cours du temps (en fonction de l'altération, de la compaction, ...) et les blocs au départ bien individualisés, se désagrègent; leurs minéraux secondaires se dispersent et donnent l'impression d'une hydrothermalisation diffuse dans la matrice (fig. 1 et photo n° 7).

Dans ce type de brèche, il est important de pouvoir distinguer sur le terrain, les minéralisations provenant de formations démantelées de celles résultant de processus d'hydrothermalisation "in situ". Ceci est loin d'être toujours évident.

En ce qui concerne les brèches d'origine volcanique (pyroclastites) le diagnostic n'est pas plus facile. Par exemple, les éléments qui composent les brèches pyroclastiques d'océanites anciennes de la partie amont de la rivière du Bras Rouge (cirque de Cilaos) sont souvent des éléments zéolitisés, arrachés au substratum. De plus, leur remaniement sous la forme de brèches de pente est fréquent et augmente la complexité de l'observation. La matrice, très indurée, des brèches volcaniques des séries d'océanites est toujours très riche en minéraux secondaires. La compaction de l'ensemble de la formation s'est apparemment faite après la cristallisation de ces minéraux.

Notons que la matrice des différents types de brèches de la série différenciée n'est jamais hydrothermalisée.

Cela confirme les observations faites dans les laves différenciées : il ne semble pas y avoir eu de néogénèse minérale hydrothermale de grande ampleur au sein des composantes de cette série.

b) hydrothermalisation des fractures

Des filonnets de calcite et de zéolites ont été fréquemment observés au sein des deux grands types de brèches des séries d'océanites.

La photo n° 8 montre un bloc de basalte aphyrique dans des brèches d'océanites anciennes de la rivière du Bras Rouge.

Les microfractures de la roche ainsi que les joints de séparation avec la matrice de la brèche sont soulignés par une hydrothermalisation actuelle diffusante, sous la forme de filonnets de carbonates. L'ensemble de la formation bréchique n'est par contre pas affecté par les filonnets, en raison de sa trop grande induration et du degré de cohésion trop important de ses éléments.

B.1.3. - Dans les intrusions filoniennes

Les dykes et les sills qui recoupent les séries de laves du massif du Piton des Neiges apparaissent comme d'excellents vecteurs des fluides géothermaux. Ils sont très souvent hydrothermalisés. La mise en place et la densité des espèces hydrothermales dépend comme pour les laves de la texture des dykes et des sills.

La figure 2 en montre un exemple.

Deux dykes de même direction (N55) mais de texture différente (l'un d'océanite, poreux ; l'autre de basalte à olivine, massif) s'injectent dans des brèches d'océanites anciennes, dans les gorges de Salazie (Rivière du Mat). Dans le dyke d'océanite dont la texture apparaît plus lâche, il y a eu diffusion des fluides : les espèces secondaires ont cristallisé dans les espaces laissés libres entre les minéraux primaires.

L'hydrothermalisation du dyke de basalte à olivine n'a pu se concrétiser qu'au niveau des plans de fissuration.

D'autres exemples existent ; dans la rivière des Galets (cirque de Mafate), à proximité de l'embranchement avec la rivière Ste Suzanne, plusieurs dykes de même direction (N145), quelquefois jointifs, se caractérisent par une zéolitisation totale ou l'absence de celle-ci, ceci en fonction de leur texture (photo n° 9).

Par ailleurs, les photos n° 10 et 11 montrent respectivement des sills de la rivière Fleurs Jaunes et des dykes de la rivière du Mat. La caractéristique commune à ces intrusions filoniennes est leur complète zéolitisation. A l'inverse, leur encaissant n'est pratiquement pas affecté. Cette zéolitisation ne s'est pas agencée au hasard, les lits de zéolites, plus ou moins denses en fonction des niveaux de porosité préexistants dans la roche, présentent la particularité d'être parallèles aux épontes des intrusions.

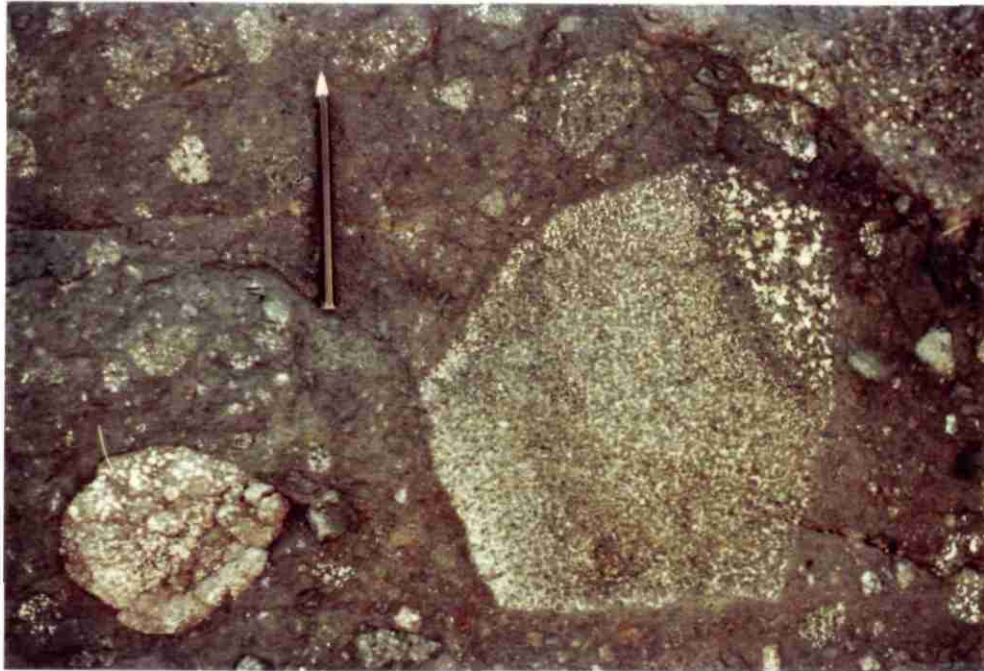
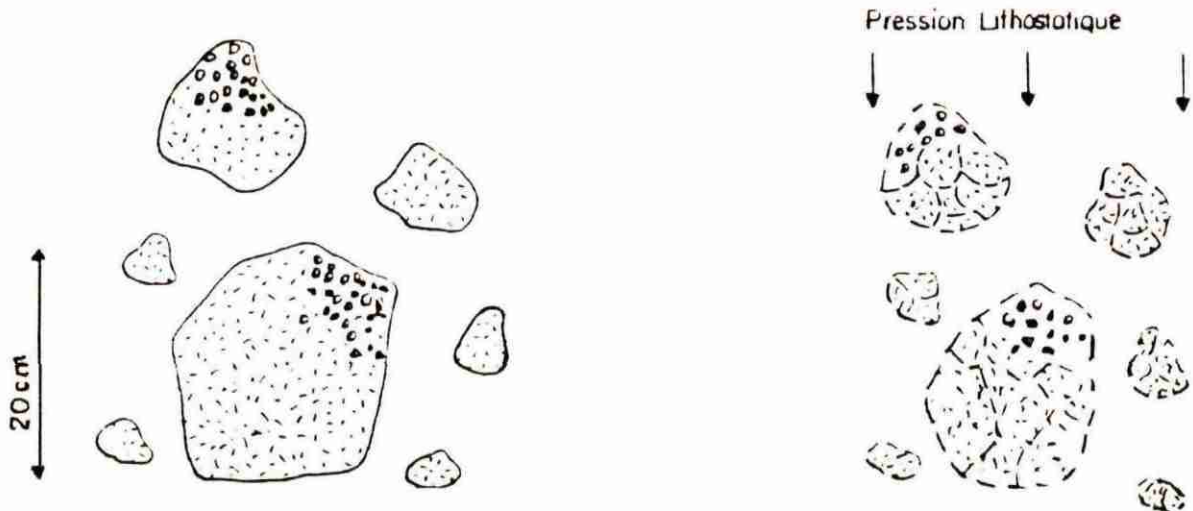


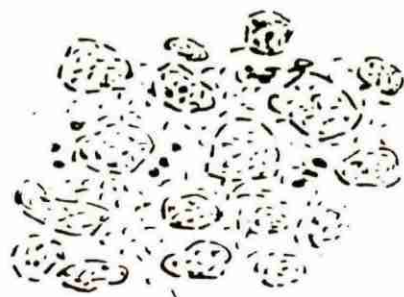
photo n° 7 :
brèche de la série
des océanites an-
ciennes.

(Rivière du Mat,
cirque de Salazie)



stade 1 : éléments zéolitisés
inclus dans une brèche de pente.

stade 2 : sous l'effet de la com-
paction (pression lithostatique
exercée par les terrains sus-
jacents), les frontières de blocs
s'estompent progressivement.



stade 3 : Les blocs se sont totale-
ment désagrégés et les zéolites se
sont dispersées, donnant l'impression
d'une hydrothermalisation diffuse
dans la matrice de la brèche.

Fig. 1 : Schéma des différents stades de désolidarisation d'éléments hydro-
thermalisés dans une brèche.
La photo n° 7 illustre partiellement cette évolution sur un seul
affleurement : un élément est bien individualisé, alors qu'un autre
ne présente pas de frontières marquées avec la matrice.



Photo n° 8

Bloc de basalte aphyrique dans une brèche de la série des océanites anciennes. Les microfractures de la roche ainsi que les joints de séparation avec la matrice de la brèche sont soulignés par une hydrothermalisation actuelle (filonnets de calcite).

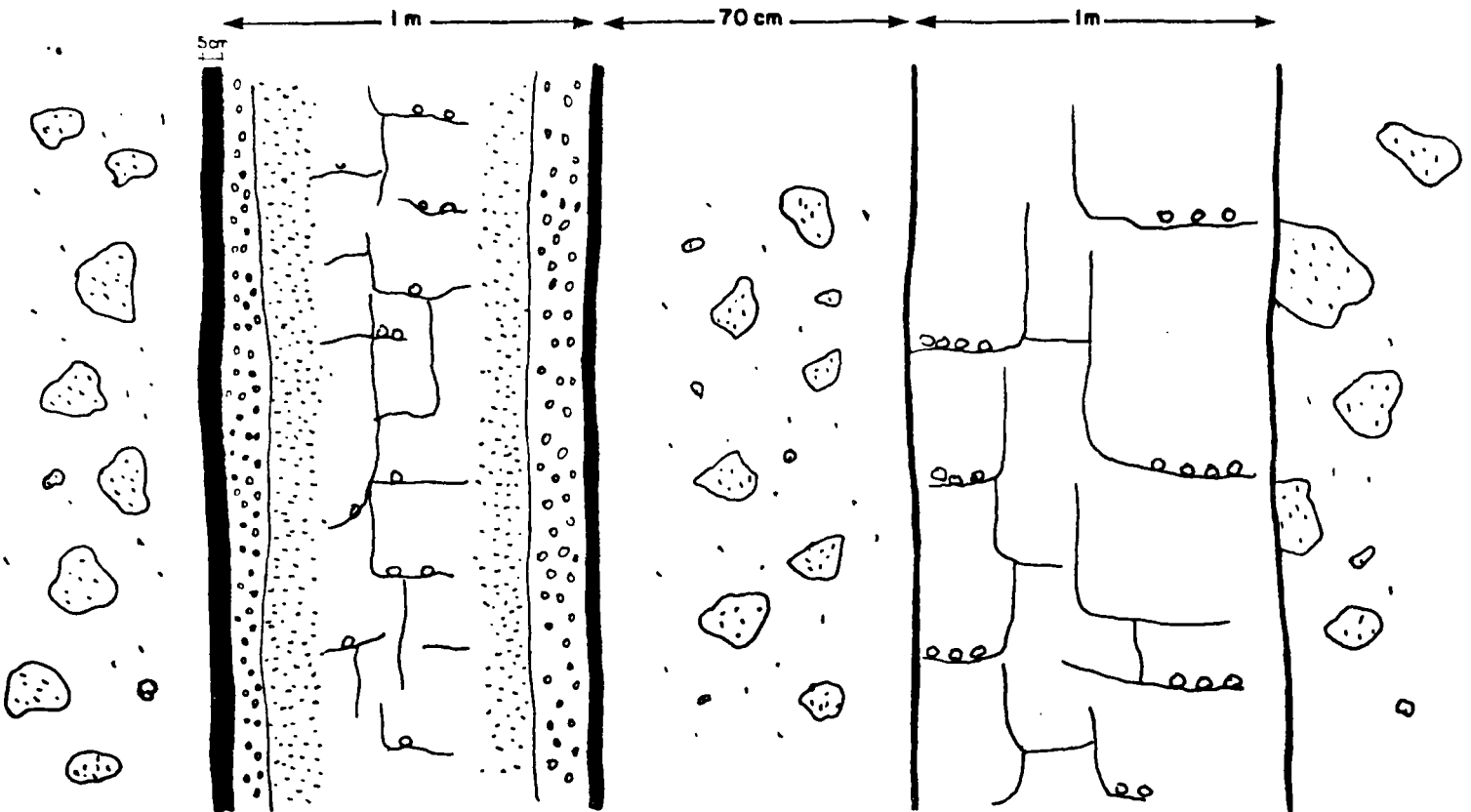
(rivière du Bras Rouge, cirque de Cilaos)



Photo n° 9

Deux dykes accolés de basalte à olivine (1) et d'océanite (2) - Le dyke de basalte à olivine présente une zéolitisation en lits parallèles aux épontes. Le dyke d'océanite (2) n'est pas altéré bien qu'il soit antérieur à (1) (xénolithes de (2) inclus dans (1)).

(rivière des Galets, cirque de Mafate)



dyke d'océanite
poroux

- * les bordures figées sont épaisses.
- * les espèces secondaires se disposent préférentiellement près des épontes (plus grande densité)
- * quelques minéraux secondaires cristallisent sur les plans de fissuration.

brèche zéolitisée
d'océanites
anciennes.

dyke de basalte à
olivine, massif.

- * les bordures figées sont minces
- * les minéraux secondaires cristallisent uniquement sur les plans de fissuration

SCHEMA MONTRANT LA DISPOSITION DES
ESPECES SECONDAIRES DANS DEUX DYKES DE TEXTURE
DIFFERENTE (RIVIERE DU MAT)

Cette zéolitisation directionnelle a souvent été remarquée, en particulier dans les dykes. Elle fossilise les directions des plans filoniens intrusifs*.

Dans la rivière du Bras Rouge (cirque de Cilaos), plusieurs sills empilés de basalte aphyrique sont affectés par des filonnets de calcite, d'installation récente, ces filonnets cristallisent sous la forme de "box-works"******, dans les microfissures de la roche.

Toutes ces observations permettent déjà de subodorer le rôle qu'ont pu jouer les intrusions filoniennes en tant que vecteurs des fluides géothermaux. Et ceci à toutes les époques de l'histoire du massif : les dykes et sills hydrothermalisés sont rattachés aux séries d'océanites et à la série différenciée.

B.1.4. - Dans les intrusions massives

Les intrusions massives connues à l'affleurement correspondent aux gabbros et aux syénites quartzifères de la rivière du Mat et de la rivière du Bras Rouge.

La prehnite et la pumpellyite ont déjà été décrites au sein du massif de gabbro lité de la rivière du Mat (KORNPROBST, comm. orale, in CHEVALLIER, 1979).

La calcite remplissant des cavités secondaires et le quartz cristallisant en prismes centimétriques dans les fissures du massif de syénite quartzifère de la rivière du Bras Rouge ont été observés par BILLARD (1974) et NATIVEL (1978).

Mais la présence de zéolites dans les intrusions différenciées n'avait, à notre connaissance, jamais été reconnue. Pourtant, des cristaux de chabazite parfaitement formés et maclés, peuvent être trouvés sur les plans de fissuration de la syénite quartzifère de la rivière du Mat (en amont du massif de gabbro lité).

Les intrusions massives, contemporaines des séries d'océanites (gabbros) et de la série différenciée (syénites) ne sont donc pas exemptes de minéralisations hydrothermales. Toutefois, dans les intrusions récentes, les minéraux hydrothermaux n'ont pu cristalliser que dans quelques fissures et vacuoles. La texture microgrenue des syénites et leur état d'altération peu poussé, semblent les avoir préservées d'une colonisation amygdalaire de grande ampleur.

* Remarque : dans la majorité des intrusions filoniennes de la Réunion, on trouve des zones qui sont alternativement riches en vésicules ou, au contraire, très massives.

Ceci a été décrit dans d'autres contextes par BROUSSE (1965), à partir d'une étude approfondie d'un grand nombre de dykes. Les conditions de refroidissement seraient responsables de cette disposition en bandes.

** Box-work : trame quadrillée de minéraux cristallisant le long de plans de fracture à partir desquels la roche hôte a pu se dissoudre et laisser passage aux fluides hydrothermaux.



Photo n° 10

Sills totalement zéolitisés, injectés aux joints de séparation de coulées, elles-mêmes partiellement hydrothermalisées.

(rivière des Fleurs Jaunes, cirque de Salazie)



Photo n° 11

Dykes jointifs injectés à la faveur d'une fracturation importante à la base du Piton d'Enchain. Certains individus sont totalement altérés et présentent une zéolitisation directionnelle (parallèle aux épontes des dykes).

(base du Piton d'Enchain, rivière du Mat, cirque de Salazie)



Fig. 3 : EXTENSION DE LA ZEOLITISATION DANS L'ILE DE LA REUNION
d'après L. STIELTJES (1978)

Tous les affleurements zéolitisés ont été mentionnés sans tenir compte de leur appartenance à l'une ou à l'autre des séries précédemment décrites, ou de leur faciès caractéristique.

Les affleurements zéolitisés n'apparaissent que dans les échancrures les plus profondes du bâti volcanique : les trois cirques du Piton des Neiges, Grand Bassin, la Rivière des Remparts, le Cirque du Grand Pays, ...

B.2. - DISTRIBUTION REGIONALE

A la Réunion, la zéolitisation est l'expression essentielle des processus hydrothermaux. La figure 3 rend compte de son extension.

La carte au 1/50 000e en annexe illustre la répartition de notre échantillonnage (zéolites et autres espèces secondaires) dans les cirques du Piton des Neiges.

La nature des roches-hôtes (laves, intrusions, brèches, ...) aux dépens desquelles s'est fait le prélèvement, est reportée sous forme de symboles. La nature des espèces secondaires, déterminée à la suite des analyses est également précisée.

Le but essentiel de cette carte d'échantillonnage est de donner une représentation objective de la distribution des espèces secondaires dans le massif du Piton des Neiges. A cette échelle, l'interprétation de la distribution apparait très difficile.

Tout au plus, peut-on remarquer la prédilection qu'ont certaines zéolites à se cantonner dans certaines zones du massif du Piton des Neiges (laumontite uniquement présente dans la partie la plus interne du cirque de Cilaos, chabazite principalement rencontrée sur les bordures des cirques, ...).

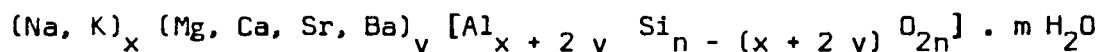
Une étude sectorielle et thématique (distribution verticale ou radiale des espèces dans le massif, zone à forte densité d'intrusions, effets d'une masse magmatique, ...) fera l'objet de la deuxième partie de ce rapport.

C - DESCRIPTION DES MINERALISATIONS SECONDAIRES - MINERALOGIE

C.1. - LES ZEOLITES

C.1.1. - Définition - Chimisme - Structure cristalline

Les zéolites sont des aluminosilicates hydratés possédant une charpente tétraédrique (Si, Al) O₄ caractéristique des tectosilicates. Leur formule générale est :



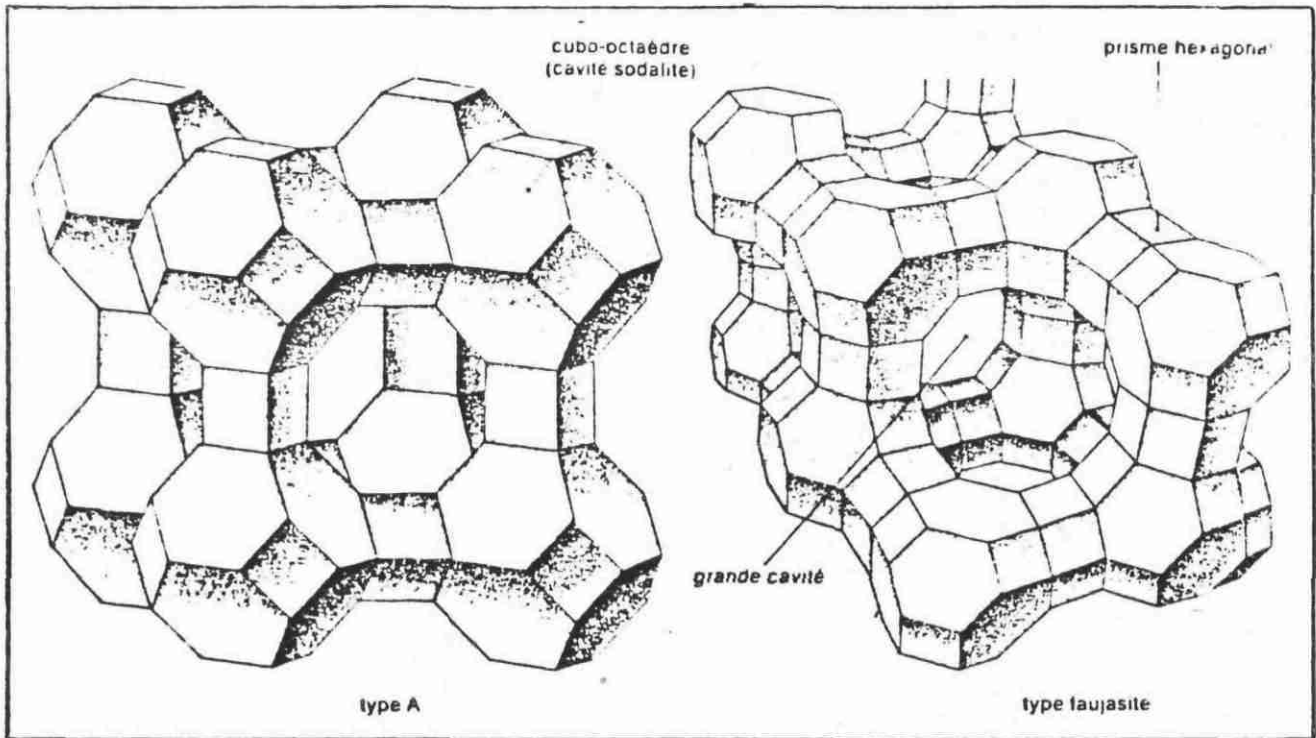


Fig. 4 : Sur ce schéma de la charpente aluminosilicate des zéolites, les atomes de silicium et d'aluminium des tétraèdres $(SiO_4)^{4-}$ et $(AlO_4)^{5-}$ occupent les sommets et les atomes d'oxygène sont au milieu des segments. La structure est basée sur un assemblage de cubooctaèdres dont les centres sont occupés par une cavité de 6,6 Å de diamètre, la cavité sodalite, qui est accessible par des ouvertures de 2,2 Å dans les faces hexagonales. Les cubooctaèdres sont reliés par des petites cavités cubiques ou en prisme hexagonal. Selon l'arrangement, on est en présence d'une zéolite de type A ou de type faujasite.

D'après D. BARTHOMEUF (1980).

L'assemblage des tétraèdres dans l'espace, forme des polyèdres qui délimitent un réseau de canaux, cages, cavités, dans lesquels se placent les cations (Ca^{++} , Na^+ , K^+) en des points où ils équilibrent les charges négatives portées par les tétraèdres $[\text{AlO}_4]5^-$ (fig. 4).

Des échanges réversibles entre cations ($\text{Ca}^{++} \leftrightarrow 2 (\text{Na}, \text{K})$) et des déshydratations ou hydratations continues, sont possibles sans rupture du réseau, en raison de la faiblesse des liaisons entre charpente tétraédrique et cations ou H_2O . Ceci confère aux zéolites des propriétés d'échange et d'absorption, utilisées depuis longtemps dans l'industrie.

Chauffées progressivement à des températures n'excédant pas 200°C , les zéolites se déshydratent partiellement, tout en perdant leur transparence et leur brillance. Replacées en atmosphère humide, elles peuvent retrouver leurs propriétés optiques primitives, ce qui indique que l'édifice cristallin n'est pas détruit et que l'eau peut entrer de nouveau dans les mailles du réseau. Fortement chauffées, elles semblent fondre et bouillir en même temps (phénomène d'intumescence) d'où leur nom de ZEOLITE (CRONSTEDT, 1756) du Grec Zein (bouillir) et lithos (pierre).

C.1.2. - Les zéolites présentes à la Réunion - Espèces nouvellement décrites

LACROIX (1912, 1936) a été le premier à s'intéresser à ces minéraux à la Réunion et à décrire six espèces :

La chabazite, l'analcime, la thomsonite, le mésolite, la phillipsite, le mésotype.

UPTON et WADSWORTH s'intéressent de nouveau à ces minéraux en 1969, puis NATIVEL (1972, 1974, 1978) et LAUX et NATIVEL (1975) établissent une liste plus complète des zéolites de la Réunion.

A la suite de ces travaux et de nos propres recherches, effectuées en tenant compte du positionnement structural et stratigraphique, 18 espèces de zéolites ont été répertoriées dans les vacuoles et fissures de l'ensemble des séries volcaniques de l'île ; il s'agit de :

1	thomsonite (A)	7	<u>gonnardite</u> (R)	13	<u>herschelite</u> (TR)
2	analcime (A)	8	<u>levyne</u> (R)	14	mésolite (R)
3	chabazite (A)	9	<u>erionite</u> (R)	15	mésotype (R)
4	phillipsite (A)	10	stilbite (R)	16	harmotome (R)
5	natrolite (C)	11	<u>garronite</u> (TR)	17	heulandite (R)
6	laumontite (R)	12	scolecite (TR)	18	clinoptilolite (R)

(A) = abondante - (C) = commune - (R) = rare - (TR) = très rare

Plusieurs remarques s'imposent à la suite de cette énumération :

+ Parmi cette liste, les 5 espèces soulignées (herschelite, levyne, érionite, gonnardite, garronite) sont propres à notre échantillonnage et n'ont jamais été décrites à la Réunion auparavant.

+ 4 espèces : la chabazite, la thomsonite, la phillipsite et l'alcime sont particulièrement abondantes à la Réunion, et sont présentes dans l'ensemble du massif du Piton des Neiges (du centre à la périphérie).

+ La natrolite est communément rencontrée, mais presque uniquement dans le cirque de Salazie (une exception dans le cirque de Cilaos).

+ Enfin, la plupart des espèces énumérées ne sont que rarement présentes dans les vacuoles et les diaclases affectant les roches réunionnaises. Mais lorsqu'elles existent, elles sont très souvent regroupées par secteurs, ce qui constitue la première approche de caractérisation d'un "faciès" zéolitique.

+ Certaines espèces décrites et analysées par NATIVEL (1978) n'ont pas été retrouvées : le mésolite, le mésotype, l'harmotome, la heulandite et le clinoptilolite.

C.1.3. - Description spécifique : formule chimique, système et habitus cristallin - Gîtes principaux

Seules, les zéolites présentes dans notre échantillonnage sont décrites ici. Les descriptions faites à partir d'observations à la loupe, ainsi que le choix des échantillons photographiés au MEB, ont été effectués avec F. PILLARD au laboratoire MGA du BRGM. L'ordre de présentation des différentes espèces correspond à leur abondance relative.

La thomsonite

$\text{NaCa}_2 [\text{Al}_3 \text{Si}_2 \text{O}_{10}] \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$, Orthorhombique.

La thomsonite se présente parfois en veinules, mais presque toujours en petites masses mamelonnées en remplissage total des vacuoles, ou en amas fibro-radiés (faciès poilu, lamellaire à baguettiforme).

Au microscope, elle peut être confondue avec la natrolite parce que l'essentiel de ses cristaux apparaît sous forme de touffes de fibres divergentes, allongées suivant l'axe principal.

Dans le massif du Piton des Neiges, la thomsonite est une des zéolites les plus fréquentes ; aussi couramment rencontrée dans les laves et brèches associées des séries d'océanites que dans les intrusions filoniennes.

La thomsonite peut être trouvée en association avec presque tous les minéraux secondaires existant dans les trois cirques : les assemblages biphasés, thomsonite-phillipsite, thomsonite-chabazite, thomsonite-analcime et l'assemblage triphasé thomsonite-analcime-phillipsite, sont toutefois les plus habituels.

La postériorité de la thomsonite par rapport à d'autres zéolites a été observée dans certaines géodes millimétriques, où des amas fibro-radiés divergents ou des plaquettes, cristallisent sur un tapissage de chabazite ou de phillipsite (photos I et M).

Inversement, d'autres remplissages géodiques montrent l'antériorité de la cristallisation de la thomsonite par rapport à celle de la chabazite.

La contemporanéité ou la postériorité de la cristallisation de la thomsonite avec ou par rapport à l'analcime (souvent mêlées dans les vacuoles ou en box-works), est aussi une figure d'observation fréquente.

La cristallisation de la thomsonite en plusieurs étapes a également pu être mise en évidence dans certains cas où une génération de petits cristaux surmontent des baguettes translucides plus massives, initialement formées ; ou bien par l'existence de zonages (reprise de la cristallisation à partir de venues hydrothermales de même chimisme ?) allant du transparent incolore au blanc translucide.

L'analcime

Na [AlSi₂O₇].H₂O, Cubique

L'analcime est un membre à part entière de la famille des zéolites, mais sa structure et ses paragenèses font qu'elle est souvent traitée avec les feldspathoïdes.

Dans le massif du Piton des Neiges, l'analcime est largement présente dans les trois cirques. Elle cristallise dans les fissures ou les vacuoles des océanites, en placages sur certains dykes doléritiques ou syénitiques.

Les cristaux d'analcime sont limpides quand ils sont petits (mm) à translucides presque laiteux lorsqu'ils sont centimétriques. Il s'agit généralement d'icositétraèdres ou de cube à angles tronqués (fig. 5 et photos D et O). Ces deux faciès cristallins rendent facile l'identification de l'analcime sur le terrain. En l'absence de ces formes nettes, l'analcime ne peut pas être reconnue sans avoir recours aux rayons X.

L'analcime remplit souvent les vides, à elle seule ; ou si elle est associée à d'autres phases minérales, c'est souvent le minéral primordial de colonisation des vacuoles comme en attestent les photos 12 et 13.

C'est toutefois l'association analcime-thomsonite qui est la plus courante, les deux minéraux pouvant cristalliser ensemble ou dans des vacuoles différentes de la même roche.

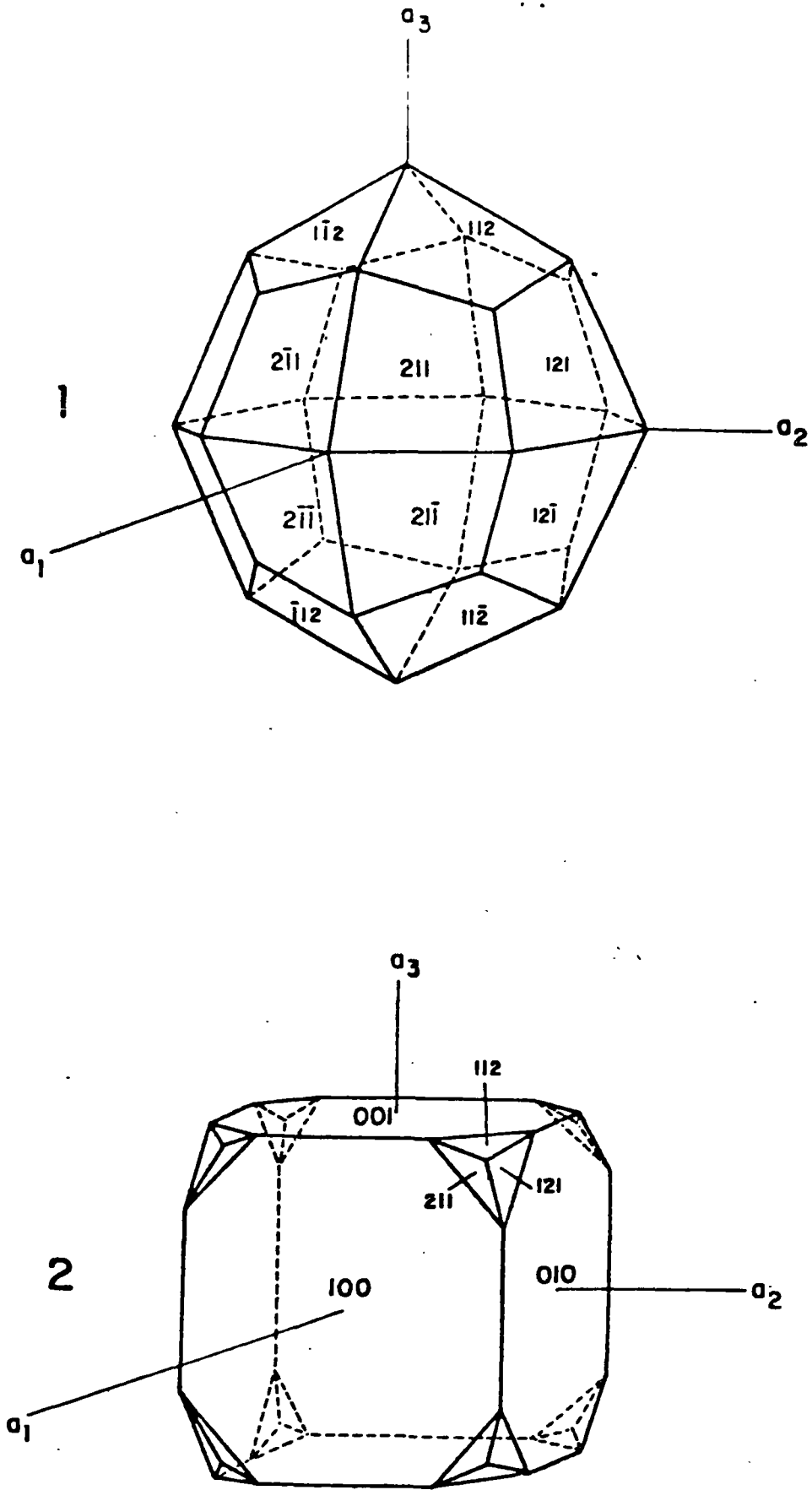


Fig. 5 : Cristaux d'analcime - Formes rencontrées à la Réunion d'après NATIVEL (1978)

1 - Icositètraèdre (forme limpide)

2 - Cube à angles tronqués par les faces du trioctaèdre quadratique (forme laiteuse)

Les minéraux qui cristallisent couramment sur l'analcime sont la natrolite (photos O et P) et la phillipsite. Inversement, un mélange calcite-analcime a pu cristalliser sur de la gonnardite.

Plusieurs analyses d'analcime ont été effectuées à la microsonde (laboratoire de micro-analyse, Orsay) à partir de prélèvements d'individus bien cristallisés, ou de remplissages compacts de vacuoles (tableau 1).

Les analyses proviennent d'échantillons prélevés en différents endroits dans les cirques et à partir de paragénèses variées (analcime + phillipsite, analcime + thomsonite, analcime + laumontite, ...).

La composition chimique globale des analcimes analysées demeure sensiblement constante. Les rapports Si/Al varient de 1,957 à 2,219 et sont symptomatiques d'analcimes à faible teneur en silice (ECHLE, 1975).

La composition chimique des analcimes de la Réunion semble davantage refléter l'héritage chimique de la roche hôte, basaltique, que celui de fluides minéralisateurs variés.

Toutefois, les analyses 15 et 16 (qui sont celles d'analcimes échantillonnées dans les formations thermométamorphisées par le massif de syénite quartzifère de la rivière du Bras Rouge, et où des fluides enrichis en silice ont probablement circulé - Troisième partie, chap. I p.163) même si elles ne montrent pas "d'anomalie" notable de leur rapport Si/Al, possèdent les plus fortes teneurs en silicium.

Pour ces mêmes analyses et parallèlement à la substitution isomorphe $Si^{4+} \rightleftharpoons Na^+Al^{3+}$ (UEDA et KOIZUMI, 1979), l'accroissement de la teneur en silicium en référence aux autres analyses, est reflétée par un rapport Si/Al + Na plus élevé (tableau 1).

La chabazite

Ca $[Al_2 Si_4 O_{12}] \cdot 6 H_2O$, Rhomboédrique

Autre zéolite abondante, la chabazite peut présenter un faciès amygdalaire de remplissage des géodes. Dans ce cas, le développement de cristallites pseudo-cubiques ou pseudo-quadratiques est possible (fig. 6), mais le plus souvent la chabazite constitue des amas translucides sans formes particulières.

Des placages de chabazite sont également fréquents dans les fissures des laves ou aux épontes des intrusions filoniennes. Dans cet autre cas de figure, la cristallisation se fait sans contrainte et la chabazite se présente sous forme de cristaux incolores, parfois blanc-laiteux. Le rhomboèdre parfait existe généralement seul mais il peut être accompagné de petites facettes. Les macles ne sont pas rares (fig. 6).

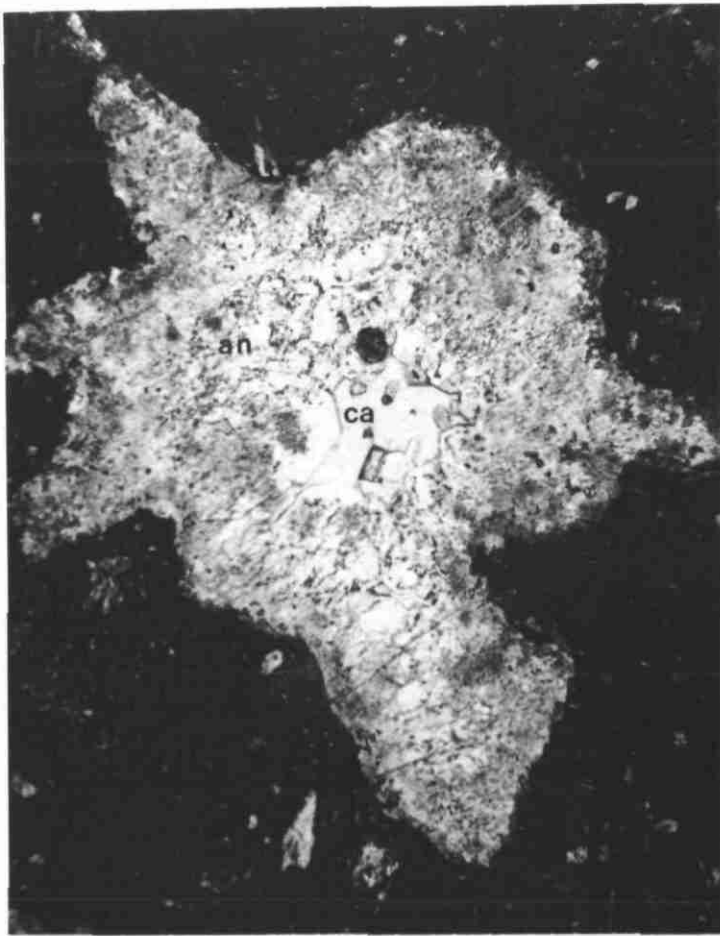


Photo n° 12 : (lumière naturelle x 30)

Remplissage de vacuole par de l'analcime (an) en première phase d'altération hydrothermale (analyse n° 15 du tableau 1) et par de la calcite (ca), plus tardive.

(Brèche zéolitisée, rivière du Bras Rouge, cirque de Cilaos).

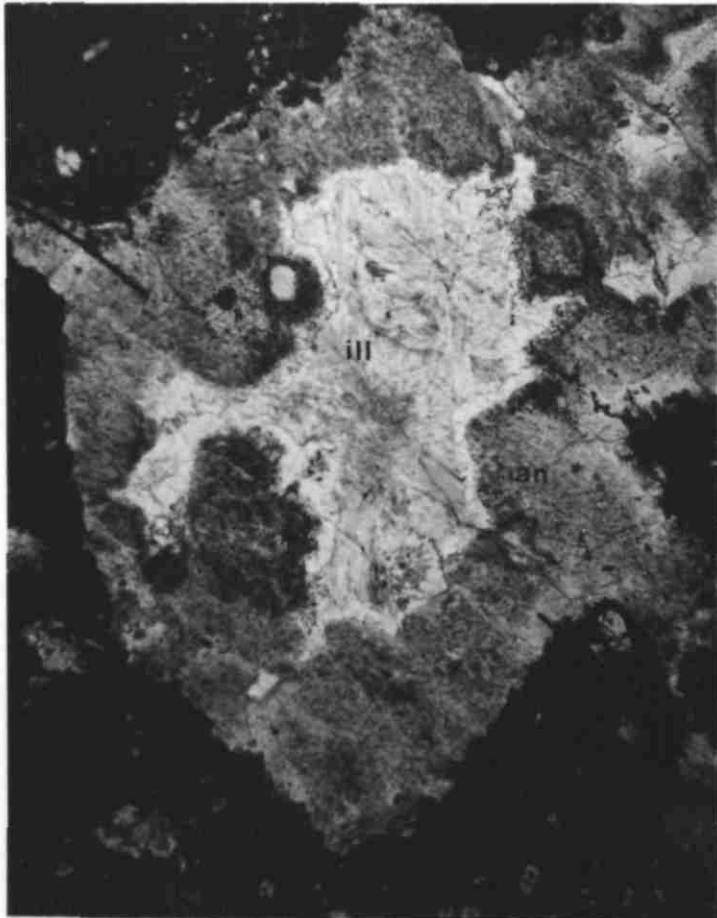


Photo n° 13 : (lumière naturelle x 30)

Analcime (an) en tapissage (analyse n° 16 du tableau 1) et illites (ill) au centre d'une vacuole.

(Brèche zéolitisée, rivière du Bras Rouge, cirque de Cilaos).

TABLEAU 1

ANALYSES CHIMIQUES DES ANALCIMES DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

Formules structurales calculées sur 6 oxydèmes anhydres

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
N° échant.	Z 11E	Z 116	Z 116	Z 196	Z 196	Z 185	Z 189	Z 182	Z 182	Z 182	Z 181	Z 181	Z 67	Z 67	Z 135	Z 135
SiO ₂	55,39	55,28	55,85	54,65	55,54	55,35	55,15	56,90	55,57	54,85	55,36	55,34	54,30	54,85	57,50	56,68
Al ₂ O ₃	23,11	22,19	22,42	22,28	22,19	23,02	22,80	21,79	23,30	22,84	23,02	22,61	23,58	23,70	22,12	22,34
Fe ₂ O ₃	0,00	0,13	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,12	0,00	0,00
Ce O	0,02	0,03	0,05	0,08	0,10	0,04	0,07	1,46	0,13	0,22	0,04	0,04	0,23	0,27	1,82	1,92
Na ₂ O	13,52	13,58	13,69	13,14	13,36	13,24	13,23	11,58	13,65	13,20	13,74	13,66	13,95	13,85	12,59	12,54
K ₂ O	0,05	0,07	0,05	1,08	0,09	0,05	0,09	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,10	0,05	0,02	0,04
TOTAL	92,19	91,26	92,13	91,23	91,32	91,70	91,34	91,63	92,66	90,90	92,22	91,65	92,29	92,86	94,05	93,52
Si	2,017	2,034	2,035	2,023	2,040	2,023	2,024	2,067	2,013	2,019	2,017	2,030	1,984	1,985	2,051	2,036
Al	0,990	0,961	0,961	0,970	0,958	0,989	0,984	0,931	0,993	0,988	0,986	0,974	1,014	1,012	0,928	0,944
Fe ³⁺	0,000	0,004	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,000	0,000
Ce	0,001	0,002	0,002	0,004	0,004	0,002	0,003	0,057	0,005	0,009	0,002	0,002	0,009	0,011	0,070	0,074
Na	0,960	0,964	0,966	0,941	0,950	0,937	0,940	0,814	0,957	0,941	0,969	0,968	0,986	0,975	0,870	0,872
k	0,002	0,004	0,002	0,051	0,004	0,002	0,004	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,005	0,002	0,001	0,002
$\frac{Si}{Al}$	2,037	2,117	2,118	2,085	2,128	2,045	2,046	2,219	2,027	2,042	2,044	2,080	1,957	1,965	2,209	2,158
$\frac{Si}{Al+Na}$	1,034	1,056	1,056	1,058	1,068	1,050	1,052	1,183	1,032	1,046	1,031	1,043	0,992	1,001	1,141	1,121

- 1 2 3 Cristaux individualisés dans un dyke de basalte à olivine.
Bras Ste Suzanne, cirque de Mafate.
- 4 5 Petits cristaux individualisés aux épontes d'un sill de basalte
aphyrique, Ravine Saule Pleureur, cirque de Salazie.
- 6 7 Petits cristaux individualisés dans un dyke de basalte à olivine.
Ravine Saule Pleureur, cirque de Salazie.
- 8 9 10 Petits cristaux individualisés dans une brèche zéolitisée.
Ravine Saule Pleureur, cirque de Salazie.
- 11 12 Petits cristaux dans un sill de basalte aphyrique.
Ravine Saule Pleureur, cirque de Salazie.
- 13 14 Remplissages de vacuoles dans une brèche zéolitisée.
Ravine Ferrière, cirque de Cilaos.
- 15 16 Remplissages de vacuoles dans une brèche zéolitisée.
Rivière du Bras Rouge, cirque de Cilaos.

La reconnaissance de la chabazite au microscope se fait facilement grâce à ses clivages visibles. La chabazite n'est pratiquement jamais rencontrée seule dans les vacuoles ou les fissures des roches. Elle peut être associée aux principales zéolites ou autres minéraux hydrothermaux (silicates de calcium hydratés, calcite, apophyllite, albite, ...) décrits à la Réunion. Toutefois, son association avec la phillipsite, la thomsonite et l'analcime en assemblage biphasé ou triphasé semble être le cas le plus fréquent.

Bien que la chabazite soit très souvent le minéral initial de la colonisation des vides, en tapissage, elle peut cristalliser sur d'autres zéolites (thomsonite par exemple) ou être intimement liée à certaines espèces (garronite et chabazite intimement cristallisées). La superposition de la cristallisation de chabazite mêlée à de la thomsonite, sur des cristaux purs de chabazite a également été notée.

La chabazite existe dans l'ensemble du massif du Piton des Neiges et dans le cirque de Grand Pays (massif de la Fournaise). Elle cristallise aussi bien dans les laves basaltiques que dans les laves différenciées (présence de placages de chabazite sur les plans de fissure du massif de syénite de la rivière du Mat, cirque de Salazie). Sa présence dans le massif des Neiges a surtout été décelée, comme pour la phillipsite, sur les bordures des cirques.

La phillipsite

$(1/2 \text{ Ca, Na, K})_3 [\text{Al}_3 \text{ Si}_5 \text{ O}_{16}].6 \text{ H}_2\text{O}$, Monoclinique

Cette zéolite est assez fréquente dans les géodes des océanites. Son aire de répartition est celle de l'ensemble du massif du Piton des Neiges, mais plus particulièrement de la partie externe des cirques.

La phillipsite présente différents faciès allant du remplissage vacuolaire compact sans formes cristallines, à une cristallisation plus aérée en baguettes aplaties fibro-radiées, opalescentes à translucides (photos A et B). Des cristaux maclés terminés par des faces composées de losanges associés sont également possibles (photo C). De manière générale, l'habitus favori de la phillipsite semble être le tapissage en encroûtements ou en cristallites, des vides subsphériques (vacuoles).

Les associations à phillipsite les plus couramment rencontrées sont phillipsite-chabazite, phillipsite-analcime (photo D), phillipsite-thomsonite et phillipsite-analcime-thomsonite.

En ce qui concerne l'ordre de cristallisation, dans les cas où il a été possible de l'établir, l'antériorité de la cristallisation de phillipsite a été souvent constatée :

- . cristaux de chabazite dans les cassures d'un tapissage de phillipsite
- . thomsonite en aiguilles sur de la phillipsite.

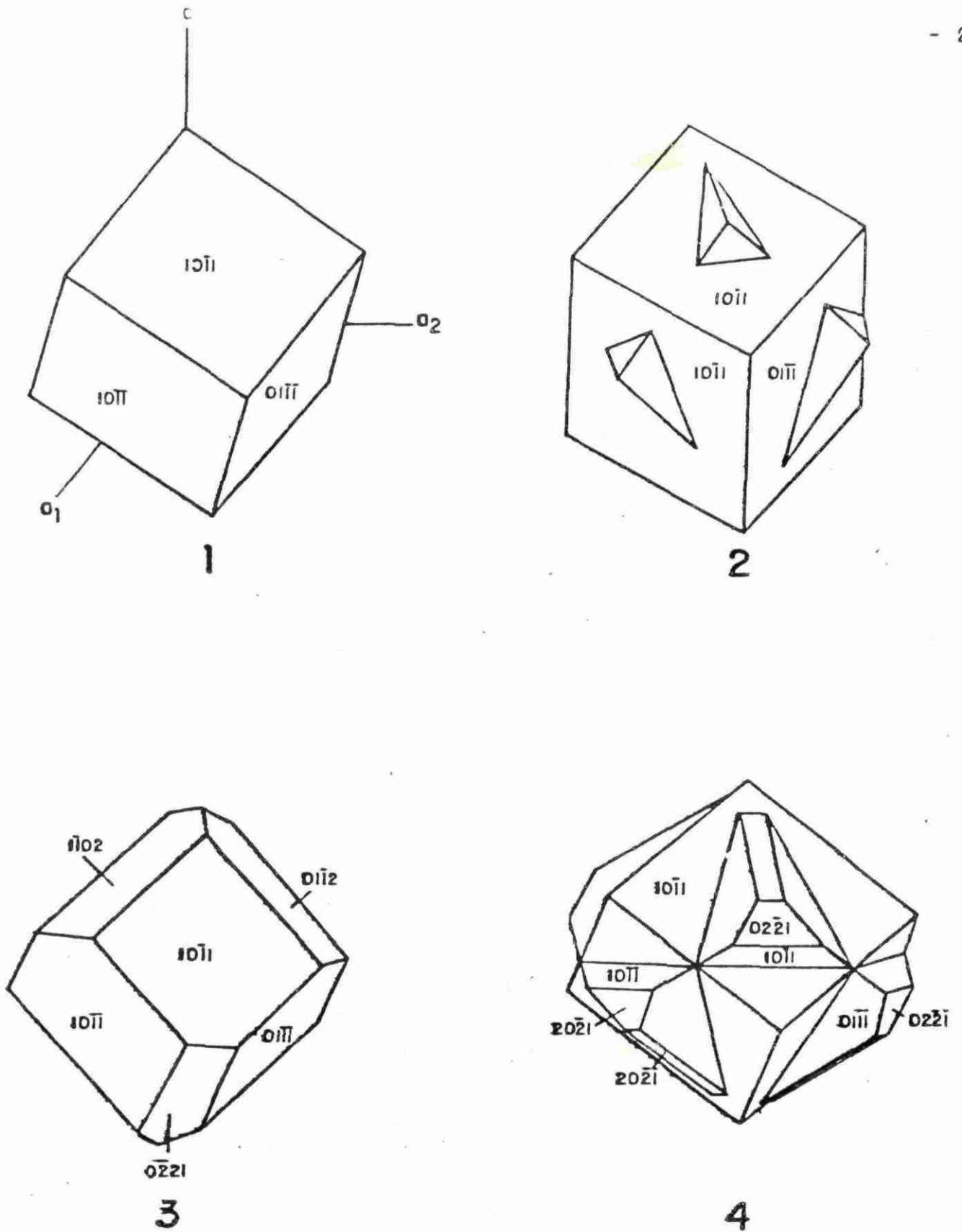


Fig. 6 : Cristaux de chabazite - Formes rencontrées à la Réunion
(d'après NATIVEL, 1978)

1 et 3 = formes communes

2 et 4 = formes maclées par pénétration

La natrolite

$\text{Na}_2 [\text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{10}] \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$, Orthorhombique

La natrolite présente un faciès baguettiforme ou en houppes d'aiguilles millimétriques. On la trouve presqu'exclusivement dans le cirque de Salazie, principalement dans les vacuoles des laves des océanites récentes ou anciennes. Ce minéral est également présent au coeur des intrusions filoniennes, à l'intérieur de dykes et de sills vacuolaires (rivière du Mat).

La natrolite intervient souvent en seconde ou enième génération dans le cursus de cristallisation des zéolites ; sa cristallisation sur des cristaux de thomsonite ou d'analcime a pu être constatée (photos K, L, O, P). Un mélange natrolite-levyne a également été observé sous la forme de croûtes d'un blanc laiteux dans une amygdale d'océanite ancienne (rivière du Mat).

La laumontite

$\text{Ca} [\text{Al}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12}] \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$, Monoclinique

La laumontite apparait en petits agrégats, en baguettes (photo H) ou en filonnets blancs nacrés. Dans le massif du Piton des Neiges, elle a été rencontrée uniquement dans le cirque de Cilaos, dans un petit secteur situé entre les localités de Cilaos et de l'Ilet à Cordes.

On la retrouve dans la matrice des brèches d'océanites anciennes qui forment les rives du secteur amont de la rivière du Bras Rouge ; ainsi qu'aux épontes de quelques-uns des innombrables dykes et sills de la route de l'Ilet à Corces (NATIVEL, 1974, 1978 ; LAUX et NATIVEL, 1975).

Sa présence est à rattacher aux effets secondaires de la mise en place des intrusions massives de syénite quartzifère dans ce secteur.

Des traces de laumontite associée à des cristallisations de thomsonite ont par ailleurs été repérées dans des brèches basaltiques appartenant au système de la Fournaise, dans le cirque de Grand Pays.

La gonnardite

$(\text{Ca}, \text{Na})_3 [(\text{Al}, \text{Si})_5 \text{O}_{10}]_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$, Orthorhombique

Sa reconnaissance est assez difficile. Son spectre en diffractogramme de raies X est assez semblable à celui de la thomsonite et son diagramme de poudre peut être confondu avec celui de la natrolite.

C'est certainement pourquoi cette espèce n'a jamais été identifiée auparavant à la Réunion. Elle est toutefois présente dans les trois cirques du massif des Neiges, dans les laves d'océanites anciennes ou récentes, aux épontes ou au coeur des dykes.

Son existence a aussi été révélée dans les séries basaltiques anciennes du Piton de la Fournaise, dans le cirque de Grand Pays.

La gonnardite s'exprime sous la forme de très fines aiguilles blanches ou transparentes (agglomérats fibro-radiés), ou bien en remplissage compact de vacuoles sans formes cristallines individualisées (photo E).

Citons encore deux observations :

- . des cristallites de thomsonite et de gonnardite étroitement imbriqués ont été observés dans une bulle d'océanite, apparemment en mélange de phase
- . épitaxie de baguettes de gonnardite sur cristaux de thomsonite dans d'autres vacuoles.

La levyne

Ca [Al₂ Si₄ O₁₂].6 H₂O, Rhomboédrique

La lévyne cristallise sous la forme de cristaux tabulaires (photo F) ou fibro-radiés, translucides, légèrement nacrés par endroits.

L'érionite

(Ca, Na, K) [Al₃ Si₉ O₂₄].9 H₂O, Hexagonal

L'érionite est habituellement fibro-lamellaire mais elle peut constituer, dans des vacuoles millimétriques, des quadrillages blancs opaques faisant penser à des "box-works".

Ces deux zéolites, assez rares dans le monde et à la Réunion, sont décrites ensemble en raison de leur association dans les basaltes de la Réunion :

D'après nos observations, la levyne semble postérieure à l'érionite (photo N) (un mélange levyne-natrolite a également été observé).

Un mélange levyne-érionite en deux phases étroitement mêlées a été décrit par SELSIS et al (1980) à Tubuaï dans une coulée basaltique vacuolaire. PASSAGLIA et al (1974) citent l'exemple d'une association épitaxique levyne-érionite (érionite sur levyne) dans une andésite de Sardaigne.

