



HAL
open science

Histoire volcanique et hydrothermale du massif de Salahi : implications sur l'origine et l'évolution de l'ophiolite de Sémail (Oman)

Catherine Pflumio

► **To cite this version:**

Catherine Pflumio. Histoire volcanique et hydrothermale du massif de Salahi : implications sur l'origine et l'évolution de l'ophiolite de Sémail (Oman). Pétrographie. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1988. Français. NNT : . tel-00820733

HAL Id: tel-00820733

<https://theses.hal.science/tel-00820733>

Submitted on 6 May 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

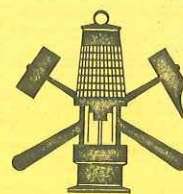
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



PFLUMIO (C.)

ECOLE DES MINES DE PARIS
MÉMOIRES DES SCIENCES DE LA TERRE

N°6
1988

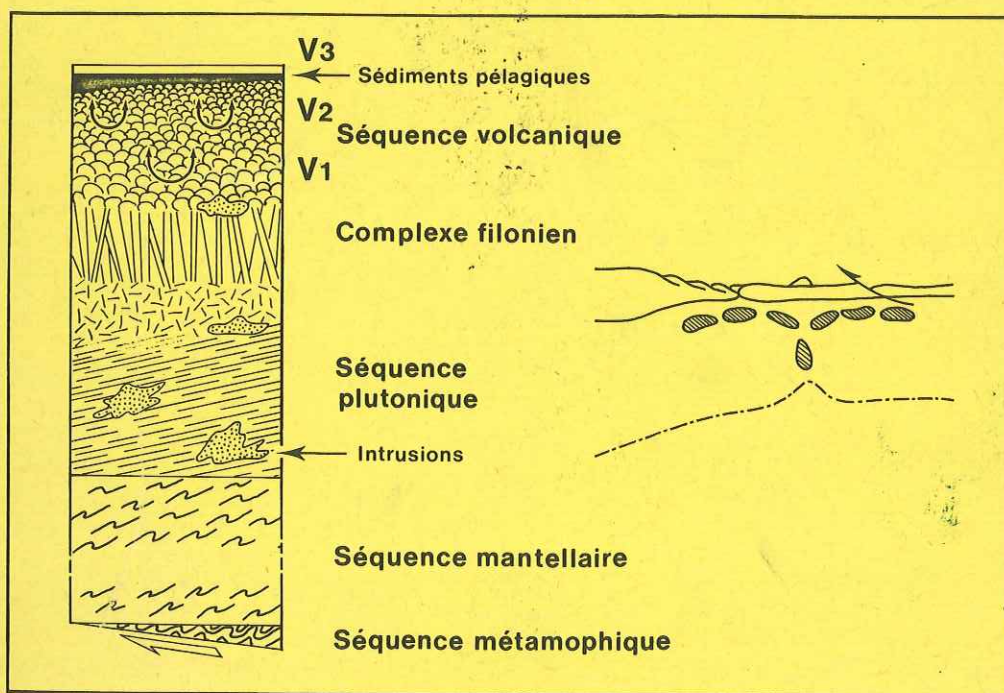


Catherine PFLUMIO

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

8 MAPS 1989

HISTOIRE MAGMATIQUE ET HYDROTHERMALE DU BLOC DE SALAHI : IMPLICATIONS SUR L'ORIGINE ET L'ÉVOLUTION DE L'OPHIOLITE DE SÉMAIL (OMAN).



PFLUMIO C. (1988) - Histoire volcanique et hydrothermale du massif de Sahali : implications sur l'origine et l'évolution de Sémail (OMAN).

E.N.S.M.P. Mém. Sc. de la Terre, n° 6, 1988, ISBN : 2 900788-07-2

Mots-clés : Ophiolite - Oman - séquence extrusive - volcanisme - minéralogie - géochimie - contexte géotectonique - hydrothermalisme océanique - minéralogie secondaire.

Résumé : La nappe ophiolitique de Sémail (OMAN) représente le plus vaste affleurement de lithosphère océanique fossile. La séquence extrusive du massif de Sahali, situé dans le Nord du sultanat, comporte un important complexe filonien et une épaisse série volcanique constituée de trois épisodes.

Le volcanisme 1 (V1) est alimenté par le complexe filonien, ce dernier s'enracinant dans la séquence plutonique principale de l'ophiolite. Ce premier épisode volcanique est ainsi lié à une phase d'accrétion océanique. Il est constitué de laves à plagioclase, clinopyroxène et titanomagnétite. Il présente une affinité tholéitique et est issu de la fusion d'une source mantellaire de même nature que celle des MORBs.

Le volcanisme 2 (V2) est alimenté par un réseau de sills qui s'enracine dans des massifs intrusifs constitués de wehrlites, de gabbros et de plagiogranites. Ces intrusions recoupent la séquence plutonique principale et le complexe filonien de l'ophiolite. L'absence de sédiments franchement pélagiques à l'interface V1-V2 ainsi que les datations disponibles sur les deux épisodes volcaniques suggèrent que le volcanisme 2 s'est mis en place peu de temps après le volcanisme 1. Ce deuxième épisode volcanique est constitué de dykes de picrites basaltiques, de laves primitives à plagioclase, olivine forstéritique, endiopside et spinelle chromifères, de termes plus évolués à plagioclase, augite et titanomagnétite ainsi que de dacites et de rhyolites. Ce volcanisme présente un léger enrichissement en fer et se caractérise par sa pauvreté en éléments incompatibles. Il est issu d'un manteau de composition hétérogène.

Le volcanisme 3 (V3) couronne la séquence extrusive du massif de Salahi. Il est séparé du volcanisme 2 par une série sédimentaire de 15 m d'épaisseur constituée en majeure partie de termes biogènes pauvres en métaux. Ce volcanisme représente ainsi un épisode intraplaque, survenant entre la fin du Santonien et de début du Campanien, après le détachement océanique de l'ophiolite mais avant son obduction sur le continent arabe. Les laves du volcanisme 3 sont des basaltes à clinopyroxène et titanomagnétite. La géochimie de ces volcanites montre qu'il s'agit d'un volcanisme de type île océanique.

Les trois épisodes volcaniques présentent des rapports Ta/Th anormaux. Ce caractère ne peut dans ce cas précis être interprété comme une signature orogénique mais représente plutôt le témoin d'une anomalie mantellaire régionale.

L'ensemble de ces données, la caractérisation géochimique des sédiments intercalés aux coulées volcaniques du massif de Salahi et les datations disponibles sur les trois épisodes volcaniques permettent de proposer un modèle d'évolution de l'ophiolite de Sémail en contexte océanique.

Chacun des événements magmatiques enregistré par l'ophiolite de Sémail induit une phase de circulation hydrothermale. Trois phases principales ont en effet été distinguées au travers de l'étude de la répartition et de l'évolution des compositions des phases minérales secondaires de la base du complexe filonien au sommet de la série volcanique.

Un indice sulfuré, Z_u, se développe au sommet du volcanisme 1. L'analyse de terrain ainsi que celle des assemblages métamorphiques suggèrent que la formation de cette zone minéralisée est liée à la phase hydrothermale contemporaine de la mise en place des premières coulées primitives du volcanisme 2 et donc des premiers stades de différenciation des intrusions.

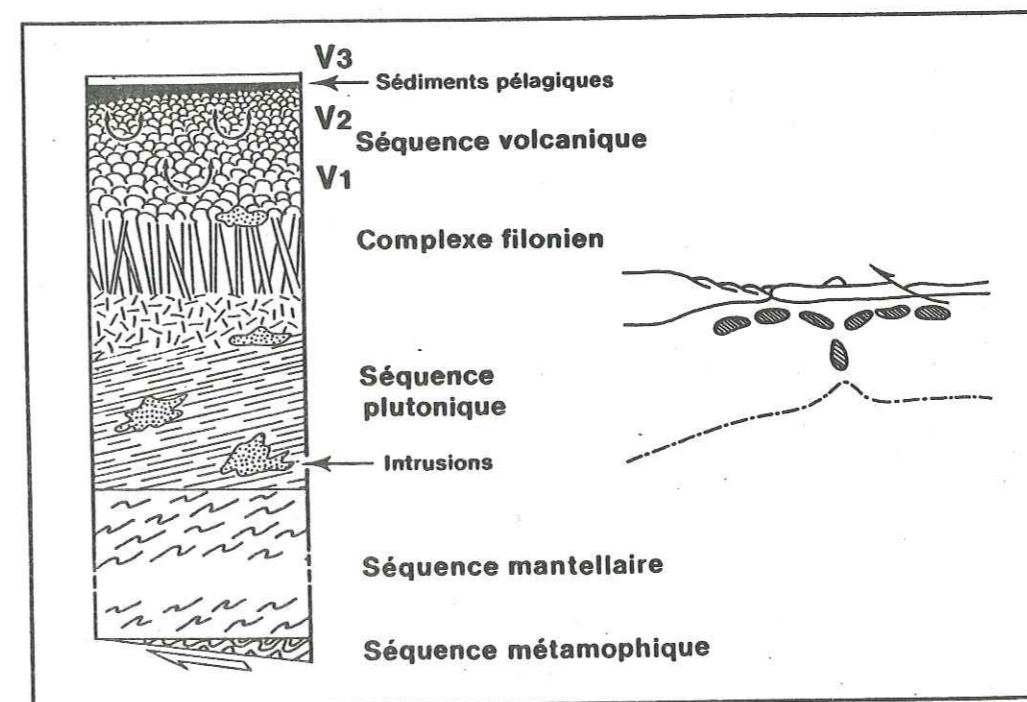
© ENSMP - 60 bd Saint-Michel
Paris 6^e
ISBN - 2 900788-07-2.

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43



Catherine PFLUMIO

HISTOIRE MAGMATIQUE ET HYDROTHERMALE
DU BLOC DE SALAHI :
IMPLICATIONS SUR L'ORIGINE ET L'ÉVOLUTION
DE L'OPHIOLITE DE SÉMAIL (OMAN).



10150908

Ce mémoire est celui d'une thèse de Doctorat soutenue le 20 avril 1988 à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, devant un Jury composé de Messieurs M. BESSON, Président, T. JUTEAU, Rapporteur, C. CAMPIGLIO, Rapporteur, Madame C. MEVEL, Messieurs R.C. MAURY et H. WHITECHURCH, Examineurs.

RESUME

La nappe ophiolitique de Sémail représente le plus vaste affleurement de lithosphère océanique fossile. La séquence extrusive du massif de Salahî, situé dans le Nord du sultanat d'Oman, comporte un important complexe filonien et une épaisse série volcanique. Celle-ci est constituée de trois épisodes.

Le volcanisme 1 (V1) est alimenté par le complexe filonien qui s'enracine dans la séquence plutonique principale du complexe ophiolitique. Ce volcanisme représente un des témoins du premier épisode magmatique, lié à une phase d'accrétion, enregistré par la nappe de Sémail. Il est constitué de laves à plagioclases, clinopyroxènes et titanomagnétite. Ce premier épisode volcanique présente une affinité tholéitique et est issu de la fusion d'une source mantellaire de même nature que celle des MORBs.

Le volcanisme 2 (V2) est alimenté par un réseau de sills qui s'enracine dans des intrusions différenciées constituées de wehrlites, de gabbros et de plagiogranites. Ces intrusions sont sécantes sur la séquence plutonique principale et affleurent, au niveau du bloc de Salahî, à l'interface du complexe filonien et du volcanisme 1. Le volcanisme 2 et les massifs intrusifs associés représentent les témoins du second épisode magmatique enregistré par l'ophiolite de Sémail. L'absence de sédiments pélagiques francs à l'interface V1-V2 ainsi que les datations disponibles sur ces deux épisodes volcaniques suggèrent que le volcanisme 2 se met en place peu de temps après le volcanisme 1. Ce second épisode comprend des laves primitives à olivine, endiopside et spinelle chromifères, des picrites basaltiques, des termes plus évolués à augite et titanomagnétite ainsi que des dacites et des rhyolites. Des faciès riches en plagioclases ont également été rencontrés au sommet de cet épisode volcanique. Celui-ci présente un léger enrichissement en fer et se caractérise par sa pauvreté en éléments incompatibles. Le volcanisme 2 est issu de la fusion d'un manteau de composition hétérogène. Les liquides issus des zones mantellaires enrichies sont représentés par les faciès riches en plagioclases.

Le volcanisme 3 (V3) couronne la séquence extrusive du massif de Salahî. Il est séparé du volcanisme 2 par une série sédimentaire de 15m d'épaisseur constituée en majeure partie de termes pélagiques biogènes pauvres en métaux. Il s'agit ainsi d'un épisode volcanique intraplaque qui, d'après les taux de sédimentation évalués, est d'âge tardi-santonien à campanien. Les laves du volcanisme 3 sont des basaltes à clinopyroxène et titanomagnétite. La géochimie de ces volcanites, enrichies en éléments hygromagmaphiles, ainsi que la signature isotopique de leur source montrent qu'il s'agit d'un volcanisme de type île océanique.

Les trois épisodes volcaniques présentent des rapports Ta/Th anormaux comparés à ceux de séries volcaniques typiques. Cette caractéristique ne peut, dans le cas de l'Oman, être interprétée comme une signature orogénique et représente plutôt une anomalie mantellaire à caractère régional.

L'ensemble de ces données, la caractérisation géochimique des sédiments intercalés aux coulées volcaniques du massif de Salahî et les datations disponibles sur les différents épisodes volcaniques permettent de proposer un modèle d'évolution de l'ophiolite de Sémail en contexte océanique franc.

Chacun des événements magmatiques enregistrés par l'ophiolite de Sémail induit une phase de circulation hydrothermale dont les témoins sont observés au niveau de la séquence extrusive du bloc de Salahî. Trois phases hydrothermales principales ont ainsi été distinguées essentiellement par l'étude de la répartition des assemblages métamorphiques et de l'évolution des compositions des phases secondaires de la base du complexe filonien au sommet de la série volcanique.

Un indice sulfuré, Zuha, se développe au sommet du volcanisme 1. L'analyse de terrain ainsi que celle des paragenèses secondaires suggèrent que la formation de cette zone minéralisée est liée à la phase hydrothermale contemporaine de la mise en place des premières coulées primitives du volcanisme 2 et donc des premiers stades de différenciation des intrusions.

L'ensemble des informations récoltées au niveau de la séquence extrusive du massif de Salahî souligne l'originalité du fragment de lithosphère océanique représenté par la nappe ophiolitique de Sémail. Il permet de préciser les conclusions des travaux antérieurs portant sur la séquence plutonique sous-jacente.

Mots clefs: ophiolite - Oman - séquence extrusive - volcanisme - minéralogie - géochimie -
contexte géotectonique - hydrothermalisme océanique - minéralogie secondaire

ABSTRACT

The Semail ophiolitic nappe represents the largest outcrop of fossil oceanic lithosphere. The extrusive sequence of the Salahi block, located in northern Oman, is composed of a well-developed sheeted dyke complex and a thick volcanic pile. This latter consists in three major episodes.

The first volcanic episode (V1) lies upon the dyke complex rooted in the main plutonic sequence of the ophiolitic body. This episode is one of the witnesses of the first magmatic event, linked to an accretion stage, registered by the ophiolite. It consists of plagioclases, clinopyroxenes and titanomagnetite bearing lavas. This first volcanic episode exhibits a tholeiitic affinity and comes from the melting of a MORB type mantle source.

The second volcanic episode (V2) is fed by a sill complex rooted in differentiated plutons composed of wehrlites, gabbros and plagiogranites. These intrusions crosscut the main plutonic sequence and crop out, at the latitude of the Salahi block, at the dyke complex-V1 interface. V2 and associated intrusions are the witnesses of the second magmatic episode registered by the Semail ophiolite. The lack of pelagic sediments at the interface V1-V2 together with the datations available on these two volcanic episodes suggest that this second volcanic episode takes place immediately after the first one. The V2 is composed of primitive, olivine, chromium endiopside and Cr-spinel bearing lavas, picrites, more evolved, augite and titanomagnetite bearing rocks, together with so called dacites and rhyolites. Plagioclase-rich lavas also occur at the top of this volcanic episode. This episode exhibits a slight iron enrichment and is characterized by a depletion in incompatible elements. It comes from the fusion of a mantle heterogeneous in composition. The lavas issued from the fusion of the more enriched zones are represented by the plagioclase-rich rocks.

The volcanism 3 (V3) caps the extrusive sequence of the Salahi block. It is separated from the volcanism 2 by a 15 meters thick sedimentary section consisting predominantly of biogenic and metal-poor pelagic rocks. The volcanism 3 is thus an intraplate volcanic episode which is dated, according to calculated sedimentary rates, from the Santonian-Campanian. The V3 lavas are clinopyroxenes and titanomagnetite bearing basalts. The geochemistry of these lavas together with the isotopic signature of their mantle source indicate that the V3 represents a seamount-type volcanism.

The three episodes exhibit anomalous Ta/Th ratios compared to typical volcanic series. This character, in the Oman ophiolite case, cannot be interpreted as an orogenic signature but is rather the reflect of a mantle anomaly on a regional scale.

These data, added to the available geochemical characterization of the intravolcanic sediments of the Salahi block and datations of the different volcanic episodes, allow to reconstruct the magmatic history of the Semail ophiolite in an open-ocean environment.

Each of the magmatic events registered by the Semail ophiolite has induced an episode of oceanic hydrothermal circulation the witnesses of which can be observed in the extrusive sequence of the Salahi block. Three main hydrothermal phases have been distinguished mainly throughout the study of the distribution of the secondary mineralogical assemblages in the extrusive sequence.

A sulfide gossan, Zuha, is present at the top of the V1 volcanic pile. Field observations together with mineralogical studies suggest that the formation of this mineralized zone is linked to the hydrothermal phase coeval with the outpouring of the first primitive V2 lavas and therefore to the related early differentiation of the intrusions.

The whole of these data collected in the extrusive sequence of the Salahi block stresses the originality of the piece of oceanic lithosphere represented by the Semail ophiolite. These results explicit the conclusions of a former study focused on the underlying plutonic sequence and crosscutting ultrabasic intrusions.

Key-words : ophiolite - Oman - extrusive sequence - volcanism - mineralogy - geochemistry - geotectonic environment - oceanic hydrothermalism - secondary assemblages

AVANT-PROPOS

Ce mémoire de thèse a pu voir le jour en grande partie grâce à la collaboration et l'amitié des personnes qui m'ont entourée au cours de son élaboration.

Pour cela, je tiens à remercier M. BESSON qui, en acceptant de se pencher sur les volcanisme et hydrothermalisme ophiolitiques, m'a permis d'entrer en 1984 au Centre de Géologie Générale et Minière de l'Ecole des Mines de Paris après l'acquisition d'un D.E.A. à l'Institut de Géologie de Strasbourg. J'ai pu apprécier l'étendue de ses connaissances dans le domaine de la pétrologie et de la métallogénie ainsi que sa rigueur scientifique.

T. JUTEAU du GIS "Océanologie et Géodynamique" qui fut un de mes professeurs à Strasbourg est à l'origine du vaste projet d'étude de la partie crustale de l'ophiolite de Sémail. Je lui sais gré de m'avoir ouvert les portes du passionnant monde de l'océanographie et le remercie de m'avoir permis de travailler sur la fameuse ophiolite omanaise.

Les autorisations de séjour au Sultanat d'Oman ont été délivrées grâce à l'amabilité de Mr Mohammed KASSIM du Ministère Omanais des Mines et du Pétrole. Je l'en remercie ainsi que pour toutes les facilités dont il nous a fait bénéficier lors de nos campagnes de terrain.

Je tiens particulièrement à remercier l'équipe "Péto" de Strasbourg, qui m'a chaleureusement accueillie dans ses murs la dernière année de cette thèse. Les discussions que j'ai pu avoir avec M. ERNEWEIN et E. HUMLER ont bien aidé à éclairer ma lanterne. J'ai pu également à cette période bénéficier des connaissances de H. WHITECHURCH dans le domaine de la pétrologie océanique et des ophiolites téthysiennes et apprécier son grand sens pédagogique et ses qualités humaines.

Je ne peux non plus passer sous silence les conseils avisés de A.M. KARPOFF au cours des discussions que nous avons eues notamment lors de la lecture des premiers jets du manuscrit.

J. HONNOREZ m'a fait profiter de son expérience sur l'hydrothermalisme océanique. Je le remercie des séances de travail qu'il a bien voulu m'accorder en dépit d'un emploi du temps chargé.

Les entretiens que j'ai pu avoir avec Mme MEVEL, toujours très disponible, m'ont beaucoup aidée. Je la remercie des critiques très constructives qu'elle a formulées sur ce travail.

Je remercie C. CAMPIGLIO d'avoir accepté d'être le rapporteur de cette étude. Les conseils qu'il m'a donnés après lecture attentive de ce mémoire m'ont été très bénéfiques.

Je n'oublierai pas toutes les personnes que j'ai cotoyées au cours de la réalisation de ce travail et particulièrement ceux qui gentiment se sont occupés de négocier pour moi les emprunts bibliothécaires ou de faire suivre mon courrier de Paris à Strasbourg, C. BENKERROU, E. BAETENS, M. FORNARI, P. SOLER, Mmes VINCHELIN et LAVOCAT, P. FORTIN, P. PODVIN, J.Y. CLEMENT... Une attention particulière est due à J. THORETTE qui m'a ramené les premiers échantillons d'Oman et avec lequel j'ai eu bon nombre de passionnantes discussions.

Je remercie également A. SIDDANS qui a passé trois mois à l'Ecole pour adapter un programme informatique facilitant le traitement de mes analyses microsonde et aussi l'ensemble de celles de J. THORETTE.

I. REUBER et P. NEHLIG font partie de ceux avec lesquels j'ai passé une grande partie de mes journées dans les wadis omanais. La bonne humeur caractéristique de Pierre et l'enthousiasme constant d'Ingrid ont fait que ces instants restent des souvenirs tout à fait inoubliables.

Un grand merci à Michel et Rebecca, Dominique et Yves et Patricia et Alain chez lesquels nous débarquions après nos équipées sur le terrain. Je leur suis très reconnaissante de leur hospitalité mais aussi de leur aide qui nous ont souvent évité bien des tracas et pertes de temps.

J'ai également grandement apprécié l'aide technique efficace de M. C. FORETTE et G. FROT à la microsonde de Fontainebleau ainsi que les talents de Mme E. BERGER lors de la réalisation des planches photographiques qui accompagnent mon texte.

G. et A. RAULO ont confectionné l'ensemble des lames minces nécessaires à cette étude. Je les en remercie et leur sais gré de tous les petits "coups de main" qu'ils m'ont donnés au cours des trois années passées à l'Ecole des Mines.

K.D. PHAN m'a aidé au dernier moment à extraire d'un TEKTRONIKS mourant mes données analytiques. Je l'en remercie.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à G. GRANDIN qui dirige avec beaucoup de dynamisme et de chaleur le Centre de Géologie Générale et Minière de l'Ecole des Mines de Paris. Je le remercie du soutien qu'il m'a accordé.

Je terminerai en remerciant ceux qui m'ont entourée et encouragée quotidiennement au cours de l'élaboration de ce travail.

SOMMAIRE

RESUME
ABSTRACT
AVANT-PROPOS
SOMMAIRE

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003

INTRODUCTION

CHAPITRE 1 -	GEOLOGIE GENERALE DES MONTAGNES D'OMAN	p 3
CHAPITRE 2 -	DONNEES DE TERRAIN	p 25
CHAPITRE 3 -	MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES PHASES MINERALES MAGMATIQUES DES TROIS EPISODES VOLCANIQUES ET DYKES ASSOCIES	p 63
CHAPITRE 4 -	GEOCHIMIE DES LAVES DES TROIS EPISODES VOLCANIQUES ET DYKES ASSOCIES	p 103
CONCLUSION:	ORIGINE ET EVOLUTION DE L'OPHIOLITE DE SEMAIL	p 142
CHAPITRE 5 -	ETUDE DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE OCEANIQUE DE LA SEQUENCE EXTRUSIVE DU BLOC DE SALAHI	p 147
CONCLUSION:	HISTOIRE HYDROTHERMALE DU BLOC DE SALAHI	p 209
BIBLIOGRAPHIE		p 213
LISTE DES FIGURES		p 229
LISTE DES TABLEAUX		p 235
TABLE DES MATIERES		p 237
ANNEXES		p 245

1945

1945

1945

1945

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les complexes ophiolitiques sont constitués de péridotites mantellaires, de gabbros lités et isotropes, d'un complexe filonien et de laves en coussins et en coulées massives (PENROSE conference, 1972). Leur structure est ainsi très semblable à la structure de la lithosphère océanique actuelle telle que celle-ci a été reconstituée à l'aide de profils sismiques et d'observations effectuées au niveau des sondages du "Deep Sea Drilling Project". Ces complexes ophiolitiques ont de ce fait été assimilés à des morceaux de lithosphères océaniques fossiles mis en place, au cours d'une phase tectonique, sur les continents (COLEMAN, 1977).

Un des sujets les plus importants des recherches effectuées sur les ophiolites est la caractérisation de leur environnement d'origine.

La lithosphère océanique actuelle se forme dans deux types principaux de contextes géotectoniques. En domaine non orogénique, elle constitue le plancher de bassins océaniques de taille variable tels l'océan Atlantique, l'océan Pacifique ou la Mer Rouge (MACDONALD, 1983). En domaine orogénique, elle se forme dans des bassins avant ou arrière-arc à l'aplomb d'une zone de subduction comme au niveau de l'arc des Mariannes dans l'Ouest de l'océan Pacifique (NATLAND et TARNEY, 1982).

Dans les deux cas, elle est générée au niveau d'un axe d'accrétion et les mécanismes à l'origine de sa formation (fusion partielle d'une source mantellaire et cristallisation fractionnée dans un réservoir magmatique) sont les mêmes. Seuls la géochimie des produits extrusifs et le type de sédiments supravolcaniques diffèrent. Les sédiments associés aux laves émises en contexte orogénique sont en effet constitués de dépôts pélagiques mêlés à une fraction volcanoclastique absente dans les sédiments observés au sommet d'une croûte océanique constituée en contexte océanique franc.

L'ophiolite de Sémail (Oman) représente le plus vaste affleurement de lithosphère océanique fossile. Outre sa taille, l'absence de déformations pénétratives tardives ainsi qu'une certaine qualité d'affleurement liée à une végétation dispersée en font un site d'étude privilégié.

Le travail présenté dans ce mémoire a pour premier objectif de tester les deux hypothèses de formation de cette ophiolite. Pour cela, j'ai effectué la cartographie de la séquence extrusive de cette nappe au niveau du massif de Salahi, situé dans la partie septentrionale du sultanat, lors de deux missions de 6 semaines chacune. J'y ai échantillonné en parallèle les diabases du complexe filonien, les laves de la séquence volcanique ainsi que les sédiments intercalés aux coulées. J'ai étudié du point de vue pétrographique et géochimique laves et dykes alors que l'analyse des sédiments a été confiée à A.M. KARPOFF du Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface de l'Institut de géologie de Strasbourg.

L'ensemble des données que nous avons récoltées au niveau de la séquence extrusive du massif de Salahi et des sédiments intercalés aux coulées volcaniques, sont en faveur de l'hypothèse de formation de l'ophiolite de Sémail en contexte océanique franc. L'étude du volcanisme permet de préciser l'histoire magmatique polyphasée de ce fragment de lithosphère océanique.

Le second sujet abordé dans ce travail est l'étude de l'altération hydrothermale de la séquence extrusive de l'ophiolite de Sémal.

La croûte océanique actuelle est l'objet de recristallisations sous l'action de circulations hydrothermales. Celles-ci sont activées, à l'axe des dorsales, principalement par la chaleur dégagée par les réservoirs magmatiques en cours de cristallisation et, en dehors des zones axiales, par le refroidissement progressif de la lithosphère océanique. L'ensemble de ces recristallisations se fait à des gradients géothermiques élevés et dans la grande majorité des cas, en l'absence de déformations pénétratives. Les facteurs contrôlant le développement de ce type de métamorphisme semblent être la taille des chambres magmatiques, leur durée de vie, l'extension du système hydrothermal et le rapport volume d'eau / volume de roche dans lequel a lieu l'interaction entre les fluides et l'encaissant (MAC DONALD, 1983; MOTT, 1983).

Toutes les ophiolites étudiées jusqu'à présent montrent des indices de recristallisation en ambiance statique et la répartition des paragenèses secondaires suggère l'existence de gradients géothermiques élevés lors de ces recristallisations. Ceci laisse penser que l'altération de ces complexes est liée à une activité hydrothermale océanique. Cependant à la différence de la croûte océanique actuelle, les ophiolites semblent affectées dans les niveaux supérieurs par des recristallisations beaucoup plus pénétratives. L'extension des recristallisations paraît diminuer avec la profondeur (GREGORY et TAYLOR, 1981; EVARTS et SCHIFFMANN, 1983). Au niveau de la séquence volcanique et du complexe filonien, les roches sont en effet généralement recristallisées dans la masse alors qu'au niveau des gabbros, les recristallisations se font à proximité de et dans des fractures.

Mon étude concerne essentiellement les recristallisations ayant affecté le complexe filonien et la séquence volcanique de l'ophiolite de Sémal au niveau du massif de Salahi. Elle montre que ces deux ensembles ont été affectés par plusieurs épisodes de recristallisations que l'on peut relier à des phases hydrothermales activées par les différents épisodes magmatiques mis en évidence dans le secteur étudié. Les coulées de la séquence volcanique portent également des indices d'altération "passive" de plus basse température produite au contact de l'eau de mer.

Chapitre 1

GEOLOGIE GENERALE DES MONTAGNES D'OMAN

Chapitre 1

GEOLOGIE GENERALE DES MONTAGNES D'OMAN

Le sultanat d'Oman est situé sur la bordure orientale du bloc Arabe. Il s'étend sur 300 000 km² et partage ses 800 km de côtes entre l'océan Indien, la mer d'Oman et le golfe Persique (fig 1).

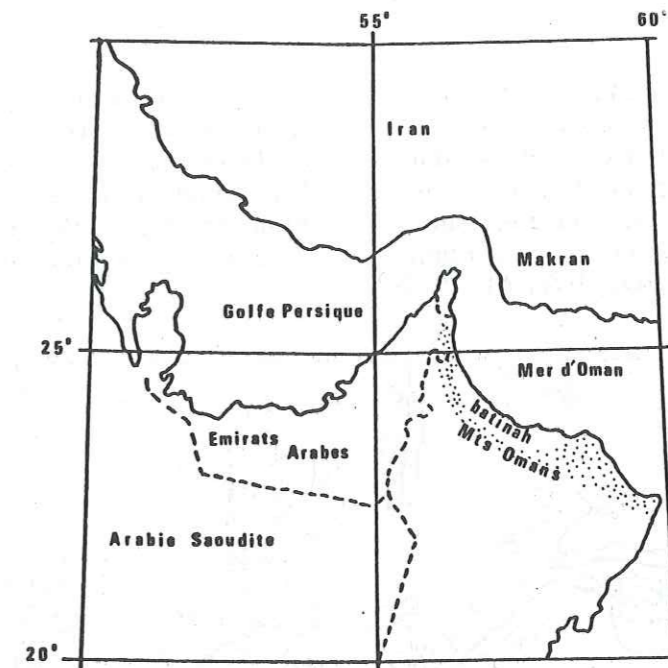


Fig 1: Localisation géographique du sultanat d'Oman

Ce pays est constitué de quatre grands ensembles géographiques qui ont grandement influencé la répartition de la population.

- A l'Est une plaine côtière s'étend sur 300 km en bordure du golfe d'Oman entre la capitale Mascate et les Emirats Arabes. C'est la zone la plus peuplée et la plus active du point de vue économique.
- Une importante chaîne de montagne, berceau de la civilisation Omanaise, se développe dans le Nord du pays. Elle culmine à 3000 mètres au niveau du Djebel Akhdar. Cette chaîne est entaillée par de profondes vallées où nichent quelques villages regroupés autour de petites oasis.
- Des plaines désertiques rejoignent à l'Ouest les sables du Rub al Khali en Arabie Saoudite et au Sud l'océan Indien. Elles constituent les trois quarts de la superficie du pays et renferment le pétrole, actuellement la plus grande

richesse du pays. Seules quelques caravanes viennent à traverser ces étendues.

- Le Dohfar, constituant l'extrémité orientale de la vallée de l'Hadramaout, est localisé à l'extrême Sud-Ouest du pays.

Le climat Omanais est de type désertique (100 mm de précipitations annuelles enregistrées en moyenne durant le dernier siècle), hormis dans le Dohfar, seule région de toute l'Arabie à être soumise aux influences de la mousson.

I - GEOLOGIE GENERALE DE LA CHAINE DE MONTAGNES D'OMAN

A - SITUATION DE CETTE CHAINE DE MONTAGNES DANS LE DOMAINE TETHYSIEN.

La chaîne Omanaise appartient à la branche orientale du système méditerranéo-alpin. Celui-ci est né du rapprochement entre les blocs Eurasiatique et Arabo-Africain organisés autour d'un océan Téthysien. Cet océan fonctionna dès le Trias pour se clore au Crétacé supérieur. Une ceinture de massifs ophiolitiques jalonne cette suture qui s'étend du Piémont à la région du Tsang Pô (fig 2). Ces ophiolites ont été interprétées comme représentant des reliques de croûte océanique (GASS, 1963; MOORES et VINES, 1971; JUTEAU 1975).

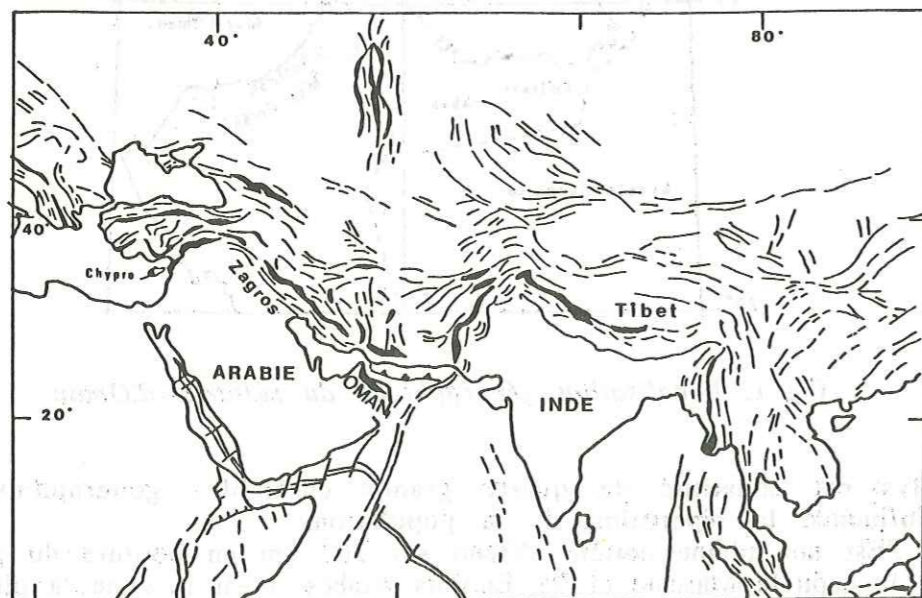


Fig 2: Situation de la chaîne de montagnes d'Oman dans le domaine téthysien, d'après GANNISER (1966), dans COLEMAN (1981). Les ophiolites ont été figurées en noir.

Dans le secteur oriental, cette ceinture ophiolitique sépare deux domaines dont l'évolution géodynamique a été très contrastée durant le Paléozoïque et le Mésozoïque

(RICOU, 1971; DERCOURT *et al.*, 1985; RICOU *et al.*, 1986). En effet, le domaine septentrional eurasiatique a été d'un point de vue tectonique et magmatique relativement actif durant toute cette période. Le secteur Sud ou continent Arabo-Africain est resté par contre passif ainsi que l'atteste l'absence de discontinuités stratigraphiques importantes.

La collision entre les deux marges a débuté au Crétacé supérieur en Grèce, s'est effectuée durant le Tertiaire en Turquie et au niveau du Zagros et n'est pas tout à fait achevée au niveau de l'Oman (ADAMIDES *et al.*, 1980). A cette latitude cependant, des nappes de matériel pélagique et ophiolitique affleurent d'ores et déjà sur le continent Arabe (GLENNIE *et al.*, 1973; 1974).

B - PRESENTATION DES DIFFERENTES UNITES STRUCTURALES CONSTITUANT LA CHAINE DE MONTAGNES D'OMAN.

Les montagnes d'Oman s'étendent du Ras al Hadd jusqu'à la péninsule du Musandam, c'est-à-dire sur à peu près 700 km de long pour une largeur variant entre 30 et 130 km. Elles sont constituées de terrains autochtones et d'un ensemble de nappes de natures et origines variées. Suite à de nombreux travaux qui seront détaillés dans le paragraphe suivant, on y distingue actuellement huit ensembles tectono-stratigraphiques (fig 3 et 4).

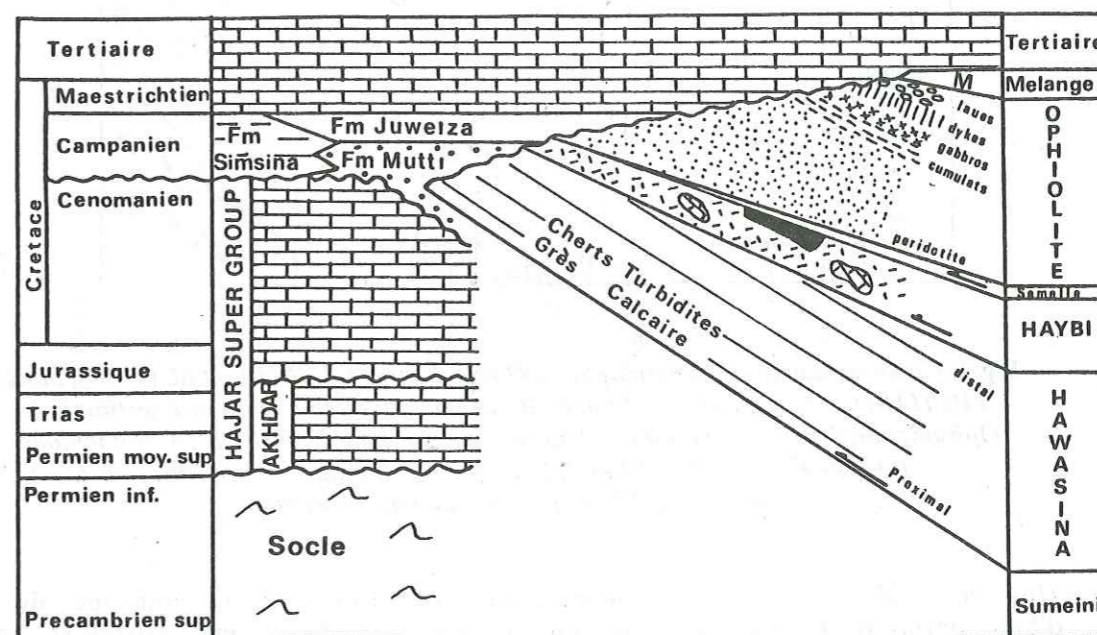


Fig 3: Principales unités constituant les montagnes d'Oman d'après SEARLE et MALPAS (1980)

- Un socle granito-gneissique anté-permien affleure au niveau des dômes du Jebel Akhdar et du Saïh Hatat. Ces gneiss sont intrudés par des granites qui ont fourni des âges isotopiques K-Ar de 860 M.A. (GLENNIE *et al.* 1974). Une série de roches calcaires et de sédiments clastiques épaisse de 2400 m environ repose sur ce socle dans la région du Dohfar. Il s'agit du groupe de Hufq qui pourrait être l'équivalent des séries métamorphiques affleurant au niveau du Jebel Akhdar et du Saïh Hatat datées à 330 M.A. (GLENNIE *et al.* 1974).

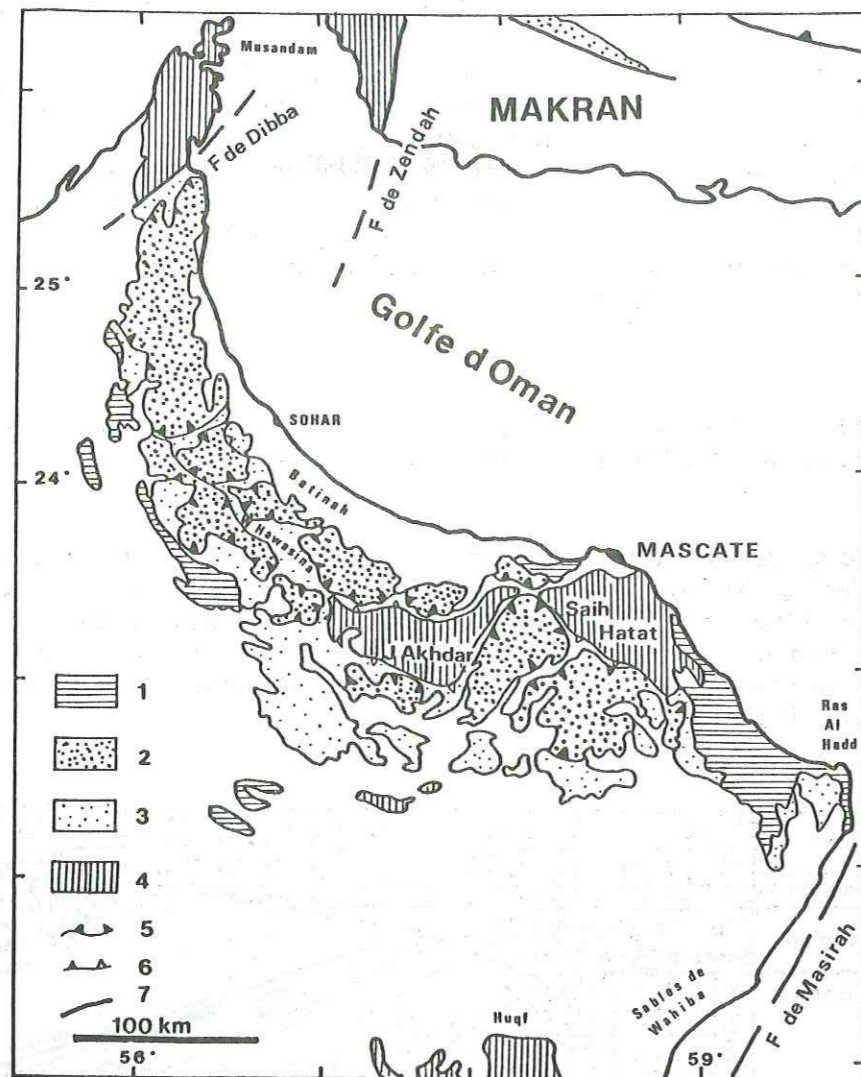


Fig 4: Carte structurale des montagnes d'Oman d'après GLENNIE et al. (1974), dans MICHARD et al. (1984). 1. Néoauchtone maestrichtien supérieur à tertiaire; 2. Ophiolite de Sémail; 3. Nappes de Hawasina et formation de Haybi; 4. Autochtone; 5. Base de l'ophiolite de Sémail; 6. Base du charriage entre les nappes de Hawasina et Sémail; 7. Failles transformantes.

- Une série de calcaires épicontinentaux constitue le Supergroupe de Hajar, d'âge permien moyen à Sémonien moyen que l'on peut corréler avec des séries de plate-forme de même âge observées en Arabie et dans la chaîne du Zagros. Le Supergroupe de Hajar constitue le soubassement de séries paraautochtones et allochtones représentées par le groupe de Sumeini, le complexe de Hawasina, le complexe de Haybi et la nappe de Sémail.

- Le groupe de Sumeini est représenté par un ensemble de roches sédimentaires d'âge permien-triasique à Crétacé moyen assimilé à des dépôts de marge.

- Le complexe de Hawasina d'âge permien à crétacé moyen, est constitué d'un ensemble d'écaillés imbriquées comportant des séries de turbidites, shales et cherts localement associés à quelques laves en coussins. Les écaillés situées le plus haut dans cette pile possèdent les faciès les plus distaux.

- Le complexe de Haybi comprend un ensemble de terrains constitués d'un olistostrome d'âge Crétacé supérieur contenant des volcanites d'affinité alcaline d'âge trias supérieur et des calcaires récifaux permien-triasiques.
- La nappe de Sémail, constituée d'un ensemble de roches basiques et ultrabasiques, représente un complexe ophiolitique constitué au Crétacé.
- Les séries du mélange de la Batinah et les dépôts carbonatés néoauchtones d'âge maestrichtien à tertiaire viennent coiffer cette séquence.

C - HISTORIQUE DES TRAVAUX GEOLOGIQUES SUR L'OMAN ET DESCRIPTION DES DIFFERENTES UNITES STRUCTURALES

La première étude géologique du sultanat date du début du siècle (PILGRIM, 1908), mais c'est LEES qui le premier contribua de façon notable à démêler l'empilement des nappes omanaises. C'est en effet lui qui dès 1928 souligna le caractère allochtone des complexes de Hawasina et de Sémail. Cette interprétation fut rejetée par MORTON (1959), TSCHOPP (1967) et WILSON (1969) sur la base d'observations erronées concernant le contact Hawasina-Autochtone, observations corrigées par HARREMBOURNE et HORSTINK (1967) qui mirent en évidence un plan de chevauchement entre ces deux ensembles.

Au début des années 70, les travaux d'une équipe de la compagnie pétrolière SHELL dirigée par K. W. GLENNIE firent prendre à la géologie omanaise un tournant décisif. En effet, ces travaux aboutirent à l'élaboration de la première carte géologique des montagnes d'Oman et confirmèrent le caractère allochtone des complexes de Hawasina et de Sémail.

Une étude sédimentologique détaillée permit la reconstruction de l'environnement de dépôt des nappes de Hawasina dans un vaste bassin océanique s'étendant le long du continent arabe. Ce bassin a fonctionné entre le Permien moyen et le Cénomaniens. Les séries du groupe de Sumeini représentent les sédiments déposés à la bordure de ce dernier. Le caractère paraautochtone de ces séries fut également mis en évidence par cette équipe. L'étude des paléocourants dans les séries turbiditiques des nappes de Hawasina a montré par ailleurs des déplacements de matériel vers l'Est. Les reconstructions palinspatiques générales qui découlèrent de l'ensemble de ce travail aboutirent à fixer la largeur de ce bassin au minimum à 800km (fig 5).

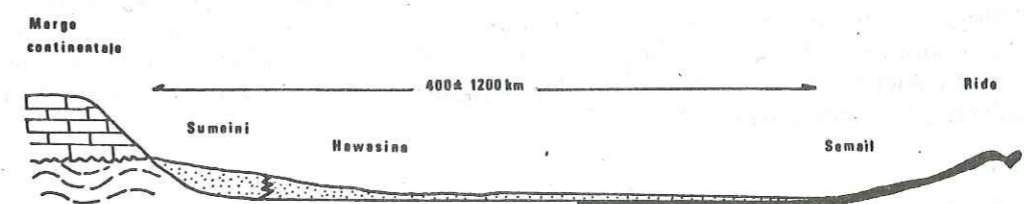


Fig 5: Reconstruction de l'océan Hawasiniens d'après GLENNIE et al. (1974)

La mise en place des nappes, liée à la disparition de cet océan, a dès les travaux de GLENNIE *et al.* (1974) été reportée à la limite Campanien-Maestrichtien. En effet, la dernière formation autochtone sur laquelle reposent les nappes est la formation de Mutti dans laquelle ont été observées des faunes d'âge coniacien à campanien. Cette formation évolue latéralement vers la formation de Juweiza qui comporte des fragments à la fois des nappes de Semail et Hawasina. Ces faciès d'âge fin campanien-début maestrichtien sont des dépôts typiques de "fore deep", contemporains de la mise en place des nappes. La formation de Simsina constituée de calcaires supratidaux d'âge maestrichtien repose en discordance sur les nappes de Semail et de Hawasina. Cette formation cache ainsi la mise en place des nappes sur le continent arabe.

Les travaux de GLENNIE *et al.* (1974) ont fourni la base d'une étude menée ultérieurement par deux équipes, l'une américaine dirigée par R.G. COLEMAN de l'U.S.G.S., l'autre anglaise dirigée par I.A. GASS de l'Open University. La première s'est focalisée dans le Sud de la chaîne alors que la seconde a concentré ses efforts sur la partie nord du sultanat. Les principaux résultats sont regroupés dans un volume spécial du Journal of Geophysical Research (1981), pour ce qui est de la contribution américaine et dans un volume spécial Oman (1986) pour ce qui est des travaux anglais. Ces études, bien qu'ayant abouti à l'élaboration de cartes géologiques synthétiques à l'échelle du 100 000^{ième}, ont essentiellement porté sur la nappe de Semail et le complexe de Haybi.

A l'interface des nappes de Hawasina et de Semail se trouve un ensemble de roches à structure complexe dénommé tout d'abord "Oman Exotics" par WILSON (1969), puis rebaptisé complexe de Haybi par SEARLE (1980).

Cette unité repose en contact tectonique sur le complexe de Hawasina. Elle comporte à la base des laves alcalines et au sommet des laves en coussins tholéitiques intercalées dans des cherts et roches carbonatées ainsi que dans d'énormes blocs de calcaires récifaux. Les tholéites, qui présentent une affinité d'arc, sont recoupées par des dykes de composition alcaline. Des datations K-Ar effectuées sur les biotites des laves alcalines ont fourni des âges triasiques en accord avec l'âge des sédiments associés, alors que les dykes tardifs ont fourni un âge de 93.5 M.A. semblable aux âges crétacé des radiolaires des sédiments intercalés dans les volcanites tholéitiques du sommet du complexe. Le complexe de Haybi est de ce fait interprété comme une formation de haut-fond (calcaire récifaux) s'étant développé au cours des premiers stades d'accrétion (volcanisme alcalin) accompagnant l'ouverture de cette partie de la Téthys (SEARLE *et al.*, 1980 ; LIPPARD et REX, 1982).

Des séries alcalines datant du début du Mésozoïque sont par ailleurs bien développées sur tout le pourtour de la Méditerranée orientale (ROCCI et LAPIERRE, 1969; BRUNN *et al.*, 1970; HYNES, 1974; PARROT, 1977) soulignant le caractère plus précoce de l'ouverture océanique à ces latitudes.

Une zone de subduction ayant fonctionné au Crétacé supérieur dans cette partie de la Téthys a été évoquée par les auteurs anglais pour expliquer le volcanisme du sommet du complexe (LIPPARD et REX, 1982). Cette hypothèse rejoint la conclusion des travaux de PEARCE *et al.* (1981) sur les volcanites de la nappe de Semail, travaux qui seront détaillés ultérieurement.

Depuis le début des années 1980, quatre équipes de géologues français travaillent dans les massifs omanais.

Le BRGM a entrepris la cartographie au 50000^{ème} de l'ensemble des formations affleurant dans la partie centrale du sultanat. Les résultats scientifiques de cette étude sont regroupés dans les thèses de BECHENNEC, BEURRIER, LE METOUR, RABU et VILLEY présentées en 1987.

Ce travail reprend l'étude de la majeure partie des grandes unités structurales des montagnes d'Oman. D. RABU s'est préoccupé de l'évolution géologique de la plate-forme arabe et de son substratum. F. BECHENNEC s'est attaché à préciser la paléogéographie des séries des nappes de l'Hawasina. J. LE METOUR s'est penché sur l'histoire métamorphique et structurale des formations de bassin et de marge liées à la phase d'obduction. M. BEURRIER a assuré l'essentiel du travail lié à l'ophiolite de Semail. Quant à M. VILLEY, sa tâche a été de reconstituer l'histoire post-obduction de la chaîne d'Oman en étudiant les formations néoautochtones discordantes sur les nappes.

Les trois autres équipes sont animées par des géologues universitaires.

L'une, dirigée par A. NICOLAS et F. BOUDIER de l'université de Montpellier, s'est focalisée sur la partie mantellaire de l'ophiolite et sa semelle métamorphique. Une partie des résultats sont regroupés dans les thèses de MISSERI (1982) et de CEULENEER (1986).

La seconde équipe, dirigée par A. MICHARD de l'université de Strasbourg, étudie les phénomènes liés à l'obduction des nappes de Hawasina et de Semail sur le continent Arabe. Ces thèmes ont été traités en partie dans la thèse de OUZZANI (1985) et sont actuellement l'objet de celle de LEMER.

La troisième, à la tête de laquelle se trouvent T. JUTEAU et H. WHITECHURCH respectivement des universités de Brest et de Strasbourg, a entrepris l'étude de la partie crustale de l'ophiolite dans le but de mieux saisir les phénomènes magmatiques et hydrothermaux associés à la construction de ce fragment de croûte océanique. Deux thèses ont par ailleurs déjà été entreprises sur ces sujets: la thèse de DAHL (1984) concerne l'étude de la géométrie des chambres magmatiques déduite de l'étude structurale de la partie plutonique de l'ophiolite, celle de ERNEWEIN (1987) a porté sur la pétrologie de cette même séquence et des intrusions ultrabasiques associées. Le travail présenté ici entre dans le cadre de ce projet.

La structure générale de cette ophiolite, qu'une partie de ces travaux a contribué à préciser, sera présentée en détail dans le paragraphe III.

Au-dessus de la séquence ophiolitique repose un ensemble de séries pélagiques qui ont été étudiées notamment par REINHARDT (1969), GLENNIE *et al.* (1973, 1974) et plus récemment par WOODCOCK et ROBERTSON (1982). Ces séries ont été regroupées sous le nom général de mélange de la Batinah. On y distingue classiquement une unité inférieure de mélange et une unité supérieure ou complexe de la Batinah constituée d'un empilement d'écaillés de matériel sédimentaire.

La signification de ces séries reste un sujet de débat. En effet, la grande similarité entre les lithologies rencontrées dans cet ensemble et celle des unités Hawasina ont mené GLENNIE *et al.* (1974) à les assimiler à des fragments de ces dernières rétrocharriées tardivement sur l'ophiolite. WOODCOCK et ROBERTSON (1982) reconnaissant la similarité des séries Hawasina avec celle du mélange proposent que celui-ci se soit mis en place sur l'ophiolite en utilisant des couloirs de failles. Ces derniers auteurs rejettent l'assimilation du complexe de la Batinah avec les séries de Hawasina et proposent que celui-ci représente des séries pélagiques issues d'un domaine océanique encore plus éloigné de la marge Arabe que celui où se sont formés les dépôts de l'Hawasina (ROBERTSON, 1986).

II - LA NAPPE OPHIOLITIQUE DE SEMAIL ET SA SEMELLE METAMORPHIQUE.

La nappe de Semail présente tous les termes basiques et ultrabasiques décrits dans la séquence ophiolitique classique définie lors de la PENROSE conference (1972), (fig 6).

L'ophiolite Omanaise représente le plus vaste affleurement de croûte océanique fossile. Elle occupe en effet une surface de 30 000 km² sur le continent arabe. Son épaisseur peut dépasser les 20 km ce qui est équivalent à environ 20 fois la longueur du plus profond forage effectué dans la croûte océanique actuelle (leg 504B, 1075m de croûte océanique forcée, ALT *et al.*, 1986).

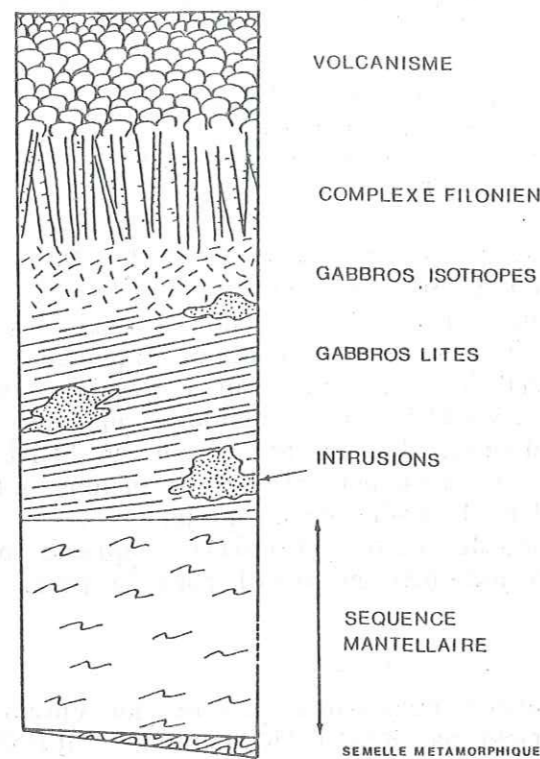


Fig 6: Structure de l'ophiolite de Semail

Cette ophiolite est séparée du complexe de Haybi par une semelle métamorphique dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs centaines de mètres.

A - LA SEMELLE METAMORPHIQUE

La semelle métamorphique est constituée de marbres, quartzites et amphibolites. Elle représente l'équivalent métamorphique et tectonisé de fragments de matériel océanique entraînés par l'ophiolite lors de son détachement et de sa mise en place sur le continent.

Cette semelle présente une histoire métamorphique polyphasée avec développement d'un faciès Amphibolite rétro-morphosé en faciès Schistes Verts au contact semelle-ophiolite et Schistes Verts, seul, dans les zones sous-jacentes (ALLEMANN et PETERS, 1972 ; GHENT et STOUT, 1981).

La cristallisation de minéraux liés à ces deux types de métamorphisme a été datée à l'aide de méthodes isotopiques. Les échantillons prélevés dans le Sud de la nappe ont fourni des âges Ar-Ar de 89.2±2 M.A. et 96.5±5.7 M.A. pour le métamorphisme amphibolite et un âge moyen de 79.5±3 M.A. pour le métamorphisme Schistes Verts (LANPHERE *et al.*, 1981). Plus récemment des datations K.Ar. du faciès Amphibolite se développant dans des échantillons de semelle provenant de l'ensemble de la chaîne (BOUDIER *et al.*, 1985) ont fourni des âges oscillant autour de 96 M.A.(±3-4 M.A.).

Les roches polymétamorphiques présentent une forte déformation mylonitique (BOUDIER et COLEMAN, 1981), alors que les roches uniquement métamorphosées dans le faciès Schistes Verts ne sont affectées que par une déformation de type cataclastique.

Métamorphisme de haute température et mylonitisation sont interprétés comme ayant eu lieu dès les premiers stades du détachement. Celui-ci a dû se produire relativement près de l'axe de la dorsale, pour expliquer notamment le développement d'une paragenèse du faciès Amphibolite dans ces semelles. Le développement du faciès Schistes Verts a eu lieu plus tardivement alors que la base de la croûte s'est progressivement refroidie (BOUDIER et COLEMAN, 1981; HOPSON *et al.*, 1981; GHENT et STOUT, 1981).

B - LA NAPPE OPHIOLITIQUE DE SEMAIL

La structure de l'ophiolite de Semail est relativement bien documentée (BOUDIER et COLEMAN, 1981; HOPSON *et al.*, 1981 ; PALLISTER, 1981 ; SMEWING, 1980b; SMEWING, 1981). On y distingue de la base au sommet cinq grandes unités .

- Les *péridotites mantellaires*, dont l'épaisseur varie entre 7 et 12 km, sont essentiellement constituées de harzburgites qui revêtent localement un aspect rubané reflétant des variations de composition modale en orthopyroxène et olivine. Les lherzolites sont rares et généralement localisées dans les niveaux les plus profonds. Ces péridotites renferment, dans leur partie supérieure, des nodules de dunites auxquels sont associées des concentrations exploitables de chromites. L'ensemble est affecté par une foliation marquée par l'orientation planaire des orthopyroxènes et des olivines. Cette foliation est porteuse d'une linéation plongeant vers le Sud-Ouest matérialisée par l'allongement des orthopyroxènes et des spinelles. Ces structures de haute température (température de déformation supérieure à 950°C) sont interprétées comme liées à l'accrétion océanique (BOUDIER et COLEMAN, 1981). A leur base, ces péridotites sont affectées par une seconde foliation liée à une déformation de plus basse température (environ 800°C), de type mylonitique parallèle à celle développée dans les semelles et donc reliée au charriage océanique.

Récemment CEULENER (1986), a mis en évidence des zones de cisaillement plurikilométriques orientées NS à NW-SE affectant l'ensemble du manteau. Ces zones qui sont affectées par une déformation mylonitique peuvent s'enraciner dans les semelles et sont donc également liées à l'épisode océanique.

- Les *cumulats lités* ont une épaisseur qui varie entre 1,5 et 5,5 km. La transition péridotites-cumulats est le plus souvent très brutale avec les gabbros reposant directement sur les harzburgites. Ce contact est appelé Moho pétrologique et sépare donc un ensemble de roches résiduelles, qui ont perdu une fraction de liquide, d'un ensemble de roches nées par cristallisation fractionnée à partir de ce liquide. Le contact péridotites-cumulats peut cependant être marqué d'une zone de transition

dunitique pluridécimétrique (BOUDIER et COLEMAN, 1981; DAHL, 1984). Le litage des cumulats est essentiellement marqué par des concentrations variables d'olivines, de clinopyroxènes et de plagioclases. Le spinelle et l'orthopyroxène sont en effet dans ces roches des phases mineures. L'épaisseur des lits varie entre le millimètre et la dizaine de mètres. Ces lits peuvent s'organiser en unités cycliques dont la base est plus riche en olivines. Chaque unité a été interprétée comme représentant les produits de cristallisation d'une phase d'injection de liquide dans une chambre magmatique (PALLISTER et HOPSON, 1981).

- Les gabbros isotropes ont une épaisseur inférieure à 1 km. Ces gabbros sont dépourvus de structure et caractérisés par un grain très hétérogène, microgrenu à pegmatitique. L'assemblage minéralogique le plus fréquent est plagioclase + clinopyroxène ouralitisé + hornblende pargasitique + orthopyroxène. Les gabbros différenciés à titanomagnétite abondante et les plagiogranites représentent les termes les plus évolués de cette série.

- D'importantes intrusions ultrabasiqes recoupent cet ensemble plutonique. Bien que citées dans la littérature (PALLISTER et HOPSON, 1981; MISSERI, 1982; DAHL *et al.*, 1984), leur volume avait été sous-estimé. Ces intrusions de nature dunitique, troctolitique ou wehrilitique ont fait l'objet d'une étude menée par ERNEWEIN (1987). Les observations de terrain montrent que ces intrusions se sont faites dans un encaissant non encore consolidé donc peu de temps après la formation des cumulats et gabbros isotropes. La composition des phases minérales et des roches indiquent, quant à elles, qu'il s'agit de deux événements magmatiques distincts: le liquide parental des intrusions est plus primitif que celui des gabbros. Les rapports isotopiques du Strontium et du Samarium-Néodyme indiquent cependant que ces deux événements ont une même source mantellaire. Ces intrusions sont actuellement interprétées comme représentant les derniers magmas extraits du manteau lors de l'arrêt du fonctionnement de la zone d'accrétion à l'aplomb de laquelle s'est développée la séquence crustale principale. Ces derniers liquides seraient remontés rapidement à travers une croûte non totalement consolidée, sans fractionnement important (ERNEWEIN et WHITECHURCH, 1986).