En reliant ces observations à celles faites à la Réunion, il apparaît que l'intercroissance de levyne et d'érionite est donc un cas de figure assez courant.

Dans les trois cirques, la levyne et l'érionite sont cantonnées dans les océanites anciennes et les dykes les traversant (rivière Sainte Suzanne, Mafate ; rivière du Bras Rouge, Cilaos ; rivières des Fleurs Jaunes et du Mat, Salazie).

La stilbite

Ca [Al₂ Si₇ O₁₈].7 H₂O, Monoclinique

Minéral rare à la Réunion, la stilbite a été trouvée dans les océanites récentes des rivières du Mat et des Fleurs Jaunes, en petits mamelons transparents de 1 à 3 mm de haut avec des aspérités passant au blanc laiteux.

Dans le cirque de Cilaos, des cristaux de stilbite ont été échantillonnés dans les brèches d'effondrement dans lesquelles a été tracé l'ancien sentier qui mène de Cilaos à l'Ilet à Cordes. Ces cristaux se présentent sous forme de prismes aplatis translucides ou blancs, à éclat nacré, avec des reflets vitreux.

La garronite

Na Ca_{2,5} [Al₃ Si₅ O₁₆]₂.13,5 H₂O, Quadratique

Cette espèce, très rare, a été découverte pour la première fois par WALKER en 1950, dans les basaltes tertiaires d'Antrim, en Irlande du Nord. Depuis, elle a été décrite dans d'autres localités d'Islande (WALKER, 1962), d'U.R.S.S. (FEOKTISTOV et al, 1969), du Massif Central Français (PONGILUPPI, 1976).

En fait, la garronite s'avère très proche de la phillipsite et de la gismondine (fig. 7). Elle diffère chimiquement de la phillipsite de par sa très faible teneur en potassium, et de la gismondine de par sa plus faible teneur en aluminium, calcium et eau.

Sa maille cristalline est quadratique (BARRER et al, 1959, TAYLOR et ROY, 1964).

A la Réunion, la garronite a toujours été rencontrée intimement liée à la chabarite et à des plagioclases secondaires en un ciment blanc opalescent, parfois légèrement bleuté, ou en inclusions sphérolitiques lisses.

Deux exemplaires de garronite, seulement, ont été mis en évidence ; l'un au joint de certains grains d'un nodule d'olivine dans une océanite ancienne de la rivière Ste Suzanne : l'autre dans une cavité d'océanite récente près du village des Calumets, dans le cirque de Cilaos.

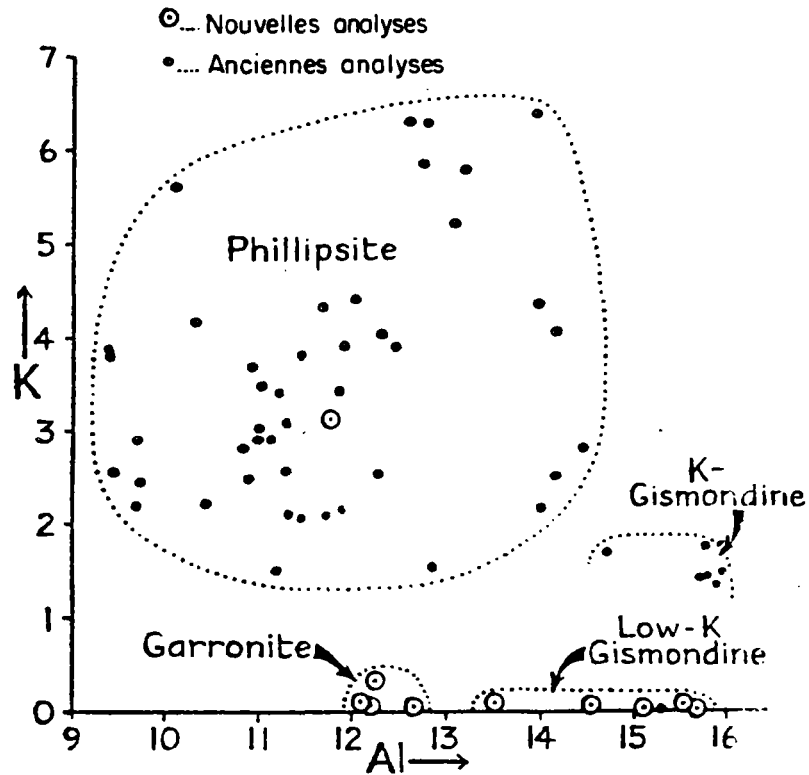


Fig. 7 : Comparaison des compositions chimiques de la garronite, de la phillipsite, de la gismondine et de la gismondine pauvre en potassium (d'après WALKER, 1962)

La scolécite

Ca $[Al_2 Si_3 O_{10}] \cdot 3 H_2O$, Monoclinique

Un seul exemplaire a été décelé dans notre échantillonnage : dans une lave d'océanite ancienne de la rivière du Mat, en association avec la natrolite, l'analcime et la calcite.

La scolécite cristallise sous la forme de cristaux aciculaires blanc-laiteux groupés en masses divergentes.

L'herschelite

Zéolite très rare, l'herschelite a été décrite pour la première fois par LEVY (1825) et plus récemment par KARUP- MØLLER (1976) à Ilimaussaq, au Groenland. Elle a été longtemps considérée comme une variété sodique de chabazite. SAHA et SMITH (1958) ont assimilé l'herschelite à une chabazite maclée. Les travaux de MASON (1962) ont confirmé que les deux minéraux sont iso-structuraux ; mais ont montré d'autre part qu'il existe une lacune de miscibilité dans la série.

L'existence de cette zéolite à la Réunion ne présente de toute façon qu'un intérêt limité et fait surtout figure de curiosité minéralogique. Seules, quelques vacuoles millimétriques d'une lave d'océanite ancienne dans la rivière Sainte Suzanne, ont révélé un remplissage d'herschelite en agrégats de forme irrégulière.

C.1.4. - Classification

Seules les espèces rencontrées à la Réunion seront considérées. Deux types de classification peuvent être adoptés suivant que l'on choisisse comme critère de classification la structure cristalline et la morphologie ou bien la composition chimique des espèces :

a) *Classification en fonction de la structure cristalline et de la morphologie.*
Trois groupes ont pu être distingués :

Les zéolites fibreuses :

Groupe de la natrolite, comprenant natrolite, thomsonite, gonnardite, scolécite. Dans ce groupe, les liaisons entre tétraèdres sont plus nombreuses dans une direction cristallographique que dans les autres, et le minéral a une morphologie fibreuse (MEIER, 1960 ; ALBERTI et GOTTARDI, 1975).

Les zéolites lamellaires :

Un seul représentant dans notre échantillonnage : la stilbite. Les liaisons entre les tétraèdres sont plus nombreuses dans deux des trois directions cristallographiques (c'est-à-dire dans un plan).

Les zéolites isométriques :

Les liaisons sont similaires dans toutes les directions.

- zéolites orthorhombiques : la laumontite
- zéolites monocliniques : la phillipsite
- zéolites quadratiques : la garronite
- zéolites rhomboédriques : la chabazite, l'herschelite, la levyne
- zéolites hexagonales : l'érionite
- zéolites cubiques : l'analcime

b) *Classification en fonction de la composition chimique :*

C'est la forme de classification la plus intéressante car elle est représentative de l'héritage chimique issu de la roche hôte ou de la composition des fluides hydrothermaux qui ont induit la cristallisation des zéolites. Les cations (autres que Si et Al) les plus abondants dans les zéolites sont Na^+ , K^+ , Ca^{2+} .

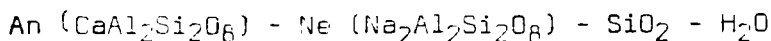
De nombreuses représentations de la composition chimique à partir de diagrammes triangulaires ont été proposées.

Les deux diagrammes ternaires de GOTTARDI (1979) (fig. 8) mettent bien en évidence les champs chimiques d'existence des espèces. Les compositions des zéolites sont représentées avec un minimum de recouvrement pour les différentes espèces. Seul le centre du triangle présente l'inconvénient d'être recouvert par des espèces qui se superposent (chabazite et phillipsite). De plus, ce diagramme ternaire associé à celui de COOMBS et al (1959) (fig. 9) permet la visualisation de la quantité de silice présente dans les principales espèces réunionnaises.

- les espèces riches en silice vers le pôle Si_4O_8 : la laumontite
- les espèces intermédiaires : l'érionite, la stilbite
- les espèces pauvres en silice : elles constituent la majorité des zéolites qui cristallisent dans l'environnement basaltique sous saturé en silice, de l'île de la Réunion : la chabazite, la phillipsite, la gonnardite, la levyne, la thomsonite, la scolécite, l'analcime.

Il peut être également commode de subdiviser les zéolites en deux grands groupes : celui des zéolites calciques et celui des zéolites sodiques.

MIYASHIRO et SHIDO (1970) ont schématisé la composition chimique des zéolites et l'ont ramené à quatre pôles :



De cette manière, ils ont pu distinguer les zéolites calciques, composées des pôles purs An-SiO₂-H₂O et les zéolites sodiques composées des pôles purs Ne-SiO₂-H₂O.

La figure 10 est illustrée par deux diagrammes ternaires représentant respectivement les relations de composition des zéolites calciques et celles des zéolites sodiques.

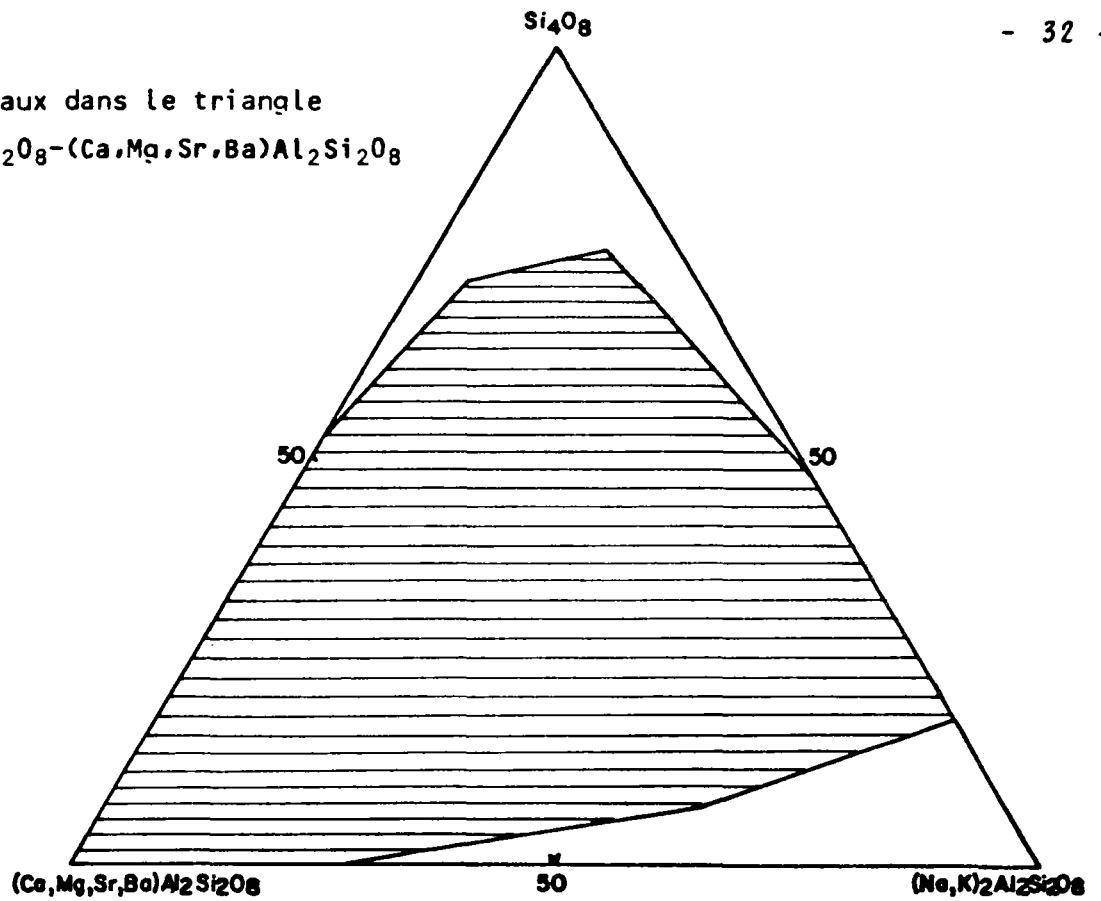
A la Réunion, les deux groupes existent et coexistent.

Le tableau 2 récapitule l'ensemble des caractéristiques des zéolites de notre échantillonnage.

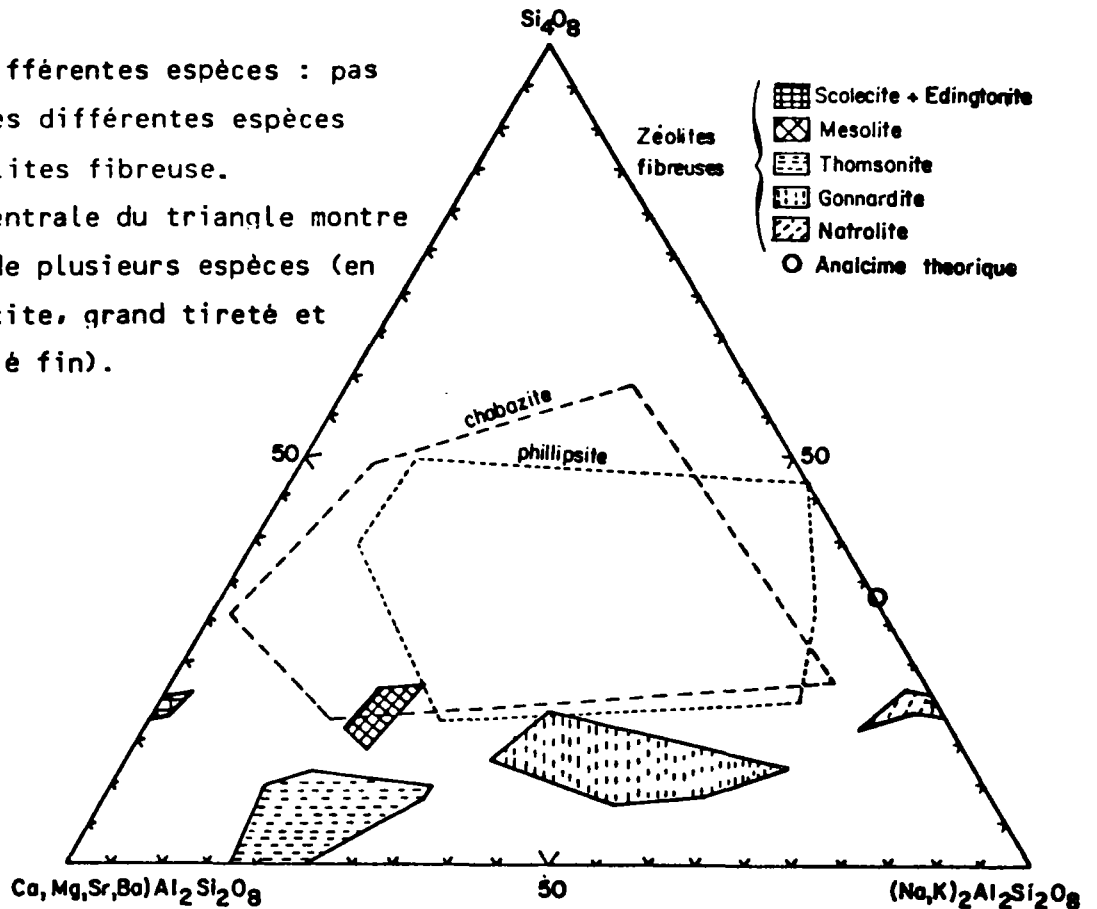
C.2. - LES AUTRES MINERAUX GEODIQUES

Bien que les zéolites constituent de loin l'essentiel de la minéralogie hydrothermale, d'autres espèces peuvent être trouvées, seules ou en association avec les zéolites :

a) ensemble des minéraux dans le triangle
 $Si_4O_8 - (Na, K)_2Al_2Si_2O_8 - (Ca, Mg, Sr, Ba)Al_2Si_2O_8$



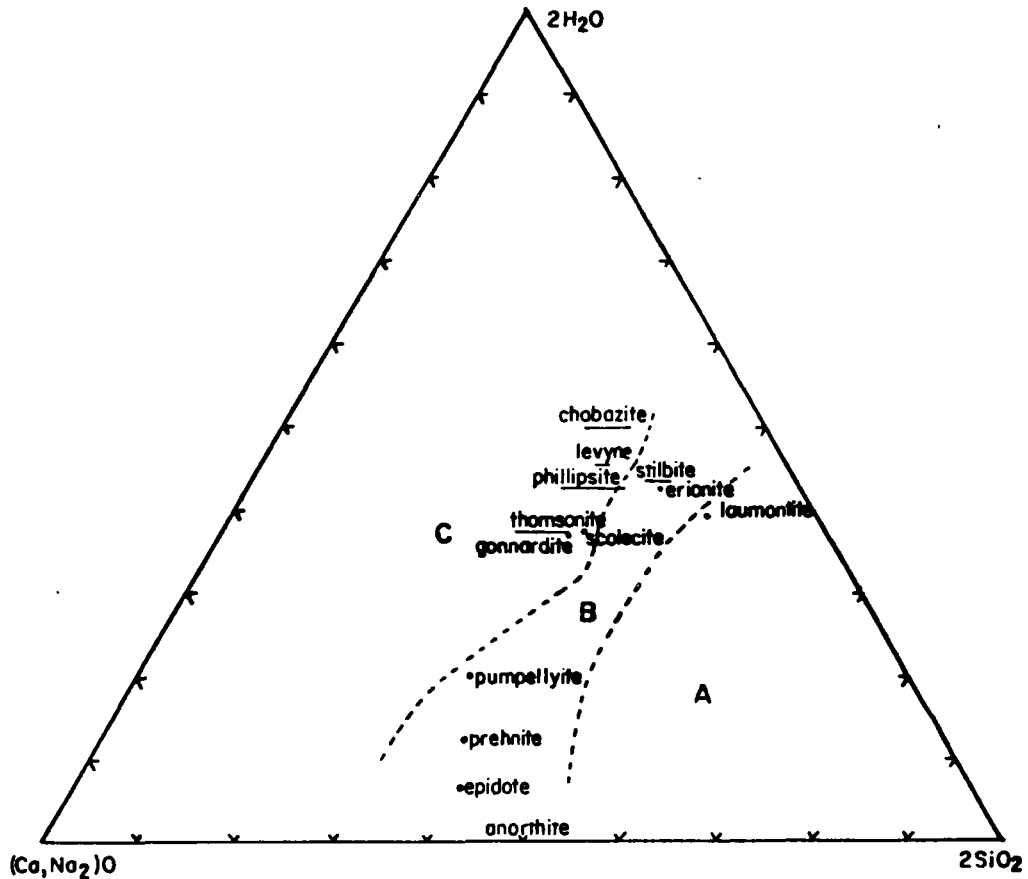
b) distinction des différentes espèces : pas de recouvrement des différentes espèces du groupe des zéolites fibreuse. Seule la partie centrale du triangle montre le chevauchement de plusieurs espèces (en particulier Chabazite, grand tireté et Phillipsite, tireté fin).



REPRESENTATION CHIMIQUE EN POURCENTAGE CATIONIQUE DES ZEOLITES

d'après GOTTARDI, 1979

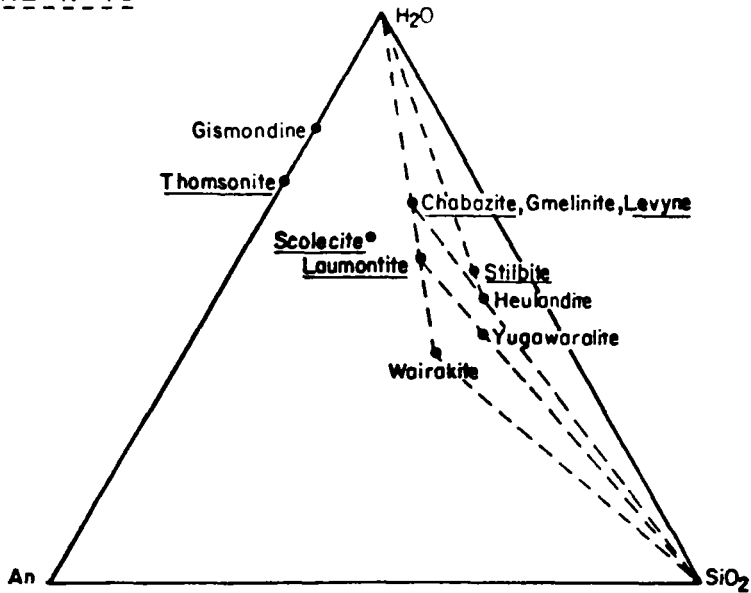
FIGURE N°9



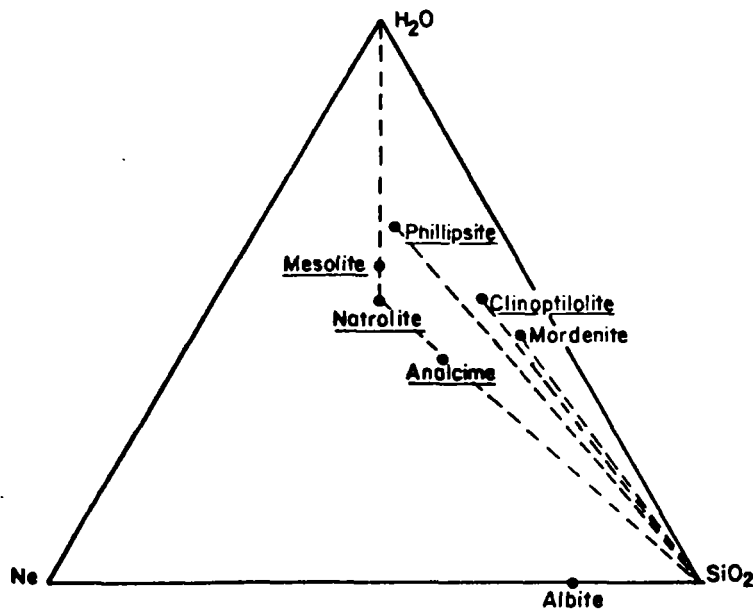
Composition en proportions molaires des zéolites riches en Calcium et d'autres Silicates aluminocalciques. Pour les zéolites et l'anorthite, $(Ca, Na_2)O$ est numériquement égal à Al_2O_3 . (d'après COOMBS et al, 1959). Seules les espèces présentes à la Réunion ont été conservées dans le diagramme initial pour une commodité de lecture plus grande.

- A - Champ d'existence des espèces favorisées par un environnement sursaturé en silice (la laumontite est souvent associée à du quartz)
- B - Champ d'existence des espèces rencontrées communément avec du quartz (l'erionite peut coexister avec de l'opale)
- C - Champ des phases favorisées par un environnement déficitaire en silice

FIGURE N° 10



a) relations de composition des zéolites calciques. An = Ca Al₂Si₂O₈



b) relations de composition des zéolites sodiques. Ne = Na₂Al₂Si₂O₈

les espèces présentes à la Réunion sont soulignées.

REPRESENTATION TERNAIRE EN PROPORTIONS MOLECULAIRES DES ZEOLITES CALCIQUES (a)
ET DES ZEOLITES SODIQUES (b)

d'après MIYASHIRO et SHIDO (1970)

TABLEAU SYNTHÉTIQUE DES ZÉOLITES DE L'ÎLE DE LA RÉUNION

Élaboration par BERNARD BOLLARD - RAYMOND ROBERT - STÉPHANIE

Espèce	Fréquence	Formule chimique Système cristallin	Habitus cristallin	Gîtes	Associations et ordre de cristallisation	Classification	Remarques
thomsonite	Abondante	$\text{NaCo}_2 [\text{Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_{10}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ orthorhombique	faciès fibro- radié lamellaire à baguetiforme	- vacuoles	- en association avec la majorité des autres zéolites. - ordre de cris- tallisation variable.	zéolite fibreuse zéolite calcique	minéral ubiéolite à la Réunion
analcime	Abondante	$\text{Na} [\text{Al} \text{Si}_2 \text{O}_6] \text{H}_2\text{O}$ cubique	icositédraedres cubes à angles truncués	- fissures - vacuoles - placages	- association analcime-thom- sonite très fréquente - cristallisation souvent anté- rieure à celles de la phillip- site et de la natrolite.	zéolite isométrique zéolite sodique	" "
chabazite	Abondante	$\text{Ca} [\text{Al}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ rhomboédrique	cristallites pseudo cubiques ou pseudo quadratiques	- géodes - fissures - placages	- associée à la plupart des autres espèces - souvent minéral initial de remplissage.	zéolite isométrique zéolite calcique	- rencontrée en placages sur des syénites - cantonnée essentiellement aux bordures des cirques.
phillipsite	Abondante	$(\frac{1}{2}\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_3 [\text{Al}_3 \text{Si}_5 \text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ monoclinique	baguettes fibro radiées cristaux maclés à faces losangiques	- vacuoles	- souvent associée à la chabazite - minéral souvent initial.	zéolite isométrique zéolite sodique et potassique	- fréquente dans la partie externe des cirques.
natrolite	Commune	$\text{Na}_2 [\text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ orthorhombique	baguettes houppes d'aiguilles	- vacuoles	- cristallise souvent en se- conde ou enième génération.	zéolite fibreuse zéolite sodique	
laumontite	rare	$\text{Ca} [\text{Al}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ monoclinique	baguettes	- filonnets - épontes des intrusions filoniennes	- association laumontite- thomsonite caractéristi- ques d'un faciès minéralogique	zéolite isométrique zéolite calcique	- uniquement concentrée dans le sec- teur amont de la riv. du Bras Rouge et dans le cirque de Grand-Pays.
gonnardite	rare	$(\text{Ca}, \text{Na})_3 [(\text{Al}, \text{Si})_5 \text{O}_{10}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ orthorhombique	aiguilles baguettes	- vacuoles - épontes des intrusions filoniennes	- association fréquente gon- nardite et thom- sonite.	zéolite fibreuse zéolite calco-sodique	
levyne	rare	$\text{Ca} [\text{Al}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ rhomboédrique	cristaux tabu- laires ou fibro radiés	- vacuoles	- associée étroite- ment à l'erionite.	zéolite isométrique zéolite calcique	- levyne et erionite trouvées uni- quement dans les océanites anciennes.
erionite	rare	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_2 [\text{Al}_3 \text{Si}_9 \text{O}_{24}] \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ hexagonal	cristaux fibro lamellaires	- vacuoles	- associée étroite- ment à la levyne.	zéolite isométrique calco-sodique et potassique	
garronite	très rare	$\text{NaCa}_{2,5} [\text{Al}_3 \text{Si}_5 \text{O}_{16}]_2 \cdot 13,5\text{H}_2\text{O}$ quadratique	pas de cristal- lites indivi- dualisés	- vacuoles	- intimement liée à chabazite et plagioclases	zéolite isométrique zéolite calco sodique	
stilbite	rare	$\text{Ca} [\text{Al}_2 \text{Si}_7 \text{O}_{18}] \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ monoclinique	mamelons millimétriques prismes aplatis	- vacuoles - filonnets		zéolite isométrique zéolite calcique	
scolecite	très rare	$\text{Ca} [\text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{10}] \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ monoclinique	cristaux éciculaire	- vacuoles		zéolite isométrique zéolite calcique	
berschelite	très rare	- rhomboédrique	agrégats de forme irrégulière	- vacuoles		zéolite isométrique	

Les carbonates

. Calcite - aragonite - CaCO_3

Ces deux polymorphes sont ubiquistes dans les roches de la Réunion, mais la calcite est la plus répandue.

De grands cristaux d'aragonite translucide existent souvent dans les fentes des roches ou bien aux épontes des dykes, principalement dans les terrains d'océanites récentes.

La calcite se rencontre sous forme de :

- filonnets centimétriques dans les laves zéolitisées
- concrétions massives autour des sources thermominérales. Elle y est parfois associée à de la silice
- cristaux millimétriques à centimétriques dans les cavités géodiques de dykes trachytiques
- "fleurs" sur des sills trachytiques (photo 17)
- et surtout, en association ou en mélange de phases avec des zéolites aussi bien calciques (chabazite, thomsonite) que sodiques (phillipsite, natrolite, analcime).

La calcite est, soit contemporaine des zéolites, soit plus tardive (encroûtement de calcite sur thomsonite et analcime). D'une manière générale, il est probable que sa cristallisation intervienne lors des dernières venues hydrothermales de basse température qui affectent un secteur pendant un laps de temps donné. Ceci est corroboré par quelques observations, en particulier dans la rivière du Bras Rouge où la calcite constitue la seule minéralisation actuelle secondaire colmatant les fissures et les joints des roches (photo 8), ou se déposant aux griffons des sources thermominérales de ce secteur. Concernant ce dernier exemple, LOPQUHINE (in STIELTJES et LOPQUHINE, 1978) fait remarquer que toutes ces sources ont comme caractère dominant un faciès bicarbonate calcique ou sodique.

. La sidérite - FeCO_3

La présence de ce minéral transparent beige-jaunâtre en microscopiques rhomboédres a été décelée une seule fois dans une géode d'océanite de la rivière des Galets. D'autres géodes remplies de calcite coexistent dans la même roche.

. La dolomite - $\text{Ca Mg} (\text{CO}_3)_2$

Des cristaux blanc-bleuâtres, en masses arrondies, remplissent entièrement les vacuoles d'une lave d'océanite récente de la rivière du Mat.

Les silicates de calcium hydratés

- . reyerite $Ca_2 (Si_4O_{10}) \cdot H_2O$
- . gyrolite $Ca_2 (Si_4O_{10}) \cdot 4 H_2O$
- . tobermorite $Ca_5H_2 (Si_3O_9)_2 \cdot 4 H_2O$
- . xonotlite $Ca_6 (Si_6O_{17}) \cdot (OH)_2$

La réyérite est à la Réunion l'espèce la plus répandue des silicates de calcium hydratés, en association avec la calcite, l'érieronite, la thomsonite. Elle est bien localisée dans un cercle d'un kilomètre de rayon centré sur le confluent de la ravine Roche à Jacquot et de la rivière Fleurs Jaunes. Son faciès cristallin, micacé, est illustré par des paillettes accolées et brillantes.

La gyrolite se présente en boules blanc-laiteux, à texture fibro-radiée ou en amas tabulaires millimétriques. Ce minéral appartient à la série réyérite-zéophyllite (STRUNZ, 1978). Il a été signalé à Espalion (Aveyron) dans une paragénèse à zéolite assez semblable à celles auxquelles il appartient à la Réunion (chabazite, phillipsite, gonnardite, natrolite, ...) par PIERROT et al (1977) et par PILLARD et al (1980). C'est un minéral très peu répandu à la Réunion.

La tobermorite, fibro-radiée (photo G), de couleur blanc-laiteux, accompagne l'analcime et la thomsonite dans les océanites anciennes ou les dykes doléritiques qui les recoupent. La calcite est également un minéral courant des paragénèses à tobermorite. La tobermorite est assez bien représentée dans les trois cirques.

Ces trois principaux silicates de calcium hydratés déterminés dans le massif du Piton des Neiges (tobermorite, gyrolite, réyérite) semblent être très souvent les derniers témoins, avec la calcite, d'une activité hydrothermale. Leur situation sur d'autres minéraux secondaires, leur présence dans des fractures fraîches, ou leur mélange avec la calcite appuient cette hypothèse.

Les études de SWEET et al (1961) dans l'île de Skye confirment d'autre part la préexistence des zéolites par rapport à la tobermorite et à la gyrolite.

Le xonotlite a été rencontré une seule fois, dans le forage de gradient géothermique de Roche Plate (cirque de Salazie). Son faciès est celui d'un treillis de fibres entrecroisées, blanches, opaques, parfois assez brillantes. Son association avec le pectolite est coutumière (KARUP-MØLLER, 1969) et est confirmée à la Réunion.

Les silicates en feuillets

- . apophyllite $K F Ca_4 [Si_8 O_{20}] \cdot 8 H_2O$
- . prehnite $Ca_2 Al [Al Si_3 O_{10}] \cdot (OH)_2$

L'apophyllite, minéral rare, dont les gîtes à la Réunion sont principalement situés dans le secteur aval de la rivière du Bras Rouge, présente des cristaux millimétriques en baguettes, ou pseudo-cubiques blancs transparents avec des faces très brillantes.

L'apophyllite colmate les fissures et les vacuoles des dykes et des laves d'océanites anciennes.

Des encroûtements indissociables d'apophyllite-chabazite-calcite et apophyllite-phillipsite avec passage possible d'une association à l'autre, ont été observés.

La prehnite est un minéral essentiel pour notre étude : couplé à l'albite, il constitue un repère des zones à paléoisothermes élevés.

C'est d'ailleurs dans le secteur amont de la rivière du Bras Rouge à proximité immédiate des intrusions massives de syénite quartzifère (sources de chaleur), qu'il a été le plus couramment rencontré macroscopiquement en placages sans formes cristallines bien définies.

L'association préhnite-pumpellyite mise en évidence microscopiquement dans des dykes doléritiques de la rivière Fleurs Jaunes caractérise par ailleurs un faciès métamorphique HP-HT.

Les minéraux argileux

Leur détermination aux rayons X a révélé l'existence de montmorillonite et de griffithite (montmorillonite riche en fer) appartenant au groupe des smectites. A la Réunion, ces deux minéraux résultent de l'altération probablement météorique des minéraux primaires ou secondaires des roches basiques.

Les illites (sensu lato, appelées également hydromicas) ont été détectées à la suite d'observations à la microsonde (laboratoire de micro-analyse, Orsay) dans des brèches d'océanites anciennes de la rivière du Bras Rouge (cirque de Cilaos). Leur présence en remplissage de vacuoles, en association avec de l'analcime est illustrée par la photo 13. Dans ce dernier cas, l'origine hydrothermale des illites ne semble pas douteuse. Quatre analyses d'illites sont présentées dans le tableau 3.

TABLEAU 3

	1	2	3	4
SiO ₂	49,88	48,98	48,39	50,24
TiO ₂	0,01	0,03	0,04	0,00
Al ₂ O ₃	33,53	31,28	32,35	33,11
FeO	1,06	1,27	1,12	0,81
MnO	0,00	0,00	0,00	0,13
MgO	1,34	1,62	1,21	1,30
CaO	0,32	0,36	0,27	0,20
Na ₂ O	0,12	0,05	0,11	0,08
K ₂ O	10,13	10,31	10,37	10,11
TOTAL	96,39	93,91	93,85	95,98
Si	7,093	7,180	7,095	7,160
Ti	0,001	0,003	0,004	0,000
Al ²⁺	5,609	5,395	5,581	5,552
Fe ²⁺	0,125	0,155	0,136	0,096
Mn	0,000	0,000	0,000	0,015
Mg	0,287	0,357	0,266	0,279
Ca	0,049	0,057	0,042	0,030
Na	0,034	0,015	0,031	0,023
K	1,839	1,929	1,940	1,839

Analyses chimiques d'illites (sensu lato)
du cirque de Cilaos

formules structurales calculées sur la base de 24 oxygènes
1, 2, 3, 4 remplissages de vacuoles dans des brèches
d'océanites anciennes, Rivière du Bras Rouge (Z 135)

Le gypse $Ca(SO_4) \cdot 2 H_2O$

Dans le massif des Neiges, des baguettes et feuillets de ce minéral ont été trouvés dans la rivière du Mat à la base du Piton d'Enchain en enduits jaunes et blanchâtres sur des laves différenciées (benmoréites). Ce minéral est apparemment de formation très actuelle et doit résulter de l'action de fluides sulfureux sur des minéraux calciques (CONLEY et BUNDY, 1958).

Par ailleurs, le gypse a été décrit par LACROIX (1936) et NATIVEL (1978) à l'orifice des bouches fumerolliennes, à la suite d'éruptions du Piton de la Fournaise.

La pyrite $Fe S_2$

Minéral ubiquiste dans les trois cirques, en mouchetures diffuses sur les plans de fracture des laves ou aux épontes des filons intrusifs, la pyrite peut également cristalliser dans les vacuoles. Il est probable que la cristallisation de pyrite provienne de la combinaison d' H_2S en phase gazeuse dans les fluides thermaux, avec des cations ferreux "arrachés" à l'encaissant.

Les serpentines

Minéraux appartenant à un monde complexe, les serpentines n'ont pas été étudiées en détail. Elles apparaissent dans toutes les zones du massif, particulièrement en altération des formations basaltiques mylonitisées où elles cristallisent dans tous les joint de fracture (rivière du Mat, rivière du Bras Rouge, ...).

Le quartz

Des minéralisations secondaires de silice pure, sous forme de cristaux centimétriques de quartz bien formés, ont été observées dans le secteur amont de la rivière du Bras Rouge, et particulièrement dans les micro-fractures des intrusions de syénite quartzifère.

La présence de ce minéral a aussi été détectée dans des brèches d'océanites récentes dans la falaise surplombant le village du Belier (cirque de Salazie).

L'épidote $Ca_2 (Fe, Al) Al_2 [O OH SiO_4 Si_2O_7]$

Elle a été décelée macroscopiquement par NATIVEL (1978) dans la partie haute de la rivière du Bras Rouge, au niveau de la route de l'Ilet à Cordes. Elle se présente sous la forme de cristaux aciculaires dans des brèches volcaniques. Les associations triphasées caractéristiques de cette zone sont :

- albite - épidote - laumontite
- albite - épidote - analcime.

L'association albite-épidote est symptomatique de l'apparition du faciès métamorphique des schistes verts.

La pumpellyite $Ca_2 Mg Al_2 (SiO_4)(Si_2O_7)(OH)_2 \cdot H_2O$

Cet aluminosilicate hydraté a déjà été signalé à la Réunion par KORNPROBST (comm. orale in CHEVALLIER, 1979) et CHEVALLIER (1979) ; ce minéral ne se détecte pas macroscopiquement.

Il a été observé en association avec la prehnite dans les passées altérées des intrusions massives gabbroïques (gabbro lité de la rivière du Mat) et dans quelques dolérites hydrothermalisées (rivière Fleurs Jaunes) où il se présente en cristaux automorphes, dans la mésostase ou dans les feldspaths.

Le pectolite $Na Ca_2 Si_3 O_8 (OH)$

Classé par STRUNZ (1978) dans la "famille" wollastonite, il n'a été trouvé que dans un seul cas, dans le forage de gradient géothermique de Roche Plate, en paragenèse avec le xonotlite, sous la forme d'un remplissage fibro-radié, ou compact, de vacuoles. Sa signature thermodynamique, sans être très bien définie, semble caractéristique d'assez hautes températures (KARUP MØLLER, 1969), limites entre le faciès zéolite et le faciès schiste vert.

Les plagioclases et le feldspath potassique

La présence de plagioclases en tant que minéraux hydrothermaux est très importante. Leur composition varie de An 4 à An 17. Ce sont des albite et des oligoclases (tableau 4 et fig. 11), qui caractérisent, seuls ou en association avec la prehnite, une mise en place à haute température, correspondant à la limite supérieure du faciès zéolite (fig. 16).

Minéral très présent autour des intrusions de syénite quartzifère du Bras Rouge, l'albite a été trouvée également dans la partie centrale du cirque de Salazie. Les cristaux, souvent bien individualisés, germent dans les vacuoles et les fissures des océanites ou aux épontes des intrusions doléritiques ou syénitiques.

Le feldspath potassique n'avait pas été mis en évidence jusqu'ici à la Réunion en tant que minéral secondaire. Sa détermination a été faite aux rayons X et à la microsonde électronique : il s'agit d'adulaire dont la composition chimique est remarquablement constante (tableau 4 et fig. 11).

Ce minéral a déjà été signalé plusieurs fois dans des forages géothermiques ou lors d'études régionales de contextes basaltiques ayant subi un métamorphisme du faciès zéolite (STEINER, 1970 ; JEHL, 1975 ; DESMET, 1977 ; LIOU, 1979 ; MALLEY, 1981).

TABLEAU 4

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	65,71	66,81	66,41	63,64	64,94	64,85	63,86	64,77	64,35
Al ₂ O ₃	21,31	19,75	20,60	22,64	20,89	18,56	18,43	18,51	18,65
Fe ₂ O ₃	0,08	0,17	0,06	0,12	0,04	0,00	0,00	0,15	0,02
CaO	1,35	0,92	1,47	3,66	2,19	0,00	0,00	0,00	0,05
Na ₂ O	11,13	11,46	11,21	9,58	10,48	0,40	0,55	0,42	0,52
K ₂ O	0,12	0,09	0,14	0,20	0,11	16,84	16,53	16,55	16,12
Total	99,70	99,20	99,89	99,84	98,65	100,25	99,37	100,40	99,71
Si	2,898	2,956	2,923	2,818	2,897	2,989	2,982	2,989	2,985
Al	1,105	1,028	1,067	1,179	1,096	1,006	1,013	1,005	1,018
Fe ³⁺	0,003	0,006	0,002	0,004	0,001	0,000	0,000	0,005	0,001
Ca	0,064	0,044	0,069	0,174	0,105	0,000	0,000	0,000	0,002
Na	0,950	0,982	0,955	0,821	0,905	0,036	0,050	0,037	0,047
K	0,007	0,005	0,008	0,012	0,006	0,991	0,986	0,975	0,955
Or	0,71	0,51	0,79	1,19	0,63	96,58	95,24	96,36	85,12
Ab	93,13	95,34	92,59	81,65	89,13	3,51	4,85	3,73	4,74
An	6,30	4,29	6,76	17,30	10,37	0,05	0,05	0,05	0,28

Analyses sélectionnées des feldspaths d'origine hydrothermale
du cirque de Cilaos

formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

1, 2, 3 albites (ravine Ferrière et route de l'Ilet à Cordes)

4, 5 oligoclases (rivière du Bras Rouge et route de l'Ilet à Cordes)

6, 7, adulaires (rivière du Bras Rouge, ravine Ferrière et route de l'Ilet à cordes).
8, 9

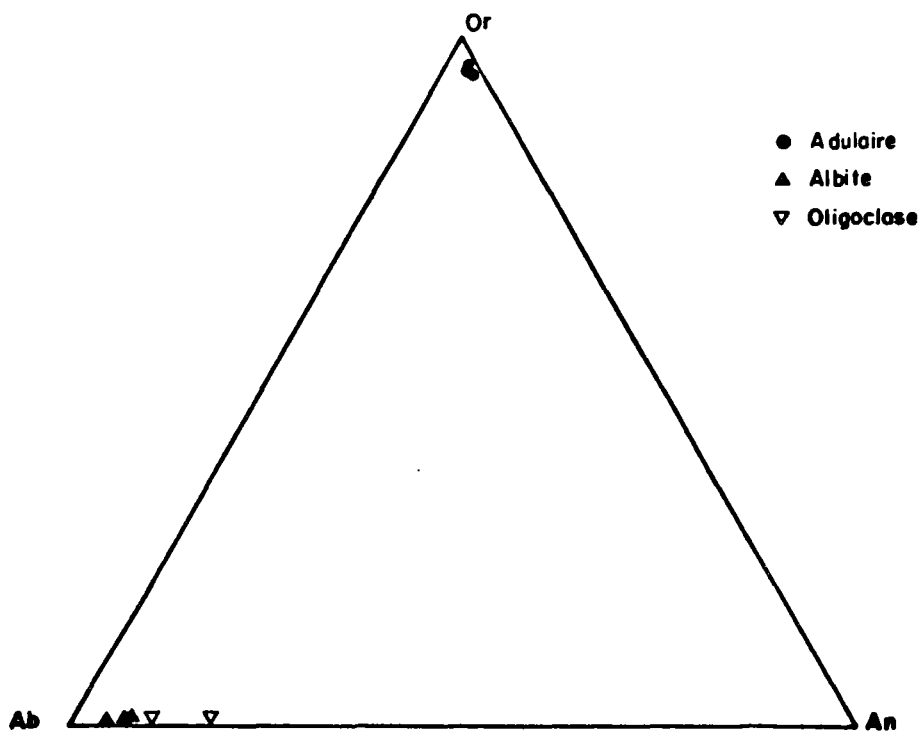
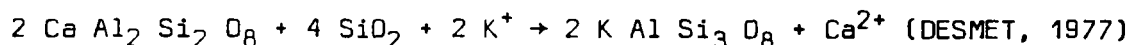


Fig. 11 - Compositions chimiques de quelques feldspaths d'origine hydrothermale du cirque de Cilaos

Une réaction du type :



anorthite + silice + K → adulaire + Ca

parait très vraisemblable dans la mesure où l'adulaire est souvent présent dans des zones où des fluides siliceux ont circulé (vides des coulées et brèches d'océanites récentes dans le cirque de Cilaos -route de l'Ilet à Cordes- et dans le cirque de Salazie aux épontes des dykes syénitiques ou comenditiques -rempart du Belier-). L'adulaire peut être seul ou associé à des zéolites.

Les quelques analyses de microsonde présentées dans le tableau et replacées dans le diagramme ternaire de la figure 11, ne concernent qu'un secteur restreint du massif du Piton des Neiges : la partie interne du cirque de Cilaos. Elles n'ont d'autre ambition que de situer dans une première approche la composition chimique de la population feldspathique hydrothermale.

La caractérisation d'une phase albitique et d'une phase potassique constitue un premier résultat.

Un autre point d'intérêt est le mélange de phases, observé dans le remplissage de certains vides :

Le diagramme de la figure 12 illustre la répartition des ions K, Na et Ca dans une vacuole colonisée par un mélange de phases feldspathiques.

L'intercristallisation d'adulaire et de prehnite a également été observée (diagramme de la fig. 13).

Ces premiers résultats qui mettent en évidence la coprécipitation de phases hydrothermales chimiquement différentes devront, dans l'avenir, être étayés par des études plus poussées.

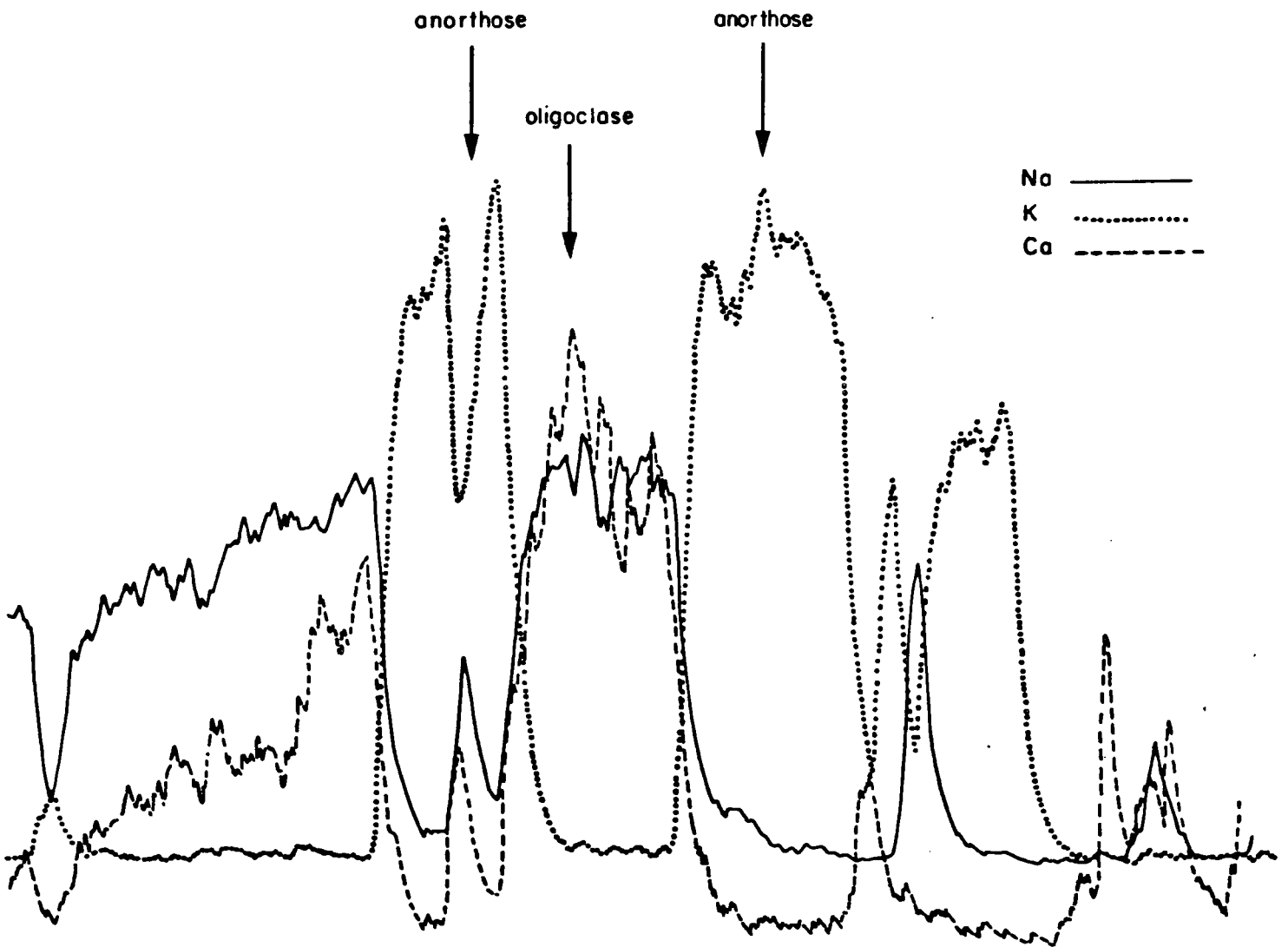


Fig. 12 : Répartition des ions Na, K et Ca dans une vacuole
emplie d'un mélange de phases feldspathiques
(Z 51, lave d'océanite, rivière du Bras Rouge)

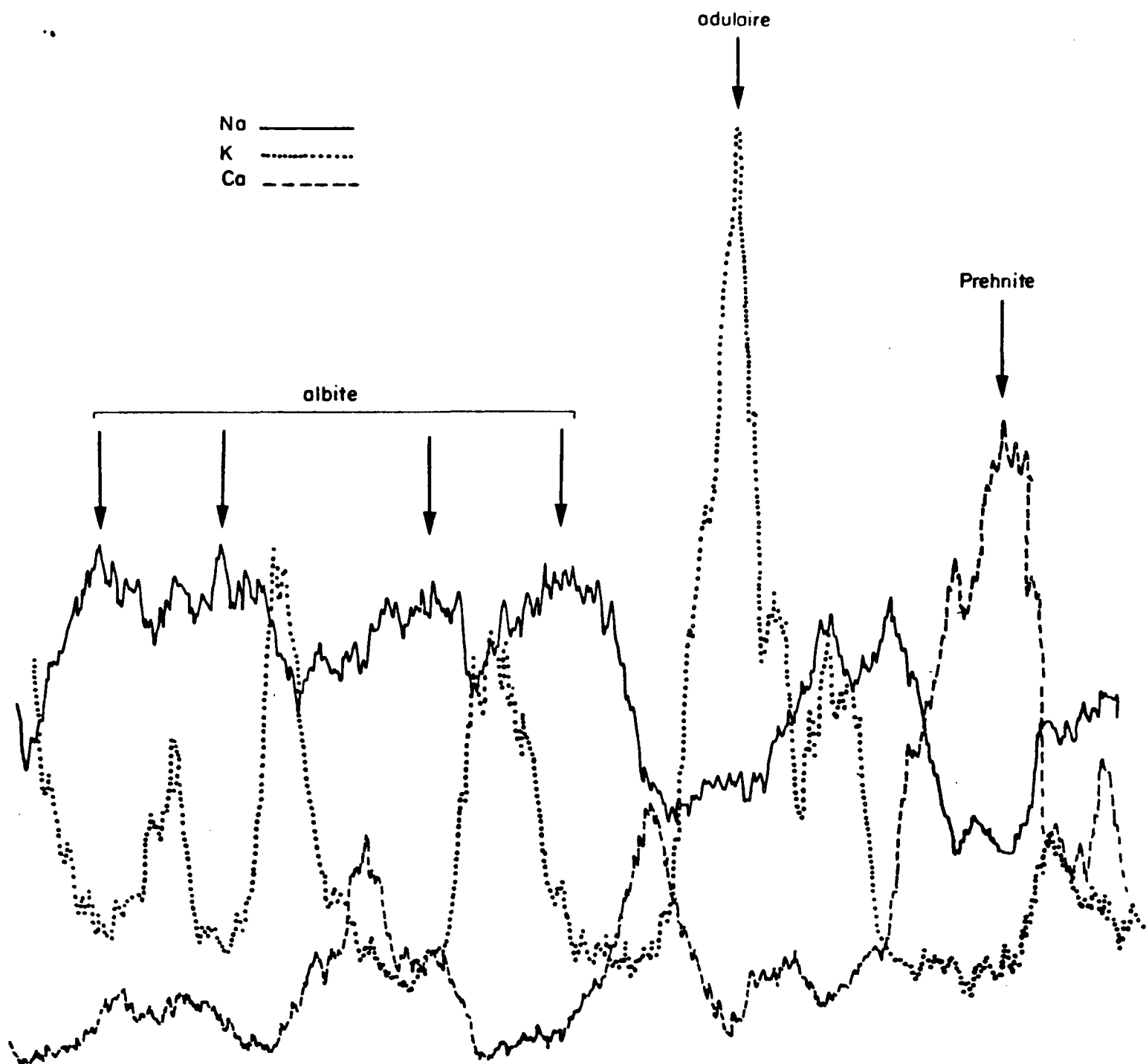


Fig. 13: Répartition des ions Na, K et Ca dans une vacuole emplie d'une coprécipitation d'adulaire-albite-prehnite (Z 205, sill de basalte aphyrique, rivière du Bras Rouge)

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

DE QUELQUES MINÉRAUX HYDROTHERMAUX

DE LA REUNION

(microscope électronique à balayage)



photo A : (x 150) Ensembles de lamelles de phillipsite (P) en agrégats radiés.

(Z 73 : océanite, rivière du Mat, cirque de Salazie)

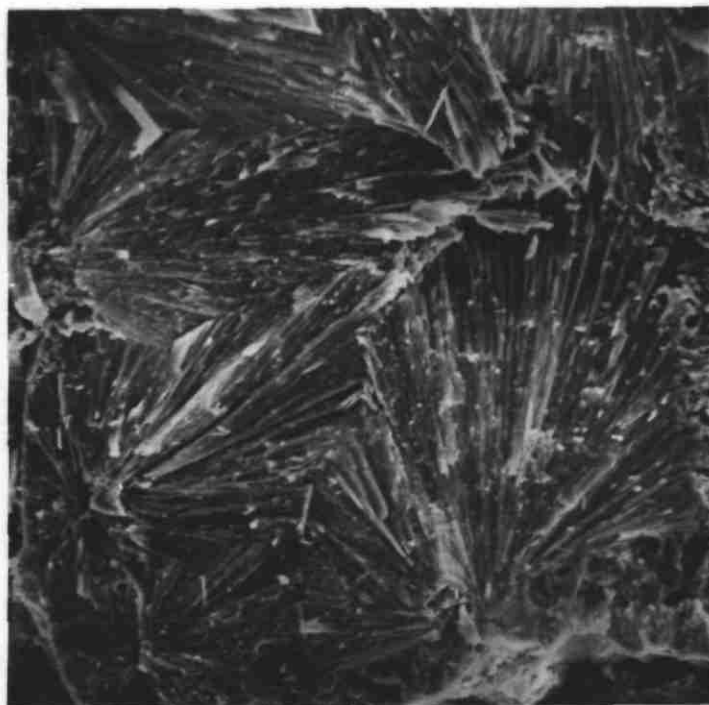


photo B : (x 200) Gerbes de phillipsite fibro-radiée, en coupe longitudinale.

(Z 73)

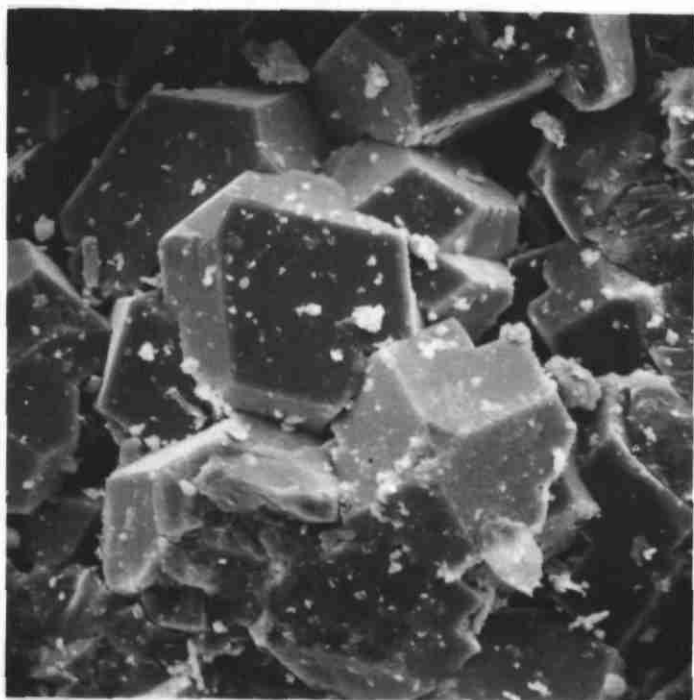


photo C : (x 300) Cristaux de phillipsite présentant des faces losangiques.

(Z 88 : océanite, Bras de Sainte Suzanne, cirque de Mafate)

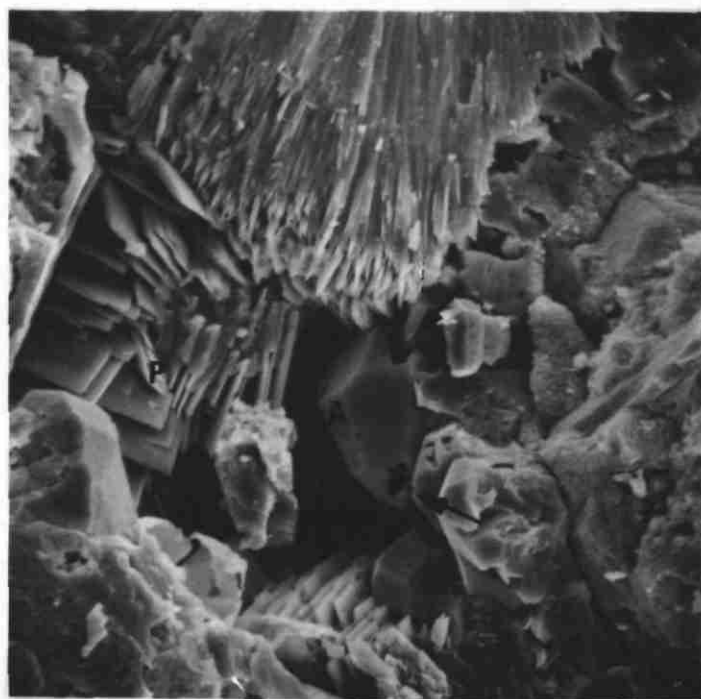


photo D : (x 400) Phillipsite (P) et cristaux d'analcime (A) en cubes à angles tronqués. Des golfes de corrosion ou des lacunes de croissance sont visibles sur l'un des individus d'analcime (→).

(Z 88)

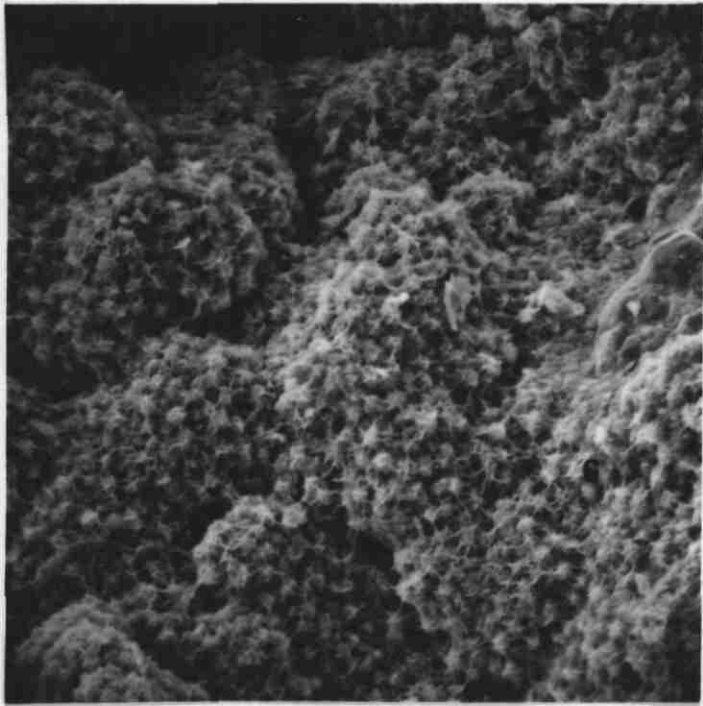


photo E : (x 300) Gonnardite (G) en masses étoilées, étroitement associées.

(Z 116 : océanite, Bras de Sainte Suzanne, cirque de Mafate)

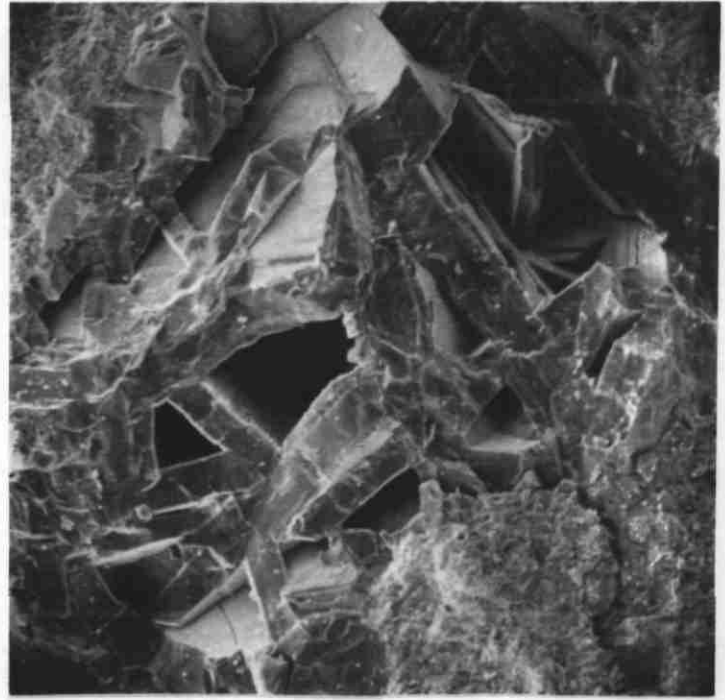


photo F : (x 50) Cristaux tabulaires de levyne, étroitement imbriqués.

(Z 116)



photo G : (x 1000) Tobermorite en agrégats fibro-radiés.

(Z 232 : océanite, ravine Roche à Jacquot, cirque de Salazie)

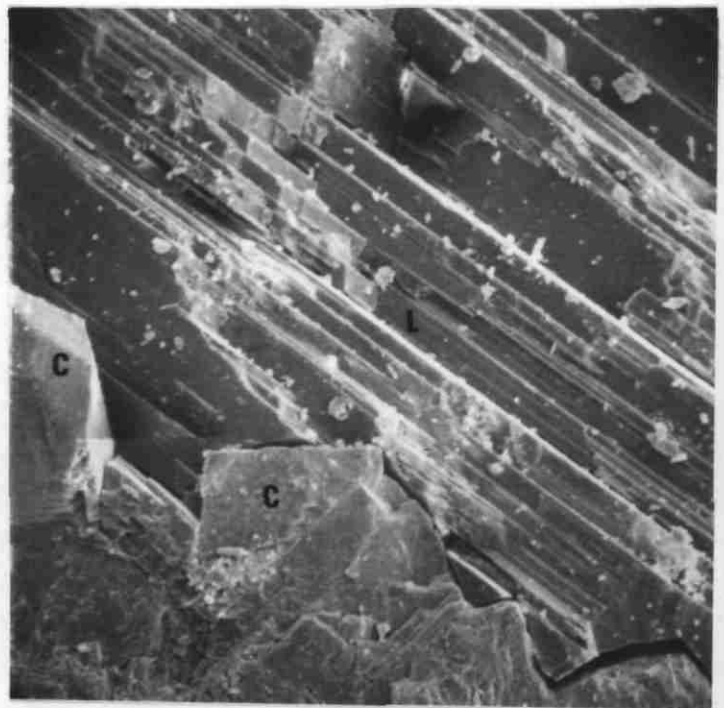


photo H : (x 100) Cristaux baguettiformes accolés de laumontite (L) et calcite (C) cristallisée secondairement à partir de la laumontite.

(Z 218 : brèche zéolitisée, rivière du bras Rouge, cirque de Cilaos)

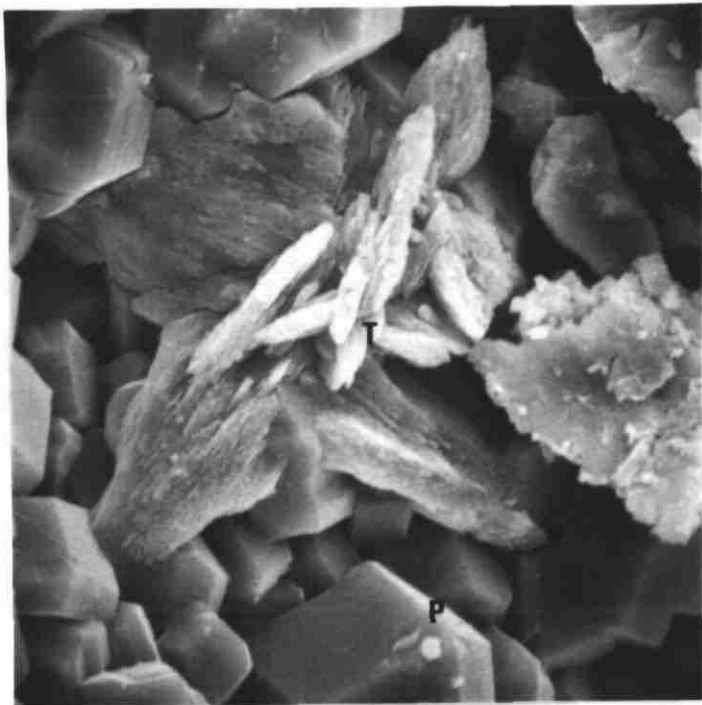


photo I : (x 1000) Plaquettes de thomsonite (T) sur des cristaux de phillipsite (P).

(Z 84 : basalte, Bras des Merles, cirque de Mafate)



photo J : (x 80) Gerbes lamellaires de thomsonite (T) et aiguilles de natrolite (N).

(Z 211 : basalte, Col de Fourche, cirque de Salazie)



photo K : (x 100) Aiguilles de natrolite (N) sur des cristaux lamellaires de thomsonite (T).

(Z 211)

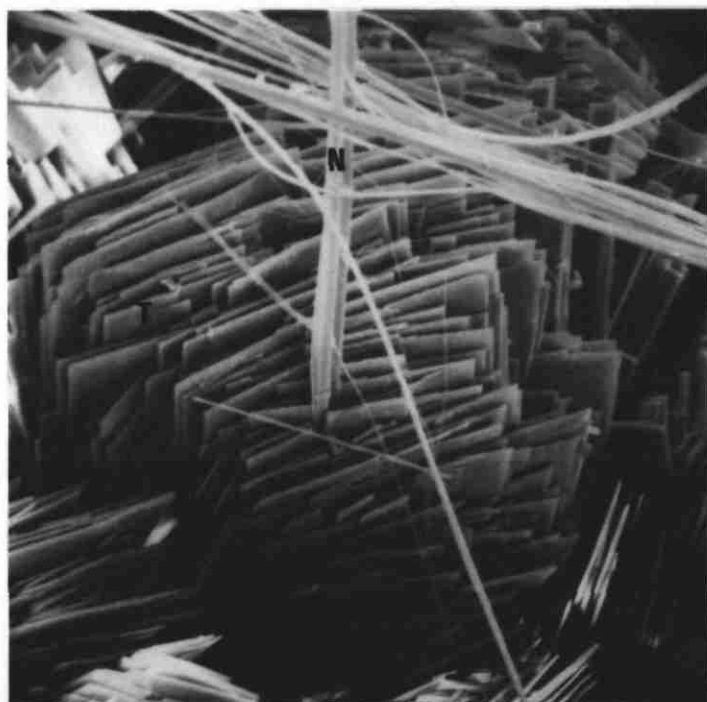


photo L : (x 200) Détail d'un cristal de natrolite (N), croissant sur des cristaux de thomsonite (T).

(Z 211)

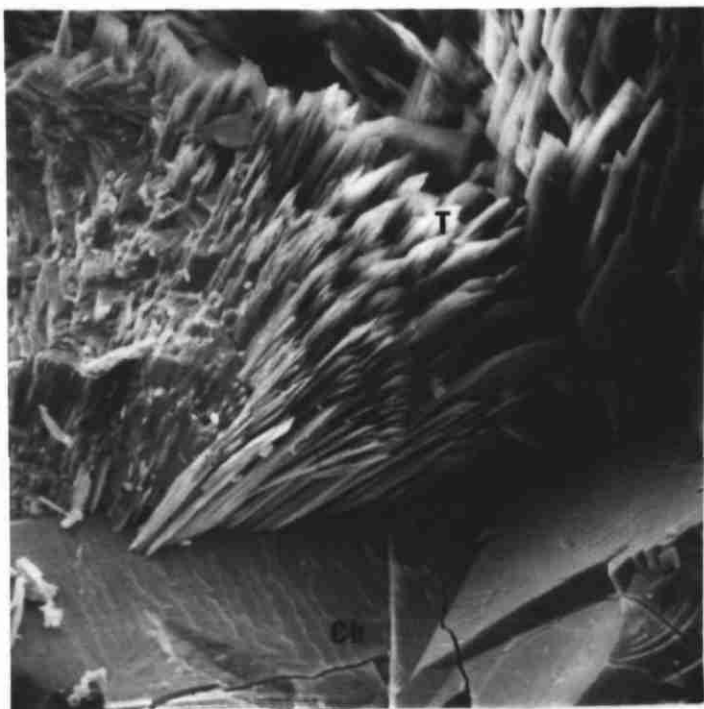


photo M : (x 200) Cristaux lamellaires de thomsonite (T), en association avec des cristaux plus massifs de chabazite (Ch).

(Z 35 : basalte, Plate de Gousse, cirque de Mafate)

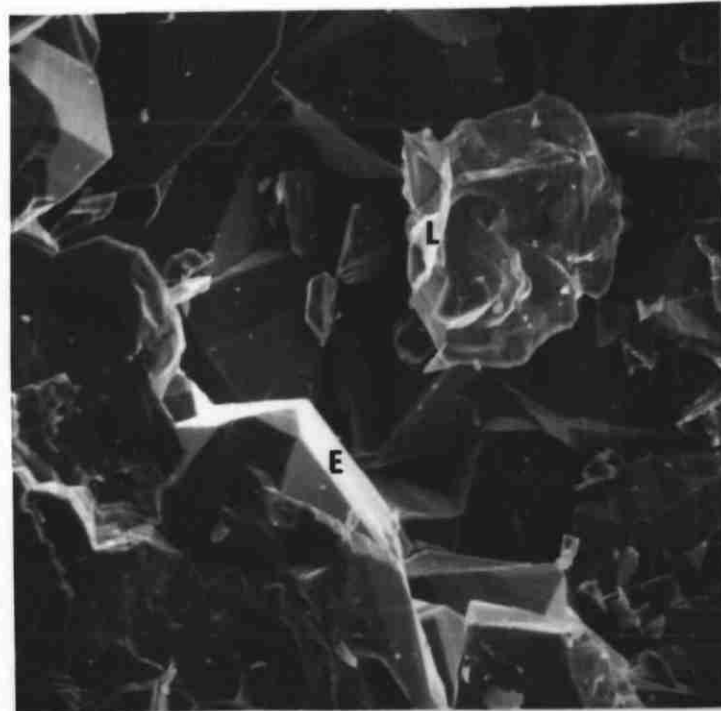


photo N : (x 150) Rose de Levyne (L) et cristaux pyramidés, tronqués, d'érionite (E).

(Z 117 : dyke basaltique, Bras de Sainte Suzanne, cirque de Mafate)

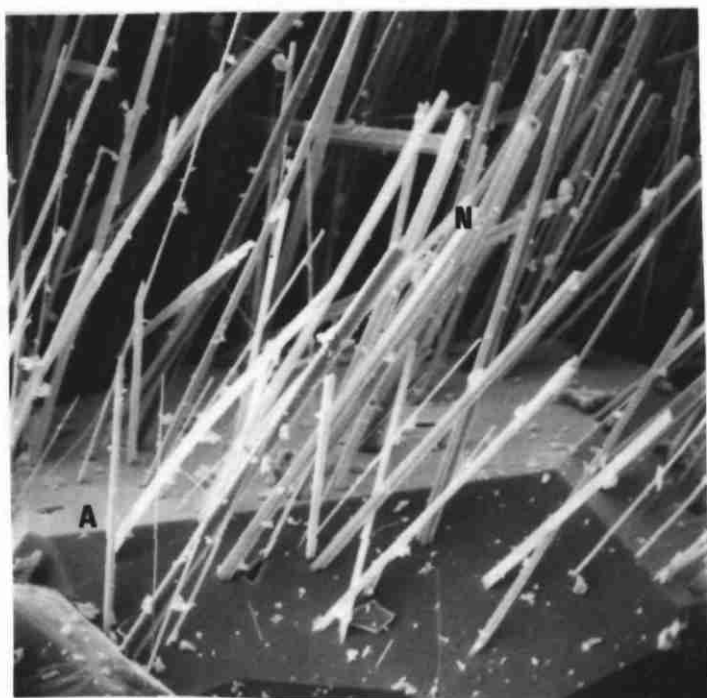


photo O : (x 200) Cristaux baguetti-formes à base losangique, de natrolite (N), croissant sur un cristal d'analcime (A).

(Z 189 : dyke basaltique, ravine Saule Pleureur, cirque de Salazie)

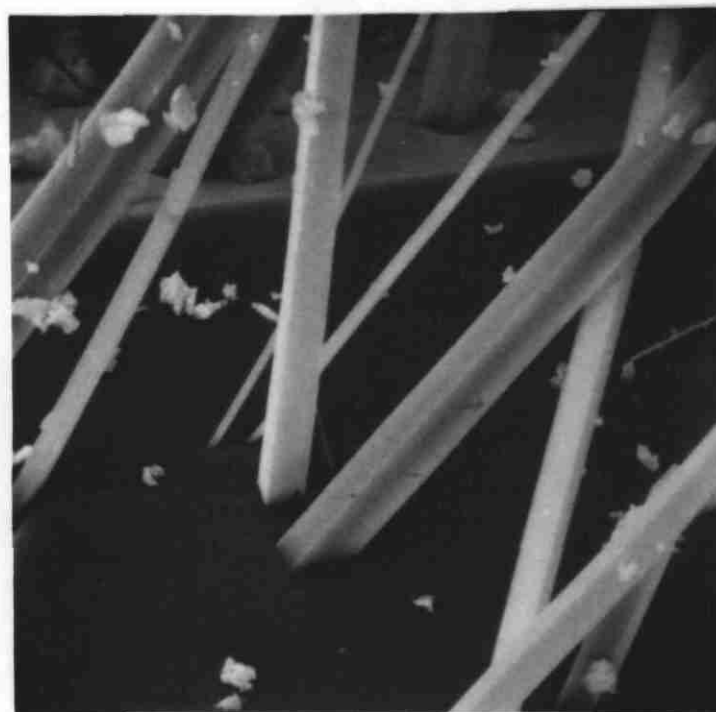


photo P : (x 1000) Détail de la photo précédente.

(Z 189)

CHAPITRE II

CONDITIONS DE CRISTALLISATION DES MINÉRAUX
HYDROTHERMAUX DE LA RÉUNION
ET DE LEURS ASSOCIATIONS

A - FACTEURS POUVANT INFLUENCER LA GENÈSE ET LA STABILITÉ DES MINÉRAUX HYDROTHERMAUX

A.1. - REFERENCES DISPONIBLES : REMARQUES PRELIMINAIRES

Les travaux de synthèse minérale au laboratoire et l'étude des champs géothermiques actifs livrent un grand nombre de données sur les conditions de pression et de température de cristallisation de telle ou telle espèce secondaire :

A.1.1. - Les synthèses expérimentales et les problèmes connexes

Des travaux de recherche des champs de stabilité des minéraux secondaires et des zéolites en particulier, ont été effectués à partir de synthèses expérimentales par un nombre important d'auteurs (KOIZUMI et ROY, 1960 ; SENDEROV et KHITAROV, 1966 ; HARADA, 1969 ; SENDEROV, 1968 ; LIQU, 1970, 1971 a et b ; THOMPSON, 1970, 1971, 1976 ; KIM et BURLEY, 1971 ; GLASSLEY, 1974 ; HÖLLER et al., 1974 ; PERTSOWSKY, 1976, ...).

On pourrait donc s'attendre à ce que le champ de stabilité et les conditions d'existence de ces minéraux soient bien connus et applicables à des problèmes concrets. En fait, très souvent, les données émanant des études expérimentales sont peu représentatives des conditions réelles d'existence des espèces dans la nature. La lenteur des réactions en autoclave empêche souvent d'atteindre l'équilibre et certaines phases sont probablement métastables, entre autres, celles qui se forment les premières.

D'autre part, les synthèses sont faites avec des matériaux de départ (verres, mélanges d'oxydes ou de gels, minéraux naturels ou synthétiques, ...) dont la composition est loin d'être représentative du matériel encaissant présent sur le terrain.

Si le matériel de départ est trop instable, un grand nombre de phases intermédiaires peuvent se former et persister. Au contraire, s'il est trop stable, le taux de réaction est trop lent et les recristallisations sont incomplètes.

Souvent, les synthèses font apparaître des espèces rares dans la nature, alors que des espèces communes sont difficiles à obtenir. Il semble que deux facteurs au moins diffèrent des conditions naturelles :

- le rapport $\text{PH}_2\text{O}/\text{P}$ totale ($\text{PH}_2\text{O} = \text{P}$ totale dans les réactions expérimentales)
- la composition chimique du matériel de départ et des fluides en circulation.

La conjugaison de ces deux facteurs semble provoquer un abaissement des températures d'équilibre dans les conditions naturelles.

Les résultats des synthèses souvent différents d'un travail expérimental à l'autre, ne permettent donc pas de se référer aux données brutes de la littérature, sans avoir au préalable fixé les limites de son propre problème. Toutefois, l'enseignement indiscutable que l'on peut tirer de l'expérimentation est le rôle essentiel joué par la température dans le domaine de stabilité des minéraux de l'anchimétamorphisme.

Le diagramme de la figure 14 montre clairement la prépondérance du paramètre Température par rapport à la Pression, en ce qui concerne les champs de stabilité des espèces, dans un environnement géologique de subsurface ou de faible profondeur ($P \ll 0,5 \text{ Kb}$).

Le facteur température, même s'il n'est pas le seul à gouverner la cristallisation des minéraux secondaires et leur déstabilisation au profit d'autres espèces, doit toutefois pouvoir être directement relié à l'existence des différentes paragenèses observées.

Les minéraux hydrothermaux apparaissent comme des témoins des paléotempératures auxquelles ont été portées les formations hôtes; ce qui permet de prévoir des applications thermométriques régionales.

En ce qui concerne les zéolites, les travaux expérimentaux de COOMBS et al. (1958) ; THOMPSON (1970) ; MIYASHIRO et SHIDO (1970) ; LIU (1971, a et b) PERTSOWSKY (1976), ont montré que la limite supérieure de stabilité du faciès zéolite* peut être établie à 400°C.

D'autres espèces comme l'albite et la prehnite, présentes à la Réunion, appartiennent également au domaine de l'anchimétamorphisme (fig. 14).

A.1.2. - Les champs géothermiques actifs

Les forages géothermiques effectués dans différents contextes volcaniques ont permis de mettre en évidence des zones successives d'existence de paragenèses hydrothermales et de les relier aux températures réelles observées. Cette approche qui semble plus satisfaisante que celle réalisable par le biais des synthèses expérimentales, doit toutefois s'entourer de quelques précautions :

- elle implique une bonne connaissance des paramètres naturels qui ont pu présider à la cristallisation des espèces secondaires (pression lithostatique, composition du fluide, ...),
- elle suppose que les assemblages observés soient à l'équilibre dans les conditions physico-chimiques actuelles, telles qu'elles sont définies lors des mesures.

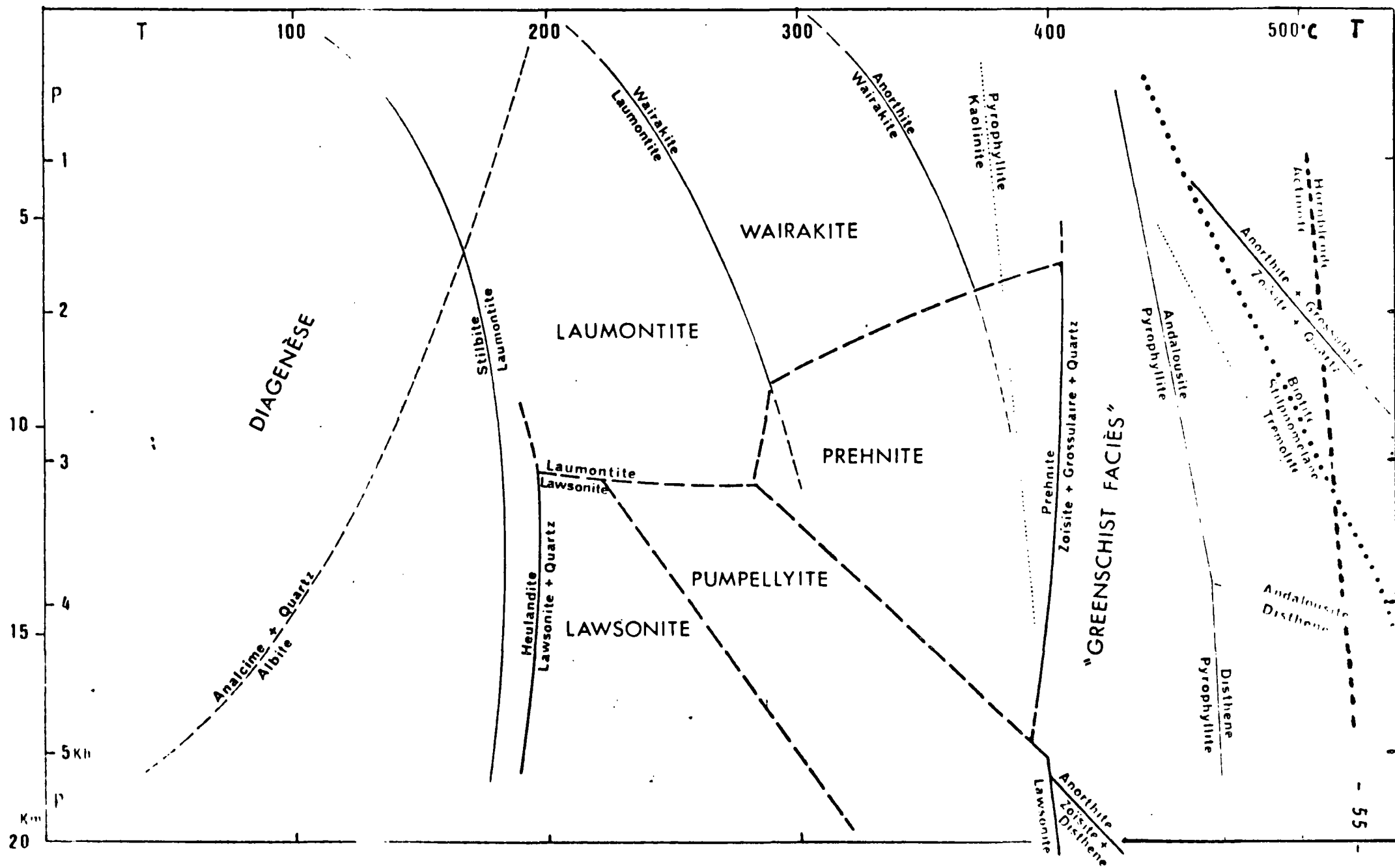
Les études de STEINER (1968), BROWNE et ELLIS (1970) en Nouvelle-Zéland KRISTMANNSDOTTIR (1975), TOMASSON et KRISTMANNSDOTTIR (1977), PALMASON et al. (1978 en Islande ; STONE et POW-FOONG-FAN (1978) à Hawaï ; REYES (1979) aux Philippines apportent de nombreux renseignements qualitatifs (zonéographie verticale des assemblages) et quantitatifs (calage des assemblages sur le profil thermique des puits d'exploration).

Mais, de la même manière que pour les synthèses, les résultats diffèrent d'un site à l'autre. En effet, certaines conditions d'apparition des espèces (composition des roches mères, nature du fluide hydrothermal, gradient géothermique, ...) ne sont pas les mêmes d'un champ géothermique à l'autre. Pour pouvoir choisir parmi les données disponibles dans la littérature, il est donc là encore nécessaire de déterminer les différents facteurs naturels propres au "climat" géologique de la Réunion :

* Remarque : Le faciès zéolite a été défini par TURNER, in FYFE et al. (1958) comme résultant d'un anchimétamorphisme ; processus intermédiaire entre la diagénèse et le métamorphisme sensu-stricto.

Fig.14 DOMAINES DE STABILITÉ DES MINÉRAUX DE L' ANCHIMÉTAMORPHISME

D'après J.G. Liou (1971), G.F. Winkler (1970) et une synthèse de A. Autran (1970)



A.2. - POSITION DU PROBLEME A LA REUNION

A.2.1. - Composition chimique de la roche hôte

A la Réunion, le matériel d'accueil est constitué par des laves, dykes et intrusions massives, de chimisme essentiellement basaltique. Seuls quelques dykes différenciés et des laves intrusives de syénite quartzifère font exception.

En ce qui concerne les zéolites et si l'on excepte la laumontite, elles sont représentatives de leur environnement. Ainsi que l'a déjà remarqué NATIVEL (1978), les zéolites de la Réunion se situent à la limite des champs caractéristiques d'un environnement juste saturé ou sous saturé en silice (fig.9). Les autres minéraux secondaires sont également caractéristiques d'un environnement basique.

Font exception, le quartz et la laumontite, développés dans la zone concernée par la mise en place des laves de syénite quartzifère, dans la rivière du Bras Rouge. Leur cristallisation est sans doute liée à la circulation de fluides enrichis en silicium et ne doit pas grand chose à l'héritage chimique du matériel d'accueil (océanites anciennes).

A.2.2. - Composition du fluide

Dans un système hydrothermal ouvert, la composition chimique du fluide en circulation est au moins aussi importante que la composition de la roche hôte.

A la Réunion, l'accès direct au fluide géothermal impliqué dans l'hydrothermalisation d'un secteur, est, pour l'instant, impossible en l'absence de forages profonds. Toutefois, une approche peut être faite par le biais des analyses des eaux thermales actuelles. Ce travail a été effectué par LOPOUKHINE (in STIELTJES et LOPOUKHINE, 1978). La totalité des sources thermales connues dans les trois cirques de Cilaos, Salazie et Mafate a été inventoriée (fig. 15). Les résultats d'analyses sont consignés dans le tableau 5.

Le caractère dominant de toutes ces sources est leur faciès bicarbonaté soit calcique, soit sodique, qui leur est souvent conféré par la présence d'une phase gazeuse constituée essentiellement de CO₂. La présence de H₂S, probablement responsable de la cristallisation de pyrite n'a été décelée que dans la source de la rivière des Galets, dans le cirque de Mafate.

Les caractères chimiques de ces eaux, joints à l'existence de niveaux imperméables dans le sous-sol, indiquent que le cheminement des eaux vers la surface est long et vraisemblablement très indirect : les émergences se font le long de dykes à la faveur de fractures ayant souvent tendance à être colmatées par des dépôts de carbonates. Ceci explique d'ailleurs les variations de l'emplacement des griffons, ainsi que les débits très faibles de la plupart de ces sources. Il est donc malheureusement probable que le chimisme de ces eaux tel qu'il est connu en surface, n'a que peu de rapport avec leur chimisme initial en profondeur.

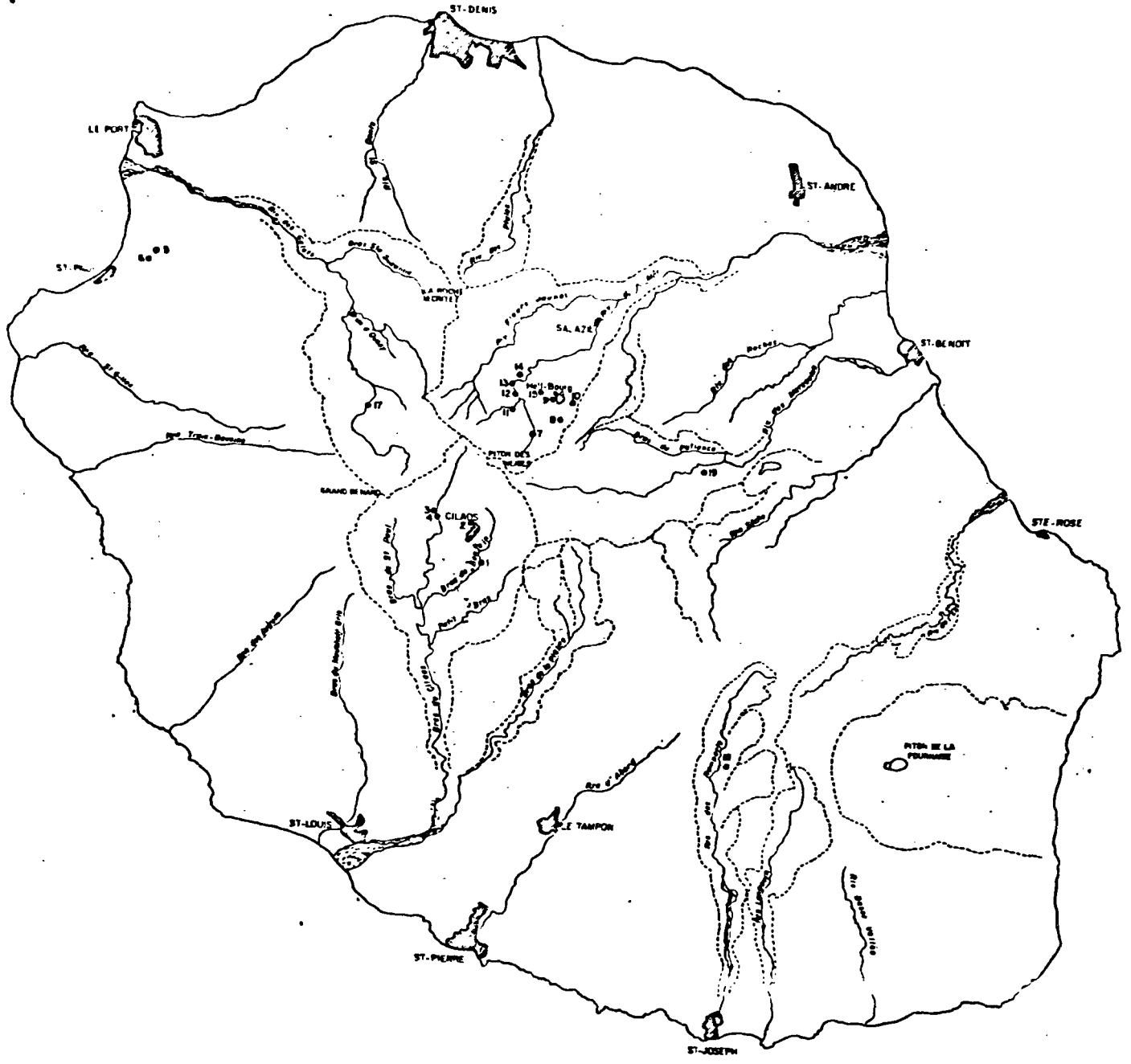


FIG. 15 : Localisation des points d'eaux échantillonnés par LOPOUKHINE (1978).

	T °C	pH	RS	Ca	Mg	Al	K	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	SiO ₂	FH ₄	B	F	Li	Fe	Sr	Zn	Mn
1	25°,5	6,83	1285	160,2	82,0	133,9	3,2	12,0	204,0		944,3	103	0,03	<0,1	0,11	<0,01	<0,01	0,5	4,4	<0,001
2	38°,5	6,10	1913	172,0	102,6	365,0	7,8	3,8	34,0		1888,6	140	0,04	0,2	<0,1	"	0,08	1,8	7,1	"
3	25°	6,0	767	115,8	61,5	55,2	4,4	2,5	12,0		818,4	86	0,02	<0,1	0,33	"	<0,01	0,3	3,3	"
4	42°	6,7	1083	81,6	41,4	238,0	11,0	26	136,0		818,4	100	0,03	1,2	2,30	0,15	0,07	0,7	0,5	"
5	21°,2	7,4	909	18,2	34,5	245,0	10,5	405	52,0		94,4	34	<0,02	<0,1	<0,1	<0,01	<0,01	0,2	<0,1	"
6	18°,3	7,1	130	7,8	5,6	18,9	2,4	34	3,0		17,7	30	<0,02	"	"	"	"	<0,1	"	"
7	30°,5	6,15	1121	141,0	78,4	121,7	9,2	3,1	12,0		2172,3	108	<0,02	"	0,20	0,03	"	0,9	3,3	"
8	18°,2	--	106	10,0	3,6	6,0	2,2	1,3	< 1		67,0	31	<0,02	"	<0,1	<0,01	"	<0,1	2,6	"
9	22°,6	9,15	208	2,6	0,3	52,1	1,7	2,7	3,0	46,4	47,21	42	<0,02	"	0,11	"	"	<0,1	<0,1	"
10	22°,2	7,15	429	40,2	44,0	29,8	4,3	2,3	< 1		424,9	77	0,03	"	0,11	"	"	0,2	0,2	"
11	25°,6	7,60	784	50,0	82,6	110,2	5,9	3,1	18,0		944,3	76	0,02	"	<0,1	"	"	0,5	<0,1	"
12	27°	6,52	1227	166,8	66,6	166,5	6,2	3,3	170,0		1038,7	106	<0,02	"	0,39	"	"	1,0	3,1	"
13	22°,6	6,05	993	163,2	79,3	76,1	4,5	2,9	38,0		1022,9	90	0,02	"	0,17	"	"	0,9	3,1	"
14	22°,5	6,70	1305	93,8	48,7	315,0	10,1	37,0	56,0		1227,5	67	0,02	1,5	1,55	0,09	"	0,7	0,3	"
15	18°	--	144	12,4	7,9	12,8	4,2	3,1	3,0		110,0	38	<0,02	<0,1	0,15	<0,01	"	<0,1	<0,1	"
17	16°	9,42	338	4,6	0,3	82,5	0,0	78	43,0	10,3	15,7	52	0,02	"	0,45	"	"	<0,1	1,7	"
18	12°	--	95	4,8	3,5	4,6	2,4	3,0	3,0		40,0	35	<0,02	"	0,13	"	"	<0,1	<0,1	"
19	22°,6	6,45	2306	170,8	346,0	177,1	17,0	4,3	28,0		2769,5	110	0,02	"	0,72	0,19	"	0,2	1,6	"

TABLEAU 5

ANALYSES CHIMIQUES DES EAUX THERMALES DE LA REUNION (EN MG/L)
D'après LOPOUKHINE (1978)

Beaucoup de réactions et de rééquilibrages peuvent intervenir au cours du transfert lent et difficile des eaux thermales vers la surface.

Les seuls critères géochimiques que l'on puisse raisonnablement retenir, sont la richesse probable en sodium et calcium et l'importante teneur en CO₂ des fluides en profondeur.

A.2.3. - La porosité et la perméabilité de l'encaissant

Il existe une relation très nette de cause à effet entre la nature vésiculaire (porosité exprimée), ainsi que l'état de fracturation des laves et leur colonisation conséquente par des espèces hydrothermales : selon que la texture de la roche est poreuse ou massive, sa perméabilité est plus ou moins importante et les circulations des fluides sont plus ou moins facilitées.

La plupart des laves d'océanites de la Réunion sont très vacuolaires, comme en attestent les coulées pahoe-hoe anciennes dont les vides sont totalement remplis par des zéolites. Par contre, les laves de la série différenciée, qui sont souvent moins poreuses, ne sont pratiquement pas affectées

De même, le massif microgrenu de syénite quartzifère de la rivière du Bras Rouge est préservé d'altérations hydrothermales autres que superficielles. Bien que situé dans une zone particulièrement hydrothermalisée, il a pu constituer un obstacle consistant à l'expansion des solutions minéralisatrices.

Dans d'autres cas, l'installation de nouveaux minéraux diminue la porosité de la roche par auto-colmatage (self-sealing) provoquant, parallèlement à la compaction, une imperméabilisation de la formation, qui dès lors formera un obstacle à la circulation diffuse d'autres fluides.

Seule la microfracturation ou les intrusions filoniennes qui apparaissent comme de véritables conduits nourriciers, permettront une nouvelle montée des fluides (photos n° 9 et 11).

A.2.4. - La pression lithostatique

Même à la Réunion où les empilements de lave sont très puissants et où un échantillonnage d'espèces secondaires a pu être fait à différents niveaux dans plusieurs de ces empilements, la pression totale s'exerçant est dans tous les cas inférieure à 500 bars et ne perturbe que très peu le champ de stabilité des espèces (fig. 14).

A.2.5. - La température

C'est évidemment le seul facteur non "fixé" à la Réunion, puisque ce sont ses fluctuations au cours des phénomènes post magmatiques que l'on cherche à déterminer.

Si l'on se réfère aux données brutes de la littérature, l'ensemble des minéraux secondaires présents à la Réunion, appartient aux domaines de la diagenèse et de l'anchimétamorphisme. La température maximum à laquelle les secteurs à l'affleurement ont été soumis, semble donc être de 400°C. C'est en dessous de cette valeur que doivent donc se situer les paléo-températures de formation des espèces et assemblages hydrothermaux réunionnais.

Par ailleurs, des mesures du gradient géothermique actuel ont été effectuées dans le cadre de la campagne de prospection géothermique entreprise par le BRGM : dans le forage de Roche-Plate (cirque de Salazie), profond de 200 m, les mesures thermométriques ont révélé un gradient de 18°C/100 m (RANCON et al., 1981) ; dans le forage hydrogéologique de Cilaos-village, profond de 300 m, des mesures récentes (15/03/82) permettent d'estimer un gradient de 20°C/100 m.

Ces chiffres sont précieux tant pour confirmer l'existence d'un flux de chaleur actuel dans le coeur du massif du Piton des Neiges que pour les comparer aux paléo-températures reconstituées à partir des paragenèses hydrothermales.

A.2.6. - Résumé

A la Réunion, les facteurs les plus importants* pouvant intervenir dans la genèse et la stabilité des minéraux hydrothermaux sont fixés de la façon suivante :

- composition essentiellement basaltique des roches mères
- fluide hydrothermal enrichi en calcium, sodium et importante teneur en CO₂
- porosité et perméabilité très importante des laves ; dykes et sills vecteurs des fluides ; imperméabilité des intrusions non vacuolaires
- faible pression lithostatique ($P \ll 0,5$ Kbar)
- "fourchette thermique" d'existence des espèces hydrothermales :
0 à 400°C.

On observe une relative constance de l'ensemble de ces facteurs. Seule, la température jouera un rôle primordial dans la cristallisation de telle ou telle espèce secondaire à la Réunion.

A partir de cet inventaire, ce sont les paléo-températures de formation des minéraux de notre échantillonnage que nous allons essayer de préciser maintenant.

* Remarque : D'autres facteurs tels que les pressions partielles des fluides, le temps de réaction, l'activité des différents ions en solution, ... interfèrent pour donner naissance aux minéraux hydrothermaux mais nous ne disposons pas d'assez éléments pour en cerner l'importance à la Réunion.

B - ESTIMATION DES TEMPERATURES DE FORMATION DES MINERAUX HYDROTHERMAUX DE LA

REUNION

B.1. - L'ORDRE DE CRISTALLISATION ET LE POLYMETAMORPHISME DE FAIBLE DEGRE, LES PRINCIPALES PARAGENESES

Les domaines de stabilité thermique des zéolites et des autres minéraux secondaires étant trop mal définis pour s'y référer sans réserves, l'un des moyens complémentaires d'étude des fluctuations thermiques subies par l'encaissant reste l'observation des ordres de cristallisation des espèces les unes par rapport aux autres.

Dans le cas d'une hydrothermalisation de grande ampleur que l'on peut assimiler à un anchimétamorphisme régional en présence de phases fluides, la succession des évènements géothermaux peut en effet être fossilisée par la cristallisation de nouvelles espèces minérales en superposition sur d'autres.

On peut ainsi mettre en évidence, à la Réunion, des réactions progrades (intensité croissante du degré géothermique) et des réactions rétrogrades (diminution de la valeur du degré géothermique). Ces évolutions caractérisent un polymétamorphisme de faible degré (< 400°C).

De manière générale, les évolutions rétrogrades se produisent principalement dans les zones fissurées ou broyées, très perméables. La circulation d'eau est indispensable à la cristallisation, par exemple, des silicates de calcium hydratés comme la tobermorite, la gyrolite et la réyerite. La présence de ces minéraux marque donc un tel type d'évolution.

Si l'on se réfère aux conditions d'hydratation du milieu ambiant pour caractériser un type d'évolution géothermale (HAY, 1966), la natrolite et l'analcime en raison de leur faible teneur en H₂O⁺ (eau de constitution) caractérisent par contre, quand elles sont présentes sur d'autres minéraux, une évolution prograde du système.

Toutefois, à la Réunion, l'ordre de cristallisation de la plupart des espèces ne suffit pas à caractériser quel type d'évolution géothermale a subi l'encaissant. Les domaines thermiques d'existence de ces espèces sont trop vastes et se recouvrent partiellement.

Ainsi, l'existence d'espèces comme la thomsonite ou l'analcime, en seconde ou enième phase de cristallisation, peut être symptomatique d'évolutions progrades ou rétrogrades du gradient géothermique local. Dans ces conditions la présence ou l'absence d'un minéral isolé ne présente que peu de signification. Il devient alors nécessaire de regrouper les minéraux en paragenèses* dont les conditions d'existence sont beaucoup plus restreintes et significatives.

* Rappel de la définition d'une paragenèse : association de minéraux qui sont ensemble stables dans certaines conditions de pression et de température et qui présentent une communauté d'origine.

La compilation bibliographique et l'ensemble des observations de terrain et de laboratoire, nous ont conduit à distinguer six paragenèses reflétant un "climat" géothermal particulier.

Ce sont :

- . chabazite - phillipsite
- . natrolite - thomsonite
- . analcime - thomsonite
- . laumontite - thomsonite
- . albite - prehnite
- . prehnite - pumpellyite

augmentation de la température.



L'apparition polyphasée de ces paragenèses au sein d'une même vacuole ou le passage progressif de l'une à l'autre sur le terrain, illustre une évolution des températures subies par l'encaissant ; évolution prograde ou rétrograde suivant l'ordre de cristallisation.

B.2. - LES SIX PRINCIPAUX FACIES MINERALOGIQUES DE L'ILE DE LA REUNION ET LEUR CHAMP DE STABILITE THERMIQUE

Notion de faciès minéralogique - définitions :

La notion de faciès métamorphique, définie par ESKOLA (1920) concerne des roches de composition très différente, mais qui ont subi après leur mise en place, un climat interne défini par de semblables conditions de Pression et Température. ESKOLA a pu ainsi élaborer plusieurs faciès métamorphiques, caractérisés par des assemblages de minéraux.

De la notion de faciès métamorphique, on est ainsi passé à celle, plus générale, de faciès minéralogique.

Ces faciès sont censés caractériser des domaines de pression-température bien déterminés ; en fait, les limites entre les différents faciès sont souvent difficiles à cerner avec exactitude. Ceci est d'autant plus vrai dans le cas d'un système géothermal actif comme celui de la Réunion où la cristallisation des différentes espèces secondaires correspond aux domaines de la diagenèse et de l'anchi-métamorphisme.

En marge des problèmes de terminologie et de classification, on s'attachera plutôt à relier le plus exactement possible la présence des faciès minéralogiques mis en évidence à la Réunion, à leurs conditions d'existence et plus particulièrement à leur champ de stabilité thermique.

En nous appuyant sur les données chiffrées fournies par les synthèses expérimentales et les études de champs géothermiques actifs, adaptées au contexte géologique réunionnais, nous rendons compte des champs de stabilité thermique des principaux minéraux secondaires de l'île (fig. 16).

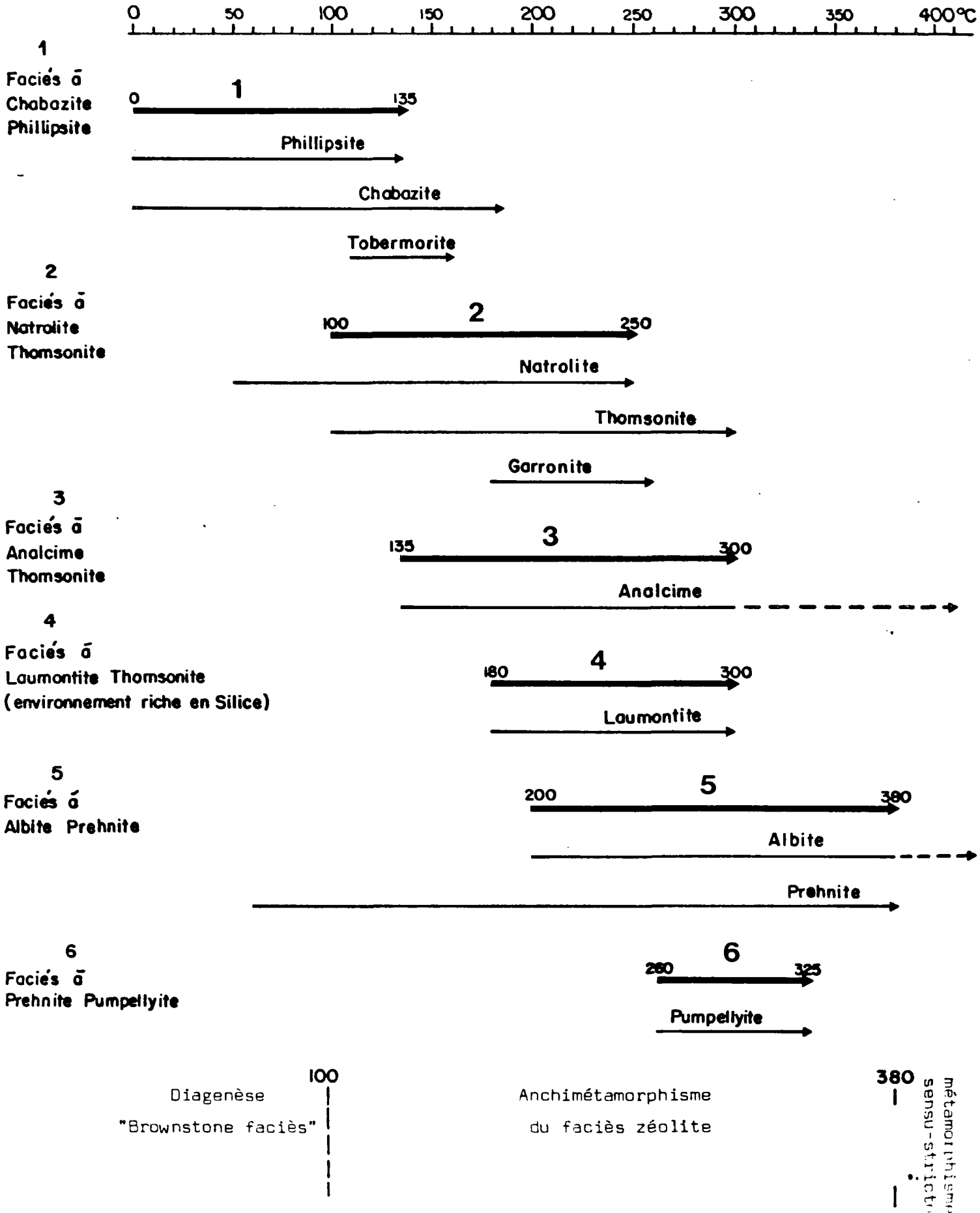


FIG. 16 : Domaines de stabilité thermique des principaux minéraux hydrothermaux de l'île de la Réunion et des associations caractéristiques d'un faciès métamorphique.

Si l'on examine le tableau de la figure 16 on constate que peu d'espèces possèdent un champ de stabilité thermique suffisamment étroit pour pouvoir constituer, à elles seules, des minéraux-repères des paléo-températures.

Tout au plus, pourrons-nous définir, dans le cas précis de l'île de la Réunion, six faciès minéralogiques correspondant aux paragenèses précédemment décrites, délimitant une certaine fourchette de température :

- faciès à chabazite - phillipsite : 0 à 135°C.
Ce faciès peut être assimilé au "Brownstone faciès" de CANN (1979).
Il correspond également, pour de faibles valeurs de la température, à la diagenèse.
- faciès à natrolite - thomsonite : 100 à 250°C.
- faciès à analcime - thomsonite : 135 à 300°C.
- faciès à laumontite - thomsonite : 180 à 300°C.
Ces trois faciès sont caractéristiques de l'anchimétamorphisme du faciès zéolite.
- faciès à albite - prehnite : 200 à 380°C.
La limite supérieure de ce faciès marque le début du métamorphisme sensu-stricto.
- faciès à prehnite - pumpellyite : 260 à 325°C* .

On constate que les "fourchettes" de température qui peuvent permettre de reconstituer un paléo-environnement thermique donné, sont très écartées. De même, l'important recouvrement des différents faciès, nuit à la précision des reconstitutions.

Il est donc utile de reserrer les mailles des conditions thermiques d'existence, telles que les imposent les différents faciès. Ceci peut être fait en considérant éventuellement le champ de stabilité d'espèces existant dans la même paragenèse que celle des faciès minéralogiques précédemment définis. Les domaines de stabilité de la tobermorite (HELLER et TAYLOR, 1951 ; SPEAKMAN, 1968 ; WINKLER et WIEKER, 1979) et de la garronite (SENDEROV, 1968) ont pu être précisés et peuvent présenter un caractère d'utilité.

On peut s'étonner de l'absence dans ce tableau de minéraux comme la calcite, la pyrite ou d'autres espèces décrites précédemment. Cette omission résulte de la faible valeur représentative de ces espèces (minéraux trop rares ou ubiquistes ; domaines de stabilité mal définis).

* *Remarques* : les conditions de stabilité de la pumpellyite données par la courbe d'équilibre P fluide-T (HINRICHSEN et SCHÜRMAN, 1969 et 1972 ; LIOU, 1971 b ; SCHIFFMAN et LIOU, 1975) indiquent que :

- sa limite supérieure s'établit à environ 390°C/8Kb, 370°C/5Kb et 325°C/2Kb P fluide.

- sa limite inférieure se situe à environ 260°C/5Kb et 250°C/7Kb.

Ces deux limites sont relativement peu influencées par la pression, mais la proportion molaire de CO₂ doit se situer entre XCO₂ < 0,2 pour 1Kb et 0,5 pour 2Kb (GLASSLEY, 1974).

La calcite et la pyrite semblent toutefois symptomatiques d'une hydrothermalisation de basse température (sources thermales, percolations tardives).