- Le complexe filonien est constitué de dykes de diabase parallèles et montrant des indices d'intrusions multiples (PALLISTER, 1981). Son épaisseur varie entre 1 et 1.6 km. Son orientation N-S à NW-SE, relativement constante à l'échelle de la chaîne, est considérée comme étant celle du paléo-axe d'accrétion. Le passage gabbro isotrope-complexe filonien est souvent abrupt et accompagné d'intrusions dioritiques et plagiogranitiques qui bréchifient les diabases. L'observation de gabbro isotrope intrudant la base des dykes ainsi que la présence de diabases tardives recoupant le gabbro indiquent que le complexe filonien est d'âge composite et qu'il s'agit en fait d'une structure dynamique.

- Une séquence volcanique dont l'épaisseur peut dépasser 2 km et à laquelle est associé un cortège d'intrusions, coiffe cette séquence. Le passage complexe filonien-laves est relativement brutal et s'effectue sur quelques dizaines de mètres au niveau d'une zone où s'intercalent dykes, laves en coussins et coulées massives (PALLISTER 1981; SMEWING 1980a). Cette série volcanique constitue l'encaissant de nombreux gîtes sulfurés à cuivre-zinc; deux d'entre eux, les sites de Bayda et Lasail sont actuellement exploités (IXER *et al.*, 1984; ALABASTER *et al.*, 1985; HAYMON et KOSKI, soumis).

III - LA SEQUENCE VOLCANIQUE DE LA NAPPE DE SEMAIL: DEFINITION DES UNITES VOLCANIQUES D'APRES ALABASTER (1982) ET BEURRIER (1987)

Deux études de la séquence volcanique de l'ophiolite de Sémail sont actuellement disponibles. Le Ph.D. de ALABASTER réalisé en 1982 à l'Open University sous la direction de J. PEARCE en a fourni les premières descriptions de terrain, stratigraphie et analyse géochimique. Une seconde étude menée très récemment par BEURRIER (1987) a fourni une seconde définition des faciès et a permis de préciser la géochimie de ces volcanites notamment par le biais d'une étude approfondie de la répartition des éléments hygromagmaphiles.

Le travail d'ALABASTER a permis de définir cinq grandes unités volcaniques mises en évidence dans un premier temps à l'aide d'une cartographie à l'échelle du 1/5000 des environs de la mine de Lasail, cartographie par la suite étendue à tout le secteur nord de la nappe à l'échelle du 1/60000 (fig 7).

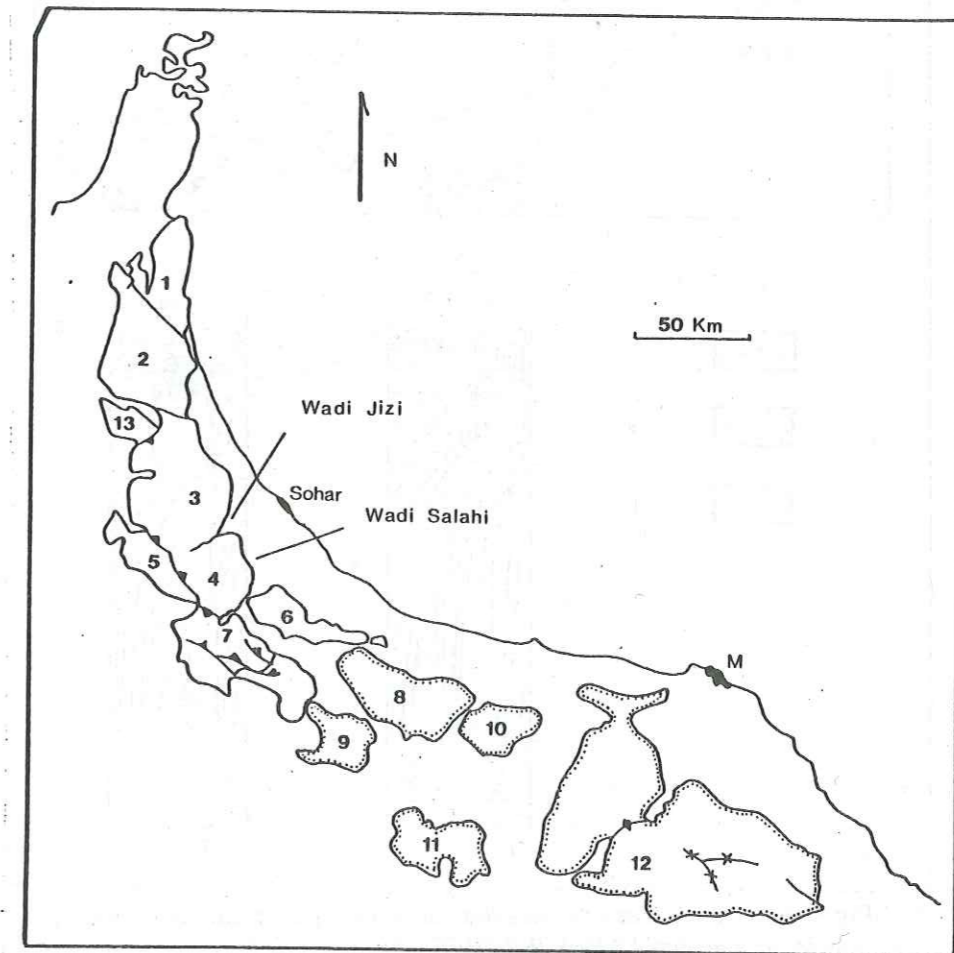


Fig 7: Dénomination et localisation des massifs ou blocs ophiolitiques de la chaîne de montagnes d'Oman. 1. Kahwr Fakkan, 2. Aswad, 3. Fizh, 4. Salahi, 5. Jizi occidentale, 6. Sarami, 7. Wuqbah, 8. Haylayn, 9. Muqniyat, 10. Rustaq, 11. Bahia, 12. Ibra, 13. Sumeini, M. Muscat. Séquence volcanique des massifs 3 à 10 étudiée par ALABASTER (1982) et 8 à 12 (en pointillé) par BEURRIER (1987).

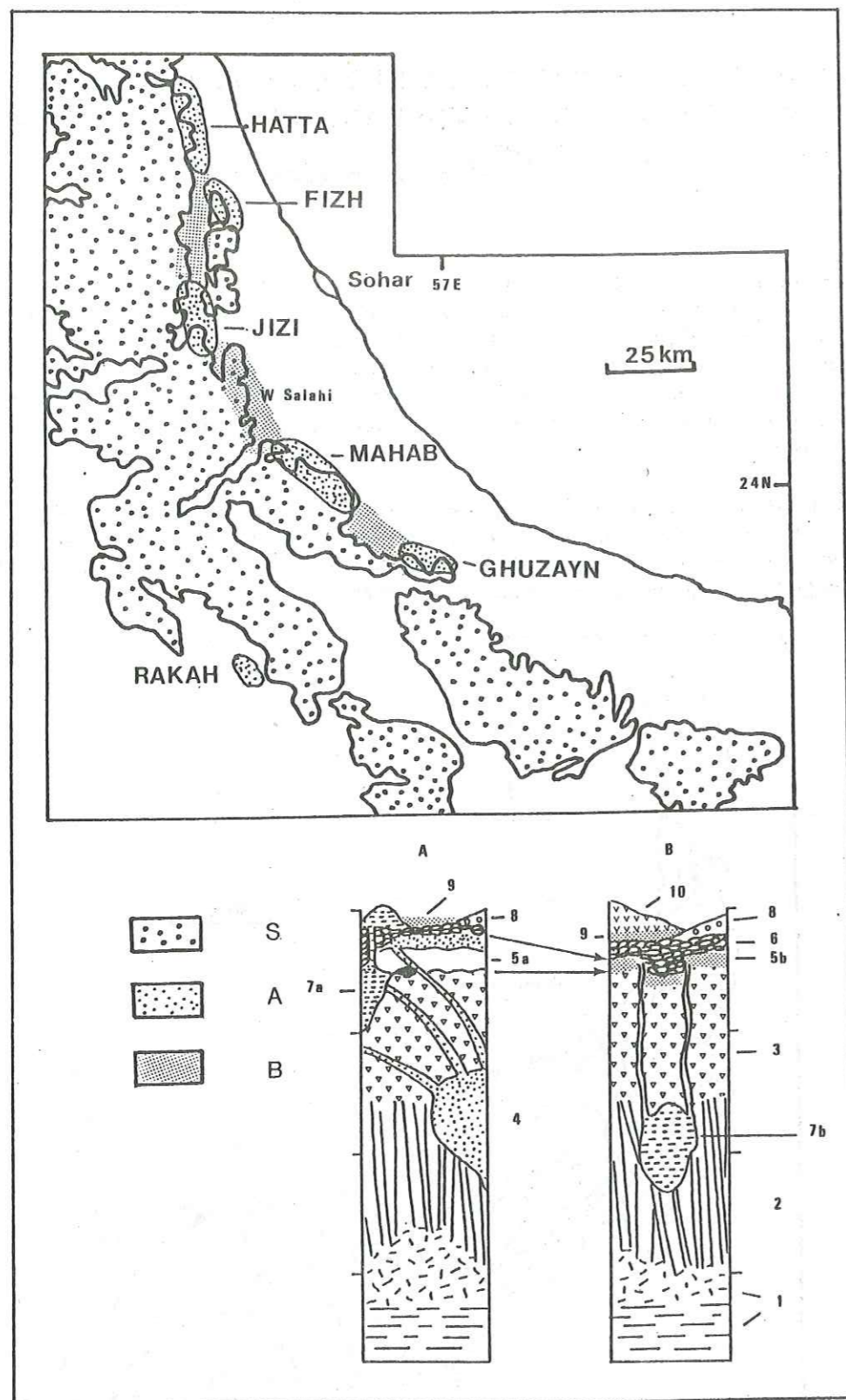


Fig 8: Localisation et structure des seamounts (A) et interseamounts (B) volcaniques de ALABASTER (1982), S: nappe de Sémail. Sur les colonnes lithostratigraphiques, 1. gabbros lités et isotropes, 2. complexe filonien, 3. unité Géotimes, 4. massifs intrusifs alimentant l'unité de Lasail, 5a. unité de Lasail, 5b. sédiments métallifères, équivalents stratigraphiques de l'unité de Lasail, unité de Alley, 7a et b. centres intrusifs alimentant l'unité de Alley, 8. unité à clinopyroxènes, 9. sédiments pélagiques, 10. Unité de Salahi.

Dans son étude portant sur la série volcanique de la partie centrale de l'ophiolite, BEURRIER définit essentiellement deux épisodes volcaniques qui correspondent en fait à trois des unités d'ALABASTER.

Les définitions des différentes unités données dans les paragraphes suivants sont dans un premier temps empruntées à l'auteur britannique, puis viennent celles de BEURRIER, ceci pour respecter la chronologie de leur publication.

A - CRITERES DE TERRAIN

1. La stratigraphie volcanique établie par ALABASTER (1982)

La première unité volcanique de la séquence volcanique de l'ophiolite de Sémail est l'unité Géotimes. Cette unité a été initialement baptisée par COLEMAN (1975). Elle repose sur le complexe filonien et est constituée d'une alternance de laves en coussins et de coulées massives basiques de teinte brune caractéristique. Ces laves sont métamorphosées dans le faciès Schistes Verts. Cette unité peut atteindre 1.5 km d'épaisseur et en raison de sa position stratigraphique a été interprétée comme un épisode volcanique lié à une phase d'accrétion.

Reposant sur ces laves, mais de façon discontinue, se trouve l'unité de Lasail qui est constituée d'une suite différenciée allant des basaltes aux rhyolites.

Les termes basiques sont représentés par des laves en coussins associées à de petites coulées massives de teinte verte, reflet d'une intense prehnitisation. Ces laves sont associées à deux générations de sills de nature andésitique. Ceux-ci constituent des "cones-sheets" centrés d'une part sur des massifs plutoniques différenciés (constitués de péridotites et de gabbros évoluant vers des diorites et des plagiogranites à leur périphérie), d'autre part sur des "centres acides" constitués d'un empilement de coulées rhyolitiques. Ces massifs ont été interprétés comme de mini chambres magmatiques à partir desquelles a été émise l'unité de Lasail. Des coulées à composition d'andésite basaltique sont également présentes dans cette unité.

Celle-ci possède une épaisseur variant entre 0 et 750 m. L'association laves-intrusions et la discontinuité de son mode d'affleurement l'ont fait assimiler à un volcanisme hors-axe de type seamount (fig 8). La lacune causée par l'absence de cet épisode serait par ailleurs marquée par un horizon métrique de sédiments métallifères.

L'unité de Alley est le troisième épisode volcanique répertorié par l'auteur britannique. Elle repose donc soit sur l'unité de Lasail au niveau des seamounts ou directement sur l'unité Géotimes dans les inter-seamounts. Cette unité se différencie par ses laves en coussins très vésiculaires, associées à quelques coulées massives, l'ensemble étant métamorphosé dans le faciès Zéolite.

Ces laves, de composition basaltique, peuvent localement être associées à des termes plus évolués, andésitiques à rhyolitiques. Ces derniers sont associés à de petits centres volcaniques localisés au niveau de zones de fractures orientées NW-SE. Ces centres d'émission sont marqués d'après ALABASTER (1982) par la présence de coulées rhyolitiques. D'après LIPPARD *et al.* (1986), par contre, l'unité de Alley est émise à partir de petites intrusions constituées essentiellement de termes ultrabasiques (wehrlites) associés à quelques gabbros et plagiogranites. L'épaisseur de cette unité avoisine les 500m.

Les deux unités restant ont une faible extension cartographique.

L'unité dite à clinopyroxènes d'ALABASTER est représentée par des basaltes ankaramitiques à phénocristaux pluricentimétriques de clinopyroxènes. D'après

LIPPARD *et al.* (1986), cette dernière est avec des basaltes picritiques, l'équivalent extrusif des termes primitifs des intrusions qui ont nourri l'unité de Alley. Ces termes affleurent au niveau de zones de failles également NW-SE.

L'unité de *Salahi*, comme son nom l'indique n'a été rencontrée qu'au niveau du wadi *Salahi*. Elle est essentiellement constituée de coulées massives et son épaisseur totale avoisine les 200m.

L'ensemble de ces observations de terrain a permis à ALABASTER de définir, le long de l'ophiolite, des zones de type seamount caractérisées par une stratigraphie volcanique complète où, notamment, les termes différenciés accompagnant les unités de Lasail et de Alley sont représentés.

2. La stratigraphie volcanique établie par BEURRIER (1987)

BEURRIER (1987) a subdivisé le volcanisme de la nappe de Semail en deux épisodes principaux.

Le volcanisme basal d'accrétion SV1 constitué de coulées massives et en coussins basaltiques est l'équivalent de l'unité Geotimes de l'auteur anglais. Un horizon sédimentaire constitué essentiellement de terres d'ombres et cherts se développe au toit de cet épisode.

Le volcanisme post-accrétion SV2 comprend deux épisodes magmatiques.

Le premier épisode, SV2A, est constitué d'une suite de laves différenciées basiques à acides émises à partir d'appareils volcaniques circonscrits constitués de sills, dykes et protrusions acides. La caractéristique commune à toutes ces laves est leur forte vésicularité tant dans les faciès basiques qu'acides. Ce caractère rappelle celui décrit dans les laves de l'unité de Alley par ALABASTER (1982). Au toit et à proximité des appareils volcaniques se déposent des sédiments exhalatifs.

Le second épisode, SV2B, se manifeste par des coulées basaltiques reposant indifféremment sur le volcanisme SV1 ou SV2A. Ce type de lave affleure de façon sporadique, souvent à la faveur de ravinements ou sous les terrasses alluviales.

Deux générations de dykes tardifs ont été mises en évidence, recoupant le complexe filonien. La génération la plus tardive alimente l'épisode SV2B.

Un épisode volcanique alcalin tardif, SV2C, est décrit brièvement par cet auteur comme affleurant de façon discontinue au sommet de la séquence volcanique.

B - DEFINITIONS PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES DES DIFFERENTES UNITES VOLCANIQUES

1. Définitions pétrographiques

L'étude pétrographique d'ALABASTER concerne essentiellement les termes basaltiques des différentes unités. Elle montre que les unités *Geotimes*, *Alley* et *Salahi* sont constituées de basaltes à clinopyroxènes + plagioclases + phases opaques (dont la nature n'est pas précisée) et que les basaltes de l'unité de *Lasail* et de celle à *clinopyroxènes* sont caractérisés par la présence supplémentaire d'olivine.

Il faut cependant remarquer, à ce niveau, qu'il existe dans la littérature des contradictions à propos de la présence ou non d'olivine dans les laves des unités de *Alley* ou *Lasail*. En effet, si l'on se réfère à la thèse d'ALABASTER, il est noté que ce minéral est absent dans l'unité de *Alley* alors que SMEWING (1980) en se référant à l'auteur précédent, cite la présence de basaltes picritiques restreints à cette unité. Il rejoint en cela LIPPARD *et al.* (1986).

Les laves de l'épisode SV1 montrent une paragenèse magmatique à plagioclase, clinopyroxène et titanomagnétite dans une matrice spilitisée.

Les basaltes de l'épisode différencié SV2A montrent l'association plagioclase, clinopyroxène et titanomagnétite dans une mésostase dévitrifiée cryptocristalline phylliteuse. Les faciès andésitiques sont caractérisés par des textures trachytiques et une paragenèse magmatique à plagioclases et oxydes ferrotitanés. Les dacites présentent une mésostase quartzo-albitique à texture microlitique fluidale. Quant aux rhyolites, elles sont caractérisées par une mésostase quartzo-albitique cryptocristalline à rares phénocristaux d'albite.

Les basaltes SV2B montrent en lame mince une texture microlitique microporphyrrique vacuolaire. Plagioclases et clinopyroxènes sont associés en microlites dans la mésostase. Le clinopyroxène est également présent en cristaux automorphes trappus. Des pseudomorphoses serpentineuses d'un minéral ferromagnésien, interprété comme de l'orthopyroxène, sont signalées dans ces laves.

2. Définitions géochimiques

L'étude géochimique d'ALABASTER met en évidence par le biais de diagrammes binaires Ti-Zr, Zr/Y-Zr (PEARCE, 1980), (fig 9), l'existence de deux lignées magmatiques.

La première comprend l'unité *Geotimes*, le complexe filonien et l'ensemble plutonique (gabbros isotropes et lités). Les termes volcaniques de cette lignée possèdent des teneurs en Ti et Zr semblables à celles des MORBs.

La seconde rassemble les unités *Lasail*, *Alley* et l'unité à *clinopyroxènes*, ainsi que leur cortège d'intrusifs. Cette lignée dessine dans le diagramme Ti-Zr une courbe de fractionnement s'apparentant à celle des arcs insulaires, telle qu'elle a été définie par PEARCE (1980). Ces laves présentent de plus des teneurs faibles en éléments hygromagmaphiles (Ta à Yb), ce qui est effectivement une caractéristique des laves d'arcs (SAUNDERS et TARNEY, 1979 ; WOOD *et al.*, 1979). L'unité *Geotimes* présente également une affinité d'arc si l'on se réfère aux teneurs Th versus Ta de ses basaltes.

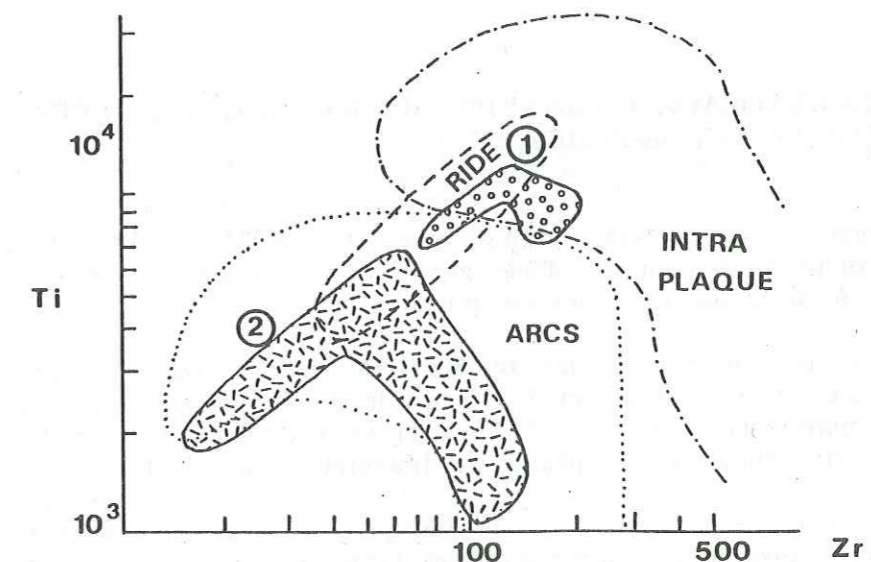


Fig 9: Diagramme logarithmique Ti-Zr (PEARCE, 1980) où se dessinent les deux lignées magmatiques mises en évidence dans la séquence extrusive de l'ophiolite de Semail, dans ALABASTER (1982).

L'unité de Salahi se distingue par des teneurs élevées en éléments incompatibles et notamment un profil de terres rares qui s'apparente à celui des basaltes transitionnels à alcalins. Les laves de cette unité se placent par ailleurs dans le domaine des basaltes intraplaques du diagramme Zr/Y-Zr. Par contre, elles ne se placent pas dans le champ des basaltes transitionnels du diagramme Th/Yb-Ta/Yb (WOOD *et al.*, 1979; PEARCE *et al.*, 1981), ceci étant lié à des teneurs en Th légèrement trop élevées par rapport au Ta.

Du point de vue géochimique, BEURRIER distingue le volcanisme SVI par ses teneurs en terres rares, titane, zirconium et yttrium supérieures à celles de l'épisode SV2A.

Le magmatisme SV2B est, lui, caractérisé par des teneurs en éléments incompatibles très basses, une grande richesse en éléments compatibles Cr et Ni et aussi par ses rapports Ti/V faibles inférieurs à 14. Ce chimisme particulier l'a fait assimiler aux séries boninitiques présentes dans les zones avant-arc.

Dans le diagramme Cr-Y de PEARCE *et al.* (1984), le volcanisme SVI se place sur la lignée d'évolution des basaltes de rides alors que l'ensemble des volcanites de l'épisode SV2 se place sur celle des séries générées en contexte d'arc. Les laves SV2B ont tendance à se regrouper sur la courbe d'évolution des boninites.

Plus particulièrement, BEURRIER souligne la similarité des teneurs en éléments hygromagmaphiles Th, Ta, Hf et Tb de l'épisode SVI avec celles des tholéïtes appauvries du bassin intra-arc des Mariannes (site 454, leg 59-60, WOOD *et al.*, 1981). Il insiste également sur l'analogie existant entre les teneurs en ces éléments des épisodes SV2A et B et celles des laves des sites 458 et 459 (leg 59 et 60, WOOD *et al.*, 1981). L'augmentation progressive des taux de fusion fait passer des tholéïtes d'arcs type site 459 à des faciès très appauvris type boninite du site 458 qui, comme en Oman, sont plus tardifs que les séries moins déprimées.

Au terme de son étude géochimique, BEURRIER assimile le volcanisme SV2 aux unités de Lasail, de Alley et à l'unité à clinopyroxènes. L'épisode tardif SV2C présente des caractéristiques géochimiques de basaltes alcalins identiques à l'unité de Salahi.

C - CONTEXTE DE FORMATION DE L'OPHIOLITE DE SEMAIL D'APRES ALABASTER (1982) ET BEURRIER (1987)

Dans le modèle géotectonique proposé par ALABASTER (1982), les quatre premiers épisodes se produisent à l'aplomb d'une zone de subduction à vergence Nord-Est, mais chacun est lié à un contexte structural précis.

Le premier, ou unité Geotimes représenterait une croûte de bassin marginal sur laquelle viendrait se greffer un magmatisme de type seamount, représenté par l'unité de Lasail. Les émissions de l'unité de Alley et de celle à clinopyroxènes, contrôlées par des failles, ont été reliées à un épisode de fracturation de la croûte du bassin en horsts et grabens.

Le dernier épisode de Salahi a été interprété comme un magmatisme intraplaque lié à la collision entre l'arc embryonnaire et la marge arabe.

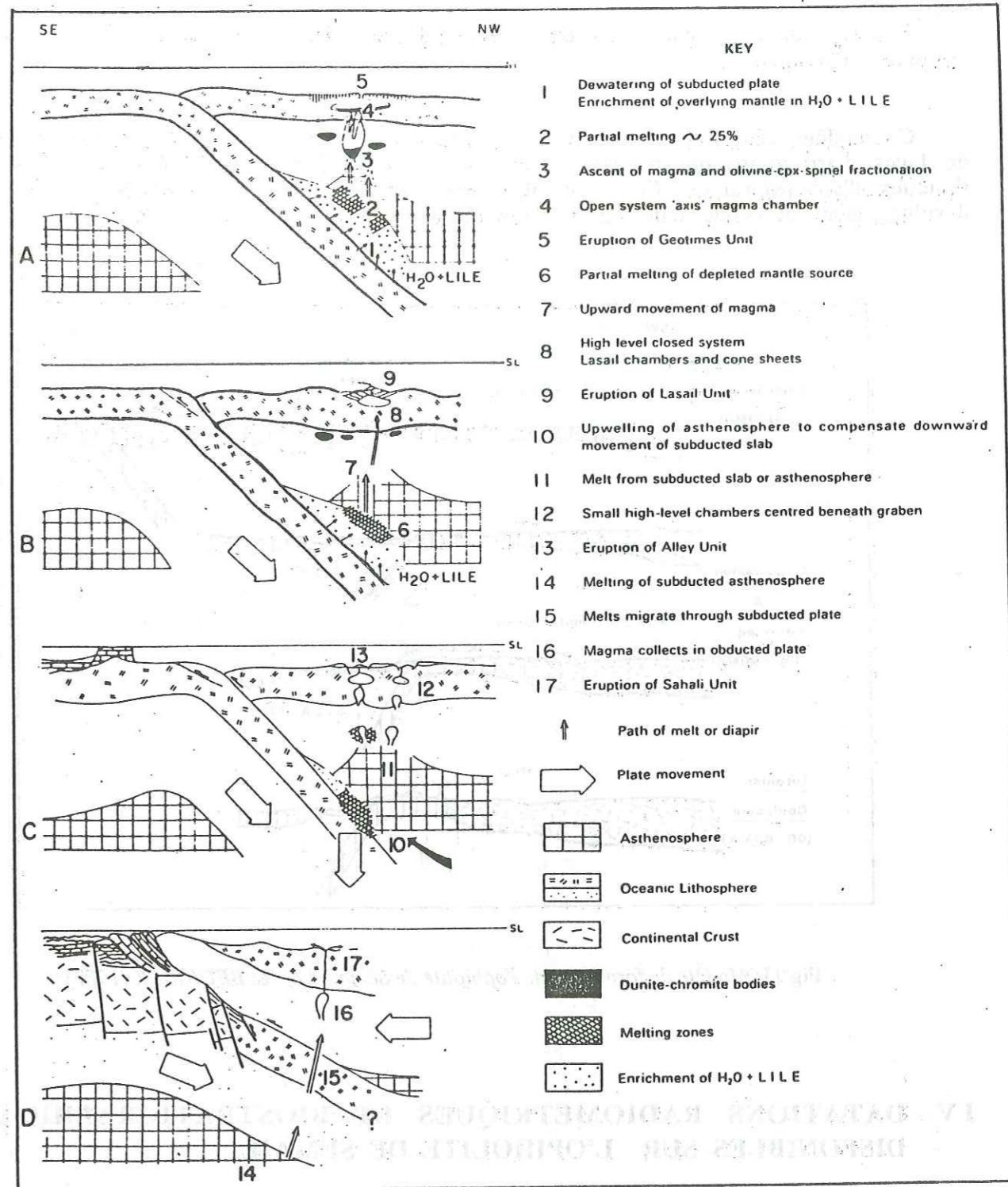


Fig 10: Modèle de formation de l'ophiolite de Sémail d'après Alabaster (1982)

Le modèle de formation du bassin océanique de Sémail proposé par BEURRIER diffère de celui avancé par les chercheurs de l'Open University dans le sens où il fait intervenir deux zones de subduction (fig 11):

- l'une à vergence Sud-Ouest, à l'aplomb de laquelle se serait mis en place l'épisode SV1,

- la seconde à vergence Nord-Est, à laquelle sont liés les événements SV2A et B, en contexte d'avant-arc.

Ce modèle tient compte du fait que l'épisode SV1, qui présente des caractéristiques de laves d'arrière-arc ou de bassin inter-arc, est généré avant les séries à affinité de tholéïtes d'arc primitives. Cette évolution est contraire à celle envisagée au cours du développement classique d'un arc à l'aplomb d'une seule zone de subduction.

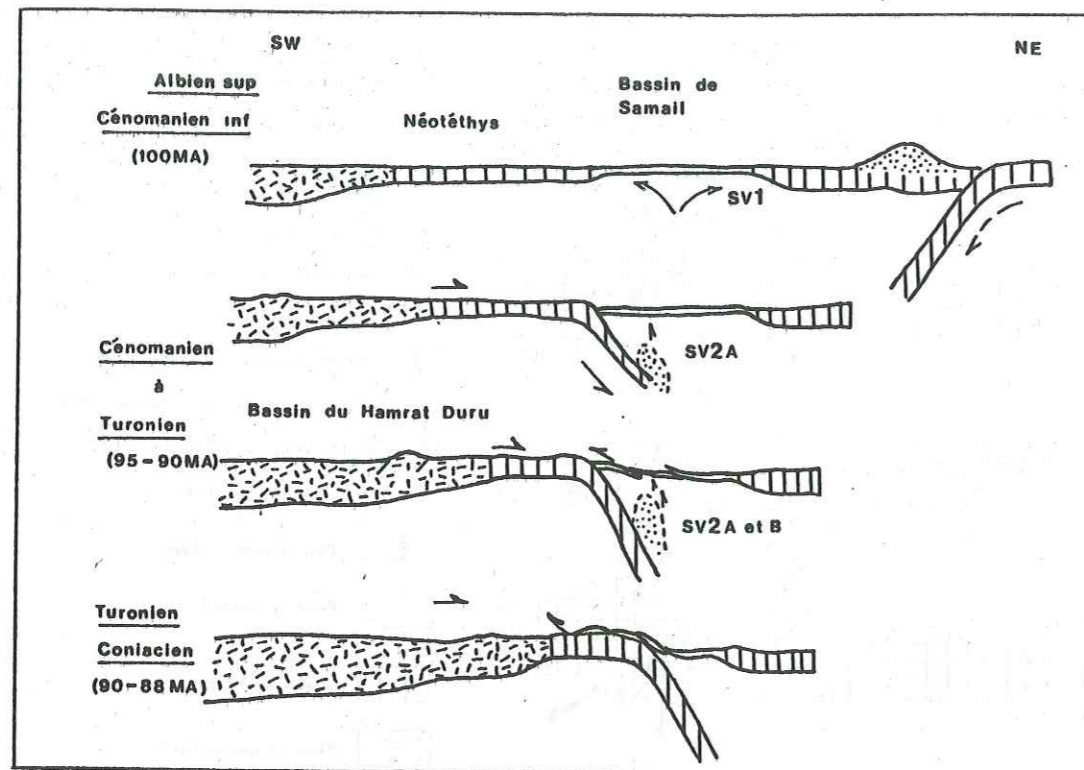


Fig 11; Modèle de formation de l'ophiolite de Sémail d'après BEURRIER (1987)

IV - DATATIONS RADIOMETRIQUES ET BIOSTRATIGRAPHIQUES DISPONIBLES SUR L'OPHIOLITE DE SEMAIL.

Les datations actuellement disponibles permettant de localiser dans le temps l'activité magmatique qui a engendré l'ophiolite de Sémail sont de deux types. Il s'agit d'une part de datations isotopiques et d'autre part de datations biostratigraphiques.

Les datations isotopiques reposant sur les couples d'éléments Sm-Nd et U-Pb, fournissent des âges de cristallisation. Les âges Sm-Nd de gabbros sont de 100 ± 20 M.A. pour les échantillons du centre et du Nord de l'Oman et de 130 ± 12 M.A. pour les échantillons provenant du Sud de la chaîne (Mc CULLOCH *et al.*, 1981).

Des datations U-Pb ont été effectuées sur des zircons de plagiogranites associés à la séquence plutonique principale et au deuxième épisode volcanique (TILTON *et al.*, 1981). Les premiers âges s'étalent entre 95 et 98 M.A. avec bon nombre de mesures proches de 95 M.A. La seule datation effectuée sur les plagiogranites tardifs est de 94 M.A.

L'étude biostratigraphique des radiolaires présents dans les sédiments pélagiques intercalés dans ou situés au sommet de la séquence extrusive (TIPPIT *et al.*, 1981; BEURRIER *et al.*, 1987) a permis de préciser les relations temporelles entre les épisodes volcaniques syn- et post-accrétion.

Le premier se termine entre l'Albien supérieur et le Cénomanién inférieur, c'est-à-dire si l'on se réfère à l'échelle de KENT et GRADSTEIN (1986), approximativement dans l'intervalle de temps 100-95 M.A.. Le second épisode s'est produit au cours du Cénomanién et du Turonien, c'est-à-dire entre 97.5 et 88.5 MA. Il n'existe à l'heure actuelle aucune datation concernant le troisième épisode volcanique à affinité alcaline.

Ces données sont en bon accord avec les datations isotopiques. Il faut noter également que l'ensemble de ces âges est très proche de celui du métamorphisme de haute température qui s'est développé dans les semelles au cours des premiers stades de l'écaillage intraocéanique.

V - RESUME DES ARGUMENTS EN FAVEUR DE CHACUNE DES HYPOTHESES RELATIVES AU CONTEXTE DE FORMATION DE L'OPHIOLITE DE SEMAIL.

Les travaux antérieurs ont permis d'avancer un certain nombre d'arguments en faveur de la formation de l'ophiolite de Sémail en contexte océanique franc ou orogénique. Ceux-ci sont résumés dans les paragraphes suivants.

A - FORMATION DE L'OPHIOLITE EN CONTEXTE OCEANIQUE FRANC

La première hypothèse est que cette portion de croûte océanique représente un fragment du vaste océan Téthysien mis en place par le biais d'un charriage centré sur la dorsale (fig 12), (BOUDIER et COLEMAN, 1981; BOUDIER *et al.* 1985, CEULENEER, 1986). Cette hypothèse repose sur des arguments d'ordre chronologique, structural, pétrologique et géochimique.

En effet, le charriage océanique affecte une lithosphère très jeune si l'on se réfère aux âges très proches du métamorphisme amphibolite de la semelle et du magmatisme. Les déformations, liées au charriage océanique, affectant les péridotites sont de haute température (faciès amphibolite), ce qui suggère que le manteau se trouvait à cette époque à proximité de la ride.

Les études portant sur les cumulats (PALLISTER et HOPSON, 1981) laissent penser que ceux-ci se sont formés dans une vaste chambre magmatique du type de celle envisagée sous la ride Est-Pacifique.

L'allure des profils de terres rares d'échantillons du complexe filonien est équivalente à celle de MORBs (PALLISTER et KNIGHT, 1981). Les ENd des roches mantellaires, plutoniques et volcaniques de l'ophiolite s'échelonnent entre 7.5 et 8.6 se superposant aux valeurs mesurées dans les basaltes de rides médio-océaniques (7 à 13

d'après Mc CULLOCH *et al.* 1981). Ces arguments géochimiques sont cependant contournables puisque les profils de terres rares de MORBs et de basaltes de bassins marginaux sont très semblables ainsi que les valeurs des ENd.

Cette hypothèse est en accord avec les reconstructions palinspatiques de GLENNIE *et al.* (1974). Dans ce cas, la zone de décollement est l'isotherme 800-1000°C ou limite asthénosphère-lithosphère.

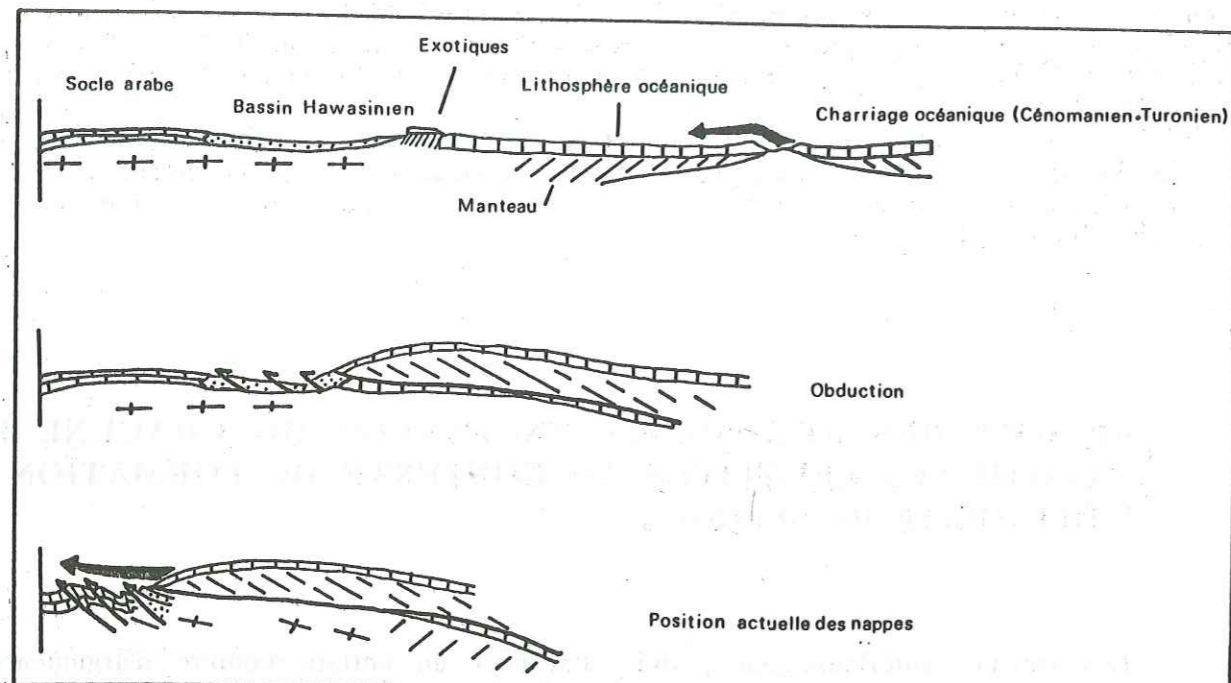


Fig 12: Origine et mode d'emplacement de l'ophiolite de Sémail d'après BOUDIER et COLEMAN (1981) et BOUDIER *et al.* (1985).

B - FORMATION DE L'OPHIOLITE DE SEMAIL EN CONTEXTE OROGENIQUE

La seconde hypothèse est que la nappe de Sémail représente une croûte océanique constituée en contexte orogénique. Cette hypothèse est défendue par l'école anglaise de l'Open University ainsi que par les chercheurs du BRGM.

Les arguments en faveur d'une telle origine sont, comme on l'a vu antérieurement, essentiellement d'ordre géochimique:

- pauvreté en éléments incompatibles des épisodes volcaniques post-accréation
- rapport Th/Ta supérieur à 1 dans les laves des unités Geotimes, de Lasail, de Alley (et SV1, SV2A et B)
- analogie entre le chimisme de l'ensemble du volcanisme Omanais et les séries d'arcs.

Le modèle proposé par l'Open University fait intervenir une zone de subduction, celui de M. BEURRIER du BRGM deux, mais dans les deux cas le plan de charriage utilisé lors de l'obduction est le plan de Benioff.

VI - CHOIX DU SECTEUR ETUDIE, METHODES EMPLOYEES ET ORGANISATION DU MEMOIRE

L'ophiolite de Sémail a été découpée en un certain nombre de blocs durant son obduction sur le continent arabe (fig 7). Ces blocs ou massifs ont plusieurs dizaines de kilomètres d'arête et représentent chacun une portion de lithosphère océanique complète et intacte de toute déformation tardive.

Mon étude s'est focalisée sur le massif de Salahi situé à environ 20Km au Sud-Ouest de la ville de Sohar. Ce dernier représente un des rares secteurs du sultanat où la séquence volcanique affleure de manière continue sur une distance d'environ 20Km parallèlement à la direction du paléoaxe d'accréation. De plus, au moment où j'entreprendais cette étude, les travaux antérieurs (ALABASTER, 1982) suggéraient que la séquence volcanique de ce bloc était relativement complète puisque constituée de trois des unités définies par l'auteur britannique (unité Geotimes, unité de Alley et de Salahi). Cette zone se situant entre les deux "seamounts" de Jizi et de Mahab (fig 8), l'échantillonnage de la série volcanique a été prolongé au bloc de Sarami au niveau du complexe de Mahab où la présence de l'unité de Lasail avait été mentionnée.

Les échantillons récoltés ont fait l'objet d'une analyse pétrographique et les phases magmatiques les constituant ont été analysées à la microsonde électronique Camebax du centre de Géologie Générale et Minière de l'école Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Les éléments majeurs et une partie des éléments en trace de certaines de ces roches ont été dosés au C.R.P.G. de Nancy ainsi que les terres rares. J. L. JORON du laboratoire P. SUE s'est chargé d'analyser les éléments hygromagmaphiles Th, Ta, Tb et Hf et A. MICHARD du C.R.P.G de doser les isotopes du Samarium/Néodyme.

L'ensemble des résultats obtenus sur la séquence extrusive du bloc de Salahi viennent en complément d'une étude antérieure portant sur la séquence plutonique sous-jacente et les intrusions ultrabasiques qui la recoupe (ERNEWEIN, 1987).

Le bloc de Salahi présente, en plus d'une série extrusive complète et en bon état de conservation, des témoins apparents d'une activité hydrothermale importante illustrée notamment par l'indice sulfuré de Zuha. Or, le second thème des travaux, entrepris sur l'ophiolite de Sémail par l'équipe animée par T. JUTEAU et H. WHITECHURCH est l'étude des phénomènes hydrothermaux qui ont accompagné la construction de ce fragment de croûte océanique. La compréhension des processus accompagnant la formation des amas sulfurés est de plus un des thèmes de recherches principaux du Centre de Géologie Générale et Minière de l'Ecole des Mines de Paris. Cette étude fait par ailleurs suite à la thèse de J. THORETTE (1986) effectuée au C.G.G.M. et qui a porté sur les manifestations de l'hydrothermalisme océanique au niveau de l'ophiolite de York Harbour à Terre-Neuve.

Le second volet de ce mémoire est ainsi consacré aux transformations secondaires liées à une activité hydrothermale océanique, qui ont affecté les volcanites, les dykes du complexe filonien et le toit des gabbros isotropes. J'ai pour cela étudié la répartition des phases secondaires et la variation de leur composition dans ces trois niveaux de l'ophiolite, cela au niveau et en dehors de la zone minéralisée de Zuha.

Cette étude minéralogique sera par la suite complétée par une étude géochimique. Ce travail est actuellement effectué par M. REGBA du laboratoire de géochimie de l'université Paul Sabatier de Toulouse avec l'assistance de P. AGRINIER du laboratoire de géochimie des isotopes stables de l'université de Paris VII.

Le chapitre qui fait suite à l'introduction sur la géologie des montagnes d'Oman rassemble les observations de terrain. Celles-ci mettent en évidence la présence de trois épisodes extrusifs et permettent la redéfinition de la stratigraphie volcanique du bloc de Salahi. Cette nouvelle stratigraphie est étendue à l'ensemble des parties septentrionale et centrale de l'ophiolite en se référant aux descriptions d'ALABASTER et de BEURRIER.

Entre les coulées volcaniques s'intercalent des sédiments pélagiques. La caractérisation de ces sédiments effectuée par A. WALTER et A.M. KARPOFF sera présentée en même temps que la description des faciès volcaniques.

Dans ce chapitre sont également présentées les données de terrain relatives à l'indice sulfuré de Zuha (constitution, position stratigraphique et structurale). Les données ayant trait aux manifestations de la circulation hydrothermale océanique à travers l'ensemble de la séquence volcanique et du complexe filonien y figurent également.

Le chapitre 3 regroupe les descriptions pétrographiques des différents faciès volcaniques ainsi que les données relatives à la composition des phases magmatiques qui y sont rencontrées (olivines, pyroxènes, plagioclases et phases opaques).

Le chapitre 4 présente la géochimie des laves des différents épisodes volcaniques (éléments majeurs et traces avec les dosages d'éléments hygromagmaphiles Th, Ta, Hf et Tb ainsi que les mesures isotopiques Sm-Nd).

Les conclusions de l'étude minéralogique et géochimique confortent les observations de terrain en soulignant l'existence de trois épisodes volcaniques principaux au niveau des blocs de Salahi et de Sarami et très vraisemblablement dans l'ensemble des parties septentrionale et centrale de l'ophiolite de Sémail. Elles permettent de souligner les caractéristiques propres à chacun d'entre eux.

L'ensemble des informations récoltées au niveau de la séquence extrusive du bloc de Salahi et de Sarami apporte de nouveaux arguments en faveur du modèle de formation de l'ophiolite de Sémail en contexte océanique franc favorisé par BOUDIER et COLEMAN (1981), BOUDIER *et al.* (1985), PALLISTER et HOPSON (1981), PALLISTER et KNIGHT (1981) et ERNEWEIN et WHITECHURCH (1986). Ces données permettent de préciser l'évolution dans le temps de l'histoire magmatique de cette ophiolite avant son obduction sur le continent arabe.

Le dernier chapitre de ce mémoire concerne les phénomènes secondaires ayant affecté l'ensemble de la séquence extrusive du bloc de Salahi. L'existence d'un hydrothermalisme océanique ponctué par différentes phases de circulation activées par les trois épisodes magmatiques constituant l'ophiolite y est soulignée.

Chapitre 2

DONNEES DE TERRAIN

Chapitre 2

DONNEES DE TERRAIN

Le secteur étudié s'étend le long du bloc de Salahi, du wadi Hilti à l'oasis de Yanbu (fig 13). En se replaçant dans le cadre géotectonique de ALABASTER (1982), cette zone est située entre deux seamounts.

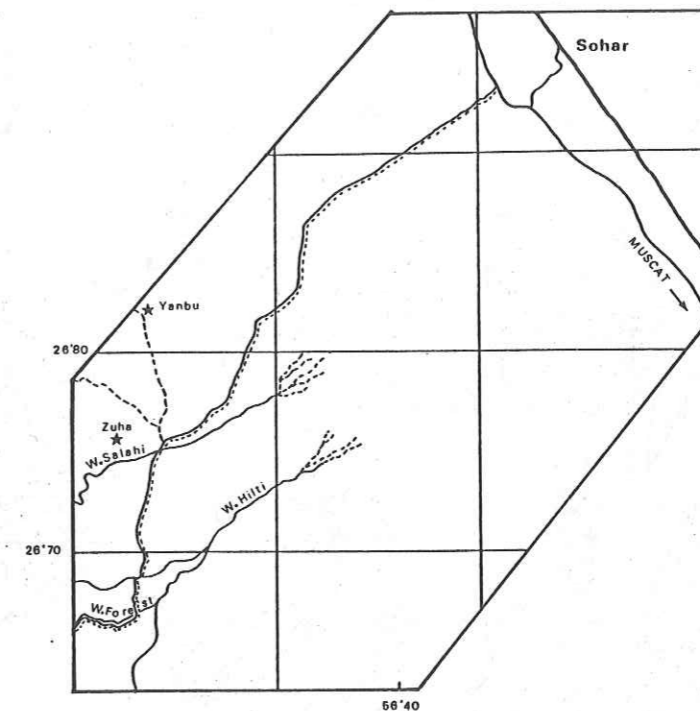
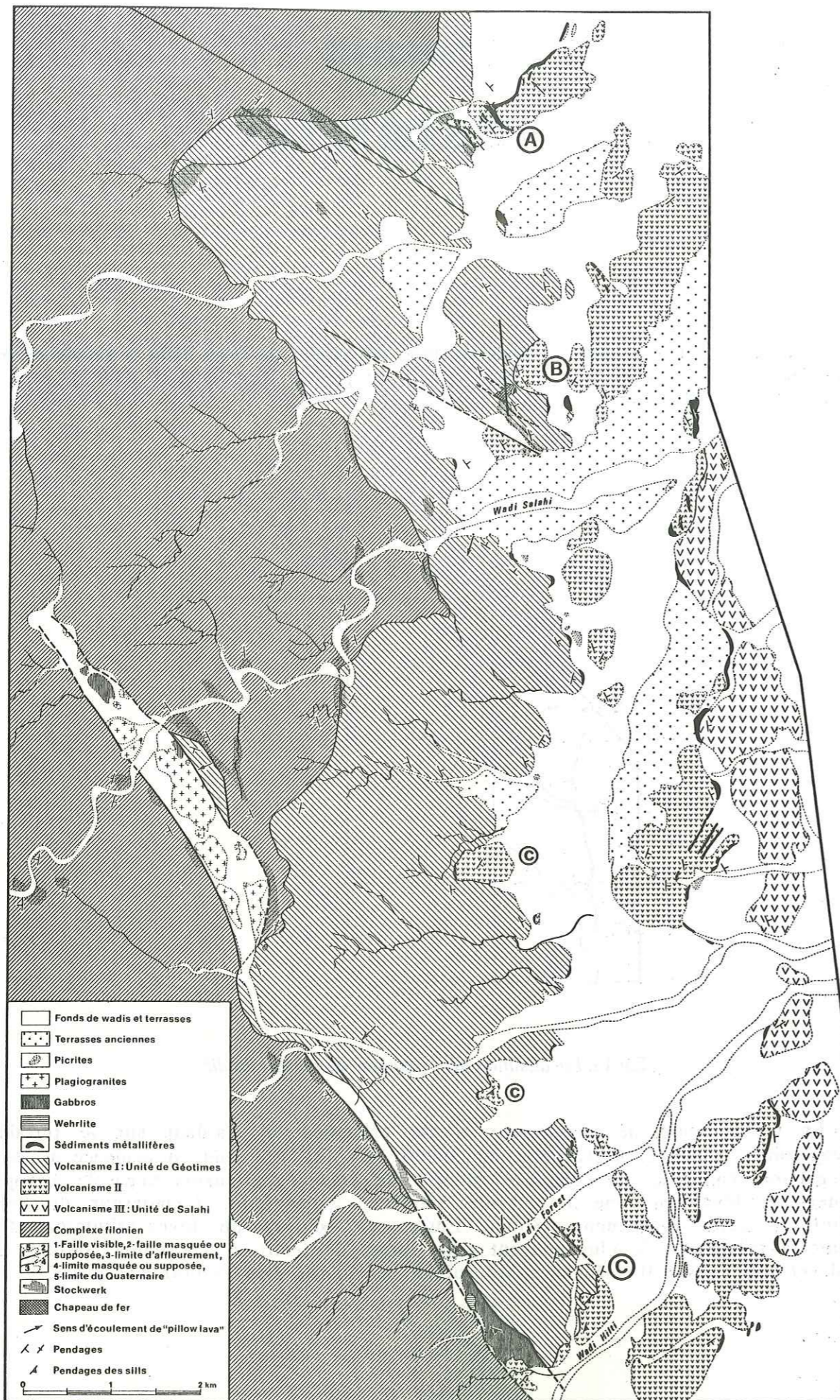


Fig 13: Localisation géographique du secteur étudié

La cartographie de ce secteur a été effectuée en s'aidant sur le terrain de photographies aériennes à l'échelle du 20000 (fig 14). Elle met en évidence au sommet des gabbros isotropes, un complexe filonien de 1600m d'extension verticale à l'aplomb duquel se développe une importante séquence volcanique. L'épaisseur de celle-ci atteint en effet localement 2800m. Entre ces coulées de laves s'intercalent des sédiments pélagiques le plus souvent sous forme de lentilles. Un indice sulfuré, Zuha, se développe dans cette séquence volcanique au niveau d'un couloir de faille.



I - LA SEQUENCE EXTRUSIVE DU BLOC DE SALAHI

A - LA SEQUENCE VOLCANIQUE DU BLOC DE SALAHI

Les orientations des coulées volcaniques ainsi que celles des sédiments qui y sont intercalés ont été reportées sur la figure 15. Ainsi qu'on peut le constater, la région est très peu tectonisée et l'orientation des coulées reste relativement constante tout au long du secteur étudié. Elle est en moyenne de 155, E35.

Des mesures d'orientation de dykes ont été relevées dans le Nord et le Sud de la zone étudiée, le long du passage complexe filonien - séquence volcanique. Leur orientation moyenne est à ce niveau 0, E60.

De nombreuses veines de quartz blanc laiteux, piquetées de sulfures sont présentes le long de cette interface dans la partie nord du secteur cartographié. Elles recoupent fréquemment les dykes et sont souvent accompagnées de veines de matériel pulvérulent, brunâtre constitué d'hydroxydes de fer (goethite). On y distingue des fantômes de sulfures oxydés. Ce type de veines est par endroit particulièrement abondant, constituant alors de véritables réseaux. Ces zones riches en hydroxydes apparaissent en grisés sur la carte de la figure 14. Elles sont fréquentes dans l'ensemble du complexe filonien et à la limite complexe filonien-volcanites (Cf paragraphe B-2 et 3 de ce chapitre). Elles accompagnent également le couloir de failles jalonné d'intrusions qui va du wadi Salahi au wadi Hilti. Ces zones limoniteuses représentent probablement d'anciens réseaux de veines hydrothermales minéralisées (stockwerks) à présent oxydées.

B - LE COMPLEXE FILONIEN AU NIVEAU DU BLOC DE SALAHI: L'EXEMPLE DU WADI SALAHI

J'ai effectué une coupe détaillée le long du wadi Salahi dans le but d'étudier la géométrie du complexe filonien, la nature de l'interface dykes-laves et l'expression sur le terrain de la circulation hydrothermale à ce niveau de la séquence ophiolitique.

1. La zone de transition gabbro isotrope - complexe filonien

La coupe débute au point 1 de la figure 16, à l'orée d'une palmeraie située à l'embranchement d'une piste qui relie le wadi Salahi au wadi Jizi. A ce niveau, les dykes orientés en moyenne 0, W55 sont intrusifs dans du gabbro isotrope. Leur volume est cependant suffisamment important (>30%) pour que l'on puisse considérer être à la base du complexe filonien (ROTHERY, 1983). Le gabbro présent entre les dykes est à grain grossier et irrégulier. Il s'y développe localement des bouffées pegmatoïdes. Celles-ci sont généralement constituées de cristaux pluricentimétriques de plagioclases et d'amphiboles, l'épidote et/ou la prehnite venant souvent en occuper le centre.

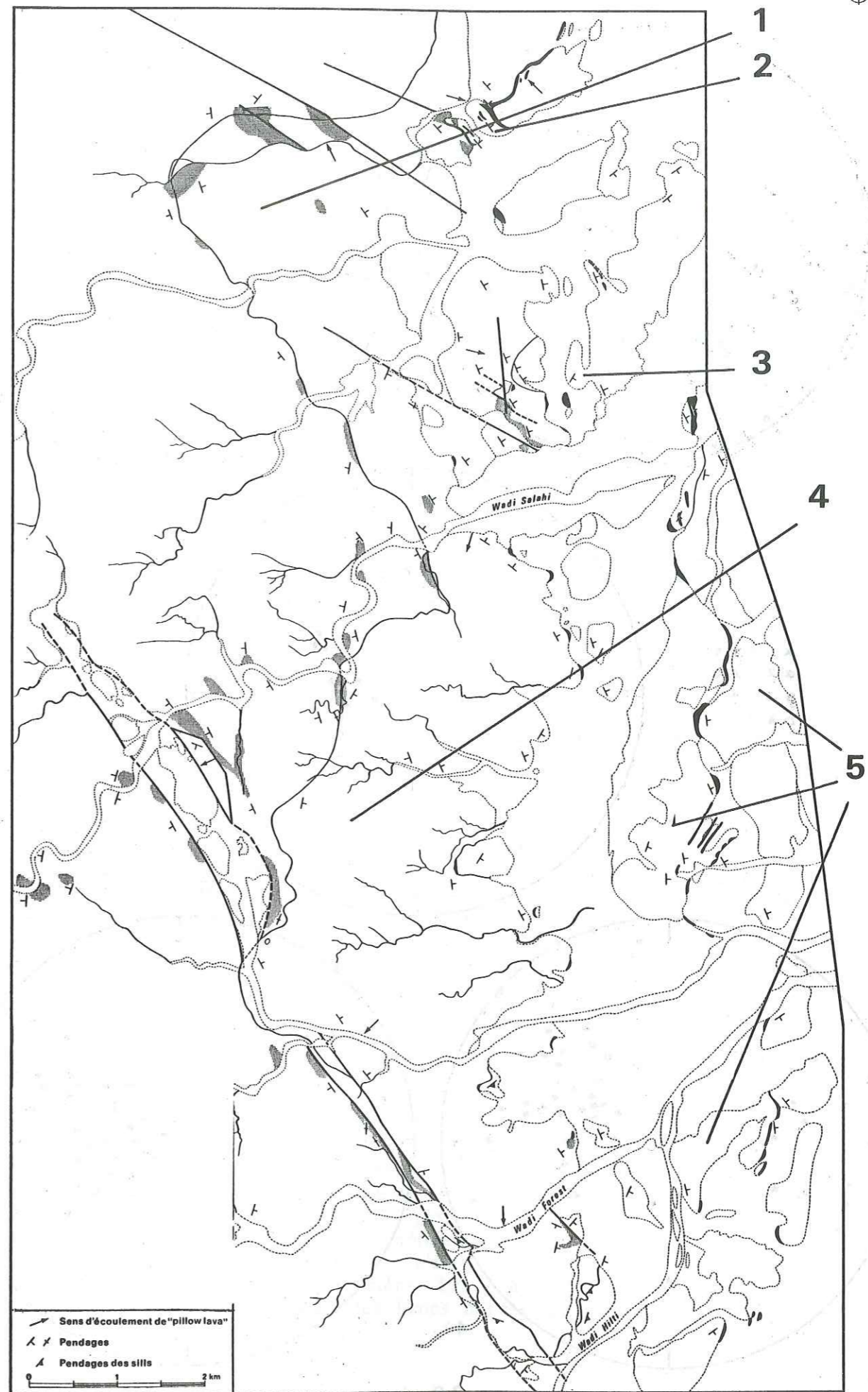
Fig 14 : Carte géologique du secteur étudié. Des coupes ont été reconstituées aux latitudes des points A, B et C (voir figure 24; la lettre c localise les affleurements de coulées primitives du volcanisme 2 (faciès unité de Lasail) autre que celui des wadis Forest et Hilti).

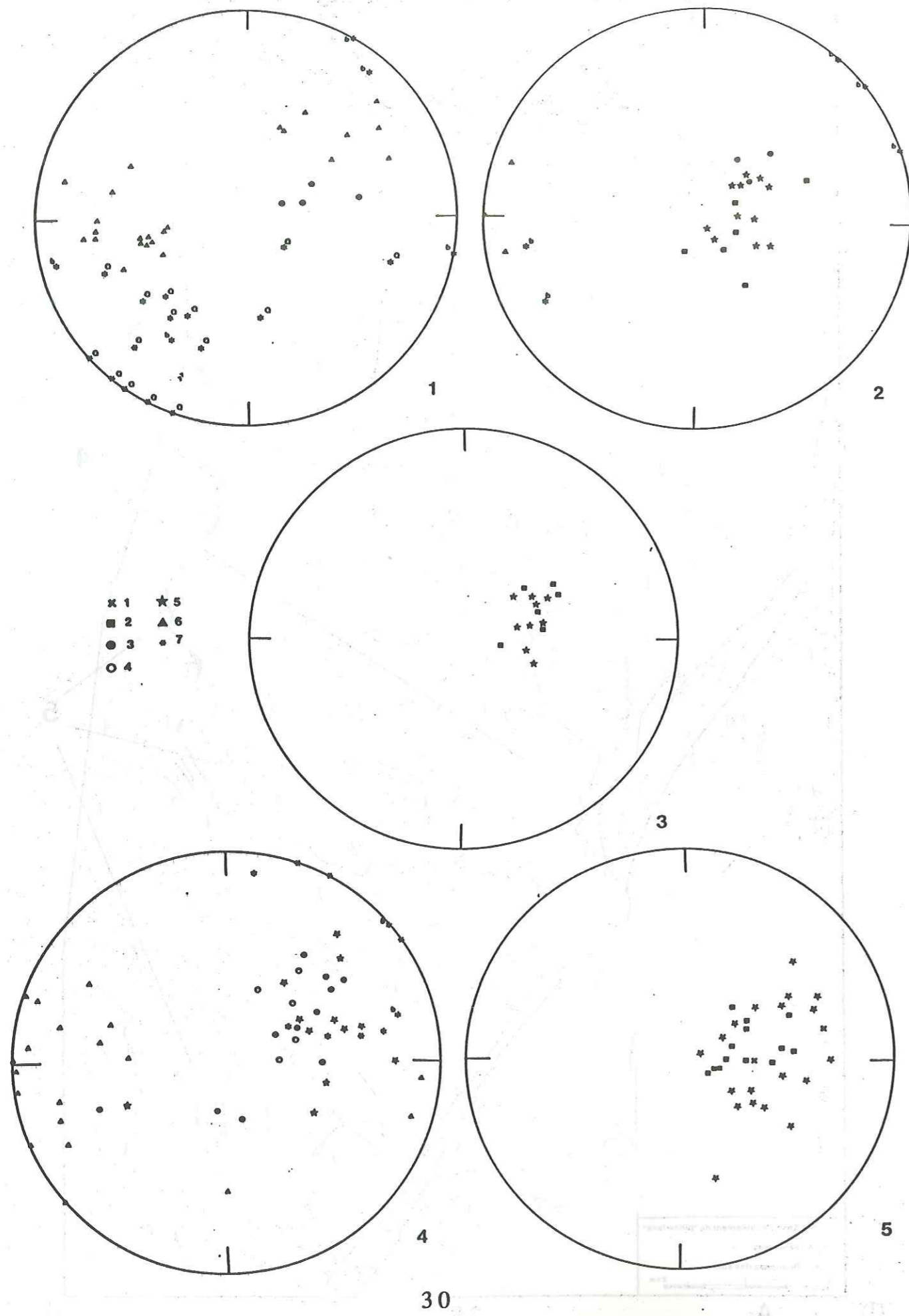
Fig 15: Orientation des dykes, coulées volcaniques et sédiments pélagiques de la séquence extrusive du bloc de Salahi.

A: Localisation des points de mesure

B: Stéréogrammes des mesures effectuées sur :

1. les coulées massives du sommet de la séquence volcanique (V3)
2. les coulées massives vésiculaires affleurant au centre de la séquence volcanique (V2 supérieur)
3. les coulées massives de la base de la séquence volcanique (V1)
4. les laves en coussins associées à 3
5. les sédiments métallifères
6. les dykes du sommet du complexe filonien alimentant les coulées de la base de la séquence volcanique
7. les veines de quartz (Q) ou de limonite fréquentes à la base de la séquence volcanique.





Le gabbro isotrope à bouffées pegmatoïdes devient le faciès dominant au point 7. Il se fait à ce niveau bréchifier par des jus leucocrates pegmatitiques de composition gabbro-dioritique. La bréchification est localement clairement hydraulique. Les éléments gabbroïques montrent en effet le plus souvent des bordures anguleuses indiquant que le matériel intrudé était par endroits solidifié. Certains présentent néanmoins des bordures diffuses recristallisées en un matériel plus clair et ont ainsi été l'objet de phénomènes de digestion par les jus leucocrates.

Ces jus leucocrates constituent les derniers termes de différenciation du magma ayant préalablement cristallisé les minéraux ferromagnésiens et le plagioclase calcique des gabbros lités sous-jacents. Ces roches représentent les équivalents des plagiogranites océaniques décrits par COLEMAN et PETERMAN (1981) à Chypre. Elles sont très fréquentes au niveau de la transition gabbro-complexe filonien en Oman (WILSON, 1959; PALLISTER, 1981; DAHL *et al.*, 1984).

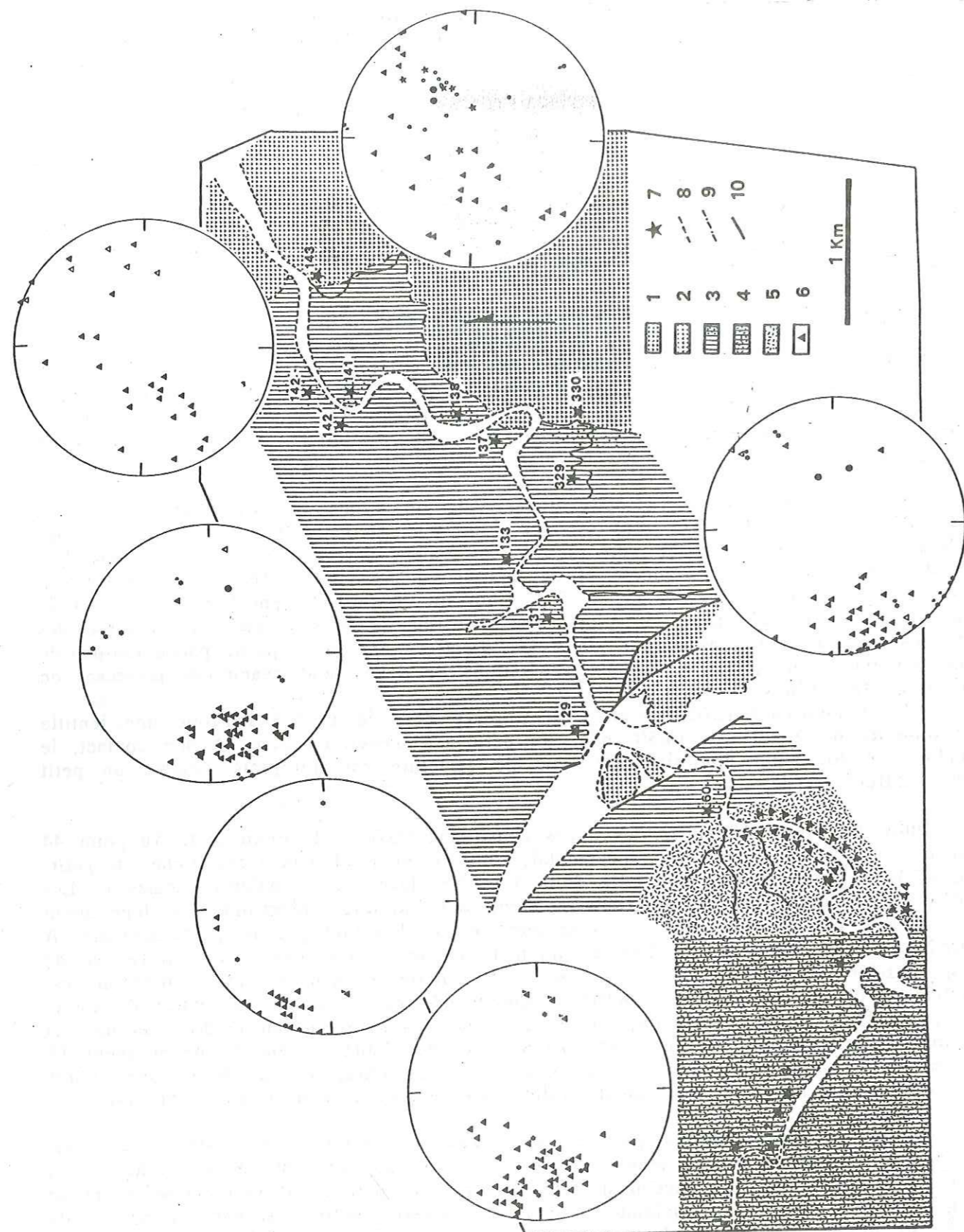
Au point 12, la brèche magmatique disparaît au profit d'un gabbro assez sombre où sont visibles dans la masse des sulfures frais microscopiques, accompagnés de veines d'épidote. Les veines d'épidotes sont fréquentes dans tout ce secteur, brèche magmatique comprise, et sont souvent porteuses de cubes de sulfures rouillés (pyrite et chalcopirite, comme en témoigne la présence fréquente d'azurite). Les points 16 et 18 sont remarquables de par l'abondance de dykes épidotisés totalement transformés en épidote et quartz, ou de veines de plagiogranites elles aussi épidotisées.

Au point 32, j'ai relevé deux générations de dykes intrusifs dans du gabbro isotrope. Les dykes précoces sont orientés 150, W60 et peuvent atteindre deux mètres d'épaisseur. Ils sont de teinte vert clair et présentent une texture assez grossière liée au développement massif d'épidote et de quartz. La deuxième génération est constituée de dykes vert sombre orientés 15, W70 à grain fin et qui semblent beaucoup plus frais que les premiers. L'analyse au microscope confirmera que la texture de diabase des seconds est préservée, alors que dans les premiers elle a disparu, pseudomorphosée par l'épidote et le quartz. Ces deux générations de dykes sont néanmoins porteuses de sulfures disséminés.

En contournant l'affleurement, j'ai observé dans le gabbro isotrope une lentille de limonite de grand axe 1m50, pour un petit axe d'environ 50cm. A son contact, le gabbro est fortement épidotisé. Ce type de structure est interprété comme un petit amas sulfuré oxydé.

Entre les points 18 et 32, les dykes constituent 90% de l'affleurement. Au point 44 existe une brèche magmatique spectaculaire où un matériel leucocrate riche en petits cubes de sulfures rouillés bréchifie à la fois les dykes et le gabbro encaissant. Les éléments de cette brèche montrent souvent des bordures réactionnelles légèrement plus claires que leurs coeurs qui témoignent d'une digestion par le jus leucocrate. A l'arrière de ce panneau de brèche magmatique se trouve une petite intrusion de plagiogranite d'environ 15m de rayon. Le matériel constituant l'intrusion est également chargé en sulfures rouillés accompagnés cette fois de mouches d'épidote. Au contact du gabbro encaissant, on observe une zone enrichie en épidote, sulfures et goethite large d'environ 50 cm. Cette zone est très semblable à celle décrite au point 32. Sa formation serait donc liée à des circulations hydrothermales localisées aux abords de cette petite intrusion légèrement tardive par rapport à l'encaissant gabbroïque.

Du gabbro isotrope intrudé par de rares dykes est présent du point 44 au point 47, au niveau duquel la brèche magmatique fait à nouveau son apparition. Celle-ci peut être suivie sur 800m. Ce niveau de brèche est donc particulièrement important et se situe non loin d'un couloir jalonné de massifs intrusifs tardifs qui sont au niveau du wadi Salahi essentiellement de nature plagiogranitique. Cette bréchification peut être provoquée soit par des jus différenciés génétiquement liés à la séquence plutonique sous-jacente, extraits par filtre-pressé (comme c'était le cas au point 7 de la coupe), soit par des liquides provenant des intrusions. Les deux types de plagiogranites étant identiques sur le terrain, c'est l'examen des lames minces qui a permis de trancher par



l'observation des textures en faveur de la première hypothèse. Les plagiogranites tardifs sont caractérisés par des textures granophyriques, alors que les plagiogranites de fin de différenciation possèdent des textures hypidiomorphes, légèrement fluidales. Les éléments constituant cette brèche sont des fragments de gabbros ou de diabase.

Au niveau de cette zone à brèches, on observe de nombreuses veines sur les bordures desquelles se développent des plagioclases et des amphiboles de taille centimétrique, en peigne. Le centre de ces veines est occupé par de l'épidote, de la prehnite, du quartz accompagné de sulfures. Ces veines représentent d'anciens filons magmatiques empruntés ultérieurement par les circulations hydrothermales. Les quelques dykes observés sont orientés en moyenne 25, W80.

2. Le complexe filonien s.s.

A partir du point 60, l'affleurement est constitué à 100% de dykes (Planche I, Photo 1). Les dykes ont en moyenne une orientation de 165, W60. On y observe de nombreuses veines de limonite se développant parallèlement aux épontes des dykes, tout comme au point 131 où les zones oxydées sont accompagnées par des dykes très fortement épidotisés.

Les stations 133, 137 et 138 sont remarquables par l'abondance des sulfures disséminés dans la matrice des dykes. Les zones à limonite sont présentes sur à peu près tout le reste de la coupe, ceci de façon très spectaculaire au point 142.

Au point 141, les dykes sont découpés en cubes de 50cm d'arête en moyenne, ceci par des veines d'un demi-centimètre de large constituées également de limonite (fig 17). L'observation en lame mince d'une telle zone oxydée révèle qu'il s'agit de diabase fortement chargée en oxydes de forme cubique représentant d'anciens sulfures oxydés. Entre ces veines, la diabase est porteuse de sulfures disséminés.

Ces observations suggèrent donc que les épontes des dykes représentent des circuits préférentiels de circulations des fluides mais que ces derniers pénètrent également de façon diffuse dans la masse des diabases. Des observations effectuées dans des massifs différents sont en faveur de cette hypothèse (NEHLIG et JUTEAU, soumis). La roche peut aussi localement éclater quand la pression fluide devient trop importante et les fluides minéralisants se propager à travers le dyke suivant des veines.

Le point 329 offre une autre illustration de ce phénomène. On observe en effet, à cet endroit, une lentille de silice teintée d'hématite et d'hydroxydes de fer épaisse de 50cm, dont le petit et le grand axe font environ respectivement 2 et 20m. Cette lentille est coincée entre deux dykes. Des veines se propagent à partir de cette lentille vers les dykes voisins.

Fig 16: Carte géologique du wadi Salahi accompagnée des stéréogrammes où figurent les orientations des dykes du complexe filonien (triangles pleins, T = dykes de plagiogranites), des dykes tardifs ou dykes 2 (triangles creux), des veines hydrothermales (astérisques, Q = veines de quartz, b = veines de limonite, sans annotation = veines de quartz + épidote + sulfures), des coulées de la base de la séquence volcanique (cercles pleins = coulées massives, cercles creux = laves en coussins) et des sédiments qui y sont intercalés. Légende de la carte: 1. séquence volcanique, 2. massifs intrusifs, 3. complexe filonien s.s., les zones riches en hydroxydes ont été soulignées en piqueté, 4. transition gabbros - complexe filonien, 5. gabbros isotropes, 6. brèche magmatique, 7. point d'observation, 8. limite d'affleurement, 9. contact géologique, 10. faille.

Des dykes tardifs ou dykes 2 ont été rencontrés le long de cette coupe. Je les ai distingués sur le terrain par leur patine vert clair, les dykes du complexe filonien étant beaucoup plus sombres, et par le fait qu'ils sont clairement sécants sur ces derniers. A priori, ces dykes semblent rares. Ils ont généralement un pendage Est mais leur direction est variable entre N10 et 130.

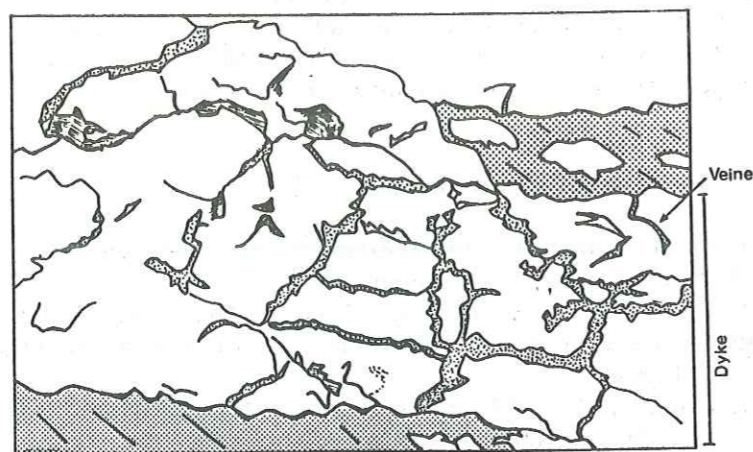


Fig 17: Détail d'un affleurement: dyke découpé par un réseau de veines chargées en limonite (figurées en pointillé). Epaisseur du dyke: 1m.

3. La transition complexe filonien - séquence volcanique

Au sommet du complexe filonien, les dykes ont tendance à être moins pentés. Leur orientation moyenne est 155, W40. J'ai étudié la transition complexe filonien-volcanites à deux endroits, au point 330 et au point 143.

Au point 330, le complexe filonien passe progressivement de 160, pendage Ouest à un pendage Est au contact des laves, ceci s'accompagnant d'une autobrêchification des épontes des dykes. A cet endroit, cette transition s'accompagne du développement important de veines chargées en limonite entre les dykes mais aussi à la périphérie des coussins.

Au point 143, on observe progressivement l'apparition de vésicules dans la matrice des dykes, puis de hyaloclastites à leurs épontes et, dans les 50cm sus-jacents, les formes lobées des laves en coussins font leur apparition. Remarquons que cette transition est à ces deux endroits très brutale puisqu'elle se fait en l'espace de 2 ou 3m au maximum, en accord avec les observations de PALLISTER (1981).

La transition dykes-laves dans le Nord du secteur cartographié est également brutale et chargée de veines de limonite.

La zone à dykes à écrans de coussins, dont fait mention LYDON (1984) dans son modèle de convection hydrothermale reposant sur des observations faites dans l'ophiolite du Troodos de Chypre, n'a pas été observée au niveau du bloc de Salahi. L'alimentation progressive des coulées se fait par le biais de dykes espacés visibles surtout dans la partie inférieure de la séquence volcanique. Localement on y observe des concentrations de dykes sous forme d'essaims, mais le volume de dykes reste toujours nettement inférieur à celui des laves.

4. Conclusion

Les observations récoltées le long de cette coupe permettent de reconstituer la géométrie du complexe filonien au niveau du wadi Salahi (fig18).

Celui-ci s'enracine dans le toit de la chambre magmatique représenté par les gabbros isotropes qui n'affleurent plus au niveau de la coupe que sous forme d'écrans entre les dykes et par les roches différenciées qui brêchifient les gabbros et la base des dykes. L'orientation moyenne du complexe filonien est au niveau du wadi Salahi 160, W60. Des dykes tardifs relativement peu nombreux ont été observés recoupant clairement le complexe filonien.

Le passage complexe filonien - séquence volcanique se fait dans ce secteur de manière brutale, en l'espace de quelques mètres.

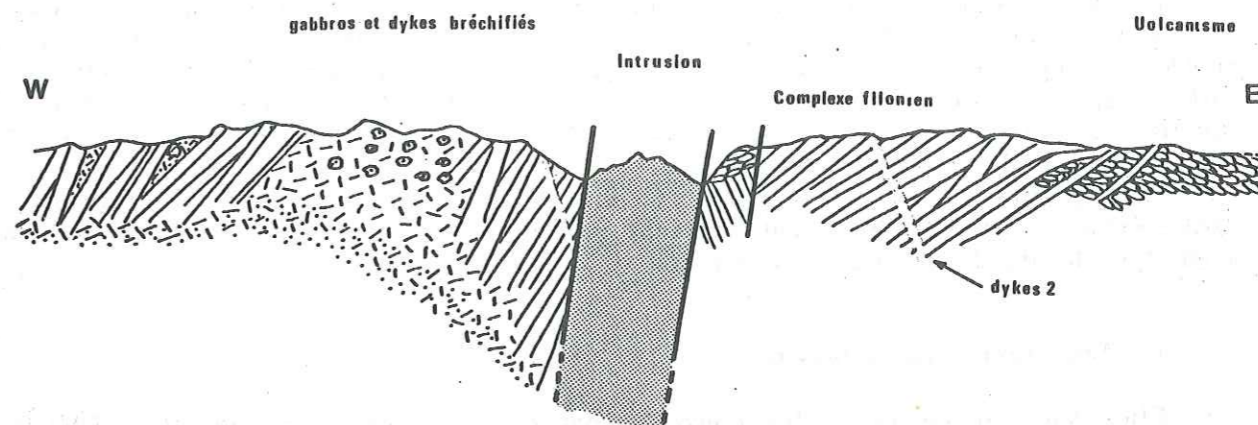


Fig 18: Coupe récapitulative des observations effectuées au niveau du wadi Salahi

Les fluides hydrothermaux circulent au niveau du complexe filonien préférentiellement aux joints des dykes ou bien se concentrent dans certains dykes ou panneaux de dykes. A la base du complexe filonien, ces fluides suivent les contacts intrusifs ou bien réempruntent d'anciens filonnets magmatiques. L'interface complexe filonien - laves semble également être un horizon favorable à leur concentration.

II - STRATIGRAPHIE VOLCANIQUE

La cartographie détaillée de la séquence volcanique du bloc de Salahi a permis d'y mettre en évidence trois épisodes volcaniques:

- le volcanisme 1 (V1) génétiquement lié au complexe filonien et de ce fait à la séquence plutonique principale de l'ophiolite
- le volcanisme 2 (V2) lié à un cortège de massifs intrusifs sécants sur la séquence plutonique principale
- le volcanisme 3 (V3) nettement moins important du point de vue volumique que les précédents et séparé du volcanisme 2 par un niveau sédimentaire de 15m d'épaisseur comportant des termes pélagiques.

L'étude de la séquence volcanique se développant au niveau du bloc de Sarami montre que celle observée dans le bloc de Salahi comporte une grande partie des faciès décrits jusqu'à présent dans la séquence volcanique de l'ophiolite par

ALABASTER (1982) et BEURRIER (1987). En effet, seuls les termes très évolués (dacitiques et rhyolitiques) des épisodes postérieurs à l'accrétion et l'unité à clinopyroxènes n'ont pas été rencontrés au niveau de ce secteur.

A - LE VOLCANISME 1

Cet épisode est alimenté par le complexe filonien au-dessus duquel il repose. Son épaisseur varie dans ce secteur entre 1 et 1.6 km excepté dans le Nord où elle est nettement plus faible.

Il est constitué de laves en coussins intercalées à des coulées massives prismées. Ces deux types de coulées ont une patine brune caractéristique liée à l'abondance des oxydes de fer dans la masse de ces laves. L'ensemble est recoupé à angle faible par des sills verts peu épais (50-80cm) et perpendiculairement par des dykes d'épaisseur supérieure au mètre. Ces deux types de structures représentent les conduits d'alimentation des coulées sus-jacentes.

Cet épisode correspond à l'unité Geotimes d'ALABASTER et à l'épisode SV1 de BEURRIER. Ce volcanisme étant alimenté par un complexe filonien, il s'agit clairement d'un épisode lié à une phase d'accrétion.

1. Les laves en coussins

Elles sont fréquentes et les coussins sont en bon état de conservation (Planche I, Photo 2). En coupe, ils présentent généralement une forme ellipsoïdale et sont de taille importante, le grand axe dépassant souvent le mètre pour un petit axe voisin de 80 cm. Ces coussins sont très souvent munis à leur base d'un pédoncule soulignant la polarité normale de la série.

Les vésicules sont abondantes notamment à la périphérie des coussins et leur taille dépasse souvent le centimètre. L'épidote en fibres radiales est le minéral secondaire dominant en remplissage de ces vésicules.

Des hyaloclastites sont présentes à la périphérie des coussins. Elles sont peu abondantes, l'enveloppe de hyaloclastites dépassant rarement les 15 cm d'épaisseur, et très souvent accompagnées de jaspes rouges hématitisés et riches en épidote. Celle-ci se développe généralement à la périphérie du rod de jaspe au contact du basalte ou des hyaloclastites. Les jaspes rouges se développent également dans les fractures radiales des coussins et peuvent quand ils deviennent abondants détruire la géométrie initiale du coussin. Ceci a été observé à la base du chapeau de fer de Zuha, sous une lentille de sédiments métallifères.

2. Les coulées massives

Celles-ci sont volumétriquement moins abondantes que les laves en coussins et il est rare d'observer l'association de plusieurs coulées massives sans intercalation de laves en coussins. Leur taille varie entre la dizaine de centimètre et environ deux mètres. Elles présentent des bordures figées qui se moulent aux coussins sous-jacents et se distinguent donc des sills non seulement par la présence à leur base et à leur sommet de hyaloclastites mais aussi par des bordures plus lobées.

Il n'est pas rare d'observer la transformation d'une coulée massive en coussins, celle-ci s'accompagnant du développement de fines coulées de quelques centimètres d'épaisseur et d'extension métrique, reposant sur des lits de hyaloclastites. Des épaisseurs importantes de hyaloclastites ont également été observées au front de certaines coulées massives. Dans ce cas, elles sont mêlées à des fragments de laves aux contours lobés dont la taille peut dépasser le mètre. Au Sud du chapeau de fer de Zuha

une épaisseur de 7m de hyaloclastites a été observée au dessous d'une coulée massive d'épaisseur métrique.

Il n'a pas été possible de mettre en évidence de cycles volcaniques tels ceux décrits à l'axe des dorsales actuelles (BALLARD *et al.*, 1979; MAC DONALD, 1982). Un tel cycle est, en effet, caractérisé à son début par des émissions volumineuses et devrait donc se marquer sur le terrain par un niveau repère riche en coulées massives. Cette phase est suivie par un épisode généralement plus long où les décharges de magmas sont moins importantes et se font alors sous la forme de laves en coussins. Aucun niveau particulièrement riche en coulées massives n'a été observé dans cette première unité volcanique.

B - LE VOLCANISME 2

J'ai dans un premier temps regroupé dans cet épisode volcanique les unités de Lasail, de Alley et l'unité à clinopyroxènes ou SV2A et B distingués dans les travaux antérieurs. Ce choix a été déterminé par les faits suivants. Chacune de ces unités représente un événement volcanique postérieur à l'accrétion et possède une caractéristique géochimique commune qui est leur pauvreté en éléments incompatibles (ALABASTER, 1982; BEURRIER, 1987). Les observations de terrain présentées dans les paragraphes suivants suggèrent que ces unités appartiennent effectivement à un unique épisode volcanique.

1. Le volcanisme 2 au niveau du complexe de Mahab (bloc de Sarami)

Dans le modèle géotectonique de ALABASTER (1982) le secteur de Salahi se situe entre deux seamounts et ne possède donc pas a priori de séquence volcanique complète comportant notamment des témoins de l'unité de Lasail. Pour cette raison, le volcanisme 2 a dans un premier temps été étudié au niveau du complexe de Mahab, situé dans le bloc de Sarami directement au Sud de celui de Salahi (fig 7). A cet endroit, ALABASTER (1982) a établi une de ses coupes de référence (coupe du wadi Mahmum, fig 19).

J'ai effectué une coupe dans ce wadi et y ai observé, ainsi que le décrit l'auteur britannique, au-dessus de l'unité Geotimes une série de laves de teinte verte en petits coussins et coulées massives. L'ensemble est parcouru de nombreux sills nourriciers à patine brun sombre (Planche I, Photo 3). Ce faciès volcanique correspond aux termes basiques de l'unité de Lasail.

A proximité de ces affleurements, se trouve un ensemble de massifs intrusifs constitués d'une part de wehrlites associées à des gabbros et d'autre part des massifs de plagiogranites (Planche I, Photo 4). Ces massifs sont intrusifs dans les laves du volcanisme 1.

Les masses de wehrlites et de gabbros, et également le volcanisme 1, sont recoupées par des sills leucocrates à patine rousse, dont l'épaisseur peut dépasser les deux mètres. Ces sills prismés sont vraisemblablement les équivalents des sills andésitiques constituant les "cones-sheets" de la mine de Lasail (cf. chapitre 1, paragraphe A).

Les sills recoupant les wehrlites, les gabbros et le volcanisme 1 présentent des pendages Ouest alors que ceux observés dans l'unité de Lasail ont des pendages Est. L'azimut N130 reste cependant constant pour les deux types de sills (fig 20).

ALABASTER (1982) cite dans sa coupe la présence à l'interface Geotimes-Lasail d'un ensemble de laves dites "transitionnelles" possédant des caractères propres aux deux unités (Geotimes et Lasail). Cet auteur décrit à la base de cet ensemble un horizon

basaltique, présentant un aspect tacheté lié à la présence d'aggrégats chloriteux. Cet horizon particulier n'a pas été rencontré dans le wadi Mahmum où j'ai effectué ma coupe.

Au-dessus de l'unité de Lasail, j'ai observé un ensemble de laves caractérisées par des coussins très vésiculaires associés à quelques coulées, l'ensemble présentant une teinte verte et/ou jaune. Cette patine colorée est visiblement liée au développement de produits secondaires dans la matrice des laves. Les larges vésicules de ces coulées sont par ailleurs occupées par des zéolites fibroradiées. Ce faciès ressemble à l'unité de Alley de ALABASTER.

Ni faciès différencié rhyolitique, ni unité à clinopyroxènes n'ont été rencontrés au niveau du bloc de Sarami.

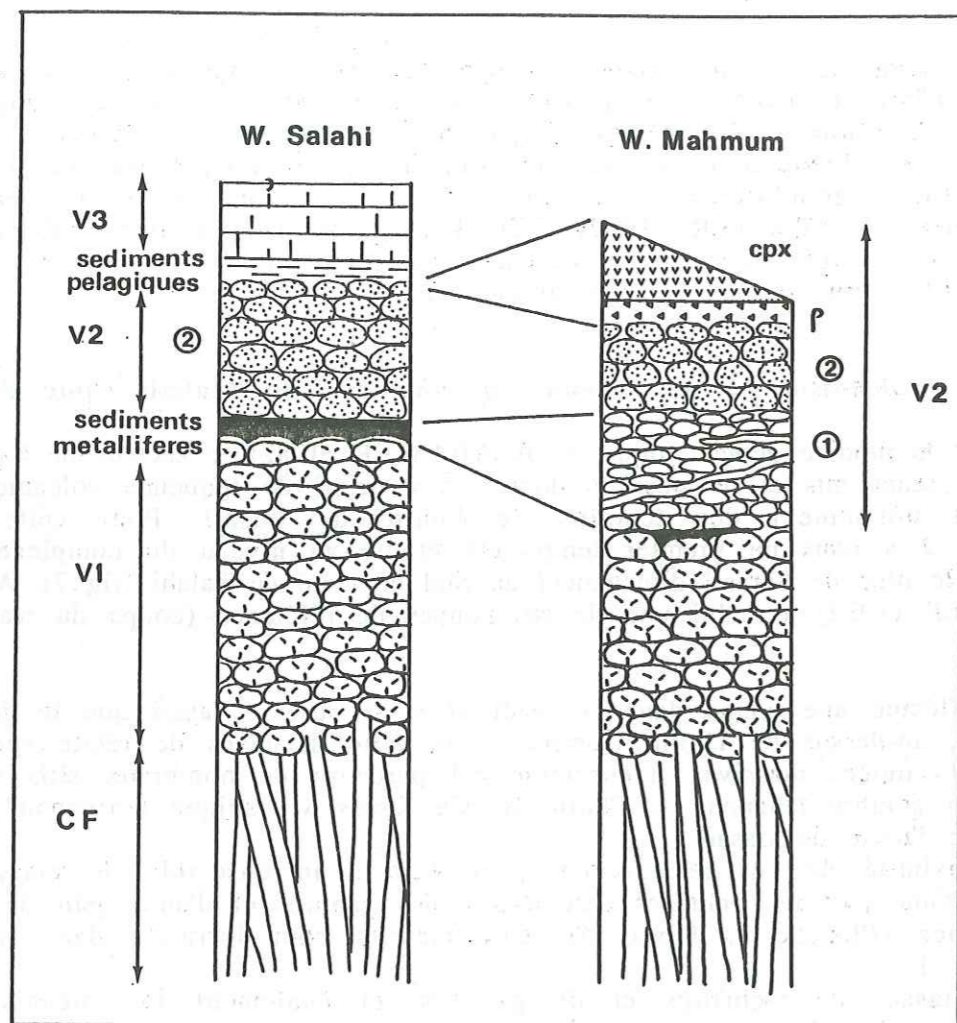


Fig 19: colonnes lithologiques des faciès volcaniques rencontrés au niveau du wadi Salahi (bloc de Salahi) et du wadi Mahmum (bloc de Sarami, complexe de Mahab) d'après ALABASTER (1982). CF: complexe filonien, V1: unité Geotimes ou volcanisme 1, V2, 1. unité de Lasail, 2. unité de Alley, V2, rhyolites, V2, cpx. unité à clinopyroxènes, V3: unité de Salahi.

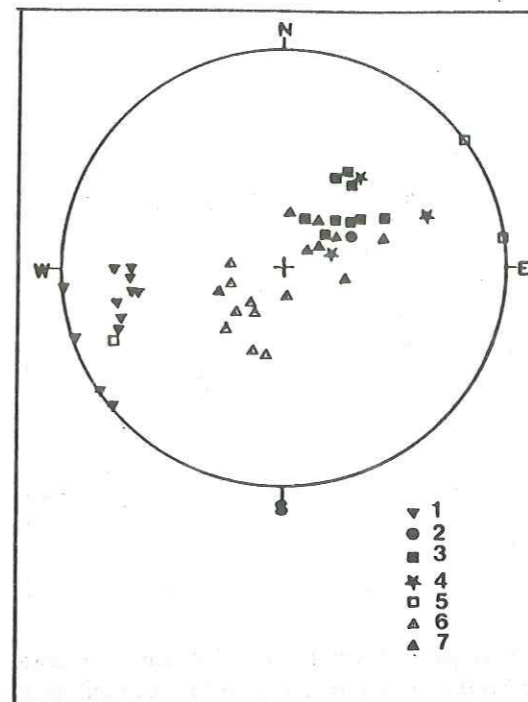


Fig 20: Mesures d'orientation prises au niveau du wadi Mahmum. 1. dykes du complexe filonien, 2. coulées de l'unité Geotimes ou volcanisme 1, 3. coulées de l'unité de Lasail (futur volcanisme 2), 4. sédiments métallifères intercalés dans le volcanisme 1, 5. dykes tardifs ou dykes 2, 6. sills sécants sur les intrusions et le volcanisme 1, 7. sills alimentant les coulées de l'unité de Lasail.

2. Le volcanisme 2 au niveau du bloc de Salahi

Les premières émissions du volcanisme 2

Dans la région s'étendant entre le wadi Salahi et le wadi Forestaffleure un certain nombre de massifs intrusifs de même nature que ceux observés à Mahab (fig 14, Planche II, Photo 1). Ceux-ci jalonnent un couloir de faille orienté en N150 et recoupent le complexe filonien, pour se développer entre les wadi Forest et Hilti, à l'interface complexe filonien - volcanisme 1.

Au Sud du wadi Salahi, il s'agit essentiellement de plagiogranites à coeur de gabbro et de wehrilite, au Sud du wadi Forest, il s'agit de gabbros à coeur de wehrilite mais des filons de plagiogranites ont été observés à proximité recoupant le complexe filonien. Jusqu'à présent, seuls les massifs de plagiogranites aux abords du wadi Salahi avaient été cartographiés par l'équipe anglaise de l'Open University.

Le massif gabbroïque au Sud du wadi Forest présente la particularité d'être recoupé par des sills orientés en moyenne 130,W25 (fig 21). Ceux-ci peuvent être suivis dans le volcanisme 1, à l'Est de l'intrusion, et viennent alimenter un ensemble de coulées affleurant au niveau de petites collines au Sud de l'intrusion et à l'Est de l'unité Géotimes (fig 22).

Les laves constituant ces petites collines présentent les caractéristiques des coulées de l'unité de Lasail observées dans le wadi Mahmum. Les coussins sont de petite taille (20-30cm), très peu vésiculaires. On y distingue des aggrégats de minéraux ferromagnésiens (olivines et clinopyroxènes) dans une matrice aphanitique verte. Les espaces inter-coussins sont occupés par des hyaloclastites schisto-chloriteuses accompagnées localement de jaspes roses à épidotes. Au niveau du wadi Forest, les coulées massives sont très peu développées. On observe tout comme dans le wadi Mahmum, de nombreux sills à patine brun sombre recoupant les laves en coussins et les petites coulées massives (Planche II, Photo 2 et 3).

01 SEP. 2003

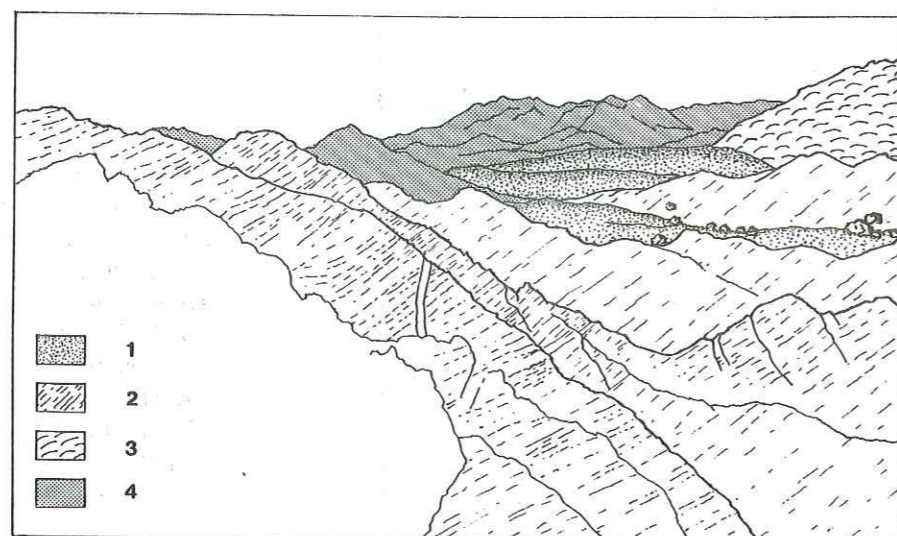


Fig 21: Panorama tourné vers le Nord présentant au premier plan le massif gabbroïque affleurant au Sud du wadi Forest (se référer à la carte géologique de la figure 14) recoupé par des sills (figuré 2). Au second plan apparaissent les coulées du volcanisme 1 (figuré 3) et les dykes du complexe filonien (figuré 4). Les terrasses alluviales du wadi Forest sont représentées par le figuré 1.

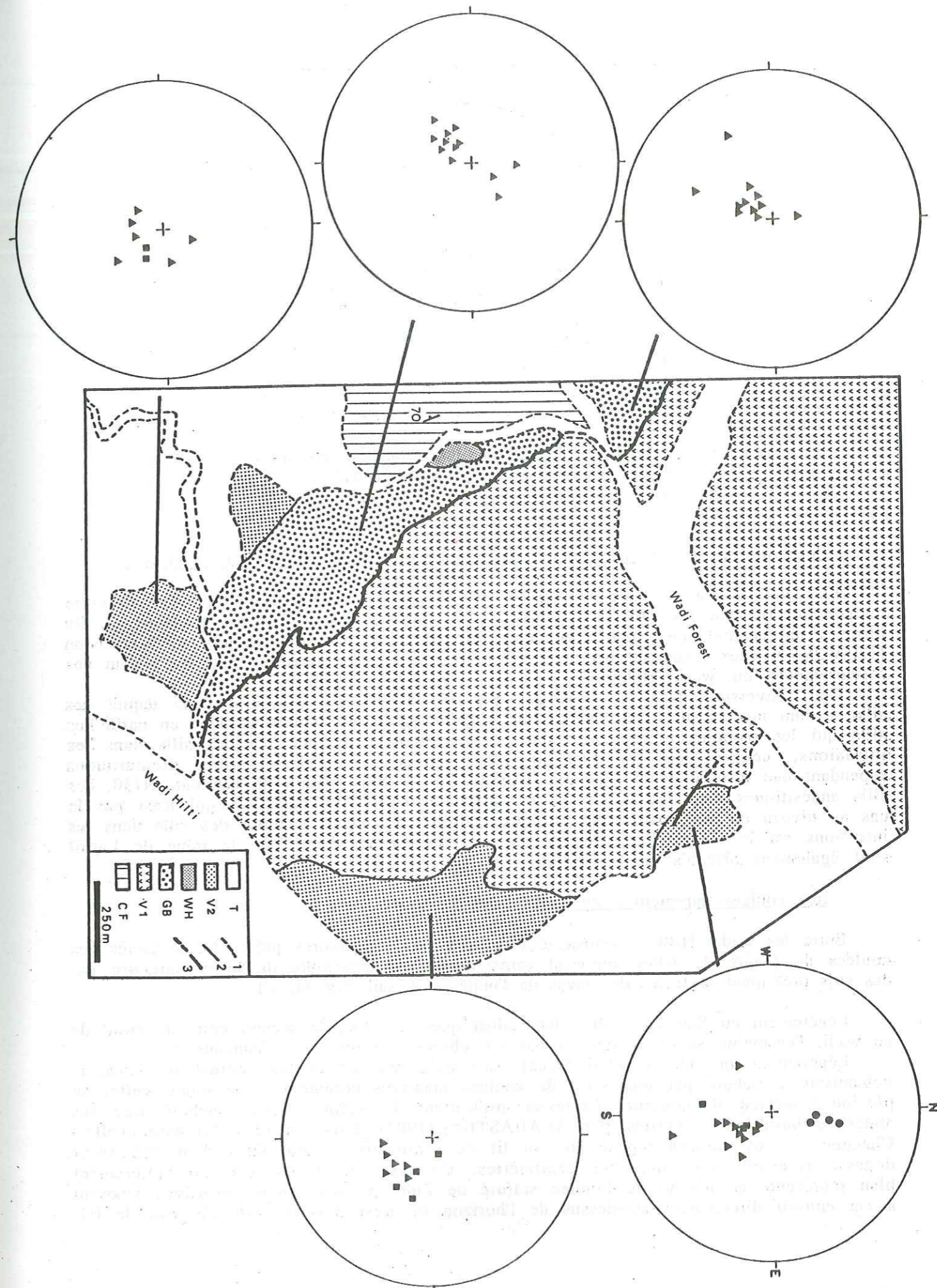
L'examen de la zone située entre les wadis Salahi et Forest révèle d'autres affleurements de ce type de laves au-dessus du volcanisme 1 (fig 14, Planche II, Photo 4). Les orientations des sills à ces endroits sont en accord avec celles des zones méridionales (fig 23).

Un ensemble de laves qui s'apparente aux termes basiques de l'unité de Lasail affleure ainsi au-dessus du volcanisme 1, ceci entre les wadis Salahi et Hilti. Ce type de coulées constitue localement les premiers 300m du volcanisme 2 (fig 24, C).

Cet ensemble n'est pas automatiquement situé stratigraphiquement au-dessus du volcanisme 1. On observe ce type de coulées (ou sills?) à l'Ouest et donc semblerait-il sous des affleurements de volcanisme 1, tout le long du couloir de failles, du Sud des affleurements de plagiogranites au wadi Hilti.

La présence de termes s'apparentant à ceux de l'unité de Lasail au niveau du bloc de Salahi (secteur qualifié d'"inter-seamount") suggère que la subdivision de la séquence volcanique de l'ophiolite de Semail en zones de type "seamount" et "inter-seamount" proposée par ALABASTER *et al.* (1982), (fig 8), repose sur des observations de terrain incomplètes. Il est vraisemblable qu'il n'existe pas de discontinuité aussi marquée dans la séquence volcanique mise en place après l'accrétion. Les observations présentées dans les paragraphes suivants conforteront cette idée.

Fig 22: Carte géologique du secteur wadi Forest - wadi Hilti où ont été figurés les stéréogrammes illustrant les orientations des sills (triangles) recoupant le massif gabbroïque et les coulées du volcanisme 1 (cercles) et alimentant les coulées de la base du volcanisme 2 (carrés). Légende de la carte: T. terrasses alluviales et fonds de wadis, V2. volcanisme 2, WH. wherlite, GB. gabbro, V1. volcanisme 1, CF. complexe filonien.



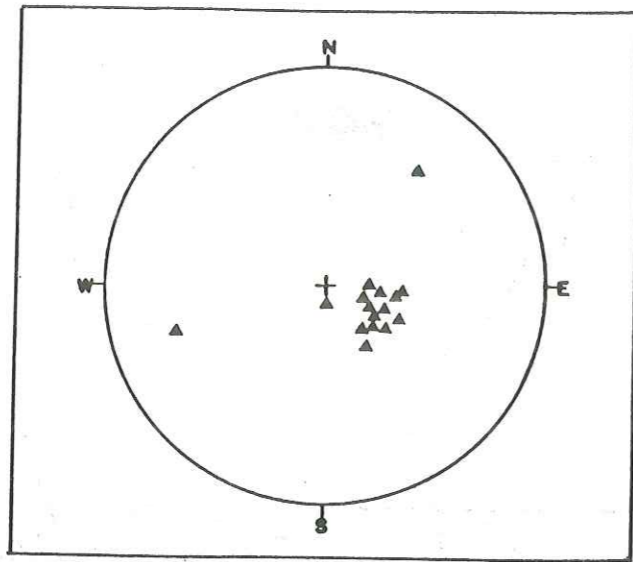


Fig 23: Orientation des sills dans les volcanites de la base du volcanisme 2 au niveau d'affleurements situés entre les wadis Salahi et Forest (points c sur la carte figure 14).

Structure du massif gabbroïque affleurant entre les wadis Forest et Hilti

Le détail de la structure du massif gabbroïque est donné figure 22. La structure en cône décrite par les sills andésitiques de la mine de Lasail n'est pas évidente ici. On observe uniquement une opposition entre les pendages des sills sécants sur l'intrusion (120,W25) et ceux recoupant les laves (60,E30) comme cela avait été noté au niveau des affleurements du wadi Mahmum.

Cette inversion dans les pendages est liée au niveau structural dans lequel ces sills se sont mis en place: si l'on bascule à l'horizontale les coulées et donc en partie les sills qui les parcourent, ceci provoque le redressement du pendage des sills dans les intrusions, ceux-ci se transformant alors en dykes d'alimentation. Remarquons cependant que dans le wadi Mahmum (fig 20), on a conservation de l'azimut, N130, des sills andésitiques dans les whrlites aux sills nourriciers des laves, ce qui n'est pas le cas au niveau du wadi Hilti. A ces deux endroits cependant, l'azimut des sills dans les intrusions est le même. Par ailleurs, les sills des "cones-sheets" de la mine de Lasail sont également orientés en N120-140.

Les coulées supérieures du volcanisme 2

Entre les wadis Hilti et Forest, des coulées très vésiculaires présentant le faciès des coulées de l'unité de Alley reposent directement sur l'ensemble de laves parcouru par des sills présentant le faciès des laves de l'unité de Lasail (fig 24, C).

Légèrement au Sud du wadi Salahi, ainsi que dans tout le secteur carté au Nord de ce wadi, l'ensemble sills-coussins n'a pas été observé au toit du volcanisme 1.

Légèrement au Sud du wadi Salahi ainsi qu'à l'Est de l'indice sulfuré de Zuha, le volcanisme 2 débute par une série de coulées massives columnaires de teinte verte, de plusieurs mètres d'épaisseur. Celles-ci présentent le même aspect tacheté que les andésites basaltiques décrites par ALABASTER (1982) dans les séries transitionnelles. Chacune de ces coulées repose sur un lit de sédiments métallifères dont l'épaisseur dépasse rarement les cinquante centimètres. Ce type de faciès est particulièrement bien représenté au niveau de l'indice sulfuré de Zuha où les coulées massives reposent à cet endroit directement au-dessus de l'horizon où s'est développé le chapeau de fer.

Sur ces coulées j'ai observé des laves vésiculaires (fig 24, B).

Entre le chapeau de fer et le wadi Salahi ainsi que dans toute la partie Nord du secteur cartographié, les laves vésiculaires représentent les premières émissions du volcanisme 2. Elles sont séparées du volcanisme 1 par un (au Sud-Est de Zuha) ou plusieurs niveaux de sédiments métallifères (Nord du secteur cartographié) d'épaisseur supérieure au mètre (fig 24, A).

L'ensemble volcanique constitué de laves vésiculaires représente au niveau du bloc de Salahi la majeure partie des affleurements de volcanisme 2 (fig 24, A, B et C). Il s'étend en effet sur 800 à 1000m d'épaisseur. Cet ensemble est constitué d'une part de laves en coussins hautement vésiculaires (les vésicules dépassent souvent les cinq centimètres, Planche III, photo 1) et d'autre part de coulées massives dont l'épaisseur varie entre la dizaine de centimètres et deux ou trois mètres. Ces coulées peuvent être vésiculaires, les vésicules étant alors concentrées aux bordures des coulées, mais surtout elles conservent quelle que soit leur épaisseur, une texture aphanitique.

Les vésicules sont occupées par des zéolites comme celles des coulées du faciès équivalent dans le wadi Mahmum. Ces laves présentent une intense coloration très caractéristique en vert ou en jaune liée au développement dans la masse des coulées de phases secondaires.

La taille des coussins est variable: la longueur du grand axe oscille entre .5 et 1m et celle du petit axe entre .20 et .80m (Planche III, Photo 1).

Un faciès particulier a été observé au sommet de cet ensemble de coulées vésiculaires. Il s'agit de laves en coussins à phénocristaux de plagioclases, très diaclasées (fig 24, B, Planche III, Photo 2). L'équivalent massif a été observé dans le Nord du secteur étudié toujours au sommet du volcanisme 2 (fig 24, A). Il s'agit de coulées massives prismatiques à texture doléritique, dont l'épaisseur dépasse les cinq mètres. Chaque prisme présente une auréole d'oxydation rougeâtre ainsi que des plages vertes identiques à celles des coulées vésiculaires.

Ces coulées massives reposent sur des laves en coussins dans la matrice desquelles on distingue, comme dans les coussins et les sills décrits à la base du volcanisme 2 (faciès "unité de Lasail"), des agrégats de minéraux ferromagnésiens (olivines et clinopyroxènes). Les coulées massives sont par ailleurs recoupées par des dykes qui s'enracinent dans les coussins sous-jacents. Les laves en coussins à olivines et clinopyroxènes présentent à ce niveau les mêmes placages secondaires verts et jaunes caractéristiques des laves vésiculaires (faciès "unité de Alley"). Sous ces laves en coussins affleurent d'ailleurs, des coulées vésiculaires (fig 24, A).

Il s'avère ainsi que l'on a, reposant sur des laves vésiculaires présentant le faciès de l'unité de Alley, des termes présentant le faciès de l'unité de Lasail. L'unité de Alley est interprétée par ALABASTER (1982) comme se mettant en place après l'unité de Lasail. Le fait que l'on trouve des coulées, présentant le faciès de l'unité interprétée comme la plus précoce, intercalées entre des coulées de l'unité interprétée comme la plus tardive, suggère que ces deux unités font partie d'un même épisode volcanique. La distinction entre ces deux unités et l'attribution de leur mise en place à des contextes géotectoniques différents (unité de Lasail: volcanisme de type seamount et unité de Alley associée à des zones de fractures) est donc superflue. L'étude minéralogique et géochimique confirmera que ces deux types de faciès volcaniques appartiennent effectivement à une même série volcanique.

La présence de dykes sécants sur les coulées massives riches en plagioclases et s'enracinant dans les coussins sous-jacents présentant le faciès des laves de l'unité de Lasail suggère que les premières se sont mises en place alors que les secondes n'étaient pas encore totalement consolidées.

L'unité à clinopyroxènes n'a pas été observée au niveau du bloc de Salahi mais des dykes ou petites intrusions de picrite basaltique ont été rencontrés à trois endroits différents entre les wadis Salahi et Hilti (fig 13 et 24, B). Deux de ces affleurement

avaient déjà été cartographiés par l'équipe anglaise de l'Open University. Le troisième non encore repéré est volumétriquement le plus important. Il est constitué de cinq monticules répartis sur une distance de 2.5km environ. Ces picrites basaltiques recourent la base du volcanisme 2 (Planche III, Photo 3) alors que les autres affleurent au sommet de cet épisode.

Au niveau de ces trois affleurements, les intrusions ont une forme ellipsoïdale et sont allongées en NW-SE. Des mégacristaux d'olivines pluricentimétriques en voie de serpentinisation et de petits grains de spinelles sont visibles dans la mésostase vitreuse de ces roches. On verra dans le chapitre suivant que ces picrites basaltiques présentent sur le plan minéralogique des analogies avec certains termes primitifs du volcanisme 2, c'est la raison pour laquelle je les intègre dès à présent dans cet épisode volcanique.

Les termes différenciés rhyolitiques associés aux unités postérieures à l'accrétion n'ont pas été rencontrés dans le secteur étudié. Ils ont cependant été échantillonnés dans le wadi Jizi à proximité de la mine de Lasail (fig 7) dans le but d'être étudiés du point de vue géochimique.

3. Redéfinition du volcanisme 2 de la séquence extrusive de l'ophiolite de Semail à partir des observations effectuées dans les blocs de Salahi et de Sarami

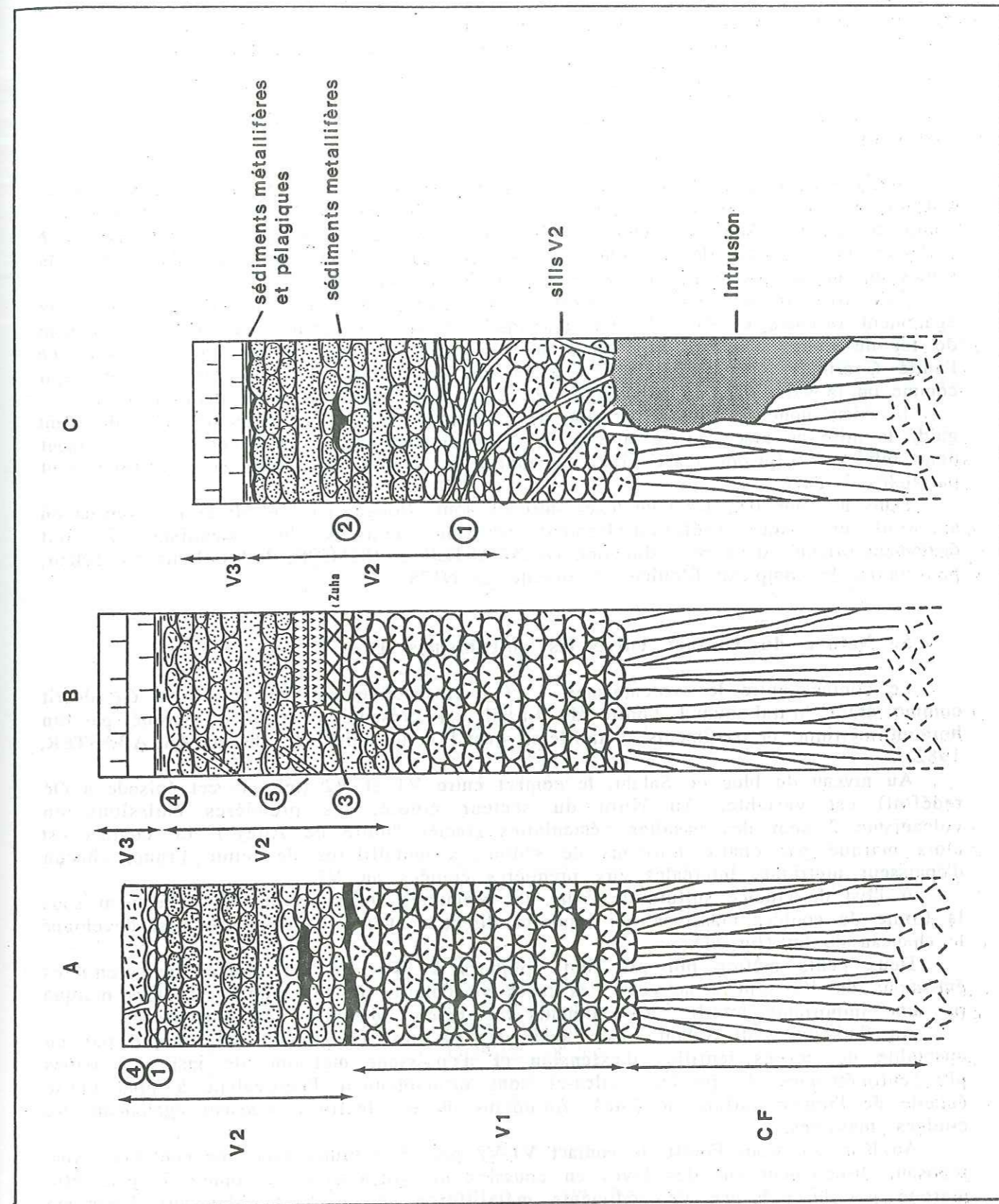
L'ensemble des informations récoltées sur la séquence extrusive de l'ophiolite de Semail au niveau du bloc de Salahi ont été résumées sur les colonnes lithostratigraphiques, figure 24. Des différences importantes apparaissent au niveau du volcanisme 2 entre ces coupes et celle proposée pour le même secteur par ALABASTER (1982), (fig 19). Ces observations ainsi que celles effectuées dans le bloc de Sarami permettent de proposer une nouvelle définition de cet épisode. Cette définition peut être étendue à l'ensemble de la séquence extrusive de l'ophiolite, les descriptions d'ALABASTER suggérant une récurrence des mêmes faciès dans toute la partie septentrionale de la nappe.

Le volcanisme 2 dont l'épaisseur oscille entre 800 et 1300m à la hauteur du bloc de Salahi est constitué d'un ensemble de laves comportant plusieurs faciès.

Les premières manifestations de cet épisode ont lieu sous la forme de laves en coussins et de petites coulées parcourues de nombreux sills (faciès "unité de Lasail"). Ce faciès est bien exprimé à proximité de massifs intrusifs de composition wehrlitique à plagiogranitique à partir desquels il est émis. Son alimentation se fait par le biais d'un complexe de sills qui s'enracine dans ces intrusions différenciées. Aux endroits où ce type de laves ne s'épanche pas se déposent des sédiments métallifères ou bien se développent des minéralisations sulfurées du type de celles associées à l'indice de Zuha. On verra dans un paragraphe ultérieur que le développement de Zuha est lié à un contexte structural particulier (présence d'un réseau de failles).

Fig 24: Colonnes lithostratigraphiques illustrant la répartition des faciès volcaniques au niveau de la séquence extrusive du bloc de Salahi. Pour la localisation de ces colonnes se référer à la carte géologique, figure 14. CF. complexe filonien, V1. volcanisme 1, V2. volcanisme 2, V3. volcanisme 3.

Dans le volcanisme 2: 1. coulées microporphyriques en olivines et clinopyroxènes constituées de petits coussins ou de petites coulées massives de teinte verte, parcourues par des sills à patine brun sombre, 2. coussins et coulées massives vésiculaires de teinte verte à aspect tacheté reposant sur le chapeau de fer de l'indice sulfuré de Zuha, 4. coulées massives ou coussins à texture respectivement doléritique ou porphyrique en plagioclases, 5. dykes de picrite basaltique intrusifs dans la partie inférieure ou supérieure du volcanisme 2.



Les émissions suivantes se font sous la forme de coulées massives columnaires (faciès "laves transitionnelles") ou de coulées vésiculaires (faciès "unité de Alley").

Des coulées riches en plagioclases (coulées massives et laves en coussins) apparaissent localement au sommet du volcanisme 2 accompagnées par endroits de récurrences des faciès caractérisant les premières émissions de cet épisode.

Le volcanisme 2 est parcouru par des dykes picritiques d'orientation NW-SE.

4. Contrôle structural exercé dans le mode de mise en place du volcanisme 2

Entre le wadi Salahi et le wadi Hilti, la mise en place des intrusions alimentant le volcanisme 2 est contrôlée par un couloir de failles orienté en N150. Il se trouve que le complexe filonien dans ce secteur est lui même orienté en N160, direction assimilée à celle de la paléo-dorsale et donc une des directions de faiblesse principale dans la croûte océanique construite au cours de l'épisode d'accrétion.

Les sills recoupant les intrusions, ainsi que les dykes picritiques, sont eux également orientés en NW-SE. On remarquera également qu'au Sud-Ouest du chapeau de fer de Zuha, il existe un "bras" de volcanisme 2 qui affleure entre les laves de l'unité Geotimes. Une faille en N140, jalonne la bordure Est de cette structure qui comme on le verra dans le paragraphe III, C, 2 a été assimilée à un petit graben.

Il existe donc au niveau du bloc de Salahi, des indices de structures NW-SE ayant guidé la mise en place du volcanisme 2. Celles-ci sont antérieures à cet épisode, et sont donc reliées à l'épisode d'accrétion. Au niveau du massif de Salahi, ces structures sont parallèles à l'axe.

Dans le wadi Jizi, les complexes intrusifs sont allongés en NW-SE et les grabens où se sont épanchées préférentiellement certaines coulées du volcanisme 2 sont également orientés dans cette direction (ALABASTER et PEARCE, 1985). Dans ce secteur, par contre, le complexe filonien est orienté en N175.

5. Nature du contact entre les volcanismes 1 et 2

Le contact entre les volcanismes 1 et 2 (respectivement V1 et V2) a été décrit comme étant brutal quand l'unité de Lasail est présente et comme marqué par un horizon métrique de sédiments métallifères quand cette unité est absente (ALABASTER, 1982).

Au niveau du bloc de Salahi, le contact entre V1 et V2 (tel que cet épisode a été redéfini) est variable. Au Nord du secteur étudié, les premières émissions du volcanisme 2 sont des basaltes vésiculaires (faciès "unité de Alley"). Le contact est alors marqué par quatre horizons de sédiments métallifères de teinte brune, chacun d'épaisseur métrique, intercalés aux premières coulées du V2.

A l'Est de l'indice sulfuré de Zuha, les premières émissions du V2 s'effectuent sous la forme de coulées massives qui reposent directement sur l'horizon où s'est développé le chapeau de fer (fig 31).

Deux cents mètres plus au Sud, toujours à l'Est de cet indice, les premières émissions du V2 sont à nouveau des laves vésiculaires et le contact est alors marqué par une importante lentille de sédiments métallifères d'environ 2m d'épaisseur.

Au Sud du wadi Salahi, juste avant les picrites, ce contact est marqué par un ensemble de petites lentilles d'extension et d'épaisseur métrique de jaspes à cubes pluricentimétriques de pyrite. Celles-ci sont probablement l'équivalent à plus petite échelle de l'indice sulfuré de Zuha. Au-dessus de ces lentilles reposent également des coulées massives.

Au Nord du wadi Forest, le contact V1-V2 peut être brutal avec une coulée massive reposant directement sur des laves en coussins du volcanisme 1, comme il peut être marqué par la présence de sédiments métallifères venant s'intercaler aux laves en coussins parcourues de sills de la base du volcanisme 2. Ces lentilles de sédiments ont néanmoins une extension moins importante que celles se développant au Sud-Est du

chapeau de fer (épaisseur maximale:1m).

Au Sud du wadi Forest, au niveau des complexes intrusifs, le contact V1-V2 est exempt de sédiments. Par contre, il peut être faillé (fig 22), avec développement alors de brèches de faille (présence de fragments de laves découpés en poissons tectoniques, Planche IV, Photo 1), brèche qui s'étend sur à peu près 2m d'épaisseur. Cette brèche est parcourue par de nombreux filonnets à limonite issue de l'oxydation de sulfures.

Elle est relayée vers le Sud, par un autre type de brèche identifiée comme une brèche de talus. Celle-ci se développe sur une épaisseur de 3m environ. Cette brèche est constituée de fragments de basaltes du volcanisme 1 dont la taille peut atteindre les 20cm, enrobés dans une matrice constituée de hyaloclastites à débit schisteux mais aussi de fragments de basaltes aux contours lobés de taille centimétrique (Planche IV, Photo 2 et 3). Les fragments les plus importants présentent des bordures figées soulignées par des vésicules. Cette brèche présente des analogies avec les brèches se développant au front des coulées du volcanisme 1 décrites au début du chapitre. Elle en diffère par le développement diffus de structures tectoniques en poissons. Cette zone est, par ailleurs, parcourue de nombreuses veines de jaspes rouges à sulfures et epidote.

Environ 300m plus au Sud, on observe le contact direct entre les deux volcanismes, ce qui n'était pas le cas précédemment, un petit talweg séparant la brèche du volcanisme 2. A ce niveau se développent de fines coulées (épaisses d'une dizaine de centimètres environ), mêlées à des fragments de laves dont la morphologie est semblable aux fragments de la brèche précédente, sur une épaisseur approximative de 2m. Cet ensemble est constitué de laves appartenant au volcanisme 2. Au-dessus repose une série de laves en coussins parcourues de sills, typique de la base de cet épisode.

L'ensemble de ces observations montre que la nature du contact entre les épisodes volcaniques 1 et 2 est variée et que cet interface n'est pas toujours marqué par des sédiments métallifères. On notera cependant la constance, à ce niveau, de témoins d'une activité hydrothermale dont on observe les preuves directes, indice sulfuré ou veines de jaspes et de limonite, et indirectes, sédiments métallifères.

Au dernier affleurement, les premières coulées du volcanisme 2 reposent directement sur celles du volcanisme 1 au niveau d'une zone de talus. Cette dernière existait avant l'extrusion des laves du volcanisme 2 puisque une bréchification liée à la présence d'un relief, affecte les coulées des deux volcanismes. Ce genre de structure, en N140 une fois de plus, est vraisemblablement liée à la tectonique d'accrétion.