En fin de compte, la reconstitution quantifiée de l'hydrothermalisation (paléo-isothermes) du massif du Piton des Neiges, doit être abordée avec circonspection. La réalité de terrain doit prévaloir sur les résultats théoriques et les schémas couramment admis ...

DEUXIÈME PARTIE

LES DIFFERENTS ASPECTS
DE L'HYDROTHERMALISATION
DANS LE MASSIF DU
PITON DES NEIGES

CHAPITRE I

ÉTUDE DE QUELQUES SECTEURS
REPRÉSENTATIFS DU PHÉNOMÈNE
HYDROTHERMAL

A - INTRODUCTION

Face à la complexité de distribution des différents assemblages secondaires au sein du massif du Piton des Neiges (annexe : carte d'échantillonnage), il semble judicieux, dans un premier temps, de considérer leur agencement site par site.

Plusieurs secteurs du massif du Piton des Neiges ont été examinés. Chacun d'entre eux possède une caractéristique propre : zone non affectée par des perturbations volcano-structurale, zone à forte densité d'intrusions filoniennes, mise en place de masses intrusives de grande taille...

Les différents secteurs étudiés, ainsi que les caractéristiques qui les ont fait choisir, sont indiqués sur la figure 17. Cet inventaire sectoriel a permis de mettre en évidence les principales manifestations hydrothermales perceptibles dans les trois cirques du Piton des Neiges et de leur associer un modèle génétique.

Sont examinés successivement :

- les effets du flux de chaleur régional et de la circulation de fluides, dans la distribution des minéraux hydrothermaux, dans des zones exemptes de perturbations volcano-structurales.
Cette approche est tentée à partir de l'étude de trois radiales du massif du Piton des Neiges (partie aval de la rivière des Galets, partie aval de la rivière du Bras Rouge, rivière des Fleurs Jaunes) et de deux coupes verticales (falaise du Belier, forage de gradient géothermique de Roche-Plate)
- les effets de la mise en place d'une masse intrusive de grand diamètre (lames de syénite de la partie amont de la rivière du Bras Rouge)
- le rôle joué par les intrusions filoniennes dans des zones où elles présentent une forte densité (base du Piton d'Enchain, route de l'Ilet à Cordes)

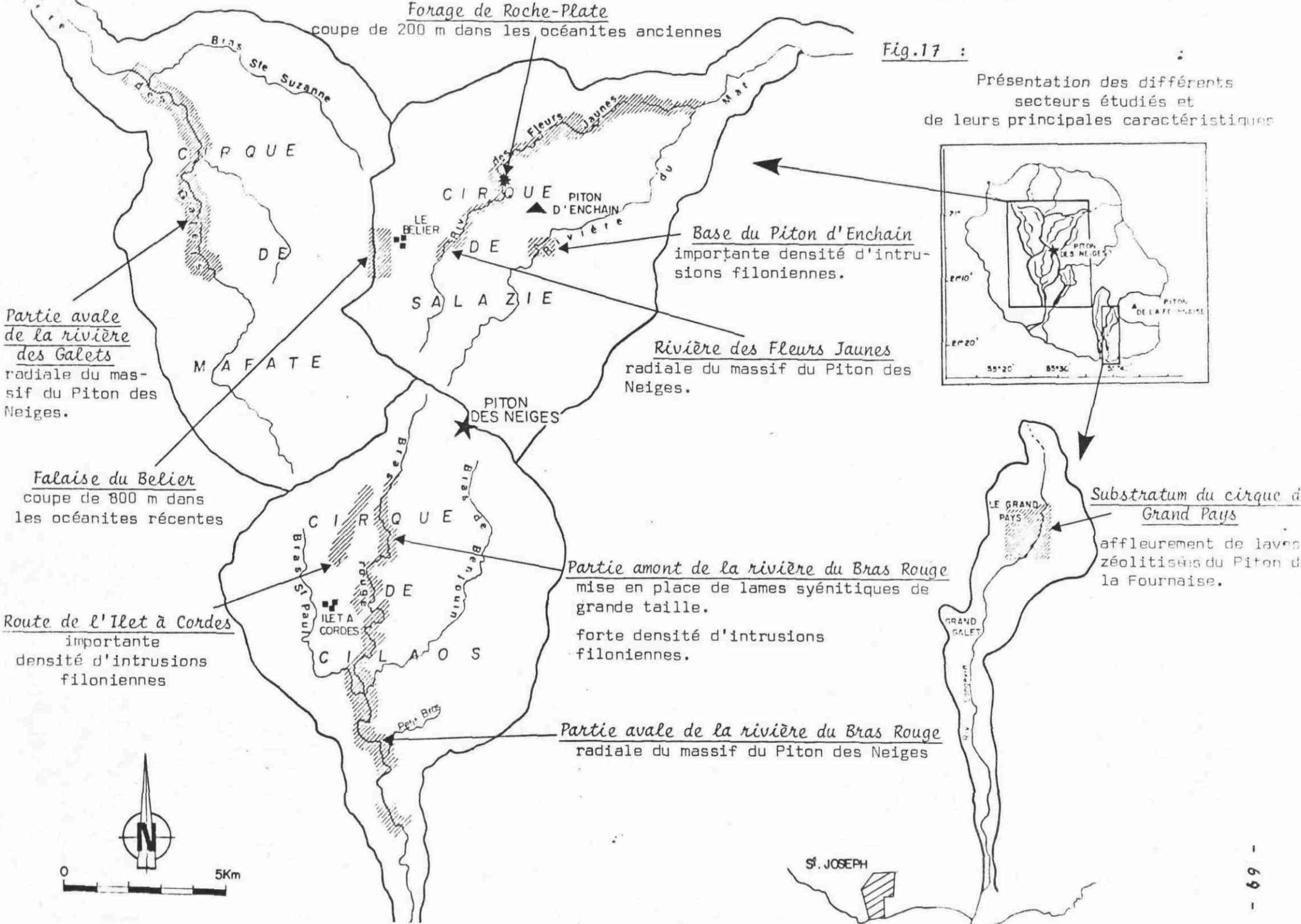
B - DISTRIBUTION DES MINERALISATIONS HYDROTHERMALES DANS TROIS RADIALES DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

Les coupes naturelles qui entaillent le plus profondément le massif du Piton des Neiges sont creusées par les principales rivières et ravines des trois cirques.

Forage de Roche-Plate
coupe de 200 m dans les océanites anciennes

Fig.17 :

Présentation des différents secteurs étudiés et de leurs principales caractéristiques



Partie aval de la rivière des Galets
radiale du massif du Piton des Neiges.

Falaise du Belier
coupe de 800 m dans les océanites récentes

Route de l'Ilet à Cordes
importante densité d'intrusions filoniennes

Base du Piton d'Enchain
importante densité d'intrusions filoniennes.

Rivière des Fleurs Jaunes
radiale du massif du Piton des Neiges.

Partie amont de la rivière du Bras Rouge
mise en place de lames syénitiques de grande taille.
forte densité d'intrusions filoniennes.

Partie aval de la rivière du Bras Rouge
radiale du massif du Piton des Neiges

Substratum du cirque de Grand Pays
affleurement de laves zéolitisées du Piton de la Fournaise.

Nous avons choisi de présenter trois de ces coupes ; respectivement celles de la partie aval de la rivière du Bras Rouge (cirque de Cilaos), de la partie aval de la rivière des Galets (cirque de Mafate), de la rivière des Fleurs Jaunes.

Très peu d'évènements volcano-tectoniques ont affecté les coulées d'océanites qui constituent le substratum sur lequel s'écoulent les trois rivières. C'est donc un terrain d'étude favorable à la préhension du "bruit de fond hydrothermal" dans les séries. Un échantillonnage important et serré a été effectué selon les trois coupes (annexe : carte d'échantillonnage). Il permet d'obtenir une image satisfaisante des principaux faciès minéralogiques que l'on y rencontre. De plus, chacun des profils choisis correspond à une entaille radiale par rapport au centre du massif. Il est possible d'étudier simultanément l'évolution de l'hydrothermalisation en fonction de la qualité des minéralisations et de leur situation par rapport au centre du massif.

B.1. - ETUDE DE LA PARTIE AVALE DE LA RIVIERE DES GALETS (CIRQUE DE MAFATE)

B.1.1. - Contexte géologique

La rivière des Galets traverse le cirque de Mafate selon une direction grossièrement N-S, en longeant la bordure Ouest du cirque. Son lit est essentiellement creusé dans les laves (partie aval depuis "le Bloc" jusqu'à l'embouchure de la rivière Ste Suzanne) et dans les brèches (partie amont) d'océanites anciennes (fig. 18). Le contact entre brèches et coulées a été souvent observé. Ces formations dont l'âge est supérieur à 2,1 MA sont abondamment hydrothermalisées. Quelques rares intrusions filoniennes (< 5 %) recoupent les empilements de laves.

La plupart des dykes appartiennent aux familles N80-95* et N120 et sont hydrothermalisés.

Seule l'étude de la partie aval de la rivière a été reportée : les minéraux hydrothermaux ont été prélevés "in situ" dans les laves et les dykes.

B.1.2. - Examen des phases hydrothermales ayant affecté le secteur aval de la rivière des Galets












a) Zéolitisation des océanites anciennes (laves)

La figure 18 est illustrée par la carte géologique du cirque de Mafate (BILLARD, 1974) à laquelle on a superposé l'échantillonnage des espèces hydrothermales rencontrées principalement dans la rivière des Galets. Par ailleurs, un schéma de notre zone d'investigation est fourni dans la figure 11. Ces deux figures illustrent la répartition et la nature des zéolites présentes dans les laves : trois espèces, chabazite, phillipsite, thomsonite, sont essentiellement présentes. Nous pouvons en déduire l'exercice de basses températures (faciès à chabazite - phillipsite, 0 à 135°C) postérieurement à l'épanchement des océanites anciennes

* Remarque : Le tracé de la partie aval de la rivière des Galets, à l'intérieur du cirque de Mafate, a probablement été guidé par la direction tectonique N80-95.

MINÉRAUX HYDROTHERMAUX

- Ch chabazite
- Ph phillipsite
- Th thomsonite
- An analcime
- Na natrolite
- Go Gonnarite
- Ly levyne
- Er erionite
- Gy gyralite
- Ca calcite
- Arg aragonite
- Ap apophyllite
- Mr montmorillonite
- Hr herschelite

-  Ebouls
-  Alluvions de la Rivière des GALETS
-  Produits d'érosion (ébouls, éluvions)
- Série différenciée
-  Hawaïtes
-  Pyroclastites acides
-  Océanites récentes
-  Laves ante-caldera I
-  Laves post-caldera I
-  Océanites anciennes
-  Laves Pahoe Hœ
-  Breches

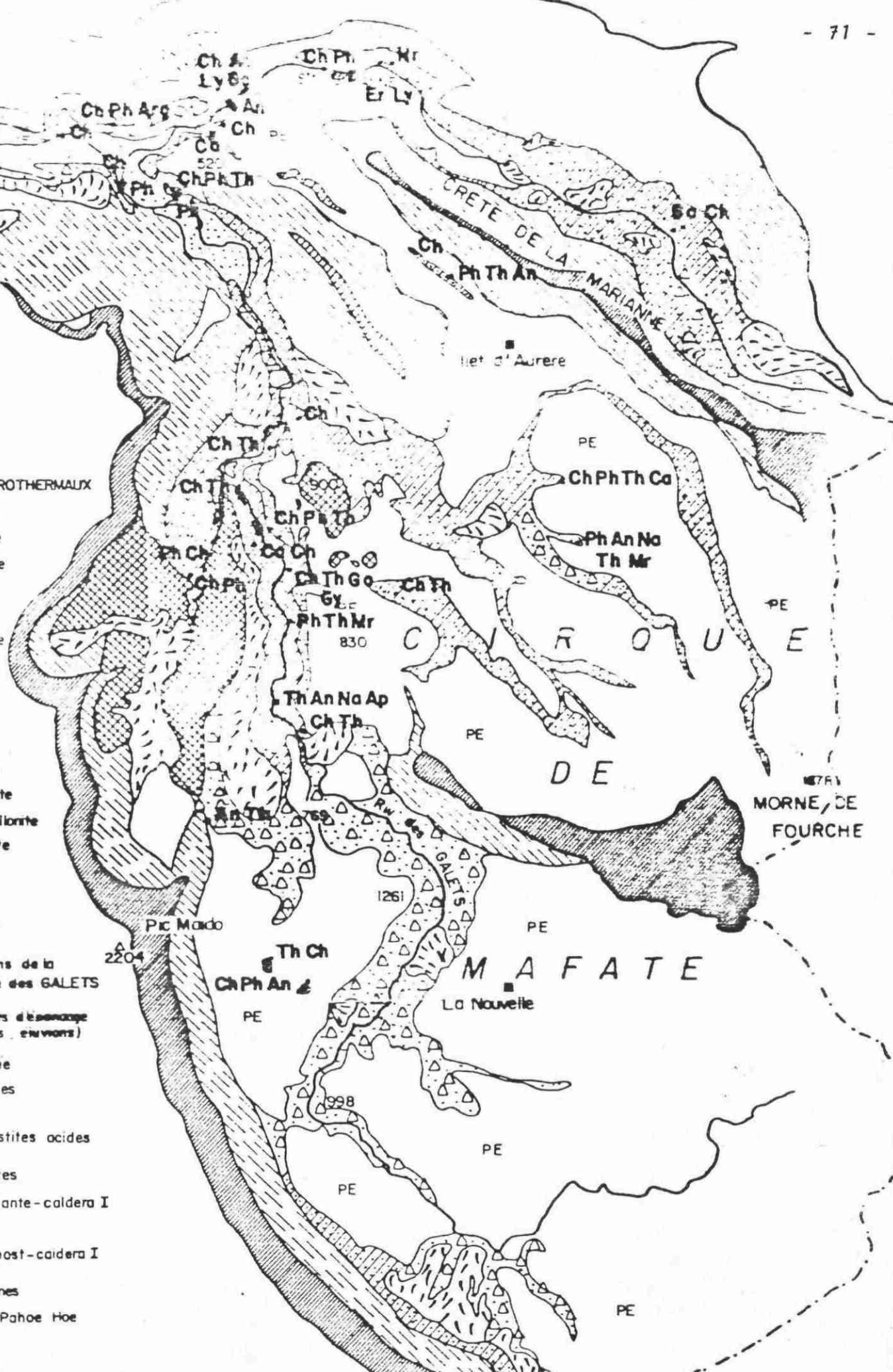


Fig. 18: Carte géologique du cirque de Mafate (d'après BILLARD, 1974 - Ech. 1/50.000) et localisation des minéraux hydrothermaux de la partie aval de la rivière des Galets

NN.W

S

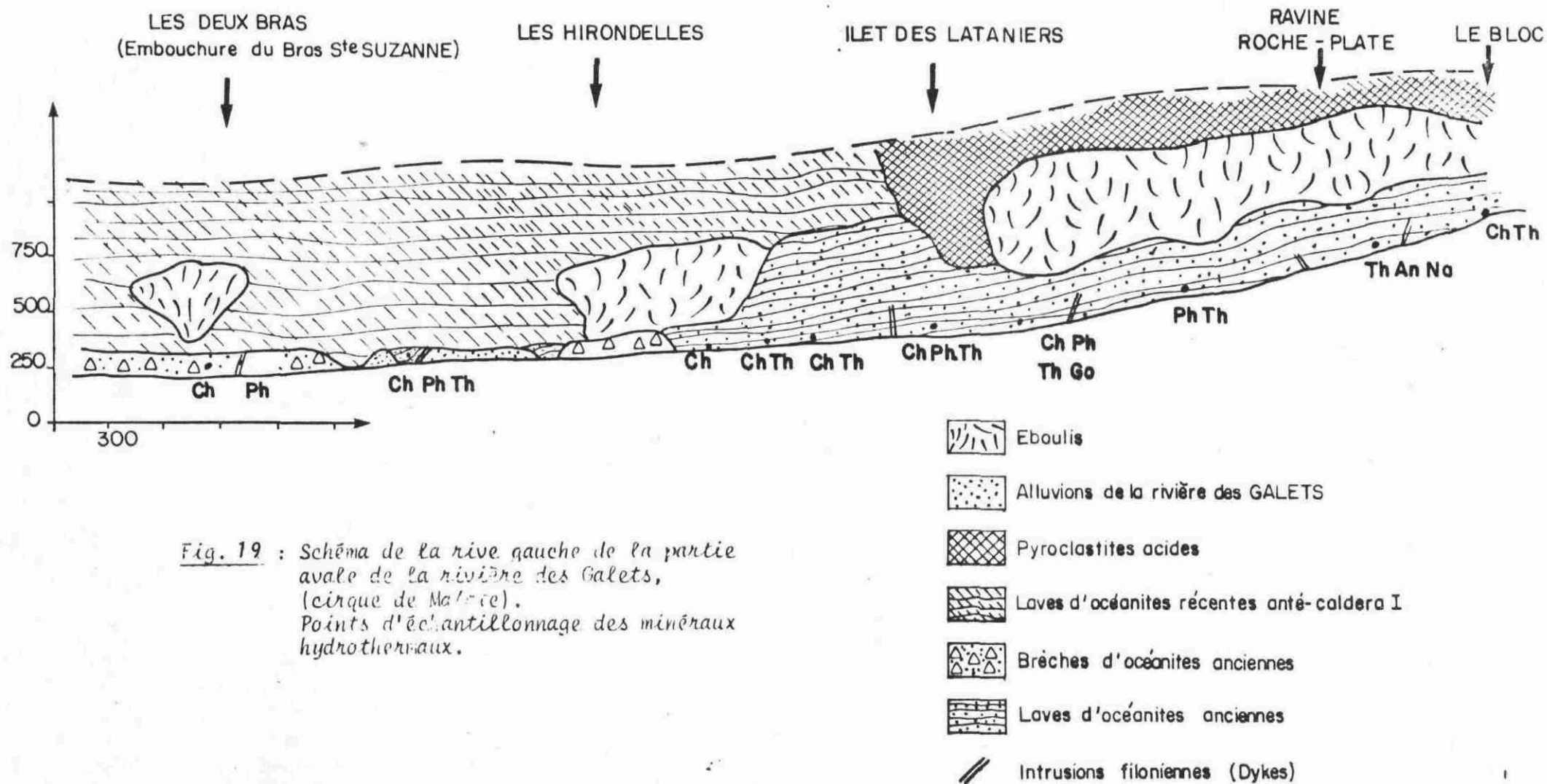


Fig. 19 : Schéma de la rive gauche de la partie aval de la rivière des Galets, (cirque de Malenco). Points d'échantillonnage des minéraux hydrothermaux.

b) Zéolitisation des dykes intrusifs dans les laves d'océanites anciennes

Une zéolitisation directionnelle affecte certains des filons basaltiques intrusifs dans la série des océanites anciennes.

Les dykes et les sills ne traversent pas les océanites récentes mises en place au-dessus de la surface d'érosion des océanites anciennes. Leur intrusion s'est donc opérée pendant le laps de temps séparant les deux séries. Le minéral secondaire essentiel que l'on peut y trouver est la phillipsite. L'érieronite et la levyne ont également été échantillonnées dans un dyke près de l'embouchure de la rivière Ste Suzanne. Ceci pourrait permettre de situer le domaine de stabilité thermique de ces deux minéraux vers des valeurs assez basses (caractéristiques du faciès à chabazite - phillipsite ?).

Il y a donc pérennité des circulations de basse température dans la zone aval de la rivière des Galets. Les dykes affectant les océanites anciennes recèlent les mêmes minéraux du faciès à chabazite - phillipsite. Mais, à l'exception de ces circulations véhiculées par les dykes, il ne semble pas qu'il y ait eu permanence d'un front de chaleur comparable à celui qui a permis la zéolitisation de la série des océanites anciennes.

Un témoignage en est apporté par les photos 14 et 15, qui montrent, en coupe, une intrusion basaltique grossièrement triangulaire. Celle-ci s'est probablement injectée à l'intérieur d'un tunnel de lave contemporain des océanites anciennes (des figures de flux, concentriques, sont visibles à la base du tunnel, photo 14).

Si l'empilement d'océanites anciennes est très hydrothermalisé, l'intrusion de basalte à olivine, par contre, n'est pas affectée.

La zéolitisation à grande échelle des océanites anciennes s'est donc faite pendant le laps de temps séparant la mise en place de l'empilement et le remplissage du tunnel de lave.

B.1.3. - Remarques

Des paragenèses à analcime - thomsonite - natrolite ont été détectées dans le secteur amont de la rivière des Galets (fig.18). Elles peuvent correspondre à de plus fortes valeurs des températures près du cœur du massif.

Les océanites récentes qui reposent sur les océanites anciennes ne sont pas hydrothermalisées de manière conséquente. Seuls quelques filonnets et vacuoles de calcite remplissent les vides des laves.

B.1.4. - Conclusions

L'existence d'un paléo-système hydrothermal dans les laves et océanites anciennes et les dykes qui les traversent, est concrétisée par des zéolites de basse température (< 135°C) appartenant au faciès à chabazite - phillipsite. La zéolitisation des laves constitue le "bruit de fond" du phénomène hydrothermal, qui s'est mis en place avant l'épanchement des océanites récentes (2,1 MA).



Photo n° 14

Remplissage d'un tunnel de lave dans les océanites anciennes. L'intrusion de basalte à olivine est exempte de minéralisations secondaires, alors que l'encaissant est largement zéolitisé. (rivière des Galets à 200 m en aval de l'embouchure du Bras d'Oussy, cirque de Mafate)



Photo n° 15

Détail de la photo précédente - des blocs de la série encaissante des océanites anciennes sont enclavés à la base de l'intrusion. (rivière des Galets, cirque de Mafate)

B.2. - ETUDE DE LA PARTIE AVALE DE LA RIVIERE DU BRAS ROUGE (CIRQUE DE CILAOS)

B.2.1. - Contexte géologique

La rivière du Bras Rouge partage le cirque de Cilaos suivant une direction N-S. Sa naissance a lieu au Rond du Bras Rouge.

La partie amont de la rivière (depuis l'embouchure de la ravine des Salazes jusqu'à l'embouchure de la ravine H. Dijoux) est oblitérée par une grande densité d'intrusions filoniennes et massives (syénites quartzifères). L'étude de cette zone sera abordée plus loin.

Plus en aval, la rivière s'écoule sur un substratum d'océanites anciennes totalement hydrothermalisé et altéré, depuis la ravine des Aigrettes jusqu'au Pavillon, puis au sein des océanites récentes qu'elle recoupe depuis le Pavillon jusqu'à son exutoire au niveau de la plaine alluviale de la rivière St Etienne.

Toute cette zone est située en dehors des grands accidents tectoniques et des manifestations volcaniques qui ont affecté la partie la plus interne du cirque de Cilaos.

B.2.2. - Examen des phases hydrothermales

a) Hydrothermalisation des laves d'océanites anciennes

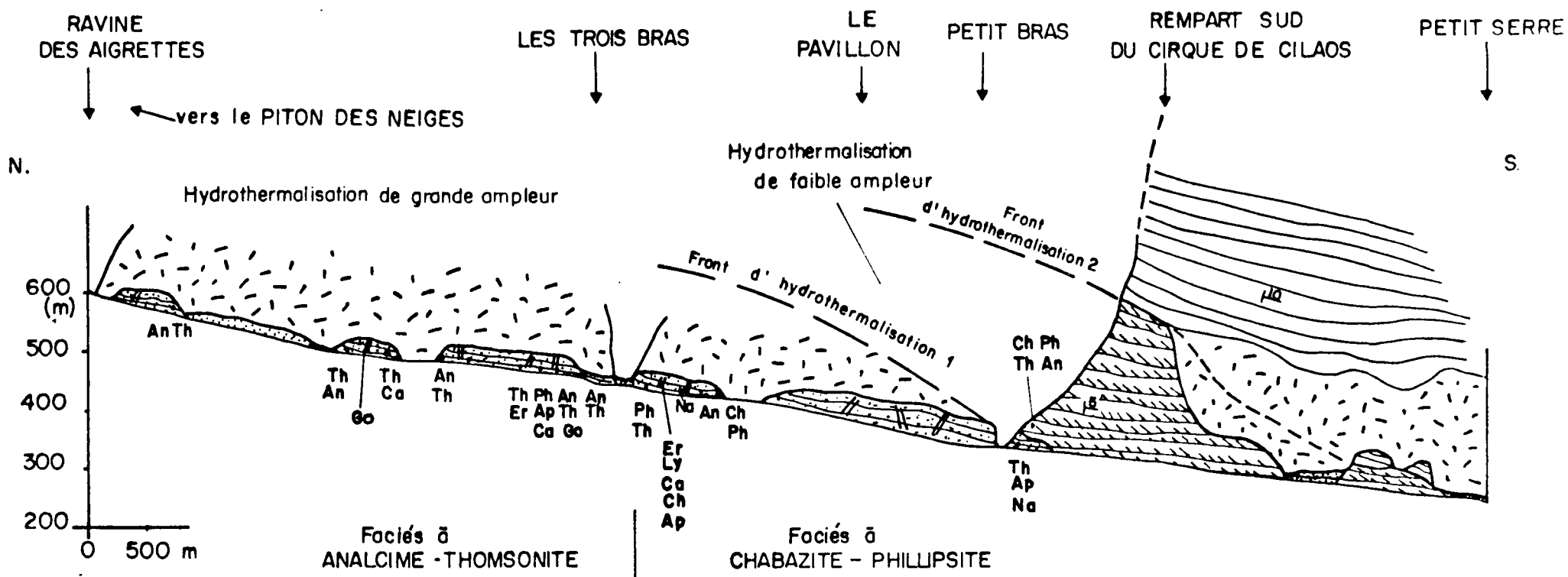
Un schéma (fig. 20) permet d'observer plusieurs passages latéraux de faciès du Nord au Sud. Au niveau de la ravine du Petit Bras, qui s'écoule au Pied du rempart Sud du cirque de Cilaos, le contact entre les océanites anciennes et récentes est matérialisé par un paléosol rubéfié et une limite d'hydrothermalisation et d'altération bien marquée (photo 16).

Les vides des océanites anciennes sont occupés par des paragenèses principalement zéolitiques du faciès à analcime - thomsonite dans la partie haute de la coupe, (depuis la ravine des Aigrettes jusqu'aux Trois Bras).

Les autres minéraux secondaires qui appartiennent aux associations à analcime - thomsonite sont la calcite, la gonnardite et l'érionite. La présence de calcite est essentiellement décelée en filonnets recoupant l'empilement des laves et il est probable que son existence soit à rattacher aux circulations hydrothermales de basse température qui ont affecté le secteur postérieurement à une phase de grande ampleur, responsable de la zéolitisation des océanites anciennes.

Les paragenèses du faciès à chabazite - phillipsite se rencontrent depuis les Trois Bras jusqu'à la limite d'affleurement de la série ancienne dans la ravine du Petit Bras.

L'érionite, la levyne, la natrolite et l'apophyllite accompagnent la phillipsite et la chabazite dans les assemblages que ces deux minéraux caractérisent.



FORMATIONS GEOLOGIQUES

- Alluvions de la Rivière du BRAS ROUGE
- Produits d'épandage récents : coulées de solifluxion éboulis et élutions
- Laves pahoehoe d'océanites anciennes
- Laves hydrothermalisées
- Laves non hydrothermalisées
- Intrusions filoniennes (Dykes)

Océanites récentes

MINERAUX HYDROTHERMAUX

- Ch Chabazite
- Ph Phillipsite
- Th Thomsonite
- Na Natrolite
- An Analcime
- Go Gonnardite
- Ly Lavyne
- Ap Apophyllite
- Er Erionite
- Ca Calcite

Fig. 20 : Schéma de la rive gauche de la rivière du Bras Rouge depuis la ravine des Aigrettes jusqu'au Petit Serré (cirque de Cilaos).



Photo n° 16

Contact entre océanites anciennes et océanites récentes, marqué par un paléosol rubéfié et une limite d'hydrothermalisation très nette.

(ravine du Petit Bras, cirque de Cilaos, avec l'amicale complicité de P. ROCHER)



Photo n° 17

"Fleurs" de calcite en placages sur un sill trachytique.

(rivière des Fleurs Jaunes, cirque de Salazie)

Nous avons vu précédemment dans le cas de la rivière des Galets que l'érieronite et la levyne sont vraisemblablement caractéristiques d'un domaine de stabilité équivalent à celui du faciès à chabazite - phillipsite. Nous en avons ici une confirmation.

La présence de la natrolite n'est pas aberrante ; sa limite inférieure de stabilité thermique débute dans le champ de stabilité du faciès à chabazite - phillipsite.

L'apophyllite est un minéral rare à la Réunion. Elle est principalement localisée dans la partie aval de la rivière du Bras Rouge. Les observations à la Réunion, jointes à celles de J. DEMANGE dans l'atoll de Mururoa (comm. pers.) montrent que l'apophyllite pourrait être née dans les conditions de basse température du faciès à chabazite- phillipsite.

b) Hydrothermalisation des dykes basaltiques intrusifs dans les laves d'océanites anciennes

On décèle dans les filons intrusifs les mêmes minéralisations secondaires que dans les laves du secteur qu'ils affectent.

On a là la preuve d'une certaine constance d'un flux thermique régional qui a permis la cristallisation des mêmes minéraux en plusieurs étapes espacées dans le temps.

c) Hydrothermalisation des laves d'océanites récentes

Nous l'avons vu, le contact entre les océanites anciennes et récentes est particulièrement bien marqué dans la ravine du Petit Bras à 200 m de son embouchure avec la rivière du Bras Rouge (photo 16).

C'est même l'un des seuls endroits accessibles du massif du Piton des Neiges où l'on puisse bien l'observer.

Les coulées d'océanites anciennes, totalement altérées et zéolitisées et de ce fait autobrêchifiées, de faible puissance, sont surmontées par des bancs métriques d'océanites relativement fraîches.

Seule une zéolitisation diffuse remplit les bulles de ces laves. Les zéolites présentes sont la phillipsite, la chabazite, l'analcime et la thomsonite. La croissance d'analcime sur de la phillipsite, fossilise une élévation de la température dans ce secteur, qui appartient toutefois à la zone à chabazite - phillipsite (mais la température maximum à laquelle a été portée les laves est très proche de la limite supérieure de ce faciès, c'est-à-dire 135°C).

La partie supérieure de l'empilement des océanites récentes qui constitue le rempart Sud du cirque de Cilaos, est exempte quant à elle de toute altération.

La limite altimétrique de l'hydrothermalisation dans cette série est très difficilement appréciable, en raison de l'inaccessibilité des lieux et aussi des fluctuations régionales de cette limite.

B.2.3. - Conclusions

Deux types de zonéographie sont à retenir et sont représentés sur la figure 20 .

- une zonéographie horizontale caractérisée par un passage du faciès à analcime - thomsonite, au centre du massif, (135 à 300°C), au faciès à chabazite - phillipsite, (0 à 135°C), en bordure du cirque de Cilaos.

La zéolitisation des séries est probablement le résultat d'un processus hydrothermal régional.

La disposition radiale des faciès peut très bien s'expliquer par une atténuation des effets thermiques d'une source de chaleur centrée sur le Piton des Neiges.

- une zonéographie verticale, surtout caractérisée par le changement d'ampleur de la colonisation secondaire. Elle correspond successivement à une hydrothermalisation importante des océanites anciennes, puis diffuse à la base des océanites récentes et s'estompant progressivement jusqu'à la disparition complète de toute altération dans la partie supérieure de la série des océanites récentes.

L'hydrothermalisation maximale a pu se faire pendant le laps de temps qui a séparé la mise en place des océanites anciennes et des océanites récentes (aux alentours de 2,1 MA) ; la limite d'altération correspond alors au niveau atteint par l'érosion dans les océanites anciennes. Mais, son âge peut aussi être plus jeune que celui des dernières coulées d'océanites récentes (350.000 ans). Il est possible que le front hydrothermal se soit stabilisé au toit des océanites anciennes sous une importante couverture d'océanites récentes (seule une zéolitisation diffuse existe à la base des océanites récentes).

A ce stade de notre étude, nous ne possédons pas d'arguments nous permettant de trancher entre ces deux hypothèses.

B.3. - ETUDE DE LA RIVIERE DES FLEURS JAUNES (CIRQUE DE SALAZIE)

B.3.1. - Contexte géologique

La rivière des Fleurs Jaunes naît de la réunion de la ravine des Merles et de la ravine Blanche sur la bordure Ouest de l'éboulis du Grand-Sable. L'entaille naturelle de la rivière des Fleurs Jaunes met successivement à nu les océanites récentes dans sa partie la plus amont, puis les laves et les brèches de remaniement de la série des océanites anciennes dans la majeure partie de son trajet (fig. 21).

Les océanites anciennes et récentes ne sont pas affectées par de grandes structures tectoniques ou intrusives, excepté le secteur limité par la ravine Roche à Jacquot et la ravine Belier. Dans cette zone, sont injectés de nombreux types d'intrusions variant des dykes trachy-syénitiques empilés en "lames", à des dykes et des sills doléritiques hydrothermalisés.

MINÉRAUX HYDROTHERMAUX :

ch : chabasite	go : gonnardite	ry : reyerite
ph : phillipsite	sb : stilbite	ca : calcite
th : thomsonite	er : erionite	plg : plagioclase
an : analcime	sc : scolecite	mr : montmorillonite
na : natrolite	gy : gyrolite	tb : tobermorite

// Intrusions filoniennes

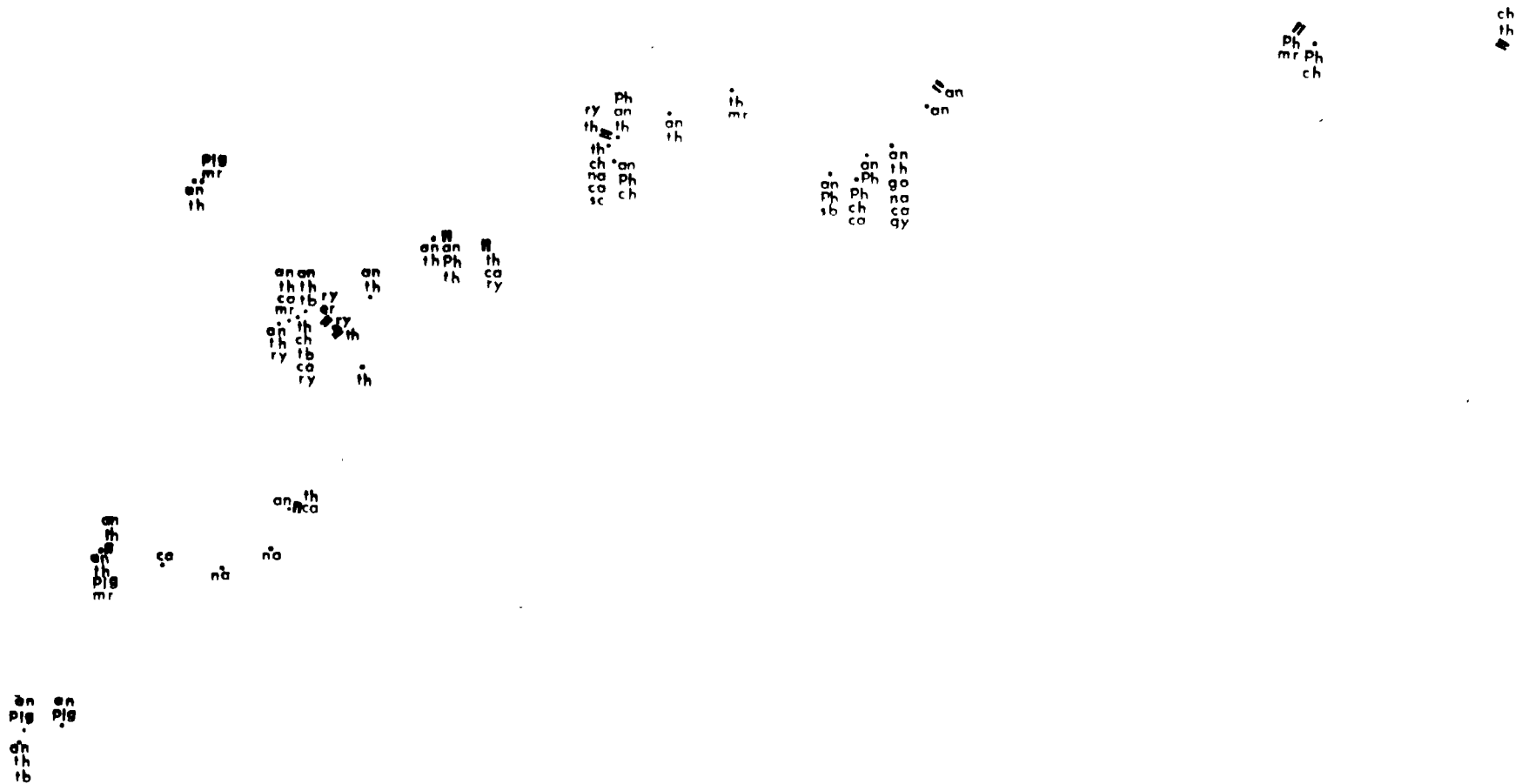
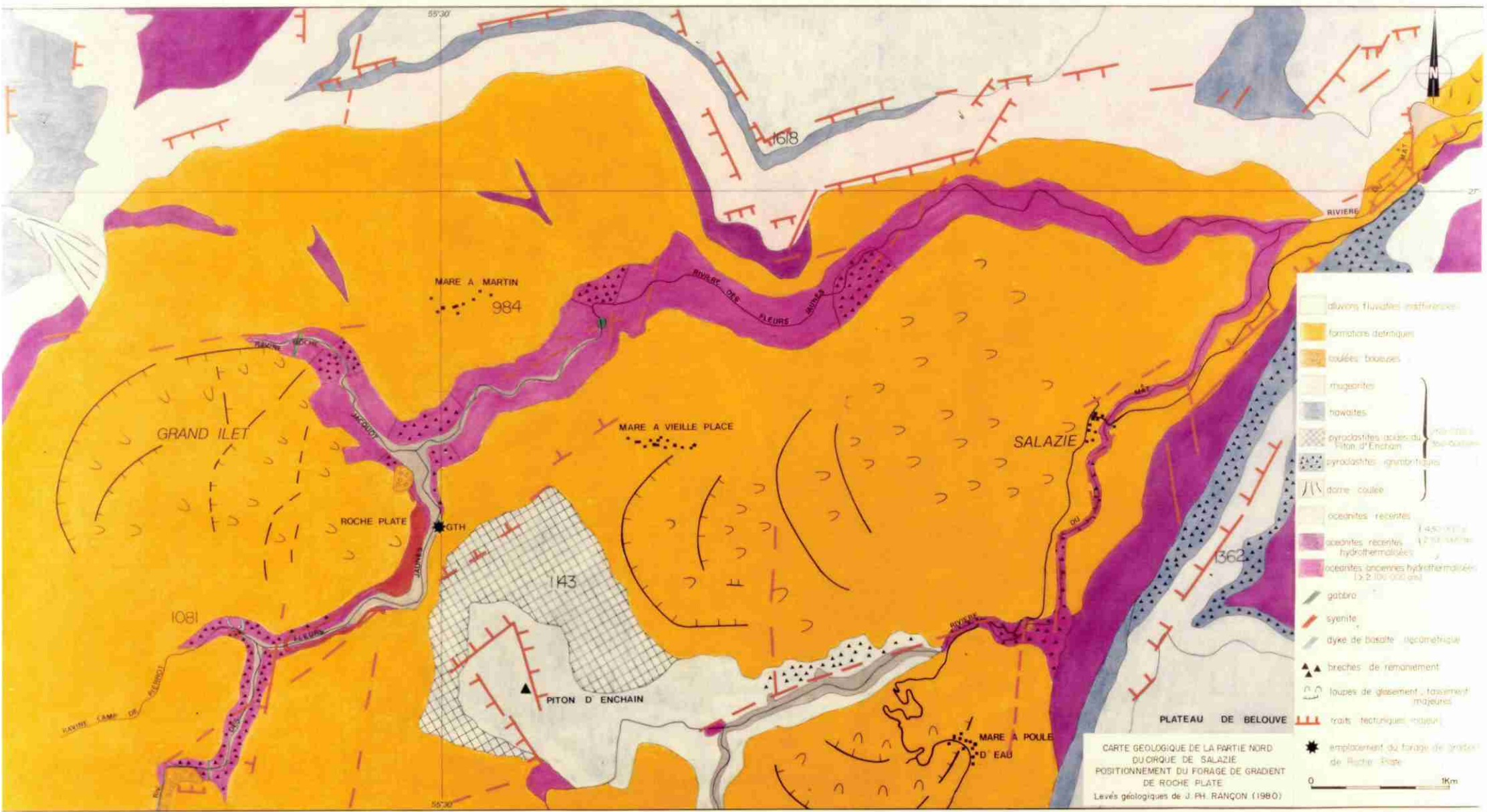


FIG.24 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE NORD DU CIRQUE DE SALAZIE

ET POSITIONNEMENT DES MINÉRAUX HYDROTHERMAUX ÉCHANTILLONNÉS DANS LA RIVIÈRE FLEURS JAUNES



- alluvions fluviales anciennes
- formations détritiques
- coulées boueuses
- mugearites
- basaltites
- pyroxénites (axes du Piton d'Enchain)
- pyroxénites (grande falaise)
- dalle coulée
- ophiolites récentes
- ophiolites récentes (2.450-2.100 ans)
- ophiolites récentes hydrothermalisées (2.100-1.950 ans)
- ophiolites anciennes hydrothermalisées (2.2.100-1.950 ans)
- gabbro
- syénite
- dyke de basalte (géométrique)
- brèches de remanement
- loupes de glissement - tassement majeures
- traits tectoniques majeurs
- emplacement du forage de gradient de Roche Plate

CARTE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE NORD
 DU CIRQUE DE SALAZIE
 POSITIONNEMENT DU FORAGE DE GRADIENT
 DE ROCHE PLATE
 Levés géologiques de J. PH. RANÇON (1980)



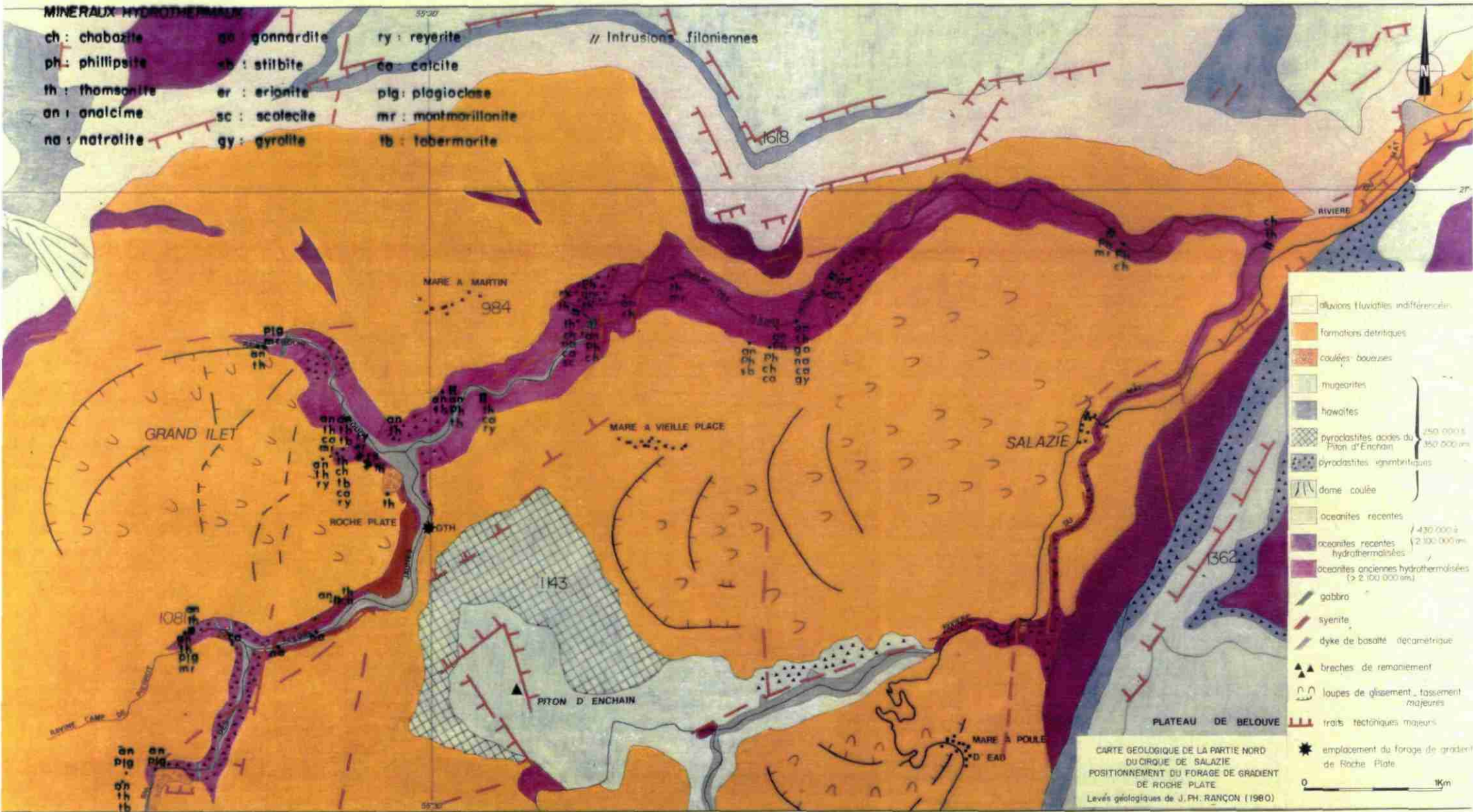


FIG. 21 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE NORD DU CIRQUE DE SALAZIE
ET POSITIONNEMENT DES MINÉRAUX HYDROTHERMAUX ÉCHANTILLONNÉS DANS LA RIVIÈRE FLEURS JAUNES

Nous reviendrons plus en détail sur cette zone de la rivière des Fleurs Jaunes en particulier lors de l'étude du forage de gradient géothermique de Roche-Plate .

Ailleurs, quelques dykes et sills appartenant aux familles N120 et N80-95 recoupent très localement les océanites anciennes. Leur densité ne dépasse qu'exceptionnellement 5 %. Ils sont très souvent hydrothermalisés.

B.3.2. - Examen des phases hydrothermales

a) Hydrothermalisation régionale des océanites anciennes et des océanites récentes

La coupe schématique de la rivière des Fleurs Jaunes depuis son embouchure avec la rivière du Mat, et de la partie aval de la ravine des Merles, est présentée en figure 22.

Le faciès à chabazite - phillipsite est représentatif de la zéolitisation des océanites anciennes dans la partie à la fois la plus externe du cirque de Salazie et la plus aval de la rivière des Fleurs Jaunes.

A partir de la cote 550 m le relais est pris par le faciès à analcime - thomsonite qui affecte les océanites anciennes mais aussi les océanites récentes qui apparaissent à la cote 900 m dans le lit de la rivière. La photo 5 montre des coulées d'océanites récentes, beaucoup moins altérées que celles d'océanites anciennes, recelant des lits parallèles d'analcime et de thomsonite.

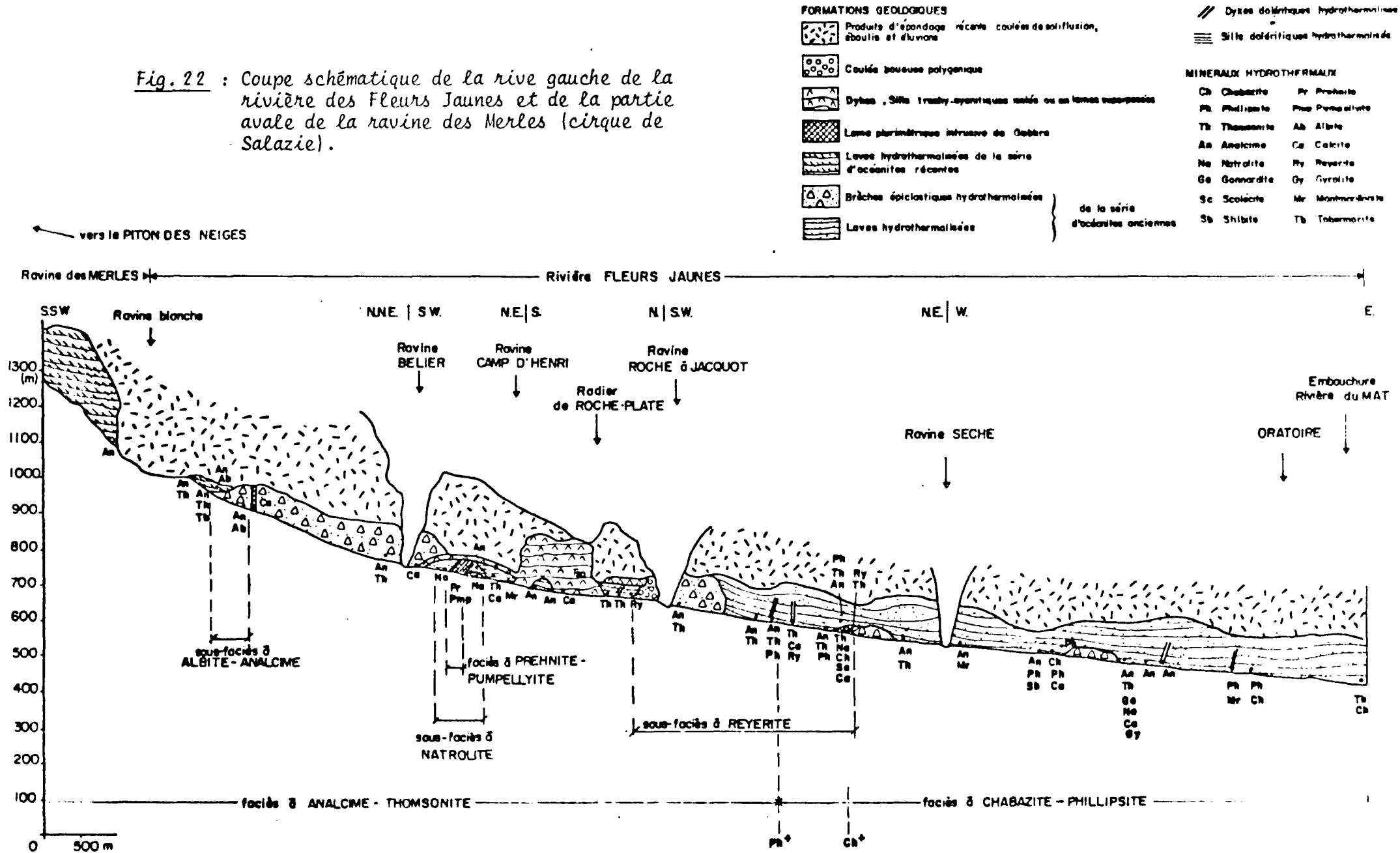
Ces deux faciès zéolitiques sont l'essentiel du "bruit de fond" hydrothermal de la rivière des Fleurs Jaunes.

Comme dans l'exemple précédent de la rivière du Bras Rouge, les paléotempératures correspondant à la zonation observée, sont plus importantes dans la partie la plus interne du massif.

Par ailleurs, aux deux faciès précédents, se superposent des sous-faciès qui perturbent localement la lecture du "bruit de fond" hydrothermal :

- un sous faciès à albite - analcime a été mis en évidence entre les cotes 980 et 920 m. Il permet de remonter localement la limite inférieure du domaine de stabilité du faciès à analcime - thomsonite. (fig. 16).
- un sous faciès à réyérite, bien localisé dans un rayon d'un kilomètre à partir de l'embouchure de la ravine Roche à Jacquot. La signification de la présence de ce minéral, tout particulièrement dans cette zone, n'apparaît pas évidente, tout au plus, peut-on le rattacher aux dernières venues hydrothermales de basse température, conformément à sa situation sur les autres minéraux secondaires.
- un sous faciès à natrolite entre les cotes 760 et 740.

Fig. 22 : Coupe schématique de la rive gauche de la rivière des Fleurs Jaunes et de la partie aval de la ravine des Merles (cirque de Salazie).



b) Hydrothermalisation des intrusions filoniennes affectant les océanites anciennes

Les filons intrusifs sont de trois types :

- les dykes et les sills basaltiques N120 - N80-95 - N25-30, dont la mise en place, postérieure à l'épanchement des océanites anciennes, est probablement contemporaine de celui des océanites récentes.
- les dykes doléritiques de direction N30, mis en place entre les océanites du bouclier primitif et la série différenciée.
- les dykes et les sills trachy-syénitiques en dalles superposées dont l'injection s'est faite pendant la période d'émission des laves différenciées.

- Les dykes et les sills basaltiques de première génération

De manière générale, les minéralisations secondaires présentent un caractère diffus au sein des intrusions filoniennes de première génération. Les espèces ne sont pas discordantes par rapport aux faciès minéralogiques définis dans les laves encaissantes.

Citons le cas de deux intrusions plurimétriques de gabbro, rencontrées aux cotes 900 et 800 m, qui sont à rattacher à cette première génération d'intrusions.

Aucune de ces deux intrusions engendre dans son encaissant un quelconque métocristallin. Leur taille est trop réduite (< 15 m).

Dans la lave gabbroïque (N80, subverticale) la plus en amont, seule la présence de calcite en filonnets parallèles aux épontes a été détectée. Par contre, dans l'intrusion de gabbro située entre la ravine Roche à Jacquot et la ravine Sèche, de nombreux minéraux secondaires sont présents : thomsonite, natrolite, chabazite, scoclécite et calcite ; sans qu'aucun ordre de cristallisation n'ait pu être observé.

- Les dykes doléritiques de seconde génération

Ils recèlent l'association prehnite - pumpellyite. Ce type d'altération hydrothermale a été décelé au microscope à partir de lames minces de dykes doléritiques rencontrés à la cote 750 m, en amont du lieu dit Roche-Plate.

CHEVALLIER (1979) avait déjà signalé leur existence et les avait rattachés à la fracturation concentrique et radiale qui précède la période d'émission des laves différenciées.

Au vu des données de terrain, ces intrusions doléritiques sont antérieures aux venues trachytiques et se placent incontestablement entre les océanites du bouclier primitif et les laves alcalines différenciées. Elles témoignent ainsi des premiers mouvements d'extension lors de la reprise de l'activité volcanique après la période de calme éruptif de 80.000 ans, séparant les océanites de la série alcaline différenciée. L'activité de CO₂ nécessaire à l'apparition du faciès à prehnite - pumpellyite, est donc à rechercher dans l'activité des gaz sous pression au sein de l'édifice volcanique.

- Les intrusions trachy-syémitiques en dalles

Elles appartiennent au système linéaire à pendage externe. Ces dalles intrusives, concentrées dans la partie interne du cirque de Salazie, sont plus particulièrement visibles dans la rivière des Fleurs Jaunes au lieu-dit Roche Plate, où elles forment un remarquable empilement en surface structurale (N30 → 20 SE) (fig. 22).

Latéralement et sans contact franc, cette formation est relayée par des sills de même nature, de puissance métrique, qui sont injectés en une vaste coupole au sein des brèches zéolitisées d'océanites anciennes.

Le seul représentant de la population minérale hydrothermale est la calcite, logée dans quelques vacuoles ou développée sous la forme de "fleurs" (photo 17).

B.3.3. - Conclusions

L'hydrothermalisation des laves d'océanites anciennes et récentes de la rivière des Fleurs Jaunes est caractérisée par le passage latéral du faciès à analcime - thomsonite dans la partie interne du cirque de Salazie au faciès à chabazite - phillipsite dans la partie externe.

A cette hydrothermalisation de grande ampleur, se sont succédés plusieurs épisodes ponctuels générateurs de minéralisations secondaires, caractérisés par des sous faciès minéralogiques.

Le phénomène géothermique régional, responsable de la zéolitisation des laves basaltiques, n'a pas impliqué la cristallisation d'espèces de haute température, contemporainement ou postérieurement à la mise en place des intrusions différenciées. Seule, la calcite est présente dans quelques vacuoles ou sur les plans de fissuration.

C - DISTRIBUTION DES MINÉRALISATIONS HYDROTHERMALES DANS DEUX COUPES DU CIRQUE

DE SALAZIE

Si l'étude précédente a permis de mettre en évidence la gradation radiale régionale des paléo-températures dans la partie centrale de l'édifice volcanique du Piton des Neiges, il reste à appréhender la dimension Z (profondeur) pour essayer de reconstituer l'agencement spatial des minéraux hydrothermaux et de leurs associations.

Deux coupes ont pu être levées ; l'une dans la falaise surplombant le village du Belier au SW de Grand Ilet, dans les océanites récentes, la seconde est constituée par le LOG du forage de gradient géothermique de Roche-Plate qui traverse la série des océanites anciennes. Ces deux approches du facteur Z ont donc été tentées dans le cirque de Salazie, dans deux contextes hydrothermalisés différents.

C.1. - ETUDE DE LA FALAISE SURPLOMBANT LE VILLAGE DU BELIER

Cette coupe a été rendue possible grâce à la construction d'une route qui doit, dans l'avenir, relier le cirque de Salazie au cirque de Mafate. Cette voie de communication construite par l'O.N.F. (Office National des Forêts) et qui serpente le long du rempart a dégagé de nombreux affleurements.

C.1.1. - Contexte géologique

L'examen des affleurements depuis la cote 1200 jusqu'à la cote 1800 a permis de bien identifier les formations qui constituent le rempart (fig. 23) : l'essentiel de la façade Ouest du cirque de Salazie est composé d'un empilement d'océanites récentes hydrothermalisées, avec leur cortège de brèches épicrostiques. L'armature du rempart est réalisée par de nombreuses injections, éventuellement hydrothermalisées, de dykes et de sills. Les plus remarquables d'entre elles sont des dykes pentés 40E, qui apparaissent en surface structurale et sont de nature doléritique, syénitique, ou comenditique (NATIVEL, 1978). Ces intrusions appartiennent au système linéaire à pendage externe. Elles se situent essentiellement à la base de la série et sont très faiblement hydrothermalisées.

La partie sommitale de la coupe (Piton Marmite) est coiffée par des coulées de mugearites à phénocristaux de plagioclases et anorthoses ("Roches Pintades" de la série différenciée), depuis la cote 1800 jusqu'à la cote 1830. Ces coulées, très bien conservées, sont exemptes de toute minéralisation secondaire.

C.1.2. - Hydrothermalisation de la série des océanites récentes

Ce qui frappe d'emblée est l'altitude exceptionnellement élevée atteinte par le front hydrothermal : à 1800 m d'altitude les laves d'océanites récentes sont totalement altérées. C'est, à notre connaissance, l'un des points les plus hauts atteints par l'hydrothermalisation au coeur du massif du Piton des Neiges. Cette zone est assez restreinte ; latéralement, les laves du rempart ne sont pas hydrothermalisées à un niveau élevé.

Une grande variété d'espèces secondaires, -des zéolites principalement-, existent dans les espaces libres de la série des océanites récentes du rempart (fig. 23).

Toutefois, aucune stratigraphie des faciès minéralogiques n'est apparente. Ainsi, les minéraux comme la chabazite ou la phillipsite, caractéristiques de basses températures de formation, se rencontrent de bas en haut de la série.

Il n'existe pas de zonation significative en fonction de la profondeur.

Au vu des figures de superposition, observables dans les assemblages (espèces de basse température comme la phillipsite et la chabazite cristallisant sur de l'analcime ou de la thomsonite), tout se passe comme s'il y avait eu plusieurs épisodes de cristallisation des zéolites après la mise en place des océanites.

Dans cette hypothèse, la superposition des épisodes hydrothermaux conduit à la cristallisation d'espèces de moins en moins "chaudes" (comme en attestent nos observations) en relation avec une descente progressive des isothermes affectant la pile de laves (fig. 24).

Parallèlement à l'ordre de cristallisation, une destabilisation des espèces de haute température ayant atteint leur limite inférieure de stabilité thermique, amène la création de retro-équilibres. Cette hypothèse présente l'avantage de rendre compte de l'existence et de la permanence des mêmes assemblages complexes rencontrés sur toute la hauteur du rempart et donc de l'absence de zonation verticale. Il faut noter que le processus invoqué peut être provoqué par deux mécanismes distincts :

- il peut être dû, comme le propose WHEELLOCK (1978) dans un cas semblable en Afrique du Sud, au simple refroidissement des coulées. L'hydrothermalisation prendrait place peu après l'écoulement des laves ; la répétition des venues laviques et de l'hydrothermalisation corrélative conduirait à une superposition des assemblages. Le phénomène serait alors à décomposer en plusieurs étapes.
- il peut être dû à l'activité d'un système hydrothermal agissant postérieurement à l'empilement de l'ensemble de la série de laves.

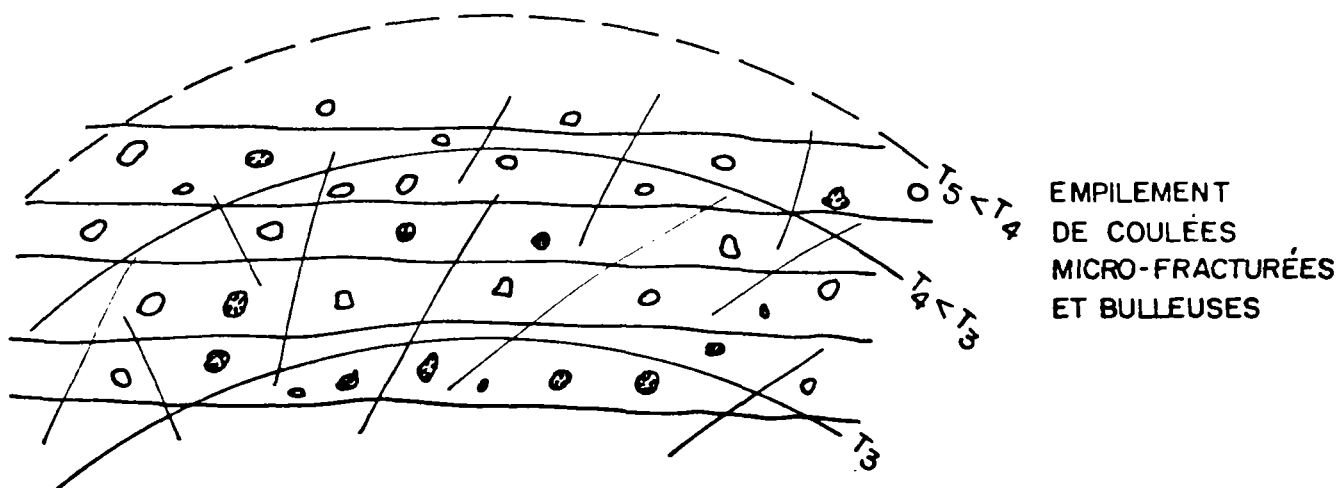
Dans l'exemple de la falaise du Belier, le deuxième cas de figure paraît le plus vraisemblable. En effet, les laves d'océanites ont été émises à l'air libre et la superposition des coulées ne s'est probablement pas faite assez rapidement pour éviter une grande déperdition de chaleur, interdisant ainsi la cristallisation d'espèces hydrothermales. L'hydrothermalisation serait alors le résultat d'un phénomène unique, toutefois distinct d'un anchimétamorphisme régional.

La remontée exceptionnelle du toit hydrothermal en cet endroit du massif atteste d'un "diapirisme" local. Elle est probablement liée à la mise en place de cellules de convection (fluides + chaleur) dans cette zone particulièrement active (proximité du centre volcanique, ...).

C.1.3. - Hydrothermalisation des intrusions basaltiques et différenciées

Les filons, peu puissants, sont généralement de nature basaltique (dolérite, océanite, ...). Leur densité dans la falaise du Bélial ne dépasse pas 10 %.

STADE 1 : Cristallisation d'un premier faciès dans les vides de la roche.



STADE 2 : Cristallisation de paragenèses d'un second faciès (de plus basse température) superposées à des espèces du stade 1 ou dans d'autres vides.

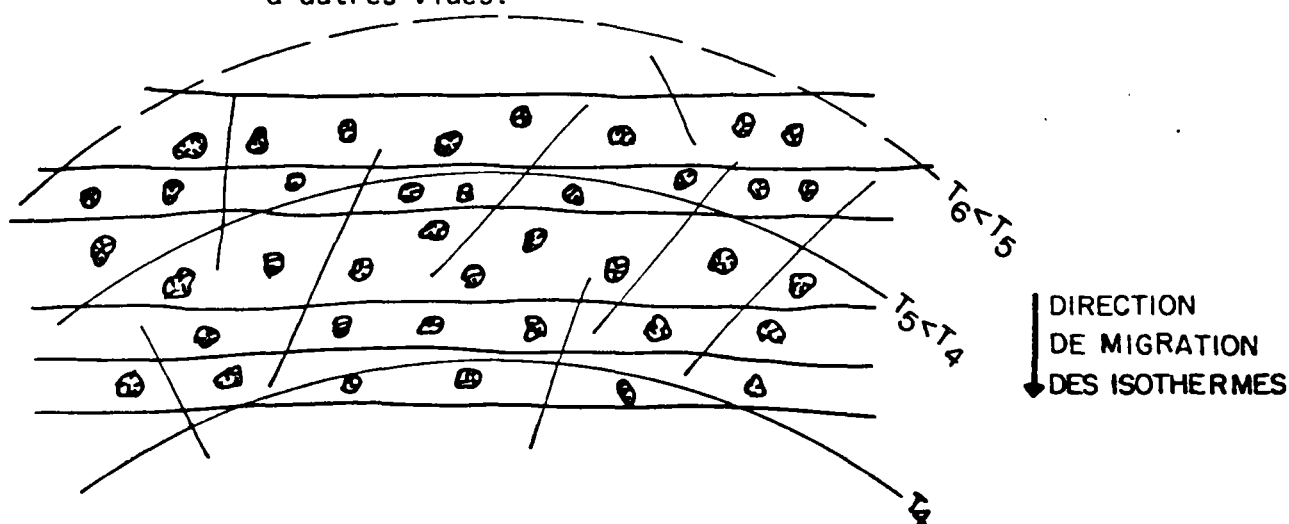


FIG. 24 : Décomposition du processus hydrothermal permettant l'étalement de la cristallisation d'espèces secondaires dans un empilement de coulées.

La plupart des intrusions basaltiques ne sont pas hydrothermalisées. Quand elles le sont, l'hydrothermalisation qui les affecte est généralement faible et se limite aux fissures ; nous y avons reconnu la présence d'analcime, de thomsonite, de chabazite, de phillipsite, de gonnardite et de calcite.

Cette zéolitisation est à rattacher au rôle de vecteur que jouent les dykes et les sills ; il est intéressant de noter que les espèces qui cristallisent dans les filons et dans les laves encaissantes, sont les mêmes. Les assemblages sont toutefois moins complexes dans les dykes et constitués en général de deux espèces, paragénétiques (faciès à analcime - thomsonite ou à chabazite - phillipsite).

Les intrusions différenciées, de nature syénitique ou comenditique ont été datées par NATIVEL et GILLOT (publication sous presse) à 40.000 ans. Des remontées de fluides se sont faites à leurs épontes et ont permis la cristallisation d'espèces de haute température (albite), mais aussi de basse température (chabazite, phillipsite, calcite). Des placages de ces minéraux sont présents sur les plans de diaclase de ces intrusions, par ailleurs indemnes d'une altération de grande ampleur.

C.1.4. - Conclusions

- Il n'existe pas de zonation minéralogique verticale due à l'enfouissement dans la série des océanites récentes de la falaise du Belier.
- L'action conjuguée d'un flux de chaleur et de fluides circulant dans une zone particulièrement perméable et active du massif, a permis la cristallisation polyphasée d'espèces hydrothermales. Une hypothèse est proposée pour expliquer l'évolution rétrograde détectée.

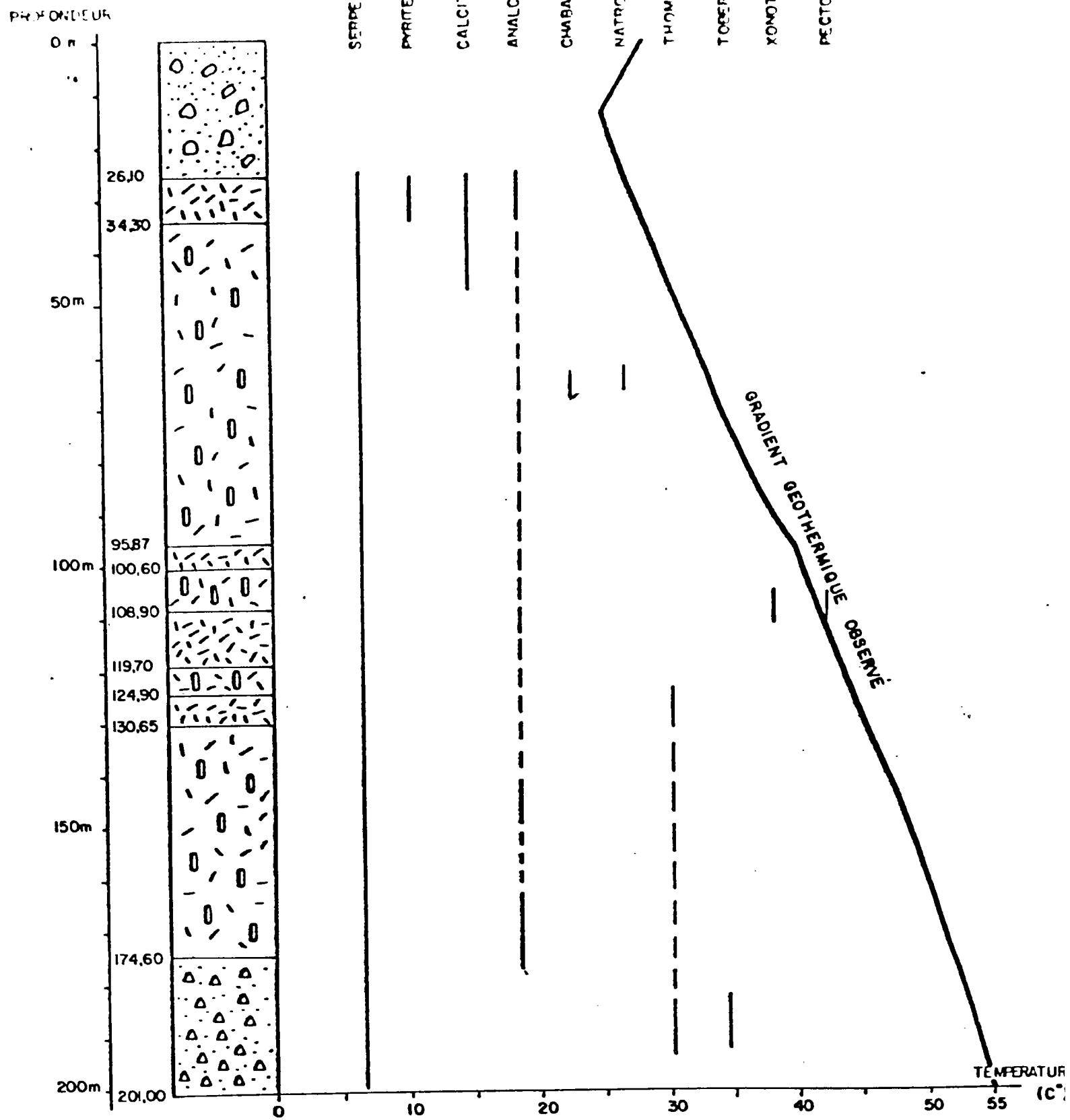
C.2. - ETUDE DU FORAGE DE GRADIENT GEOTHERMIQUE DE ROCHE-PLATE

La campagne de prospection géothermique menée par le BRGM depuis 1978 a donné l'occasion d'accéder à une coupe de 200 m de profondeur dans les océanites anciennes du cirque de Salazie.

Ceci a pu se faire par le biais du premier forage de gradient géothermique effectué au lieu dit Roche-Plate, près du radier de la rivière des Fleurs Jaunes (x = 156,618 ; y = 60,530 ; z = 675 m).

C.2.1. - Environnement géologique

Les figures 25 et 26 rendent compte respectivement du Log de forage et de la coupe géologique interprétative des terrains traversés (RANCON et al., 1981).







-  Détritique alluvionnaire
-  Laves basaltiques aphyriques
-  Laves d'océanites
-  Brèches de pente cimentées et auto-colmatées

Fig. 25 : LOG schématique du forage de gradient de Roche-Plate et distribution des minéraux d'altération.

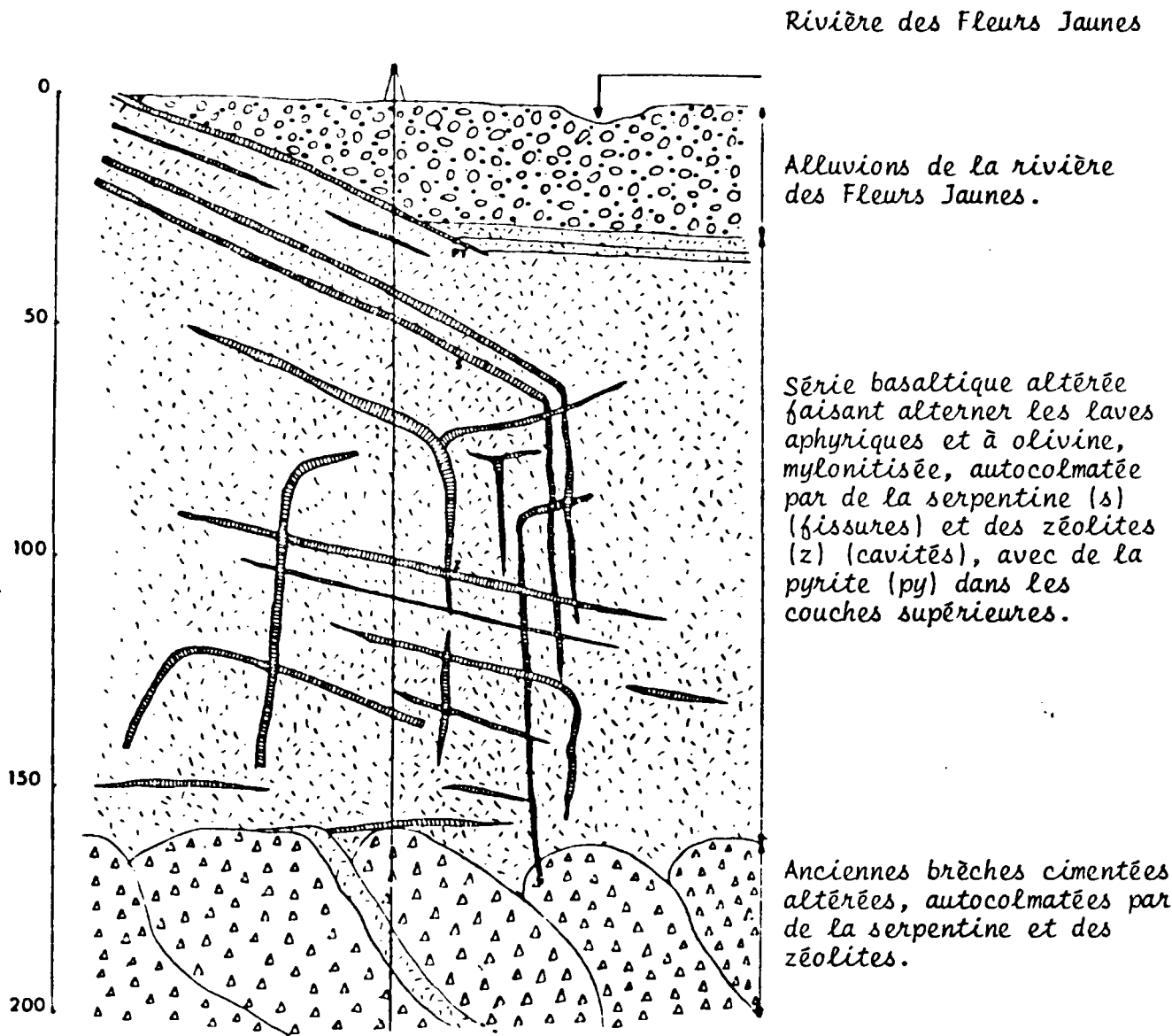


Fig. 26 : Coupe géologique interprétative du forage de gradient de Roche-Plate (cirque de Salazie).

D'après L. STIELTJES (1981).

L'essentiel des formations forées est constitué par des laves d'océanites anciennes, très fortement hydrothermalisées et auto-colmatées (self-sealing). Quelques intrusions filoniennes hydrothermalisées, de nature basaltique, recoupent ces laves. A la cote -175 m et jusqu'au fond du forage, des brèches de remaniement, cimentées, altérées et hydrothermalisées prennent le relais des laves d'océanites.

Un cécapage important des océanites anciennes de la falaise rive droite de la ravine Roche à Jacquot, près de son embouchure avec la rivière des Fleurs Jaunes, a permis de compléter l'échantillonnage altimétrique des solides hydrothermaux (fig. 27).

C.2.2. - Hydrothermalisation des océanites anciennes

Elle est complète dans cette série (aussi bien dans la falaise de la ravine Roche à Jacquot que dans le forage de Roche-Plate). Les laves sont d'anciennes coulées pahoe-hoe, totalement autobréchifiées et auto-colmatées par des zéolites, de la calcite et des silicates de calcium hydratés.

Les silicates de calcium hydratés, particulièrement développés dans ce secteur du massif du Piton des Neiges, existent depuis le haut jusqu'au bas de la verticale d'investigation. Toutefois, ce ne sont pas les mêmes espèces qui cristallisent à tous les niveaux : la réyérite est cantonnée à la partie "aérienne". La tobermorite possède un plus grand champ de répartition ; elle existe dans les brèches des derniers mètres du forage.

Il faut également noter la paragenèse à xonotlite - pectolite, classique dans la littérature mais rencontrée uniquement dans ce site à la Réunion.

L'ensemble des terrains traversés relève du faciès à analcime - thomsonite (cette paragenèse est présente sur toute l'épaisseur de la série, fig. 25). Mais l'existence de chabazite et de natrolite dans la partie supérieure du forage et dans la partie inférieure de la falaise, suivie de leur disparition à la cote +600 m, peut correspondre au développement local d'un faciès de plus basse température, postérieurement à l'installation du faciès à analcime - thomsonite*.

La présence de pyrite et de calcite (espèces de basse température) restreinte aux premiers mètres du forage (fig. 25), peut corroborer cette hypothèse. Toutefois, une toute autre interprétation est celle de la cristallisation de ces espèces dans la zone de balancement des eaux de la nappe phréatique et dans ce cas sans relation avec la zéolitisation.

* Remarque : Ceci équivaut alors à un abaissement du gradient géothermique, tout à fait cohérent avec les températures relevées dans le forage (fig. 49). Les assemblages à analcime - thomsonite (135 à 300°C) ne sont plus à l'équilibre actuellement.

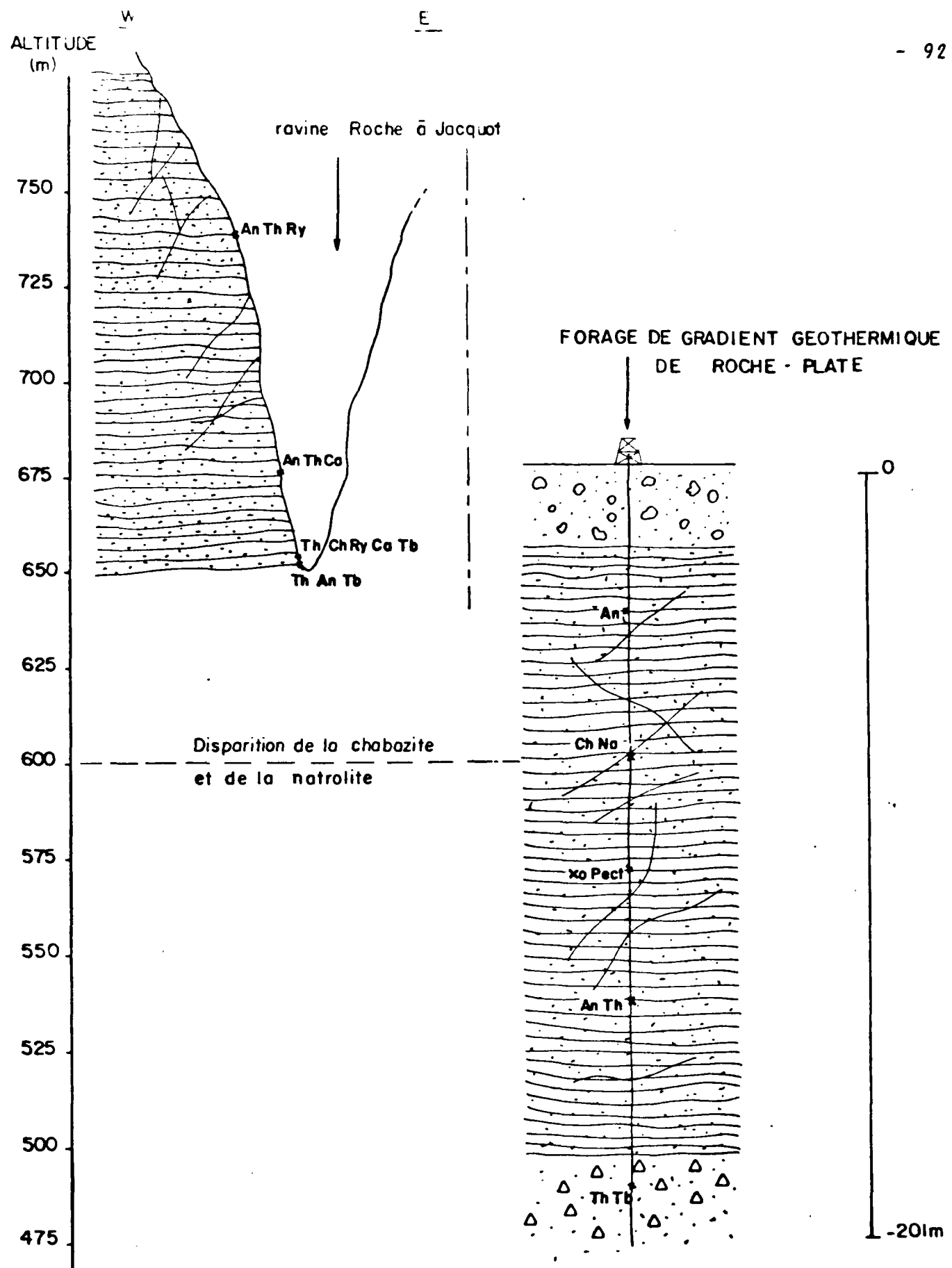


Fig. 27 : Distribution altimétrique des espèces hydrothermales en rive droite de la ravine ROCHE A JACQUOT et dans le forage de gradient de ROCHE-PLATE. Les deux types d'échantillonnage se complètent altimétriquement, le contexte géologique est le même (océanites anciennes zéolitisées).

C.2.3. - Conclusion

Il n'existe pas de zonation verticale significative des faciès minéralogiques ni dans le forage de Roche-Plate, ni dans la falaise du Belier. Les assemblages minéralogiques sont toutefois moins complexes dans le premier cas et s'apparentent davantage à des paragenèses, que l'on peut assimiler au faciès à analcime - thomsonite.

Dans le détail, la présence de certaines des espèces de basse température (calcite, pyrite, chabazite) dans les zones les plus hautes, peut signifier qu'une certaine zonation existe tout de même. Les domaines de stabilité thermique des silicates de calcium sont trop mal connus pour apporter des enseignements complémentaires, et la profondeur d'investigation que nous avons pu atteindre est peut-être insuffisante pour tirer une conclusion définitive de l'existence ou de l'absence de zonation verticale d'enfouissement dans la série des océanites anciennes.

D - EFFETS DE LA MISE EN PLACE D'UNE MASSE INTRUSIVE DE GRAND DIAMETRE (EXEMPLE DES LAMES SYENITIQUES DE LA PARTIE AMONT DE LA RIVIERE DU BRAS ROUGE, CIRQUE DE CILAOS)

La partie amont de la rivière du Bras Rouge constitue une zone hydrothermalisée très complexe, dans laquelle se sont injectées de nombreuses masses intrusives. Nous allons tenter d'appréhender les effets de leur installation aux dépens des séries primitives et le rôle éventuel qu'elles jouent dans l'hydrothermalisation du secteur.

D.1. - Contexte géologique (fig. 28)

A son amont, la rivière du Bras Rouge s'écoule, dans une partie très profondément érodée du massif du Piton des Neiges, au contact d'un substratum constitué des laves hydrothermalisées de la série des océanites anciennes et de leur cortège de brèches.

Une grande densité d'intrusions filoniennes et deux pointements de gabbro de taille moyenne (< 50 m d'une éponte à l'autre) sont injectés dans l'empilement des laves et des brèches (fig. 28). L'état d'hydrothermalisation des intrusions filoniennes qui relèvent d'épisodes distincts de mise en place (échelonnés depuis la période des océanites anciennes jusqu'à la fin de la période des laves différenciées), est plus ou moins poussé. Les laves de gabbro contemporaines de la série des océanites anciennes ne sont pratiquement pas affectées par la zéolitisation.

Plusieurs pointements de syénite quartzifère* apparaissent également à l'affleurement. Ils ont été rattachés par CHEVALLIER (1979) au cone sheet limitant les bordures de la seconde caldeira (70.000 ans) du Piton des Neiges. La photo 18 montre l'un de ces pointements, appelé Piton de Sucre, recoupé en gorge par la ravine des Fleurs Jaunes et la rivière du Bras Rouge. Les différents plutons syénitiques que nous avons pu cartographier (fig. 28 et 29) ne sont peut-être que des digitations dans le plancher du cirque de Cilaos, d'une énorme masse intrusive, dont le plus grand diamètre estimé doit atteindre 2,5 km.

Plusieurs sources thermales sont localisées dans la partie amont du Bras Rouge (fig. 15 et 28). Elles représentent des fuites d'un système géothermal actuellement actif. La plus connue - la source Piment (TM₁ - fig.) - se situe au bord du sentier qui mène du village de Cilaos à la rivière du Bras Rouge. Trois autres sources chaudes (TM₂, TM₃, TM₄) ont été répertoriées dans la rivière du Bras Rouge. Leurs émergences sont contrôlées à la fois par la topographie, la nature des terrains et la tectonique : la source TM₃ émerge au toit argilisé (probablement un paléosol) d'une formation brèche compactée (cote 1050). A la base du Piton de Sucre (cote 850), de nombreux suintements et une source (TM₄) se situent à un niveau de discontinuité correspondant à l'interface entre une formation inférieure brèche, compactée, argilisée et une formation supérieure constituée d'un empilement de sills fracturés.

La mise en place d'une forte densité d'intrusions a probablement contribué à la dissipation d'un flux de chaleur important** dans l'environnement géologique considéré. Leur installation polyphasée ainsi que l'émergence actuelle de sources chaudes constituent des indices favorables à la persistance d'un front thermique et de circulations depuis l'épanchement des océanites anciennes jusqu'à maintenant. Ce front thermique et ces circulations ont pu subir des fluctuations d'importance non négligeable, à la suite des différents événements les provoquant. L'analyse des minéraux hydrothermaux des différentes formations doit pouvoir permettre de reconstituer les grands traits de l'histoire hydrothermale du secteur :

* Remarque : Des échantillons des divers pointements ont été prélevés et analysés par NATIVEL (1978) et sont tous représentatifs d'une roche de nature syénitique à quartz exprimée au mode (4 à 8 % du volume total de la roche). La présence de microsyénite à bordures pegmatitiques de pyroxènes et feldspaths a également pu être observée dans l'une des intrusions de gabbro (photo).

** Remarque : L'existence d'une aire de très fort paléo-gradient géothermique dans le secteur considéré, a déjà été constaté par LAUX et NATIVEL (1975) et NATIVEL (1974, 1978).

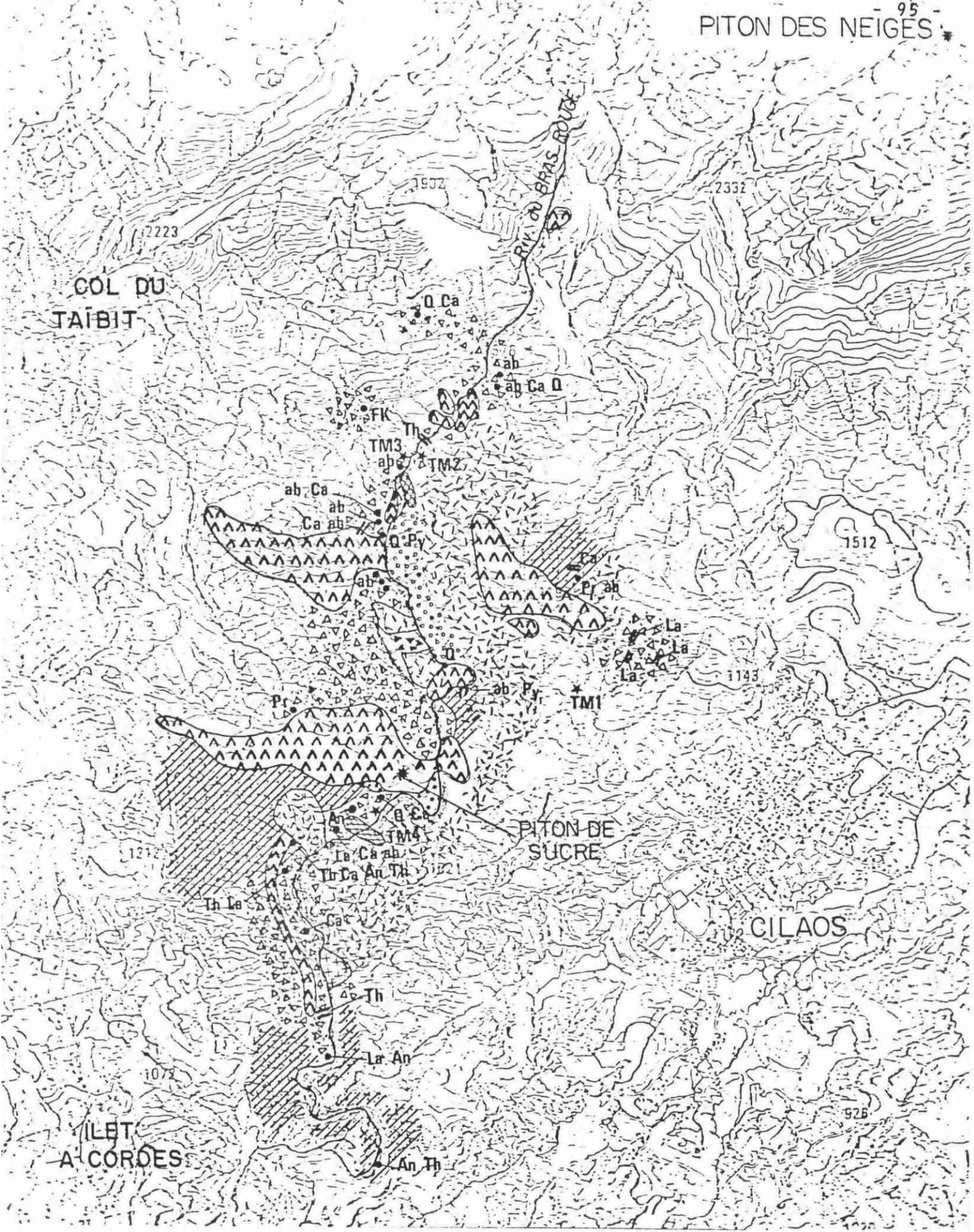
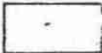




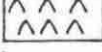

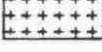
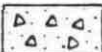





FIG. 28 : Carte géologique et localisation des minéraux hydrothermaux du secteur amont de la rivière du Bras Rouge (cirque de Cilaos). Carte d'isogrades : zonation thermométamorphique induite par la mise en place des intrusions syénitiques.

LÉGENDE DE LA FIGURE 28

FORMATIONS GEOLOGIQUES

-  alluvions fluviales de la Riviere du Bras Rouge
-  produits d'épandage récents : coulées de solifluxion, éboulis, éluvions
-  coulée boueuse à éléments différenciés (syénite, mugearite,...)
-  cône d'éboulis des pointements de syénite quartzifère
-  brèches de pente à éléments de syénite quartzifère
-  pointements intrusifs de syénite quartzifère
-  lames intrusives de gabbro
-  conduit d'alimentation volcanique (pipe) fossilisé par des brèches de débouillage à cumulats d'olivine
-  brèches de remaniement de la série des océanites anciennes, composées d'éléments zéolitisés ou non, hydrothermalisées ultérieurement à leur mise en place
-  laves hydrothermalisées de la série des océanites anciennes
-  intrusions filoniennes
-  ★ TM source thermique.

MINERAUX HYDROTHERMAUX

- Q : Quartz
- AB : Albite
- F.K : Feldspath potassique
- Py : Pyrite
- Ca : Calcite
- Tb : Tobermorite
- La : Laumontite
- An : Analcime
- Th : Thomsonite
- Pr : Préhnite

D.2. - RECONSTITUTION DES DIFFERENTS EPISODES D'HYDROTHERMALISATION AU COURS DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DU SECTEUR

D.2.1. - Inventaire des minéraux hydrothermaux dans les différentes formations

a) les laves d'océanites anciennes

Elles sont caractérisées par la présence dans leurs vacuoles et fissures des minéraux du faciès à analcime - thomsonite, (fig. 29). La tobermorite a également été rencontrée en association avec l'analcime et la thomsonite. La calcite est souvent présente et son ubiquité dans l'ensemble des formations du massif ainsi que sa présence durant toute l'histoire hydrothermale de ce dernier sont encore une fois mise en évidence.

b) les brèches d'océanites anciennes

Les brèches provenant du démantèlement des coulées possèdent, bien sûr, au sein des éléments arrachés à celles-ci, les mêmes associations du faciès à analcime - thomsonite. Mais, on observe également dans les brèches qui forment l'encaissant des lames de syénite (fig. 29) des espèces secondaires étrangères à ce faciès, cristallisées dans la matrice, dans les fissures, ou dans les joints de séparation des éléments.

Le quartz, la laumontite, l'albite et la prehnite ont ainsi pu être décelés.

Il y a très nettement superposition de deux phases hydrothermales dans ces brèches.

c) les lames de gabbro

Seuls quelques filonnets de calcite occupent les microfissures de ces roches, très peu altérées. Les deux plutons de gabbro recensés dans la rivière du Bras Rouge n'ont pas provoqué, lors de leur mise en place dans les océanites anciennes, un quelconque effet thermique. L'effet principal résultant de leur installation est la mylonitisation sur une dizaine de mètres des brèches zéolitisées encaissantes.

d) les intrusions filoniennes basaltiques

Les dykes qui recoupent très fréquemment les brèches et les laves d'océanites se sont mis en place en plusieurs épisodes.

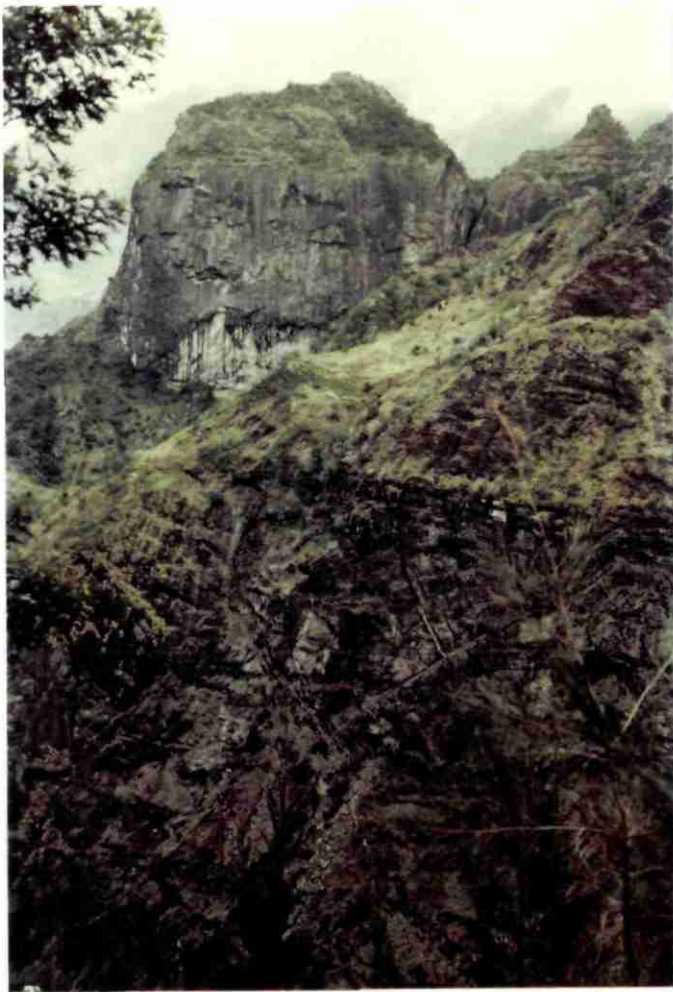


Photo n° 18

Piton de Sucre de la Chapelle : pointement syénitique intrusif dans la série des océanites anciennes.

(Photo prise depuis la route de l'ilet à Cordes, cirque de Cilaos).

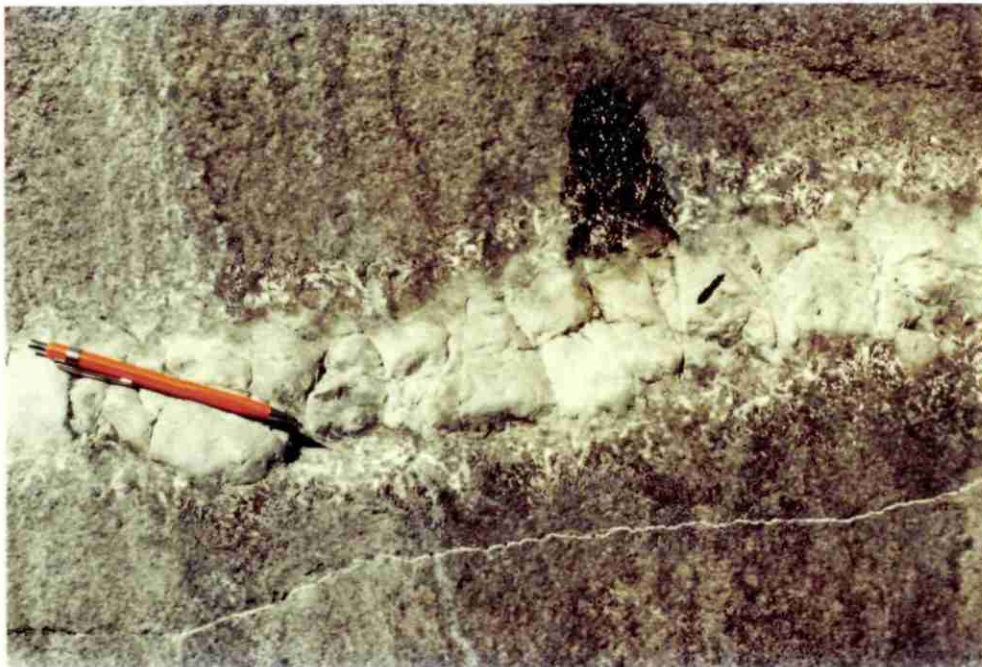


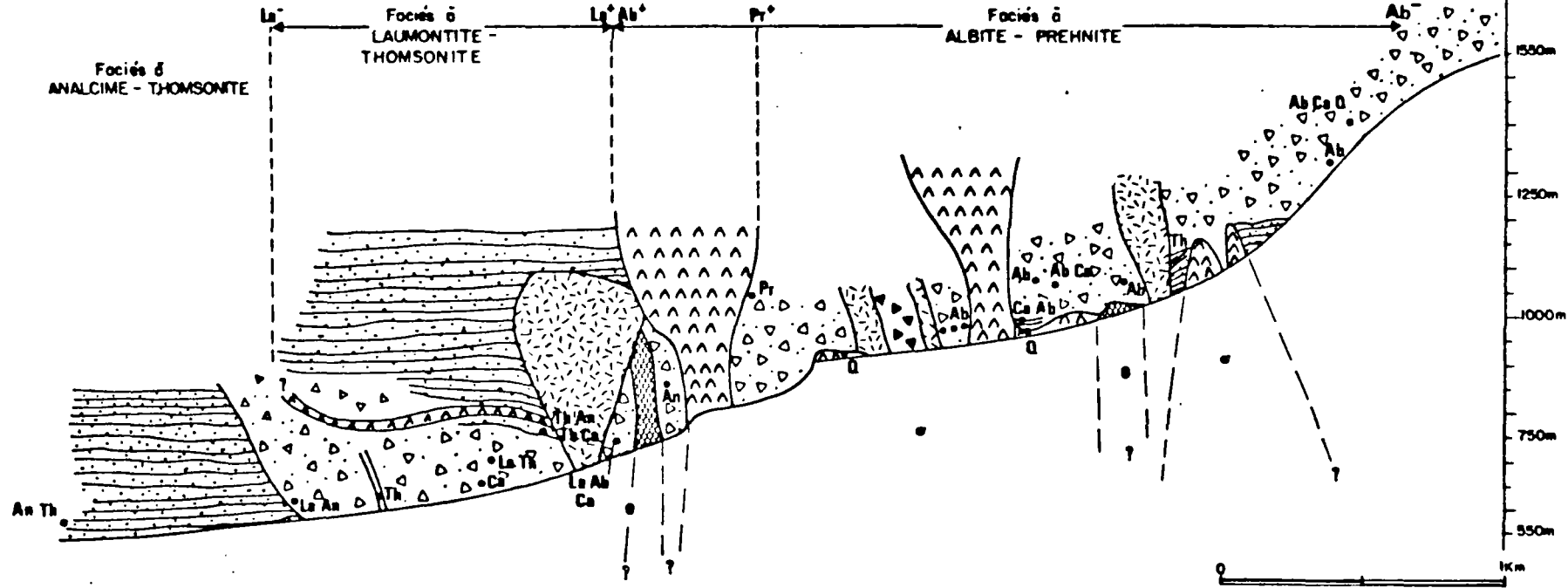
Photo n° 19

Filon microsyénitique à bordures pegmatitiques de pyroxènes et feldspaths, affectant une intrusion de gabbro.

(rivière du Bras Rouge, cirque de Cilaos)

Zone non affectée par la mise en place de la Syénite :
extérieure à l'auréole de thermométamorphisme

Zone affectée par la mise en place des intrusions Syénitiques :
auréole de thermométamorphisme



FORMATIONS GEOLOGIQUES

- Produits d'espérage récents
- Brèches de pente à éléments de Syénite Quartzifère
- Pointements intrusifs de Syénite Quartzifère (α)
- Laves intrusives de Gabbrro (β)
- Brèches de remaniement de la série des ocellites anciennes, composées d'éléments zéolités ou non, hydrothermalisés ultérieurement à leur mise en place
- Laves hydrothermalisées de la série des ocellites anciennes
- Intrusions filoniennes

MINÉRAUX HYDROTHERMAUX

- Q Quartz
- Ab Albite
- Ca Calcite
- Tb Tabermorite
- La Laumontite
- An Analcime
- Th Thomsonite
- Pr Prehnite

Fig. 29 : Coupe schématique de la rive droite du secteur amont de la rivière du Bras Rouge (cirque de Cilaos). Distribution des faciès hydrothermaux de part et d'autre des pointements de syénite quartzifère.

Certains sont antérieurs à la mise en place des syénites quartzifères, d'autres postérieurs (ils recoupent localement des digitations des lames syénitiques). Les dykes, dont l'antériorité par rapport à la mise en place des lames de syénite ne fait pas de doute, sont très souvent hydrothermalisés.

Les zéolites rencontrées sont l'analcime, la thomsonite et la laumontite* ; ces trois minéraux cristallisent préférentiellement aux épontes des dykes.

La calcite en filonnets ou en sphérules et l'albite en remplissage de vacuoles existent également.

Les dykes postérieurs aux lames de syénite sont très faiblement hydrothermalisés. Ce sont essentiellement des cristaux de calcite qui remplissent les vides.

e) les lames de syénite quartzifère

Des cristaux de quartz post-magmatiques, bien cristallisés, sont présents dans les fractures des intrusions syénitiques. Des placages de calcite ont également pu être observés.

D.2.2. - Genèse des minéralisations secondaires dans les formations encaissantes des lames de syénite quartzifère - conditions de mise en place

a) hydrothermalisation ante mise en place des syénites

Une première phase de zéolitisation de grande ampleur est responsable de la cristallisation du faciès à analcime - thomsonite dans les laves et les brèches d'océanites anciennes. Les mêmes minéraux retrouvés dans les intrusions filoniennes qui recoupent cette série, attestent de la pérennité d'un flux de chaleur de même grandeur et de circulations.

L'hydrothermalisation de ce secteur est très vraisemblablement rattachable au processus régional (à l'échelle du massif) mis en évidence lors des études précédentes (aval de la rivière du Bras Rouge, rivière des Fleurs Jaunes, rivière des Galets).

b) auréole de thermométamorphisme induite par la mise en place des lames de syénite quartzifère

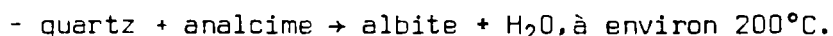
La laumontite rencontrée dans l'encaissant des lames syénitiques, est une zéolite riche en silicium qui n'a été trouvée nulle part ailleurs dans le massif du piton des Neiges. Elle n'est effectivement pas caractéristique de l'environnement basaltique sous saturé ou juste saturé en silice que constituent les roches hôtes de la Réunion (fig. 9).

* Remarque : La laumontite avait déjà été décrite par NATIVEL (1974) aux épontes de plusieurs dykes et sills de basalte à olivine et aphyrique, sur la route qui mène du village de Cilaos à l'Ilet à Cordes ; le coeur des intrusions n'étant apparemment pas concerné.

Avec une élévation de température dépassant la limite supérieure de stabilité du faciès à analcime - thomsonite, sa cristallisation dépend essentiellement de la présence de silice libre. A Wairakei, par exemple, elle se forme en présence d'un excès de silicium (STEINER, 1955).

Il est logique de rattacher la présence de ce minéral aux circulations hydrothermales siliceuses contemporaines ou postérieures à la mise en place des syénites quartzifères.

Des cristaux de quartz, néoformés, se rencontrent également dans la matrice des brèches d'océanites en différents endroits de la zone d'influence des pointements syénitiques (fig. 28). Par ailleurs, l'albite qui se superpose dans l'encaissant des syénites aux minéraux du faciès à analcime - thomsonite, peut provenir de la déstabilisation de l'analcime par des circulations riches en silice. La réaction non réversible serait (LIOU, 1971) :



L'ensemble de ces observations favorisent l'hypothèse d'un transfert de fluides riches en silice, contemporain ou postérieur à l'établissement des plutons syénitiques.

La distribution des minéraux étrangers au faciès à analcime - thomsonite (laumontite, albite, prehnite, quartz) dans un périmètre restreint autour des pointements de syénite (fig. 29) nous a permis d'acquiescer la conviction de l'existence de ces circulations ; conjointement à un transfert de fluides riches en silice, la mise en place des laves intrusives a induit, dans cette zone déjà hydrothermalisée, la superposition d'un nouveau front de chaleur impliquant un thermométamorphisme des roches encaissantes. L'auréole résultante peut être décomposée en deux faciès en fonction de la présence ou non de la laumontite ; de l'albite et de la prehnite dont l'association caractérise le faciès de plus haute température parmi ceux que nous avons défini (fig. 16). La limite supérieure de stabilité thermique du faciès à albite - prehnite peut-être considérée comme symptomatique du métamorphisme sensu-stricto.

Des isogrades ont pu être tracés autour des pointements syénitiques, limitant des zones de thermométamorphisme progressif, plus ou moins bien marquées en fonction des conditions d'affleurement ou du caractère non exhaustif de l'échantillonnage (fig. 28 et 29).

Quoiqu'il en soit, on retrouve une zonéographie significative du faciès à albite - prehnite, et du faciès à laumontite - thomsonite, à partir des centres intrusifs. La mise en place de ces minéraux a pu se faire aux dépens des minéralisations préexistantes, témoins des premiers épisodes d'hydrothermalisation mis en évidence précédemment.

c) hydrothermalisation subactuelle à actuelle : les sources thermales, les émergences et les percolations au sein des formations

Trois des quatre sources thermales du secteur considéré, (TM₁, TM₂, TM₃, fig. 28) ont été étudiées par LOPOUKHINE et STIELTJES (1978). Les analyses chimiques et les températures de ces trois sources sont données dans le tableau 6.

	T°C à l'émergence	T°C (estimées) en sub-surface	pH	RS	CA	MG	NA	K	CL	SO ₄	HCO ₃	SiO ₂	NH ₄	B	F	LI	RB	SR	FE	HG
TM1	38°,5	132°	6,10	1913	172,0	102,6	365,0	7,8	3,8	84,0	1888,6	140	0,04	0,2	<0,1	<0,01	0,08	1,8	7,1	<0,001
TM2	25°	100°	6,0	767	115,8	61,5	55,2	4,4	2,5	12,0	818,4	86	0,02	<0,1	0,33	"	<0,01	0,8	3,3	"
TM3	42°	109°	6,7	1083	81,6	41,4	238,0	11,0	26	136,0	818,4	100	0,03	1,2	2,30	0,15	0,07	0,7	0,5	"

ANALYSES CHIMIQUES ET TEMPERATURES DES TROIS SOURCES THERMALES
 RECENSEES DANS LE SECTEUR AMONT DE LA RIVIERE DU BRAS ROUGE
 (CIRQUE DE CILAOS) (d'après LOPOUKHINE et STIELTJES, 1978)

Tableau 6

Le caractère dominant de toutes ces sources est leur faciès bicarbonaté soit calcique, soit sodique, qui leur est conféré par la présence d'une phase gazeuse essentiellement constituée de CO₂. Les griffons sont caractérisés par des encroûtements de calcite ou d'aragonite*. Par ailleurs, des suintements d'eaux chaudes à dépôts carbonatés et ferrugineux existent dans les brèches au toit de niveaux imperméables, ou à la faveur de fractures ayant souvent tendance à être colmatées par des dépôts de carbonates. La photo 8 montre, au sein des brèches, un bloc de basalte aphyrique dont les fractures sont soulignées par des dépôts de calcite.

Tous ces phénomènes actuels sont la preuve de la pérennité d'une source de chaleur profonde avec mise en jeu de circulations de fluides géothermaux.

Une tentative de calcul de la température des eaux thermales en sub-surface a été effectuée par LOPOUKHINE (1978) : cette estimation peut être faite, si l'on considère que les eaux thermales au cours de leur trajet vers la surface, ont probablement dû précipiter de la silice amorphe ou de la caldédoine, entraînant donc un rééquilibrage chimique secondaire de ces eaux (des dépôts de silice amorphe sont d'ailleurs mentionnés par BUSSIERE, 1959). Les valeurs de ces températures (variant de 100° à 132°) sont reportées dans le tableau 6.

* Remarque : La clinoptilotite (zéolite riche en silicium et symptomatique d'une "fourchette" de température variant entre 60° et 170°C) a été reconnue à proximité de certaines sources thermales de Cilaos par NATIVEL (1978).

Il n'est malheureusement pas possible de savoir si ces valeurs correspondent à la température maximum à laquelle ont été portées ces eaux, ou à la température à laquelle s'est effectué le dernier rééquilibrage de la solution avec les minéraux de la silice.