C - LES SEDIMENTS METALLIFERES PRESENTS ENTRE LES COULEES DU VOLCANISME 1 ET DU VOLCANISME 2

Des sédiments métallifères de teinte rouge à mauve sont présents entre les coulées des volcanismes 1 et 2 et à l'interface de ces deux épisodes.

Dans le volcanisme 1, ces sédiments sont relativement rares et se présentent sous la forme de lentilles de faible extension latérale (grand axe de 3m de long environ pour une épaisseur maximale de 1m). Entre les coulées du volcanisme 2, les lentilles sont plus grandes, de plusieurs dizaines de mètres de long pour une épaisseur pouvant dépasser le mètre. Comme on l'a vu dans le paragraphe précédent, à l'interface des volcanismes 1 et 2 se développent localement des poches de sédiments de taille importante, notamment au Sud-Est de Zuha et dans le Nord du secteur cartographié.

Ces sédiments ont été étudiés du point de vue minéralogique et géochimique par A. WALTER (1987) dans le cadre de son D.E.A. effectué sous la direction de A.M. KARPOFF. Les résultats de ce travail sont résumés dans KARPOFF *et al.* (soumis).

Cette étude montre que, dans les trois cas, sédiments dans V1, sédiments dans V2, sédiments inter V1-V2, il s'agit de faciès pélagiques à hémipélagiques de type argiles siliceuses à radiolaires où l'on note une forte signature hydrothermale. Celle-ci se manifeste par une richesse en fer et localement en manganèse. L'ensemble de ces sédiments, pauvres en aluminium, est dépourvu de tout composant détritique. Dans les diagrammes de BONATTI (1981) et TOTH (1980), les points représentatifs de ces sédiments se répartissent entre les champs de composition des dépôts hydrothermaux prélevés dans le graben de la ride de l'Est-Pacifique et des sédiments pélagiques du type de celles de la dépression de Bauer.

D - LE VOLCANISME 3

Le volcanisme 3 se distingue sur le terrain par ses coulées massives columnaires dont l'épaisseur peut atteindre les 20m (Planche V, Photo 1). Un seul niveau de laves en coussins a été observé à la base de cet épisode.

Les laves en coussins sont peu vésiculaires, à patine grise et présentent un aspect tacheté. Ces taches, un peu plus claires que l'ensemble de la roche, sont en fait des zones vitreuses. Les coulées massives présentent une texture microgabbroïque et ont sur le terrain le même aspect que les coulées massives riches en plagioclases qui couronnent localement le volcanisme 2. L'épaisseur de cette unité est d'environ 200m.

E - LES SEDIMENTS SE DEVELOPPANT A L'INTERFACE DU VOLCANISME 2 ET DU VOLCANISME 3

Une série sédimentaire de 15m d'épaisseur se développe à l'interface des volcanismes 2 et 3. Il s'agit du niveau sédimentaire le plus important observé dans tout le secteur cartographié tant par son extension verticale qu'horizontale puisqu'il peut être suivi sur plus de 5Km (fig 14).

Il est constitué à sa base de termes siliceux ferrifères et manganifères du même type que les sédiments hydrothermaux intercalés aux coulées des volcanismes 1 et 2. (Planche V, Photo 2 et 3). Ces niveaux évoluent vers le sommet de la séquence vers des boues biogènes pélagiques très pauvres en métaux (KARPOFF, 1987, communication orale). Ces termes sommitaux sont riches en radiolaires associées à quelques foraminifères. Dans le diagramme de TOTH (1980), ces derniers se placent à proximité du champ de composition des sédiments pélagiques de la dépression de Bauer ou du Pacifique.

Ce niveau sédimentaire présente des analogies de faciès avec la formation de Suhayla affleurant dans le wadi Jizi au-dessus du volcanisme 1 (FLEET et ROBERTSON, 1980; TIPPIT *et al.*, 1981).

III - L'INDICE SULFURE DE ZUHA

A - LOCALISATION

L'indice sulfuré de Zuha est situé à approximativement 1km au Nord du wadi Salahi (fig 13 et 14). Il est aisément repérable dans le paysage par un de ses chapeaux de fer qui constitue le sommet d'une butte dominant les alentours.

J'ai effectué la cartographie des abords de cet indice en m'aidant de documents topographiques au 1/2000 provenant d'une compagnie minière Canadienne. Cette cartographie montre que les carapaces siliceuses qui matérialisent cet indice sont localisées exactement à l'interface des volcanismes 1 et 2 (fig 25).

Le volcanisme 1 est caractérisé à ce niveau par des laves en coussins ou en coulées massives, parcourues par endroits par de nombreuses veines de jaspes. Le volcanisme 2 est représenté par d'importantes coulées massives vertes à aspect tacheté dont l'épaisseur peut atteindre 5 mètres.

B - CONSTITUTION DE L'INDICE SULFURE DE ZUHA

L'indice sulfuré de ZUHA est constitué de quatre carapaces s'étendant dans une direction Nord-Sud sur environ 700m, séparées les unes des autres par un réseau de failles tardives en N120 (fig 25).

La carapace méridionale (D) est située dans une zone basse au pied de la carapace principale (C) qui constitue le sommet d'une butte. Les deux carapaces septentrionales (A et B) ont une forme lenticulaire dont le pendage est identique à celui des coulées sus- et sous-jacentes.

J'ai levé une coupe partant du petit wadi situé à l'Ouest des carapaces et aboutissant au sommet du chapeau de fer principal (fig 26). Cette coupe montre:

- 1- 80cm de sédiments métallifères massifs de teinte sombre reposant sur des laves intensément altérées
- 2- 30m de coulées où les coussins dominant associés à des jaspes rouges à épidote et sulfures qui affleurent essentiellement sous des terrasses alluviales
- 3- 80cm de sédiments métallifères de teinte mauve légèrement schistosés en petites poches d'extension métrique, associés à des hyaloclastites
- 4- 6m de coulées massives
- 5- 3m de laves en coussins disséqués par des veines de jaspes rouges à sulfures
- 6- 80cm de sédiments métallifères de teinte brune sur lesquels reposent 50cm de sédiments massifs rouges
- 7- 3m de laves où les coulées sont dominantes
- 8- 50cm de sédiments métallifères de teinte mauve
- 9- 8m de coulées massives entre lesquelles on observe des lentilles de jaspes pyriteux d'extension métrique
- 10- 20m d'éboulis dont les équivalents latéraux sont des coulées massives et des coussins disséqués par de nombreuses veines de jaspes rouges à sulfures
- 11- 2m de brèches constituées de fragments de laves très altérés porteurs de cristaux de gypse et disséqués par des veines de jaspes rouges, brèches accompagnées, sur la face Est du chapeau de fer, de poches de matériel violet identifié comme une relique de sédiment métallifère
- 12- 50 à 80cm de jaspes rouges massifs résultant de la coalescence des veines sous-jacentes
- 13- 4m de silice blanche arénacée présentant des cavités de forme cubique qui ont dû être occupées par d'anciens sulfures
- 14- 12m de carapace siliceuse et ferrugineuse qui représente des laves totalement épigénitisées par de la silice et des oxydes de fer (hématite).

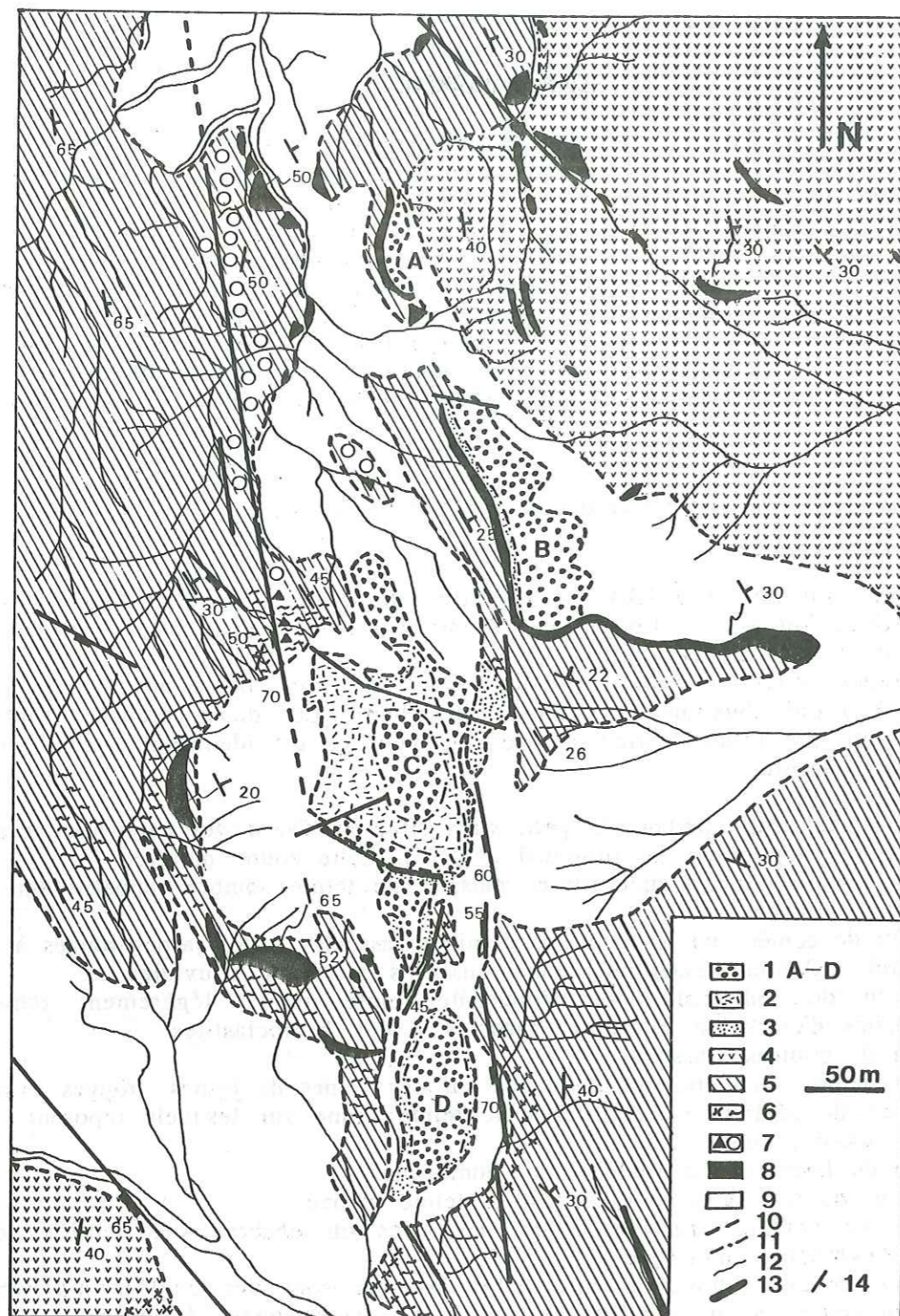


Fig 25: Carte géologique de l'indice sulfuré de Zuha. 1. carapace siliceuse et ferrugineuse, 2. niveau de silice blanche arénacée, 3. niveau de brèche volcanique à sulfates, 4. volcanisme 2, 5. volcanisme 1, 6. zone chargée en veines de limonite (x) ou de jaspes rouges à épidotes et sulfures (-), 7. zone épidotisée (o) avec développement local de brèches, 8. sédiments métallifères, 9. dépôts alluvionnaires et éboulis de pente, 10. limite d'affleurement, 11. contact géologique, 12. wadis, 13. faille majeure, 14. pendages

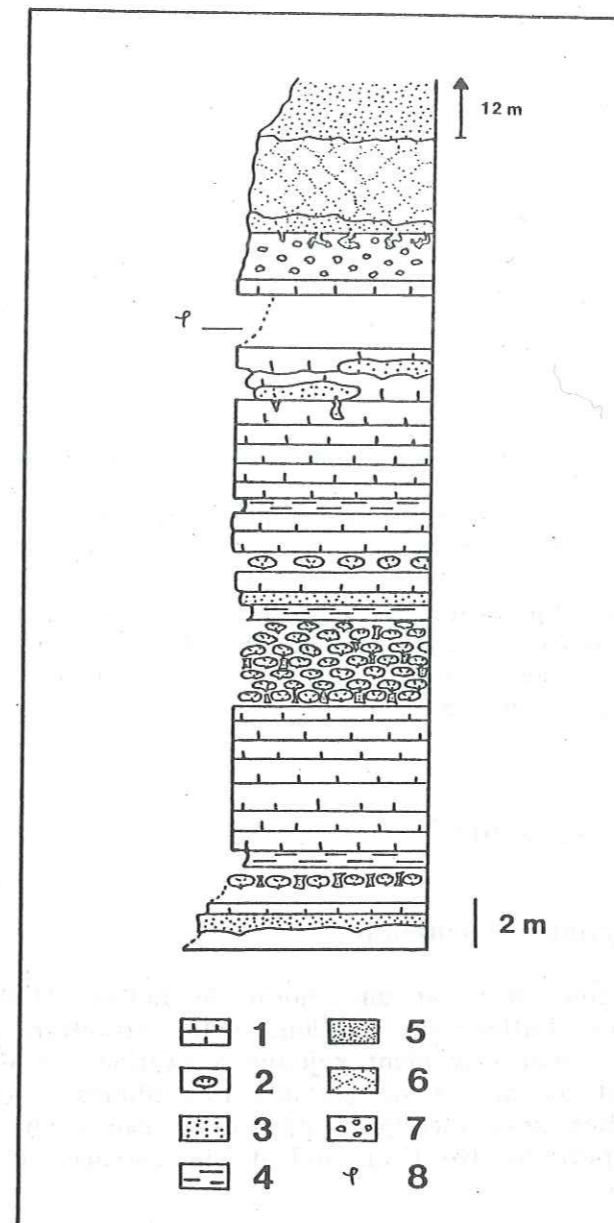


Fig 26: Coupe effectuée sur le flanc Ouest du chapeau de fer (C) de l'indice de Zuha. 1. coulées massives, 2. laves en coussins, 3. sédiments métallifères massifs, 4. sédiments métallifères à débit schisteux, 5. carapace siliceuse et ferrugineuse et veines de jaspes intercoussins, 6. niveau de silice blanche arénacée, 7. niveau de brèche volcanique à sulfates, 8. faille.

Le chapeau de fer D est constitué d'une carapace siliceuse de forme ellipsoïdale accompagnée de zones à sulfates (du type de celle observée au niveau 11 de la coupe) reposant directement sur des laves. Il n'est donc pas possible de lever de coupe à ce niveau. Par contre les chapeaux de fer A et B se situent sur de petits sommets ce qui permet d'observer certains niveaux sous-jacents à la carapace.

Le chapeau de fer lenticulaire B repose sur des laves en coussins parcourues par quelques sills. L'ensemble de ces laves est exempt de veines de jaspes. Sur ces laves repose un niveau de sédiments métallifères de teinte violacée finement lités dont l'épaisseur peut atteindre deux mètres. Au-dessus de ceux-ci on observe la même séquence niveau à sulfates-silice blanche arénacée-carapace siliceuse et ferrugineuse, qu'au niveau du chapeau de fer principal. Celle-ci est cependant moins développée ici puisqu'elle n'a que 2m d'épaisseur. Ce chapeau de fer se biseaute progressivement vers l'Est avec disparition des niveaux à sulfates et à silice arénacée, puis de la carapace. Seuls subsistent les sédiments et ceci jusqu'aux premières coulées de laves V2.

Le petit chapeau de fer A est constitué d'une carapace reposant directement sur un niveau sédimentaire.

Ces données brutes de terrain suggèrent que les chapeaux de fer lenticulaires représentent les extrémités latérales de la cuirasse principale. On remarquera que les niveaux sédimentaires sont mieux développés dans ces zones latérales et qu'ils constituent alors le soubassement des carapaces.

La coupe effectuée au niveau du chapeau de fer principal souligne l'importance des phénomènes de silicification associés à l'indice de Zuha (veines de jaspes à hématite, développement de la cuirasse). Les jaspes sont par endroits accompagnés de minces filonnets brunâtres. Ceux-ci sont équivalents aux veines constituant des réseaux sécants sur les dykes du complexe filonien, réseaux qui sont très fréquents à l'interface complexe filonien-laves.

Jaspes et veines à goethite sont particulièrement bien développés le long des failles de direction méridienne qui jalonnent l'indice (fig 25). Les veines de jaspes peuvent coalescer pour former des lentilles. Ceci a été observé au niveau 12 de la coupe, mais également au Nord et au Sud du secteur étudié où dans le prolongement du couloir de failles Nord-Sud se développent des lentilles de silice ferrugineuse dont le plus grand axe peut atteindre la dizaine de mètres. Ces veines de jaspes rouges sont présentes entre les coussins. Elles peuvent s'introduire le long des fentes radiales de ces mêmes coussins et aller jusqu'à en détruire la géométrie initiale. Fréquemment également, elles sont présentes à la bordure des coulées massives et constituent alors un réseau de veines parallèle au plan d'écoulement des laves.

C - STRUCTURE DE L'INDICE SULFURE DE ZUHA

1. Le couloir de failles de direction méridienne

La structure de l'indice de Zuha est gouvernée par un couloir de failles N170 le long duquel s'alignent les carapaces. Les failles qui bordent cette structure ont actuellement un pendage Ouest. Ces mesures sont cependant sujettes à caution car dans bon nombre d'endroits ces failles affleurent au niveau de terrains très altérés (roches peu consolidées) ou d'éboulis (fig 25). Elles sont recoupées par un réseau tardif en N120, qui a provoqué l'affaissement des portions Nord et Sud de la carapace C et explique la situation basse de la carapace D.

Les failles de direction méridienne ont été le lieu d'une circulation hydrothermale intense comme l'atteste l'abondance de veines de jaspes rouges à sulfures et épidote, de goethite mais aussi la présence d'une brèche à ciment ferrugineux à leur niveau. Celle-ci a été observée au pied Nord-Ouest de la cuirasse principale sur un secteur d'environ 30m de long sur 20m de large. Cette brèche est constituée de fragments anguleux de lave partiellement voire totalement épidotisés dans une matrice d'aspect détritique constituée des mêmes éléments que la lave hydrothermalisée, dans un ciment d'oxydes de fer (fig 27). Elle est parcourue de nombreuses veines de jaspes rouges à sulfures qui, à cet endroit, ont une orientation constante 160, W60 parallèle aux coulées. Celles-ci sont en effet ici basculées et montrent un pendage Ouest à la différence du reste du secteur où elles sont pentées vers l'Est.

Cette brèche disparaît au Nord mais les laves demeurent dans tout ce secteur épidotisées comme en témoigne leur patine verdâtre et leur texture granuleuse liée à l'abondance de quartz associé à l'épidote. Des cubes de sulfures rouillés sont présents en imprégnation dans ces basaltes. Cette zone épidotisée s'étend parallèlement à la bordure occidentale de la zone de faille N-S. Des laves épidotisées ont également été observées sur la bordure orientale de ce couloir de failles, au Sud de l'indice.

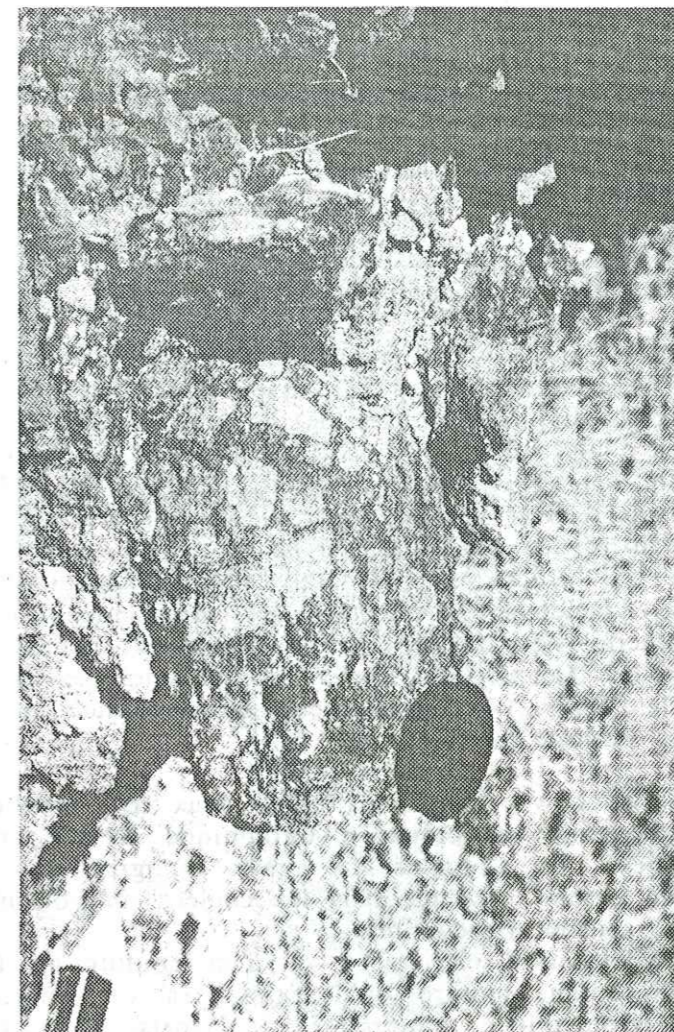


Fig 27: Brèche hydrothermale constituée de fragments de lave épidotisée dans une matrice formée des minéraux observés dans les éléments et d'hydroxydes de fer.

Le contrôle exercé par ce couloir de failles sur la zone de décharge des fluides minéralisants est bien illustré par la carte de répartition des teneurs en cuivre et zinc des terrains entourant l'indice (fig 28). Celle-ci montre en effet des contours d'anomalies géochimiques allongés suivant une direction méridienne.

2. Le graben à l'Ouest de Zuha

Au Sud-Ouest des carapaces affleurent des coulées vésiculaires du volcanisme 2. Celles-ci sont orientées en moyenne en 145, E30, orientation peu différente de celle des coulées du volcanisme 1 affleurant aux abords de l'indice (155, E35, fig 29).

A l'Ouest de ces coulées de V2, en se dirigeant vers le wadi Salahi, on retrouve du volcanisme 1 reposant sur le complexe filonien. Les contacts V1-V2 sont marqués par des zones de failles orientées N145 à l'Est et N170 à l'Ouest. Les pendages mesurés sont peu fiables comme au niveau de Zuha, vu la mauvaise qualité des affleurements. En effet à l'Est comme à l'Ouest, les contacts V1-V2 disparaissent sous des terrasses alluviales. On observe cependant localement des zones bréchifiées et cisailées où la roche est très hydrothermalisée ce qui fait que seuls des pendages sur plans de failles mineures sont mesurables. Ceux-ci ont une valeur moyenne de 65° vers l'Ouest. Plus à l'Ouest par contre, les laves V1 sont hachées par des plans de failles bien définis à pendages de 70° vers l'Ouest.

La présence de laves V2 intercalées entre deux affleurements de volcanisme 1 laisse penser qu'il existait un creux topographique à cet endroit permettant aux coulées du volcanisme 2 de s'écouler. Ce creux topographique est vraisemblablement lié à une structure en graben présente dans les coulées du volcanisme 1 au moment de la mise en place des coulées vésiculaires.

L'existence d'une structure en graben et d'un couloir de fractures méridiennes au sommet du wadi Salahi montre qu'il existait à cet endroit une zone à forte perméabilité. Cette perméabilité importante a favorisé la circulation de fluides hydrothermaux et induit la formation de minéralisations sulfurées.

Les deux directions de fracturation prédominantes, N170 et 145, sont vraisemblablement des directions conjuguées, développées lors de l'expansion océanique car ce sont des directions fréquentes dans le complexe filonien (PALLISTER, 1981; ALABASTER, 1982; ce chapitre, paragraphe II, B, 4).

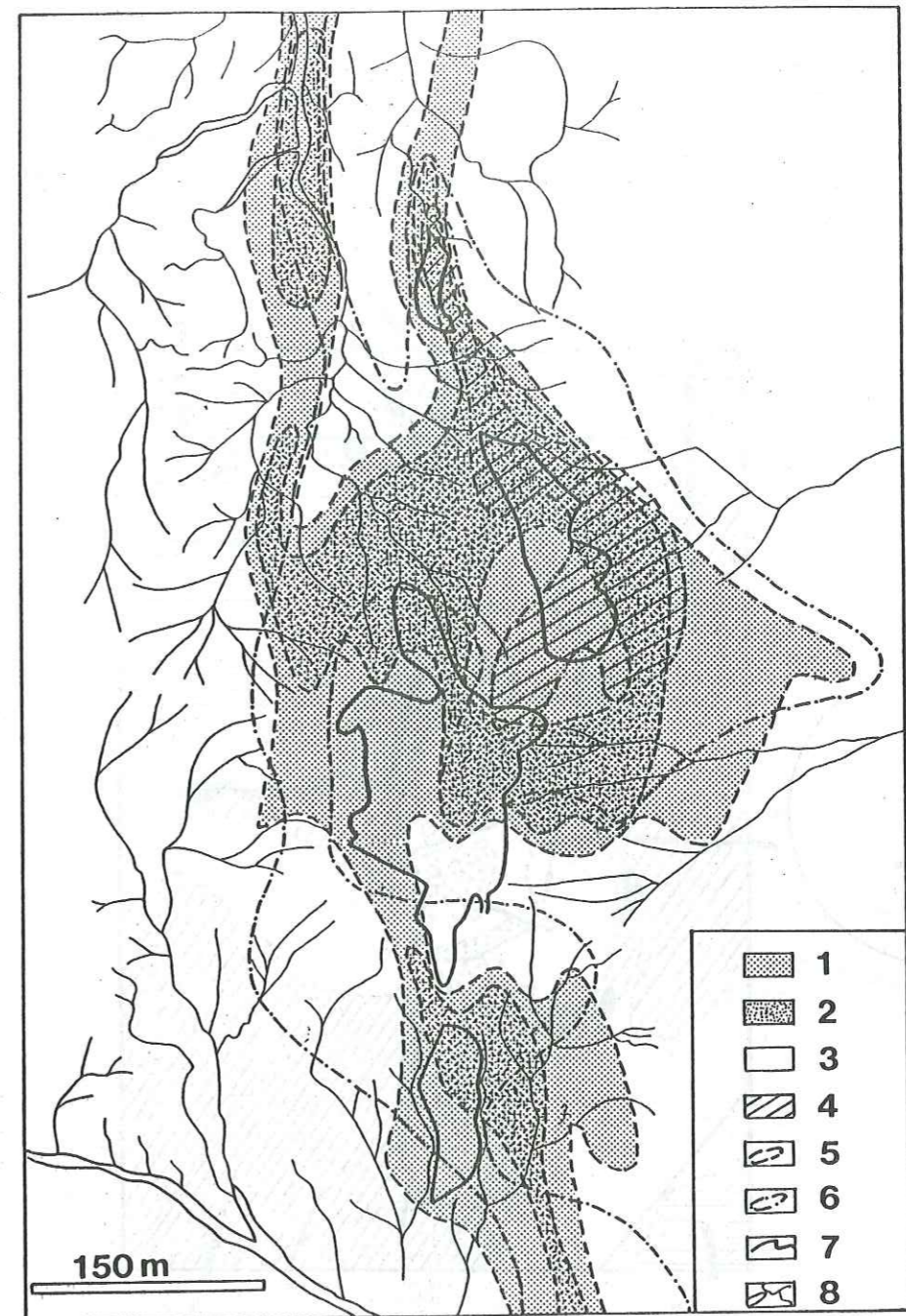


Fig 28: Carte de répartition des anomalies géochimiques en cuivre et zinc au niveau de l'indice sulfuré de Zuha. 1. teneurs en cuivre supérieures à 100ppm, 2. teneurs en cuivre supérieures à 400ppm, 3. teneurs en zinc supérieures à 100ppm, 4. teneurs en zinc supérieures à 400ppm, 5. contour de l'anomalie en cuivre, 6. contour de l'anomalie en zinc, 7. contours des carapaces principales, 8. réseau hydrographique.

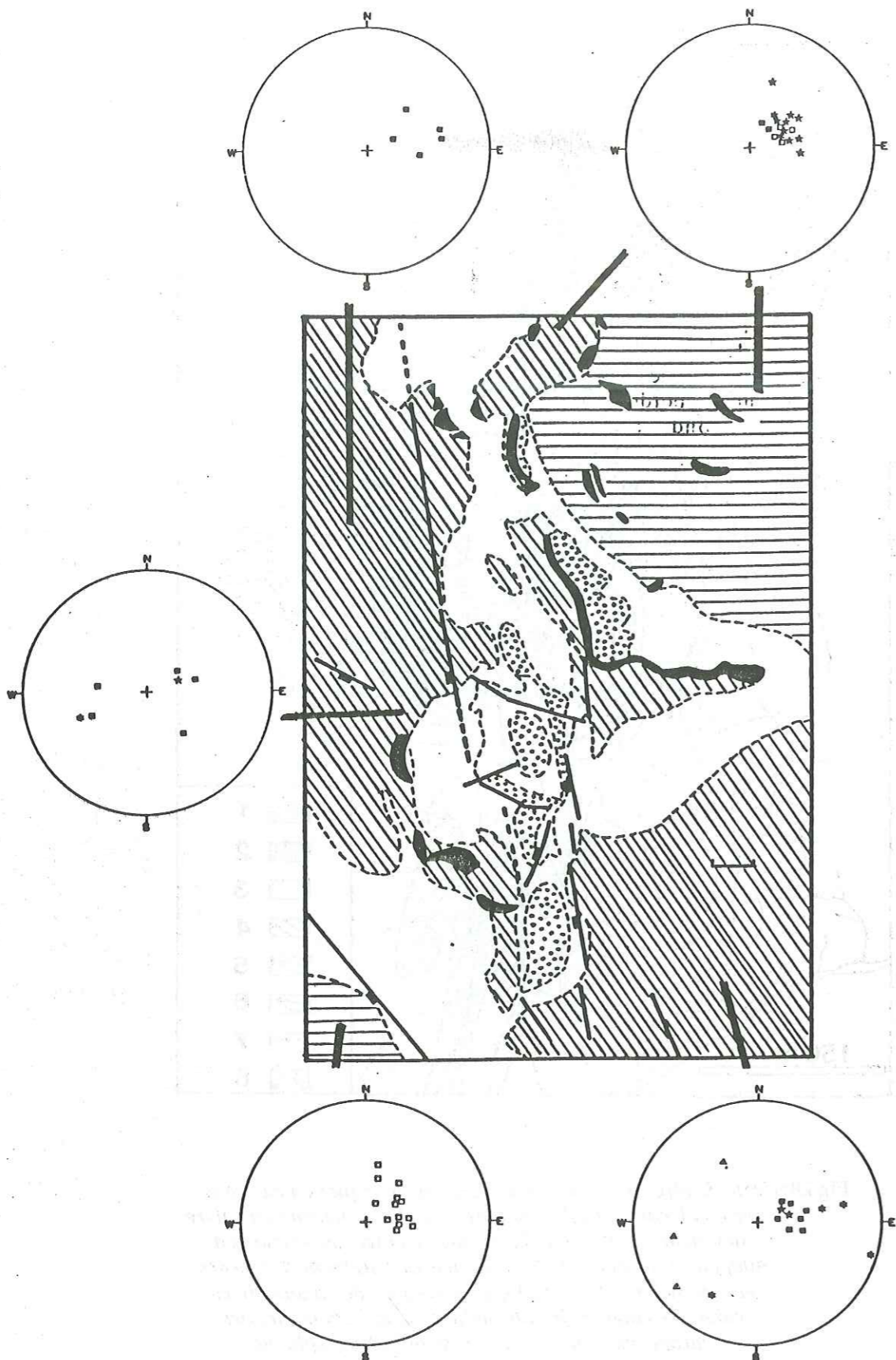


Fig 29: Mesures d'orientation effectuées aux abords de l'indice sulfuré de Zuha. Coulées du volcanisme 1 (carrés pleins), du volcanisme 2 (carrés ouverts), sédiments métallifères (étoiles), veines de jaspe (astérisques) et dykes alimentant le volcanisme 1 (triangles).

3. Reconstitution du contexte structural de formation de l'indice sulfuré de Zuha

L'ensemble des observations de terrain récoltées aux abords de l'indice sulfuré de Zuha me font penser que celui-ci s'est formé dans une situation géotectonique telle celle illustrée sur les bloc-diagrammes des figures 30 et 32.

Le bloc-diagramme de la figure 30 représente une interprétation de la situation actuelle. Les coulées ont été basculées d'environ 30° ce qui provoque le redressement des failles limitant l'indice et le graben. La figure 31 montre un panorama basculé où figurent deux des carapaces de l'indice de Zuha, illustrant la position structurale qui leur a été conférée sur le bloc-diagramme. La ligne d'horizon a été figurée en guise de repère d'horizontalité actuelle.

Les observations effectuées suggèrent que les failles qui jalonnent l'indice ont été le siège d'une circulation de fluides intense. Le développement de veines de jaspes rouges essentiellement sur la bordure Ouest de ce couloir de faille laisse penser de plus que ce couloir correspond à la zone de décharge principale des fluides hydrothermaux.

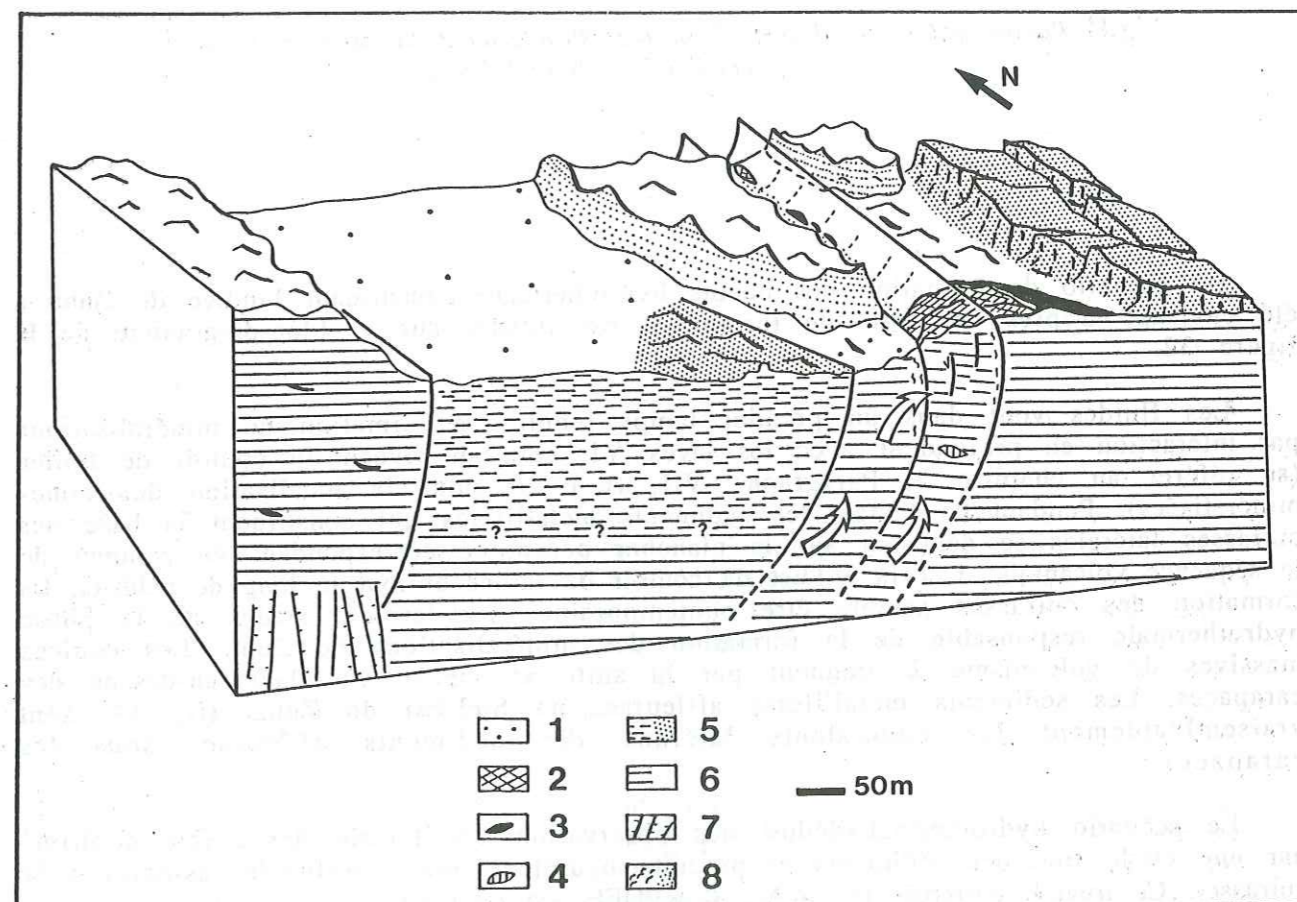


Fig 30: Bloc-diagramme illustrant la position structurale de l'indice sulfuré de Zuha. 1. terrasses alluviales, 2. cuirasses de l'indice sulfuré de Zuha, 3. sédiments métallifères, 4. amas sulfuré, 5. volcanisme 2, 6. volcanisme 1, 7. complexe filonien, 8. zones épidotisées accompagnées de veines de jaspes à sulfures.

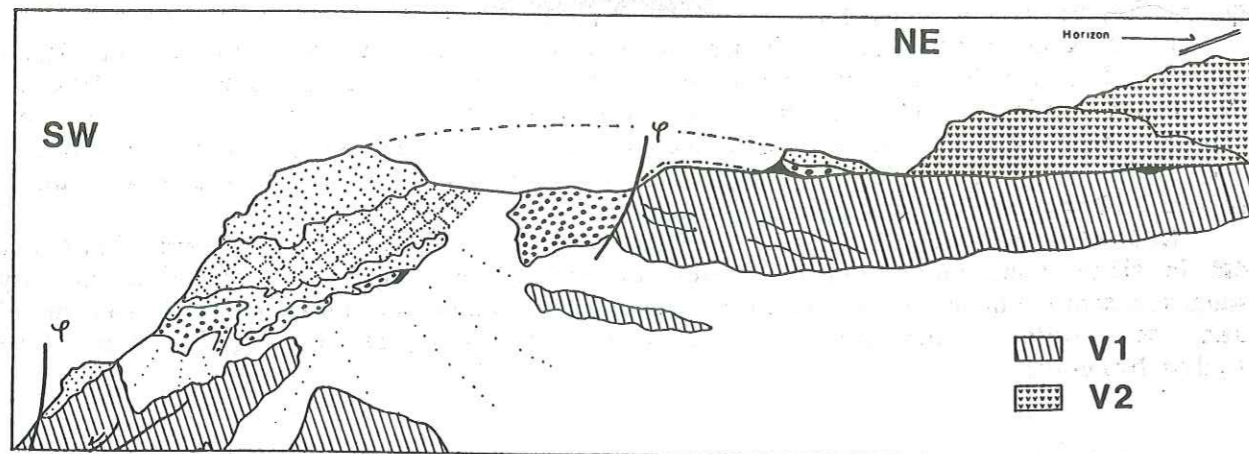


Fig 31: Panorama basculé illustrant la position structurale de la carapace principale (C) de l'indice sulfuré de Zuha.

Un scénario de formation des dépôts hydrothermaux constituant l'indice de Zuha a été envisagé d'après ces faits de terrain. Il est illustré sur le bloc-diagramme de la figure 32.

Les fluides vont dans un premier temps induire la formation de minéralisations par interaction en profondeur avec les laves V1, cela au niveau du couloir de failles (se référer au chapitre 5, Paragraphe VII, A et B pour la localisation des zones minéralisées). Pendant ce temps, les sédiments métallifères qui constituent la base des cuirasses latérales se déposent sur le plancher océanique correspondant au sommet de la séquence volcanique 1, cela à l'Est du couloir de failles et tout le long de celui-ci. La formation des cuirasses semble être contemporaine des derniers stades de la phase hydrothermale responsable de la formation des minéralisations de Zuha. Les coulées massives du volcanisme 2 viennent par la suite se mettre en place au-dessus des carapaces. Les sédiments métallifères affleurant au Sud-Est de Zuha, (fig 14) sont vraisemblablement les équivalents latéraux des sédiments affleurant sous les carapaces.

Le scénario hydrothermal déduit des observations de terrain devra être confirmé par une étude fine des sédiments et produits hydrothermaux superficiels (associés à la cuirasse). Ce travail, entrepris par A.M. KARPOFF, est en cours.

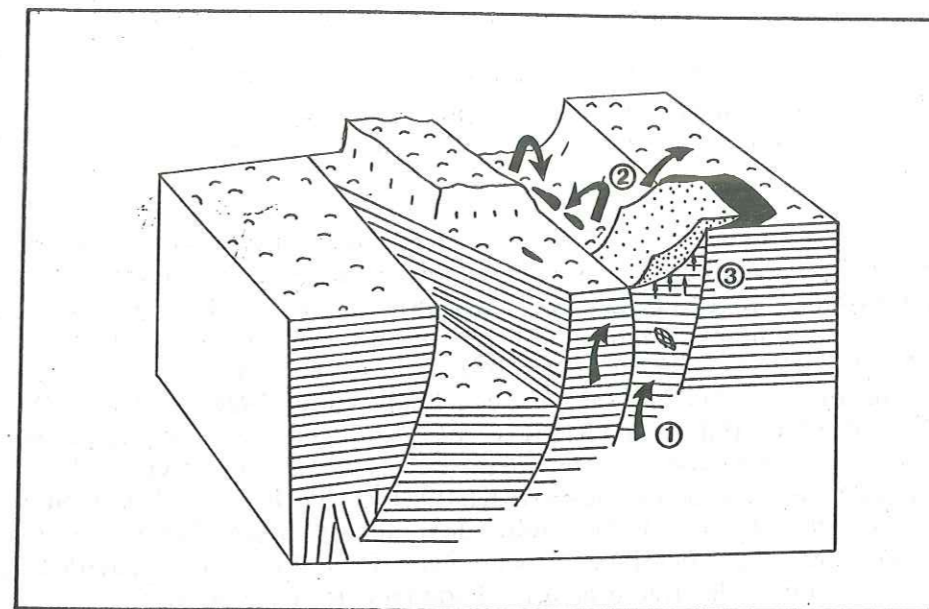


Fig 32: Bloc-diagramme illustrant la séquence de formation (1) de l'amas sulfuré de Zuha au niveau des coulées V1, (2) des poches de sédiments métallifères en surface et (3) des cuirasses au cours des stades ultimes de la phase hydrothermale.

D - CONCLUSION

L'indice de Zuha s'est développé au niveau d'un couloir de failles parallèle à l'axe d'accrétion et aux abords d'un petit graben formé lors de l'expansion océanique accompagnant la construction de la séquence ophiolitique principale.

L'amas minéralisé lui-même, est vraisemblablement localisé au niveau des dernières coulées du premier épisode volcanique mais les formations siliceuses qui en constituent l'apex affleurent à l'interface des volcanismes 1 et 2. Ces carapaces et les sédiments sous-jacents semblent être les équivalents stratigraphiques de sédiments métallifères se déposant en dehors de zones de fractures (fig 24, A). Ces derniers se déposent préférentiellement dans des zones où les premières coulées du volcanisme 2 (faciès "unité de Lasail") ne s'épanchent pas.

La situation stratigraphique de l'indice de Zuha suggère que sa formation est liée à un épisode hydrothermal postérieur à la mise en place des coulées du volcanisme 1. Cet épisode est contemporain ou légèrement postérieur à la mise en place des premières coulées du volcanisme 2 et antérieur à l'émission des coulées massives colonnaires (à aspect tacheté) et des coulées vésiculaires appartenant à cet épisode.

Cette conclusion est en accord avec celle énoncée par ALABASTER et PEARCE (1985) qui rattachent la formation des gisements de cuivre des mines de LASAIL, AARJA et RAKAH à un épisode hydrothermal contemporain de l'activité magmatique qui a donné naissance à l'unité de Lasail.

Le gisement de BAYDA étudié par HAYMON et KOSKI (soumis) est encaissé dans les laves du volcanisme 1. Ce gisement est pour cette raison interprété comme lié à l'épisode hydrothermal contemporain de l'accrétion. Ce gisement est localisé au niveau d'un petit graben orienté N-S, s'étant développé parallèlement à l'axe d'accrétion.

L'ensemble des amas sulfurés de l'ophiolite de Sémail, bien que n'étant pas chacun lié à la même phase hydrothermale, occupe des positions structurales identiques qui sont des zones de fractures s'étant développées au cours de la phase d'accrétion océanique.

Les dépôts hydrothermaux associés aux cheminées hydrothermales présentes à l'axe des dorsales médio-océaniques sont considérés comme les équivalents actuels des amas sulfurés ophiolitiques (SILLITOE, 1972; OUDIN *et al.*, 1981). Ceux-ci se situent le plus souvent dans la zone néovolcanique (Site RISE sur l'E.P.R. à 21°N, SPIESS *et al.*, 1980; E.P.R. à 13°N, HEKINIAN et FOUQUET, 1985; Rift des Galapagos à 86°W, SPIESS *et al.*, 1980; Ride de Juan de Fuca, U.S.G.S., Juan de Fuca Study Group, 1986; M.A.R. à 26 et 23° N, RONA *et al.*, 1984; RONA, 1985; DETRICK *et al.*, 1986), bien qu'une importante activité hydrothermale hors-axe commence à être mise en évidence au niveau des seamounts qui se développent aux abords des dorsales (HEKINIAN et FOUQUET, 1985) ou en position intraplaque (ALT *et al.*, 1987). L'ensemble des observations faites en submersible montre que les groupes de cheminées localisées dans la zone néovolcanique sont spatialement liées aux zones de fractures qui jalonnent le rift axial.

A E.P.R., 21°N, les sites explorés sont tous situés dans une zone tectoniquement active de horsts et de grabens et les dépôts colorés sont fréquents sur les miroirs de failles normales (FRANCHETEAU *et al.*, 1979). A 13°N, l'activité hydrothermale est restreinte à une bande étroite de 200m de large et concentrée le long des fractures découpant le basalte frais (HEKINIAN et FOUQUET, 1985). Sur E.P.R. à 21°30 S et 18°30 S, des encroûtements de sulfures se sont formés au pied de grabens et des stockwerks ont été échantillonnés sur des escarpements de failles (RENARD *et al.*, 1985). Sur la ride des Galapagos, tous les événements visités sont associés à des escarpements de failles ou à de petits grabens à rejet métrique (CORLISS *et al.*, 1979; TUFFAR *et al.*, 1986). A Juan de Fuca également, les sites hydrothermaux sont associés à des fissures linéaires parallèles à l'axe d'accrétion. La même situation est décrite au niveau du champ hydrothermal T.A.G. dans l'Atlantique. Le contrôle structural exercé par la fracturation se développant aux abords des rides océaniques est donc un facteur important dans la localisation des zones de décharge de fluides minéralisants, influence que l'on retrouve au niveau de la localisation des amas sulfurés ophiolitiques (ADAMIDES, 1980; SCHIFFMANN *et al.*, 1985).

A Zuha, un réseau de fractures lié à la tectonique d'accrétion a été emprunté par des fluides minéralisateurs circulant au cours d'un épisode hydrothermal postérieur à l'accrétion. Ceci suggère que ces structures étaient soit encore perméables, c'est-à-dire actives quand cette circulation a eu lieu, soit que ces structures ont été réactivées lors du second épisode magmatique. La première hypothèse est préférée car, comme on l'a vu dans le paragraphe II, C, il n'existe pas au sommet du volcanisme 1 de sédiment à caractère pélagique franc. Ceci implique que le bloc de Salahi se situait encore largement dans la zone tectoniquement active (qui est comprise dans une zone de 10Km de large centrée sur l'axe si l'on considère que l'ophiolite de Sémail est liée à une dorsale à taux d'expansion rapide, voir PALLISTER et HOPSON, 1981; TILTON *et al.*, 1981; MAC DONALD, 1982) quand se produisit la phase hydrothermale à l'origine des minéralisations. L'amas sulfuré de Zuha occupe donc une situation structurale comparable à celle des dépôts métallifères décrits à l'axe des dorsales actuelles bien qu'étant lié à un épisode hydrothermal postérieur à l'accrétion.

IV - CONCLUSION DE L'ETUDE DE TERRAIN

Les observations de terrain ont permis de redéfinir la séquence volcanique qui coiffe l'ophiolite de Sémail: elle est constituée uniquement de trois épisodes volcaniques et non de cinq comme il est décrit dans les travaux antérieurs (ALABASTER, 1982; BEURRIER, 1987)

Le premier épisode V1 a été alimenté par un complexe filonien lequel s'enracine dans une séquence plutonique constituée de gabbros isotropes et lités. Ce niveau plutonique a les mêmes caractéristiques que la couche 3 de la croûte océanique actuelle. Cet épisode volcanique s'est donc clairement produit à l'aplomb d'une zone d'accrétion.

Le second épisode volcanique V2 regroupe les unités de Lasail et d'Alley d'ALABASTER *et al.* (1982). Un ensemble de dykes picritiques y est rattaché.

Cet épisode est alimenté par un complexe de sills centrés sur des massifs intrusifs différenciés qui affleurent jusqu'au toit du complexe filonien. Cet événement volcanique n'est donc pas lié à une phase d'accrétion proprement dite. Cependant l'absence de sédiments à caractère pélagique franc à l'interface des volcanismes 1 et 2, suggère que ce deuxième épisode a eu lieu à proximité de l'axe d'accrétion. Ceci est conforté par l'étude des intrusions ultrabasiques qui recoupent la série plutonique principale. Ces intrusions qui sont les équivalents profonds de celles qui alimentent le volcanisme 2 se sont mises en place alors que leur encaissant n'était pas encore totalement consolidé donc très près de la zone d'accrétion (ERNEWEIN et WHITECHURCH, 1986; ERNEWEIN, 1987; ERNEWEIN *et al.*, soumis).

L'étude structurale des massifs intrusifs qui recoupent la partie supérieure du bloc ophiolitique de Salahi montre que ceux-ci se sont mis en place suivant une direction préférentielle N150. Cette direction, qui est une des directions majeures du complexe filonien, représente une direction de faiblesse principale dans la croûte océanique construite au cours de l'épisode d'accrétion.

Le troisième épisode volcanique V3 correspond à l'unité de Salahi d'ALABASTER *et al.* (1982). Cet épisode est d'extension réduite par rapport aux épisodes précédents. Le contact entre ce troisième épisode volcanique et le précédent est marqué par un horizon de sédiments de 15m d'épaisseur dont les termes sommitaux sont dépourvus de la signature hydrothermale qui caractérise les sédiments déposés à proximité d'un axe d'accrétion. Ceci suggère que cet épisode est nettement postérieur au précédent et qu'il s'est mis en place en contexte intraplaque. L'absence de fraction détritique dans ces sédiments laisse penser que ce volcanisme s'épanche en milieu océanique franc.

L'expression de deux phases hydrothermales majeures, liées aux deux épisodes volcaniques principaux a été mise en évidence sur le terrain.

La première phase hydrothermale est liée à l'épisode magmatique axial. Les témoins de cette phase sont les sédiments métallifères qui affleurent entre les coulées du volcanisme 1. Cette phase s'illustre également par des épidotisations de dykes, recoupés par des dykes plus frais. Elle pourrait également être à l'origine des épidotisations et imprégnations de sulfures que l'on observe aux abords de petites intrusions de plagiogranites qui bréchifient la base du complexe filonien.

L'étude de l'indice sulfuré de Zuha montre que la formation des minéralisations a lieu lors d'un épisode hydrothermal postérieur à la phase d'accrétion. Cet épisode est contemporain à légèrement postérieur à la mise en place des premières coulées du

volcanisme 2, mais antérieur à l'extrusion des coulées massives columnaires et des coulées vésiculaires qui constituent les émissions ultérieures du volcanisme 2. Cet indice sulfuré se développe au niveau d'un couloir de fractures de direction méridienne et à proximité d'un graben actuellement occupé par des coulées du volcanisme 2. Cette fracturation est liée à la tectonique d'accrétion.

La présence de poches de sédiments métallifères intercalées localement entre les coulées supérieures du volcanisme 2 ainsi que celle d'un niveau de sédiments également métallifères, à la base de la séquence sédimentaire affleurant à l'interface des épisodes volcaniques 2 et 3, suggèrent qu'une activité hydrothermale a également accompagné l'émission de ces coulées. Cependant, elle ne génère pas de minéralisations sulfurées.

IV - CONCLUSION DE L'ETUDE DE TERRAIN

Les observations de terrain ont permis de redéfinir la séquence volcanique qui coiffe l'ophiolite de Sémail; elle est constituée uniquement de trois épisodes volcaniques et non de cinq comme il est décrit dans les travaux antérieurs (ALABASTER, 1982; BEURRIER, 1987)

Le premier épisode VI a été alimenté par un complexe filonien lequel s'enracine dans une séquence plutonique constituée de gabbros isotropes et lités. Ce niveau plutonique a les mêmes caractéristiques que la couche 3 de la croûte océanique actuelle. Cet épisode volcanique s'est donc clairement produit à l'aplomb d'une zone d'accrétion.

Le second épisode volcanique V2 regroupe les unités de Lasail et d'Alley d'ALABASTER *et al.* (1982). Un ensemble de dykes picritiques y est rattaché.

Cet épisode est alimenté par un complexe de sills centrés sur des massifs intrusifs différenciés qui affleurent jusqu'au toit du complexe filonien. Cet événement volcanique n'est donc pas lié à une phase d'accrétion proprement dite. Cependant l'absence de sédiments à caractère pélagique franc à l'interface des volcanismes 1 et 2, suggère que ce deuxième épisode a eu lieu à proximité de l'axe d'accrétion. Ceci est conforté par l'étude des intrusions ultrabasiques qui recoupent la série plutonique principale. Ces intrusions qui sont les équivalents profonds de celles qui alimentent le volcanisme 2 se sont mises en place alors que leur encaissant n'était pas encore totalement consolidé donc très près de la zone d'accrétion (ERNEWEIN *et WHITECHURCH*, 1986; ERNEWEIN, 1987; ERNEWEIN *et al.*, soumis).

L'étude structurale des massifs intrusifs qui recoupent la partie supérieure du bloc ophiolitique de Salahi montre que ceux-ci se sont mis en place suivant une direction préférentielle N150. Cette direction, qui est une des directions majeures du complexe filonien, représente une direction de faiblesse principale dans la croûte océanique construite au cours de l'épisode d'accrétion.

Le troisième épisode volcanique V3 correspond à l'unité de Salahi d'ALABASTER *et al.* (1982). Cet épisode est d'extension réduite par rapport aux épisodes précédents. Le contact entre ce troisième épisode volcanique et le précédent est marqué par un horizon de sédiments de 15m d'épaisseur dont les termes sommitaux sont dépourvus de la signature hydrothermale qui caractérise les sédiments déposés à proximité d'un axe d'accrétion. Ceci suggère que cet épisode est nettement postérieur au précédent et qu'il s'est mis en place en contexte intraplaque. L'absence de fraction détritique dans ces sédiments laisse penser que ce volcanisme s'épanche en milieu océanique franc.

L'expression de deux phases hydrothermales majeures, liées aux deux épisodes volcaniques principaux a été mise en évidence sur le terrain.

La première phase hydrothermale est liée à l'épisode magmatique axial. Les témoins de cette phase sont les sédiments métallifères qui affleurent entre les coulées du volcanisme 1. Cette phase s'illustre également par des épidotisations de dykes, recoupés par des dykes plus frais. Elle pourrait également être à l'origine des épidotisations et imprégnations de sulfures que l'on observe aux abords de petites intrusions de plagiogranites qui bréchifient la base du complexe filonien.

L'étude de l'indice sulfuré de Zuha montre que la formation des minéralisations a lieu lors d'un épisode hydrothermal postérieur à la phase d'accrétion. Cet épisode est contemporain à légèrement postérieur à la mise en place des premières coulées du

volcanisme 2, mais antérieur à l'extrusion des coulées massives colonnaires et des coulées vésiculaires qui constituent les émissions ultérieures du volcanisme 2. Cet indice sulfuré se développe au niveau d'un couloir de fractures de direction méridienne et à proximité d'un graben actuellement occupé par des coulées du volcanisme 2. Cette fracturation est liée à la tectonique d'accrétion.

La présence de poches de sédiments métallifères intercalées localement entre les coulées supérieures du volcanisme 2 ainsi que celle d'un niveau de sédiments également métallifères, à la base de la séquence sédimentaire affleurant à l'interface des épisodes volcaniques 2 et 3, suggèrent qu'une activité hydrothermale a également accompagné l'émission de ces coulées. Cependant, elle ne génère pas de minéralisations sulfurées.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

- Photo 1:** Complexe filonien: affleurement constitué de 100% de dykes localisé au niveau du point 129 de la carte, figure 16 (wadi Salahi, bloc de Salahi).
- Photo 2:** Laves en coussins du volcanisme 1. Affleurement localisé au Sud du wadi Forest (bloc de Salahi).
- Photo 3:** Sills à patine brun sombre parcourant des laves en coussins du faciès "unité de Lasail" de la base du volcanisme 2 (complexe de Mahab, bloc de Sarami).
- Photo 4:** Sills à patine brun sombre parcourant des laves du faciès "unité de Lasail" de la base du volcanisme 2, avec en arrière plan, un massif intrusif de plagiogranite, (tr), (complexe de Mahab, bloc de Sarami).
- Photo 5:** Massif intrusif de plagiogranite (tr) affleurant à l'interface du complexe filonien et du volcanisme 1. En arrière plan apparaissent les gabbros isotropes (gb). Affleurement situé au Sud du wadi Salahi (bloc de Salahi).

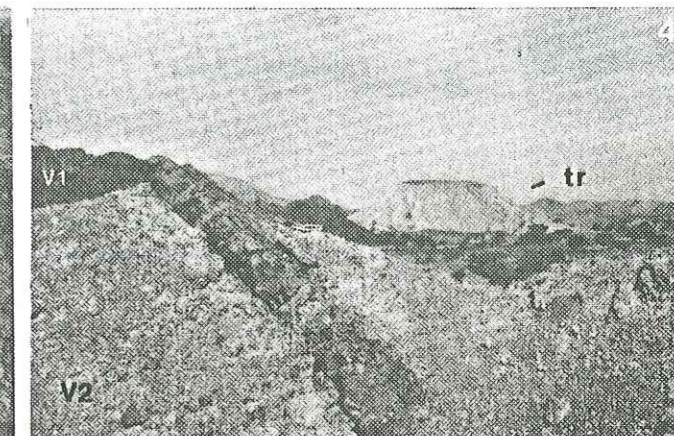
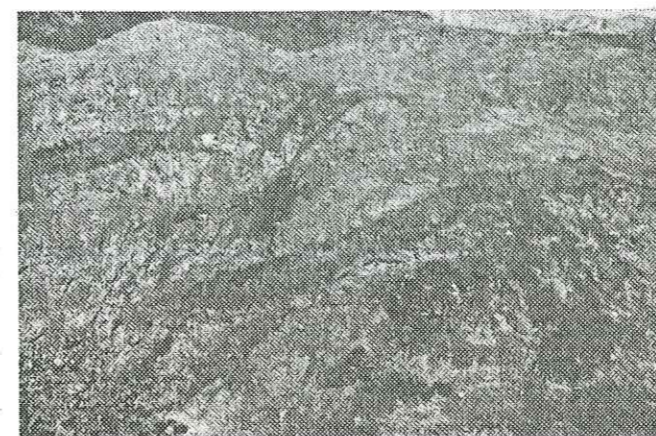
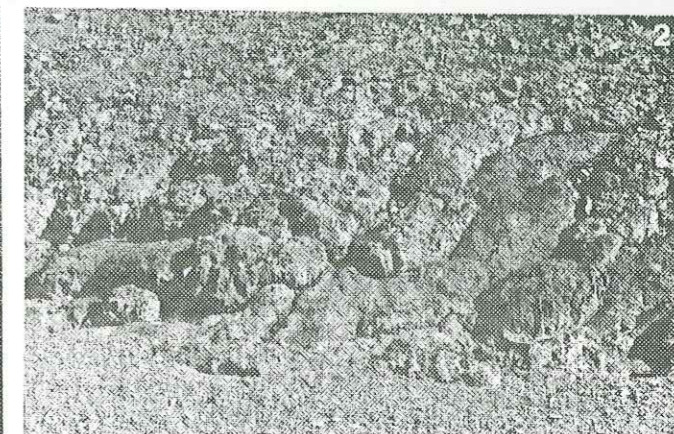


PLANCHE II

- Photo 1:** Sills (S) alimentant les coulées de la base du volcanisme 2 sécants sur le volcanisme 1 (V1). Affleurement localisé entre les wadis Forest et Hilti (bloc de Salahi).
- Photo 2:** Sills (S) parcourant des laves en coussins constituant les premières émissions du volcanisme 2. Affleurement localisé entre les wadis Forest et Hilti (bloc de Salahi).
- Photo 3:** Sills parcourant des laves en coussins constituant les premières émissions du volcanisme 2. Affleurement localisé entre les wadis Salahi et Forest (bloc de Salahi).
- Photo 4:** Laves en coussins vésiculaires du volcanisme 2 (laves supérieures, bloc de Salahi).

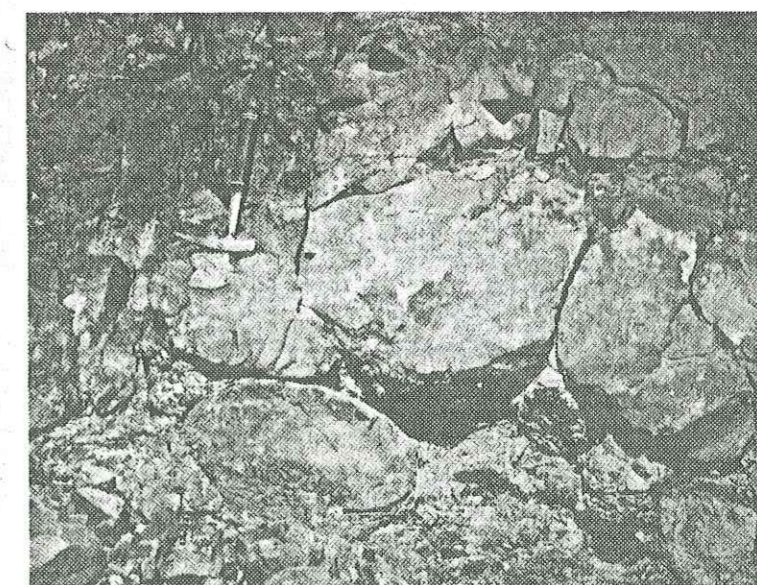
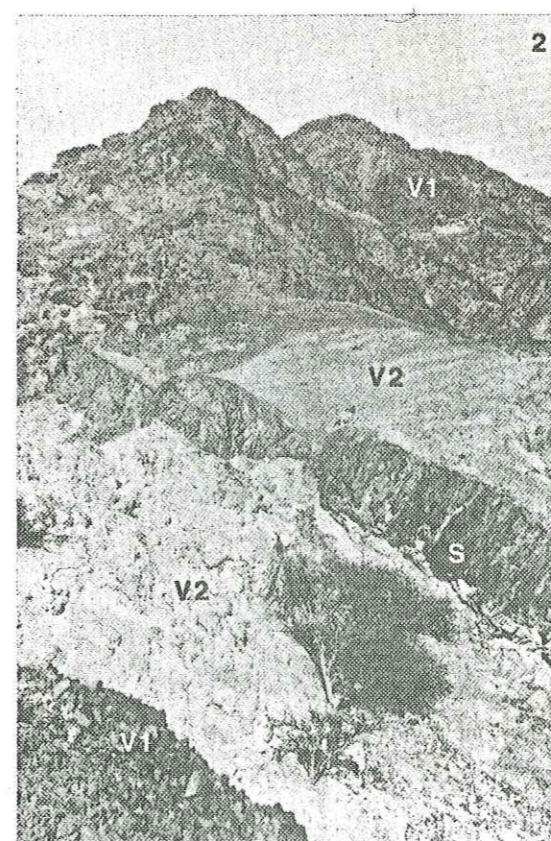
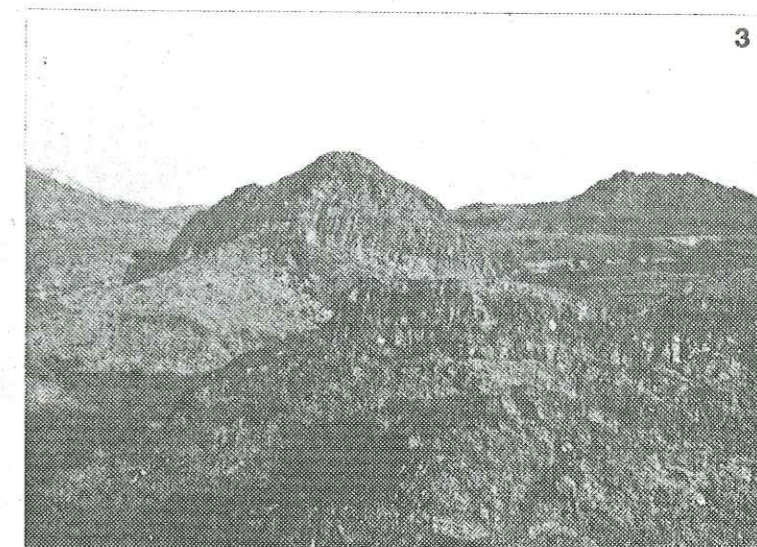
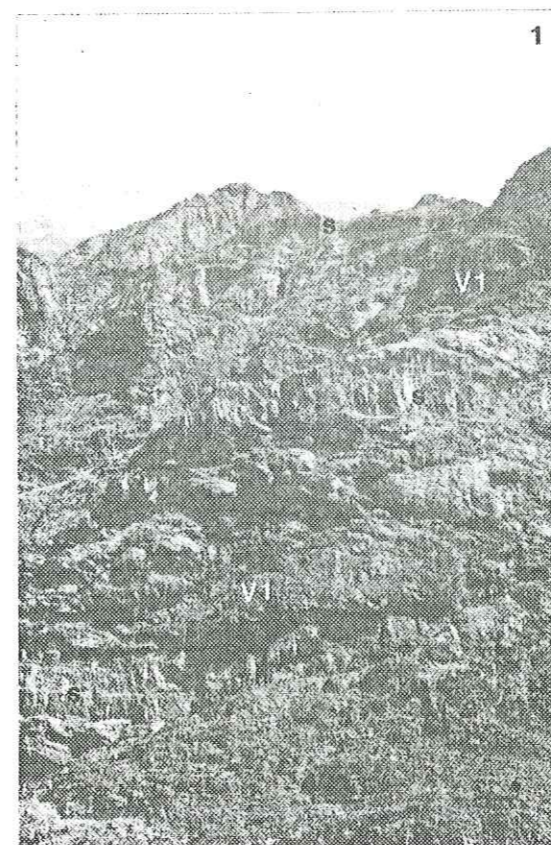


PLANCHE III

Photo 1: Laves en coussins du volcanisme 2 caractérisées par un important développement de diaclases (faciès riche en plagioclases, bloc de Salahi).

Photo 2: Dyke de picrite basaltique (Pc) affleurant à la base du volcanisme 2. Affleurement localisé au Sud du wadi Salahi (bloc de Salahi).

Photo 3: Lentille de sédiments métallifères (SM) intercalée entre les coulées du volcanisme 2 (bloc de Salahi).

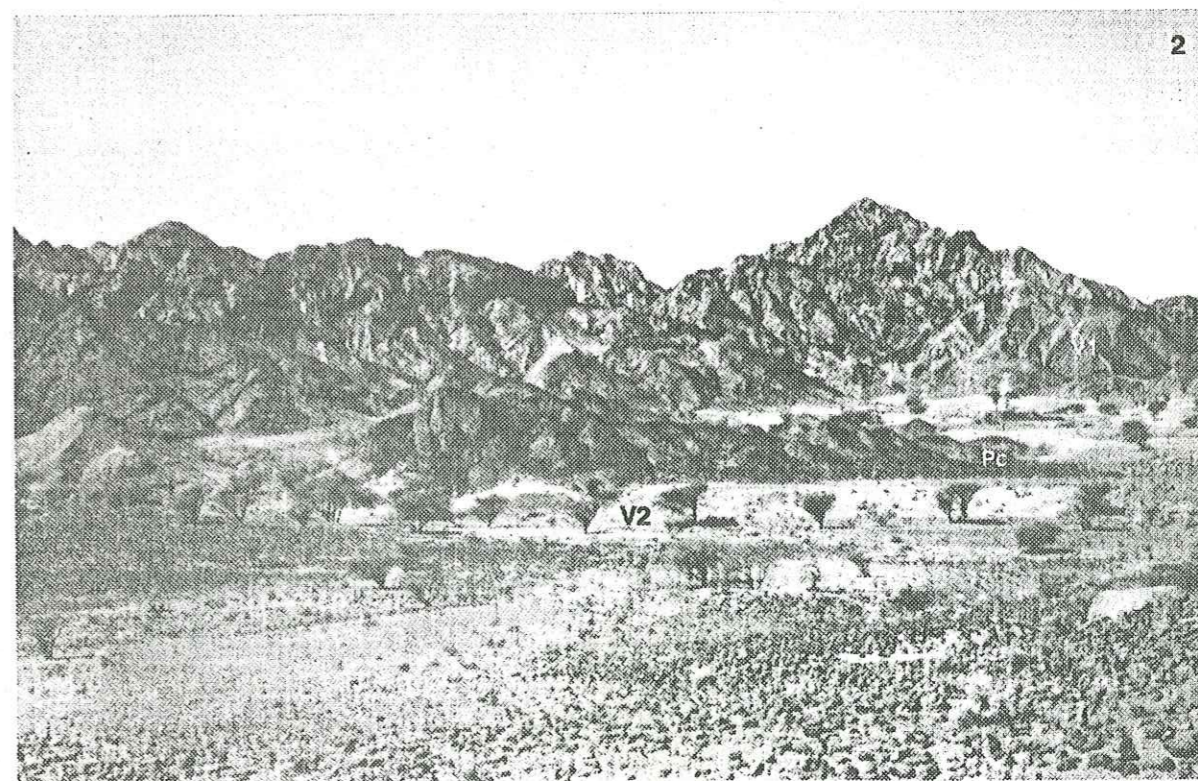
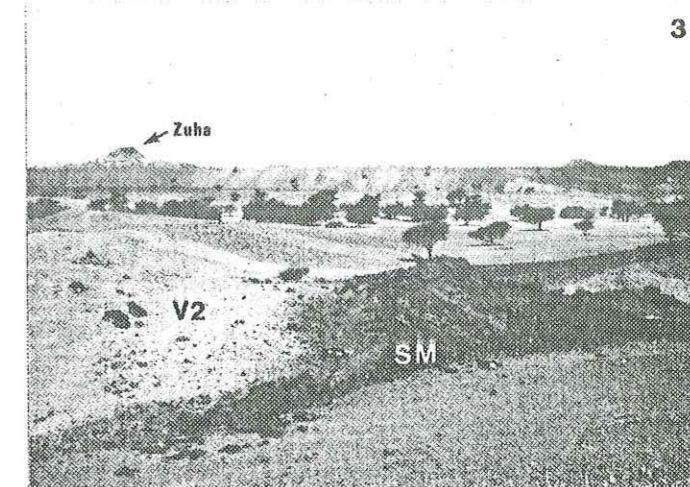


PLANCHE IV

Photo 1: Brèche de faille jalonnant le contact volcanisme 1 - volcanisme 2 au Sud du wadi Forest (bloc de Salahi).

Photo 2: Brèche de talus se développant à l'interface des volcanismes 1 et 2 au Nord du wadi Hilti, découpée en poissons tectoniques (bloc de Salahi).

Photo 3: Détail de cette brèche de talus sur un plan de faille.

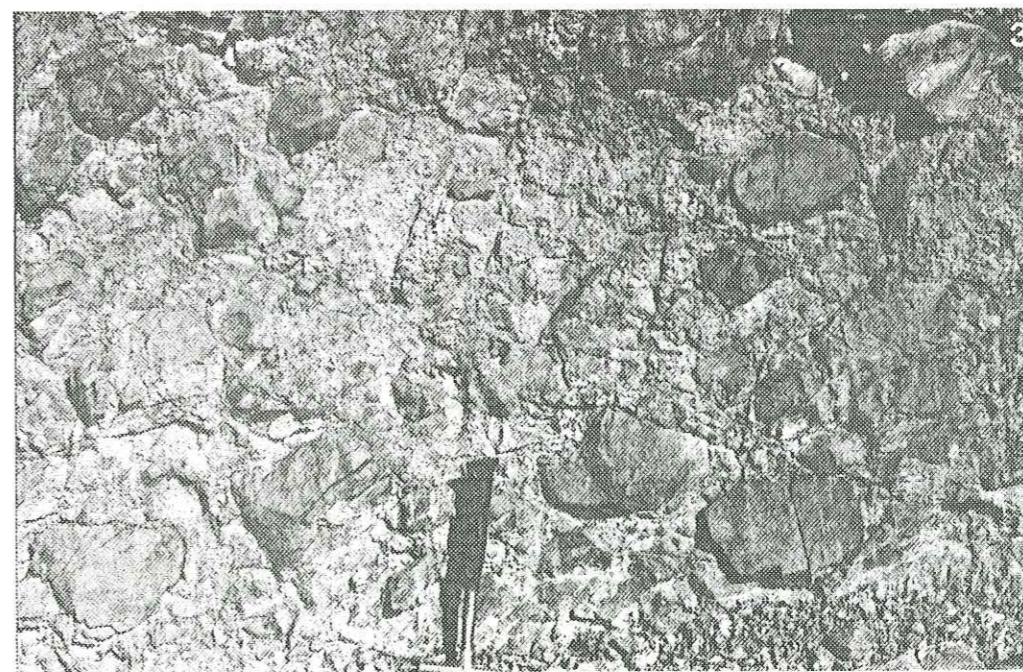
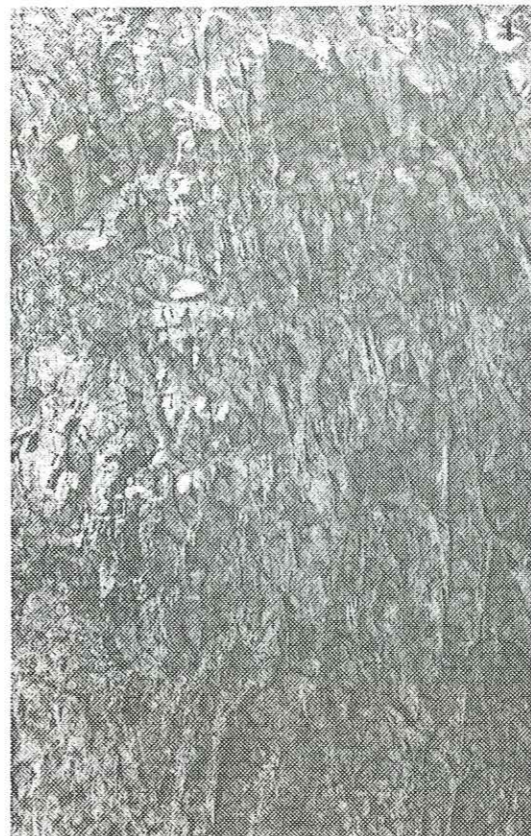
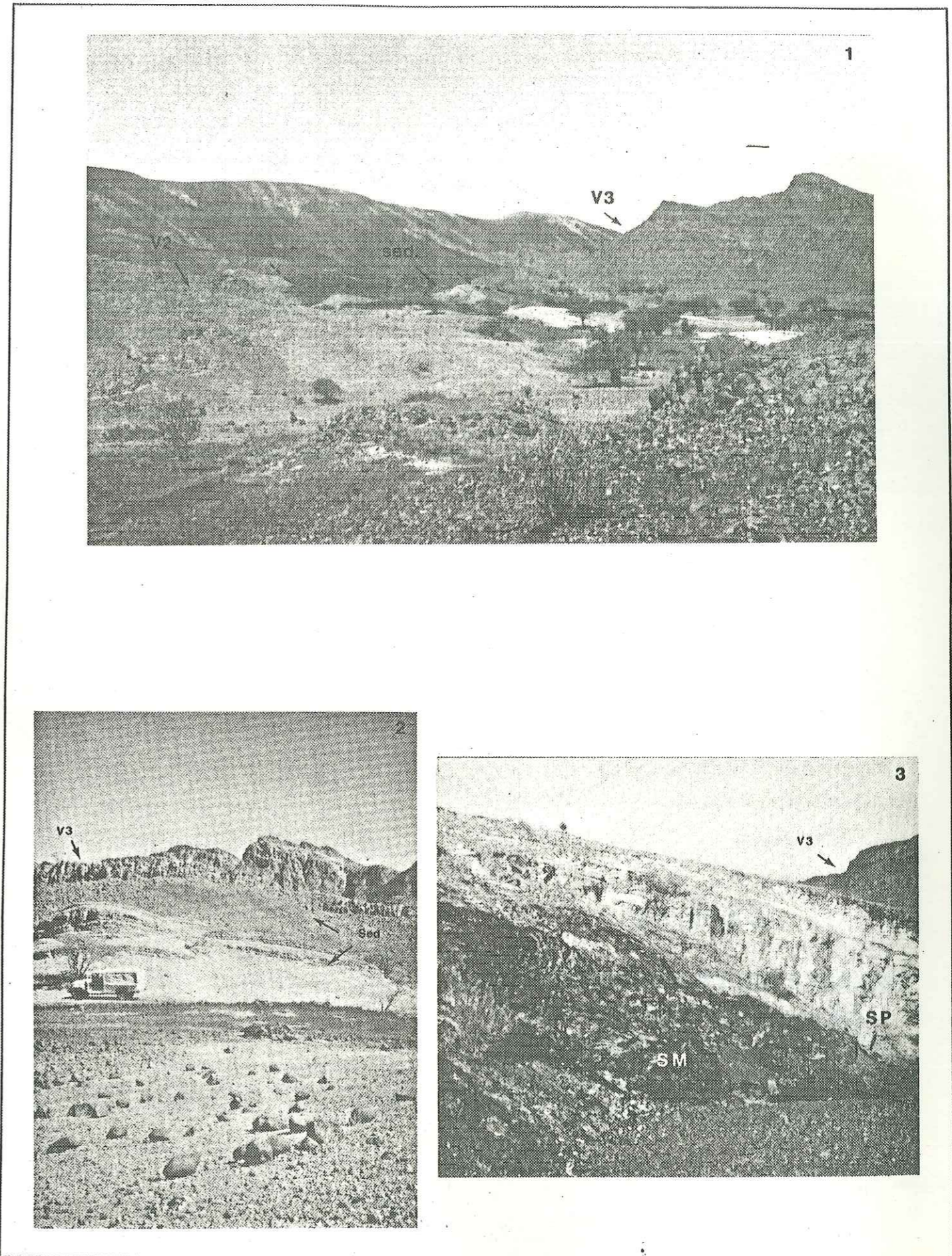


PLANCHE V

Photo 1: Coulées massives du volcanisme 3 séparées du volcanisme 2 par une séquence sédimentaire de 15m d'épaisseur (bloc de Salahi)

Photo 2: Séquence sédimentaire (Sed) se développant à l'interface des volcanismes 2 et 3 (bloc de Salahi).

Photo 3: Détail de cette séquence sédimentaire où apparaissent à la base les termes métallifères (SM) et au sommet les termes pélagiques francs (SP).



Chapitre 3

**MINERALOGIE ET GEOCHIMIE
DES PHASES MINERALES
MAGMATIQUES DES TROIS
EPISODES VOLCANIQUES ET
DYKES ASSOCIES**

Chapitre 3

MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES PHASES MINERALES MAGMATIQUES DES LAVES DES TROIS EPISODES VOLCANIQUES ET DYKES ASSOCIES

I - DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES

A - LE VOLCANISME 1

Les bordures des coulées massives et des coussins du volcanisme 1 sont caractérisées par des textures hyalopilitiques vacuolaires. Les coeurs des coulées massives possèdent des textures intergranulaires alors que dans ceux des coussins, ce sont les textures hyalopilitiques qui dominent (Planche VI, Photos 1 à 4).

Ces laves sont presque aphyriques; les rares phénocristaux sont des plagioclases accompagnés parfois de clinopyroxènes. Cette phase est en effet essentiellement présente en microphénocristaux. Les rares phénocristaux de clinopyroxènes s'observent sous forme automorphe isolés ou bien associés au plagioclase, ou bien sous forme xénomorphe toujours associés au plagioclase mais constituant alors des glomérocristaux (Planche VI, Photos 5 et 6). Dans ces deux derniers cas, le pyroxène est poecilitique sur le plagioclase.

La mésostase est constituée de plagioclases en microlites et d'oxydes ferrotitanés auxquels s'ajoutent, notamment dans les coussins, des cristaux aciculaires d'hématite. Celle-ci est particulièrement abondante dans les portions vitreuses. Les aiguilles d'hématite se répartissent alors souvent en peignes à la bordure des plagioclases. Elles représentent vraisemblablement le produit d'altération de titanomagnétite, laquelle a cristallisé au moment de l'extrusion. Les plagioclases microlitiques présentent souvent des extrémités fourchues ou des morphologies en noeud de papillon.

Aucune trace de verre frais n'a été décelée, celui-ci étant toujours transformé en produits secondaires de type chlorite.

L'ordre de cristallisation dans les laves du volcanisme 1 déterminé par cette analyse pétrographique est: Plagioclase + Clinopyroxène (phénocristaux) / Clinopyroxène (microphénocristaux) / Plagioclase (microlites) + Titanomagnétite.

Ces laves se distinguent du point de vue minéralogique de MORBs typiques par l'absence d'olivines (HEKINIAN, 1982). Cependant tout comme dans ce type de basaltes, le plagioclase est une des premières phases au liquidus (BRYAN, 1983).

1. Les premières émissions du volcanisme 2 équivalentes aux faciès primitifs de cet épisode

Les laves en coussins de la base du volcanisme 2 sont caractérisées par des textures microlitiques microporphyriques, localement vacuolaires. Dans les sills fins se développent des textures similaires à celles des coussins, alors que dans les sills d'épaisseur plus importante (>50 cm), des textures intergranulaires à intersertales sont observées.

Des fantômes d'olivine, à présent totalement pseudomorphosée en produits secondaires de type prehnite, chlorite, épidote, ont été identifiés dans ces laves. Cette olivine se présente sous la forme de micro ou de phénocristaux (la longueur du grand axe oscillant entre .5 et 2.5mm environ) (Planche VII, Photo 1).

Elle est accompagnée de clinopyroxènes frais, essentiellement en microphénocristaux (taille oscillant entre .6 et 1mm) trapus, automorphes à subautomorphes (Planche VII, Photo 2). Les phénocristaux (taille supérieure à 1mm) sont plus rares. L'ensemble de ces pyroxènes se présentent souvent en glomérocristaux. Ils montrent fréquemment des zonations concentriques, ainsi que des macles. La macle en sablier a été observée, mais c'est de loin la macle $h^1(100)$ qui est la plus fréquente.

Ces deux phases, olivine et pyroxène, sont porteuses d'inclusions de spinelle chromifère (Planche VII, Photos 3, 4 et 5). Celui-ci est également présent en cristaux automorphes disséminés ou arrangés en petits chapelets dans la mésostase. La taille de ces spinelles oscille entre 10 et 250 microns.

Pyroxènes et plagioclases en microlites constituent les deux principales phases magmatiques de la mésostase. Les portions vitreuses de celle-ci sont à présent remplacées par des produits secondaires, ces derniers occupant également les vésicules. Certains clinopyroxènes microlitiques présentent des morphologies squelettiques et des extrémités en queue d'aronde. Les plagioclases peuvent localement constituer des structures en éventail, poecilitiques sur les pyroxènes squelettiques (Planche VII, Photo 6).

L'ordre de cristallisation observé dans ces laves est donc: Spinelle chromifère / Olivine + Clinopyroxène (microphénocristaux) / Plagioclase + Clinopyroxène (microlites).

La cristallisation précoce du clinopyroxène ainsi que son abondance en phénocristaux ou en microlites distinguent ces faciès volcaniques de MORBs typiques.

Ces laves sont caractéristiques de la base du volcanisme 2, cela au niveau du wadi Salahi, mais aussi du wadi Mahmum (échantillon, Planche VII, Photo 5). Localement, on retrouve cependant des coulées présentant la même paragenèse magmatique dans les parties supérieures du volcanisme 2, (échantillon, Planche VII, Photo 3), cela venant confirmer les observations de terrain. L'olivine est à ce niveau également pseudomorphosée par des produits secondaires.

2. Les coulées supérieures du volcanisme 2

Les coulées massives colonnaires et les laves vésiculaires équivalentes aux faciès évolués du volcanisme 2

Les coulées reposant sur les laves précédentes ou directement sur le volcanisme sont de deux types. Il s'agit, soit de coulées massives colonnaires à grain grossier, soit de laves en coussins ou coulées massives vésiculaires.

Les premières montrent des textures intersertales alors que les secondes, coussins et coulées massives, sont caractérisées par des textures microlitiques fluidales. Dans certains coussins où la fraction vitreuse est plus importante, des textures hyalopilitiques se développent. L'ensemble de ces laves est quasiment aphyrique. L'olivine a disparu. Les microphénocristaux de clinopyroxènes deviennent rares. Le plagioclase est la phase dominante de la mésostase bien que les microlites de clinopyroxènes demeurent plus abondants que dans les laves du volcanisme 1. Le spinelle disparaît pour être remplacé par des oxydes ferrotitanés (Planche VIII, Photo 1).

Les faciès riches en plagioclases

Les laves en coussins de ce faciès sont caractérisées par des textures phénoclastiques (Planche VIII, Photo 2). Le plagioclase en phénocristaux plurimillimétriques est très abondant accompagné de rares phénocristaux d'olivine, actuellement pseudomorphosée par de la calcite, et de clinopyroxènes zonés. L'olivine est porteuse d'inclusions de spinelles chromifères également observés dans la mésostase. Cette dernière est constituée de microlites de plagioclases et clinopyroxènes abondants ainsi que de petites plages vitreuses pseudomorphosées par des produits phylliteux.

Dans les coulées massives se développent des textures doléritiques à microgabbroïques. Pyroxènes et plagioclases représentent les phases magmatiques principales, les premiers étant poecilitiques sur les seconds (Planche VIII, Photo 3). Certains de ces clinopyroxènes présentent des zonations particulièrement nettes en lumière polarisée (Planche VIII, Photo 4). La titanomagnétite est abondante et un cristal de spinelle chromifère a été rencontré. Aucune olivine n'a cependant été identifiée dans ces échantillons pour le moment.

Dans ces faciès, le plagioclase cristallise ainsi de manière précoce. L'ordre de cristallisation est donc différent de celui rencontré dans les coulées primitives de la base du volcanisme 2 bien que ces deux types de laves présentent des assemblages minéralogiques primaires très semblables (présence de spinelles chromifères et d'olivines).

3. Les picrites basaltiques

Ces roches sont caractérisées par des textures vitrophyriques (Planche IX, Photo 1). Elles sont constituées d'olivines en mégacristaux plurimillimétriques (certains grands axes atteignent 7mm de longueur), le plus souvent automorphes bien que certains cristaux montrent des golfes de résorption (Photo 2, Planche IX). Ces olivines sont partiellement, voire totalement serpentinisées.

Entre celles-là s'observent des microphénocristaux de clinopyroxènes automorphes à subautomorphes, présentant fréquemment la macle $h^1(100)$. Ces clinopyroxènes sont, comme les laves de la base du V2, très souvent associés en glomérocristaux. L'intervalle de taille caractérisant ces cristaux est 400-800 microns, mais on peut observer des pyroxènes de petite taille, de 20-40 microns, xénomorphes, étroitement associés en agglomérats polycristallins (Planche IX, Photo 3).

Le spinelle chromifère est une phase accessoire ubiquiste de ces laves. Il est présent dans la mésostase vitreuse et, tout comme dans les premières émissions du volcanisme 2, en inclusions dans l'olivine et le clinopyroxène.

Les picrites basaltiques sont caractérisées par la présence d'orthopyroxènes pléochroïques de type bronzite, de pigeonite et d'augite subcalciue. L'orthopyroxène est présent en micro et phénocristaux (taille maximale observée 1.2mm), relativement trapus, en blindage de l'olivine et du clinopyroxène (Planche IX, Photo 4), ou en cristaux aciculaires libres dans la mésostase. Pigeonite et augite subcalciue sont étroitement associées spatialement. Elles croissent en bouquet sur les olivines ou les clinopyroxènes, plus rarement sur l'orthopyroxène, ou bien sont présentes en amas fibroradiés dans la mésostase. Ces deux phases ont donc clairement cristallisé par effet

de trempe au cours de l'extrusion. Les conditions de cristallisation de l'orthopyroxène sont moins claires. Il est possible qu'une partie ait cristallisé en conditions intratelluriques.

La mésostase est actuellement totalement altérée en produit de type chlorite + sphène. Ces laves sont exemptes de plagioclases.

L'ensemble de ces observations a permis d'établir l'ordre de cristallisation suivant: Spinelle chromifère / Olivine + Clinopyroxène / Orthopyroxène / Pigeonite + Augite. La nature des cristaux précoces est semblable à celle des cristaux précoces des faciès primitifs du volcanisme 2. Ceci permet de rattacher sans ambiguïté ces picrites basaltiques à ce second épisode volcanique.

Ces roches s'illustrent par l'absence de plagioclase. Cette caractéristique minéralogique ainsi que la nature des phases magmatiques qui se développent dans ces picrites basaltiques (spinelle chromifère, olivine, orthopyroxène) les rapprochent des faciès boninitiques qui sont souvent associés aux séries volcaniques récentes d'arcs insulaires.

C - LE VOLCANISME 3

Les laves en coussins du volcanisme 3 sont caractérisées par des textures microlitiques microporphyrées (Planche IX, Photo 5). Quelques rares phénocristaux de plagioclase sont visibles. Cette phase est présente en microphénocristaux tout comme le clinopyroxène, très abondant, et est généralement poecilitique sur les premiers. La mésostase est constituée de microlites de plagioclases et de quelques clinopyroxènes, ainsi que d'oxydes ferrotitanés.

Le verre interstitiel est actuellement transformé en produits phylliteux et en sphène.

Les coulées massives montrent des textures ophitiques à microgabbroïques. Plagioclases et clinopyroxènes constituent les deux phases principales en phéno- et microphénocristaux (Planche IX, Photo 6). Dans ces échantillons, le clinopyroxène reste toujours poecilitique sur le plagioclase et peut même contenir des inclusions de titanomagnétite. Cette phase est par ailleurs abondante, comparés, par exemple, aux laves du volcanisme 1.

L'ordre de cristallisation est donc Plagioclase / Titanomagnétite / Clinopyroxène.

D - CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

L'étude pétrographique montre que les laves du volcanisme 1, attribuées à un épisode d'accrétion océanique, se distinguent du point de vue minéralogique de MORBs typiques par l'absence d'olivine (SHIDO *et al.*, 1971; EISSEN, 1982; HEKINIAN, 1982). La présence du plagioclase en tant que première phase au liquidus indique que ces laves ont cristallisé à basse pression (TILLEY *et al.*, 1972). Il en est de même pour les laves du volcanisme 3. Celles-ci se distinguent par contre des premières par la cristallisation précoce de titanomagnétite.

Les laves du volcanisme 2 se différencient aisément de celles des deux autres épisodes par l'abondance du clinopyroxène en tant que phase de la mésostase. Ce caractère est particulièrement évident dans les termes primitifs fréquents à la base de cet épisode volcanique. Ces derniers se caractérisent de plus, par une grande richesse en clinopyroxènes en microphénocristaux et par la présence d'olivine et de spinelle chromifère.

Les picrites basaltiques représentent des faciès d'accumulation des mêmes phases

olivines, clinopyroxènes et spinelles observées dans les faciès primitifs du volcanisme 2. Ces roches sont dépourvues de plagioclases et présentent des analogies de minéralogie avec les faciès boninitiques.

Les faciès riches en plagioclases présentent à la fois des caractéristiques minéralogiques des échantillons primitifs (présence d'olivine et de spinelle chromifère dans les coussins) et des échantillons plus évolués (présence de titanomagnétite dans les coulées massives).

La richesse en clinopyroxènes de l'ensemble des laves du volcanisme 2 distinguent clairement ces roches de basaltes de rides océaniques où cette phase minérale reste toujours mineure (HEKINIAN, 1982; BRYAN, 1983). De plus, dans les MORBs typiques (type 1 de BRYAN, 1983), l'ordre de cristallisation est différent de celui observé dans les laves primitives et évoluées du volcanisme 2. Dans les premiers, le plagioclase et l'olivine sont toujours les premières phases au liquidus alors que dans les secondes, c'est le clinopyroxène qui accompagne l'olivine dans les stades précoces de cristallisation, le plagioclase n'apparaissant que plus tardivement ou même pas du tout comme dans le cas des picrites basaltiques.

Des basaltes à phénocristaux de clinopyroxènes ont cependant été localement rencontrés à proximité de ride océanique (basaltes de type 2 de BRYAN, 1983) non loin de zone de fractures ou de point chaud. L'étude de ces laves (MOORE, 1979; SCHILLING *et al.*, 1982) montre que la cristallisation précoce de clinopyroxène est liée soit à un rapport de concentration entre éléments basiques et acides élevé dans les magmas, soit à une forte pression fluide au moment de la cristallisation des liquides. Les résultats expérimentaux de BENDER *et al.* (1978) suggèrent indépendamment des données de MOORES et SCHILLING *et al.* que la pression fluide est un facteur important dans la stabilisation du clinopyroxène au détriment du plagioclase.

On notera, au terme de cette étude pétrographique, que du point de vue minéralogiques les faciès primitifs du volcanisme 2 correspondent bien aux basaltes de l'unité de Lasail d'ALABASTER (1982) et aux laves de l'épisode SV2b de BEURRIER (1987).

II - GEOCHIMIE DES PHASES MAGMATIQUES

A - LE CLINOPYROXENE

Le clinopyroxène est la seule phase magmatique présente simultanément dans les trois épisodes volcaniques qui soit restée exempte de toute pseudomorphose secondaire. Or, depuis les publications classiques de KUSHIRO (1960), LEBAS (1962), VERHOOGEN (1962), de nombreux travaux sur échantillons naturels ou expérimentaux ont venus souligner l'importance de cette phase en tant qu'indicateur pétrogénétique.

Dans ce chapitre seront donc présentées et comparées les caractéristiques chimiques des clinopyroxènes (phénocristaux, microphénocristaux essentiellement) de chaque unité. Les compositions de ces phases sont regroupées dans l'annexe 1.

1. Position dans le triangle Wollastonite - Enstatite - Ferrosilite

Les clinopyroxènes du volcanisme 1 se répartissent entre les champs de l'endiopside et de l'augite, entre Wo41.5 En52 Fs6.5 et Wo35 En42 Fs22. (fig. 33) Les endiopsides correspondent aux phénocristaux précoces, alors que les microphénocristaux sont essentiellement des augites. Les clinopyroxènes du complexe filonien sont des augites.

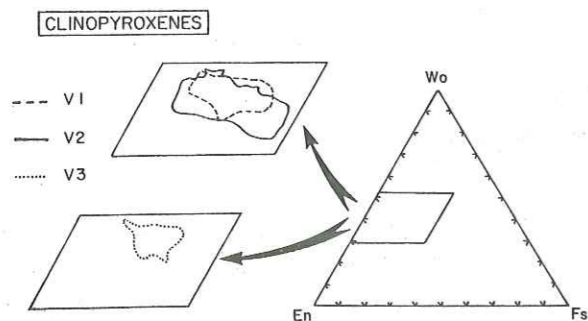


Fig 33: Répartition dans le triangle Wollastonite - Enstatite - Ferrosilite des clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques.
 $\% Fs = \frac{Fe\ tot + Mn}{Fe\ tot + Mn + Mg}$

Dans le volcanisme 2, les clinopyroxènes se répartissent également entre les champs de l'endiopside et de l'augite, de Wo41.2 En53.7 Fs5.1 à Wo36 En39.1 Fs24.9. Cependant, les endiopsides sont beaucoup plus fréquents. Ceux-ci correspondent aux microphénocristaux et aussi à une grande partie des microlites des faciès primitifs (CP 751, 758, 489, 805, 92), aux microphénocristaux des picrites basaltiques (CP 490), et aux phénocristaux des échantillons plus évolués (CP 22). Dans ce dernier type d'échantillons (CP 43, 494, 90, 91), microphénocristaux et microlites sont de composition augitique.

Les clinopyroxènes analysés dans les échantillons riches en plagioclases (CP337, 92G-93, 803) se répartissent dans des domaines de composition identique à ceux des clinopyroxènes des laves précédentes.

Il apparaît ainsi que les clinopyroxènes des épisodes 1 et 2 montrent une évolution d'un pôle $CaMgSi_2O_6$ vers un pôle $CaFeSi_2O_6$ typique de clinopyroxènes de séries tholéitiques (BROWN et VINCENT, 1963; ATKINS, 1969). Cette évolution est liée à l'enrichissement en fer des liquides à partir desquels ces phases cristallisent, au cours de la différenciation.

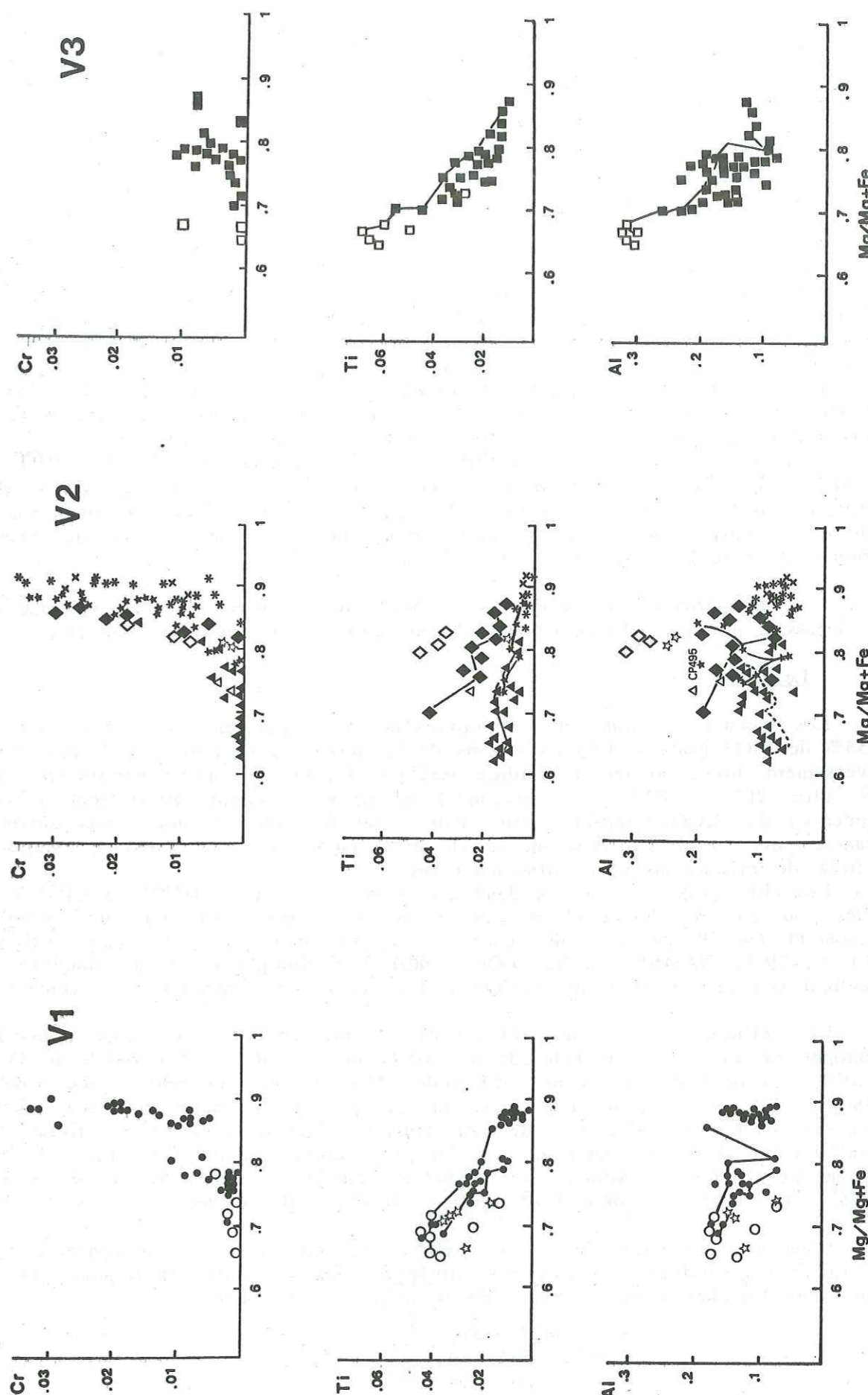
Les clinopyroxènes du volcanisme 3 sont essentiellement des augites, deux endiopsides et un diopside ont été rencontrés. Les compositions limites des cristaux analysés sont Wo45 En47.2 Fs7.4 et Wo43.8 En36 Fs20.

On remarque ainsi que l'évolution de ces clinopyroxènes au cours de la différenciation se fait en conservant des teneurs en wollastonite fortes. Ce caractère suggère que ces clinopyroxènes ont cristallisé à partir d'un liquide moins saturé en silice que ceux à partir desquels ont cristallisé les clinopyroxènes des épisodes 1 et 2.

2. Teneurs en composants non quadrilatéraux

Les teneurs en composants non quadrilatéraux, chrome, titane, aluminium et sodium des clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques ont été reportées sur les figures 34A et 35 en fonction de l'indice mafique de ces phases.

Fig 34A : teneurs en Cr, Ti et Al (en cations de la formule structurale) des clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques en fonction du rapport $Mg/(Mg+Fe)$ de ces minéraux. Pour les trois épisodes les caractères creux représentent des analyses de microlites. Dans les diagrammes relatifs aux clinopyroxènes du volcanisme 1, les étoiles creuses représentent des analyses de pyroxènes du complexe filonien. Dans les diagrammes relatifs aux clinopyroxènes du volcanisme 2, les astérisques représentent des analyses de clinopyroxènes d'un dyke 2 primitif (OT53), les croix celles de clinopyroxènes de picrites basaltiques, les étoiles celles de clinopyroxènes des faciès primitifs et les triangles celles de clinopyroxènes des faciès évolués. Les losanges illustrent les compositions des clinopyroxènes d'échantillons riches en plagioclases.



Le chrome

Les teneurs en chrome des clinopyroxènes précoces du volcanisme 1 sont souvent élevées, jusqu'à 1.06% de Cr₂O₃ ou .30 en cations de la formule structurale, alors que celles des microphénocristaux peuvent être très faibles. Cela a été noté dans l'échantillon CP 65 possédant les deux catégories de cristaux et suggère que les liquides s'appauvrissent rapidement en chrome au cours de leur cristallisation. Les microlites ont des teneurs en chrome très faibles.

Dans le volcanisme 2, les clinopyroxènes des faciès primitifs et des picrites basaltiques sont de manière caractéristique riches en chrome. Cela est valable pour les microphénocristaux où les teneurs supérieures à 1% de Cr₂O₃ sont fréquentes, mais aussi pour les microlites où des teneurs jusqu'à .70% de Cr₂O₃ ont été enregistrées (.02 en cations de la formule structurale). Cette richesse en chrome de l'ensemble des clinopyroxènes, toutes tailles confondues, suggère que les liquides qui ont donné naissance à ces laves étaient suffisamment riches en cet élément pour que ce caractère persiste jusqu'au moment de l'extrusion.

Les microphénocristaux des échantillons plus évolués sont, eux, très pauvres en chrome, les teneurs dépassant rarement les .20% de Cr₂O₃ (.005 en cations de la formule structurale). Le seul phénocristal analysé révèle une teneur de .61% en Cr₂O₃.

Certains pyroxènes des échantillons riches en plagioclases (CP 337, 92G-93, 803) possèdent également des teneurs fortes mais sont associés à des pyroxènes qui, bien qu'apparemment de même génération, ont des teneurs en Cr₂O₃ quasiment nulles. Les microlites analysés dans les coussins porphyriques ont des teneurs en chrome qui peuvent atteindre les .69% en Cr₂O₃ (.19 en cations de la formule structurale).

Les clinopyroxènes du volcanisme 3 montrent des teneurs en chrome peu élevées, ne dépassant pas les .35% en Cr₂O₃ (.01 en cations de la formule structurale).

Le titane

Les teneurs en titane des clinopyroxènes du volcanisme 1 varient entre .18 et 1.53% de TiO₂ (.004 à .043 en cations de la formule structurale) enrichissement qui est inversement proportionnel à l'indice mafique Mg/Mg+Fe du clinopyroxène, compris ici entre .703 et .892. L'enrichissement en titane est donc directement à relier au processus de différenciation. Cette différenciation n'est cependant pas suffisamment avancée pour que l'on puisse, au niveau de la chimie du clinopyroxène, enregistrer des indices de cristallisation de titanomagnétite.

Les clinopyroxènes analysés dans une même lame mince (CP65 et CP425) ont été reliés pour illustrer l'évolution de ces teneurs. Les teneurs en titane des microlites ne présentent pas d'enrichissement notable lié à un phénomène de trempe (MEVEL et VELDE, 1976; GAMBLE et TAYLOR, 1980). Les clinopyroxènes du complexe filonien montrent des valeurs du titane analogues à celles des clinopyroxènes du volcanisme 1.

Les clinopyroxènes du volcanisme 3 montrent en ce qui concerne les microphénocristaux une fourchette de teneurs comprises entre .39 et 1.98% de TiO₂ (.01 à .055 en cations de la formule structurale). Ces valeurs sont équivalentes à celles des clinopyroxènes du volcanisme 1, si l'on excepte les phénocristaux des échantillons précoces CP426 et 59-3-170 de cet épisode. L'enrichissement en titane se fait parallèlement à l'enrichissement en fer tout comme dans les clinopyroxènes du volcanisme 1. Cette évolution est visualisée sur les clinopyroxènes de l'échantillon CP447. Les microlites montrent des teneurs en titane qui peuvent atteindre les 2.3%.

D'une façon générale, les clinopyroxènes des épisodes 1 et 3 possèdent des teneurs en titane comparables à celles des clinopyroxènes de séries tholéitiques si l'on se réfère aux fourchettes ou moyennes de la littérature et données ici:

.3 à 1.5% TiO₂ d'après LEBAS (1962)
.76 ± .49% TiO₂ pour les clinopyroxènes de MORBs
.67 ± .37% TiO₂ pour les clinopyroxènes de basaltes d'arcs
.94 ± .46% TiO₂ pour les clinopyroxènes de tholéites intraplaques d'après NISBET et PEARCE (1977)
.87% TiO₂ en moyenne dans les cpx de MORBs
1.16% TiO₂ en moyenne dans les clinopyroxènes de basaltes transitionnels
.51% TiO₂ en moyenne dans les clinopyroxènes de tholéites d'arcs d'après LE GUEN DE KERNEIZON *et al.* (1979).

Les teneurs en titane des clinopyroxènes des faciès primitifs et des laves plus évoluées du volcanisme 2 contrastent de manière frappante avec celles des clinopyroxènes des épisodes précédents. Elles sont effectivement très basses, comprises entre .07 et .65 de TiO₂ (.001 à .018 en cations de la formule structurale) pour un indice mafique qui varie entre .911 et .623. Ces valeurs sont d'une manière générale inférieures à celles rencontrées dans des clinopyroxènes de MORBs typiques.

L'évolution des teneurs en titane des clinopyroxènes analysés dans les échantillons CP90 et 495 a été représentée afin de souligner le faible enrichissement en cet élément au cours de la différenciation. La pauvreté en titane de ces clinopyroxènes est évidente au niveau des clinopyroxènes des termes évolués mais elle est également remarquable au niveau des clinopyroxènes des termes primitifs. En effet, les phénocristaux précoces du volcanisme 1 dont les teneurs en chrome sont comparables à celles des endiopsides du volcanisme 2 montrent toujours des valeurs du titane supérieures à .20% de TiO₂ (ou .005 en cations de la formule structurale) alors que celles des endiopsides chromifères sont généralement inférieures à cette valeur (fig 34B).

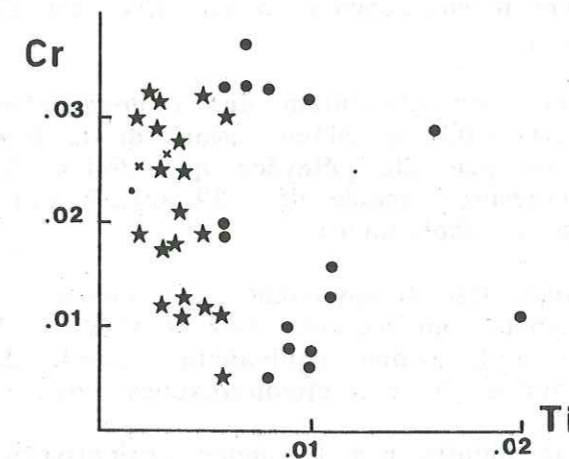


Fig 34B: $Cr = f(Ti)$ pour les clinopyroxènes précoces du volcanisme 1 (cercles) et ceux des faciès primitifs (étoiles) et des picrites basaltiques (croix) du volcanisme 2.

Les pyroxènes analysés dans les coulées riches en plagioclases se distinguent par leurs teneurs en titane fortes variant entre .38 et 1.5% de TiO₂ (.10 à .42 en cations de la formule structurale). Ces teneurs élevées ne peuvent être liées à des enrichissements en relation avec des phénomènes de trempe. En effet, d'une part les cristaux analysés

dans les coussins sont des phénocristaux, et d'autre part la texture grenue qui se développe dans les coulées massives montre que celles-ci se sont refroidies lentement. L'évolution des teneurs en titane des clinopyroxènes analysés dans l'échantillon 92G-93 a été illustrée. Celle-ci est très semblable à celle des clinopyroxènes des épisodes 1 et 3. Les teneurs en titane des clinopyroxènes microlitiques analysés dans le coussin CP337 ont été reportées figure 34.

Elles sont anormalement élevées, atteignant 1.62% de TiO_2 (.45 en cations de la formule structurale) pour un indice mafique élevé de .796. Cet enrichissement est cette fois lié à la trempe.

On remarque donc d'ores et déjà qu'il existe une certaine complexité en ce qui concerne la chimie des clinopyroxènes du volcanisme 2, complexité qui sera soulignée et explicitée lors de l'étude des zonalités fréquentes dans les clinopyroxènes de cet épisode.

L'aluminium

Les teneurs en aluminium des clinopyroxènes du volcanisme 1 sont comprises entre 1.42 et 4.1% d' Al_2O_3 (.077 à .180 en cations de la formule structurale). Elles sont assez faibles et comprises dans les fourchettes des teneurs en aluminium des clinopyroxènes des séries tholéïtiques données dans la littérature.

2 à 5% Al_2O_3 d'après LEBAS (1962)

3.1 ± 2% pour les clinopyroxènes de MORBs

3.3 ± 1.8% pour les clinopyroxènes de basaltes d'arcs

3.2 ± 1.4 pour les clinopyroxènes de tholéïtes intraplaques, d'après NISBET et PEARCE (1977).

3.12% Al_2O_3 en moyenne dans les clinopyroxènes de MORBs

3.13% en moyenne pour les clinopyroxènes de basaltes transitionnels

3.23% en moyenne pour les clinopyroxènes de tholéïtes d'arcs d'après LE GUEN DE KERNEIZON *et al.* (1979).

Ces teneurs sont variables au sein d'un même échantillon et tout comme le titane, elles croissent proportionnellement aux teneurs en fer. Ceci est bien illustré au niveau des échantillons CP425 et 65.

La fourchette des teneurs en aluminium des clinopyroxènes du volcanisme 3 varie de 2.15 à 5.99% d' Al_2O_3 (.092 à .241 en cations de la formule structurale). Ces teneurs peuvent donc être un peu plus élevées que celles des clinopyroxènes du volcanisme 1 bien que la moyenne calculée de 3.39 ± 1.05 soit compatible avec les teneurs en aluminium des séries tholéïtiques.

Les teneurs en aluminium des clinopyroxènes des faciès primitifs et des termes plus évolués du volcanisme 2 sont comprises entre 1.42 et 4.09% d' Al_2O_3 (.060 à .174 en cations de la formule structurale), gamme équivalente à celle des clinopyroxènes du V1. Cependant un grand nombre de ces clinopyroxènes ont des teneurs en Al_2O_3 inférieures à 3%.

De plus cet élément ne montre pas le même enrichissement proportionnel aux teneurs en fer observées précédemment; les teneurs en aluminium varient peu et ainsi des clinopyroxènes dont l'indice mafique est très différent peuvent posséder des teneurs en aluminium comparables. Ceci est lié en partie à la richesse en chrome des clinopyroxènes des termes primitifs: cet élément présent dans les sites octaédriques du clinopyroxène y induit un excès de charge qui doit être compensé par l'entrée d'aluminium en substitution d'ion Si en site tétraédrique.

Les clinopyroxènes de composition augitique présentent des teneurs en aluminium nettement inférieures aux clinopyroxènes des épisodes V1 et V3 de même indice mafique.

Ces différences dans les teneurs en aluminium peuvent être reliées directement au chimisme des liquides, plus forte activité de la silice dans les liquides V2 à partir

desquels ces clinopyroxènes ont cristallisé par rapport aux liquides V1 et V3 (VERHOOGEN, 1962), ou teneurs en aluminium plus faibles dans ces liquides V2 (MAUREL, 1985). Elles peuvent également s'expliquer par des conditions de cristallisation différentes (BARBERI *et al.*, 1971). Ces auteurs ont en effet souligné l'importance de paramètres physiques tels la pression d'eau qui, quand elle est faible, favorise la cristallisation précoce du plagioclase. Celui-ci en piégeant la molécule tschermak va appauvrir le bain en aluminium, expliquant ainsi la pauvreté en cet élément des clinopyroxènes cristallisant postérieurement. Cependant, comme le soulignent ces auteurs, ces variations de pression d'eau auront une influence plus marquée sur la cristallisation des magmas alcalins que tholéïtiques.

Dans le cas des termes primitifs et différenciés du volcanisme 2 de toute façon il n'y a aucun indice de cristallisation précoce de plagioclase. L'hypothèse que ces faibles teneurs en aluminium soient liées à une activité de la silice plus élevée n'est pas non plus satisfaisante car ces laves contiennent de l'olivine. Ces teneurs sont donc vraisemblablement directement le reflet de la pauvreté des liquides en aluminium. Les faibles teneurs en aluminium de ces magmas pourraient également bien expliquer les faibles teneurs en titane de ces clinopyroxènes, élément dont la distribution pyroxène/liquide dépend à la fois des teneurs en Al et Ti du bain (MAUREL, 1985).

Les clinopyroxènes des échantillons riches en plagioclases montrent une gamme de teneurs en aluminium comprises entre 1.93 et 4.45% en Al_2O_3 , comparables à celles observées dans les clinopyroxènes du volcanisme 1. Ces teneurs en aluminium croissent, de plus, avec le fer. Les microlites de l'échantillon CP337 montrent des teneurs anormales en Al (pouvant dépasser les 7%) qui, comme les teneurs en titane, sont liées à la trempe.

Le sodium

Les clinopyroxènes du volcanisme 1 possèdent des teneurs en sodium comprises entre .18 et .45% de Na_2O (.012 à .032 en cations de la formule structurale). Celles-ci tout comme le titane et l'aluminium montrent un enrichissement proportionnel aux teneurs en fer de ce minéral.

Une gamme de teneurs équivalentes et une même évolution en fonction de l'indice mafique caractérisent les clinopyroxènes du volcanisme 3 (.25 à .47% de Na_2O ou .017 à .035 en cations de la formule structurale), ceci toujours si l'on excepte les phénocristaux précoces du V1. Dans ces deux épisodes, les microlites ne présentent pas de teneurs anormales et les points représentatifs se situent dans le prolongement du nuage défini par les microphénocristaux, avec des teneurs en Na_2O qui atteignent les .45% de Na_2O .

Ces valeurs sont compatibles avec celles des clinopyroxènes des séries tholéïtiques.

.32% Na_2O d'après LEBAS (1962)

.21% Na_2O _ .19 pour les clinopyroxènes de MORBs

.35% _ .17 pour les clinopyroxènes de basaltes d'arcs

.47% _ .19 pour les clinopyroxènes de tholéïtes intraplaques d'après NISBET et PEARCE (1977)

.29% en moyenne pour les clinopyroxènes de MORBs

.35% en moyenne pour les clinopyroxènes de basaltes transitionnels

.28 % en moyenne pour les clinopyroxènes de tholéïte d'arcs d'après LE GUEN DE KERNEIZON *et al.* (1979).

On retrouve au niveau des teneurs en sodium les deux tendances observées dans les clinopyroxènes du volcanisme 2 au niveau des teneurs en titane et aluminium. En effet, les clinopyroxènes des échantillons primitifs et évolués se caractérisent par des teneurs faibles en sodium comprises entre .07 et .23% en Na_2O (.004 à .16 en cations de la formule structurale) alors que ceux des échantillons CP337, 92G-93 et 803 sont caractérisés par des teneurs nettement plus élevées (.21 à .45% de Na_2O ou .014 à .032

en cations de la formule structurale). Ces teneurs sont une fois de plus comparables à celles des clinopyroxènes des épisodes 1 et 3.

3. Le diagramme Ti en fonction de Al

Ce diagramme a été proposé par KUSHIRO (1960) pour différencier les clinopyroxènes des séries tholéitiques, transitionnelles et alcalines. Il est utilisé ici pour souligner l'analogie entre les compositions des clinopyroxènes de l'ensemble du volcanisme étudié et ceux des séries tholéitiques de cet auteur (fig. 36).

Seuls quelques microphénocristaux et microlites du volcanisme 3, ayant cristallisé alors que les liquides étaient suffisamment différenciés, se placent dans le domaine des clinopyroxènes des laves transitionnelles. Il en est de même pour les microlites des laves V2 qui sont enrichis en Al et Ti par effet de trempe.

Ce diagramme permet de surcroît de bien différencier d'après la teneur en titane de leurs clinopyroxènes les trois types de laves rencontrés dans le volcanisme 2.

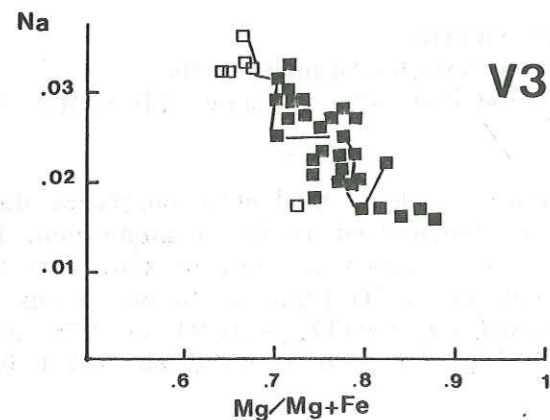
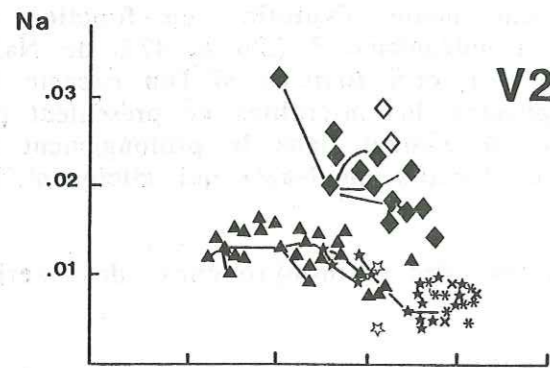
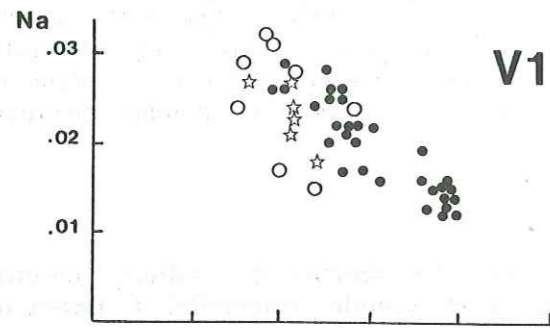


Fig 35 : Teneurs en Na (en cations de la formule structurale) des clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques. Les symboles employés sont les mêmes que ceux de la figure 34A.

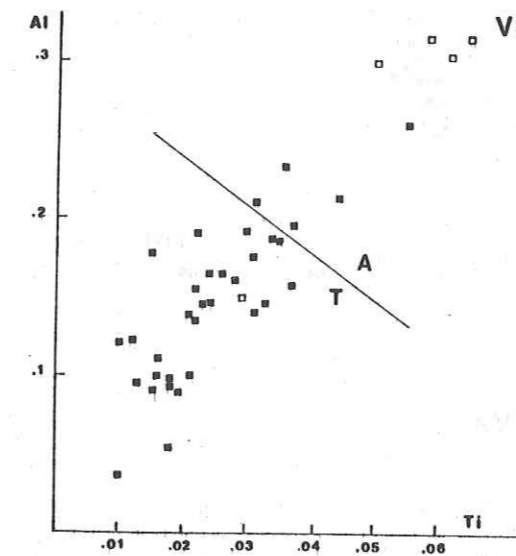
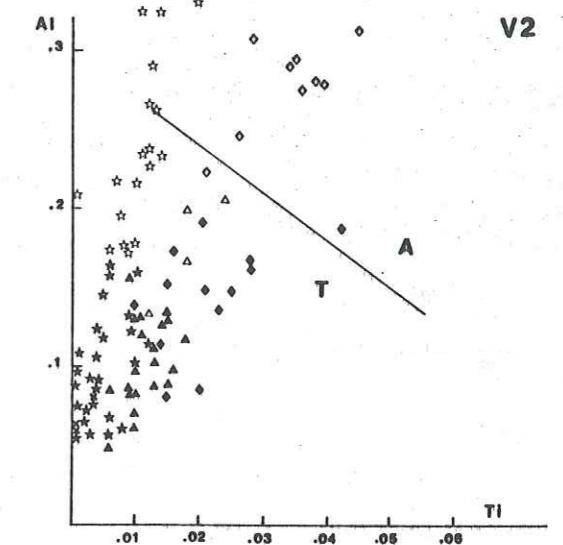
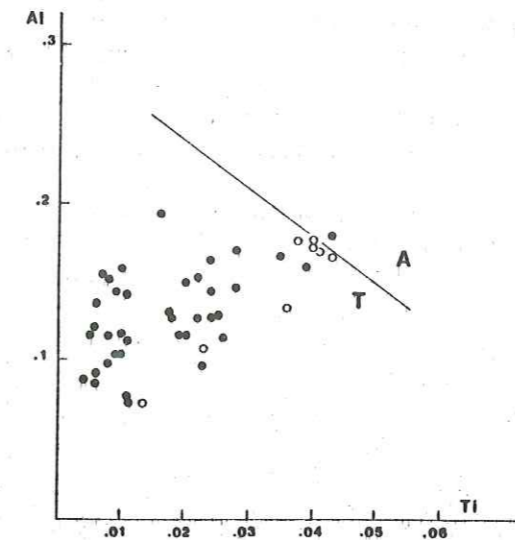


Fig 36: Diagramme $Ti = f(Al)$ pour les clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques. Les symboles employés sont les mêmes que sur la figure 34A. T= clinopyroxènes de séries tholéitiques, A= clinopyroxènes de basaltes alcalins

4. Le diagramme AIV en fonction de AIV

Ce diagramme permet de visualiser la distribution de l'aluminium dans les sites tétraédriques et octaédriques des clinopyroxènes (fig 37). Dans l'ensemble des clinopyroxènes des trois épisodes, la teneur en aluminium tétraédrique est toujours supérieure à celle de l'aluminium octaédrique.

Les clinopyroxènes des épisodes 1 et 3 montrent une distribution identique de cet élément entre ces deux types de sites. Les clinopyroxènes de fin de cristallisation du volcanisme 3 ne montrent pas d'enrichissement préférentiel en Al^{IV} ou Al^{VI}.

Les clinopyroxènes du volcanisme 2 ont tendance à être légèrement moins riches en Al^{IV} que ceux des volcanismes 1 et 3. Ce diagramme souligne l'équivalence des teneurs en Al^{IV} des endiopsides chromifères des laves primitives et des augites des termes plus évolués. Ce caractère est donc lié à la teneur élevée en chrome des endiopsides. Dans les échantillons à olivines, l'évolution des microphénocristaux vers les microlites se fait sur ce diagramme de façon linéaire, parallèlement à la droite matérialisant la substitution tschermakitique.

Dans l'échantillon CP337, cette évolution se fait en s'écartant de cette droite, c'est-à-dire par un enrichissement plus important en Al^{IV} par rapport à l'Al^{VI}.