En ce qui concerne le gradient thermique actuel, les mesures thermométriques récemment effectuées (15/03/82) dans le forage hydrogéologique du village de Cilaos, révèlent une valeur de 20°C/100 m dans les laves et brèches d'océanites anciennes traversées par le forage.

e) conclusion à l'étude de l'hydrothermalisation dans le secteur amont de la rivière du Bras Rouge

L'ensemble des observations précédentes montre la complexité du phénomène hydrothermal dans la zone étudiée.

On a pu mettre en évidence l'existence d'une zéolitisation "primitive" du faciès à analcime - thomsonite, dans les laves et brèches d'océanites anciennes.

A cette zéolitisation de caractère régional, se sont superposées des circulations de fluides enrichis en silice et un effet thermique, impliqués par la mise en place des laves de syénite quartzifère. La résultante de l'action de ces deux facteurs a été l'installation d'une véritable auréole de thermométamorphisme, bien localisée autour des pointements syénitiques.

Deux faciès hydrothermaux (laumontite - thomsonite et albite - préhnite) marquent respectivement les bordures et le centre de l'auréole.

Par ailleurs, l'existence de sources et de dépôts hydrothermaux actuels est une preuve de la pérennité d'une source de chaleur en profondeur.

Les processus hydrothermaux tels qu'ils ont pu être reconstitués dans le secteur, depuis la mise en place des océanites anciennes jusqu'à maintenant, sont récapitulés très schématiquement dans la figure 30.

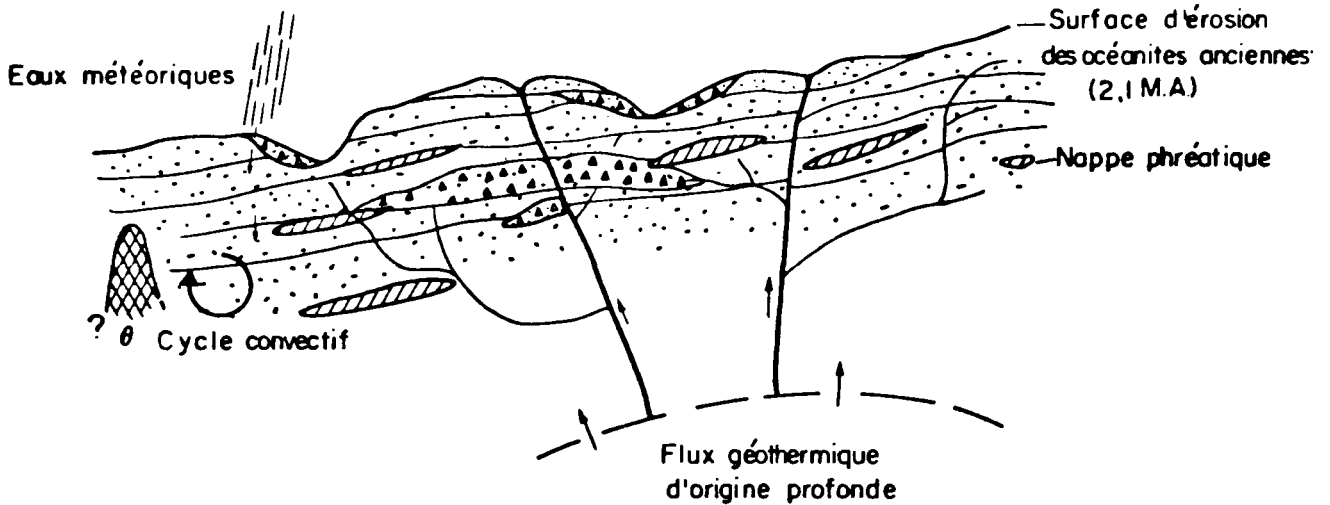
E - RELATIONS ENTRE HYDROTHERMALISATION ET FORTE DENSITE D'INTRUSIONS FILONIENNES

Nous venons de considérer les effets de la mise en place de masses intrusives de grande dimension (laves de syénite quartzifère de la rivière du Bras Rouge), en ce qui concerne l'initialisation de processus hydrothermaux.

Fig. 30 : Reconstitution schématique des principales phases volcano-tectoniques et des séquences hydrothermales qui ont affecté la partie amont de la rivière du Bras Rouge (cirque de Cilaos).

S.W.

N.E.

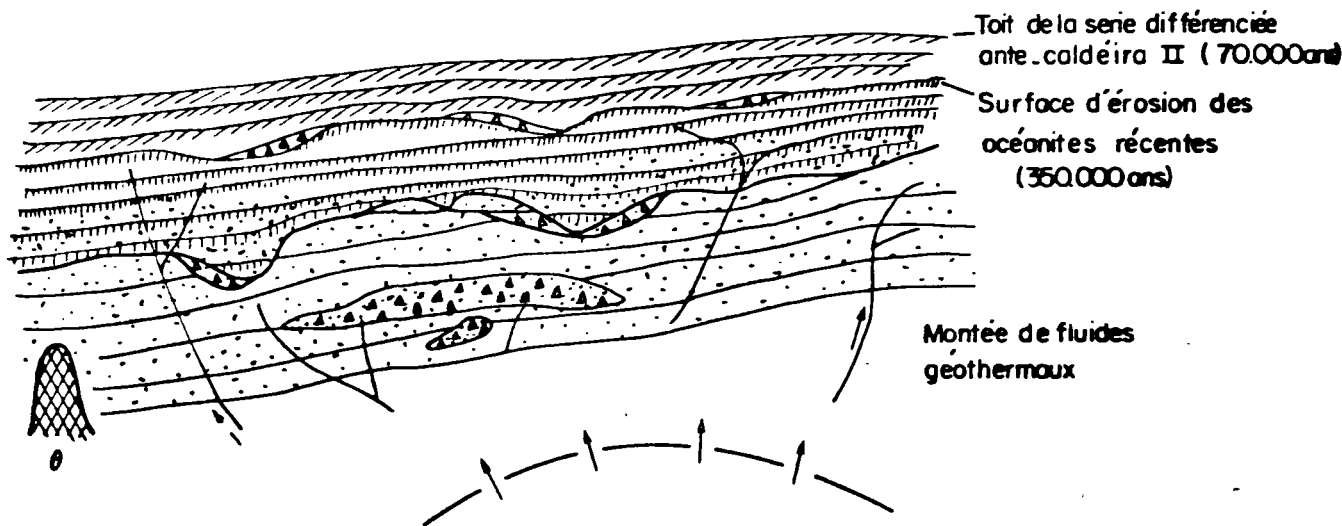


a) âge > 2,1 MA

Epanchement et zéolitisation (faciès à analcime - thomsonite) de la série des océanites anciennes (laves et brèches). La présence d'une source de chaleur profonde induit la conduction d'un flux géothermique au sein de la série. La mise en place probable de cellules de convection est facilitée par l'importante perméabilité des formations (fracturation et porosité).

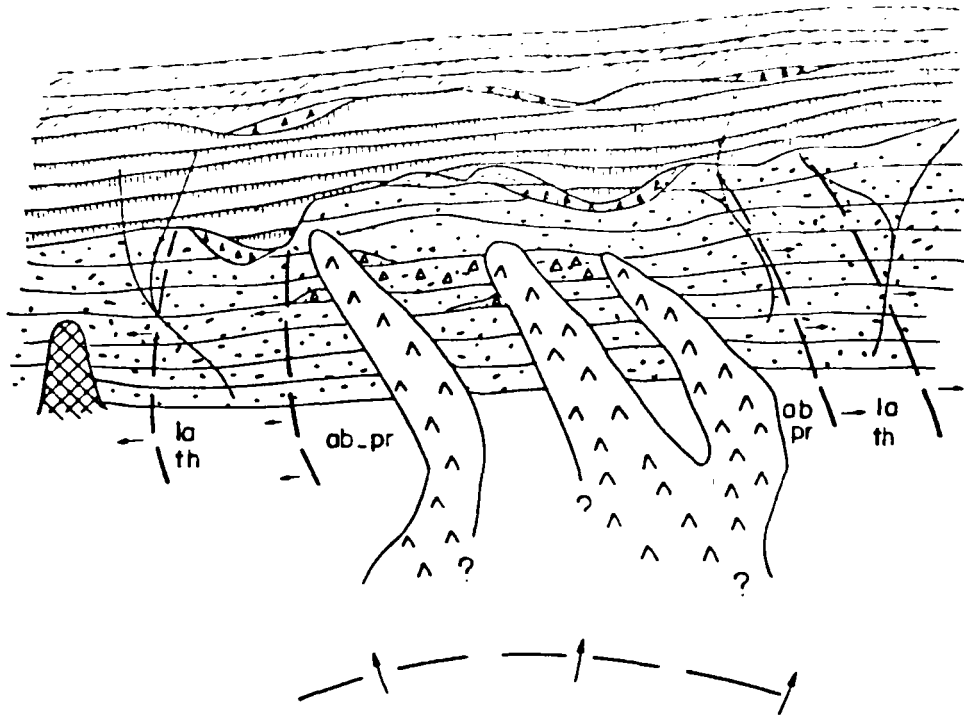
S.W.

N.E.



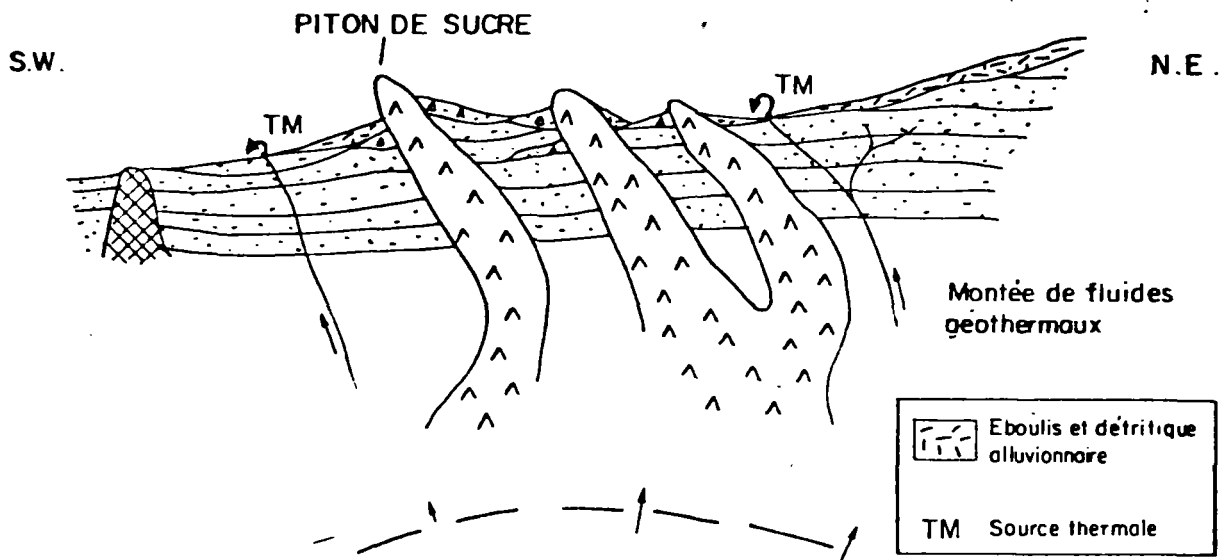
b) 2,1 MA < âge < 70.000 ans

Epanchement des océanites récentes et des laves différenciées ante caldeira II. Mise en place d'un important réseau filonien. Le dôme thermique responsable de la zéolitisation des océanites anciennes autorise la mise en fonctionnement d'un système hydrothermal qui se concrétise par la cristallisation d'espèces secondaires à la base de la série des océanites récentes ainsi qu'aux épontes et au sein des intrusions filoniennes.



c) = 70.000 ans

Intrusion de lames de syénite quartzifère sur la bordure de la caldeira II. Ces lames intrusives provoquent une auréole de thermométamorphisme (faciès à laumontite - thomsonite et à albite - prehnite) qui se superpose aux phases de zéolitisation "primitives". Cette source de chaleur superficielle crée une image peu étendue dans les océanites anciennes encaissantes, mais qui estompe les effets du flux géothermique d'origine profonde.



d) Substratum actuel de la partie amont de la rivière du Bras Rouge
 Activité hydrothermale caractérisée par l'émergence de sources thermales conjonctives et par l'infiltration diffuse de fluides de même chimisme au niveau des discontinuités lithologiques (plans de fracturation, joints des éléments constitutifs des brèches). Ces manifestations sont les pertes d'un système géothermique actif (gradient actuel mesuré à Cilaos : 20°C/100 m).

Il est bon de s'intéresser maintenant au rôle joué par les intrusions filoniennes (dykes) dans des zones où elles sont très concentrées.

Deux secteurs particulièrement représentatifs ont été choisis : la base du Piton d'Enchain dans le cirque de Salazie et la route de l'Ilet à Cordes dans le cirque de Cilaos.

E.1. - EXEMPLE DES DYKES DE LA BASE DU PITON D'ENCHAIN

E.1.1. - Contexte géologique

Le Piton d'Enchain est une masse pyramidale constituée d'un empilement de coulées d'hawaiites et de mugearites appartenant à la série différenciée et datées à 100.000 ans par GILLOT et NATIVEL (sous presse).

Ce relief imposant est enchassé dans un substratum d'océanites anciennes (laves et brèches) hydrothermalisées.

Un réseau de dykes basaltiques (océanites et basaltes aphyriques) jointifs, sur 80 m de largeur, est injecté dans les océanites anciennes (photos 20 et 21). Les relations entre ces dykes et les laves du Piton d'Enchain ne sont pas visibles sur cet affleurement, mais la mise en place des intrusions est probablement à rattacher à l'effondrement de la deuxième caldeira du Piton des Neiges. La fracturation normale qui a accompagné l'initialisation de la caldeira a provoqué dans un premier temps, le basculement du Piton d'Enchain ; dans un second temps, un magma basaltique s'est injecté sous forme de dykes qui fossilisent les plans de faille (fig. 31a, b, c).

Les dykes se sont mis en place en plusieurs épisodes comme en témoignent leurs nombreuses intersections.

E.1.2. - Relations entre les épisodes d'hydrothermalisation et les grands traits lithologiques et tectoniques (fig. 31)

a) hydrothermalisation des océanites anciennes

Les laves et les brèches d'océanites anciennes sont affectées par une zéolitisation qui appartient au faciès à natrolite - thomsonite (fig. 31 a). D'autres phases hydrothermales moins "chaudes" ont également dû se superposer aux minéraux de ce premier faciès : des cristallites de levyne et de calcite (basse température) sont présents dans les assemblages.

b) mise en place des coulées différenciées du Piton d'Enchain

Elles n'ont pas été affectées par des processus hydrothermaux, postérieurement à leur installation. Aucun minéral secondaire n'a été décelé.



Photo n° 20

Façade Sud-Est du Piton d'Enchain, entaillée par la rivière du Mat.

(cirque de Salazie)



Photo n° 21

(détail de la photo n° 21)

Base du Piton d'Enchain injectée de dykes basaltiques (D) sur une largeur de 80 m et coulées d'hawaïtes et de mugearites (H.M.), formant l'ossature du Piton d'Enchain.

(cirque de Salazie)

c) mise en place des dykes basaltiques et hydrothermalisation subordonnée

Leur disposition en étroite imbrication et juxtaposition semble postérieure à l'existence du Piton d'Enchain (100.000 ans) et son basculement (fig.31 c) puisque ces dykes sont exempts d'une quelconque fracturation.

Leur épaisseur varie de quelques centimètres à un ou deux mètres et leur pendage général de 40°S à 80-90°S : les filons se redressent progressivement vers le Nord-Est.

Leur caractéristique principale est la zéolitisation directionnelle (photo 11) du faciès à natrolite - thomsonite qui affecte certains d'entre eux.

On a ici une concrétisation du rôle vectoriel joué par les intrusions filoniennes. Les dykes, en particulier, constituent de véritables drains des fluides hydrothermaux qui permettent la cristallisation en leur sein d'espèces secondaires.

Le fait que tous les dykes du secteur ne soient pas hydrothermalisés (fig.31 d), vient à l'appui de cette hypothèse. La porosité plus ou moins importante de la roche suivant sa texture ou son état d'altération, permet en outre à la zéolitisation de se développer de manière plus ou moins conséquente.

Une autre observation importante est l'absence d'auréole de thermométamorphisme dans l'encaissant de ces dykes. Bien que présentant une largeur d'affleurement importante (80 m), les dykes jointifs de la base du Piton d'Enchain n'ont pas induit de "choc thermique" au sein des océanites anciennes.

E.1.3. - Conclusions

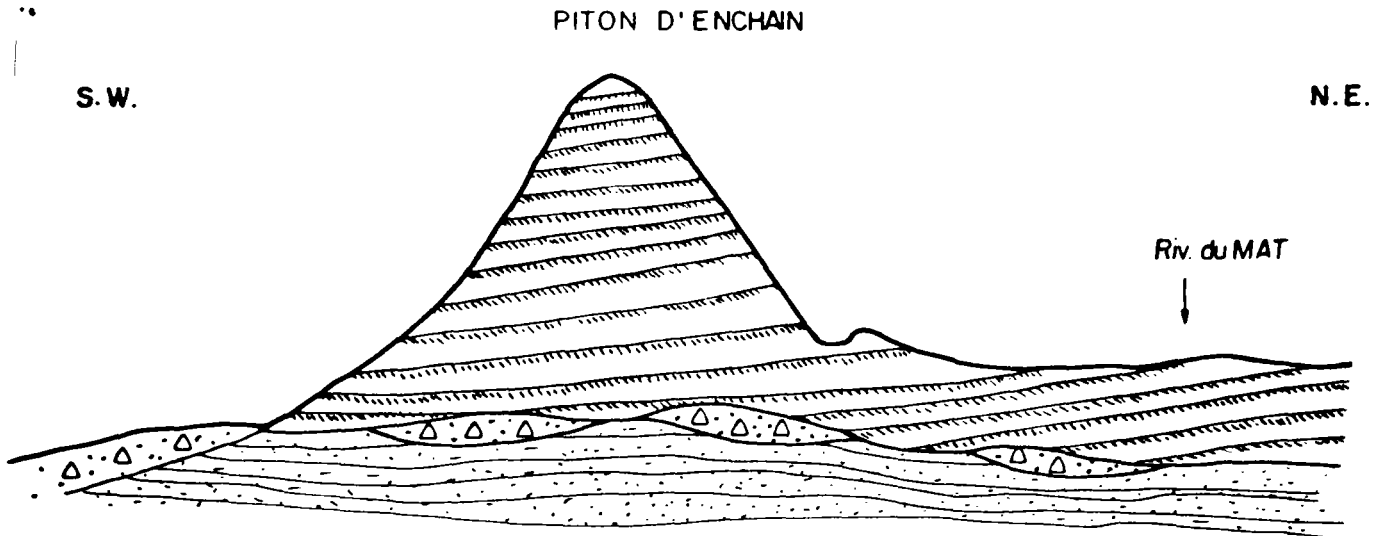
Une hydrothermalisation du faciès à natrolite - thomsonite a affecté les océanites anciennes. Par la suite, l'épanchement des coulées différenciées du "système Piton d'Enchain", n'a pas été suivi de venues hydrothermales. Par contre, la mise en place intrusive des dykes liés à un épisode de fracturation, (initialisation de la caldeira II du Piton des Neiges), a induit l'installation d'espèces hydrothermales du même faciès à natrolite - thomsonite, organisées directionnellement au sein de certains individus. Ceci atteste de la constance d'un flux géothermique en profondeur. Mais, la mise en place de drains naturels du type dyke ou sill ne subordonne pas toutefois de manière systématique l'hydrothermalisation : de nombreux dykes postérieurs (ou contemporains) aux dykes zéolitisés du secteur sont indemnes de toute altération hydrothermale. La figure 31 présente un essai de reconstitution des phases volcano-tectoniques et hydrothermales qui ont pu présider à l'élaboration du schéma actuel.

E.2. - EXEMPLE DES DYKES DE LA ROUTE DE L'ILET A CORDES

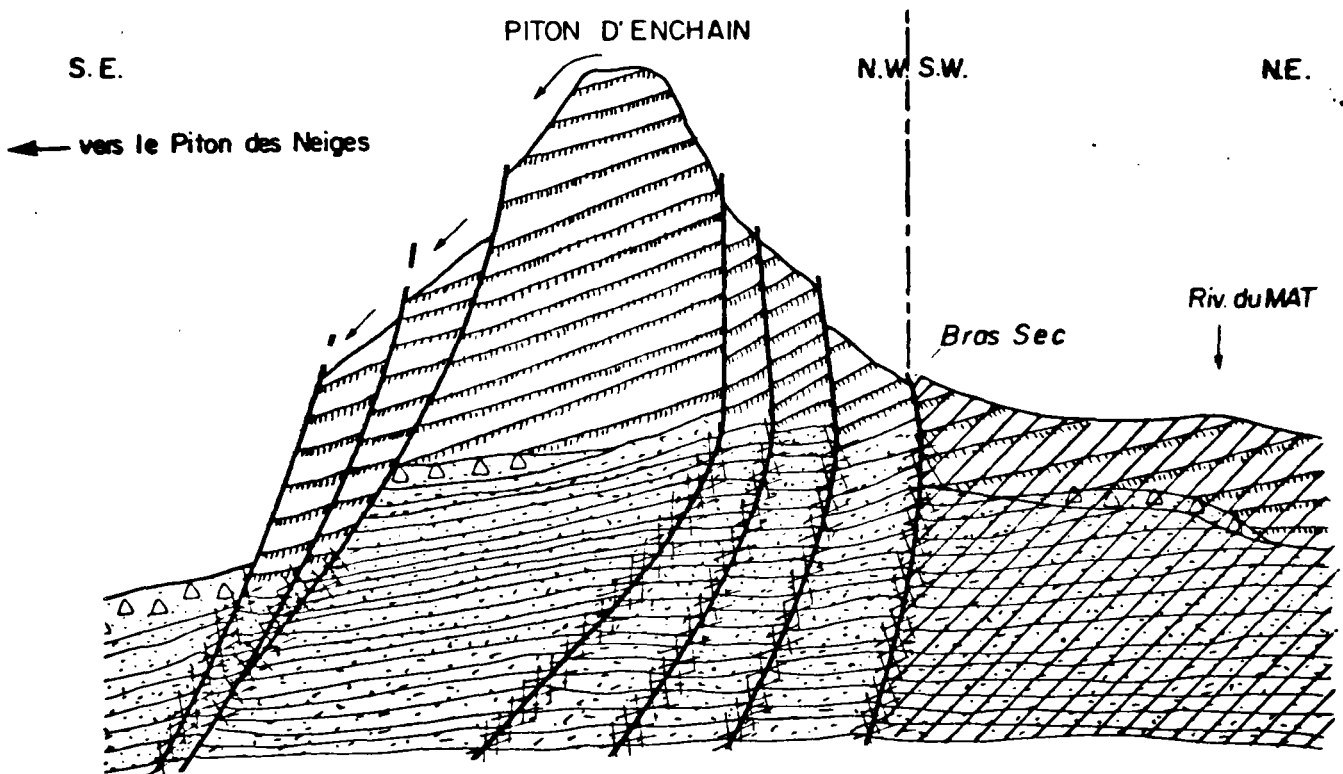
E.2.1. - Contexte géologique

Les dykes et les sills injectés dans la partie la plus interne du cirque de Cilaos, "montent" très haut en altitude (jusqu'à 2.000 m) et recourent essentiellement la série des océanites anciennes.

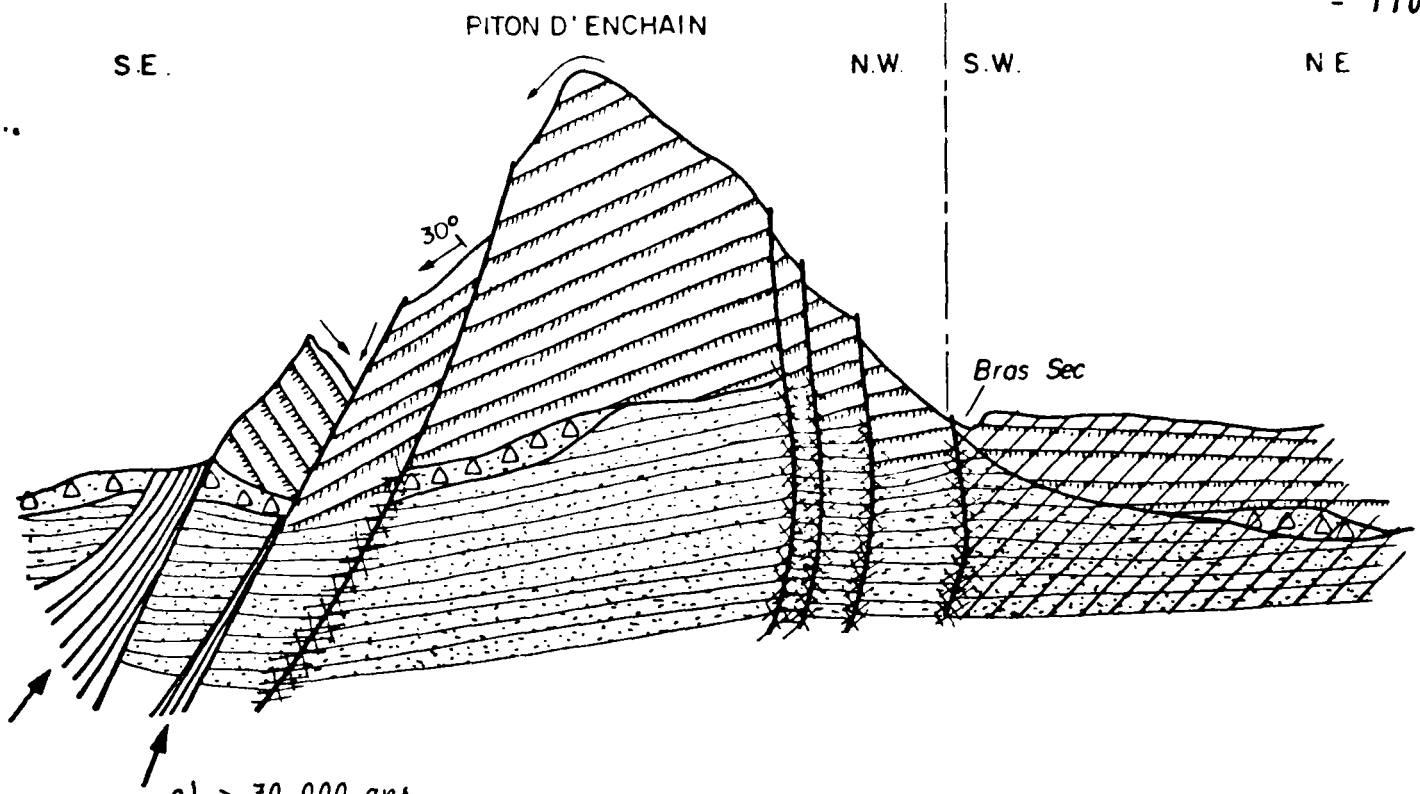
Fig. 31 : Essai de reconstitution de l'histoire volcanotectonique et hydrothermale de l'environnement du Piton d'Enchain de 100.000 ans à nos jours.



a) 100.000 à 70.000 ans
 Empilement subhorizontal de coulées différenciées sur l'emplacement actuel de la rivière du Mat sur un substratum d'océanites anciennes (brèches et coulées hydrothermalisées - faciès à natrolite - thomsonite). L'érosion laisse en relief le Piton d'Enchain.

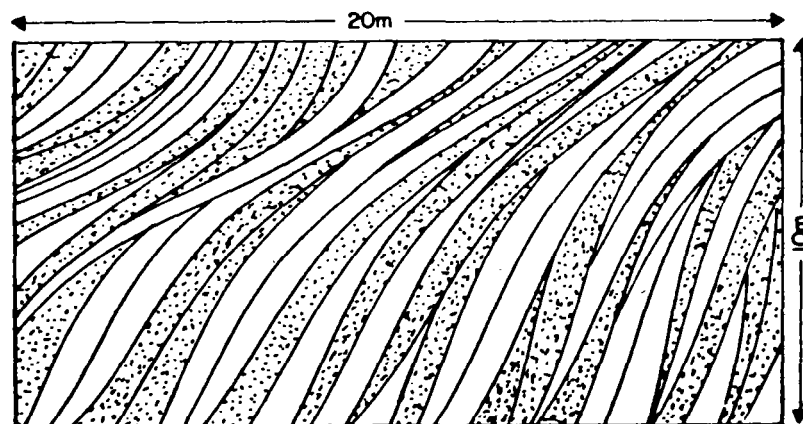


b) = 70.000 ans
 Jeu normal des fractures liées à la faille bordière de la caldeira 11 et amorce de basculement du Piton d'Enchain vers le Sud-Est. Parallèlement à ce mouvement descendant, une composante cisailante affecte les formations primitives et les coulées différenciées de la rivière du Mat. Il en résulte une cataclase importante qui laisse toutefois intactes les structures des bancs de lave.



c) > 70.000 ans

Le basculement centripète (vers le Piton des Neiges) du Piton d'Enchain s'accroît jusqu'à atteindre 30°SE.
 Des loupes de décollement détachées du Piton d'Enchain par la fracturation subissent parallèlement aux effets tectoniques un déplacement gravitaire qui les bascule de manière centrifuge
 Un réseau de dykes basaltiques jointifs, s'injecte à la faveur d'accidents à fort rejet. Ce système d'intrusions est à rattacher au cone-sheet accompagnant la mise en place de la caldeira II.



d) détail

Une partie des dykes basaltiques injectés en plusieurs générations est colonisée par une zéolitisation du faciès à natrolite - thomsonite. Cette zéolitisation directionnelle affecte les individus les plus perméables qui jouent le rôle de drains des fluides minéralisateurs.

Ils appartiennent à plusieurs générations ; sur la paroi Nord-Ouest du cirque leur concentration est spectaculaire. Ils constituent de véritables essaïms où s'imbriquent, pêle-mêle, des intrusions anciennes basaltiques et des intrusions différenciées. Les venues les plus récentes ont emprunté les mêmes "cheminées" et ont bousculé, compressé et fracturé les filons des venues antérieures.

Les positions stratigraphique et chronologique des différentes intrusions rattachées à leur système sont représentées en figure 32a. Sur la route de l'Ilet à Cordes, la quasi totalité des dykes appartient à la famille N30 et est attribuée au système radial de la série différenciée, (CHEVALLIER, 1979).

Tous les dykes convergent vers l'appareil principal Gros-Morne - Piton des Neiges. Leur épaisseur est souvent faible et leur forme est sinueuse, comme le montre le réseau très contourné de la figure 32b. Sur la route de l'Ilet à Cordes, les sills relevant de ce système sont peu développés et ils sont toujours isolés.

Nous avons mené nos investigations le long de la route depuis la ravine des Fleurs Jaunes jusqu'à la rivière du Bras Rouge. En amont du pont de la rivière des Fleurs Jaunes, une large excavation (à l'altitude 1280 m) permet d'observer un contact entre la série des océanites anciennes et une intrusion syénitique en coupole, solidaire du massif du Piton de Sucre décrit précédemment. Le principal intérêt de cette observation (fig. 33) réside dans les relations entre cette intrusion massive syénitique et les dykes basaltiques N30 qui recoupent les océanites. Ces dykes sont franchement interrompus au niveau du contact. Les dykes, bien qu'appartenant aux venues intrusives de la série différenciée, sont antérieurs aux syénites de la même période, dont l'âge est estimé à 70.000 ans.

E.2.2. - Hydrothermalisation du secteur - conclusions

Les laves et les brèches formant l'encaissant des intrusions filoniennes ont été concernées par une zéolitisation "primitive" du faciès à analcime - thomsonite ante mise en place des dykes.

De nombreuses enclaves de cet encaissant sont retrouvées dans les dykes. La présence de minéraux hydrothermalisés dans les dykes N30, est restreinte à quelques filonnets de calcite ou d'aragonite qui utilisent la microfracturation ou cristallisent aux épontes des dykes.

Ce faciès hydrothermal de basse température n'affecte d'ailleurs qu'un faible pourcentage des dykes. Dans ce secteur et à ce niveau altimétrique dans le massif, il n'y a pas eu de circulation préférentielle importante des fluides géothermaux le long des intrusions N30, entre 350.000 et 70.000 ans (période présumée de mise en place des dykes).

Par ailleurs, l'installation probablement polyphasée des différents filons intrusifs, dont la densité est pourtant exceptionnelle en cet endroit du massif, ne leur a pas permis de jouer un rôle comparable à celui que joue une intrusion massive de grand diamètre : à savoir un choc thermique suivi d'une hydrothermalisation de l'encaissant.

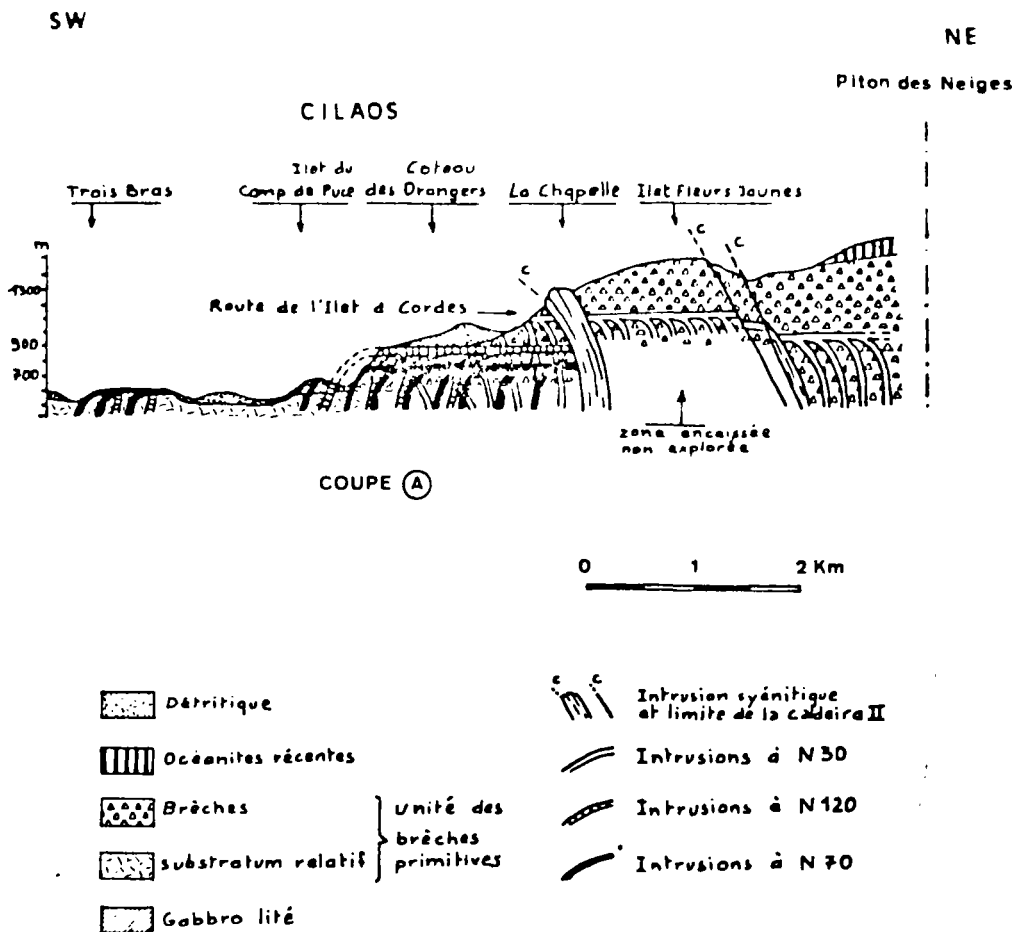


Fig. 32a : Positions stratigraphique et chronologique des intrusions au sein de la série des brèches primitives dans le cirque de Cilaos, d'après CHEVALLIER, 1979.

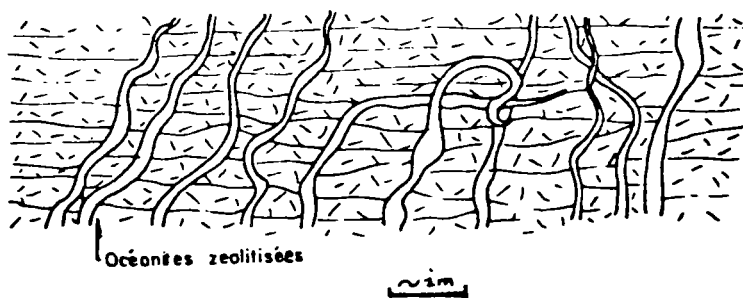
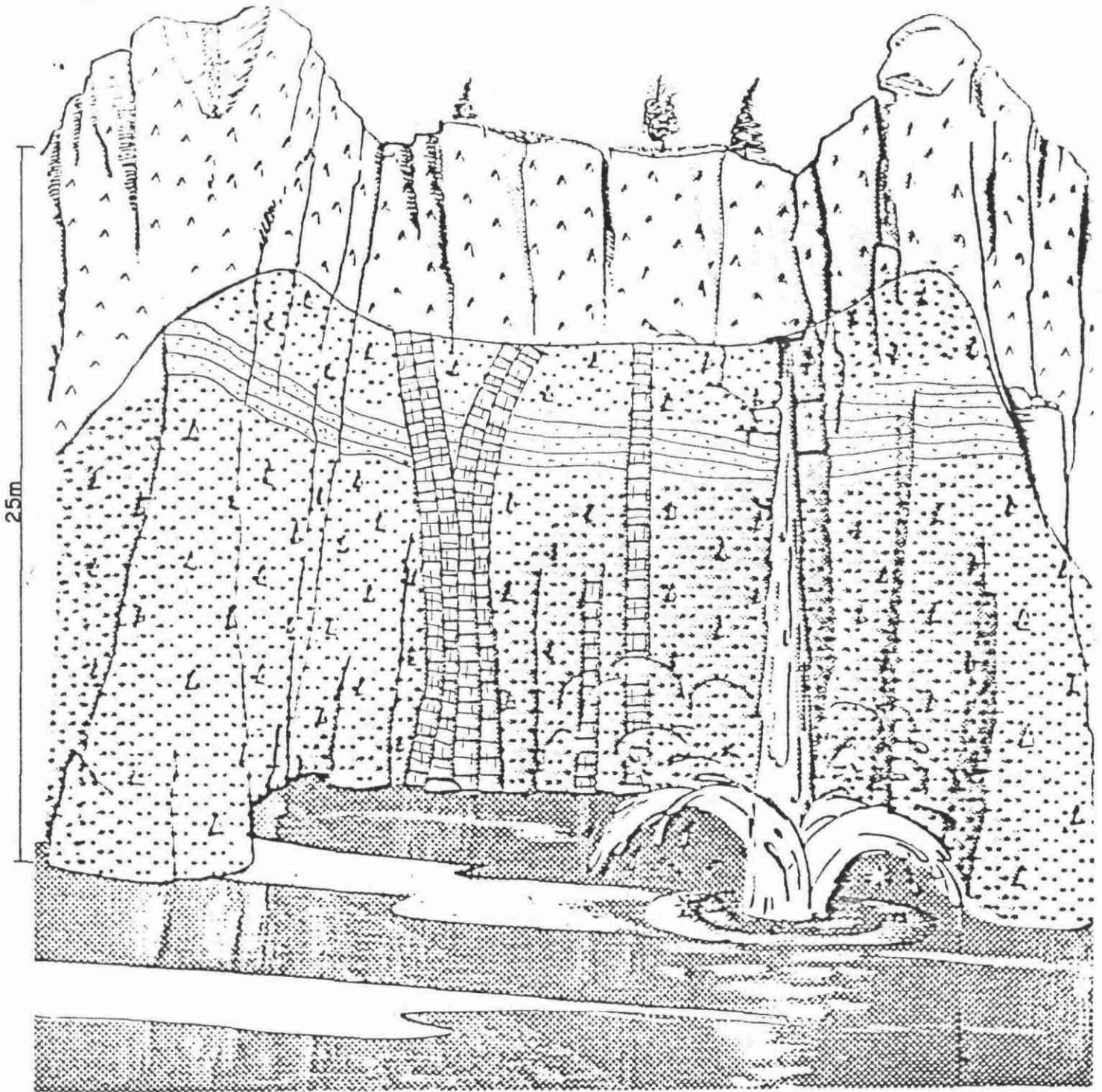


Fig. 32b : Filons sinués contournés de la route de l'Ilet à Cordes (Cilaos) appartenant au système d'intrusions radiales de la série alcaline différenciée, d'après CHEVALLIER, 1979.

S.E.
← Vers le PITON DE SUCRE



- | | | | |
|-----------------------------------|---|---|--|
| Serie
d'océanites
anciennes | } |  Brèches zéolitisées |  Syénite quartzifère |
| | |  Laves zéolitisées |  Dykes basaltiques N30 |

Fig. 33 : Contact entre la série des océanites anciennes et une intrusion de syénite quartzifère en coupole, dégagée par l'érosion. Les dykes N30 sont nettement interrompus au niveau du contact. Ils sont antérieurs à l'intrusion syénitique (ravine des Fleurs Jaunes, cirque de Cilaos).

Aucun indice d'un tel phénomène n'a pu être décelé (sous la forme d'une quelconque zonation ou superposition de faciès hydrothermaux dans les océanites anciennes).

En conclusion, dans les deux cas étudiés des dykes de la base du Piton d'Enchain et des dykes de la route de l'Ilet à Cordes, les intrusions filoniennes peuvent se comporter comme des drains préférentiels des fluides géothermaux, mais n'induisent en aucun cas d'effet thermique de grande ampleur, ni de processus métasomatiques dans leur encaissant : les fluides sont "canalisés" aux épontes des intrusions ou en leur sein et seule une bordure vitreuse très peu épaisse (1 à 5 cm) fossilise la zone de contact de chaque individu.

CHAPITRE II

EXTENSION ET ÂGE DES DIFFÉRENTS FRONTS
D'HYDROTHERMALISATION DU MASSIF DU PITON DES NEIGES
CONTRÔLE STRUCTURAL

A - EXTENSION DES PRINCIPAUX FACIES HYDROTHERMAUX DANS LES TROIS CIRQUES

DU PITON DES NEIGES - DEDUCTION DES PALEO-ISOTHERMES ET DES PALEO-GRADIENTS

A.1. - REPARTITION DES FACIES HYDROTHERMAUX DANS L'ESPACE

La reconstitution de l'ensemble des faciès actuellement à l'affleurement dans les trois cirques du Piton des Neiges (fig. 34) a pu être faite grâce aux différentes coupes précédemment décrites (chap. I) et grâce à des données complémentaires disponibles à partir de la carte d'échantillonnage (en annexe).

Bien sûr, il reste encore de nombreuses zones non décryptées. Ceci est dû, soit à l'absence d'affleurements autochtones, soit à leur inaccessibilité (particulièrement dans le coeur du massif).

La représentation cartographique des faciès hydrothermaux dans les trois cirques reste donc assez subjective en ce qui concerne l'extension des différents faciès (figurée en pointillés) ; les limites d'affleurement constatées sont, elles, tracées en traits pleins.

Deux enseignements essentiels sont directement déductibles de la lecture de cette carte :

- En plan, il apparaît clairement qu'il existe une polarité de l'intensité du métamorphisme hydrothermal par rapport au coeur du massif :
 - . le faciès à Chabazite-phillipsite, que l'on peut considérer comme le faciès de plus basse température (0 à 135°C) est cantonné à la zone externe des trois cirques
 - . Corrélativement, le faciès à analcime-thomsonite, symptomatique de températures plus élevées (135 à 300°C), se rencontre dans la partie centrale des cirques de Cilaos et Salazie (l'épais recouvrement détritique de la partie interne du cirque de Mafate interdit la mise en évidence d'un quelconque faciès dans des affleurements autochtones).
 - . Le faciès à natrolite-thomsonite, intermédiaire entre les deux faciès précédemment décrits, est assez bien marqué dans le cirque de Mafate. Ses limites sont floues dans le cirque de Salazie. Ce faciès est inexistant dans le Cirque de Cilaos.
- A ces trois faciès qui représentent l'essentiel des affleurements hydrothermalisés, et que l'on peut considérer comme l'image d'un anchimétamorphisme régional (à l'échelle du massif du Piton des Neiges), se superposent d'autres faciès, résultats de causes ponctuelles :
 - . la présence du faciès à prehnite-pumpellyite dans plusieurs secteurs très restreints, est liée à des remontées de fluides géothermaux aux épontes ou au sein d'intrusions filoniennes.

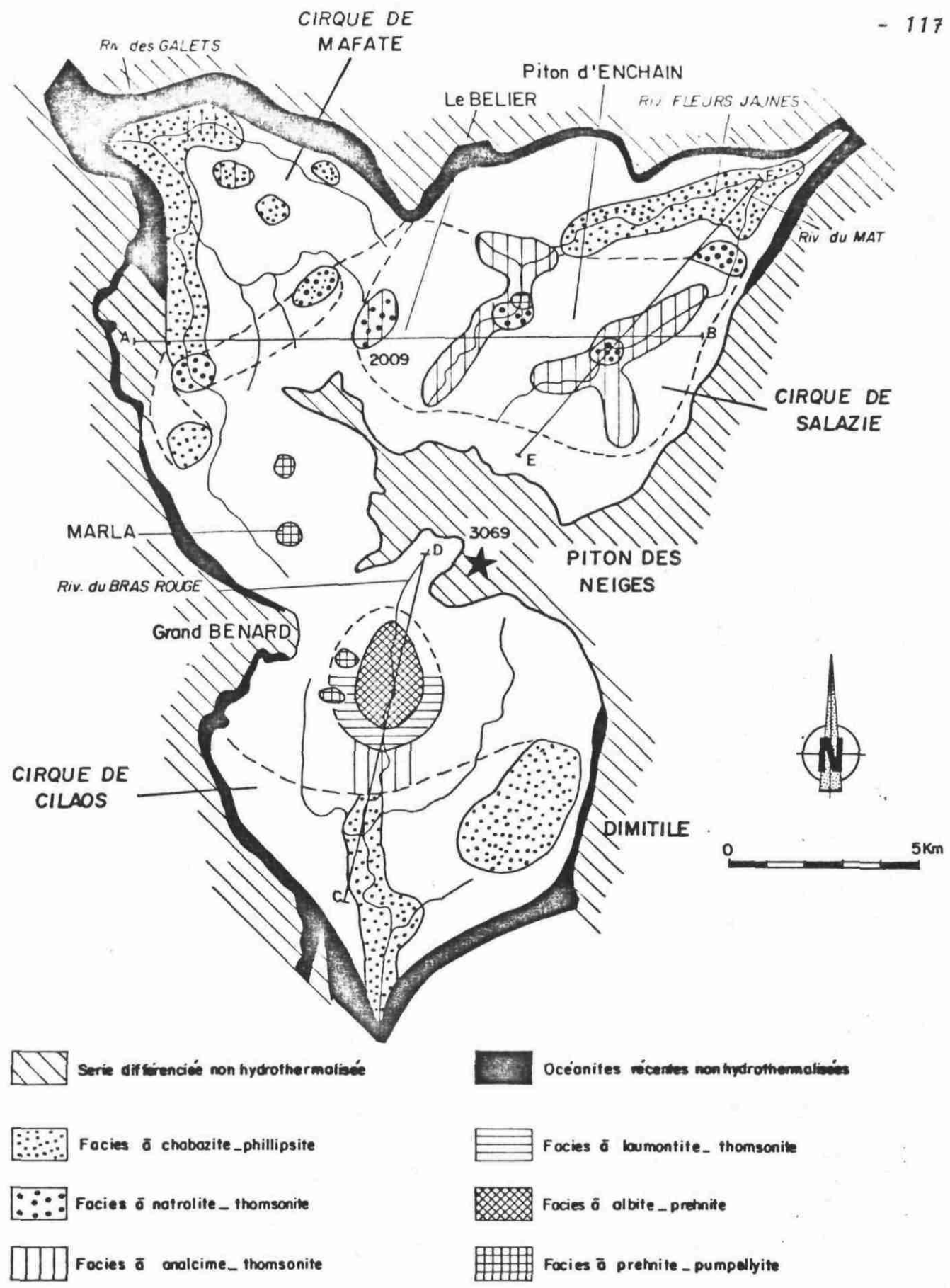


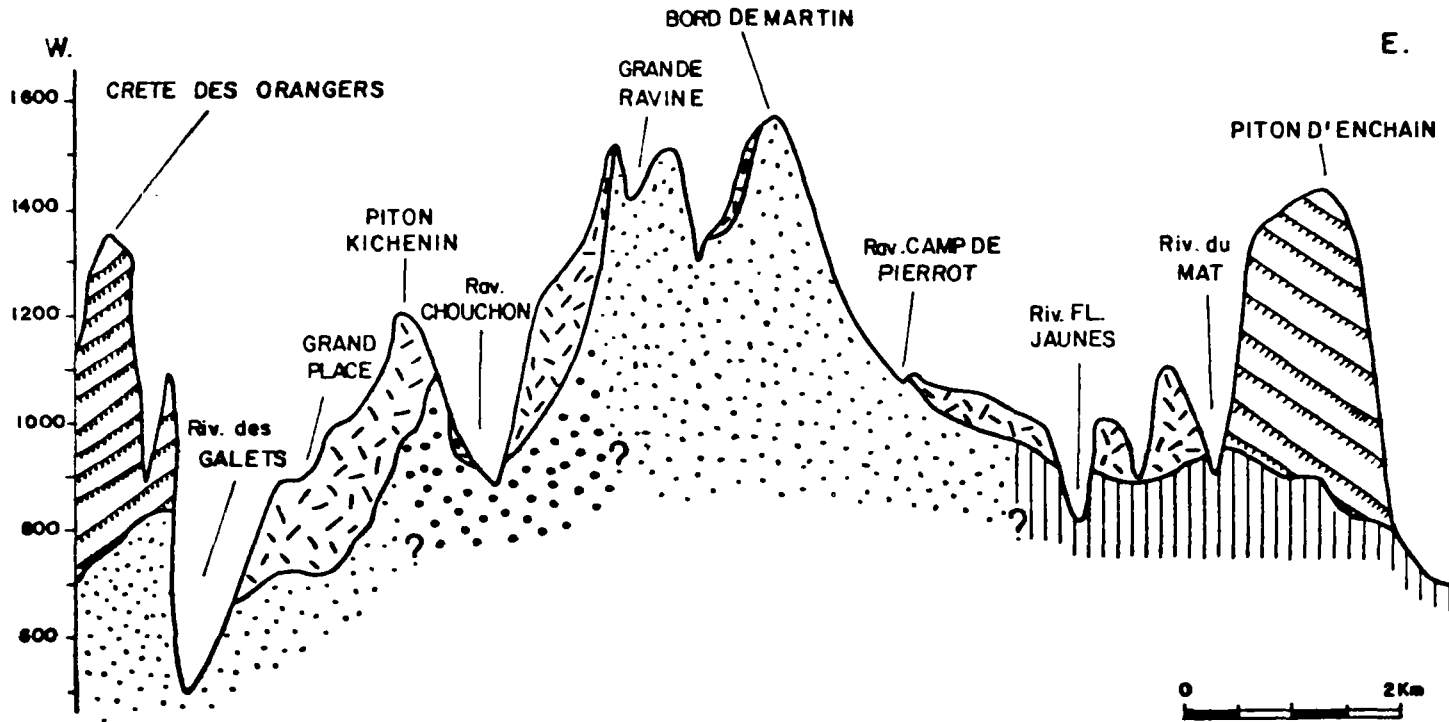
Fig. 34 : Représentation cartographique des faciès hydrothermaux à l'affleurement dans les formations autochtones des trois cirques du Piton des Neiges. Extension supposée des différents faciès.

CIRQUE DE MAFATE

CIRQUE DE SALAZIE

A

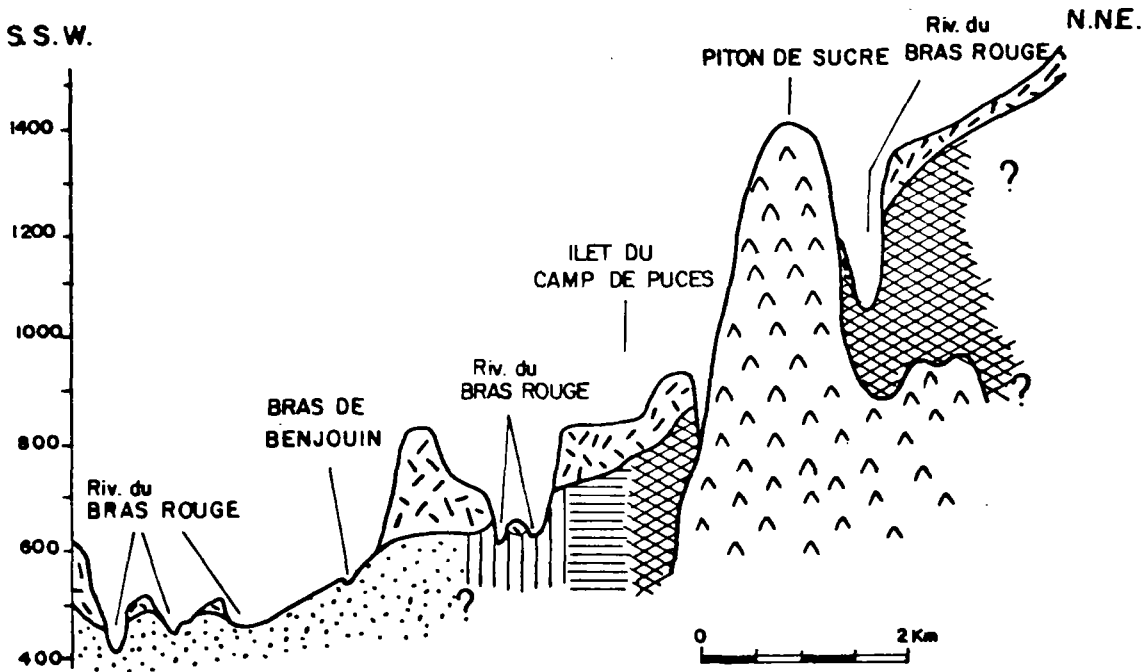
B

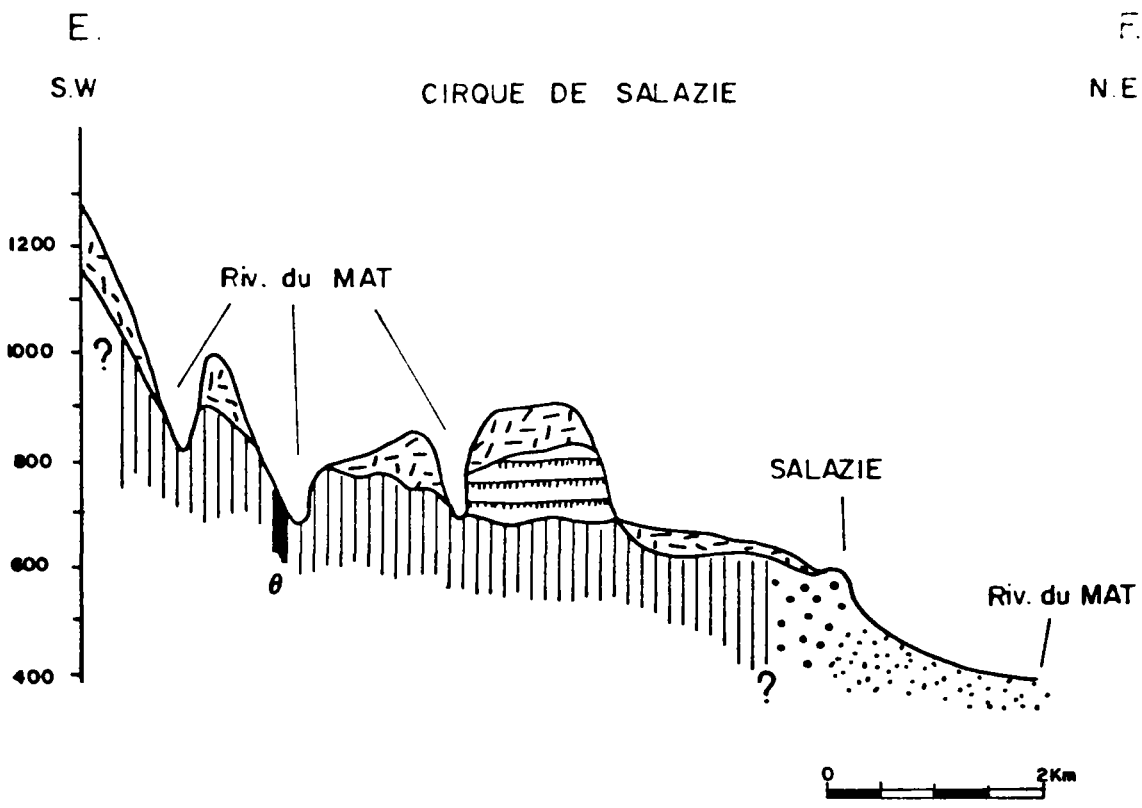


CIRQUE DE CILAOIS

C

D





- | | | | |
|---|--|--|---|
|  | Ensemble d'épandages (coulées de solifluxion éboulis et éluctions) |  | Massif de Gabbro lité de la rivière du MAT |
|  | Laves de la série différenciée non hydrothermalisées |  | Lame de syénite quartzifère de la rivière du BRAS ROUGE |






-  Facies δ chabazite - phillipsite
-  Facies δ natrolite - thomsonite
-  Facies δ analcime - thomsonite
-  Facies δ laumontite - thomsonite
-  Facies δ albite - prehnite

Fig. 35 : Répartition des principaux faciès hydrothermaux suivant trois coupes régionales du Massif du Piton des Neiges. (Coupes AB, CD et EF de la figure 60).