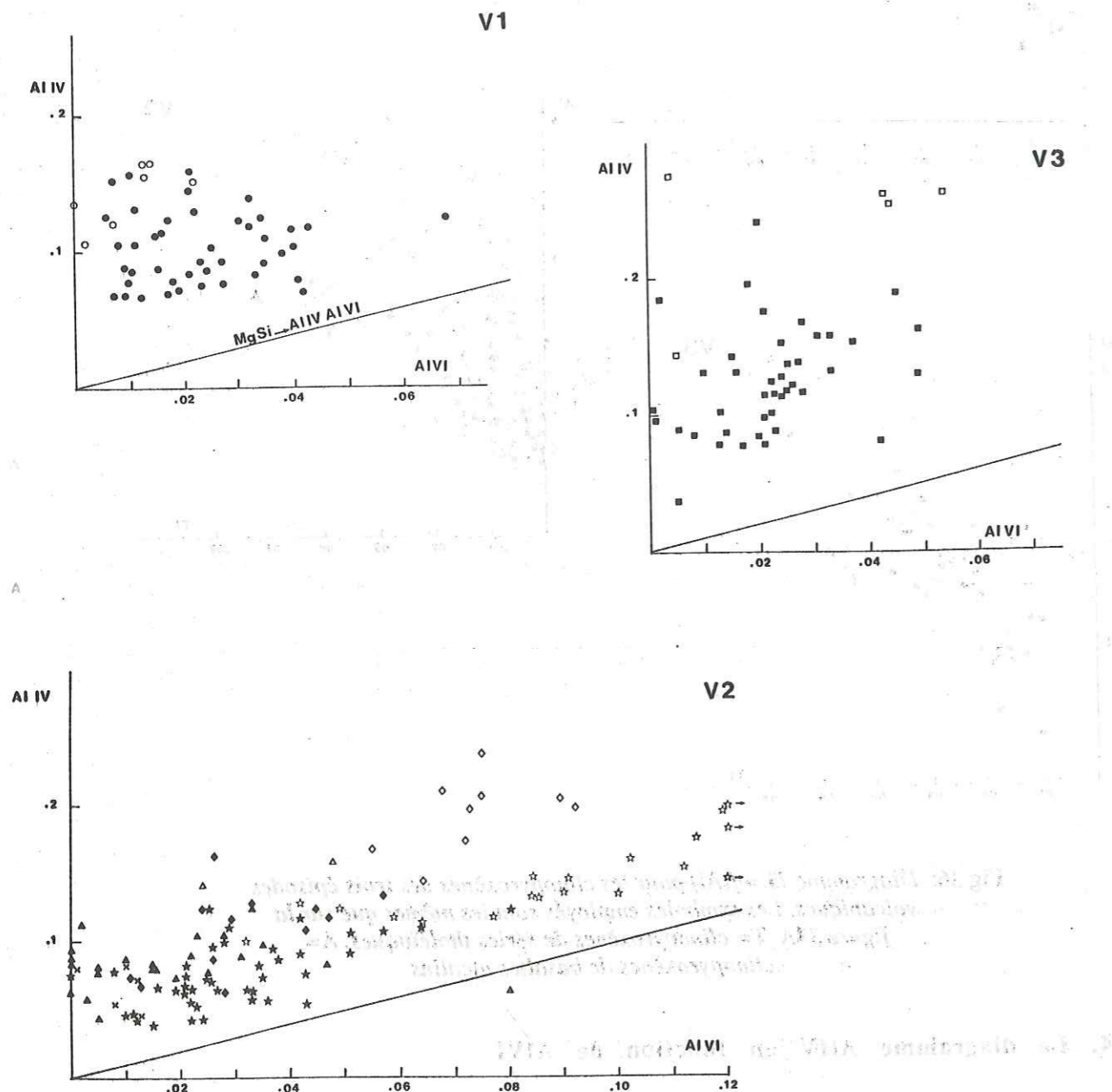


Fig 37: Al^{IV} = f(Al^{VI}) pour les clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques. Les symboles employés sont les mêmes que ceux de la figure 34A

5. Le diagramme Na en fonction de Fe³⁺

Ce diagramme a été construit dans le but de visualiser l'importance de la molécule acmite dans les pyroxènes des différents épisodes. Pour cela, le fer ferrique a été estimé à partir du fer divalent comme représentant le déficit de charge de la formule structurale normalisée à quatre cations et six oxygènes.

La figure 38 montre que les teneurs en fer ferrique sont toujours supérieures aux teneurs en sodium dans les clinopyroxènes des volcanismes 1 et 3. Dans les deux cas, l'enrichissement en Fe³⁺ par rapport au sodium se fait de manière quasi linéaire et les nuages de points présentent des pentes équivalentes. Les teneurs plus fortes en fer ferrique qu'en sodium suggèrent que des substitutions supplémentaires rentrent en jeu, substitutions qui doivent générer un déficit de charge. Celles-ci ne peuvent être que du type Si-Al dans les sites tétraédriques.

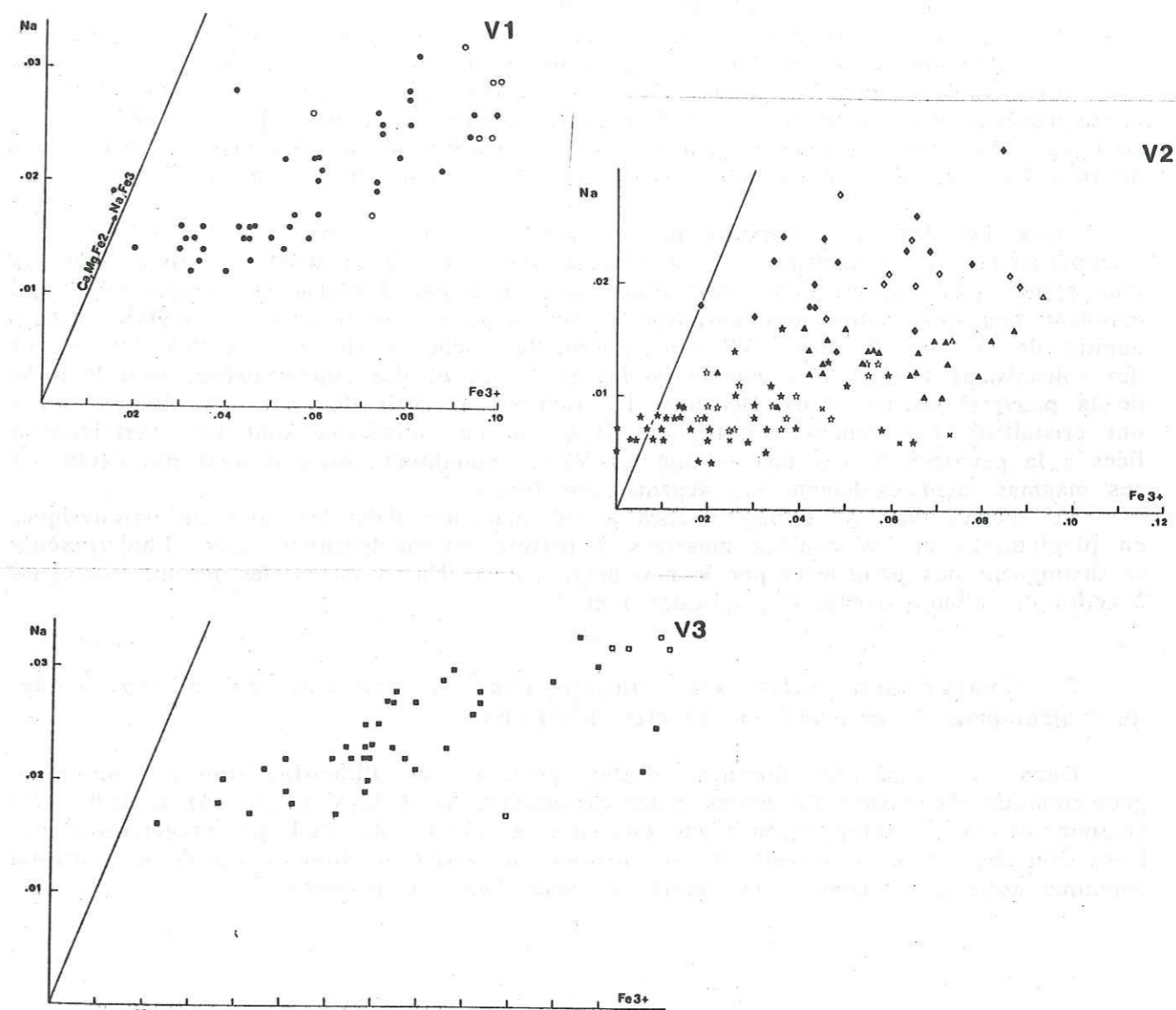


Fig 38: Na = f(Fe³⁺) pour les clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques. Les symboles employés sont les mêmes que ceux de la figure 34A.

Les teneurs en fer ferrique des pyroxènes des échantillons à olivines sont très faibles. Elles sont inférieures à .05 en cations de la formule structurale et reflètent

avant tout le caractère primitif de ces clinopyroxènes. Les teneurs en fer trivalent des clinopyroxènes des laves différenciées sont du même ordre que celles des clinopyroxènes des épisodes 1 et 3, variant entre .22 et .87 mais en conservant une valeur du sodium quasiment constante, entre .012 et .016. Ceci implique à nouveau un jeu de substitutions Si-Al dans les sites tétraédriques notamment pour les pyroxènes les plus riches en fer ferrique. On remarquera que ces derniers sont comme il se doit appauvris en AlVI.

Les clinopyroxènes des échantillons riches en plagioclases présentent une évolution des teneurs en fer ferrique en fonction du sodium équivalente à celle des pyroxènes des laves V1 et V3.

6. Résumé des caractéristiques géochimiques principales des clinopyroxènes des volcanismes 1, 2 et 3

En conclusion de l'ensemble de cette étude on retiendra les points suivants.

Une grande similitude existe entre les clinopyroxènes des épisodes volcaniques 1 et 3. Ces clinopyroxènes ont des compositions analogues à celles des clinopyroxènes des séries tholéitiques. Cependant, dans le triangle Wo - En - Fs, l'évolution des clinopyroxènes du volcanisme 3 se fait parallèlement au joint diopside - hédénbergite soulignant une légère tendance alcaline dans la composition des liquides V3. On notera de plus l'absence de clinopyroxènes riches en chrome dans le volcanisme 3.

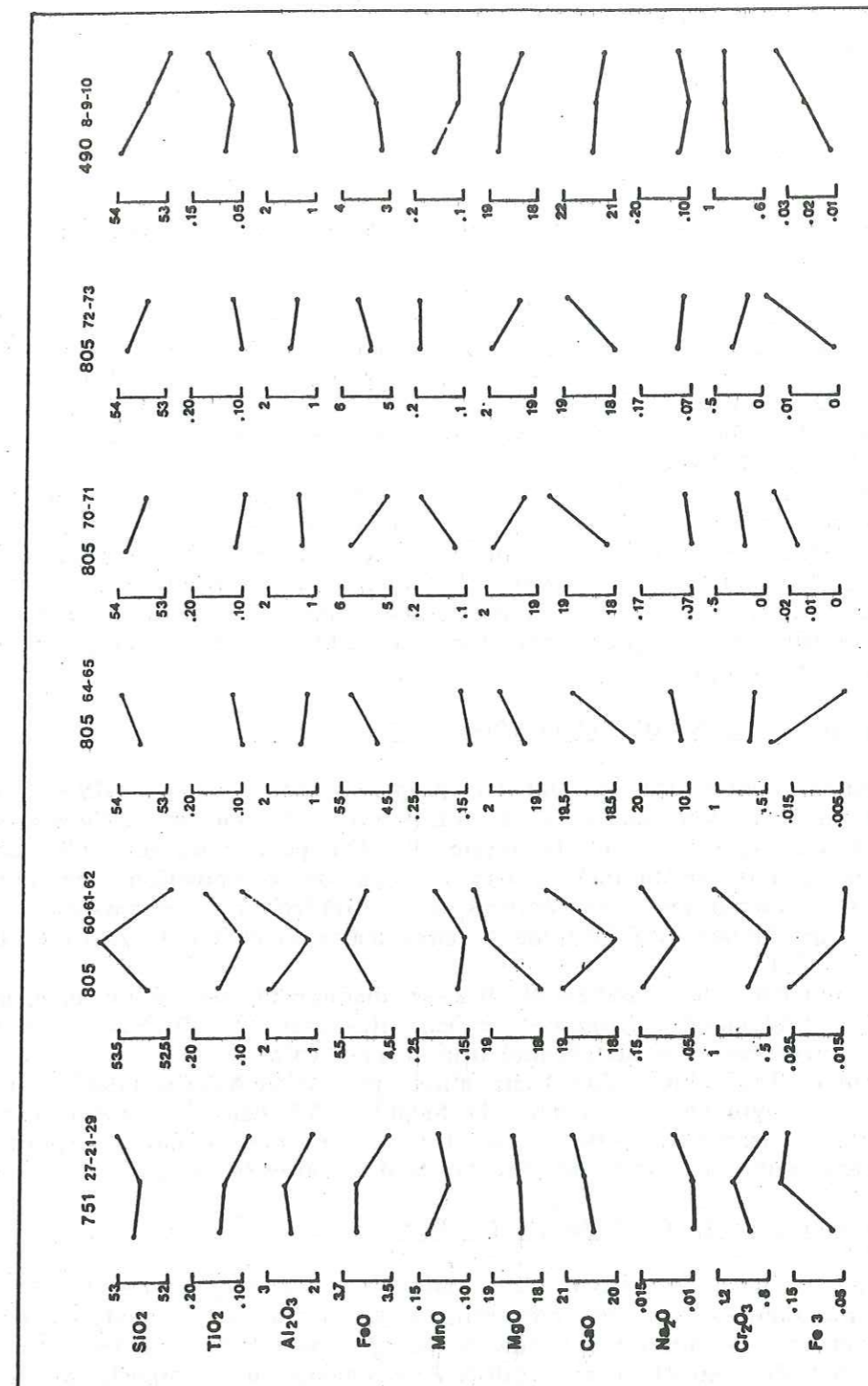
Deux familles de clinopyroxènes ont été rencontrées dans le volcanisme 2. Les clinopyroxènes des échantillons à olivines et des laves différenciées se distinguent par leur grande pauvreté en titane et sodium, ainsi que par des teneurs en aluminium qui évoluent peu des endiopsides chromifères aux augites. Les teneurs en aluminium des augites de ce type de laves V2 sont systématiquement inférieures à celles des augites des volcanismes 1 et 3. Ces teneurs faibles en Na et Al des clinopyroxènes sont le reflet de la pauvreté en ces deux éléments des liquides à partir desquels ces clinopyroxènes ont cristallisé. Les teneurs faibles en titane de ces minéraux sont très certainement liées à la pauvreté de ces mêmes liquides V2 en aluminium, mais il n'est pas exclu que ces magmas aient également été déprimés en titane.

Le second type de clinopyroxènes a été rencontré dans les coussins porphyriques en plagioclases et les coulées massives à texture microgabbroïque. Ces clinopyroxènes se distinguent des précédents par leur richesse en Ti, Na et Al et des teneurs analogues à celles des clinopyroxènes des épisodes 1 et 3.

7. Comparaison entre les compositions de cristaux de clinopyroxènes du volcanisme 2 associés en macles h¹(100)

Dans sa thèse de doctorat d'Etat portant sur l'identification du contexte géotectonique d'émission de séries paléovolcaniques, B. CABANIS (1986) a utilisé les compositions des clinopyroxènes en tant que marqueur de l'affinité magmatique des laves étudiées. Dans ce travail, il fait mention de variations importantes de composition chimique entre des cristaux rassemblés au sein d'une même macle.

Fig 39: Composition en pourcentages de poids d'oxydes de cristaux de clinopyroxènes macclés. Les numéros des points d'analyses ont été reportés à côté des numéros d'échantillons. Analyses effectuées sur des clinopyroxènes d'échantillons primitifs CP751 et 805 ainsi que sur la picrite basaltique CP490.



Les clinopyroxènes du volcanisme 2 montrant de fréquentes macles, les différents cristaux maclés ont été analysés et leurs compositions en pourcentages de poids d'oxydes reportées sur la fig 39. Ces analyses montrent qu'en ce qui concerne les éléments majeurs, la variation d'un cristal maclé à l'autre est faible, généralement de l'ordre de 1%, et que c'est le calcium qui montre les variations les plus importantes. Quelques enrichissements notables en aluminium ont été observés d'un cristal à l'autre dans l'échantillon CP 805 (de 1.17 à 2.55), mais accompagnés d'une augmentation du titane, calcium et chrome. Ces différences de composition peuvent être attribuées à des enrichissements liés à des phénomènes de trempe. Les éléments mineurs, TiO_2 , MnO , Na_2O et Cr_2O_3 varient peu et demeurent dans la fourchette des teneurs des pyroxènes du volcanisme 2. Les variations en fer ferrique sont à ces teneurs non interprétables.

8. Le clinopyroxène en tant que marqueur de l'affinité magmatique d'une série volcanique

Le clinopyroxène est considéré comme un bon traceur de l'affinité du magma à partir duquel il a cristallisé car les caractéristiques géochimiques de cette phase sont étroitement liées à la composition des liquides parents. Cette dépendance a été mise en évidence par les études des compositions des clinopyroxènes de séries magmatiques types (KUSHIRO, 1960; LEBAS, 1962) et démontrée par les travaux expérimentaux notamment ceux de MAUREL (1985).

Cette phase est un outil précieux dans l'identification de l'affinité des séries paléovolcaniques métamorphisées parce qu'elle y est souvent la seule phase magmatique préservée. Un certain nombre de diagrammes discriminants ont été proposés laissant apparaître des champs de composition attribués à des clinopyroxènes ayant cristallisé dans des contextes géotectoniques précis. Ces diagrammes reposent sur des données statistiques et présentent donc la faiblesse de ne s'appuyer que sur un raisonnement analogique.

. Les diagrammes de NISBET et PEARCE (1977)

Les premiers diagrammes qui ont été proposés sont ceux de NISBET et PEARCE (1977) reposant sur 329 analyses de clinopyroxènes en microphénocristaux. L'un d'entre eux a été représenté sur la figure 40. On peut constater qu'il existe sur ce diagramme un certain recouvrement des champs de composition des clinopyroxènes provenant de contextes géotectoniques différents, notamment entre les clinopyroxènes des MORBs (O.F.B.), de basaltes d'arcs insulaires (V.A.B.) et des tholéïtes intraplaques (W.P.T.).

Les clinopyroxènes des basaltes alcalins se distinguent par contre bien de ceux des précédents. Ce diagramme souligne donc essentiellement la différence de composition entre des clinopyroxènes de séries tholéïtiques et alcalines.

Le diagramme TiO_2 - MnO - Na_2O a été utilisé par ALABASTER (1982), (fig41). Mis à part pour les clinopyroxènes de l'unité de Salahi (V3 dans ce travail) dont la légère tendance alcaline transparait sur cette figure, ce diagramme ne permet pas de caractériser sans ambiguïté l'affinité des laves des autres unités.

. Les diagrammes de LETERRIER *et al.* (1982)

Une seconde série de diagrammes discriminants a été proposée par LETERRIER *et al.* (1982). Ces diagrammes ont été construits à l'aide de 1225 analyses dont 706 de phénocristaux et 519 de microlites. Seuls les diagrammes basés sur les compositions des phénocristaux ont été retenus car les différents champs de composition présentaient le moins de recouvrement. Ces diagrammes sont au nombre de trois et s'utilisent de façon successive.

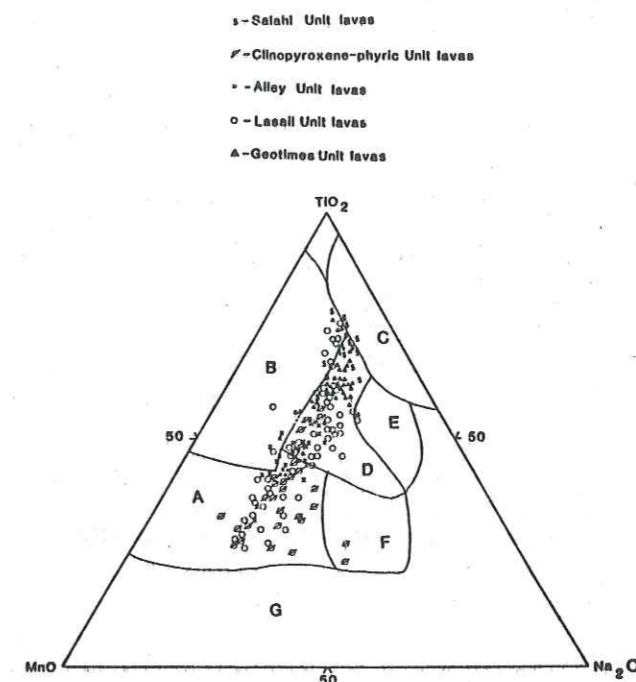
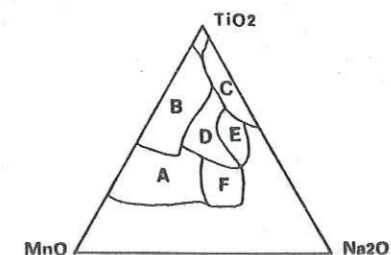


Fig 40 et 41: Diagrammes discriminants utilisant les teneurs en MnO , TiO_2 , Na_2O des clinopyroxènes pour la caractérisation du contexte géotectonique d'émission des séries paléovolcaniques. A. Diagramme triangulaire TiO_2 - MnO - Na_2O , champs A. clinopyroxènes de laves d'arcs insulaires, B. clinopyroxènes de MORBs, C. clinopyroxènes de basaltes alcalins, D. clinopyroxènes de tous les contextes réunis, E. clinopyroxènes de laves d'arcs, de tholéïtes de contexte intraplaque et de basaltes alcalins, F. clinopyroxènes de basaltes alcalins et de laves d'arcs insulaires.

Le premier propose de différencier les clinopyroxènes des séries tholéïtiques et calcoalcalines des clinopyroxènes des basaltes alcalins d'après les teneurs en titane et calcium + sodium.

Cette distinction étant effectuée, le second diagramme propose de différencier les clinopyroxènes des séries tholéïtiques et calcoalcalines en deux ensembles formés l'un en contexte orogénique (de type arc insulaire ou marge active), l'autre en contexte non orogénique (de type dorsale médio-océanique, bassin arrière-arc ou intraplaque). Cette distinction est basée sur l'observation empirique que les basaltes formés en contexte orogénique sont moins riches en chrome et titane que ceux formés en contexte d'extension.

01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GÉOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

Le troisième diagramme où sont prises en compte les teneurs en titane et en aluminium permet de distinguer, au sein des clinopyroxènes de laves émises en contexte orogénique, une population caractéristique des basaltes calcoalcalins d'une autre liée à des basaltes tholéïtiques.

Les compositions des microphénocristaux et phénocristaux de clinopyroxènes analysés dans les trois épisodes volcaniques ont été reportées successivement dans ces derniers diagrammes.

Il apparaît ainsi que les clinopyroxènes du *volcanisme 1* et du complexe filonien se répartissent dans les champs des clinopyroxènes de basaltes tholéïtiques (fig 42A et B) liés à un contexte non orogénique.

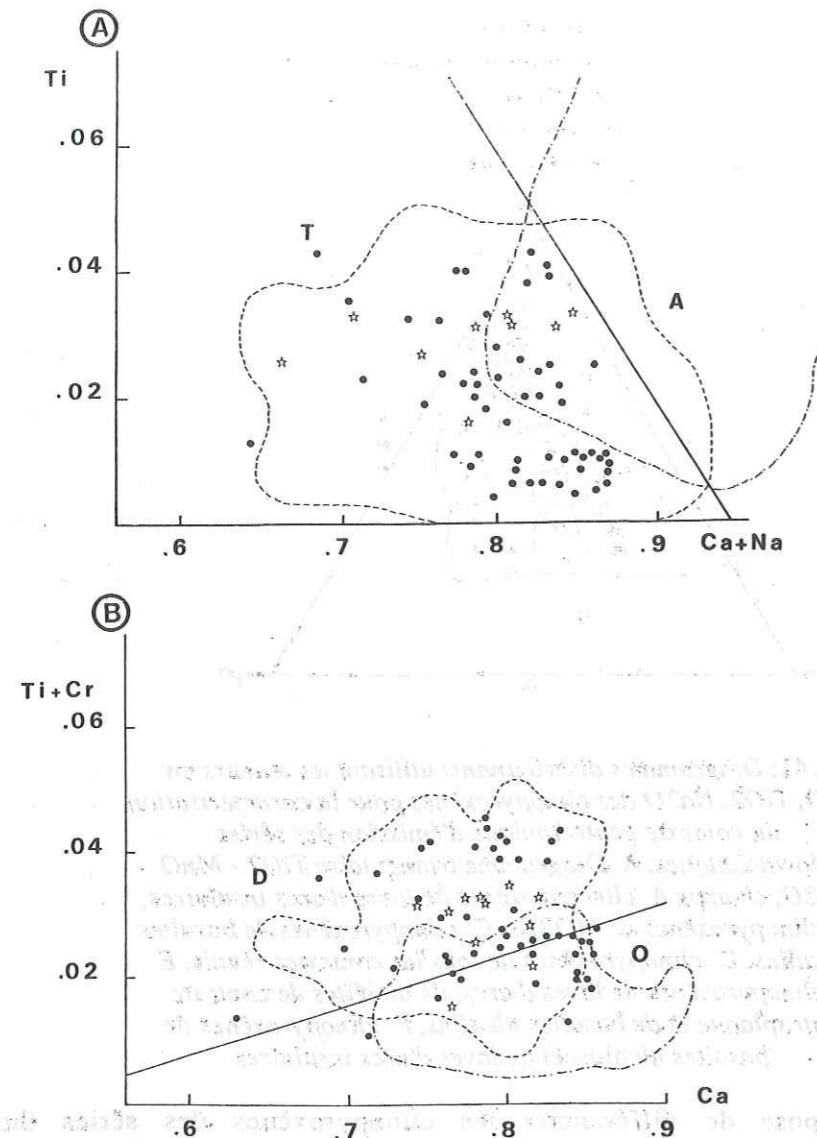


Fig 42: Répartition des compositions des clinopyroxènes du volcanisme 1 et des dykes du complexe filonien dans les diagrammes de LETERRIER et al. (1982). Les symboles utilisés sont les mêmes que ceux de la figure 34A. T= Domaine de compositions des clinopyroxènes de séries tholéïtiques et calco - alcalines, A= domaine de composition des clinopyroxènes de séries alcalines. D= domaine de composition de clinopyroxènes de séries volcaniques non orogéniques, O= domaine de composition des clinopyroxènes de séries volcaniques de domaines orogéniques.

Les clinopyroxènes du *volcanisme 2* se répartissent tous sans exception dans le champ des pyroxènes des basaltes tholéïtiques et calcoalcalins (fig 43A).

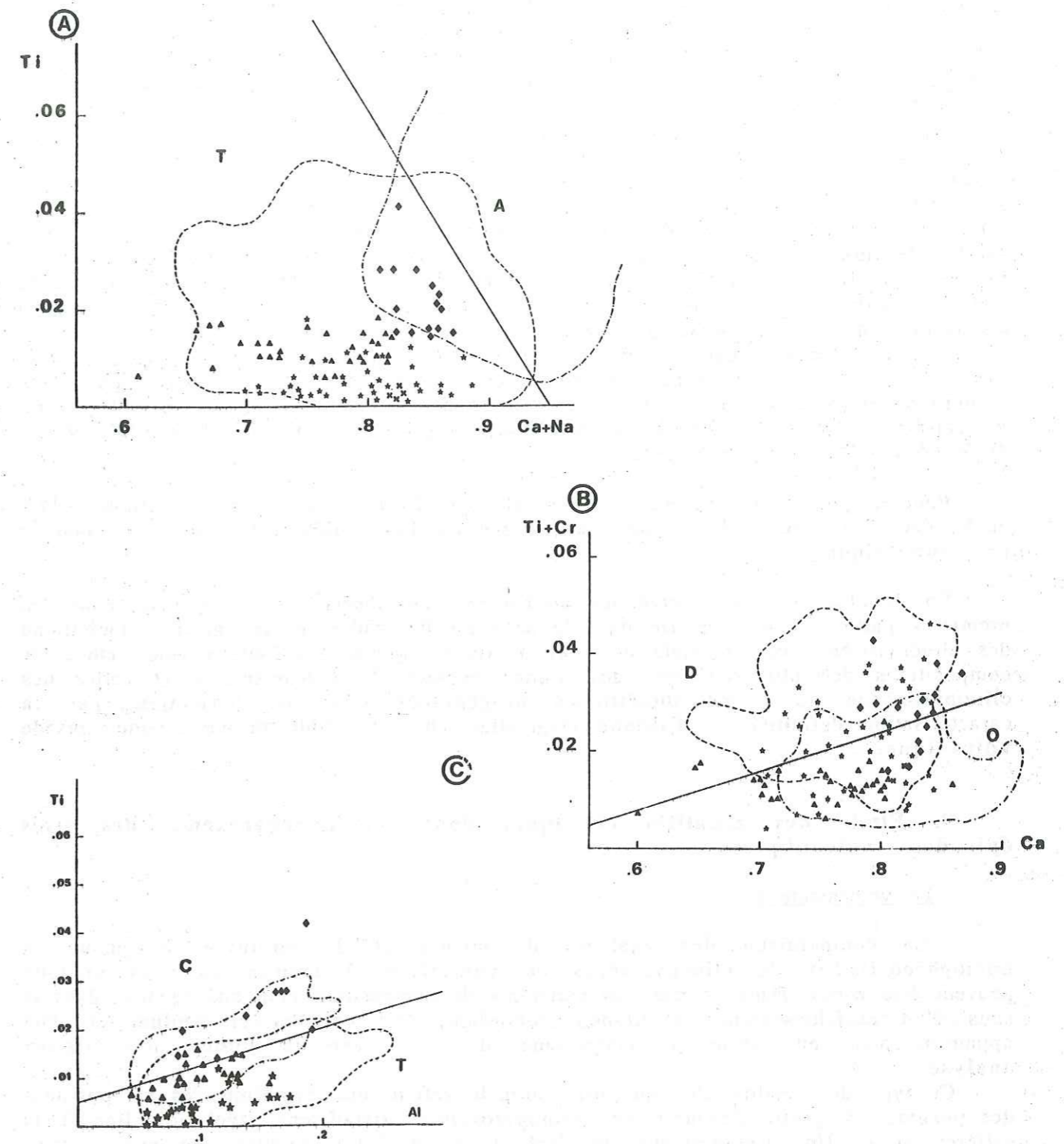


Fig 43: Répartition des compositions des clinopyroxènes du volcanisme 2 dans les diagrammes discriminants de LETERRIER et al. (1982). Dans le diagramme C, C= domaine de compositions des clinopyroxènes de séries calcoalcalines et T= domaine de composition de clinopyroxènes de tholéïtes de contexte orogénique. Les symboles utilisés sont les mêmes que ceux de la figure 34A.

Par contre dans le diagramme $Ti+Cr=f(Ca)$, (fig 43B), si on considère les clinopyroxènes dans leur ensemble, il n'est pas possible de tirer de conclusion univoque quant au contexte géotectonique de formation de cet épisode. On note effectivement que les endiopsides des faciès primitifs à cause de leur richesse en chrome ont tendance à se placer dans le champ des basaltes non orogéniques. Les pyroxènes des échantillons différenciés, pauvres en titane et en chrome, se placent dans le champ des pyroxènes des basaltes de contexte orogénique. Quant aux clinopyroxènes des échantillons riches en plagioclases, ils se placent tous dans le champ des pyroxènes de basaltes non orogéniques.

Si l'on excepte cette dernière famille de clinopyroxènes qui sera étudiée plus en détail dans le paragraphe suivant, il ressort de cette étude que les clinopyroxènes du volcanisme 2 ne présentent des analogies de composition avec les clinopyroxènes des séries tholéitiques de zones en extension qu'au niveau des teneurs en chrome des clinopyroxènes précoces. Ils diffèrent notamment des pyroxènes des MORBs par leurs faibles teneurs en titane. Cette pauvreté en titane fait que ces clinopyroxènes se placent dans le champ des tholéites orogéniques dans le diagramme $Ti=f(Al)$, (fig 43C). Cette classification ne peut néanmoins pas être acceptée puisqu'une indétermination subsistait dans le diagramme précédent.

Notons cependant que ces diagrammes sont incomplets. Ils ne prennent en effet pas en compte les clinopyroxènes de boninites ou d'andésites magnésiennes d'arcs insulaires, pyroxènes qui peuvent, comme dans le cas des laves primitives du volcanisme 2, être à la fois riches en chrome et pauvres en titane (CAMERON *et al.*, 1979; TATSUMI et ISHIZAKA, 1982).

Pour ce qui est du volcanisme 3, ses clinopyroxènes se placent sur les figures 44A et B, dans les champs des clinopyroxènes des basaltes tholéitiques formés en contexte non orogénique.

En conclusion, ces diagrammes confirment les observations effectuées dans les premières parties de ce chapitre dans le sens où ils soulignent le caractère tholéitique des clinopyroxènes des volcanismes 1 et 3. Ils soulignent l'analogie existant entre les compositions des clinopyroxènes des termes évolués du volcanisme 2 et celles des clinopyroxènes de séries tholéitiques orogéniques mais ne permettent pas la caractérisation définitive de l'affinité magmatique de l'ensemble de ce second épisode volcanique.

9. Etude des zonalités chimiques dans les clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques

. Le volcanisme 1

La comparaison des analyses de coeurs et de bordures de phéno et microphénocristaux de clinopyroxènes du volcanisme 1 montre que ces cristaux peuvent être zonés. Dans ce cas, les variations de composition chimique se font dans le sens d'un enrichissement en titane, aluminium, fer, calcium et sodium et d'un appauvrissement en chrome et magnésium, du coeur vers la bordure des cristaux analysés.

Ce type de zonalité chimique dite normale reflète une évolution des compositions des magmas à partir desquels ces clinopyroxènes cristallisent, évolution liée à la différenciation. Un clinopyroxène de l'échantillon 59-3-170 montre une augmentation du magnésium sur la bordure concomitante d'un enrichissement en fer et titane, mais le rapport $Fe/Fe+Mg$ décroît du coeur vers la bordure du cristal.

. Le volcanisme 3

Les clinopyroxènes du volcanisme 3 montrent peu de zonalités chimiques. La seule rencontrée va dans le sens d'un enrichissement en titane, aluminium, fer et

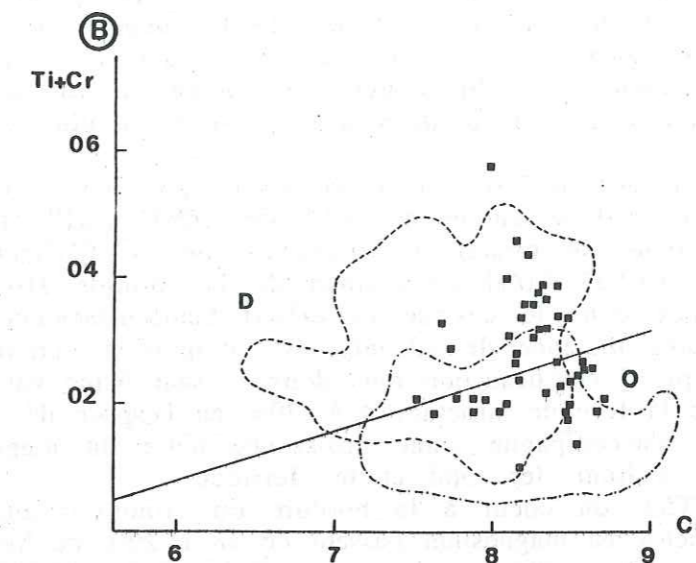
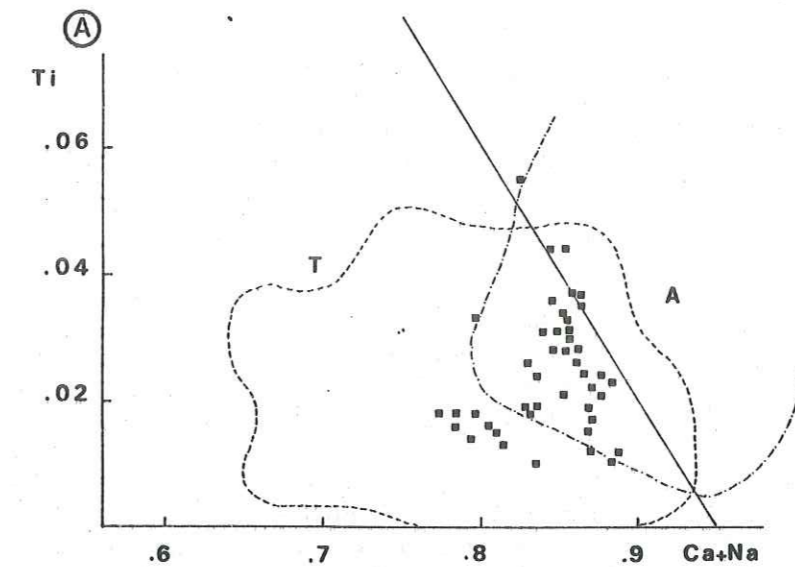


Fig 44: Répartition des compositions des clinopyroxènes du volcanisme 3 dans les diagrammes discriminants de LETERRIER *et al.* (1982).

sodium et un appauvrissement en magnésium, calcium et chrome du coeur vers la bordure du cristal. Il s'agit ainsi également d'une zonalité normale. L'appauvrissement en calcium est ici lié au fort enrichissement en fer.

. Le volcanisme 2

La comparaison des compositions des coeurs et des bordures des clinopyroxènes du volcanisme 2 montre que dans les échantillons différenciés (CP489-494 et 91), ce minéral peut être zoné. Ces variations de composition chimique sont du même type que celles rencontrées dans le volcanisme 1 et donc liées à la différenciation des magmas.

Bien que des zonalités normales aient été rencontrées dans les clinopyroxènes des termes primitifs (cf CP751), un grand nombre de cristaux présentent sur leurs bordures des enrichissements en éléments tels le chrome et le magnésium qui ne peuvent pas s'interpréter en termes de variations chimiques liées à la différenciation.

Ce type de zonalités a été observé notamment sur les clinopyroxènes des picrites basaltiques où, dans un cristal, le chrome peut varier du coeur à la bordure de .45 à .94% de Cr₂O₃ avec un rapport Mg/Mg+Fe qui évolue de .881 à .894. Le dyke primitif OT53 qui représente un dyke 2 riche en clinopyroxènes contient également des cristaux dont les bordures sont enrichies en chrome. On peut observer, en effet, des variations du coeur vers la bordure de .17% à 1% accompagnées d'une augmentation de l'indice mafique de .872 à .896.

Les zonalités observées dans des clinopyroxènes des faciès primitifs

A la suite de ces observations ponctuelles des profils géochimiques ont été effectués sur des clinopyroxènes des échantillons OT53 et CP714 (fig 45 et 46, Planche X, Photos 1 et 2). Ces profils font apparaître des zonalités de composition très marquées entre une bordure large d'environ 100 microns et le coeur du cristal.

Le profil sur le clinopyroxène de l'échantillon OT53 met en évidence des variations de composition beaucoup plus franches sur une des bordures du pyroxène (partie droite du profil représenté sur la fig 45). Cette asymétrie dans le profil est probablement liée à l'environnement du cristal. En effet, de petits clinopyroxènes s'observent accolés le long de la bordure où cette zonalité chimique s'exprime le moins bien alors que celle où le zonage est le plus marqué est dépourvue de tout "voisin". Celle-ci a donc été en contact plus direct avec le liquide environnant. Ce sont les variations chimiques associées à cette bordure qui seront essentiellement décrites.

Les bordures des cristaux analysés se caractérisent par des teneurs en chrome élevées. En effet, celles-ci oscillent autour de .30% de Cr₂O₃ (.010 en cations de la formule structurale) au coeur du cristal de clinopyroxène de l'échantillon OT53 et montent jusqu'à .70% de Cr₂O₃ (.020 en cations de la formule structurale) sur la bordure. On remarquera que dans le cas de ce cristal l'enrichissement se produit de façon très brutale, sur une distance de 10 microns, comparé au cristal analysé dans l'échantillon CP714 où le profil est beaucoup plus doux passant d'une valeur de .04% de Cr₂O₃ (.001 en cations de la formule structurale) à .70% en l'espace de 30 microns. Cet enrichissement en chrome s'accompagne d'une croissance nette du magnésium et d'un appauvrissement en titane, sodium, fer total et fer ferrique.

Dans l'échantillon OT53, du coeur à la bordure du clinopyroxène où le zonage s'exprime le mieux, les teneurs en magnésium passent de 18 à 20% de MgO (1 à 1.1 en cations de la formule structurale), celles en titane de .12 à .08 % TiO₂ (.004 à .002 en cations de la formule structurale) et celles en sodium de .12 à .07% (.009 à .005 en cations de la formule structurale). Les variations en fer total sont moins marquées que celles en fer ferrique. Un appauvrissement en aluminium total est observé, aluminium qui passe de 1.5% au coeur à 1.1% Al₂O₃ sur la bordure (.065 à .046 en cations de la formule structurale). Cette décroissance de l'aluminium total reflète celle de l'AlIV et celle de l'AlVI en réponse à l'introduction de chrome en site octaédrique. Ce dernier se substitue également au Fe³⁺. Le calcium montre une décroissance importante du coeur vers la bordure de 21 à 18% de CaO (.82 à .71 en cations de la formule structurale).

Dans l'échantillon CP714, le clinopyroxène étudié montre une croissance du magnésium de 15.9 à 18.7% de MgO (.880 à 1.01 en cations de la formule structurale). Le titane montre une décroissance plus importante de .34 à .09% TiO₂ (.01 à .002 en cations de la formule structurale) que dans le clinopyroxène précédent. Les teneurs en sodium évoluent de .19 au coeur à .09% Na₂O en bordure (.014 à .008 en cations de la formule structurale). Les variations en fer total et fer ferrique sont beaucoup mieux marquées que dans le pyroxène de l'échantillon OT53. Les teneurs en fer total décroissent de 9.7% au coeur à 4.1% FeO (.30 à .13 cations de la formule structurale) et celles en fer ferrique de .041 à 0 cations.

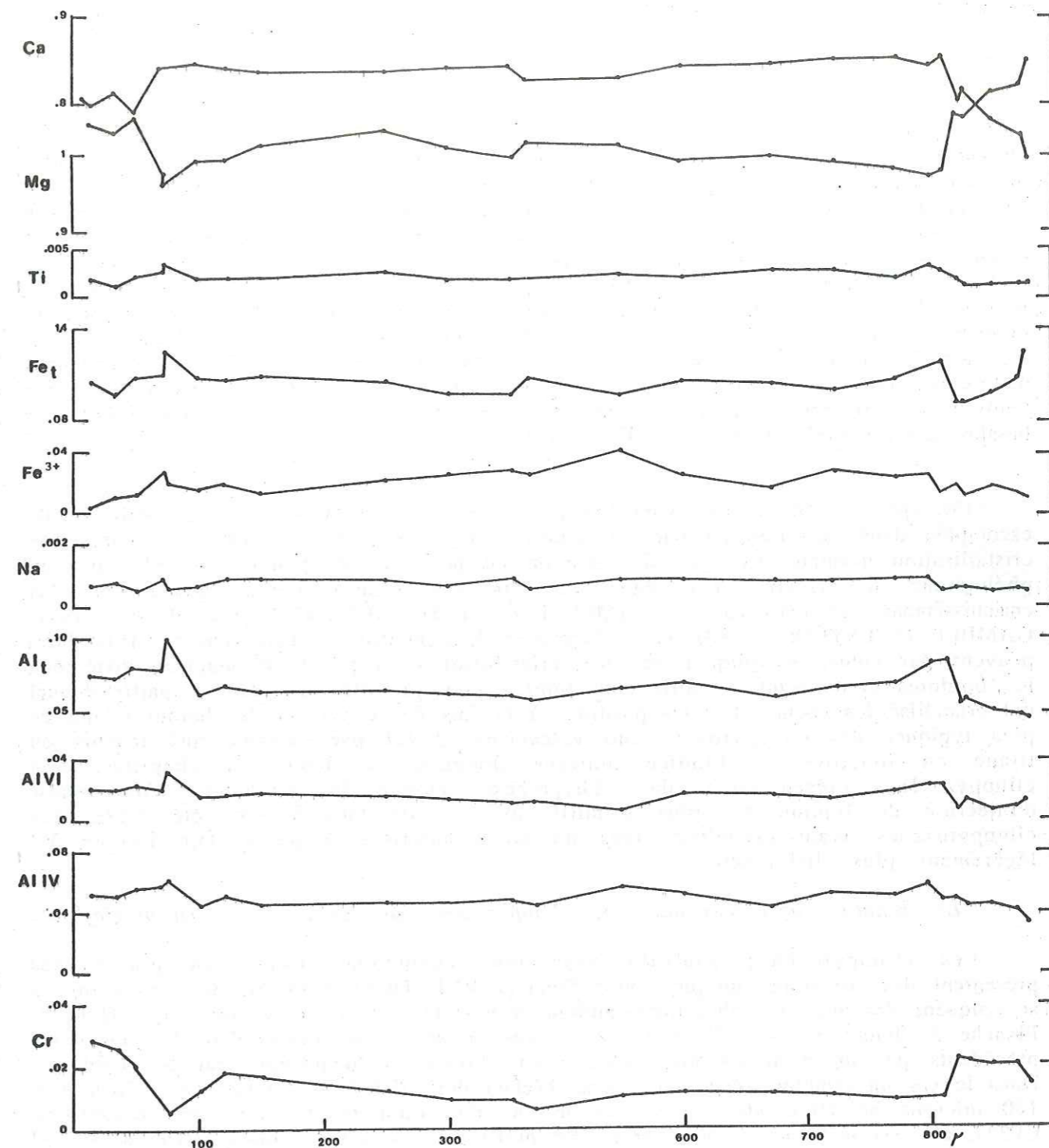


Fig 45: Profil géochimique effectué à la microsonde sur un clinopyroxène du dyke 2 primitif, OT53. Le profil qualitatif associé apparaît sur la photo 1 de la planche X.

Les teneurs en aluminium total croissent légèrement de 2 à 2.5% Al_2O_3 (.088 à .106 en cations de la formule structurale), ceci se marquant essentiellement par une augmentation de cet élément en site octaédrique de .02 à .04 cations. L'aluminium en site tétraédrique ne montre pas d'évolution très nette du coeur vers la bordure. L'augmentation de l'aluminium en site octaédrique du coeur vers la bordure est essentiellement liée à la décroissance très importante du fer sous forme trivalente, décroissance trop importante pour être équilibrée par l'entrée du chrome dans ces mêmes sites. Le calcium quant à lui s'enrichit sur les bordures de 19 à 21% de CaO (.76 à .81 en cations de la formule structurale).

Il s'avère ainsi que ces clinopyroxènes montrent des évolutions de composition chimique du coeur vers la bordure qui sont comparables dans le sens où les bordures montrent dans les deux cas décrits des compositions plus primitives (enrichies en Mg, Cr, appauvries en Fe, Ti, Na) que les coeurs. Ces évolutions ne sont pas identiques notamment en ce qui concerne le comportement du calcium. Ceci s'illustre bien sur le triangle Wo-En-Fs (fig 47) où les évolutions coeur-bordure se font dans l'échantillon OT53 parallèlement au joint diopside-enstatite, alors que dans le cas de CP714, celle-ci se fait du champ de l'augite vers celui de l'endiopside. Ces évolutions traduisent dans le premier exemple la prédominance de la substitution Ca-Mg sur la substitution Fe-Mg. Ce caractère distinctif peut être lié à des vitesses de croissance cristalline légèrement différentes pour ces deux bordures, les vitesses de croissance élevées défavorisant l'entrée du calcium ainsi qu'il a été mis en évidence dans les clinopyroxènes de basaltes trempés (SMITH et LINDSLEY, 1971).

Ce type d'évolution des compositions du coeur vers la bordure est contraire à celle escomptée dans un clinopyroxène en équilibre avec un liquide suivant une course de cristallisation normale. Ce type de zonation ne peut pas s'expliquer non plus par un phénomène de trempe car dans ce cas les clinopyroxènes présentent des enrichissements anormaux en Ti, Al (MEVEL et VELDE, 1976; GROVE et BENICE, 1977; GAMBLE et TAYLOR, 1980). Ces différences de compositions entre coeurs et bordures peuvent par contre s'expliquer par des cristallisations à partir de magmas différents, les bordures cristallisant à partir d'un liquide plus primitif que celui à partir duquel ont cristallisé les coeurs. Les compositions à la fois des coeurs et des bordures sont de plus typiques des clinopyroxènes du volcanisme 2 (cf par exemple aux teneurs en titane en fonction de l'indice mafique données au début du chapitre). Ces clinopyroxènes présenteraient dans l'hypothèse retenue des évidences d'une phase d'injection de liquide V2 plus primitif au sein de laquelle ont été repris des clinopyroxènes ayant cristallisé dans un stade antérieur à partir d'un liquide V2 légèrement plus différencié.

Les zonalités observées dans des clinopyroxènes des faciès riches en plagioclases

Les clinopyroxènes analysés dans les échantillons riches en plagioclases présentent des zonalités optiques (voir Planche VIII, Photo 4 et 5). Sur ces dernières se calquent des zonalités chimiques soulignées par des profils à la microsonde (fig 48, Planche X, Photo 3, 4 et 5). Celles-ci se caractérisent tout comme dans les pyroxènes précédents par un enrichissement marqué en chrome et magnésium sur les bordures. Dans le cas du clinopyroxène étudié dans l'échantillon CP803, la bordure fait à peu près 150 microns de large alors que dans le cas du clinopyroxène zoné de l'échantillon CP337, elle est inférieure à 50 microns. Le profil effectué sur le clinopyroxène de CP803 est donc plus explicite et c'est celui qui sera commenté.

Du coeur vers la bordure du cristal, le chrome croît de .05% à plus de 1% de Cr_2O_3 (.001 à >.030 cations dans la formule structurale). Cet enrichissement s'accompagne d'une augmentation des teneurs en magnésium de 15% à 16.2% de MgO (.84 à .89 en cations de la formule structurale) et des teneurs en calcium de 19.6 à 21.6 % de CaO (.79 à .85 en cations de la formule structurale), et d'une chute du fer total qui passe de 8.9%

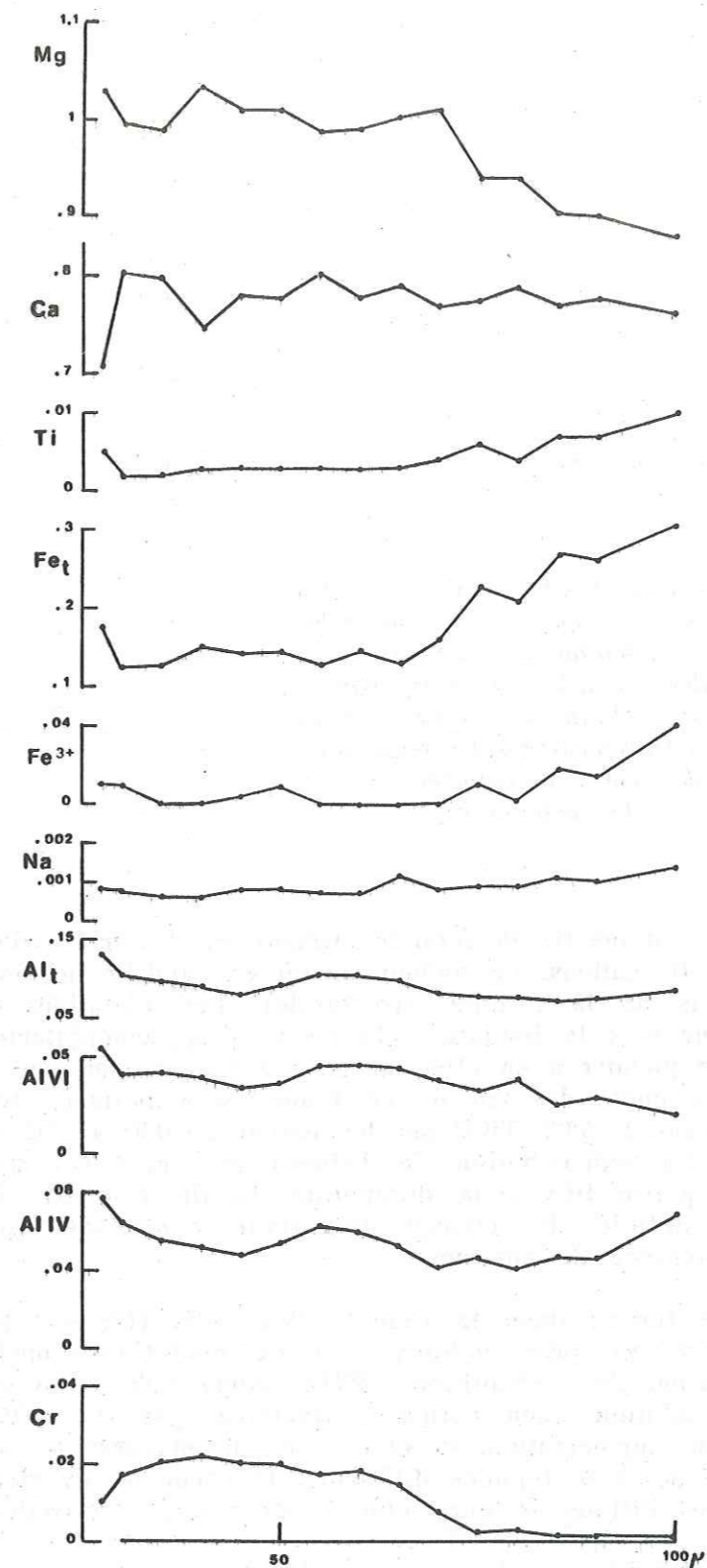


Fig 46: Profil géochimique effectué à la microsonde sur un clinopyroxène d'une coulée primitive du volcanisme 2, CP714. Le profil qualitatif associé apparaît sur la photo 2 de la planche X.

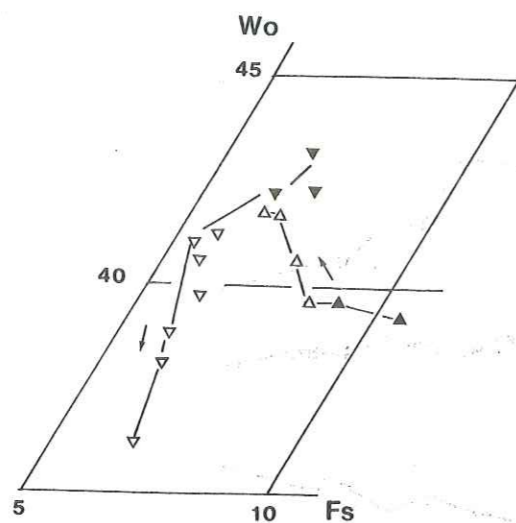


Fig 47: Illustration dans le triangle Wo - En - Fs de l'évolution des compositions chimiques du coeur vers la bordure des clinopyroxènes zonés des échantillons OT53 (triangles inversés) et CP714 (triangles pointe en haut). Les caractères pleins correspondent aux analyses de coeurs et les caractères creux à celles de bordures.

à environ 5% de FeO (.27 à .15 en cations de la formule structurale). Le fer ferrique décroît également de .077 à moins de .04 cations. Le sodium décroît en parallèle de .38 à .28% Na₂O (.027 à .020 en cations de la formule structurale). Les variations de l'aluminium total sont faibles du coeur vers la bordure, cela étant lié au comportement antithétique de l'Al^{IV} et de l'Al^{VI}. Le premier a en effet tendance à baisser alors que le second augmente sur les bordures. La chute des teneurs en titane est importante avec des valeurs qui évoluent de 1% au coeur à .55% TiO₂ sur les bordures (.030 à .015 en cations de la formule structurale). La redistribution de l'aluminium entre les sites tétraédriques et octaédriques est en partie liée à la diminution du titane et du fer ferrique, celles-ci entraînant un déficit de charge important dans les sites octaédriques, déficit comblé par la présence de chrome.

Cette variation coeur-bordure se traduit dans le triangle Wo-En-Fs (fig 49) par une évolution d'un pôle augitique vers un pôle endiopside. Cette évolution rappelle celle dessinée par le clinopyroxène zoné de l'échantillon CP714. Ainsi qu'il avait été souligné précédemment, ce type d'évolution coeur-bordure caractérisé par une chute du titane et du fer ainsi que par une augmentation du chrome et du magnésium peut être lié à une cristallisation à partir de deux liquides différents, le coeur du pyroxène cristallisant à partir d'un liquide plus différencié que celui à partir duquel cristallise la bordure.

Cependant, contrairement aux clinopyroxènes zonés précédents, les teneurs en titane, sodium et aluminium des coeurs de ces cristaux sont beaucoup plus élevées que celles des pyroxènes du volcanisme 2 à indice mafique comparable (cf fig. 34). Les coeurs de ces clinopyroxènes présentent des compositions chimiques très voisines de

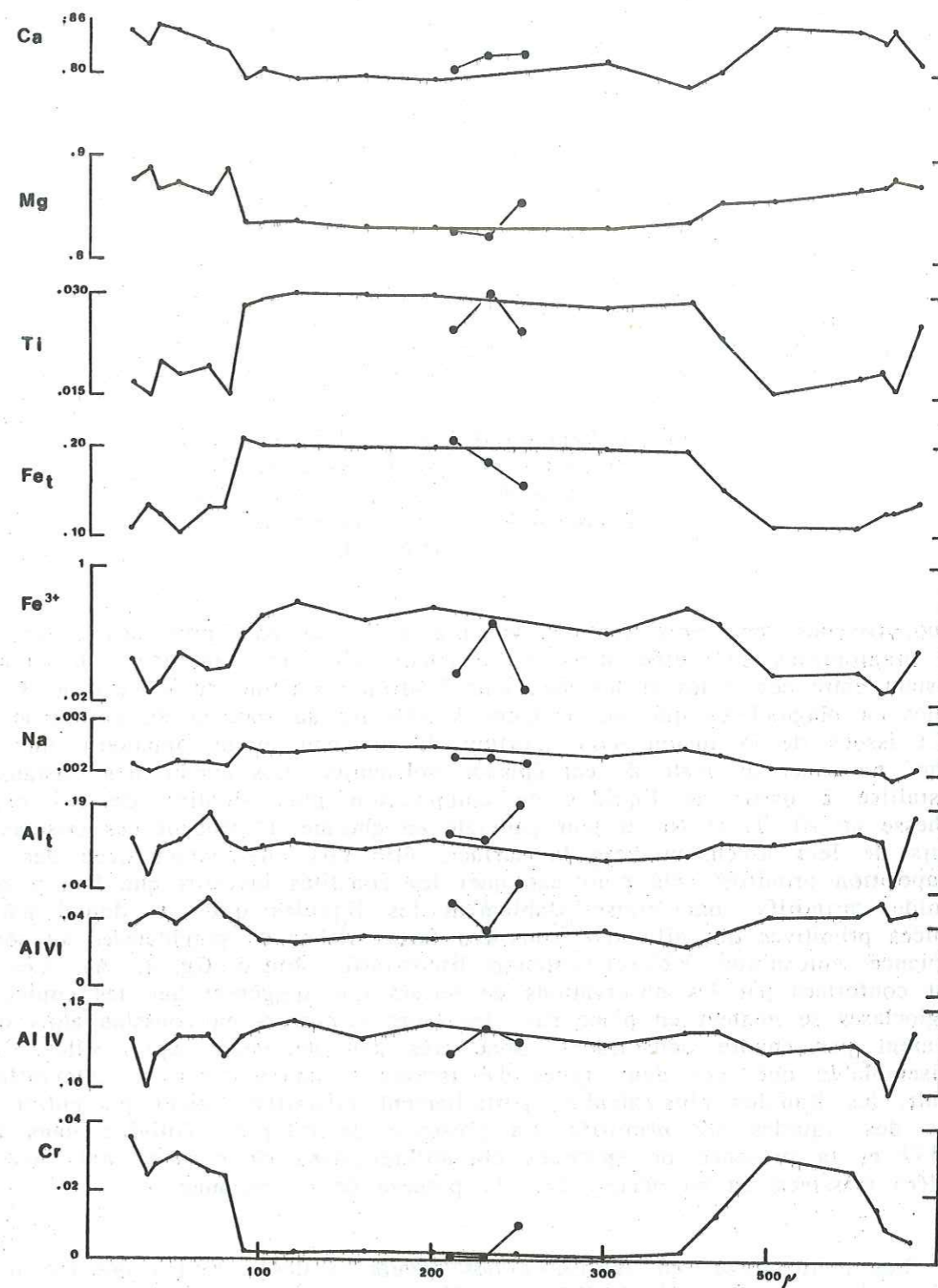


Fig 48: Profil géochimique effectué à la microsonde sur un clinopyroxène d'une coulée massive riche en plagioclases (CP803). Le profil qualitatif correspondant apparaît sur la photo 3 de la planche X. Les points situés en dehors des profils représentent des analyses de coeurs de microphénocristaux voisins.

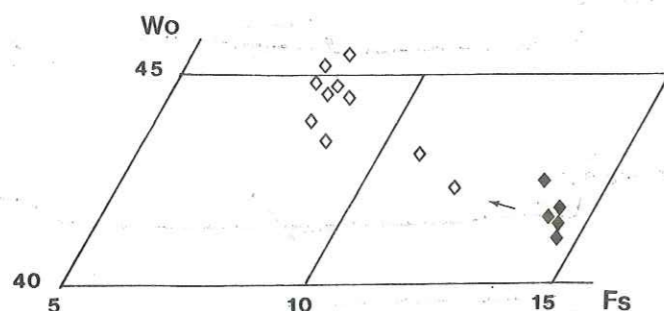


Fig 49: Illustration dans le triangle Wo - En - Fs de l'évolution des compositions chimiques du coeur vers la bordure des clinopyroxènes zonés d'un échantillon riche en plagioclases du volcanisme 2 (CP 803).

clinopyroxènes rencontrés dans le volcanisme 3. La géochimie des échantillons riches en plagioclases présentée dans le prochain chapitre confirmera le lien génétique existant entre ces faciès et les émissions à affinité alcaline du volcanisme 3. Les coulées riches en plagioclases qui ont tendance à affleurer au sommet du volcanisme 2 sont en effet issues de la fusion d'une portion de manteau moins appauvrie que celle ayant donné naissance au reste de cet épisode volcanique. Les coeurs des cristaux zonés ont cristallisé à partir de liquides de composition plus alcaline ce qui explique leur richesse en Al, Ti et Na et leur pauvreté en chrome. Cependant ces cristaux ont dû au cours de leur ascension vers la surface, être mis en contact avec des liquides de composition primitive cela pour expliquer les zonalités inverses que l'on y observe. Ces liquides primitifs sont vraisemblablement les liquides qui ont donné naissance aux coulées primitives qui affleurent sous ces faciès riches en plagioclases au sommet de la séquence volcanique V2 (cf colonne lithostratigraphique fig.24, A). Ces déductions sont confortées par les observations de terrain qui suggèrent que les coulées riches en plagioclases se mettent en place sur les laves primitives en coussins alors que celles-ci n'étaient pas encore consolidées, donc très peu de temps après elles. Il est donc vraisemblable que, ces deux types d'émissions se suivant sur un intervalle de temps réduit, les liquides plus alcalins partiellement cristallisés aient pu entrer en contact avec des liquides V2 primitifs. La présence de reliques d'olivine dans l'échantillon CP337 et la présence de spinelles chromifères dans ce coussin mais aussi dans les coulées massives est en accord avec l'hypothèse de ce mélange.

Les pourcentages en Wo-En-Fs des coeurs et des bordures ont été recalculés en utilisant la méthode de LINDSLEY (1983), et reportés dans le quadrilatère où figurent des isothermes construites d'après l'expérimentation (fig 50).

Cette opération a été effectuée dans le seul but de visualiser le chemin thermique emprunté par les deux zones du cristal. Il s'avère que dans le premier cas, l'évolution coeur-bordure résultant d'une cristallisation à partir de deux liquides V2 primitifs est accompagnée d'une croissance de température. Le second type d'évolution observé sur les clinopyroxènes des faciès riches en plagioclases se fait parallèlement à une isotherme.

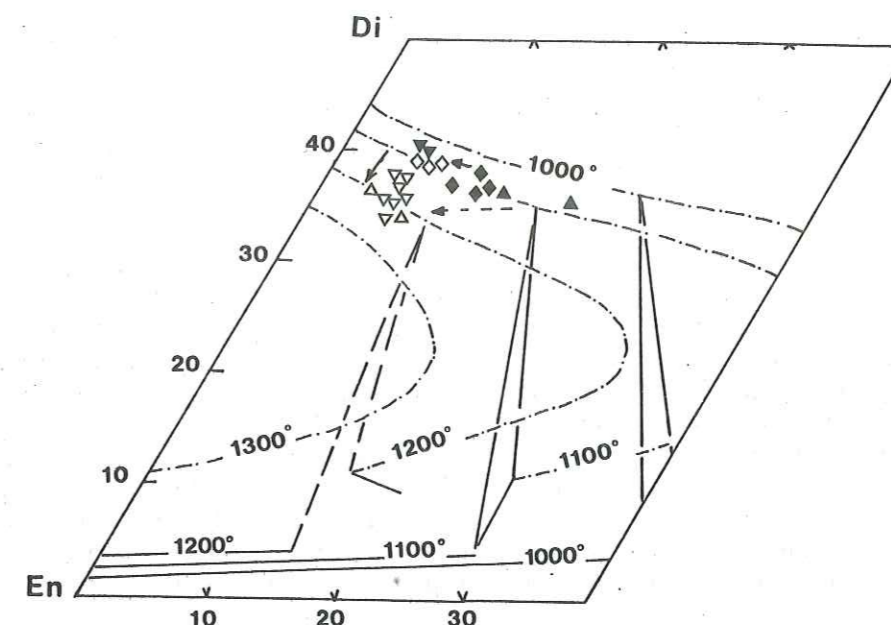


Fig 50: Illustration du chemin thermique suivi par le cristal de clinopyroxène au cours de la formation du coeur et de sa bordure dans les échantillons OT53 (triangles inversés), CP714 (triangles pointe en l'air) et CP 803 (losanges). Les symboles pleins représentent des analyses de coeurs et les symboles creux des analyses de bords.

Conclusion de l'étude des zonalités chimiques

L'étude des variations de composition coeur-bordure des clinopyroxènes des volcanismes 1 et 3 a montré que celles-ci reflétaient une évolution dans la composition des magmas, évolution liée à la différenciation.

Le même type d'étude menée sur les clinopyroxènes du volcanisme 2 a révélé des variations de composition entre les coeurs et les bordures qui ne pouvaient s'interpréter en simples processus de différenciation des magmas hôtes. Une étude plus approfondie a mis en évidence deux types de zonalités chimiques, l'une se manifestant dans les faciès primitifs et l'autre dans les faciès riches en plagioclases.

Les zonalités chimiques des clinopyroxènes des échantillons primitifs suggèrent que certains de ces cristaux ont enregistré deux phases d'injection de liquides, le second liquide injecté étant plus primitif que le premier. Cette observation faite à l'échelle du minéral conforte une observation de terrain qui est qu'au sein du volcanisme 2 des coulées de composition plus primitive alternent avec des coulées plus différenciées.

La composition des coeurs des clinopyroxènes des faciès riches en plagioclases suggère que ces phases ont cristallisé à partir d'un liquide plus alcalin que ceux ayant donné naissance aux émissions antérieures du volcanisme 2. Cette hypothèse sera confortée par les données géochimiques (chapitre 4). Les zonalités inverses que l'on y observe laissent penser que ces liquides alcalins partiellement cristallisés ont au cours de leur ascension été mis en contact avec des liquides V2 primitifs.

10. Conclusion de l'étude des clinopyroxènes

Cette étude souligne l'analogie des compositions des clinopyroxènes des volcanismes 1 et 3 avec celles des clinopyroxènes de séries tholéitiques non orogéniques. Les clinopyroxènes du volcanisme 3 présentent une légère tendance alcaline qui se manifeste par une évolution parallèle au joint Diopside-Hédénbergite dans le triangle des pyroxènes.

Les clinopyroxènes du volcanisme 2, si l'on excepte les faciès riches en plagioclases, montrent un chimisme différent qui se caractérise par des teneurs en titane, aluminium et sodium faibles, certains cristaux primitifs montrant des teneurs en chrome élevées. Ces compositions sont semblables à celles de clinopyroxènes analysés dans des tholéites d'arcs insulaires et dans les boninites. Ces caractères chimiques des clinopyroxènes reflètent directement les teneurs faibles en aluminium, sodium et éventuellement titane des liquides V2. Les clinopyroxènes des faciès riches en plagioclases ont cristallisé à partir de liquides à tendance plus alcaline que les liquides ayant donné naissance aux émissions sous-jacentes.

L'étude des zonalités chimiques dans ces clinopyroxènes met en évidence dans les faciès primitifs du volcanisme 2 des indices de deux phases d'injection de liquides V2, la seconde injection étant plus primitive que la première. Elle montre que les liquides plus alcalins qui donnent naissance aux faciès riches en plagioclases sont au cours de leur ascension entrés en contact avec des liquides V2 primitifs.

B - L'OLIVINE ET LES PYROXENES PAUVRES EN CALCIUM DES PICRITES BASALTIQUES

1. L'olivine

Ce minéral présent en mégacristaux dans les picrites basaltiques montre des compositions primitives qui oscillent entre Fo88.3 et Fo90.9 (fig 51, annexe 2). Leurs teneurs en chrome peuvent atteindre les .15% Cr₂O₃ et leurs teneurs en nickel varient entre .19 et .30% NiO. Les analyses coeur-bordure n'ont révélé que de très légères zonalités chimiques "normales", c'est-à-dire caractérisées par une augmentation du pourcentage en fayalite et une diminution des teneurs en nickel sur la bordure des cristaux.

2. Les pyroxènes pauvres en calcium

Ils sont de deux types: orthopyroxène et pigeonite + augite subcalciq. Les premiers sont présents en auréole réactionnelle autour de l'olivine et du clinopyroxène précoce (endiopside chromifère). Leur composition oscille entre Wo3.9 En76.6 Fs19.5 et Wo3.9 En68.3 Fs27.8, cette dernière composition étant une analyse de bordure (annexe 2). Ces orthopyroxènes ont des teneurs en aluminium qui sont élevées, toujours supérieures à 1.5% reflétant la cristallisation rapide de ce minéral (CAMERON, 1985).

Dans ces laves, l'orthopyroxène est accompagné de pyroxènes pauvres en calcium de type pigeonite-augite subcalciq et d'augite. Ces dernières phases apparaissent également en auréoles réactionnelles autour des olivines et des clinopyroxènes précoces. Ces cristaux montrent un champ de composition très étendu qui va de Wo32.2 En42.9 Fs24.9 à Wo7.1 En67.8 Fs25.1 (annexe 2). Cette large fourchette des compositions se retrouve à l'échelle d'un seul cristal. Ce caractère reflète des conditions de cristallisation rapide (KUNO, 1955) qui s'illustraient déjà par ailleurs par l'habitus de ces phases.

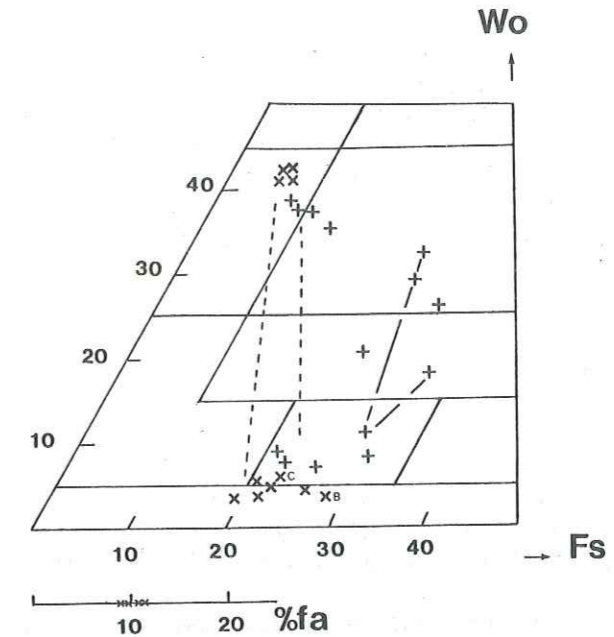


Fig 51: Illustration dans le triangle des pyroxènes Wo - En - Fs, des compositions des pyroxènes analysés dans deux échantillons de picrites et compositions des olivines associées.

C - LE PLAGIOCLASE

Les compositions des plagioclases analysés sont regroupées dans l'annexe 3.

Dans le volcanisme 1, le plagioclase est systématiquement albitisé (fig 52). Cet important phénomène d'albitisation qui affecte l'ensemble de ce volcanisme est à mettre en liaison avec la phase hydrothermale à l'origine des minéralisations.

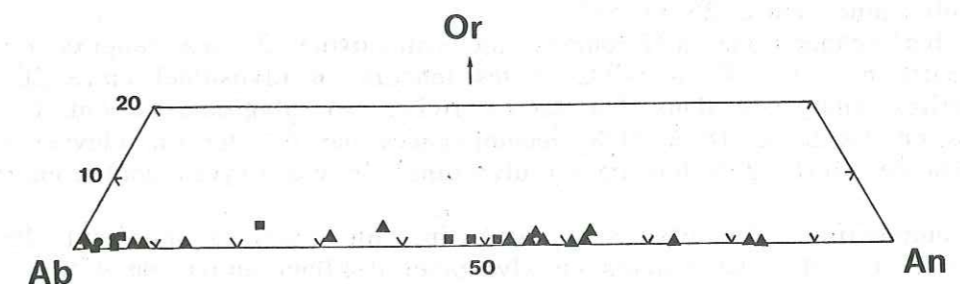


Fig 52: Répartition dans le triangle des feldspaths, des compositions des plagioclases analysés dans les trois épisodes volcaniques. Cercles: V1, triangles: V2 et carrés: V3.

Dans le volcanisme 2, ce phénomène est moins pénétratif et des plagioclases de composition d'andésine à oligoclase ont été analysés accompagnant des plagioclases à composition d'albite. Les échantillons riches en plagioclases sont les seuls où ont été analysés des plagioclases ayant conservé des compositions magmatiques; des teneurs en anorthite s'élevant jusqu'à 83% y ont en effet été relevées.

Dans le volcanisme 3, l'albitisation est également moins pénétrative et des plagioclases de composition An51 ont été rencontrés.

D - LES MINÉRAUX OPAQUES

Ainsi qu'il a été souligné dans le paragraphe I (descriptions pétrographiques), trois types de minéraux opaques ont été identifiés.

L'hématite, abondante dans les portions vitreuses des laves du volcanisme 1, n'a été identifiée qu'optiquement car se présentant sous la forme de cristaux trop fins pour être analysés.

La titanomagnétite est présente dans les laves des volcanismes 1 et 3, dans les faciès évolués et dans les coulées massives riches en plagioclases du volcanisme 2.

Le spinelle chromifère, enfin, s'exprime uniquement dans les laves V2, dans les termes primitifs, les picrites basaltiques et les faciès riches en plagioclases. Les compositions de ces deux phases sont présentées dans les prochains paragraphes et figurent dans l'annexe 4.

1. La titanomagnétite

Ce minéral est très rarement préservé à l'état frais dans les trois épisodes volcaniques. Il est souvent remplacé par des agrégats de sphène secondaire dont la morphologie reflète celle des anciens oxydes ferrotitanés. Cette altération se produit dès 450°C (MOODY *et al.*, 1983). Quand cette titanomagnétite semble en lumière naturelle exempte d'altération, son examen en lumière réfléchie révèle la présence de fines lamelles d'ilménite se développant en treillis dans l'ensemble du cristal. Ce phénomène résulte de l'oxydation de la titanomagnétite en ilménite à des températures supérieures à 600°C (BUDDINGTON et LINDSLEY, 1964). On observe par ailleurs très souvent des concentrations préférentielles de sphène le long des anciennes lamelles d'ilménite. En raison de la mauvaise préservation de ce minéral, peu d'analyses effectuées ont pu être retenues.

Dans le volcanisme 1, les teneurs en titane varient entre 8.5 et 12% de TiO₂ et la teneur en ulvospinel entre 26 et 53%.

Dans les échantillons différenciés du volcanisme 2, les teneurs en titane sont comprises entre 6.7 et 14% de TiO₂ et les teneurs en ulvospinel entre 26 et 53%. Les titanomagnétites analysées dans les faciès riches en plagioclases ont les teneurs les plus élevées en TiO₂, de 18 à 21%, accompagnées par des teneurs élevées en manganèse (jusqu'à 4.7% de MnO). Les teneurs en ulvospinel de ces oxydes sont comprises entre 62 et 65%.

Les compositions des titanomagnétites du volcanisme 3 montrent des teneurs en TiO₂ de l'ordre de 14%, les teneurs en ulvospinel oscillant autour de 45%.

On remarque ainsi que, mises à part les titanomagnétites des faciès riches en plagioclases, celles analysées dans les différents épisodes volcaniques ont des teneurs en ulvospinel qui sont inférieures à la fourchette des teneurs moyennes données par HAGGERTY (1976) pour les titanomagnétites des basaltes. Celle-ci est: Ulvospinel50 magnétite50 à ulvospinel80 magnétite20.

2. Le spinelle chromifère

Le spinelle chromifère se présente sous la forme de cristaux automorphes noir opaque à brun orangé translucide dont la taille oscille entre 20 et 250 microns. Dans la mésostase, il est fréquemment remplacés par des hydroxydes de fer alors qu'en inclusions dans l'olivine et le clinopyroxène il est demeuré frais.

Les compositions des spinelles analysés dans les picrites basaltiques, les laves primitives et les faciès riches en plagioclases ont été reportées dans deux types de diagrammes: le diagramme Cr/Cr+Al en fonction du rapport Mg/Mg+Fe (fig 53) et le diagramme Fe³⁺/Fe³⁺+Cr+Al en fonction du rapport Fe/Fe+Mg (fig 54). Les teneurs en fer ferrique ont été estimées par le calcul en considérant une formule structurale stoechiométrique constituée de 24 cations et 32 oxygènes. Ces deux diagrammes représentent chacun une des faces du prisme des compositions des spinelles de STEVENS (1949) et IRVINE (1965b).

Dans les picrites basaltiques et les laves primitives, il s'agit le plus souvent de magnésiochromites (Mg>Fe²⁺; Cr>Al), très riches en chrome, puisque des teneurs en Cr₂O₃ de 59% ont été enregistrées. Dans les picrites basaltiques, le rapport Cr/Cr+Al des spinelles est compris entre .70 et .73, le rapport Mg/Mg+Fe entre .45 et .65. Dans les spinelles des laves primitives, le rapport Cr/Cr+Al oscille entre .64 et .81 et le rapport Mg/Mg+Fe entre .48 et .68. Le rapport Fe³⁺/R³⁺ oscille dans les spinelles des picrites basaltiques entre 6.5 et 7.8, dans ceux des laves primitives entre 1.7 et 11. L'ensemble de ces spinelles ont des teneurs en titane faibles comprises entre .17 et .52% TiO₂.

Ces spinelles sont ainsi beaucoup plus riches en chrome que les spinelles des basaltes de rides dont les rapports Cr/Cr+Al oscillent entre .40 et .60 pour des rapports Mg/Mg+Fe compris entre .55 et .75 (SIGURDSSON et SCHILLING, 1976, DICK et BULLEN, 1984). Ils sont également nettement plus pauvres en titane. Les teneurs en titane des spinelles de basaltes de rides sont généralement comprises entre .8 et 1% (DICK et BULLEN, 1984). Les rapports Fe³⁺/R³⁺ sont par contre sensiblement équivalents à ceux des spinelles des basaltes de la ride médio-Atlantique.

Les spinelles du volcanisme 2, s'ils se distinguent d'un point de vue chimique des spinelles de MORBs, en diffèrent également du point de vue habitus. En effet, comme le soulignent DICK et BULLEN (1984), dans les basaltes océaniques le spinelle est très rarement présent en inclusions dans le clinopyroxène. Ceci montre que dans les laves étudiées, ce minéral était encore au liquidus quand les endiopsides chromifères ont cristallisé, soulignant la richesse en chrome des liquides qui donnent naissance aux termes primitifs du V2.

Les compositions des spinelles du volcanisme 2 sont par contre comparables à celles des spinelles analysés dans des andésites à enstatite du Japon (TATSUMI et ISHIZAKA, 1981) ou dans des basaltes tholéïtiques appauvris en titane et aluminium ou basaltes de plateau de TOKUYAMA et BATIZA (1981). Le chimisme de ces spinelles est également tout à fait comparable à celui des spinelles analysés dans les laves primitives de l'ophiolite du Troodos (CAMERON, 1985) et donc comparable au chimisme des spinelles des boninites du Pacifique occidental (CAMERON *et al.*, 1980).

Les chromites des faciès riches en plagioclases sont beaucoup moins riches en chrome, la teneur maximale en Cr₂O₃ enregistrée est de 41.5%. Dans les diagrammes Cr/Cr+Al ces spinelles se situent dans le champ de composition des spinelles de MORBs (Cr/Cr+Al compris entre 51 et 38, Mg/Mg+Fe entre 74 et 40). Les rapports Fe³⁺/R³⁺ oscillent entre 4.8 et 9 également dans la fourchette de ceux des MORBs. Les teneurs en titane ont tendance à être plus élevées que celles des spinelles des laves primitives avec des teneurs généralement supérieures à .5%

Si l'on considère l'ensemble des analyses de spinelles, les compositions des spinelles analysés dans une même lame mince ne présentent pas de variations systématiques liées à leur position en inclusion dans l'olivine, le pyroxène, ou libre dans la matrice. Cependant une étude plus approfondie est nécessaire pour confirmer cette observation.

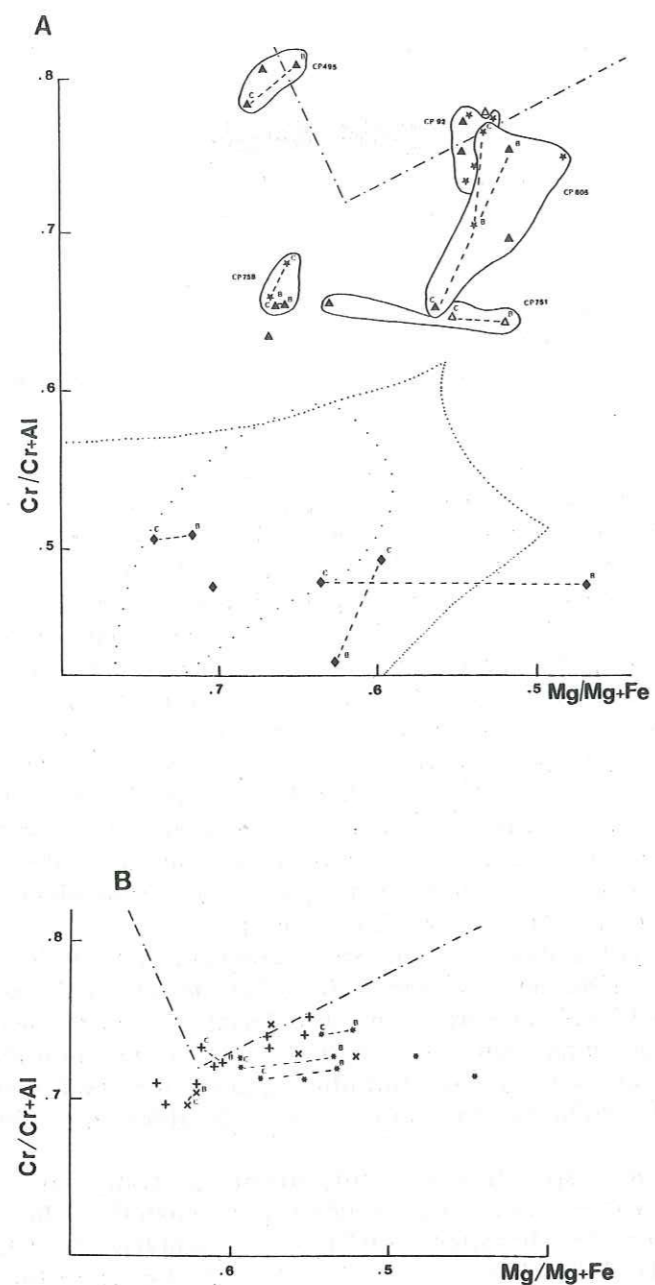


Fig 53: Répartition dans le diagramme $Cr/(Cr+Al) = f(Mg/Mg+Fe)$ des compositions des spinelles analysés dans les laves primitives et les faciès riches en plagioclases (A) et les picrites basaltiques (B) du volcanisme 2.

A - Les spinelles analysés dans une même lame mince ont été encadrés. Triangles creux: analyses de spinelles inclus dans un clinopyroxène, triangles pleins: analyses de spinelles inclus dans une olivine, étoile: analyses de spinelles de la mésostase, losanges: spinelles analysés dans des échantillons riches en plagioclases. C: analyse de coeur, B: analyse de bord.

B - Astérisques: analyses de spinelles dans la mésostase, x: analyses de spinelles inclus dans un clinopyroxène, +: analyses de spinelles inclus dans une olivine.

--- Champ de composition des spinelles de boninites d'après CAMERON et al. (1980)

..... Champ de composition des spinelles des MORBs d'après SIGURDSSON et SCHILLING (1976)

..... Champ de composition des spinelles des MORBs d'après DICK et BULLEN (1984).

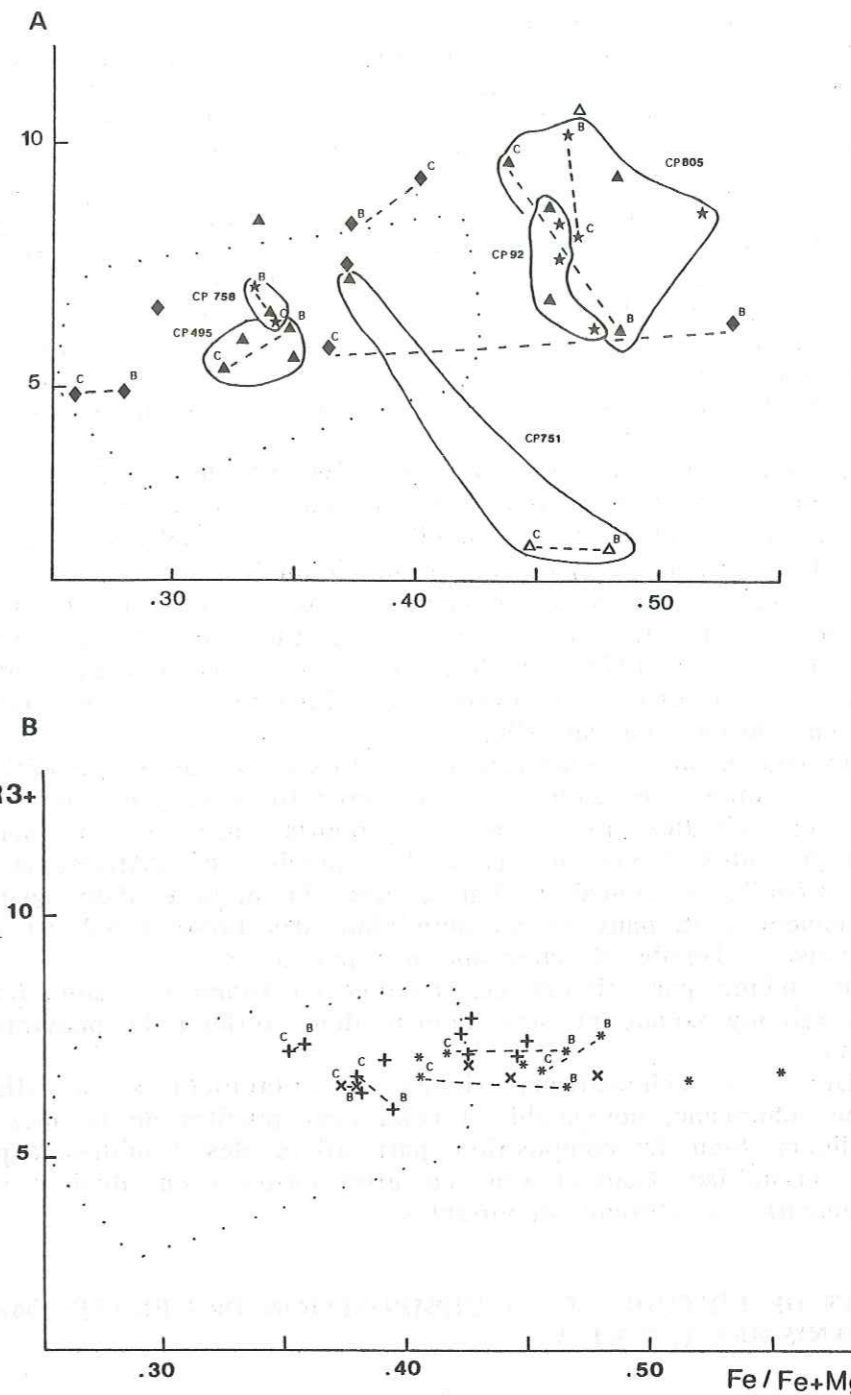


Fig 54: Répartition dans le diagramme $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{3+} + Cr^{3+}) = R3+$ en fonction de $Fe/Fe+Mg$ des spinelles analysés dans les laves primitives et les faciès riches en plagioclases (A) et les picrites basaltiques du volcanisme 2 (B). Les symboles utilisés sont les mêmes que sur la figure 53. En pointillé a été figuré le champ de composition des spinelles des basaltes de la ride médio - Atlantique d'après SIGURDSSON et SCHILLING (1976).

Quelques analyses coeur-bordure ont été effectuées. Trois types de zonalités chimiques ont été mis en évidence. Le premier type correspond à une augmentation du fer et à une décroissance du magnésium sur les bordures pour un rapport $Cr/(Cr+Al)$ qui reste constant (éch. CP751 et éch. riche en plagioclases CP512 et 803). Le deuxième type correspond au zonage normal de SIGURDSSON et SCHILLING (1976). Dans ces

cristaux, l'aluminium décroît sur les bordures alors que la teneur en chrome et le rapport Fe/Fe+Mg croissent (éch. CP495, 805). Le troisième type de zonage est caractérisé par une décroissance du chrome sur la bordure accompagnée d'une augmentation du fer ferrique et de l'aluminium. Le rapport Mg/Mg+Fe a tendance à légèrement décroître (éch. CP758, 805 et éch. riche en plagioclases CP337). Les deux derniers types de zonalités ont été rencontrés dans le même échantillon.

En conclusion, les spinelles chromifères des laves primitives du volcanisme 2 sont caractérisés par des teneurs en chrome élevées et des teneurs en titane relativement faibles comparées à celles des spinelles des basaltes océaniques. Or, la teneur en chrome du spinelle dépend de plusieurs facteurs. IRVINE (1976) a montré qu'elle n'était pas uniquement fonction de la teneur en chrome du liquide mais aussi par exemple de la teneur en silice. En effet, les teneurs en chrome des spinelles augmentent avec la teneur en silice du bain et plus particulièrement avec le rapport Si/Al.

Cette constatation rejoint les conclusions de MAUREL et MAUREL (1982a) issues de travaux expérimentaux sur la distribution de l'aluminium entre un bain silicaté basique et le spinelle chromifère. Ces études ont ainsi souligné que les teneurs en chrome du spinelle étaient inversement proportionnelles aux teneurs en aluminium des liquides. Ces mêmes auteurs ont également souligné l'étroite dépendance entre la teneur en chrome du spinelle et les paramètres physiques température et fugacité d'oxygène (MAUREL et MAUREL, 1982b). En effet, à partir d'un même liquide, les expériences effectuées à haute température ou fugacité d'oxygène faible favorisent l'enrichissement en chrome du spinelle.

Dans le cas étudié, un enrichissement en chrome lié à des conditions réductrices existant dans les liquides au cours de leur cristallisation n'est pas une hypothèse satisfaisante car ces spinelles présentent des rapports Fe³⁺/R³⁺ qui sont comparables voire parfois un peu plus élevés que ceux des spinelles de l'Atlantique. Le paramètre température est difficile à contrôler. Par contre, l'hypothèse d'un enrichissement en chrome lié directement à la pauvreté en aluminium des liquides V2 est en bon accord avec les conclusions de l'étude du chimisme des pyroxènes.

Il en est de même par ailleurs des teneurs en titane qui sont faibles dans les chromites et les clinopyroxènes et sembleraient donc refléter la pauvreté des liquides V2 en cet élément.

Les spinelles des échantillons riches en plagioclases se distinguent des précédents par leur chimisme, comparable à celui des spinelles de basaltes de rides. Ces compositions reflètent bien la composition particulière des liquides à partir desquels ces spinelles ont cristallisé. Ceux-ci sont en effet enrichis en alcalins mais possèdent également des teneurs en chrome importantes.

E - CONCLUSION DE L'ETUDE DE LA COMPOSITION DES PHASES MAGMATIQUES DES VOLCANISMES 1, 2 ET 3

La composition des minéraux magmatiques présents dans l'ensemble de la séquence extrusive souligne le caractère tholéitique et transitionnel, respectivement, des épisodes volcaniques V1 et V3.

L'étude du chimisme des clinopyroxènes s'est avérée fructueuse. Les clinopyroxènes du volcanisme 1 ont des compositions identiques à celles des clinopyroxènes des séries tholéitiques non orogéniques (type MORBs), tout comme les clinopyroxènes du volcanisme 3. Dans ces derniers cependant, on décèle une légère tendance alcaline. Les clinopyroxènes du volcanisme 2 sont d'une manière générale appauvris en titane, aluminium et sodium, caractère qui est fréquemment décrit dans les clinopyroxènes de laves d'arcs insulaires. Ces compositions sont le reflet direct de celles des liquides V2. Les clinopyroxènes précoces des laves primitives et des picrites sont de plus très riches en chrome et présentent des analogies de composition avec les

clinopyroxènes de boninites ou d'andésites magnésiennes.

Cette étude a également permis de mettre en évidence deux types de zonalités chimiques dans certains clinopyroxènes du volcanisme 2. Celles-ci ont été interprétées en termes de mélange entre deux liquides. Dans un cas, il s'agit d'un mélange entre deux liquides primitifs du volcanisme 2, celui à partir duquel cristallisent les bordures étant plus primitif que celui à partir duquel cristallisent les coeurs. Dans l'autre cas, il s'agit d'un mélange entre un liquide alcalin et un liquide primitif V2.

La richesse en chrome et la pauvreté en titane des spinelles chromifères rencontrés dans le volcanisme 2 soulignent également le caractère appauvri en aluminium et titane des liquides V2 et donc le caractère particulier de ce volcanisme par rapport à des MORBs typiques.

La présence de picrites basaltiques ainsi que de termes riches en olivines et endiopsides chromifères (microphénocristaux et microlites) au sein de cet épisode suggère que les liquides V2 possèdent initialement des compositions très primitives. La coprécipitation du spinelle et de l'endiopside chromifères montre notamment que ces magmas étaient au départ très riches en chrome.

Faint, illegible text, possibly bleed-through from the reverse side of the page.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE VI

- Photo 1:** Texture hyalopilitique typique se développant à la bordure des coussins du volcanisme 1 (x 2.5).
- Photo 2:** Texture microlitique se développant dans un coeur de coussin du volcanisme 1 (x 2.5).
- Photo 3:** Texture intergranulaire se développant dans un coeur de coussin du volcanisme 1(x 2.5). cpx= clinopyroxène.
- Photo 4:** Texture intergranulaire se développant dans un coeur de coulée massive du volcanisme 1 (x 2.5). cpx= clinopyroxène, op= titanomagnétite.
- Photo 5:** Phénocristaux automorphes de clinopyroxènes (cpx) poccilitiques sur des plagioclases (Pl) dans une coulée du volcanisme 1 (x 2.5).
- Photo 6:** Glomérocristaux de clinopyroxènes dans une coulée du volcanisme 1 (x 2.5).

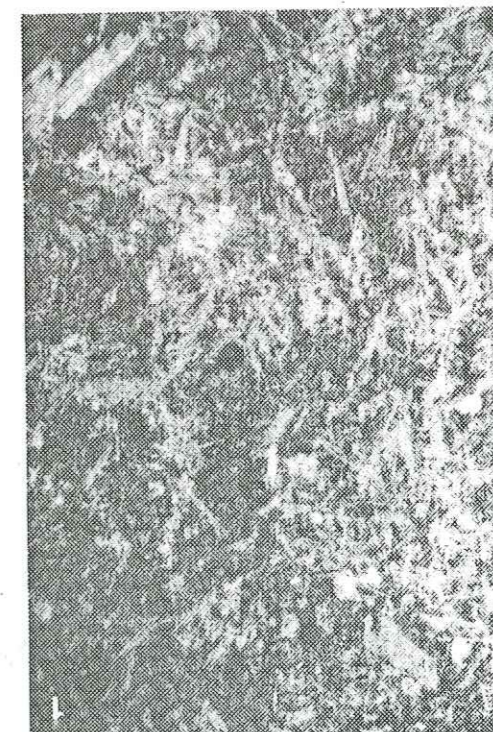
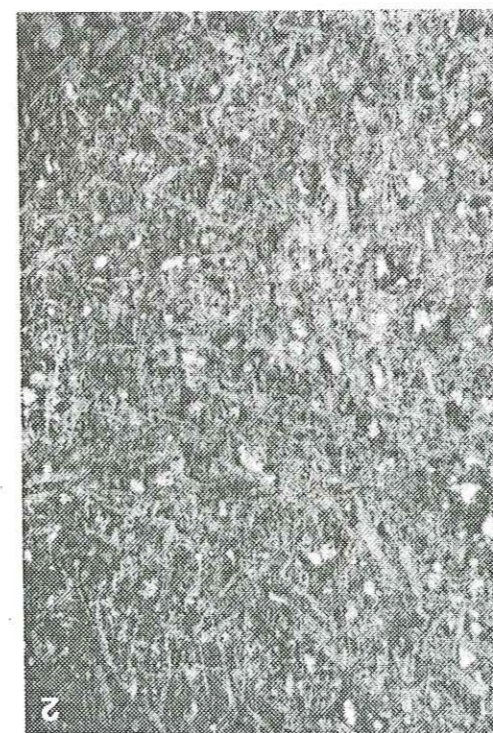
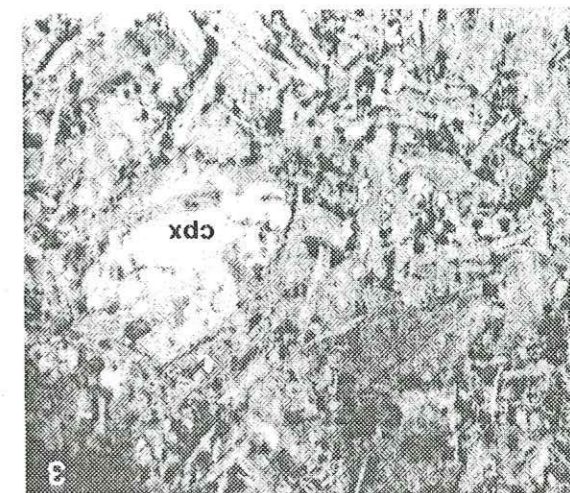
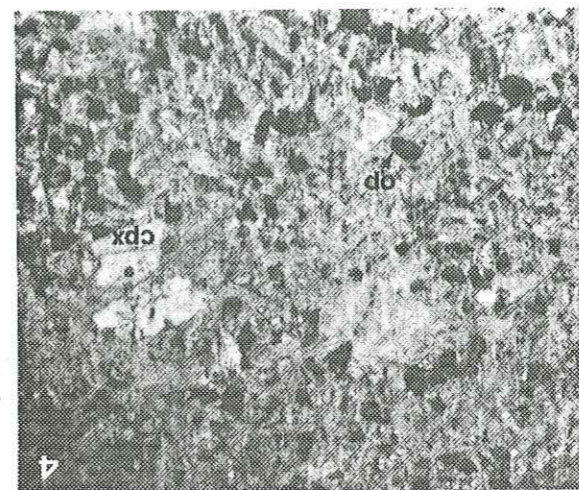
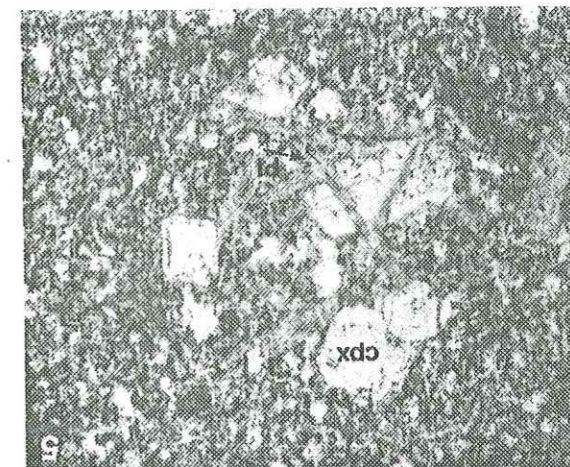
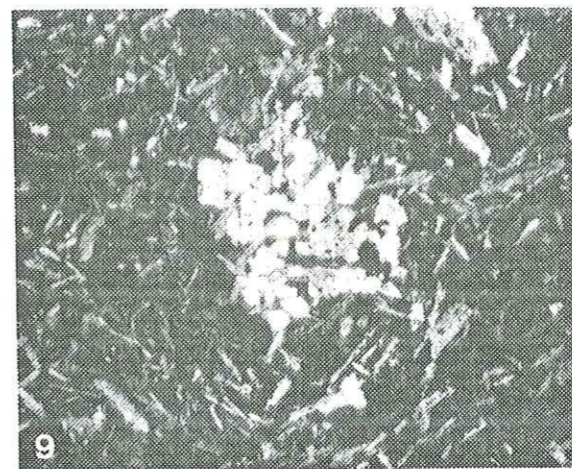


PLANCHE VII

- Photo 1:** Microphénocristaux d'olivines altérés dans une lave primitive de la base du volcanisme 2 (x 2.5), (bloc de Salahi).
- Photo 2:** Phénocristaux de clinopyroxènes maclés et zonés dans une lave primitive de la base du volcanisme 2, (x 2.5), (bloc de Sarami).
- Photo 3:** Inclusions de spinelle chromifère dans un microphénocristal d'olivine altéré d'une lave primitive de la base du volcanisme 2, (x 10), (bloc de Salahi)
- Photo 4:** Inclusions de spinelle chromifère dans un phénocristal d'olivine altérée d'une lave primitive de la base du volcanisme 2, (x 2.5), (bloc de Sarami).
- Photo 5:** Inclusions de spinelle chromifère dans un microphénocristal de clinopyroxène dans un dyke 2 primitif, (x 2.5), (bloc de Salahi).
- Photo 6:** Structure en éventail dessinée par les plagioclases dans une coulée primitive de la base du volcanisme 2 (x 2.5), (bloc de Salahi).

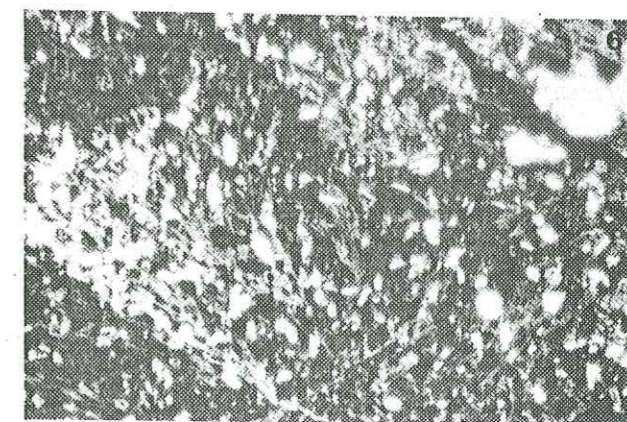
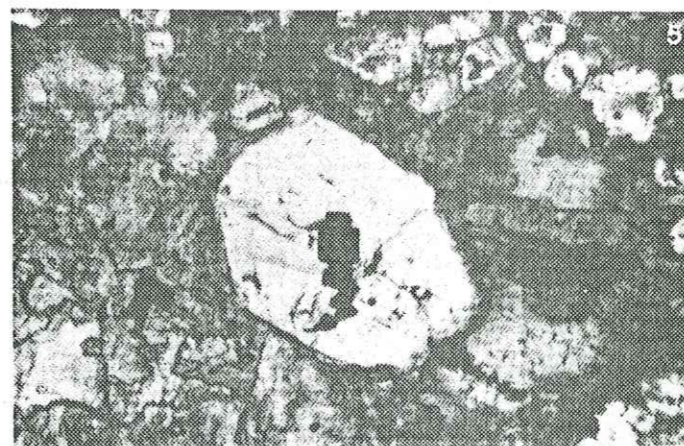
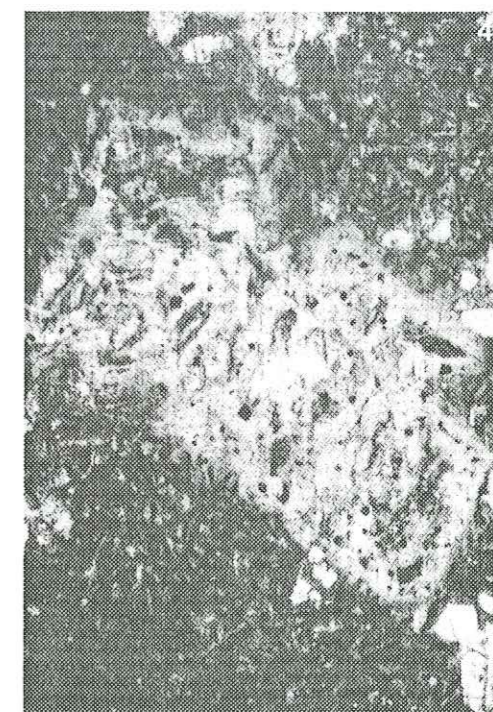
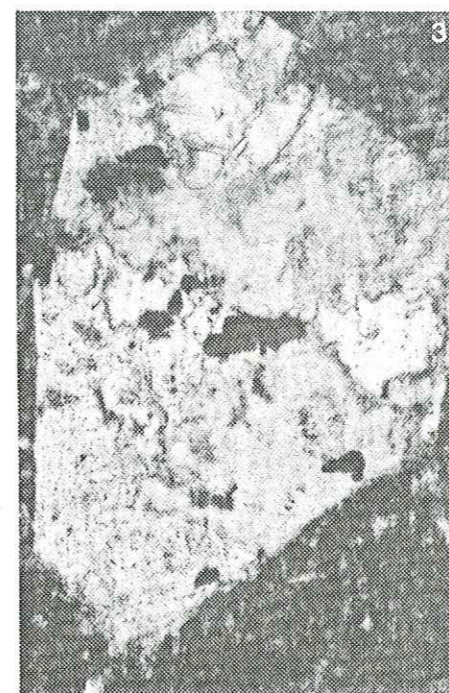
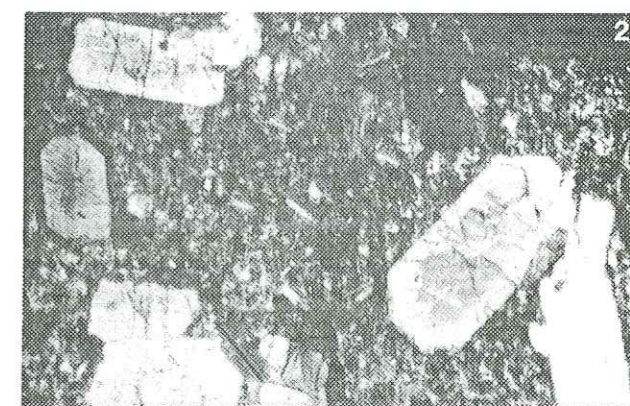
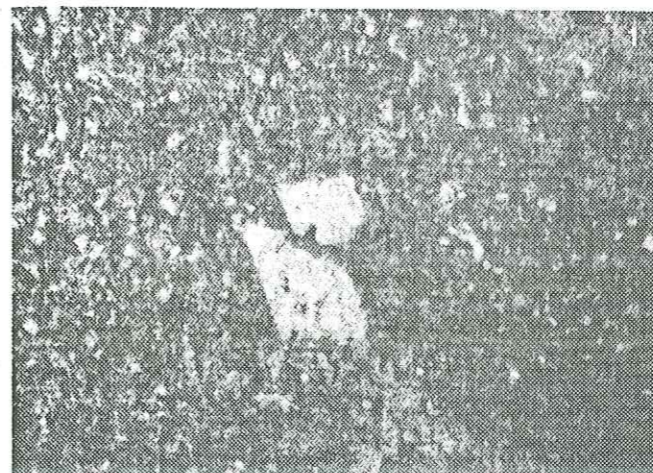


PLANCHE VIII

- Photo 1:** Lave vésiculaire du volcanisme 2 ou faciès évolué à texture microlitique fluidale. Cpx= clinopyroxène, Op= titanomagnétite (x 2.5), (bloc de Salahi).
- Photo 2:** Lave en coussins riche en plagioclases du volcanisme 2 à texture phénoclastique. Pl= plagioclase, Ol= olivine (x 2.5), (bloc de Salahi).
- Photo 3:** Coulée massive riche en plagioclases du volcanisme 2 à texture doléritique (x 2.5), (bloc de Salahi).
- Photo 4:** Photo 3 en lumière polarisée illustrant les zonations se développant dans certains clinopyroxènes de ces faciès.

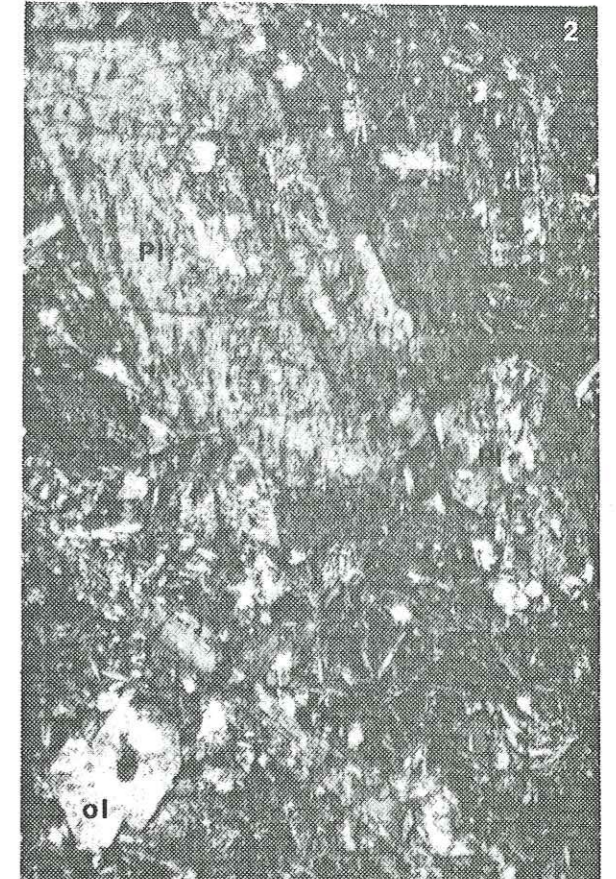
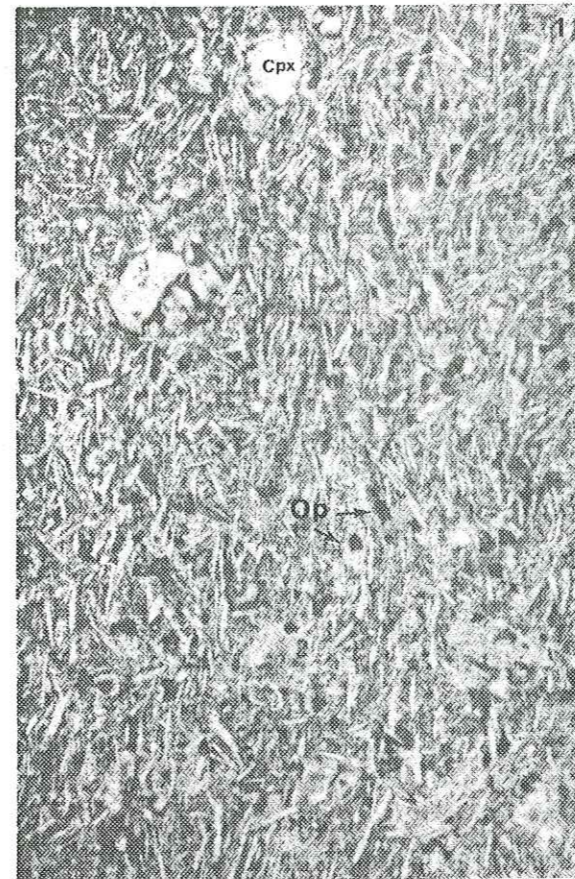


PLANCHE IX

- Photo 1:** Picrite du volcanisme 2 à texture vitrophyrique à phénocristaux d'olivines serpentinisées (ol), microphénocristaux de clinopyroxènes (cpx), spinelle chromifère (sp) et orthopyroxène (opx), (x 2.5), (bloc de Salahi).
- Photo 2:** Picrite à texture vitrophyrique à olivine résorbée (ol), (x 2.5), (bloc de Salahi).
- Photo 3:** Aggrégat polycristallin de clinopyroxènes (ag) dans une picrite, (x 10), (bloc de Salahi).
- Photo 4:** Clinopyroxène (cpx) blindé par de l'orthopyroxène (opx) dans une picrite, (x 10), (bloc de Salahi).
- Photo 5:** Lave en coussin du volcanisme 3 où se développe une texture microlitique microporphyrrique. cpx= clinopyroxène, (x 2.5), (bloc de Salahi).
- Photo 6:** Coulée massive du volcanisme 3 où se développe une texture doléritique, (x 2.5), (bloc de Salahi).

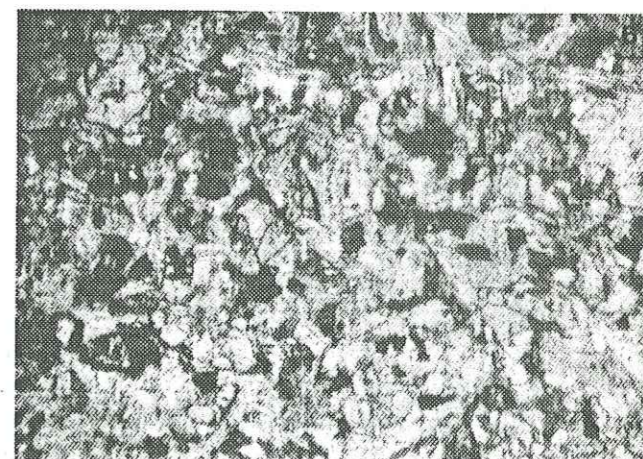
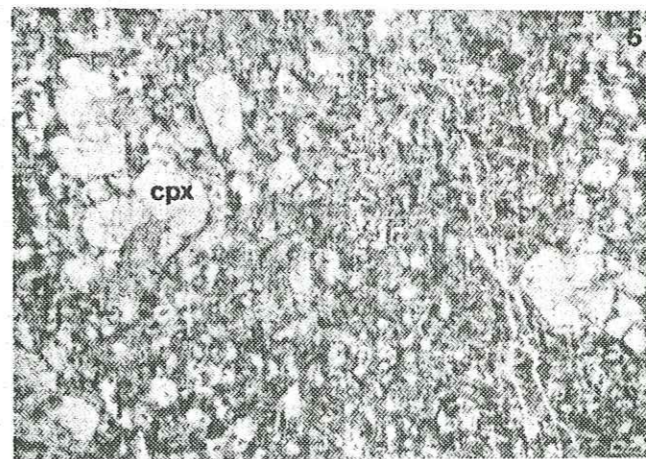
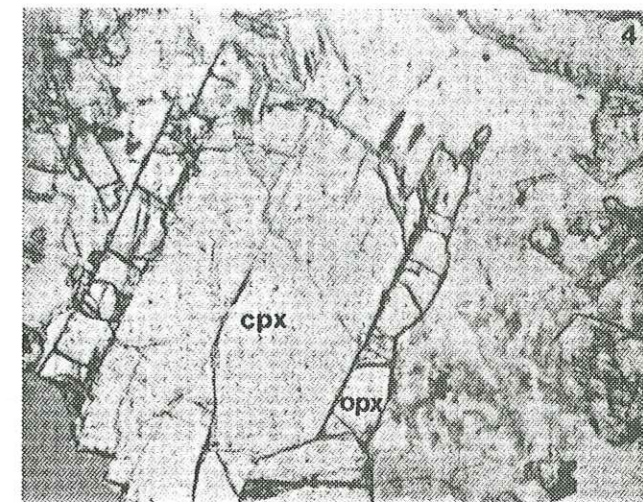
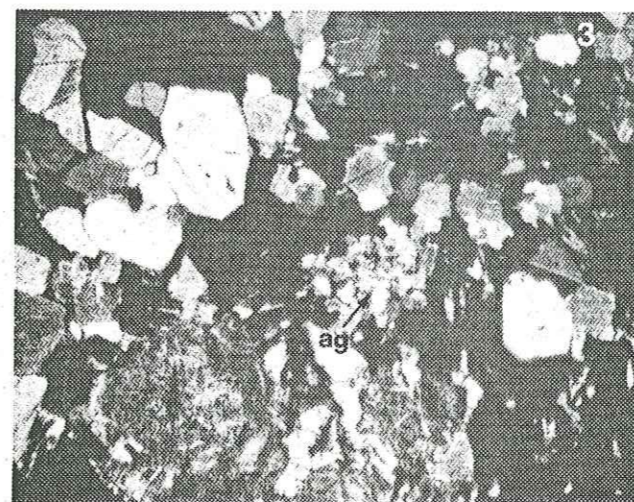
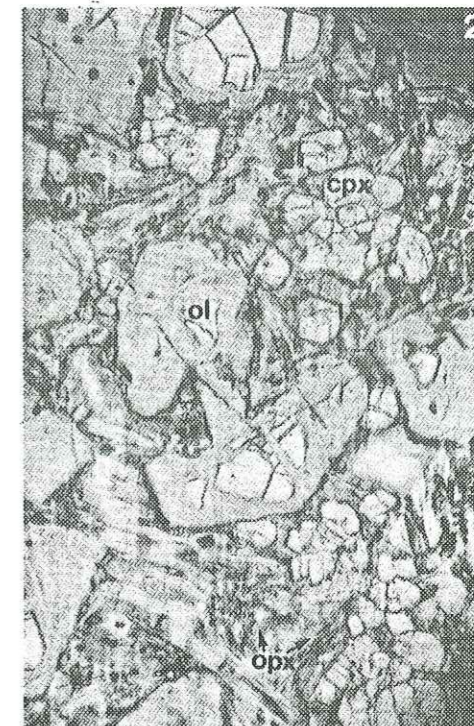
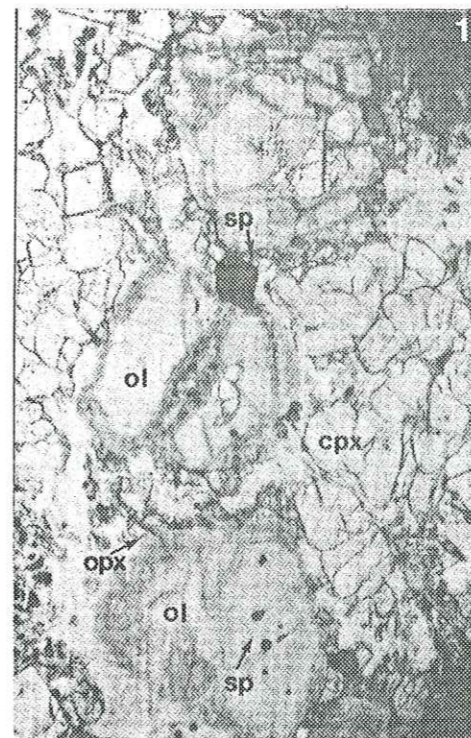


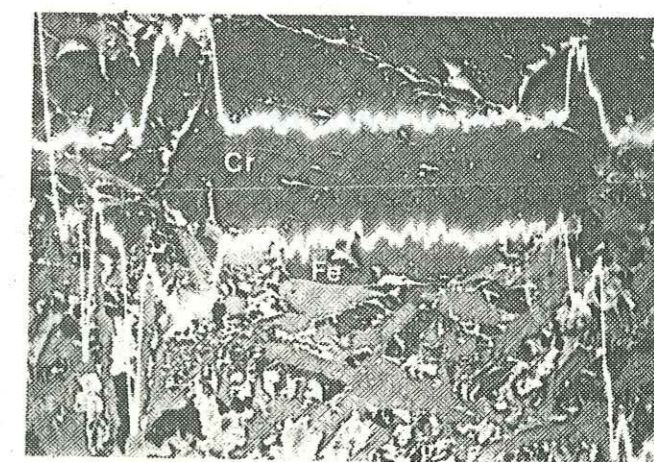
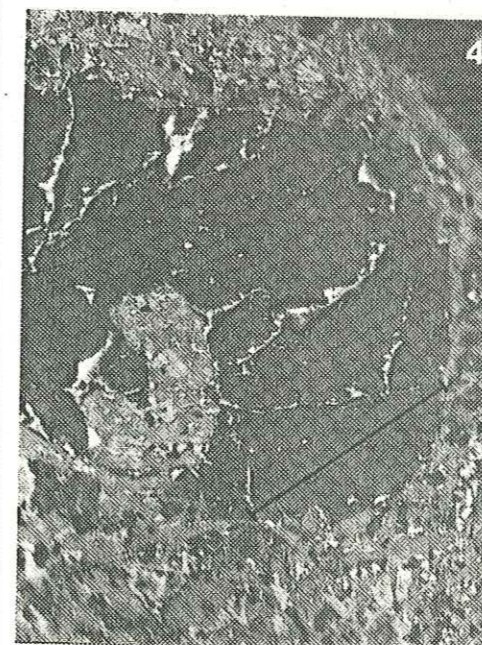
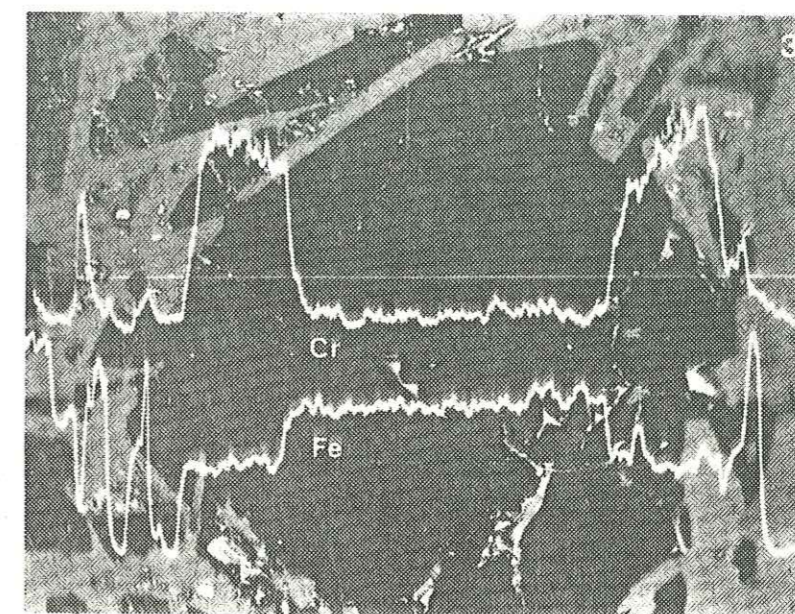
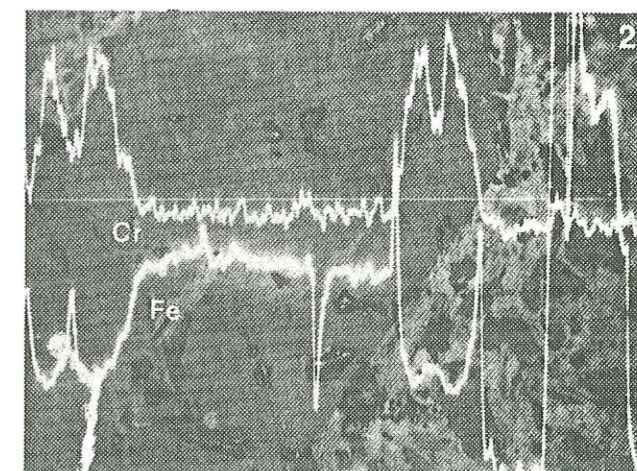
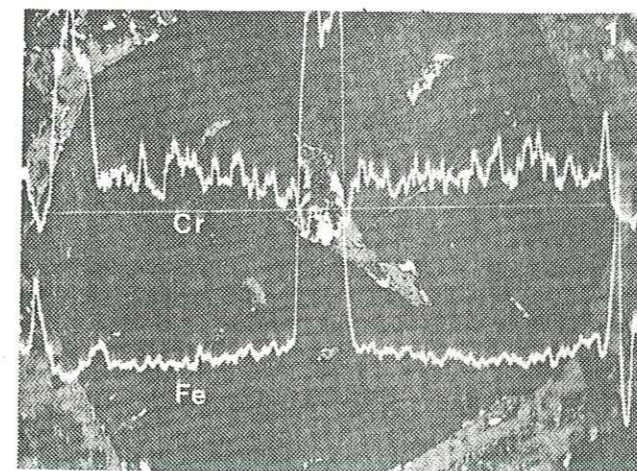
PLANCHE X

Photo 1: Image en électrons absorbés montrant le clinopyroxène sur lequel a été effectué le profil microsonde de la figure 45, assorti de profils qualitatifs illustrant la répartition du chrome et du fer dans ce cristal. Dyke 2 OT 53 (wadi Salahi).