- . l'existence d'une zonation des faciès à albite-prehnite et à laumontite-thomsonite, dans la rivière du Bras Rouge, est rattachée à la mise en place de lames de syénites quartzifères, induisant un thermométamorphisme de l'encaissant .
- . la coexistence de nombreuses paragenèses attribuées aux faciès à chabazite-phillipsite, natrolite-thomsonite et analcime-thomsonite, dans la coupe de la falaise du Bélier est expliquée par l'installation d'un système convectif dans une zone à grande perméabilité de fracture .

En fin de compte, si l'on fait abstraction des perturbations locales précédemment énumérées, la zonation radiale des faciès à chabazite-phillipsite, natrolite-thomsonite et analcime-thomsonite, déjà constatée à partir d'études ponctuelles, apparaît irréfutable à l'échelle de la carte. Par ailleurs, la fig. 35 illustre la répartition spatiale des faciès dans trois coupes régionales (coupes AB, CD et EF de la fig. 34). Dans aucune de ces coupes ne transparait de zonation verticale des faciès, rattachable à un anchimétamorphisme d'enfouissement.

Bien au contraire, le faciès à chabazite-phillipsite, symptomatique des plus faibles températures de formation, apparaît le plus souvent aux niveaux altimétriques les plus bas des cirques, alors que le faciès à analcime-thomsonite affleure dans les parties hautes (coupes CD et EF).

Ceci ne correspond pas au modèle développé par WALKER (1960) dans différents contextes géologiques, de paléoisothermes régionaux disposés en bandes subhorizontales parallèles.

La zonation régionale (gradation radiale des paléotempératures depuis les bordures des cirques jusqu'au centre du massif), telle qu'elle est mise en évidence en coupe et en carte dans les trois cirques, peut, en fait, satisfaire à deux schémas ;

- ce peut être l'image de subsurface d'enveloppes cylindriques distribuées à partir d'un axe de chaleur vertical passant par l'actuel Piton des Neiges. La géométrie des zones d'altération correspondrait alors à une très large auréole de thermométamorphisme, provoquée par une importante densité ou/et une cheminée volcanique. Ce modèle est peu probable : les dimensions de cette éventuelle auréole dépassent largement les limites des cirques (zéolitisation des océanites anciennes du Cap la Houssaye, dans la rivière des Remparts, dans le Bras Cabot,...) et nécessitent une source de chaleur axiale beaucoup plus importante que ce que représente une concentration même particulièrement importante d'intrusions dans le coeur du massif (GOGUEL, 1975 ; KAST et GIROD, 1976, 1977 ; MENJOZ et al, 1978).
- L'hypothèse la plus raisonnablement envisageable est celle de paléoisothermes disposés en coupoles à partir d'une source de chaleur sub-sphérique profonde, centrée sur l'actuel Piton des Neiges. Cette distribution des paléoisothermes correspond, en profondeur, à la même disposition en coupoles superposées des faciès hydrothermaux.

Dans ce cas, il doit exister une zonation verticale des faciès mais la courbure très prononcée des paléoisothermes et nos trop faibles profondeurs d'investigation ne le rendent pas perceptible.

La géométrie radiale des zones d'altération que nous observons aujourd'hui dans le fond des cirques correspond à l'intersection des enveloppes sub-sphériques des faciès par la surface d'érosion.

A.2. - CARTE DES PALEO-ISOTHERMES (fig. 36)

Elle est directement déduite de l'interprétation de la carte d'affleurement (fig. 34) et des valeurs des champs de stabilité des faciès hydrothermaux (fig. 16).

Cette carte qui résulte d'un souci de quantification des paléotempératures en exercice lors des processus hydrothermaux ne constitue en aucun cas un document absolu.

Les paléoisothermes sont figurés aux limites des différentes zones hydrothermales. Leur valeur correspond à la fois à la limite supérieure d'existence d'un faciès de basse température et à la limite inférieure d'existence d'un faciès de plus haute température.

Une interprétation prudente des chiffres permet de mettre en évidence, au niveau régional, des variations notables des paléotempératures dans les trois cirques, confirmant l'existence d'une "zone chaude" (135 à 300°C) aux abords du Piton des Neiges et d'une zone plus "froide" (0 à 135°C) sur les bordures des cirques.

Des "anomalies thermiques", très localisées, correspondent aux particularismes hydrothermaux examinés précédemment (thermométamorphisme autour des intrusions de syénite du Bras Rouge, dykes hydrothermalisés à faciès prehnite-pumpellyite).

A.3. - DEDUCTION DES PALEO-GRADIENTS A PARTIR DE LA VITESSE D'EROSION

Nous avons vu précédemment, à partir de l'examen de la carte d'affleurement (fig. 34) et de trois coupes régionales (fig. 35), que la distribution des faciès hydrothermaux dans les trois cirques du Piton des Neiges n'obéissait pas à une zonation verticale (tout du moins dans les 2000 premiers mètres au sein de l'édifice volcanique aérien, mais à la répartition d'enveloppes concentriques autour de l'actuel Piton des Neiges).

Dans ce schéma, en l'absence d'une "stratigraphie horizontale" des faciès et des paléotempératures correspondantes, il ne peut être envisagé de déduire de manière simple des paléo-gradients.

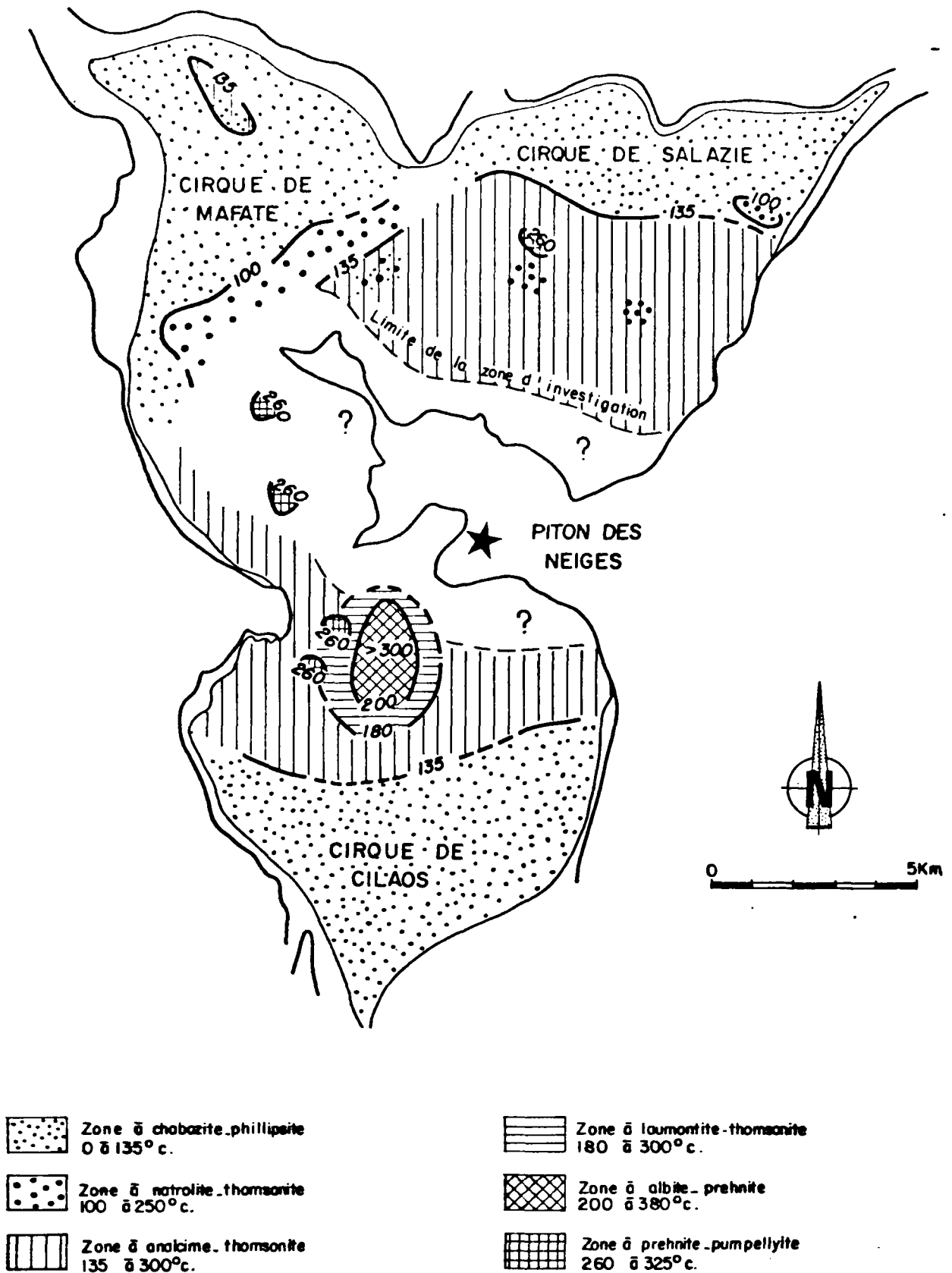


Fig. 36 : Représentation des paléo-isothermes aux limites des différentes zones hydrothermales définies dans les trois cirques du Piton des Neiges. Les paléo-températures auxquelles ont été portées les formations d'un secteur donné sont comprises entre les limites inférieure et supérieure de stabilité des paragenèses minérales de cette zone.

Un modèle proposé récemment par J. GOGUEL permet toutefois d'estimer ce qu'aurait pu être une distribution des paléo-gradientes à partir d'hypothèses relatives à la vitesse d'érosion.

La Réunion présente l'exemple caractéristique d'une île volcanique soumise à des conditions climatologiques tropicales, où l'érosion des terrains se fait particulièrement vite.

Les cirques actuels du massif du Piton des Neiges sont des structures d'érosion de moins de 25.000 ans (âge estimé à partir de la datation des formations du haut des remparts), développés à partir d'effondrements structuraux. Ce développement érosif a été rendu possible d'une part, par la convergence d'érosions régressives, amorcées déjà bien antérieurement dans l'histoire du volcan (les coulées du Piton d'Enchain, qui sont datées à 100.000 ans, reposent sur un substratum d'océanites anciennes à 800 m d'altitude, dans le cœur du cirque de Salazie); d'autre part, par l'arrêt de l'activité volcanique qui ne permet pas l'oblitération des cicatrices structurales et érosives comme cela est le cas dans le massif du Piton de la Fournaise.

Dans un tel contexte d'élimination rapide des formations, on peut se demander ce que deviennent les isothermes dans un schéma d'enveloppes de températures distribuées à partir d'une source de chaleur profonde à la verticale du Piton des Neiges, voire même dans le cas d'une distribution presque normale des isothermes à la fin de l'édification de l'appareil volcanique (fig. 37a).

On peut facilement concevoir qu'une érosion rapide peut entraîner vers le bas l'isotherme 25° (température moyenne au sol) tandis que les isothermes profonds restent pratiquement inchangés en raison de la lenteur des échanges thermiques dans le sous-sol. Il en résulte un resserrement des isothermes sous la surface et donc, une élévation du gradient géothermique (fig. 37b).

Ce facteur tout à fait favorable à l'exploration géothermique dans les cirques, a été quantifié par J. GOGUEL (comm. pers.) qui a établi un abaque permettant de calculer, dans les cirques du Piton des Neiges, le coefficient multiplicateur du gradient pour un délai et une profondeur d'érosion (ou une sédimentation) quelconque (fig. 38).

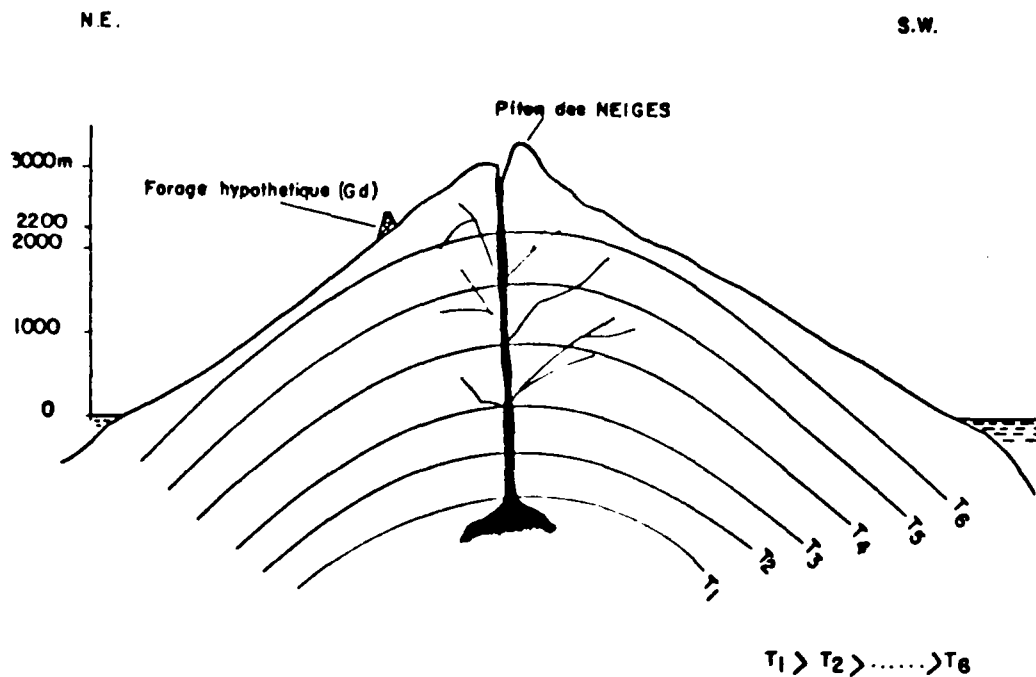
Le calcul de l'abaque repose sur une évaluation du gradient géothermique G à partir du gradient initial avant érosion G_d, donné par :

$$G = - \frac{z_d G_d}{\sqrt{\pi \chi t}} \exp(-\gamma^2/4\chi t) + G_d \quad (1)$$

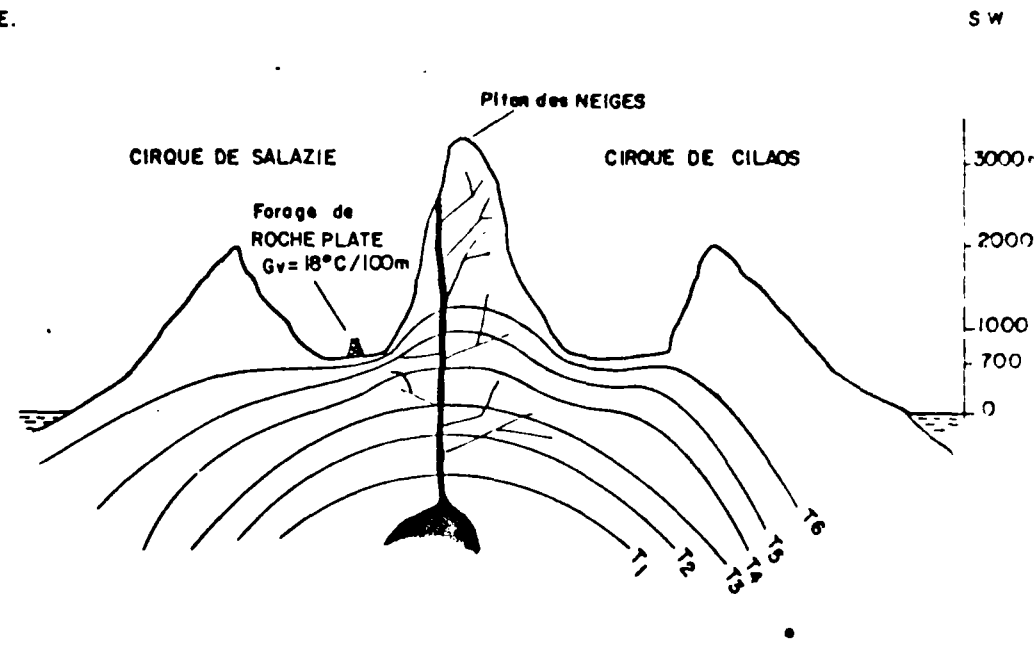
(KAPPELMAYER et HAENEL, 1974)

avec :

- χ : diffusivité thermique des roches (de l'ordre de 4 à 6 (10⁻³ cm²/s) pour des roches éruptives)
- z_d : épaisseur des terrains érodés
- t : temps nécessaire pour éroder l'épaisseur z_d
- γ : distance sous la surface du sol du point où l'on a le gradient G



A - Distribution des paléoisothermes au sein du volcan Piton des Neiges avant le creusement des cirques (25 000 ans). Les enveloppes de température se distribuent de manière concentrique par rapport à la chambre magmatique qui a donné naissance à la série différenciée. Gd correspond au gradient que l'on aurait pu observer à ce stade de l'évolution du Piton des Neiges.



B - Distribution actuelle supposée des isothermes dans le Massif du Piton des Neiges, l'érosion rapide des cirques a provoqué un rabattement et un resserrement des isothermes les plus superficiels sous la surface et donc une élévation du gradient géothermique. Le gradient observé dans le forage de Roche-Plate est de $18^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.
 $G_v : 3,5 G_d$, si l'on considère que la vitesse d'érosion a été de $1500\text{ m}/25\ 000\text{ ans}$, à la verticale de ce point (abaque de J. COFFI, fig.64) ; ceci équivaut à un gradient initial de $5,14^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, avant érosion.

Fig. 37: Représentation schématique des paléo-isothermes ante creusement des cirques et des isothermes actuels. Dédution du paléo-gradient à la verticale du site de Roche-Plate.

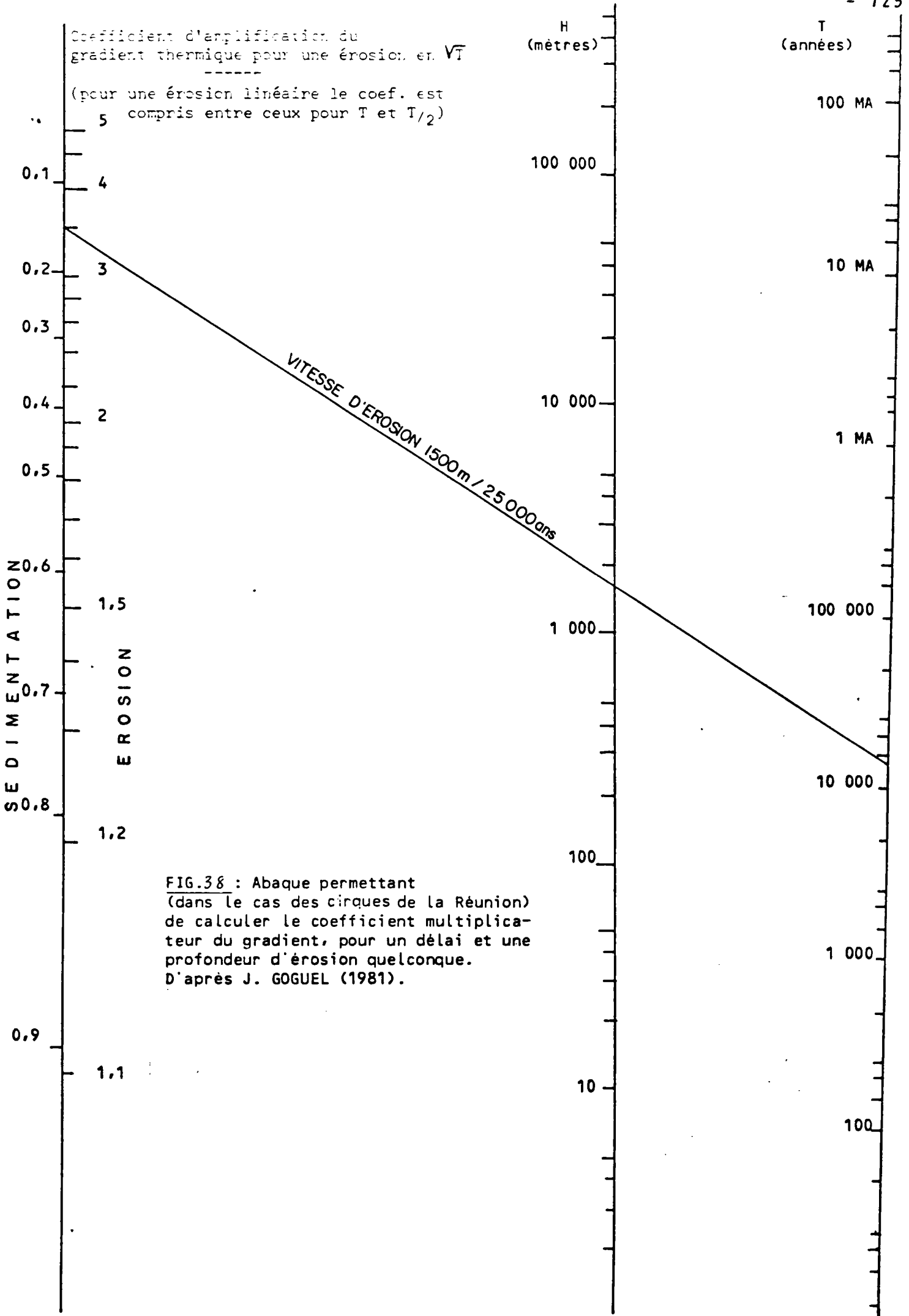


FIG.38 : Abaque permettant (dans le cas des cirques de la Réunion) de calculer le coefficient multiplicateur du gradient, pour un délai et une profondeur d'érosion quelconque. D'après J. GOGUEL (1981).

Pour le calcul de l'abaque, on a adopté une loi arbitraire du type $z_d = K\sqrt{t}$

Dans ce cas, au voisinage de la surface (où $g \neq 0$), la formule (1) devient :

$$G = KGd/\sqrt{\pi\chi} + Gd = Gd \left(1 + \frac{K}{\sqrt{\pi\chi}} \right) \quad (2)$$

ce qui est une formule simple, facile à utiliser.

Prenons l'exemple de Roche-Plate dans le cirque de Salazie où un forage récent a permis de mettre en évidence un gradient G vrai de $18^\circ\text{C}/100\text{m}$. On estime que cet emplacement a été mis à l'affleurement par une érosion de 1500 m des terrains sus-jacents, érosion dont l'effet s'est réparti sur 25 000 ans avec une intensité proportionnelle à la racine carrée du temps écoulé (hypothèse vraisemblable pour le cirque de Salazie). Si l'on considère l'abaque de la figure 64, la valeur Gv provient d'une multiplication du gradient thermique initial Gd au fond du cirque par 3.5. Si l'on admet la loi précédente (2), ceci signifie un gradient thermique ante-érosion de $(18^\circ\text{C}/3,5)/100$ m, soit $5,14^\circ\text{C}/100$ m (fig. 37b).

On déduit de Gd (25.000 ans), une paléo-température variant de 75°C au niveau de l'affleurement actuel de Roche-Plate (à 1500 m de profondeur par rapport au toit des formations avant creusement des cirques), à 135°C (limite supérieure d'existence du faciès à chabazite-phillipsite) à une profondeur de 1200 m par rapport à la surface actuelle (2700 m du toit des formations avant le creusement du cirque de Salazie).

Ces valeurs sont tout à fait compatibles avec l'idée proposée plus loin du développement régional possible du faciès à chabazite-phillipsite dans les premières centaines de mètres sous la surface actuelle des cirques, au cours de la phase hydrothermale III (0,35 MA à actuel). Dans ces conditions, les quelques paragenèses à chabazite-phillipsite relevées entre autres dans le forage de gradient de Roche-Plate (fig. 25), seraient imputables à l'action régionale du paléo-gradient Gd contemporain de la phase hydrothermale III.

Mais il ne faut pas perdre de vue le caractère assez spéculatif de nos hypothèses concernant en particulier la vitesse d'érosion, et l'appartenance des minéraux hydrothermaux à une phase bien calée dans le temps. Et il faut voir ici davantage une perspective d'estimation des paléo-gradients dans le massif du Piton des Neiges, appuyée par l'observation des paléo-faciès hydrothermaux et l'estimation de la vitesse d'érosion, qu'une véritable modélisation et quantification.

Actuellement, nous sommes contraints pour tester notre hypothèse de faire la démarche inverse et de connaître les valeurs du gradient actuel pour reconstituer celles du paléo-gradient. Les nouvelles valeurs du gradient géothermique actuel, dans les forages à venir, devraient permettre d'aller plus loin....

B - RECONSTITUTION DU TOIT DE L'ENVELOPPE D'HYDROTHERMALISATION A DIFFERENTES

EPOQUES DE L'HISTOIRE DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

Les études effectuées dans les trois cirques du Piton des Neiges ont montré que l'hydrothermalisation des séries telle qu'on peut l'observer actuellement est très souvent le résultat d'un processus polyphasé, dont les causes peuvent être variées.

Dans ces conditions, la carte d'affleurement de la fig. 34 représente l'empreinte finale d'une succession de phases hydrothermales qui ont affecté le massif à différentes époques de son histoire.

Ce sont ces grandes phases hydrothermales et les causes qui les ont provoquées que nous allons maintenant essayer de reconstituer.

B.1. - EXTENSION ET AGE DES PRINCIPALES PHASES D'HYDROTHERMALISATION

Dans la majeure partie des cas, sur le terrain, seul un âge relatif peut être avancé, en fonction des figures d'intersection (dykes hydrothermalisés recoupant des laves non altérées,...) ou des limites d'altération (toit d'hydrothermalisation au sein d'un empilement de coulées,...).

Toutefois, en recalant les différentes observations sur les repères chronologiques dont on dispose : les coupures stratigraphiques et les âges absolus fournis par Mc DOUGALL (1971), Mc DOUGALL et WATKINS (1973), GILLOT (in Nativel, 1978), GILLOT et NATIVEL (publication sous presse), on a pu reconstituer trois grandes phases hydrothermales (qui sont vraisemblablement décomposables en un grand nombre d'épisodes).

L'échelonnement de ces trois phases dans le temps (> 2,1 MA à actuel) illustre la continuité du phénomène hydrothermal depuis la mise en place des océanites anciennes.

Actuellement, les principaux indices d'une activité hydrothermale sont apportés par les sources thermales.

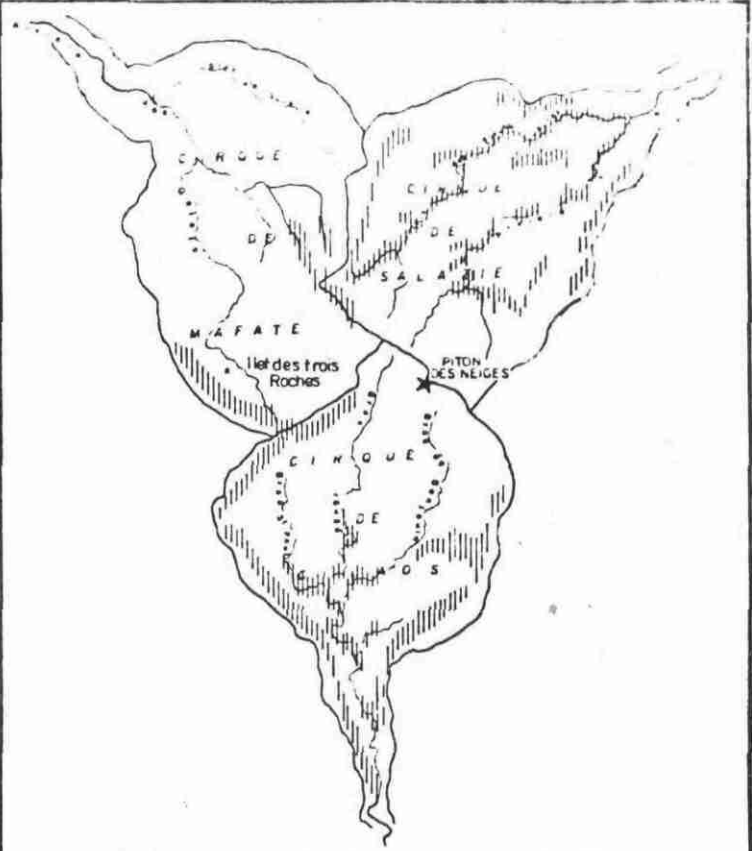
La figure 39 récapitule l'extension des différentes phases hydrothermales dans les trois cirques, telle qu'elle a pu être appréciée en fonction de nos investigations et de l'autochtonie des affleurements.

B.1.1. - Hydrothermalisation syn-océanites anciennes : phase I (âge >?, 1MA)

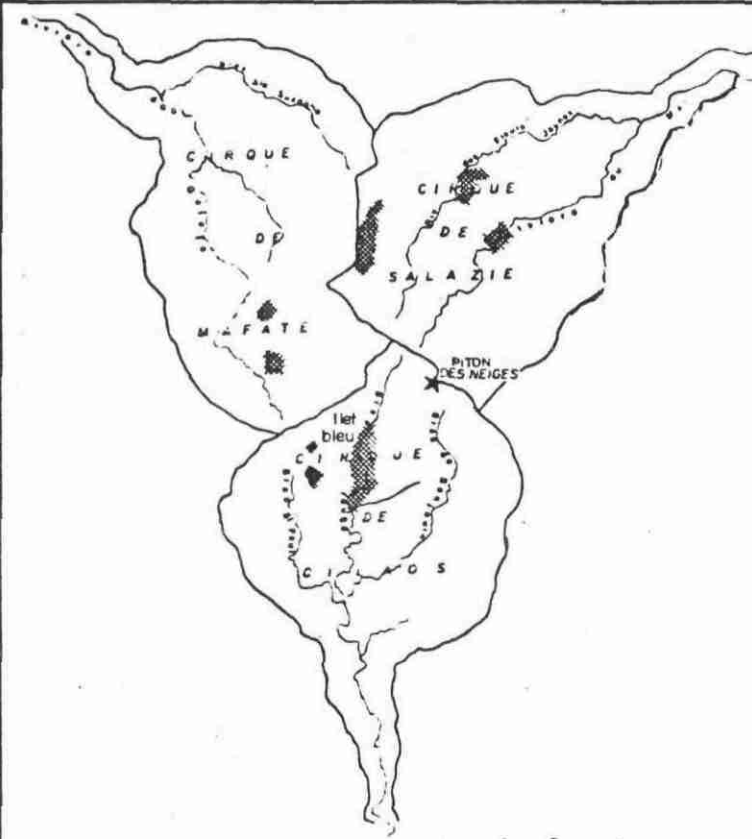
L'âge de la première phase hydrothermale responsable de l'altération de la série des océanites anciennes est vraisemblablement supérieur à 2,1 MA : plusieurs affleurements (ravine du Petit Bras, Cirque de Cilaos; rivière des Galets, cirque de Mafate ; entrée du cirque de Salazie,...) permettent d'observer une limite très nette d'hydrothermalisation, marquant le passage entre océanites anciennes hydrothermalisées et océanites récentes (âge : 2,1 MA) non affectées.



A - Hydrothermalisation Syn-océanites anciennes (> 2,1 MA).



B - Hydrothermalisation Syn-océanites récentes (2,1 MA à 0,35 MA)



C - Hydrothermalisation Syn-série différenciée (0,35 MA à actuel).



D - Hydrothermalisation actuelle (sources thermominérales).

Fig. 39: Extension et échelonnement dans le temps des grandes phases hydrothermales qui ont affecté les trois cirques du Piton des Neiges.

La présence de brèches épicrostiques d'océanites anciennes comprenant des éléments zéolitisés, mais dont la matrice n'est pas hydrothermalisée (rivière du Mat, rivière des Fleurs Jaunes), atteste également de la mise en place d'un processus antérieur à l'épanchement des premières coulées d'océanites récentes.

Le substratum d'océanites anciennes, visible dans le fond des rivières et ravines des trois cirques, a été concerné par cette première phase (fig. 39a). L'existence d'océanites anciennes zéolitisées au Cap La Houssaye, indique que le front d'hydrothermalisation a dépassé latéralement les limites des cirques. Il s'est probablement stabilisé dans l'ensemble des formations du proto Piton des Neiges, sous un toit dont la cote ne peut être précisée (érosion, rehaussement du massif lors de phases tectoniques ultérieures,...).

B.1.2. - Hydrothermalisation syn-océanites récentes : phase II (2,1 MA à 0,35 MA)

De manière générale, dans l'ensemble du massif, seule la base des océanites récentes est zéolitisée.

Il existe cependant des exemples (falaise du Bélier, col du Taïbit,...) où la limite supérieure du front hydrothermal a dépassé 2000 m d'altitude. Dans le cas de la falaise du Bélier, le toit d'hydrothermalisation correspond à la surface d'érosion des océanites récentes, sur laquelle se sont épanchées des laves différenciées (0,35 MA) non hydrothermalisées.

Il est difficile, dans une première approche, de situer très exactement l'âge de la grande phase hydrothermale syn-océanites récentes, tout au plus, peut-on la caler entre 2,1 MA et 0,35 MA. Nous verrons plus loin, lors de l'examen des relations existant entre les structures et l'hydrothermalisation, qu'il est cependant envisageable de resserrer cette fourchette d'âge.

Les effets de cette phase hydrothermale II se sont faits largement sentir dans les cirques de Cilaos et Salazie, se surimposant aux effets de la phase I dans les océanites anciennes et affectant la base des océanites récentes (fig. 39b). Dans le cirque de Mafate, par contre, le territoire affecté par la phase II est assez restreint : il s'agit de l'arête séparant le cirque de Mafate du Cirque de Salazie (rebord est du cirque de Mafate) et de la falaise d'océanites récentes surplombant l'Ilet des Trois Roches. A l'extérieur des cirques, les océanites récentes sont rarement hydrothermalisées. Font exception toutefois, la base de l'empilement des coulées creusées par la rivière des pluies et la rivière Saint-Denis.

B.1.3. - Hydrothermalisation syn-série différenciée : phase III (0,35 MA à actuel)

Si les phases I et II se sont traduites par une zéolitisation de l'ensemble des séries, du moins dans le coeur du massif, la phase III n'a pas affecté les empilements de laves différenciées.

Cette phase ne doit donc pas être considérée comme le résultat d'un processus régional mais comme l'ensemble des manifestations hydrothermales très localisées qui ont eu lieu pendant la période des laves différenciées (fig. 39c).

Les principaux évènements rattachables à cette phase correspondent à la mise en place de dykes doléritiques hydrothermalisés aux alentours de 0,35 MA (cirques de Salazie, Cilaos et Mafate), à l'installation de lames de syénite quartzifère (0,070 MA) induisant une auréole de thermométamorphisme (cirque de Cilaos) à la cristallisation d'espèces hydrothermales aux épontes d'intrusions filoniennes comenditiques et syénitiques (0,045 MA) dans la falaise du Bélier (cirque de Salazie).

B.1.4. - Hydrothermalisation actuelle

Elle est révélée par les sources thermales et les percolations minéralisatrices qui affectent la partie centrale du massif (fig. 39d).

De nombreuses sources thermales sont visibles au coeur du cirque de Cilaos, en contrebas du Piton des Neiges (fig. 28). Leurs températures à l'émergence varient de 25 à 45°C et témoignent de la présence d'un flux de chaleur actuel (températures estimées 100°C à 132°C en subsurface, voir tableau 6) mais apparemment assez ponctuel et n'affectant que la partie basse de ce secteur (essentiellement le lit de la rivière du Bras Rouge).

Les mesures thermométriques réalisées dans le forage hydrogéologique de Cilaos village ont permis d'estimer un gradient actuel de 20°C/100 m entre 200 et 300 m de profondeur dans la série des océanites anciennes.

Dans le cirque de Salazie, le forage de gradient géothermique de Roche-Plate a montré d'intéressantes perspectives de ressources calorifiques actuelles (fig. 25). Mais ce n'est probablement pas le seul endroit favorable pour la géothermie dans ce cirque : de nombreuses sources thermales émergent dans la partie centrale, en particulier dans le lit de la Rivière du Mat. Les thermes d'Hell-Bourg, établis à partir d'émergences en rive droite de la rivière du Bras Sec ont connu une période faste entre 1852 et 1920.

Dans le cirque de Mafate, une seule source thermale est aujourd'hui inventoriée. Elle se situe au nord-ouest du village de la Nouvelle, dans le lit de la Rivière des Galets. Sa température à l'émergence est de 16°C (voir tab. 5).

Mais d'autres sources thermales existaient autrefois dans la partie interne du cirque comme en témoignent les écrits de C. LAVAUX (1975), qui décrit même d'anciens thermes à Mafate-les-Bains, à la fin du siècle dernier. Il est très probable que le substratum de la partie interne du cirque de Mafate (plaine des Tamarins, Plaine des Sables) qui nous est aujourd'hui dissimulée sous plusieurs centaines de mètres de produits d'épandage, recèle des indices d'hydrothermalisation actuelle.

B.2. - RELATIONS ENTRE LES PHASES D'HYDROTHERMALISATION ET L'EVOLUTION VOLCANO-TECTONIQUE DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

Nous allons maintenant nous efforcer de relier la distribution et la qualité des différents faciès hydrothermaux, tels qu'ils ont pu être reconstitués pour chaque phase, à l'ensemble des facteurs volcano-tectoniques qui les ont induits.

B.2.1. - Relations entre les structures et l'hydrothermalisation
(phase I) de la série des océanites anciennes

La mise en place des océanites anciennes correspond à la période d'émergence de l'île. Quatre directions de fracturation et d'intrusion contrôlent la construction du proto Piton des Neiges.

- le rift N150 formant l'ossature de la partie émergée de l'île
- l'axe volcano-tectonique N120 parallèle à la crête actuelle Gros Morne-Piton des Neiges
- les accidents N25-30 et N80-95 associés à l'axe N120

Les faciès hydrothermaux retrouvés dans cette série et qui sont actuellement à l'affleurement dans le fond des rivières des trois cirques sont reportés sur la fig. 40.

On constate que cette phase I d'hydrothermalisation a été de grande ampleur, et a affecté l'ensemble du substratum actuel des trois cirques. Latéralement, elle a même dépassé les limites naturelles que forment les remparts. Des zéolites ont été échantillonnées dans la rivière des Pluies et dans le Bras Cabot (faciès à chabazite-phillipsite) respectivement au nord et à l'est du massif ; et même sur le littoral ouest au cap La Houssaye.

Les différentes zones hydrothermales reconstituées s'agencent en enveloppes grossièrement circulaires autour du centre du massif. La zone à chabazite-phillipsite constitue l'enveloppe extérieure. Elle est relayée par la zone à natrolite-thomsonite dans les cirques de Salazie et Mafate, et passe directement à la zone à analcime-thomsonite dans le cirque de Cilaos*. Dans les cirques de Salazie et de Cilaos, la zone à analcime-thomsonite occupe la partie centrale. Dans le cirque de Mafate, cette zone est probablement oblitérée par l'épais recouvrement des produits d'épandage.

L'apparente distribution sub-circulaire de ces principaux faciès autour du Piton des Neiges ne permet pas de privilégier l'action de l'une des composantes du système intrusif des océanites anciennes (fig. 40). Notons d'ailleurs avec ROBERT (1980), qu'au mieux, le tiers des intrusions filoniennes de ce système est hydrothermalisé (31 % pour la famille N150, 20 % pour la famille N120, 14 % pour la famille N25-30 et 18 % pour la famille N80-95), ce qui confirme bien la continuité de la mise en place de ces intrusions postérieurement à l'émission des océanites anciennes et à leur hydrothermalisation.

En ce qui concerne la phase I d'hydrothermalisation des océanites anciennes, tout se passe comme si des enveloppes de température se distribuaient en coupole à partir d'une zone centrale, privilégiée du point de vue thermique. (fig. 40)

*-----
La faible représentation à l'affleurement du faciès à natrolite-thomsonite et son domaine de stabilité, très proche de celui du faciès à analcime-thomsonite, en fait probablement un sous-faciès de ce dernier. La similitude du chimisme de la natrolite et de l'analcime (zéolites sodiques) corrobore cette hypothèse.

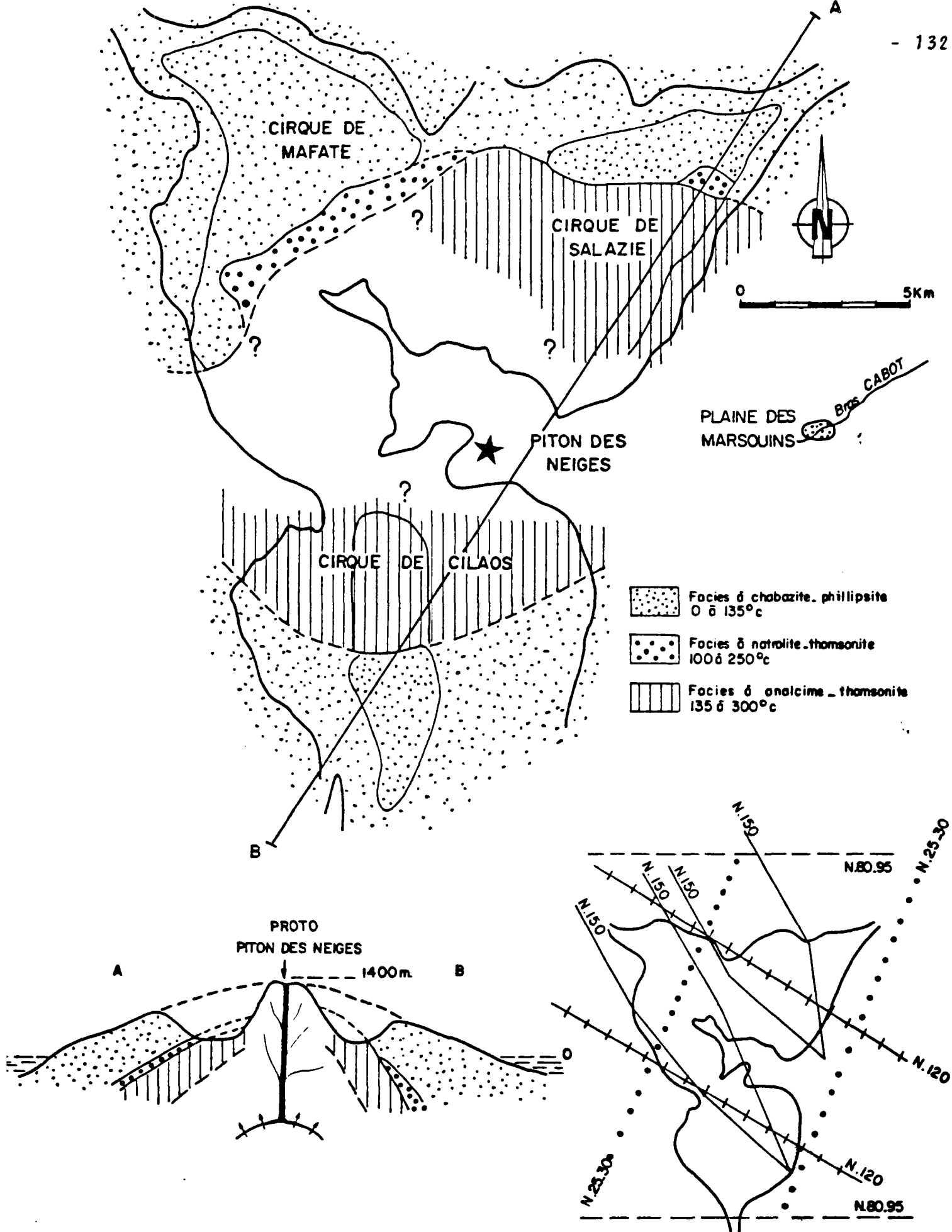


Fig. 40 : Représentation schématique de l'extension constatée (—) et supposée (- -) des faciès de la phase hydrothermale T et des enveloppes des zones d'injection magmatique contemporaines de la série des océanites anciennes (> 2,1 MA). La zonation des faciès, apparente à l'échelle des trois cirques, peut être assimilée aux effets d'un flux de chaleur régional engendré par une masse magmatique centrée sur le Piton des Neiges.

Dans un tel schéma, l'hydrothermalisation de la phase I est due à l'action d'un dôme thermique de grande extension, probablement engendré par une source de chaleur centrée sur le proto Piton des Neiges (chambre magmatique).

Les paléo-températures de formation des paragenèses hydrothermales des différentes zones correspondent au domaine limité par deux enveloppes de température consécutives (coupe schématique AB de la figure 40). Le rôle de la pression lithostatique est négligeable.

L'anchimétamorphisme zéolitique BP-BT qui affecte les océanites anciennes et qui en fait de véritables zéolitites, est favorisé par la "mise en service" d'un autoclave naturel (géo-autoclave), caractérisé par une bonne conservation de l'énergie thermique et par des circulations de fluides. Ce modèle peut impliquer une zéolitisation très rapide des formations, comme le suggèrent les observations qu'ALEKSIEV et DJOUROVA (1975) ont pu faire dans des bassins sédimentaires.

A la Réunion, l'absence de zéolitisation de certains dykes et remplissages de tunnels de lave (par exemple, dans la rivière des Galets (photo-14) au sein des océanites anciennes, est un argument très favorable à "l'instan-tanéité" géologique de l'hydrothermalisation de la phase I.

B.2.2.- Relations entre les structures et la phase II d'hydrothermalisation

Les effets de la phase II sont beaucoup plus difficiles à reconstituer que dans le cas précédent, puisqu'ils se superposent à ceux engendrés par la phase I. Mais, si la reconstitution au toit de l'enveloppe d'hydrothermalisation de la phase I est impossible en raison de l'érosion des séries anciennes, il n'en est pas de même pour la phase II. La limite supérieure du front hydrothermal est assez bien marquée dans l'empilement des laves d'océanites récentes des remparts des cirques de Cilaos et Salazie. Cette limite n'a dépassé qu'exceptionnellement 2000 m d'altitude (col de Fourche, col du Taïbit). Dans ces deux cirques, les zones hydrothermales sont caractérisées par la même distribution de faciès que dans la phase I (fig. 41). On note toutefois la disparition de la zone à natrolite-thomsonite. Dans le cirque de Mafate, seule la base du rempart surplombant l'Ilet des Trois Roches et l'arête séparant le cirque de Mafate du cirque de Salazie sont hydrothermalisées. Une anomalie notable est celle de la superposition de trois faciès (chabazite-phillipsite, natrolite-thomsonite, analcime-thomsonite) au col de Fourche, dans la coupe de la falaise du Bélier (coupe CD de la fig. 41). Une étude détaillée de ce secteur a été faite précédemment et une hypothèse de la mise en place de la zéolitisation a pu être avancée (système hydrothermal convectif lié à une importante perméabilité de fracture).

D'un point de vue régional, une certitude apparaît : l'hydrothermalisation qui s'étendait sur l'emplacement actuel des trois cirques et au-delà dans la phase I, s'est considérablement restreinte en superficie au cours de la phase II, tout particulièrement dans le cirque de Mafate où une limite nette est mise en évidence.

De la même manière que l'hydrothermalisation de la phase I, celle de la phase II aboutit à une distribution régionale des faciès à chabazite-phillipsite et à analcime-thomsonite sous la forme de deux enveloppes concentriques autour du Piton des Neiges.

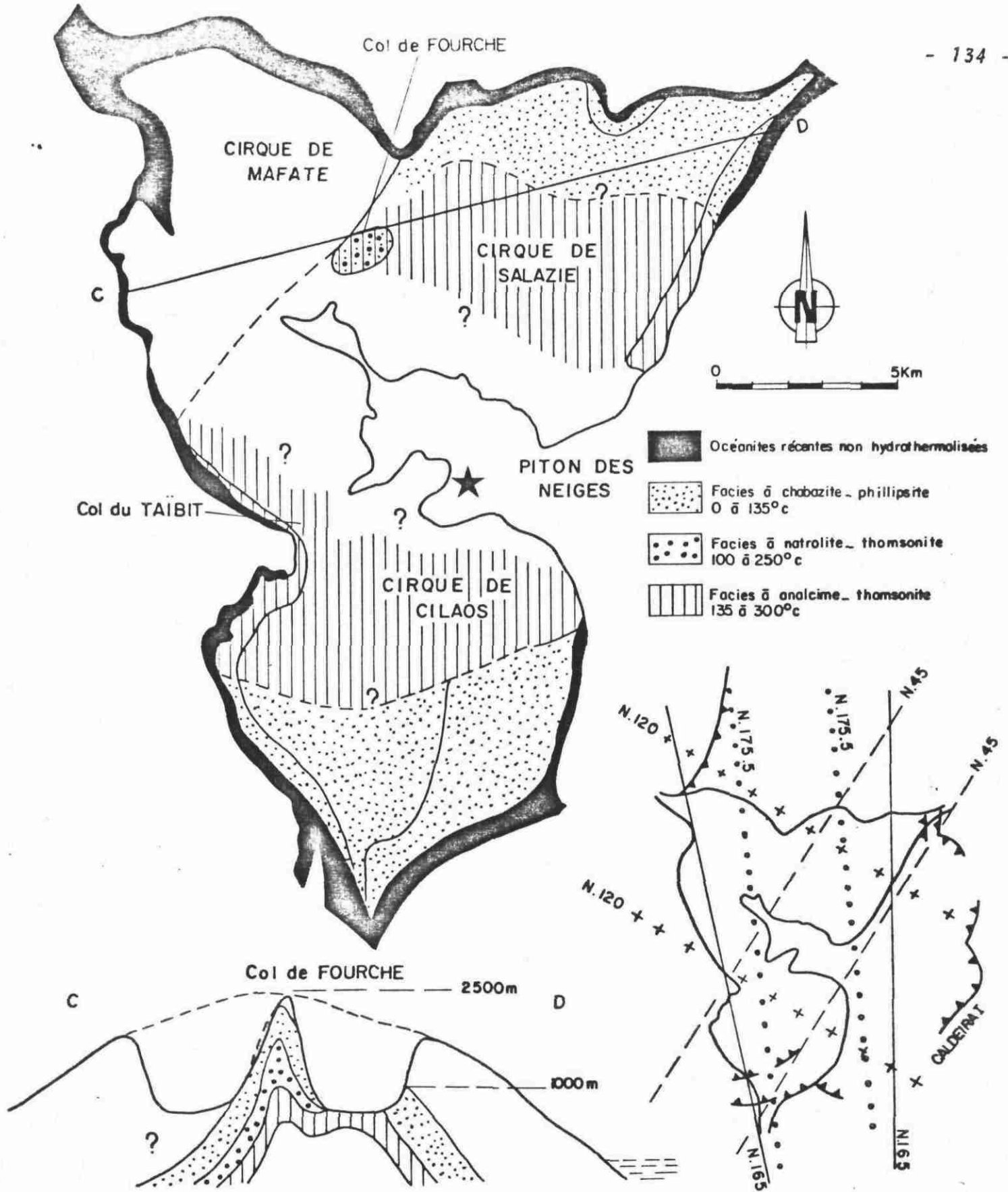


Fig. 41 : Représentation schématique de l'extension constatée (—) et supposée (- - -) des faciès de la phase hydrothermale II (2,1 MA à 0,35 MA) et des enveloppes des zones d'injection magmatique contemporaines de la série des océanites récentes. La phase II n'a pas affecté le secteur Nord-Ouest du massif (entrée du cirque de Mafate). La branche N45 est susceptible d'avoir joué un rôle important dans le processus d'hydrothermalisation. L'ensemble des océanites récentes hydrothermalisées est contenu à l'intérieur de la caldeira I.

Cette distribution en coupole étirée suivant un axe NE-SW semble privilégier l'action de la composante N45 du système filonien en étoile, contemporain des océanites récentes (fig. 41). Ceci est particulièrement net dans le cirque de Cilaos où la quasi-totalité des dykes appartenant à cette famille sont zéolitisés.

La branche N165 est également susceptible d'avoir joué un rôle important d'apport thermique, dans les cirques de Salazie et Cilaos (31 % des dykes de cette famille sont largement zéolitisés).

Par ailleurs, l'ensemble des océanites récentes hydrothermalisées, connues à l'affleurement (y compris les laves de la rivière des Pluies et de la rivière Saint-Denis) est contenu à l'intérieur de la caldeira I qui a affecté le bouclier primitif aux alentours de 600.000 ans (fig. 67). Dans ces conditions, on peut se demander si l'hydrothermalisation de la phase II n'a pas été guidée par les structures d'effondrement liées à cette caldeira. L'âge de la phase II serait alors considérablement restreint : 0,60 MA à 0,35 MA.

B.2.3. - Relations entre les structures et la phase III d'hydrothermalisation

L'émission des laves différenciées (0,35 à 0,022 MA) ne s'accompagne plus de grands accidents linéaires : l'activité du rift N120 est très réduite et s'est déplacée vers le SE, donnant naissance au Piton de la Fournaise.

D'un point de vue tectonique, ce sont essentiellement les effets de l'installation d'un volcanisme centralisé sur le Piton des Neiges qui se font sentir (première partie, chap. III) : entre 0,35 et 0,070 MA, un premier système de dykes concentriques et radiaux se met en place dans le bâti du massif. Il témoigne des premiers mouvements d'extension lors de la reprise de l'activité volcanique, après le repos de 80.000 ans séparant les océanites des laves différenciées. Puis un événement structural majeur prend place entre deux périodes d'activité de la série différenciée : une caldeira datée de 0,070 MA. Cette dernière est soulignée, en partie, par un système d'intrusions concentriques (conesheet) accompagné de dykes à disposition radiaire.

La fig. 42 représente l'extension des faciès hydrothermaux de la phase III. On est frappé par le changement d'ampleur du processus hydrothermal : les phases I et II sont caractérisées par une zéolitisation de l'ensemble des séries, du moins dans le coeur du massif, alors que la phase III n'a pas affecté les empilements de laves différenciées. Il n'existe pas d'hydrothermalisation d'ensemble des laves de la série différenciée. Les seules manifestations hydrothermales qui ont pu être reconstituées sont induites par les structures volcano-tectoniques.

Dans l'ordre chronologique, un premier épisode hydrothermal est à rattacher à l'injection des filons doléritiques contemporains de la reprise d'activité, aux alentours de 0,35 MA (premier système concentrique et radial de la série différenciée). Ces dykes hydrothermalisés, à faciès de métamorphisme de faible degré, mais haute pression (prehnite-pumpellyite) ont été observés, par exemple, dans la rivière des Fleurs Jaunes. Le métamorphisme de ces dolérites doit être relié à l'effet des fluides géothermaux véhiculés à leurs épontes ou en leur sein.

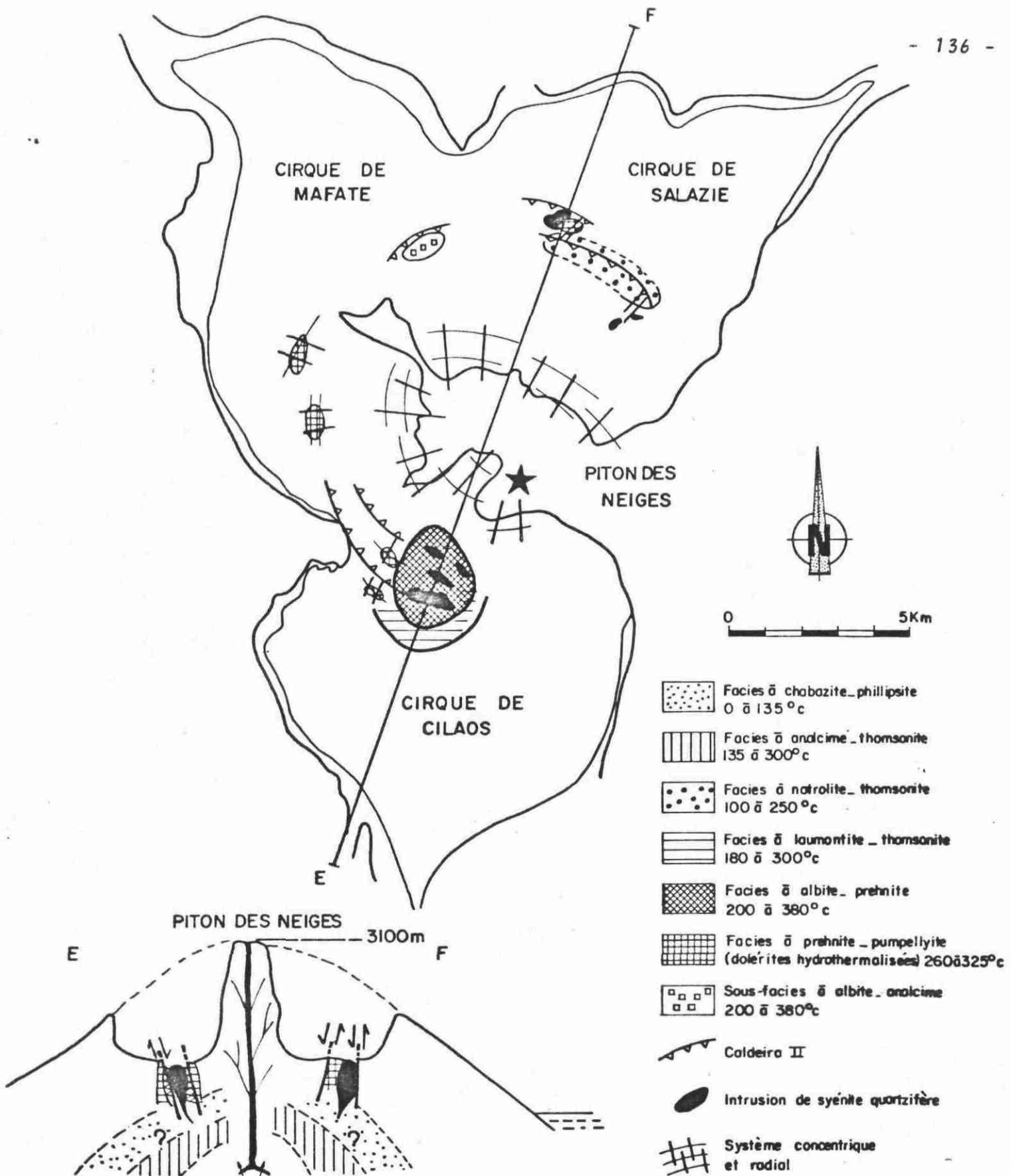


Fig. 42 : Représentation schématique des faciès de la phase hydrothermale III (0,35 MA à actuel) et des principales structures volcano-tectoniques de la série différenciée. Les manifestations hydrothermales sont liées aux structures et constituent les marqueurs de celles-ci.

D'autres manifestations de degré métamorphique varié jalonnent les zones de fracturation et d'intrusion attribuées aux effets de la mise en place de la caldeira II (0,070 MA) telle qu'elle a pu être reconstituée (fig. 42) :

- des dykes doléritiques injectés à la faveur des accidents marquant la bordure de la caldeira sont hydrothermalisés. Par exemple, les dykes de la base du Piton d'Enchain recèlent des paragenèses à natrolite-thomsonite.
- les lames intrusives de syénite quartzifère de la rivière du Bras Rouge, appartenant au cone-sheet lié à la caldeira II, ont développé une auréole de thermométamorphisme dans les séries encaissantes.

D'autres épisodes hydrothermaux sont postérieurs à l'initialisation de la caldeira II :

- des dykes comenditiques et syénitiques injectés dans les océanites récentes de la falaise du Bélier et datés 0,045 MA par NATIVEL et GILLOT (pub. sous presse) ont engendré à leurs épontes la cristallisation de zéolites et de calcite (fig. 23).

Certainement, d'autres évènements ponctuels rattachables à la phase III d'hydrothermalisation sont passés à travers les mailles de notre échantillonnage. Mais nos observations sont tout de même significatives de l'association des paragenèses hydrothermales aux structures circum Piton des Neiges, de la série différenciée.

Par ailleurs, il n'est pas unimaginable qu'un front hydrothermal de vaste ampleur se soit développé dans les parties profondes du massif pas encore à l'affleurement (coupe EF de la fig. 42), contemporanément à l'épanchement des laves différenciées. Mais, dans ce cas, les paragenèses induites par ce processus régional ont dû se superposer à celles des phases I et II. Une chose est certaine : la limite supérieure de ce front de chaleur n'a pas atteint le mur de la série différenciée : les mugéarites du Piton d'Enchain "posées" sur un substratum d'océanites anciennes à 800 m d'altitude, ne sont pas hydrothermalisées.

Hydrothermalisation actuelle : les sources thermominérales

Ce sont les seules manifestations qui rendent actuellement perceptibles l'existence de circulations et la pérennité d'un flux de chaleur dans le coeur du massif du Piton des Neiges. Il est intéressant de noter que les sources inventoriées sont localisées dans la partie centrale du massif, grossièrement limitée par les bordures de la caldeira II.

Les sources thermales peuvent être considérées comme les fuites de chaleur de systèmes de circulations importants, dont la température est plus élevée que celle mesurée à l'émergence (tab. 5). Ces eaux, en remontant le long de fractures, perdent d'abord de la chaleur au contact des roches encaissantes, puis se mélangent à des eaux froides superficielles d'infiltration. Les zones de circulation actuelle, profonde, de ces eaux peuvent se trouver à plusieurs centaines, voire quelques milliers de mètres sous la surface.

B.3. - MODELISATION DE L'HISTOIRE HYDROTHERMALE DU MASSIF DU PITON DES NEIGES

Il ne faut voir ici qu'un essai de reconstitution des grands épisodes d'hydrothermalisation en relation avec l'évolution volcano-tectonique du massif du Piton des Neiges.

Premier stade : > 2,1 MA (fig. 43)

L'ouverture d'un rift N120 dans la croûte océanique (CHEVALLIER, 1979) est responsable de l'édification de la partie immergée de l'île. Le rift N120 fonctionne également durant la période des océanites anciennes (> 2,1 MA) en simultané avec le rift N150 qui forme l'ossature de la partie émergée (proto Piton des Neiges).

L'hydrothermalisation des océanites anciennes est probablement imputable à l'action combinée d'un flux géothermique élevé, résultat de l'activité du rift N120, et de l'imbibition d'eau de mer et de pluie à l'intérieur du volcan.

La cristallisation de minéraux hydrothermaux se fait dans les bulles et les fissures des laves. Dans ce schéma, le flux thermique est essentiellement véhiculé par conduction au sein de l'édifice volcanique.

Deuxième stade : 2,1 à 0,35 MA (fig. 44)

Le rift N120 est toujours actif, mais une chambre magmatique très large se forme en profondeur. La série d'océanites récentes s'épanche en milieu aérien sur un substratum constitué d'océanites anciennes, élaborant ainsi le bouclier primitif du massif du Piton des Neiges (2,1 à 0,43 MA).

Le magma sous pression provoque une extension de la partie sommitale du bouclier qui s'effondre en grabens successifs, initialisant la caldeira I (0,6-0,9 MA). L'hydrothermalisation des océanites récentes, telle qu'on l'observe à l'affleurement, est cantonnée à l'intérieur de la caldeira I, et son toit est irrégulier.

C'est vraisemblablement toujours un dôme thermique de grande ampleur, centré sur le Piton des Neiges (effets de la chambre magmatique profonde) qui est responsable de la seconde phase d'hydrothermalisation (2,1 MA à 0,35 MA) mais l'auto-colmatage (self-sealing) des océanites anciennes rend difficile la montée de ce deuxième front hydrothermal. C'est essentiellement la fracturation (caldeira I et système en étoile des océanites récentes) et le di-self-sealing* local des océanites anciennes qui autorise l'hydrothermalisation de la base des océanites récentes.

La seconde phase d'hydrothermalisation est toujours le résultat d'un processus de conduction thermique mais la mise en fonctionnement d'un système convectif dans des zones particulièrement fracturées et perméables, a également été pressentie (irrégularités du toit d'hydrothermalisation et superposition de faciès minéralogiques).

* Di-self-sealing (MARINELLI, 1978) : phénomène antagoniste du self-sealing (FACCA et TONANI, 1967) : perméabilisation rétrograde des roches, résultant de la réorganisation des constituants minéralogiques sous l'effet d'un gradient thermique et les transformant en une formation compacte et rigide pouvant aisément se fissurer.

N.W.

S.E.

PROTO PITON DES NEIGES

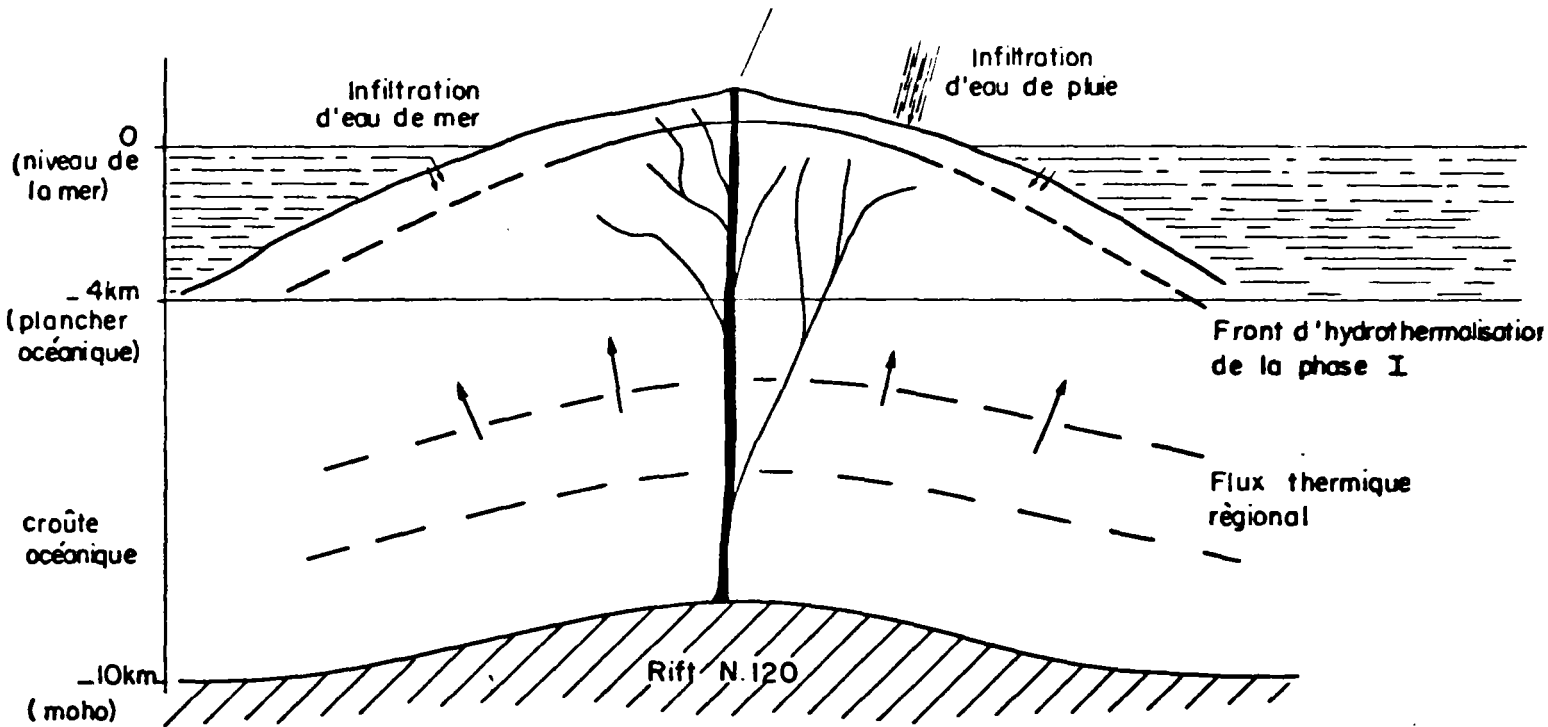


Fig. 43: Schéma synthétique

Hydrothermalisation et structures du volcan du Piton des Neiges
Premier stade > 2,1 MA

Ouverture d'un rift N120 dans la croûte océanique et émergence du proto Piton des Neiges (> 2,1 MA).

Les océanites anciennes constituent les premiers épanchements anciens et/ou sous une faible tranche d'eau de mer. Elles sont recoupées par un vaste front d'hydrothermalisation en coupole, image d'un flux géothermique régional associé à des circulations de fluides météoriques et des infiltrations de saumures marines.

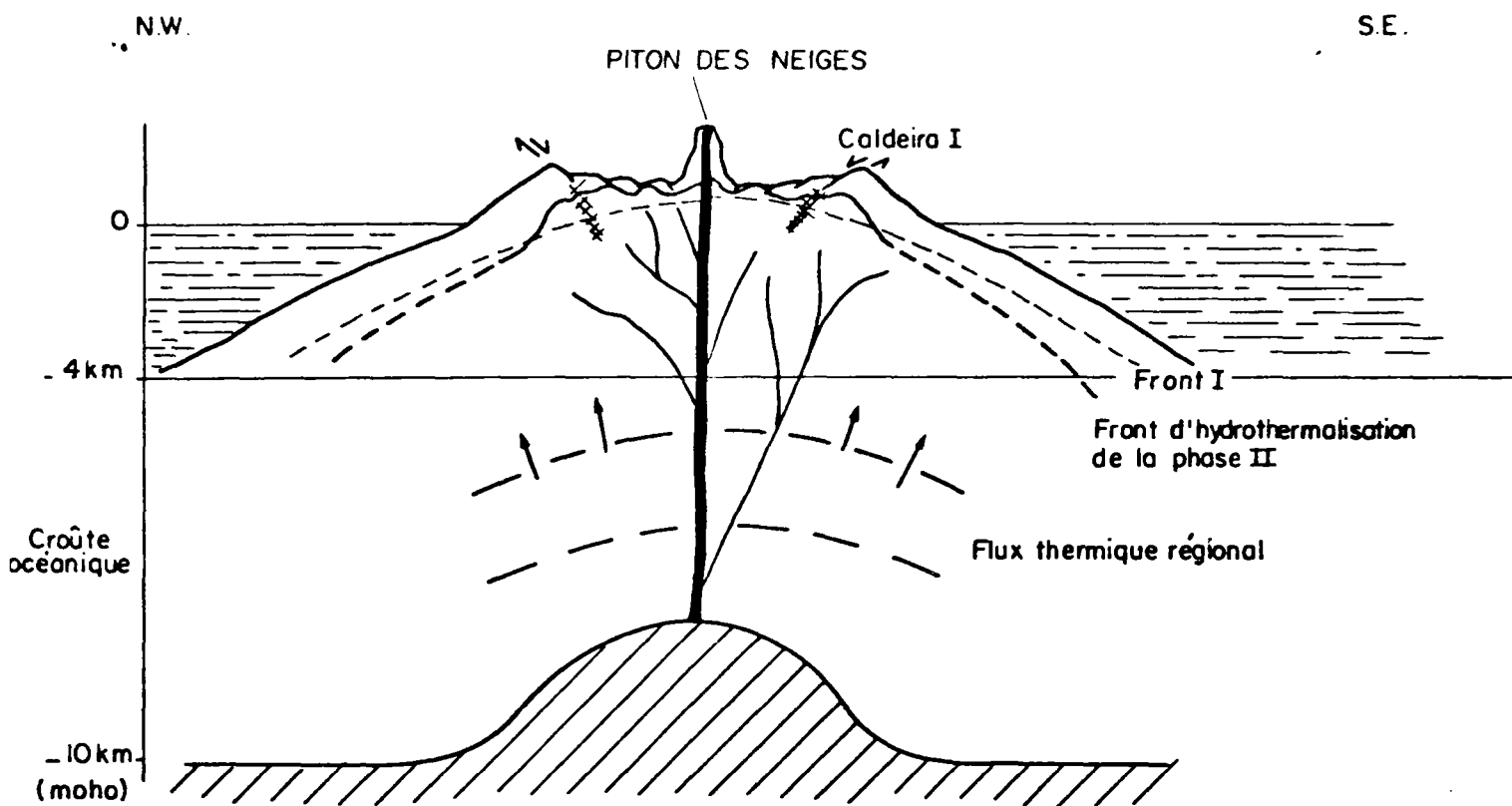


Fig. 44 : Schéma synthétique

Hydrothermalisation et structures du volcan du Piton des Neiges
deuxième stade : 2,1 à 0,35 MA

Individualisation d'une chambre magmatique profonde à la verticale du Piton des Neiges (2,1 à 0,43 MA) et établissement d'un bouclier primitif aérien.

Les premiers effets d'un volcanisme centralisé se font sentir par l'intermédiaire d'un réseau de fracturation en étoile et par l'effondrement d'une caldeira (caldeira 1). Le front d'hydrothermalisation de la deuxième phase (2,1 à 0,35 MA) est irrégulier et uniquement visible à l'intérieur du périmètre délimité par la caldeira 1.

Le flux thermique régional et le système hydrogéologique superficiel sont essentiellement responsables de cette phase d'hydrothermalisation, telle qu'elle est perceptible à l'affleurement.

Troisième stade (0,35 MA à actuel) (fig. 45)

Des laves alcalines différenciées (0,35 à 0,022 MA) remplissent la caldeira I et coiffent le bouclier primitif. Ces laves proviennent d'un réservoir qui a migré dans la croûte océanique à partir de la chambre magmatique profonde et dans lequel s'effectue une différenciation (NATIVEL, 1978 ; CHEVALLIER, 1979). La poussée du magma sous-jacent développe un système de fractures radiales et concentriques, empruntées d'abord par des dykes de dolérites (\approx 0,35 MA) puis par des laves de syénite et des dykes basaltiques marquant les bordures de la caldeira II (0,070 MA).

Les manifestations de sub-surface de la phase III d'hydrothermalisation (0,35 MA à actuel) sont limitées à des cristallisations de minéraux aux épontes ou au sein des intrusions et attestent de la circulation de fluides géothermaux selon des plans préférentiels (l'auréole de thermométamorphisme des laves de syénite de la rivière du Bras Rouge peut également être rattachée à la phase III).

Il est toutefois probable qu'un front d'hydrothermalisation de vaste ampleur existe en profondeur durant cette même phase (flux thermique émanant de la chambre magmatique superficielle). Mais la grande imperméabilité des laves différenciées (texture peu poreuse, cristaux bien développés), alliée au self-sealing des séries d'océanites, interdit son expression en sub-surface.

Dans ce contexte, les seuls indices qui rendent cette phase perceptible sont visibles dans les zones fracturées et correspondent à des fuites d'un système géothermique actif. De l'hydrothermalisation "en volume" des phases I et II, on est passé à une hydrothermalisation en "plan" lors de la phase III (système convectif mis en place le long des plans de fracturation ou d'intrusion).

Actuellement, quelques sources thermales émergent dans la partie centrale du massif et sont un gage de la pérennité d'une source de chaleur dans le coeur du volcan.

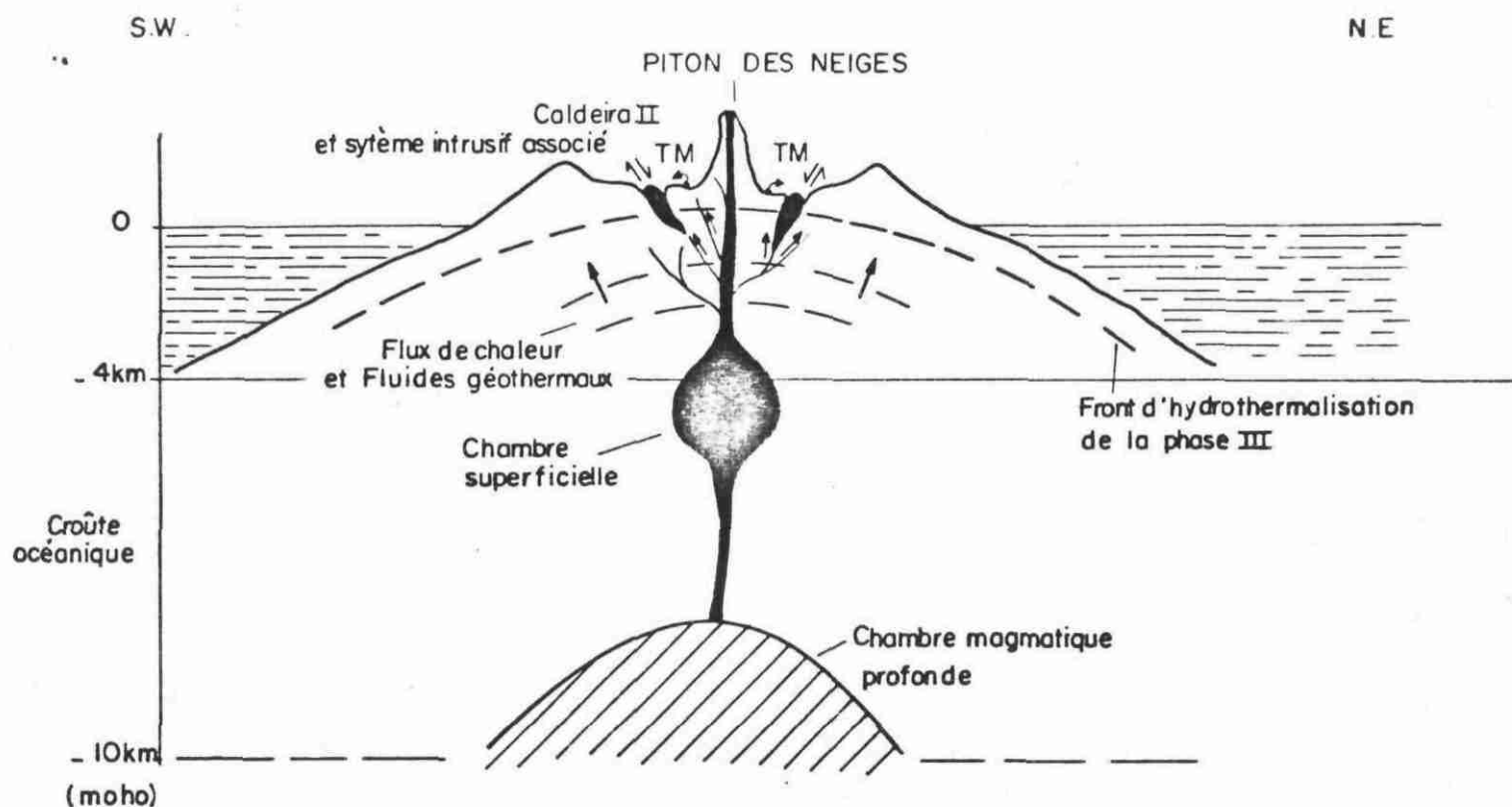


Fig. 45 : Schéma synthétique

Hydrothermalisation et structures du volcan du Piton des Neiges

Troisième stade : 0,35 MA à actuel

Une chambre magmatique superficielle, dans laquelle s'effectue une différenciation, migre dans la croûte océanique et donne naissance à la série alcaline différenciée (0,35 MA à 22.000 ans) qui s'épanche après 80.000 ans d'inactivité volcanique.

En subsurface, la troisième phase d'hydrothermalisation (0,35 MA à actuel) est essentiellement matérialisée dans les zones fracturées (caldeira II et système intrusif associé) mais correspond vraisemblablement à un front d'altération de vaste ampleur en profondeur. Les manifestations actuelles d'un flux de chaleur et de circulation dans le cœur du volcan sont illustrées par les sources therminérales localisées au centre du massif.

APPLICATIONS GÉOTHERMIQUES

Ce travail qui visait à préciser les possibilités d'application dans l'Ile de la Réunion de la minéralogie des systèmes hydrothermaux en géothermie haute température, a comporté plusieurs phases :

- Dans un premier temps, un important échantillonnage et des déterminations en laboratoire, ont permis de préciser la population minérale hydrothermale du massif du Piton des Neiges. Les zéolites représentent l'essentiel de cette population, mais d'autres minéraux hydrothermaux, comme les silicates de calcium hydratés, le calcite, le pyrite, les feldspaths, le prehnite, la pumpellyite, ... ont également été identifiés.
- Parallèlement à cet inventaire, plusieurs paragenèses ont été déterminées. Il a été possible de les regrouper en faciès minéralogiques couvrant une gamme de paléo-températures, caractéristique du domaine de l'anchimétamorphisme (0 à 400°C).
Les six faciès qui ont pu être définis (faciès à chabazite - phillipsite, 0 à 135°C ; faciès à natrolite - thomsonite, 100 à 250°C ; faciès à analcime - thomsonite, 135 à 300°C ; faciès à laumontite - thomsonite, 180 à 300°C ; faciès à albite - prehnite, 200 à 380°C ; faciès à prehnite - pumpellyite, 280 à 325°C) ont constitué par la suite la clef permettant de décrypter les différents processus et phases d'hydrothermalisation.
- L'étude de quelques zones hydrothermalisées représentatives a conduit à distinguer les effets d'une hydrothermalisation de caractère régional d'effets plus ponctuels résultant de particularismes locaux (auréole de thermométamorphisme autour des laves de syénite de la rivière du Bras Rouge, drainage de fluides minéralisateurs par les intrusions filoniennes, installation d'un système convectif favorisé par un réseau de fracturation et une source de chaleur localisée (falaise du Belier, cirque de Grand Pays), ...).
- L'un des résultats acquis concerne la mise en place polyphasée de l'hydrothermalisation dans les séries volcaniques du massif du Piton des Neiges. Trois grandes phases hydrothermales se sont succédées depuis plus de deux millions d'années. Leur existence et leur extension sont directement liées à l'évolution volcanotectonique du massif :
 - La première phase hydrothermale a concerné l'ensemble des laves d'océanites anciennes, aujourd'hui à l'affleurement et s'est opérée contemporanément ou peu après leur épanchement (> 2,1 MA). La géométrie des zones d'altération attribuées à cette phase correspond à une distribution en coupole des paléo-isothermes. Ces paléo-isothermes sont le reflet d'un flux de chaleur régional résultant d'une source de chaleur profonde (chambre magmatique).

- . La seconde phase hydrothermale (2,1 à 3,5 MA) est responsable de la zéolitisation des océanites récentes. Son extension latérale est beaucoup plus limitée que celle de la première phase. Le contrôle structural de cette phase semble avoir été essentiellement assuré par la caldeira I du bouclier primitif (0,9 - 0,6 MA) et la direction de fracturation et d'intrusion N45. Ces deux structures constituent les premières manifestations tectoniques de l'individualisation d'un volcanisme centralisé sur l'actuel Piton des Neiges. Toutefois, la constance du gradient régional et de la cause qui l'induit (chambre magmatique profonde) depuis la première phase d'hydrothermalisation, est marquée par la superposition et le même type de zonation des faciès hydrothermaux pendant la seconde phase.
- . Un changement très net apparaît à travers les manifestations de la phase III (0,35 MA à actuel) : il n'existe plus d'hydrothermalisation de grande ampleur. Seuls, des pointements locaux, sous la forme de masses magmatiques intrusives, provoquent une zonation thermométamorphique ponctuelle, ou bien des filons intrusifs, mis en place à la faveur d'une fracturation circum Piton des Neiges (caldeira II), véhiculent des fluides profonds minéralisateurs. On constate donc une restriction géographique progressive des fronts hydrothermaux, au cours du temps. D'un phénomène de grande ampleur, on est peu à peu passé à des phénomènes très localisés et se resserrant sur le Piton des Neiges. Toutefois, ceci n'implique pas parallèlement un enfouissement progressif des isothermes dans le bâti du volcan. L'absence d'indices hydrothermaux de la phase III dans les laves différenciées peut être simplement le résultat de l'autocolmatage de tous les vides des laves du bouclier primitif par les minéralisations des phases I et II. Le développement en subsurface d'espèces hydrothermales de la phase III ne peut alors se faire que par l'intermédiaire de la fracturation ou aux épontes des intrusions. On peut considérer que ces manifestations constituent les fuites d'un système géothermique actif. La pérennité d'un flux de chaleur important sous le plancher des cirques a d'ailleurs été mis en évidence par des mesures thermométriques dans deux forages (Roche-Plate et Cilaos-village) qui ont révélé respectivement des gradients de 18°C/100 m et de 20°C/100 m. Et ceci en l'absence d'indices de surface.

Au terme de cette étude, il est encourageant de constater qu'à partir d'une "image finale" mise en évidence par l'érosion, il a été possible de reconstituer et de quantifier les grands traits de l'histoire hydrothermale du volcan du Piton des Neiges et de relier structures et hydrothermalisation dans un schéma cohérent d'évolution parallèle.

Les minéralisations hydrothermales se révèlent donc d'excellentes marques de structures. Par leur intermédiaire, on a pu en particulier reconstituer partiellement le terrain de la caldera II du Piton des Neiges, largement masquée par l'important recouvrement détritique du fond des cirques.

Le travail qui a été effectué à la Réunion, dans un contexte particulièrement favorable, où l'érosion a ménagé de nombreuses fenêtres dans le coeur du massif du Piton des Neiges, a montré que l'étude des minéraux hydrothermaux peut également être abordée au stade de la préfaisabilité ou de la faisabilité d'une exploration géothermique, lors d'investigations de surface ou de subsurface.

Lors de la poursuite du programme d'exploration géothermique, l'étude peut également s'avérer fort utile :

- en forage d'exploration, en se calant par rapport aux séries volcaniques trouvées à l'affleurement, elle doit nous donner : les moyens de fixer une stratigraphie et d'estimer les températures auxquelles les roches traversées ont pu être portées.

La mise en oeuvre de forages profonds (1500 à 2000 m) dans le plancher des cirques, doit nous permettre de recouper la zone de contact entre le système hydrothermal superficiel, mis en évidence lors de nos investigations, et un éventuel système profond (zonation verticale).

D'autres travaux (MAHON et al., 1980) dans des champs géothermiques actifs de Nouvelle Zélande et d'Indonésie tendent en effet à montrer que les zones à zéolites, carbonates, ... ne constituent que la concrétisation d'un système hydrogéologique superficiel, dans un contexte de flux géothermique élevé. Sous ces zones il existe un système géothermal profond recelant le fluide hydrothermal de haute température qui constitue l'objectif à atteindre.

- en forage de développement de champ ; la méthode doit permettre de déterminer à partir de cuttings la température des terrains traversés. Ceci peut se faire par référence à l'échelle thermique réalisée par calage des assemblages minéraux sur le profil thermique des puits d'exploration.

D'une manière générale, il apparaît que les paragenèses hydrothermales constituent, à la Réunion, un matériel géologique de choix pour l'étude des distributions de température dans les champs géothermiques futurs...

B I B L I O G R A P H I E

ALBERTI A., GOTTARDI G. (1975), Possible structures in fibrous zeolites - N.Jb. Miner. Mh, H.9, pp. 396-411.

ALEKSIEV B., DJOUROVA E.G. (1975), On the origine of zeolites rocks - C.R. ACAD. BULG. Sci., Vol. 28, numéro 4, pp. 517-520.

BARRER R.M., BULTITUDE F.W., KERR I.S. (1959), Journ. Chem. Soc. Vol. 4, pp. 1521-8.

BARTHOMEUF D. (1980), Les zéolites. La Recherche, n°114, pp. 908-917.

BILLARD G. *et* VINCENT P.M. (1974), Carte géologique de la France - La Réunion, en collaboration avec Vincent P.M. - 4 feuilles 1/50 000è. Notice Billard.

BROUSSE R. (1965), Observations sur les dykes et leur prismation. 90è congrès des Sociétés Savantes, NICE, Tome II - pp. 235-260.

BROWNE P.R., ELLIS A.J. (1970), The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand. Mineralogy and related geochemistry. Amer. J. Sc., Vol. 269 - pp. 97-131.

BUSSIERE P. (1959), Etude géologique de l'île de la Réunion - Thèse d'Université, CLERMONT-FERRAND, 124 p + annexes + carte.

CANN J.R. (1979), Metamorphism in the ocean crust. Deep drilling results in the Atlantic Ocean : ocean crust, TALWANI M., HARRISON C.G., HAYES D.E., Ed. Maurice EWING, series 2, A.G.U., pp. 230-238.

CHEVALLIER L. (1979), Structures et évolution du volcan du Piton des Neiges, Ile de la Réunion. Leurs relations avec les structures du Bassin des Mascareignes - Océan Indien Occidental. Thèse 3ème cycle, GRENOBLE, 187 p + carte.

CLOCHIATTI R., DELARUE C., MASSARE D., VARET J. (1980), Première application de la thermométrie optique à l'étude d'un forage géothermique indonésien : résultats et possibilités d'avenir. Bè R.A.S.T., MARSEILLE, p. 100.

CONLEY R.F., BUNDY W.M. (1958), Mechanism of gypsification. Geochim et Cosmochim Acta, Vol. 15, p. 57.

COOMBS D.S., ELLIS A.J., FYFE W.S., TAYLOR A.M. (1959), The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. Geochimica et Cosmochimica Acta, V. 17, pp. 53-107.

CRONSTEDT A.F. (1576), Om en obekant barg art, som Kallas zeolites, Akad. Handl. Stockholm, 17, pp. 120-123.

DESMET A. (1977), Contribution à l'étude de la croûte océanique mésozoïque de méditerranée orientale : les pillow-lavas du Troodos (CHYPRE).
Thèse 3è cycle, NANCY I, 221 p.

ECHLE W. (1975), Zusammensetzung und entstehung sedimentärer analcime in jungtertiären pyroklastischen gesteinen nördlich Mihaliççik, Westanatolien, Türkei. N. Jb. Miner. Abh., 124, 2, pp. 128-146.

ESKOLA (1920), The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidsskrift, 6, pp. 143-194.

FACCA G., TONANI F. (1967), The self-sealing geothermal field. Bull. Volc., Vol. 30, pp. 271-273.

FEOKTISTOV G.D., USHCHAPOVSKAYA Z.F., LAKHNO T.A. (1969), A find garronite in the USSR. Translated from Daklady Akademii Nauk SSSR, Vol. 188, n°3, pp. 670-672.

FYFE W.S., TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1958), Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. Am. Mem. 73.

GLASSEY W. (1974), A model for phase equilibria in prehnite - pumpellyite facies. Contr. Miner. and Petro., Vol. 43, n°4, pp. 317-332.

GOGUEL J. (1975), La Géothermie, Doin Editeur.

HARADA N. (1969), Further data on the natural association of Ca-zeolites. J. of the Geol. Soc. of Japan, Vol. 57, n°12, pp. 626-630.

HAY R.L. (1966), Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks - Geol. Soc. Am. Special Paper, 85, 130 p.

HELLER L., TAYLOR H.F.W. (1951), Hydrated calcium silicates. II. Hydrothermal reactions : lime/silica ration 1/1. Jour. Chem. Soc. pp. 2397-2401.

HINRICHSEN T., SCHÜRMANN K. (1969), Untersuchungen zur stabilität von pumpellyit. - N.Jb. Miner. Mh., pp. 441-445.

HINRICHSEN T., SCHÜRMANN K. (1972), Mineral reactions in burial metamorphism. - N. Jb. Miner. Mh., pp. 35-48.

HÖLLER H., WIRSCHING U., FAKHURI M. (1974), Experimente zur zeolithbildung durch hydrothermale Umwandlung. Contr. Miner. and Petro., 46, pp. 49-60.

JEHL V. (1975), Le métamorphisme et les fluides associés des roches océaniques de l'Atlantique Nord. Thèse de Docteur Ingénieur, Nancy I, 241 p.

KAPPELMEYER O., HAENEL R. (1974), Geothermics with special referen-ces to application. Geoexploration Monographs, serie 1, n°4, 208 p.

KARUP-MØLLER S. (1969), Xonotlite - pectolite and natrolite bearing fracture veins in volcanic rocks from NUGSSUAQ, WEST GREENLAND. GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE, KØBENHAVN. 21 p.

KARUP-MØLLER S. (1976), Gmelinite and herschelite from the Ilimaussaq intrusion in South Greenland. Miner. Mag. Vol. 40, pp. 867-873.

KAST V., GIROD M. (1976, 1977), Refroidissement d'un système de dykes et d'une chambre magmatique sous-jacente. Bull. Volc., Vol. 40.2.

KIM KI-TAE, BURLEY B.J. (1971), Phase equilibria in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSiO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ with special emphasis on the stability of analcite. Canadian Jour. of Earth. Sc., Vol. 8, n°3, pp. 311-337.

KOIZUMI M., ROY R. (1960), Zeolite studies I. Synthesis and stability of the calcium zeolites. *J. Geol.*, 68, pp. 41-53.

KRISTMANNSDOTTIR H. (1975), Hydrothermal alteration of basaltic rocks in Icelandic geothermal areas. Un Symposium on the development and use of geothermal resources, San Fransisco, Proceedings - Lawrence Berkeley Lab. Univ. of California.

LACROIX A. (1912), Sur les zéolites des basaltes de la Réunion. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 35, pp. 119-123.

LACROIX A. (1936), Le volcan actif de l'île de la Réunion et ses produits. Gauthier-Villars - édit. Paris, 297 p, 68 pl. + carte.

LAUX S.J., NATIVEL P. (1975), Low grade metamorphism in early volcanic rocks of Reunion - *Petrologie*, I, n°4, pp. 279-290.

LAVAUX C. (1975), La Réunion : du battant des lames au sommet des montagnes. Librairie Marceau, PARIS VIIIè, 493 p.

LEVY A. (1825), Descriptions of two new minerals. *Ann. Phil.*, 10, pp. 361-363.

LIOU J.G. (1971a), Stilbite - laumontite equilibrium - *Contrib. Min. Petr.*, 31, pp. 171-177.

LIOU J.G. (1971b), Analcite equilibria. *Lithos*, 4, pp. 389-402.

LIOU J.G. (1979), Zeolite facies metamorphism of basaltic rocks from the East Taiwan ophiolites. *Amer. Min.*, V. 64, pp. 1-14.

Mc. DOUGALL I. (1971), The geochronology and evolution of the young volcanic island of Reunion, Indian Ocean. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, V. 35, pp. 261-288.

Mc. DOUGALL I., WATKINS N.D. (1973), Age and duration of the Reunion geomagnetic polarity event. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 19, pp. 443-452.

MAHON W.A.J., KLYEN L.E., RHODE M. (1980), Neutral sodium/Bicarbonate/Sulphate hot waters in geothermal systems. Chinetsu Journal of the Japan Geothermal Energy Association, Vol. 17, n°1, pp. 11-24.

MALLEY P. (1981), Le faciès zéolite des basaltes sous-marins du Calbali-Dag (ophiolites d'Antalya, TURQUIE). Contribution à l'étude du métamorphisme océanique. Thèse 3ème cycle. STRASBOURG, 197 p.

MARINELLI G. (1978), Le problème de la perméabilité des roches d'origine volcanique dans la recherche d'un champ géothermique. Mémoire hors série CERGM-USTL MONTPELLIER, pp. 397-404.

MASON B. (1962), Herschelite - a valid species ? Amer. Min., 47, pp. 985-987.

MEIER W.M. (1960), The crystal structure of natrolite. Zeitschrift für Kristallographie, Bd. 113, pp. 430-444.

MENARD H.W. (1964), Marine Geology of the Pacific - Mc Graw-Hill, pp. 1-371.

MENJOZ A., SAUTY J.P., STIELTJES L. (1978), Etude sur modèles des effets thermiques liés à l'intrusion de masses magmatiques. Rapport B.R.G.M., 78 SGN 695 GTH, 73 p.

MIYASHIRO A., SHIDO F. (1970), Progressive metamorphism in zeolite assemblages Lithos, 3, pp. 251-260.

NATIVEL P. (1972), Zonation des zéolites du cirque de Salazie (Ile de la Réunion). Bull. Soc. Geol. Fr., 14, pp. 173-178.

NATIVEL P. (1974), Sur l'existence et la signification minéralogique d'une variété de laumontite dans le cirque de Cilaos (Ile de la Réunion) - Bull. Soc. Fr. Min. Crist., 97, pp. 82-84.

NATIVEL P. (1978), Volcans de la Réunion. Pétrologie - Faciès zéolite (Piton des Neiges à Sublimés (Piton de la Fournaise) - Thèse d'Etat d'Orsay, 2 tomes, 510 p.

PALMASON G. *et al.*, (1978), The Iceland crust : Evidence from drillhole data on structure and processes. Reprinted from American Geophysical Union Ewing Series.

PASSAGLIA E., PONGILUPPI D. (1974), Sodian stellerite from Capo Pula, Sardegna. Lithos, 7, pp. 69-73.

PERTSOWSKY R. (1976), Etude du système $Al_2O_3 - SiO_2 - Na_2O - H_2O$ Bull. Soc. Fr. Minér. Cristall., 99, pp. 251-253.

PIERROT R., PULOU R., PICOT P. (1977), Inventaire minéralogique de la France, Aveyron. Ed. BRGM, Paris, 224 p.

PILLARD F., MAURY R.C., TOURNEMIRE R., MASSAL P. (1980), Evolution hydrothermale de l'hawaiite d'Espalion (Aveyron). Bull. Minéral., 103, pp. 101-106.

PONGILUPPI D. (1976), Offretite, garronite and other zeolites from "Central Massif", France

RANCON J.P., ROCHER P., STIELTJES L. (1981), Rapport du forage de gradient géothermique de Roche Plate, (cirque de Salazie, Ile de la Réunion) Rapport BRGM, 81 REU 02.

REYES A.G. (1979), The borehole geology and alteration mineralogy of Malitbog 1, Tongonan, Leyte, Philippines. UNU Geothermal Training Programme, Report 1979-1.

ROBERT D. (1980), Inventaire et analyse systématiques des différents ensembles d'intrusions volcaniques (dykes et sills) de l'île de la Réunion. Rapport BRGM, 80 SGN 532 GTH.

SAHA P., SMITH J.B. (1958), The structure and properties of natural and synthetic mineral. Zeolites. Amer. Min. Vol. 43, p. 174.

SCHIFFMAN P., LIOU J.G. (1975), Synthesis and stability relations of Mg - pumpellyite. Second international Symposium of water rock interaction. STRASBOURG.

SELSIS M.A., BIZOUARD H., BROUSSE R. (1980), Les zéolites de Tubaf (Australes, Pacifique Sud). Cahiers de l'Indo-Pacifique, volume 2, n°4, pp. 195-206.

SENDEROV E.E., KHITAROV N.I. (1966), Conditions of natrolite formation - Trans. from Geokhimiya, n°12, pp. 1398-1412.

SENDEROV E.E., (1968), Experimental study of crystallization of sodium zeolites under hydrothermal conditions. Trans. from Geokhimiya, n°1, pp. 3-16.

SPEAKMAN K. (1968), The stability of tobermorite in the system CaO - SiO₂ - H₂O at elevated temperatures and pressures. Min. Mag. Vol. 36, pp. 1090-1103.

STEINER A. (1995), Wairakite, the calcium analogue of analcime, a new zeolite mineral. Min. Mag., Vol. 30, pp. 691-698.

STEINER A. (1968), Clay minerals in hydrothermally altered rocks at Wairakei, New Zealand. Clays and clay minerals, vol. 16, pp. 193-213. Pergamon Press.

STEINER A. (1970), Genesis of hydrothermal K-feldspar (adularia) in an active geothermal environment at Wairakei, New Zealand. Min. Mag., Vol. 37, n°292, pp. 916-922.

STIELTJES L., LOPOUKHINE M. (1978), Evaluation du potentiel géothermique de l'Ile de la Réunion - 1ère phase exploratoire : géologie et géochimie des eaux. Rapport BRGM, 78 SGN 467 GTH.

STONE C., POW-FOONG-FAN (1978), Hydrothermal alteration of basalts from Hawaii geothermal project well-A, Kilamuea, Hawaii. Journ. Geol., V. 6, pp. 401-404.

STRUNZ H. (1978), Mineralogische Tabellen. Leipzig akademische verlagsgesellschaft. 621 p.

SWEET J.M., BOTHWELL D.I., WILLIAMS D.L. (1961), Tacharanite and other hydrated calcium silicates from Portree, Isle of Shyke. Min. Mag. Vol. 32, n°253, pp. 745-753.

TAYLOR A.M., ROY R. (1964), Zeolite studies IV : Na-P zeolites and the ion exchanged derivations of tetragonal Na-P. Amer. Min., 49, pp. 656-682.

THOMPSON A.B. (1970), Laumontite equilibria and the zeolite facies. Amer. J. Sc., Vol. 269, n°3, pp. 267-275.

THOMPSON A.B. (1971), P CO₂ in low-grade metamorphism ; zeolite, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system CaO - Al₂O₃ - SiO₂ - CO₂ - H₂O. - Contr. Miner. Petrol., 33, pp. 145-161.

THOMPSON A.B. (1976), Investigation of laumontite - calcite - prehnite - quartz - relations at low X CO₂.

TOMASSON J., KRISTMANNSDOTTIR H. (1972), High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. Contr. Miner. Petrol., 36, pp. 123-134.

UEDA S., KOIZUMI M. (1979), Crystallization of analcim solid solutions from aqueous solutions. Amer. Miner., Vol. 64, pp. 172-179.

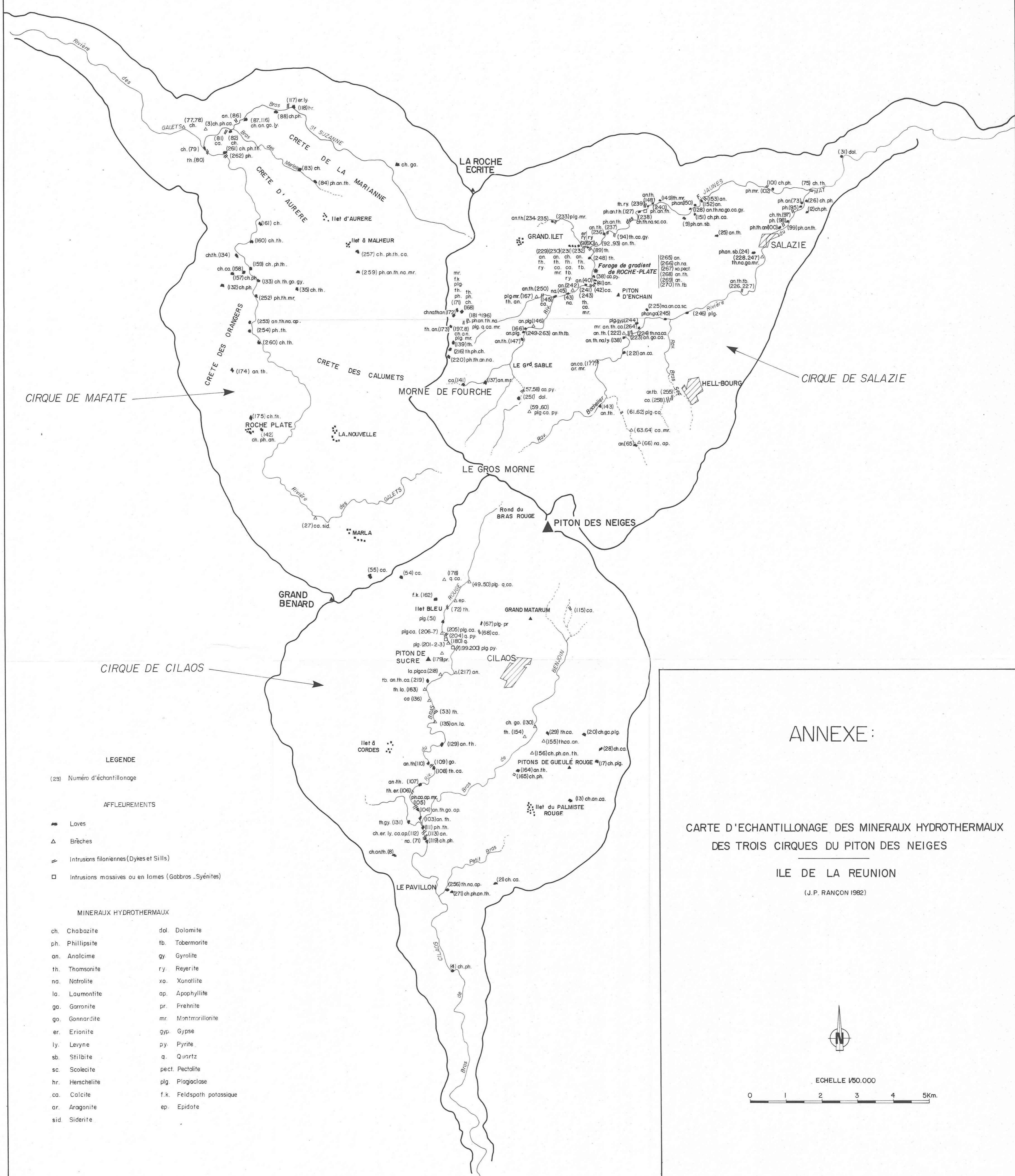
UPTON B.G.J. et WADSWORTH W.J. (1969), Early volcanic rocks of Reunion and their tectonic significance. - Bull. Volcanol., 33, pp. 1246-1268.

WALKER G.P.L. (1960), Zeolites zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts of Eastern Iceland. Journal of Geology, 68, pp. 515-527.

WALKER G.P.L. (1962), Garronite, a new zeolite from Ireland and Iceland. - Min. Mag., Vol. 33, n°258, pp. 173-186.

WHEELOCK G. (1978), The geochemical distribution of zeolites from basalts of the Mfolozi River formation, Mebombo. Petros, South Africa, Vol. 8, pp. 6-11.

WINKLER A., WIEKER W. (1979), Über synthese, aufbau und thermisches verhalten von 11 Å - tobermorit. Z. Anorg. Allg. Chem., 451, pp. 45-56.



CIRQUE DE MAFATE

CIRQUE DE SALAZIE

CIRQUE DE CILAOS

ANNEXE :

CARTE D'ECHANTILLONAGE DES MINERAUX HYDROTHERMAUX
DES TROIS CIRQUES DU PITON DES NEIGES

ILE DE LA REUNION

(J.P. RANÇON 1982)

LEGENDE

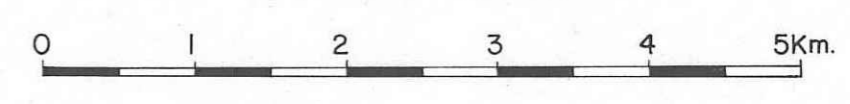
- (23) Numéro d'échantillonnage
- AFFLEUREMENTS**
- Laves
- △ Brèches
- ▬ Intrusions filoniennes (Dykes et Sills)
- Intrusions massives ou en lames (Gabbros - Syénites)

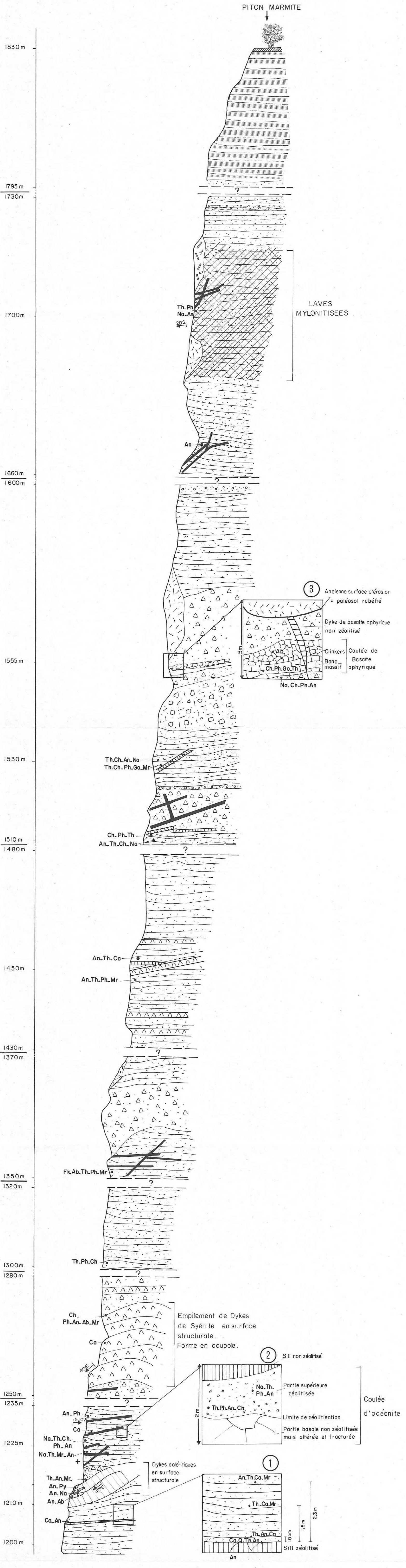
MINERAUX HYDROTHERMAUX

- | | |
|-----------------|---------------------------|
| ch. Chabazite | dol. Dolomite |
| ph. Phillipsite | tb. Tobermorite |
| an. Analcime | gy. Gyrolite |
| th. Thomsonite | ry. Reyerite |
| na. Natrolite | xo. Xonotlite |
| la. Laumontite | ap. Apophyllite |
| go. Garronite | pr. Prehnite |
| go. Gonnardite | mr. Montmarillonite |
| er. Erianite | gyp. Gypse |
| ly. Levyne | py. Pyrite |
| sb. Stilbite | q. Quartz |
| sc. Scolecite | pect. Pectolite |
| hr. Herschelite | plg. Plagioclase |
| ca. Calcite | f.k. Feldspath potassique |
| ar. Aragonite | ep. Epidote |
| sid. Siderite | |



ECHELLE 1/50.000





FORMATIONS GEOLOGIQUES

- Epiderme pédologique
- Brèche de pente récente monogénique à éléments de Roche Pintade
- Brèche de pente récente à éléments de Basalte zéolitisé et de Roche Pintade
- Niveau alluvionnaire, éventuellement stratifié
- Coulée boueuse
- Mugearites (faciès "Roche Pintade")
- Intrusions syénitiques ou comenditiques
- Laves zéolitisées
- Brèche de remaniement à éléments zéolitisés
- Dyke ou sill de basalte aphyrique ou doléritique
- Dyke ou sill d'océanite ou basalte à olivine

MINERAUX HYDROTHERMAUX

- Th Thomsonite
- Ph Phillipsite
- Na Natrolite
- An Analcime
- Ab Albite
- Ch Chabazite
- Go Gonnardite
- Mr Montmorillonite
- Ca Calcite
- Fk Feldspath potassique
- Py Pyrite
- Q Quartz

FIG:23 COUPE GEOLOGIQUE SYNTHETIQUE DE LA FALAISE SURPLOMBANT LE VILLAGE DU BELIER (Cirque de SALAZIE)

ECHELLE 1/500