Photo 2: Image en électrons absorbés montrant le clinopyroxène sur lequel a été effectué le profil microsonde de la figure 46, assorti de profils qualitatifs illustrant la répartition du chrome et du fer dans ce cristal. Lave primitive de la base du volcanisme 2, CP714, (bloc de Salahi).

Photo 3: Image en électrons absorbés montrant le clinopyroxène sur lequel a été effectué le profil microsonde de la figure 48, assorti de profils qualitatifs illustrant la répartition du chrome et du fer dans ce cristal. Coulée massive riche en plagioclases du volcanisme 2, CP803, (bloc de Salahi).

Photos 4 et 5: Image en électrons absorbés montrant un cristal zoné de clinopyroxène d'un coussin riche en plagioclases du volcanisme 2, CP337, (Photo 4) sur lequel a été effectué un profil qualitatif de répartition du chrome et du fer (Photo 5). Taille du cristal 600 microns.



Chapitre 4

**GEOCHIMIE DES LAVES DES
TROIS EPISODES VOLCANIQUES
ET DYKES ASSOCIES**

GEOCHIMIE DES LAVES DES TROIS EPISODES VOLCANIQUES ET DYKES ASSOCIES

Trente sept analyses d'éléments majeurs et traces de laves du volcanisme 1 ont été effectuées, 39 de laves du volcanisme 2 et 5 du volcanisme 3.

Les échantillons du volcanisme 1, mise à part la lave CP876 prélevée au niveau du complexe de Mahab, proviennent tous du bloc de Salahi.

En ce qui concerne le volcanisme 2, 30 échantillons proviennent du bloc de Salahi, 6 du complexe de Mahab (CP849, 871, 872, 877, 878, 879) et 2 du wadi Jizi (CP631,632), (fig 7 et 8). Ces deux derniers échantillons proviennent de l'affleurement de rhyolite qui apparaît dans la partie Nord de la carte du secteur minier de Lasail de ALABASTER (1982), (p 45). L'ensemble de ces analyses est regroupé dans l'annexe 5.

Les teneurs en pourcentage de poids d'oxydes des éléments majeurs recalculées sur une base anhydre ainsi que les teneurs en ppm des éléments en trace de l'ensemble des trois épisodes volcaniques ont été reportées en fonction du titane (fig 55 A à C et D à G). Ces diagrammes ont été construits dans le but de comparer la géochimie des trois épisodes et de souligner l'évolution des compositions des laves au cours de la différenciation. En effet, l'ensemble de ces laves a été l'objet de recristallisations secondaires (se référer au chapitre 5). Celles-ci ont provoqué la remobilisation d'un certain nombre d'éléments, notamment du magnésium. Les rapports FeO^*/MgO , $MgO/MgO+FeO$, etc... classiquement utilisés comme indice de différenciation n'ont donc pu être utilisés. Le titane a été choisi comme paramètre de différenciation car il présente à la fois l'avantage de rester stable au cours des processus d'altération (CANN, 1969; PEARCE et CANN, 1971; HUMPHRIS et THOMPSON, 1978a) et de présenter un comportement hygromagmaphile (BOUGAULT *et al.*, 1979).

Les teneurs en titane des laves du volcanisme 1 et des diabases du complexe filonien sont comprises entre 1.17 et 2.37% TiO_2 (7014 à 14210 ppm). Celles du volcanisme 2 et des dykes associés sont nettement moins élevées, variant entre .3 et 1.25% TiO_2 (1860 et 7500 ppm). Les teneurs en TiO_2 des laves du volcanisme 3, comprises entre 1.44 et 1.90% (8630 et 11330 ppm), tombent dans la fourchette des laves du volcanisme 1. Les teneurs en titane des épisodes 1 et 3 sont de l'ordre de celles des MORBs (BOUGAULT, 1980; EISSEN, 1982) ; par contre celles du volcanisme 2 sont d'une manière générale nettement inférieures.

A titre de comparaison, un assortiment de compositions de basaltes provenant de l'Atlantique et possédant une gamme de teneurs en titane équivalentes à celles des laves du volcanisme 1 a été relevé dans la littérature (BOUGAULT, 1980) et reporté dans le même type de diagrammes parallèlement à ceux où figurent les laves étudiées. Ces analyses seront considérées dans la suite de cette étude comme des références de compositions de basaltes de rides océaniques.

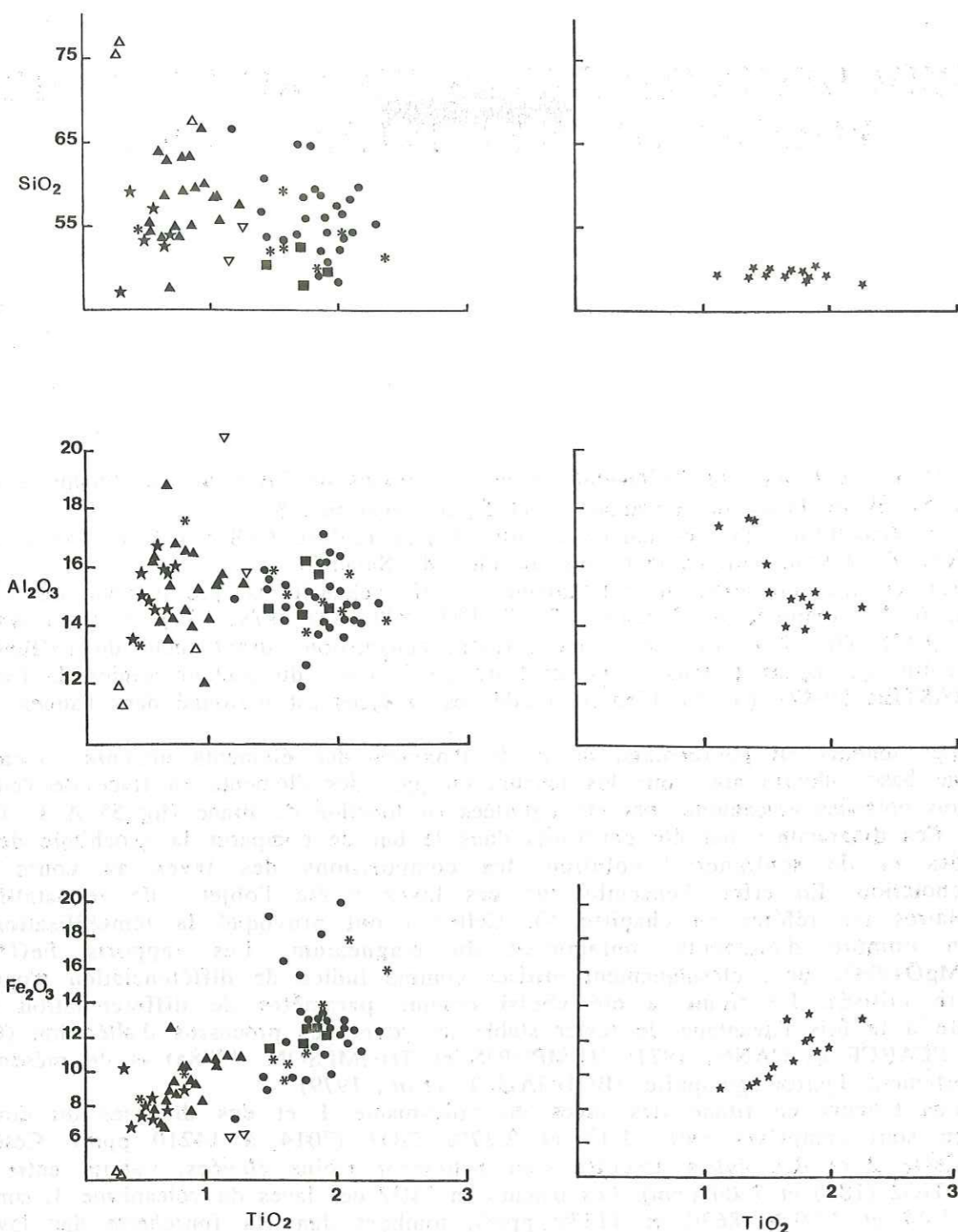


Fig 55A: Teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et Fe_2O_3 de laves des volcanismes 1, 2 et 3, de dykes du complexe filonien et de dykes 2 (diagrammes de gauche) ainsi que de basaltes de l'Atlantique (diagrammes de droite) provenant de BOUGAULT (1980). Dans les diagrammes de gauche: Les cercles représentent des analyses de laves du volcanisme 1, les astérisques des analyses de dykes (complexe filonien et dykes 2), les étoiles des analyses de laves primitives du volcanisme 2, les triangles pleins des analyses de laves V2 différenciées, les triangles creux les analyses de rhyolites et celle de la dacite, les triangles creux inversés des analyses de laves riches en plagioclases. Les carrés représentent des analyses de laves du volcanisme 3.

I - CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES GENERALES DES TROIS EPISODES VOLCANIQUES

A - LES ELEMENTS MAJEURS

1. La silice

Les laves du volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien ont des teneurs en SiO_2 qui sont comprises entre 48 et 67% avec 5 échantillons uniquement qui présentent des teneurs inférieures ou égales à 52% teneur limite pour un basalte (EWART, 1976). Les échantillons présentant des teneurs en silice supérieures à 56% ont tous subi une forte altération hydrothermale caractérisée par des silicifications et une importante albitisation. Ces fortes teneurs ne sont donc pas le reflet de la composition originale de ces roches. Si l'on considère les échantillons les moins altérés, ces laves montrent des teneurs en silice comprises entre celles de basaltes et d'andésites basaltiques (ou icelandites).

Les laves du volcanisme 2 ont des teneurs en SiO_2 comprises entre 47 et 67%. La valeur la plus basse est celle de l'échantillon de picrite basaltique (CP490) et la plus élevée celle d'un sill (CP877) échantillonné dans le wadi Mahmum (complexe de Mahab) à composition de dacite.

Les faciès primitifs (c'est-à-dire à olivine, endiopside et spinelle; laves CP489, 751, 752, 761, 762, 804, 849, 871, 872, 878, et dyke OT53) ont des teneurs en SiO_2 qui varient entre 52.5 et 59% pour des valeurs en titane comprises entre .37 et .71% TiO_2 . L'examen des lames minces laisse penser que bien que ces roches aient subi des altérations hydrothermales, la silice a été dans ces échantillons peu remobilisée. Ces teneurs correspondent à celles d'andésites*.

Les laves à minéralogie plus évoluée (augite+titanomagnétite) ont des teneurs en silice qui varient entre 47.5 et 67.3% pour une fourchette de valeurs en titane de .53 à 1.23%. Les teneurs en silice de certains échantillons ont par contre été modifiées par le développement de phases secondaires: Pumpellyite dans le cas de l'échantillon CP487 où $\text{SiO}_2=47.5\%$; Quartz et céladonite dans l'échantillon CP162 où $\text{SiO}_2=66.5\%$; Albite dans l'échantillon CP90 où $\text{SiO}_2=62.5\%$. Les teneurs en silice des échantillons les moins altérés sont comprises entre 53.4 et 59.8% équivalentes à des compositions d'andésites.

Les échantillons CP631-632 sont des rhyolites, $\text{SiO}_2=75.3$ et 76.8% , à teneurs en titane faibles inférieures à .30% TiO_2 . La pauvreté en titane de ces termes évolués reflète la cristallisation antérieure d'oxydes ferrotitanés.

Les faciès riches en plagioclases représentés par les échantillons CP337 et 803 ont des teneurs en silice de 54.8 et 50.8 et des pourcentages en TiO_2 de 1.25 et 1.14 élevés pour ce volcanisme.

Les laves du volcanisme 3 ont des compositions de basaltes, SiO_2 variant entre 47.6 et 52.4%. Ces échantillons sont caractérisés d'une manière générale par un degré de recristallisation plus faible comparé aux laves des épisodes antérieurs.

* L'adoption d'une terminologie pour distinguer les roches du volcanisme 2 s'avère délicate: on peut hésiter entre la terminologie basalte-andésite basaltique-andésite-dacite-rhyolite employée couramment pour caractériser les laves de zones orogéniques et celle, basalte-ferrobasalte-ferroandésite ou icelandite-rhyolite sodique, utilisée pour les laves émises en contexte océanique franc. Le choix a porté sur la première terminologie car celle-ci a été employée, sur le même type de roches, par les auteurs antérieurs.

2. L'aluminium

Les teneurs en aluminium des laves du volcanisme 1 et des dykes du complexe filonien sont comprises entre 12 et 17%. Si l'on excepte deux valeurs inférieures à 13% Al_2O_3 d'échantillons silicifiés, la fourchette des valeurs devient 13.7-17%, compatible avec celles de MORBs.

Les andésites du volcanisme 2 ont des teneurs en aluminium qui sont comprises entre 12.4 et 16.8% si l'on excepte les échantillons CP27 et CP162 qui ont été fortement hydrothermalisés (Al_2O_3 respectivement à 18.7 et 12.04%). Cette fourchette de valeurs est couverte à la fois par les échantillons primitifs et évolués. La picrite basaltique a des teneurs en aluminium faible, 6.44%, liée à l'absence de plagioclase.

Les trois échantillons de dacite et rhyolites ont des teneurs en aluminium basses comprises entre 11.3 et 13.2% Al_2O_3 .

L'échantillon CP803 possède la teneur en aluminium la plus élevée, supérieure à 20%, liée à sa richesse en plagioclase.

Les laves du volcanisme 3 ont des teneurs en aluminium comprises dans la fourchette 14.4 et 16.2% Al_2O_3 .

Ces teneurs ne présentent pas d'évolution marquée en fonction des teneurs en titane, ceci dans l'ensemble des trois épisodes.

3. Le fer

Le fer a été exprimé dans l'ensemble des échantillons sous forme Fe_2O_3 . Pour certains d'entre eux cependant, le fer a été dosé sous forme ferreuse.

Si l'on excepte cinq échantillons de volcanites et un de dyke (59-1-59, 71 et 101; 59-2-138 et 139; OT45) qui sont porteurs de sulfures, les teneurs en fer des laves du volcanisme 1 et des dykes 1 montrent un enrichissement parallèle à celui du titane, enrichissement du même ordre que celui des MORBs de l'Atlantique. Les teneurs de ces échantillons sont comprises entre 7.5 et 14.2; un dyke, CP268 présente à la fois une teneur élevée en Fe_2O_3 , 16.3%, et en titane, 2.3%, liée à l'abondance des oxydes ferrotitanés.

Les teneurs en fer des laves du volcanisme 2 présentent également une corrélation positive avec le titane mais l'enrichissement en cet élément au cours de la différenciation est nettement moins prononcé que dans les laves de l'épisode précédent. En effet, si l'on excepte l'échantillon CP487 qui présente un enrichissement anormal en Fe_2O_3 lié au développement secondaire de pumpellyite, ces teneurs sont comprises entre 7.1 et 11.3.

Les teneurs en fer des échantillons primitifs sont faibles, comprises entre 7.1 et 8.7%. La picrite basaltique présente une teneur relativement forte en fer, 10.6%, pour la valeur de son titane.

Les échantillons évolués ont des teneurs en fer qui couvrent la fourchette des teneurs de l'ensemble du volcanisme 2.

Les rhyolites présentent les teneurs les plus faibles en Fe_2O_3 , inférieures à 5%.

Les échantillons riches en plagioclases se distinguent des laves du volcanisme 2 possédant des teneurs en titane équivalentes par leur pauvreté en fer. Celles-ci sont en effet de l'ordre de 7% alors que celle de l'échantillon CP43 qui possède la même teneur en titane est de 11.3%.

Les teneurs en Fe_2O_3 des laves du volcanisme 3 sont comprises entre 11.9 et 13.1%, dans la fourchette des teneurs des basaltes de l'Atlantique.

4. Le manganèse

Il existe dans l'ensemble des laves du volcanisme 1 et des dykes une bonne corrélation positive entre les teneurs en MnO et les teneurs en titane. Certaines laves montrent cependant des enrichissements ou appauvrissements anormaux en cet élément. Les enrichissements se manifestent dans les échantillons minéralisés, ceci en liaison avec le développement de chlorites manganifères (59-2-133, 137 et 139, voir chapitre 5, paragraphe IX), ou des laves échantillonnées à proximité de sédiments métallifères (CP40-154). La situation inverse est également possible. L'échantillon CP46 échantillonné sous un sédiment métallifère montre un appauvrissement très net en manganèse. Un appauvrissement en cet élément est également observé dans les échantillons silicifiés 59-1-3 et CP586. Ces échantillons exceptés, les teneurs en MnO sont comprises entre .13 et .24, teneurs analogues à celles des MORBs de l'Atlantique. Le dyke CP268 s'illustre, une fois de plus, par des teneurs un peu plus élevées en MnO de .29%.

Les teneurs en MnO des laves du volcanisme 2 montrent également dans leur ensemble une bonne corrélation avec les teneurs en titane. Certaines laves présentent cependant des teneurs anormalement élevées en cet élément. Ces échantillons sont caractérisés par des développements de phases secondaires telle la chlorite (CP19A-B, 27, 71, 337 et 489). Ceux-ci mis à part, les teneurs en MnO sont comprises entre .08 et .24 et sont donc du même ordre que celles du volcanisme 1.

Les teneurs en manganèse des échantillons primitifs sont comprises entre .08 et .18. Celles des échantillons évolués couvrent la gamme des valeurs de l'ensemble du volcanisme 2.

On remarquera qu'en ce qui concerne les échantillons CP337 et 803, le manganèse, à la différence du fer, ne montre pas de comportement particulier. L'enrichissement en MnO de l'échantillon CP337 a été souligné au préalable. L'échantillon CP803 présente une teneur de .15 en MnO, du même ordre que celles des laves du volcanisme 2 dont la valeur du titane est comparable.

Les laves du volcanisme 3 montrent des teneurs en MnO variant entre .17 et .26% comprises donc dans la fourchette des teneurs en MnO des MORBs. Un échantillon cependant possède une valeur très élevée en MnO, de .84%. Cette lave est caractérisée par la présence de chlorites manganifères.

5. Le magnésium

Les teneurs en magnésium de la majorité des échantillons du volcanisme 1 et du complexe filonien sont comprises entre 2.5 et 7.2%. Elles sont ainsi d'une manière générale inférieures à celles des MORBs de l'Atlantique qui avoisinent les 8%. De plus on ne note aucune évolution particulière de ces teneurs avec le titane. Ces deux caractères sont très probablement liés à des remobilisations de cet élément sous l'action de fluides hydrothermaux. Les teneurs en magnésium de trois échantillons n'ont pas été considérées dans la fourchette des teneurs données préalablement. Il s'agit de l'échantillon 59-3-170 dont la teneur en magnésium est nulle, cela en liaison avec l'intense silicification de cette lave, et des échantillons 59-2-138 et 139 qui présentent des teneurs en MgO élevées respectivement de 8.6 et 11.4%. Ces derniers s'illustrent par un développement important de chlorite.

Les teneurs en MgO des andésites du volcanisme 2 et des dykes 2 sont comprises entre 2.2 et 9.6%. Cependant, si l'on ne considère que les échantillons moyennement altérés, cette fourchette de teneurs se restreint à 4.3-9.6%. Les teneurs en MgO des échantillons primitifs sont les plus élevées, comprises entre 6.1 et 9.6%. L'échantillon de picrite basaltique a une teneur en MgO de 28.4% reflétant le caractère cumulatif en olivines et pyroxènes de cette roche. Les teneurs en MgO des échantillons évolués moyennement altérés sont comprises entre 4.3 et 6.5%.

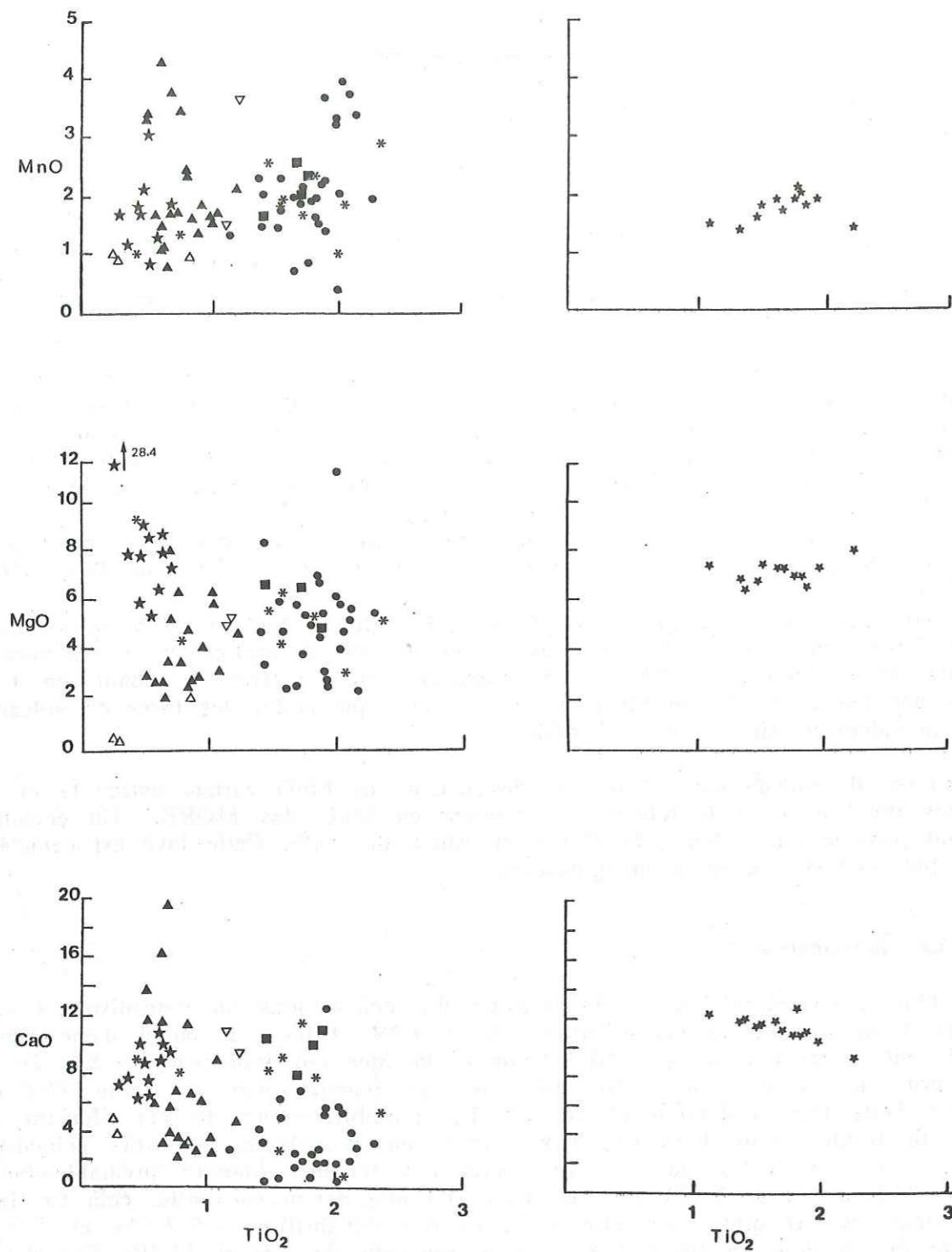


Fig 55B: Teneurs en MnO, MgO et CaO des laves des volcanismes 1, 2 et 3, de dykes du complexe filonien et de dykes 2 (diagrammes de gauche) ainsi que de basaltes de l'Atlantique (diagrammes de droite). Les symboles utilisés sont les mêmes que sur la figure 55A.

La dacite CP877, présente une teneur en MgO faible de 2.18%. Les rhyolites présentent, elles, un appauvrissement encore plus marqué en magnésium ($MgO < 0.5\%$).

Il apparaît ainsi que le magnésium présente dans ce volcanisme une relativement bonne corrélation négative avec le titane.

Les teneurs en magnésium des laves du volcanisme 3 sont comprises entre 5 et 6.8% et sont donc assez faibles par rapport à celles de MORBs.

6. Le calcium

Les laves du volcanisme 1 et les dykes associés montrent d'une manière générale une grande pauvreté en calcium. Les teneurs en cet élément sont en effet comprises entre .5 et 12.5% avec uniquement 4 valeurs sur 38 supérieures à 8%. Trois de ces échantillons sont des laves ou des dykes qui présentent une grande richesse en silicates calciques, prehnite ou épidote (CP81, 254 ou 255). Les laves très pauvres en calcium correspondent aux échantillons minéralisés où se développe la paragenèse chlorite+quartz+sulfures. Les teneurs en calcium de l'ensemble de ces laves sont ainsi nettement inférieures à celles des basaltes de rides qui sont de l'ordre de 11-12%.

Les laves du volcanisme 2 et les dykes 2 montrent une très grande dispersion de leurs teneurs en calcium, celles-ci variant entre 1.9 et 19.3%. Cette large fourchette de valeurs est liée au développement de paragenèses secondaires contrastées. Les laves riches en calcium (CP19A-B, 27, 487) sont très riches en silicates calciques de type pumpellyite ou zéolite. Les laves pauvres en calcium sont riches en albite ou présentent des indices de silicification (CP71, 90, 91, 877). Les laves les moins affectées par ces remobilisations secondaires sont les échantillons primitifs et les échantillons riches en plagioclases dont les teneurs oscillent entre 6.2 et 10.8 %

Les teneurs en calcium de la dacite et des rhyolites sont faibles, comprises entre 2.9 et 4.6%.

Le calcium est peu remobilisé dans les laves du volcanisme 3 comparées aux laves des autres épisodes. Leurs teneurs oscillent en effet entre 7.7 et 11% de CaO.

7. Le sodium

Les laves du volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien ont été spilitisés et de ce fait montrent des teneurs en sodium fortes liées au développement d'albite. Cependant, certaines laves présentent des teneurs très faibles en cet élément. Il s'agit d'échantillons riches en sulfures dont la pauvreté en Na_2O est liée à la déstabilisation de l'albite durant la phase hydrothermale minéralisatrice. Ces échantillons exceptés, les teneurs en Na_2O des laves du volcanisme 1 et des dykes du complexe filonien sont comprises entre 3.1 et 6.4%.

Les laves du volcanisme 2 et les dykes 2 présentent, dans leur ensemble, des teneurs en sodium contrastées qui, comme celles en calcium, reflètent la présence d'assemblages secondaires variables. Ces teneurs oscillent entre .43 et 7.1% Na_2O . Cependant, si l'on excepte les échantillons riches en pumpellyite donc appauvris en sodium, et les échantillons fortement albitisés, la fourchette de ces teneurs se restreint à 3.3-5%. La fourchette des teneurs des laves primitives étant 3.5-4.8%, cet élément ne montre pas de corrélation avec la teneur en titane.

Les teneurs en sodium des rhyolites CP631-632 sont faibles, 2.26 et 3.36 % Na_2O respectivement, inférieures à celle de la dacite, 5.02% Na_2O .

Les laves du volcanisme 3 présentent des teneurs en Na_2O relativement fortes reflétant l'albitisation du plagioclase. Celles-ci varient entre 2.8 et 4.8%.

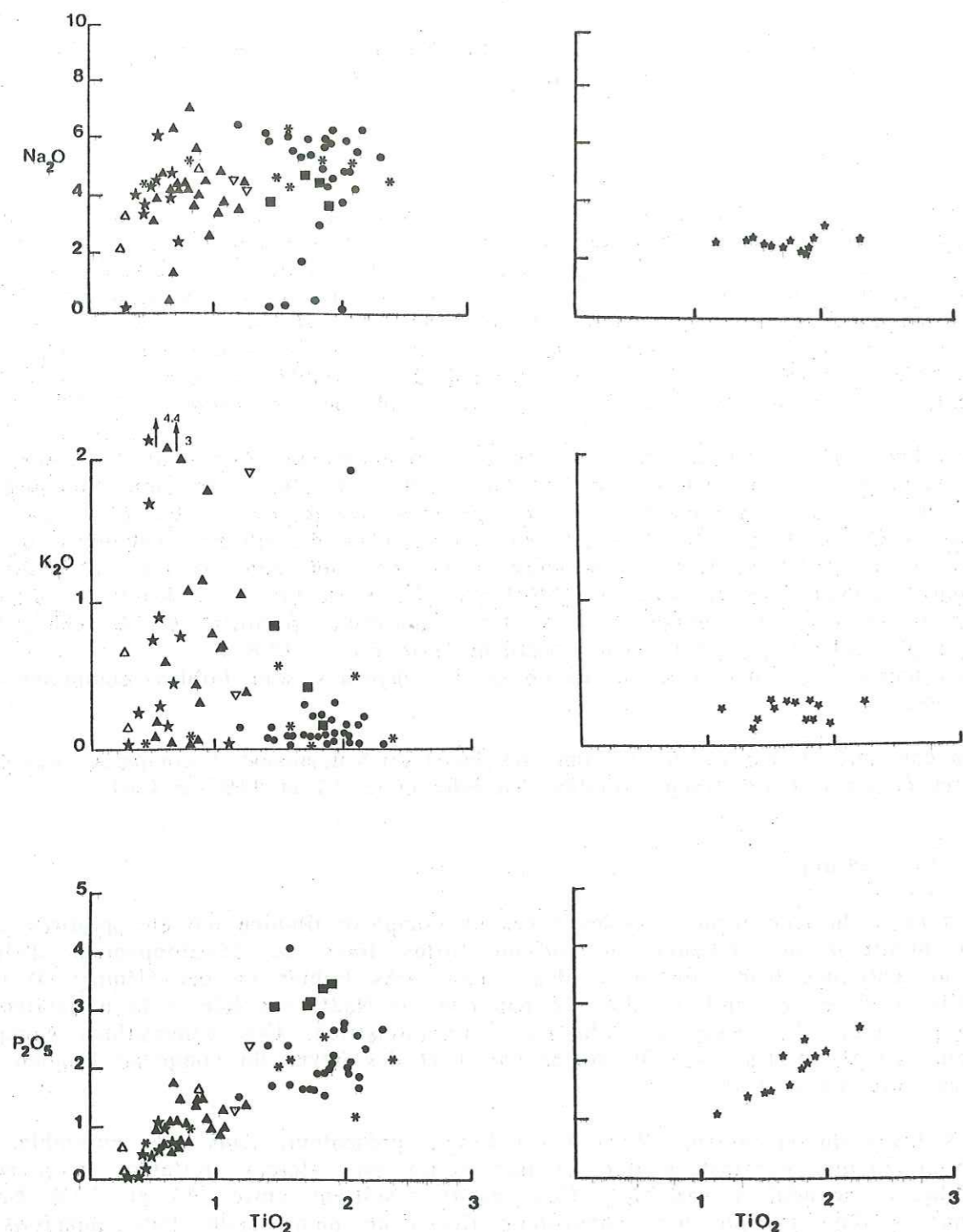


Fig 55C : Teneurs en Na_2O , K_2O et P_2O_5 de laves des volcanismes 1, 2 et 3, de dykes du complexe filonien et dykes 2 (diagrammes de gauche) ainsi que de basaltes de l'Atlantique (diagrammes de droite). Les symboles utilisés sont les mêmes que ceux de la figure 55A.

8. Le potassium

Les teneurs en potassium des laves du volcanisme 1 varient entre 0 et .58 % K_2O avec les 2/3 des échantillons qui présentent une teneur inférieure à .15%. Ces échantillons sont ainsi d'une manière générale appauvris en cet élément par rapport aux basaltes frais de rides dont les teneurs en potassium sont le plus souvent supérieures à cette valeur. Une lave présente une teneur importante en K_2O , de 1.9%. Cet enrichissement en potassium est lié à une phase d'altération océanique, l'échantillon considéré étant caractérisé par le développement de céladonite.

Les teneurs en K_2O des laves du volcanisme 2 et des dykes 2 sont comprises entre .03 et 4.39%, avec 2/3 des valeurs supérieures à .30%. Les fortes teneurs en K_2O s'observent dans des échantillons où se développent les phases secondaires céladonite et adulaire.

Le potassium des laves du volcanisme 3 a également été affecté par des remobilisations secondaires comme en témoigne la fourchette des valeurs comprises entre .03 et .85% K_2O .

9. Le phosphore

Les teneurs en P_2O_5 des laves du volcanisme 1 et des dykes du complexe filonien sont comprises entre .14 et .40%, avec uniquement deux échantillons, CP876 et CP50, qui présentent des teneurs supérieures à .30%. Ces teneurs sont supérieures à celles des MORBs de l'Atlantique. Elles montrent de plus une bonne corrélation avec les teneurs en titane.

Les teneurs en P_2O_5 des andésites du volcanisme 2 et des dykes 2 sont comprises entre 0 et .17%, avec un échantillon seulement dont la teneur est supérieure à .14%. Celles-ci sont donc dans leur ensemble nettement inférieures aux teneurs du volcanisme 1 et à celles de MORBs typiques. Ces teneurs montrent également une corrélation positive avec le titane, les échantillons primitifs présentant des teneurs comprises entre 0 et .09% P_2O_5 et les échantillons évolués des teneurs variant entre .04 et .17%.

Les rhyolites CP631-632 ont des teneurs en P_2O_5 faibles, .06 et .01% respectivement, qui contrastent avec celle plus élevée de l'échantillon de dacite CP877 (.16% P_2O_5).

Les teneurs en P_2O_5 des laves du volcanisme 3 sont comprises entre .30 et .34, et sont donc d'une manière générale supérieures à celles des échantillons des deux autres épisodes volcaniques.

10. Conclusion

Il ressort de cette étude que bon nombre d'éléments majeurs ont été remobilisés au cours des processus hydrothermaux, ce qui masque en partie la composition initiale des laves étudiées.

Cependant les laves les moins altérées du volcanisme 1 présentent des teneurs en silice caractéristiques de basaltes ou d'andésites basaltiques. Les alcalins et alcalino-terreux, sodium, potassium, magnésium et calcium, sont les éléments les plus sensibles aux phénomènes d'altération de type spilitisation qui affectent les laves du volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien. Les teneurs en fer, manganèse et phosphore montrent au contraire une bonne corrélation avec les teneurs en titane de ces échantillons suggérant que ces éléments ont été peu affectés par des remobilisations secondaires. Elles peuvent donc être considérées comme

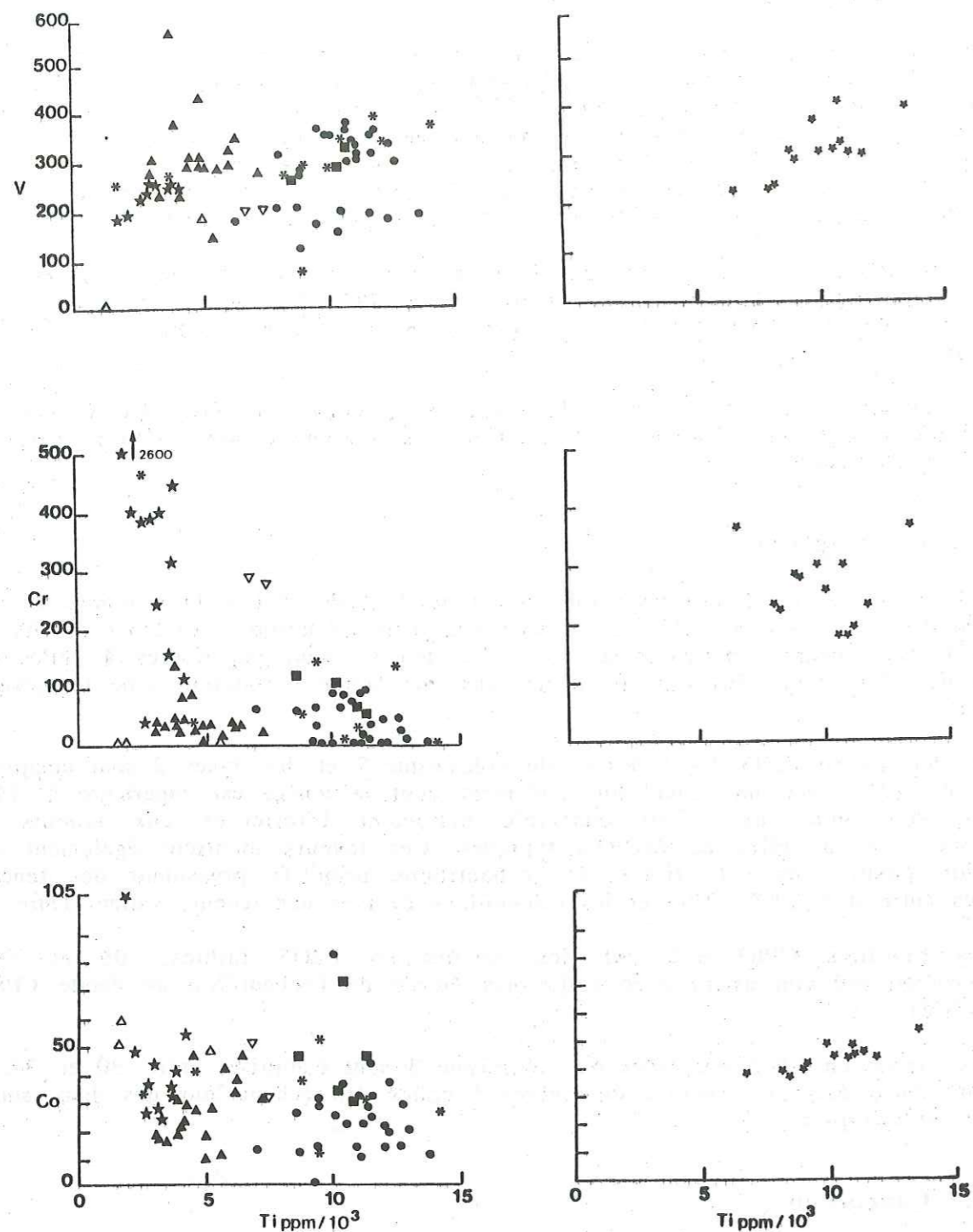


Fig 55D: Teneurs en V, Cr et Co de laves des volcanismes 1, 2 et 3, de dykes du complexe filonien et de dykes 2 (diagrammes de gauche) ainsi que de basaltes de l'Atlantique (diagrammes de droite). Les symboles utilisés sont les mêmes que sur la figure 55A.

caractéristiques du chimisme primaire de ces laves. Ces teneurs en fer, manganèse et phosphore sont, comme les teneurs en titane, équivalentes à celles des basaltes de la ride médio-Atlantique pris comme référence de MORBs dans ce travail.

Les laves du volcanisme 2 présentant le moins d'indice de recristallisations secondaires ont des teneurs en silice caractéristiques d'andésites, de dacites ou de rhyolites. Tout comme dans le volcanisme 1, les alcalins et le calcium sont les éléments dont les teneurs ont subi les modifications les plus importantes au cours des processus d'altérations secondaires. Le magnésium semble au contraire être resté relativement stable, notamment dans les échantillons primitifs qui présentent des teneurs élevées en cet élément, jusqu'à 8% MgO. Dans les échantillons évolués, ces teneurs sont nettement moins importantes, de l'ordre de 5%.

Dans l'ensemble de ces laves, fer, manganèse et phosphore se comportent de façon assez stable comme en témoigne la bonne corrélation entre ces éléments et le titane. Les teneurs en MnO de ces laves sont comparables à celles des laves du volcanisme 1; par contre l'enrichissement en fer y est nettement moins important. De plus, les teneurs en P₂O₅ sont dans l'ensemble de ces échantillons inférieures à celles des laves et dykes du volcanisme 1 et donc à celles des basaltes de rides. Il en est de même pour le titane. L'ensemble des laves du volcanisme 2 et dykes 2 présente donc des appauvrissements en certains éléments incompatibles.

Les échantillons CP803 et 337 représentant les faciès riches en plagioclases se distinguent du point de vue des majeurs par leurs teneurs en fer nettement plus basses que celles de laves évoluées du volcanisme 2 présentant une teneur en titane équivalente.

L'analyse des éléments majeurs des laves du volcanisme 3 montre qu'il s'agit de basaltes dont le chimisme primaire a été relativement moins modifié par les processus secondaires que pour les laves précédentes. Malgré cela, dans ces laves également, ce sont les alcalins et les alcalino-terreux qui présentent le plus d'indice de remobilisation alors que les teneurs en Fe₂O₃ et P₂O₅ sont restées stables. Les teneurs en fer et titane de ces laves sont du même ordre que celles des basaltes de rides à la différence des teneurs en P₂O₅ qui leur sont supérieures.

B - LES ELEMENTS EN TRACE

1. Le vanadium

L'ensemble des laves du volcanisme 1 et dykes du complexe filonien présente une gamme de teneurs en vanadium qui est relativement étendue puisque variant entre 74 et 391ppm.

Il apparaît cependant que l'échantillonnage est divisé en deux groupes. L'un où le vanadium montre une bonne corrélation positive avec le titane et où les teneurs comprises entre 298 et 391ppm sont compatibles avec celles des MORBs de l'Atlantique (228 - 413ppm). L'autre où les teneurs en cet élément sont inférieures à 200ppm et ne montrent pas de variations cohérentes en fonction du titane. Dans ce second groupe, le vanadium a clairement été lessivé. Ce lessivage s'est vraisemblablement produit au cours d'altérations hydrothermales comme le suggère le fait que parmi ces échantillons déprimés en vanadium on retrouve les échantillons les plus pauvres en MgO, CP50, en CaO, 59-1-3, 59-2-133 et 137, CP49, et la lave silicifiée CP586. La pauvreté en vanadium de l'échantillon CP876 pourrait être liée, comme on le verra plus tard, à la cristallisation antérieure d'oxydes ferrotitanés (cf teneurs en Zr et Y de cet échantillon).

Sept échantillons exceptés, les teneurs en vanadium des laves du volcanisme 2 et des dykes 2 sont comprises entre 182 et 346ppm et montrent une corrélation positive

avec le titane.

Quatre échantillons présentent des valeurs anormalement basses. Il s'agit d'une part des laves CP162 et 877 et d'autre part des échantillons CP337 et 803. Les premières ont visiblement été soumises à des altérations hydrothermales. En effet, l'échantillon CP162 présente une teneur anormalement élevée en SiO₂ et un appauvrissement en aluminium, et les deux échantillons sont légèrement déprimés en fer. Or, le comportement du vanadium pour des raisons physicochimiques (rayons ioniques et charges semblables) se calque sur celui du fer. Les échantillons CP337 et 803 présentent également un appauvrissement en fer. Cette pauvreté anormale en fer et vanadium ne peut cependant pas s'expliquer dans ces cas comme étant uniquement liée à des remobilisations secondaires vu le caractère particulier de ces échantillons.

Trois échantillons CP27, 91 et 487 présentent des teneurs anormalement élevées en vanadium. Cet enrichissement est clairement lié à une remobilisation secondaire ainsi qu'en témoigne la richesse en calcium et/ou fer de ces échantillons comparées aux autres laves du volcanisme 2.

Les rhyolites CP631-632 présentent des teneurs en vanadium très faibles, qui, comme le titane, reflètent l'appauvrissement de ces bains évolués en oxydes ferrotitanés.

Les teneurs en vanadium des laves du volcanisme 3 sont comprises entre 282 et 328ppm, dans la fourchette des valeurs des laves peu altérées du volcanisme 1 et des échantillons de l'Atlantique.

2. Le chrome

Les teneurs en chrome des laves du volcanisme 1 et des dykes du complexe filonien sont faibles, inférieures à 140ppm, comparées à celles de basaltes de rides généralement comprises entre 200 et 400ppm.

Dans le volcanisme 2, par contre, les échantillons primitifs présentent des valeurs élevées atteignant les 464ppm dans le dyke OT53. Ces teneurs décroissent rapidement dans les échantillons plus évolués pour atteindre des valeurs très basses, inférieures à 10ppm dans certains échantillons évolués, dacite et rhyolites comprises. La picrite basaltique, CP490, présente une teneur en chrome très élevée, 2600ppm, liée à sa richesse en spinelles et endiopsides chromifères.

Les faciès riches en plagioclases se distinguent par des teneurs en chrome élevées (279 et 288ppm) comparées à celles des autres laves du volcanisme 2 à teneur en titane équivalente.

Dans les laves du volcanisme 3, les teneurs en chrome sont faibles, comprises entre 59 et 119ppm.

3. Le cobalt

Dans les laves du volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien, les teneurs en cobalt varient entre la limite de détection et 52ppm avec une valeur à 83ppm. Ces teneurs sont d'une manière générale inférieures à celles des basaltes de l'Atlantique (37-54ppm) et ne montrent pas de variations cohérentes en fonction du titane.

Dans l'épisode 2, laves et dykes présentent des valeurs comprises entre 9 et 59ppm, la picrite basaltique possédant une teneur de 103ppm. Les valeurs les plus fortes sont enregistrées d'une part par les dacites et rhyolites, CP877, 631, 632 et d'autre part, dans leur ensemble, par les échantillons primitifs.

Dans les laves du volcanisme 3, les teneurs en cobalt sont comprises entre 31 et 46ppm avec une valeur anormale à 73ppm. Ces teneurs sont dans la fourchette de

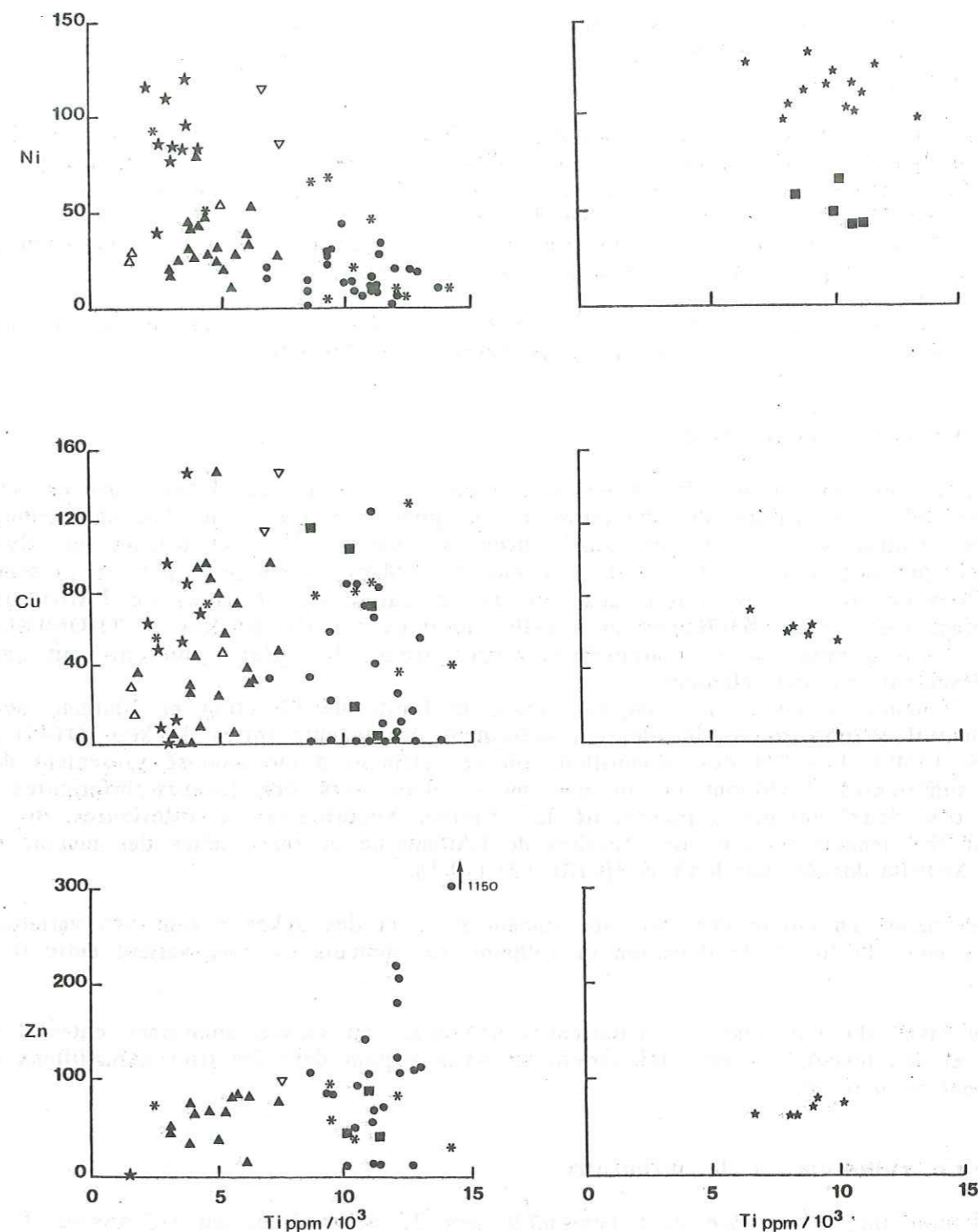


Fig 55E: Teneurs en Ni, Cu et Zn de laves des volcanismes 1, 2 et 3, de dykes du complexe filonien et de dykes 2 (diagrammes de gauche) ainsi que de basaltes de l'Atlantique (diagrammes de droite). Les symboles utilisés sont les mêmes que ceux de la figure 55A.

celles des basaltes de l'Atlantique.

4. Le nickel

Les teneurs en nickel des laves du volcanisme 1 et des dykes du complexe filonien sont, comme les teneurs en chrome, très faibles. Elles se placent en effet entre la limite de détection et 43ppm.

Les teneurs en nickel des échantillons primitifs du volcanisme 2 peuvent être élevées atteignant les 119ppm dans la lave CP878 et 936ppm dans la picrite basaltique. Comme les teneurs en chrome, elles décroissent rapidement pour atteindre des valeurs de l'ordre de 10ppm dans certains échantillons évolués.

Les échantillons CP337 et 803 présentent des teneurs en nickel anormalement élevées, 85 et 113ppm, comparées à leurs teneurs en titane.

Les échantillons du volcanisme 3 possèdent des teneurs en nickel faibles, comprises entre 41 et 65ppm, comparés aux basaltes de l'Atlantique.

5. Le cuivre et le zinc

Les teneurs en cuivre des laves du volcanisme 1 et des dykes associés sont comprises entre la limite de détection et 127ppm. Le quart de l'échantillonnage uniquement possède des teneurs supérieures à 50ppm. Un échantillon de dyke minéralisé présente une teneur élevée en cuivre, 1882ppm, marquée par la présence de chalcopryrite. Si l'on se réfère aux teneurs en cuivre des basaltes de l'Atlantique choisis dans cette étude, 63-76ppm ou à celles fournies par HUMPHRIS et THOMPSON (1978b), 48-155ppm, ces échantillons présentent le plus souvent un net appauvrissement en cet élément.

Les teneurs en zinc sont comprises entre la limite de détection et 206ppm, avec deux échantillons porteurs de blende, qui présentent des teneurs fortes de 860 (OT45) et 1150ppm (CP49). Les 2/3 des échantillons où cet élément a été analysé présentent des teneurs supérieures à 80ppm et un peu moins d'un tiers des teneurs inférieures à 60ppm, ces deux valeurs représentant les limites supérieures et inférieures de la fourchette des teneurs en zinc des basaltes de l'Atlantique et aussi celles des teneurs en zinc des MORBs données par KAY et HUBBARD (1978).

Les teneurs en cuivre des laves du volcanisme 2 et des dykes 2 sont très variables, comprises entre la limite de détection et 150ppm. Les teneurs en zinc varient entre 0 et 100ppm.

Les laves du volcanisme 3 montrent des teneurs en cuivre comprises entre 0 et 107ppm, et des teneurs en zinc qui varient de 41 à 91ppm dans les trois échantillons où cet élément a été dosé.

6. Le rubidium et le strontium

Le rubidium a été dosé dans l'ensemble des 37 échantillons du volcanisme 1. Il s'avère que deux échantillons exceptés, l'ensemble des laves et des dykes présentent des teneurs en rubidium inférieures à la limite de détection fixée à 10ppm dans le cas d'analyses effectuées au CRPG de NANCY. Ces données ne permettent donc pas une analyse détaillée du comportement de cet élément et c'est la raison pour laquelle il ne figure dans aucun diagramme. On peut cependant noter que les MORBs de l'Atlantique présentent également des teneurs en rubidium inférieures à 10ppm.

Les laves du volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien sont appauvris en strontium par rapport aux basaltes de l'Atlantique. En effet, la fourchette des teneurs

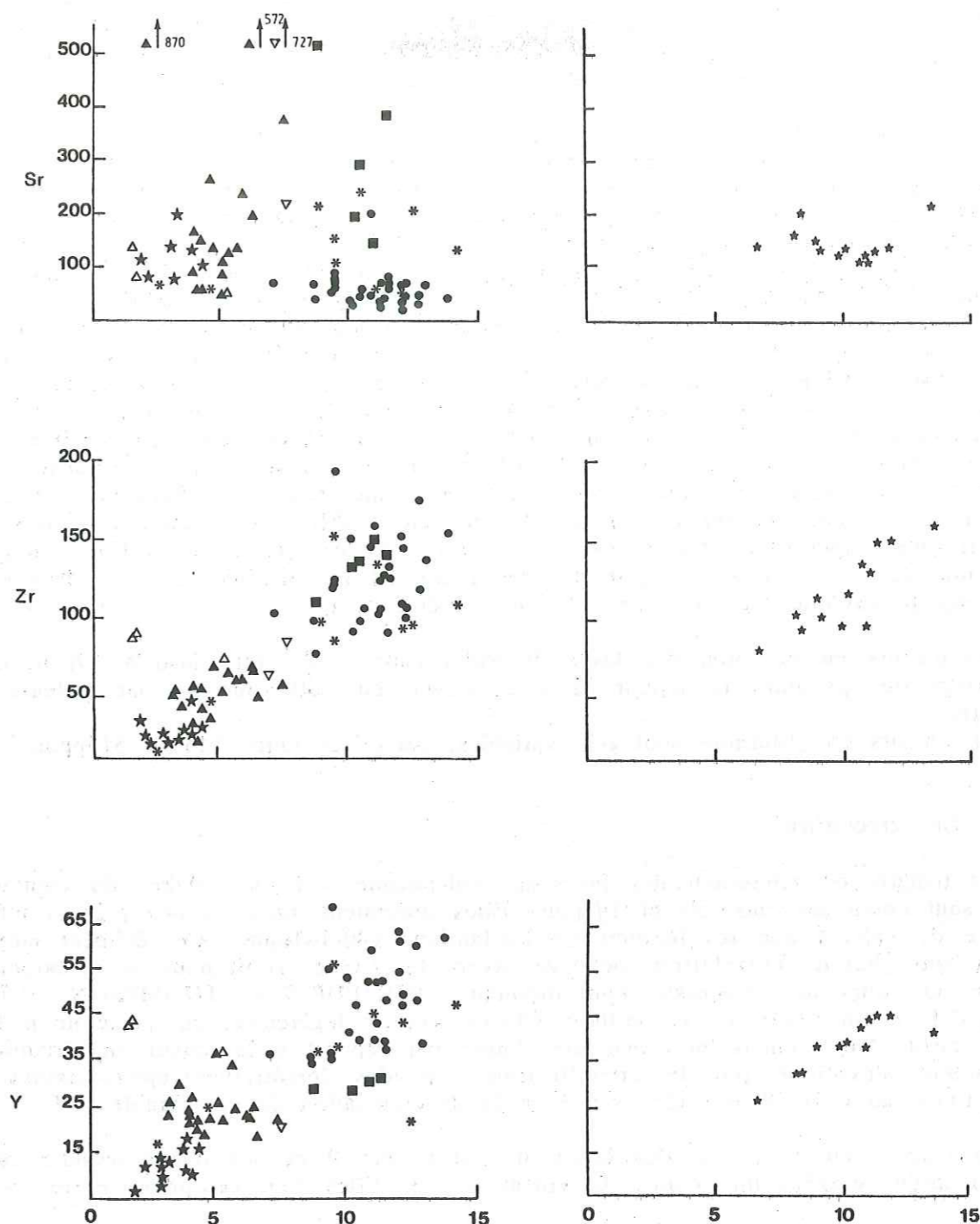


Fig 55F: Teneurs en Sr, Zr et Y de laves des volcanismes 1, 2 et 3, de dykes du complexe filonien et de dykes 2 (diagrammes de gauche) ainsi que de basaltes de l'Atlantique (diagrammes de droite). Les symboles utilisés sont les mêmes que ceux de la figure 55A.

en cet élément des premiers échantillons est comprise entre la limite de détection et 235ppm mais avec seulement 8 échantillons sur les 37 qui possèdent des teneurs supérieures à 100ppm. Les teneurs des basaltes de l'Atlantique varient, elles, entre 106 et 211ppm. Les valeurs les plus élevées en strontium sont rencontrées dans ce premier épisode volcanique dans les laves et les dykes qui présentent les teneurs les plus élevées en calcium (CP254, 255, 777), mais aussi dans des échantillons qui sont très fortement appauvris en cet élément (CP50 et 59-1-3).

Les teneurs en rubidium des laves du volcanisme 2 et des dykes 2 peuvent atteindre 38ppm. Les fortes teneurs en cet élément sont systématiquement observées dans des échantillons enrichis en potassium par cristallisation secondaire de céladonite ou d'adulaire.

Les teneurs en strontium de ces échantillons sont comprises entre 47 et 872ppm avec uniquement 15 échantillons sur les 39 qui possèdent une teneur inférieure à 100ppm. Certaines teneurs élevées sont liées à l'enrichissement en calcium observé dans certaines laves (CP19A-B), cependant d'autres restent inexplicables comme dans les échantillons CP462, 43 et CP803. On remarquera de plus que certaines laves fortement hydrothermalisées comme CP487 et CP27, qui présentent un fort enrichissement en calcium, ne montrent pas d'enrichissement concomitant en strontium. Ainsi, comme dans les échantillons du volcanisme 1, le strontium est certainement soumis à des remobilisations au cours des altérations hydrothermales.

Les laves des volcanismes 1 et 2 ont été l'objet de plusieurs phases de recristallisation superposées (se référer au chapitre 5) ce qui peut expliquer que la distribution de cet élément ne soit pas automatiquement corrélée à celle d'éléments majeurs tel le calcium auquel il se substitue généralement.

Les teneurs en rubidium des laves du volcanisme 3 s'élèvent jusqu'à 19ppm dans l'échantillon qui présente la teneur la plus élevée en potassium et par ailleurs en strontium.

Les teneurs en strontium sont très variables, comprises entre 145 et 515ppm.

7. Le zirconium

Les teneurs en zirconium des laves du volcanisme 1 et des dykes du complexe filonien sont comprises entre 77 et 194ppm. Elles présentent ainsi à peu près la même fourchette de valeurs que les basaltes de l'Atlantique (80-161ppm). Cet élément montre de plus une bonne corrélation positive avec le titane soulignant son caractère immobile au cours des processus hydrothermaux (HUMPHRIS et THOMPSON, 1978b; BOUGAULT *et al.*, 1979). Un échantillon, CP876, s'écarte légèrement du nuage de points, ceci en raison d'une teneur en titane trop faible par rapport à la teneur en zirconium. Ce caractère s'explique par la cristallisation d'oxydes ferrotitanés appauvrissant le bain en titane au cours d'un stade avancé de la différenciation de ces liquides V1.

Les teneurs en zirconium des laves du volcanisme 2 et des dykes associés sont nettement moins élevées que celles du volcanisme 1. Elles sont comprises entre 14 et 86ppm.

Les teneurs des termes primitifs sont très faibles, variant entre 18 et 30ppm. La picrite basaltique possède une teneur en zirconium de 34ppm.

Les termes évolués montrent des teneurs qui varient entre 21 et 74ppm. La dacite et les rhyolites ont, elles, des concentrations en zirconium élevées, respectivement de 74 et 87-90ppm.

Les échantillons CP337 et 803 montrent des teneurs en zirconium relativement élevées, de 86 et 64ppm, en accord avec leurs teneurs en titane.

Les teneurs en zirconium des laves du volcanisme 3 sont du même ordre de grandeur que celles du volcanisme 1, comprises entre 110 et 147ppm.

8. L'yttrium

Les teneurs en yttrium des laves du volcanisme 1 et des dykes associés sont comprises entre 35 et 70ppm, teneurs supérieures dans plus de la moitié des cas à celles des MORBs de l'Atlantique (Y=32 à 45ppm). Cet élément montre une bonne corrélation positive avec le titane ce qui, comme pour le zirconium, souligne son caractère immobile au cours des processus hydrothermaux. La lave CP876, se situe à nouveau légèrement en dehors du nuage de points dessiné par les autres échantillons, avec la teneur en yttrium la plus élevée.

Les laves du volcanisme 2 et les dykes 2 présentent des teneurs en yttrium nettement plus faibles que celles des laves et des dykes de l'épisode 1. Celles-ci sont comprises entre 6,5 et 34ppm, avec la dacite et les deux rhyolites qui montrent des teneurs un peu plus élevées respectivement de 37 et 43-44ppm.

Les teneurs des termes primitifs sont très faibles, comprises entre 12 et 18ppm, avec la picrite basaltique qui présente une teneur de seulement 6.5ppm d'yttrium.

Les teneurs en yttrium des termes évolués sont comprises entre 19 et 34ppm.

Les teneurs des laves du volcanisme 3 sont comprises entre 29 et 31ppm, inférieures à celles du volcanisme 1.

9. Le niobium

Le niobium n'a été dosé que dans certains échantillons. Les laves du volcanisme 1 possèdent des teneurs comprises entre 9 et 20ppm, montrant une bonne corrélation avec le titane. Ceci confirme que, comme le zirconium et l'yttrium, cet élément reste insensible aux remobilisations secondaires. Cependant, on note dans certains dykes des teneurs anormalement basses, de l'ordre de 2-12ppm. Ces anomalies ne peuvent qu'être liées à des remobilisations au cours des phases hydrothermales car ces dykes sont des échantillons totalement recristallisés en épidote ou prehnite (CP254, 255) ou totalement déprimés en calcium (OT45, CP50).

Les teneurs en niobium des laves du volcanisme 2 et dykes associés varient entre la limite de détection et 18ppm. Celles des termes primitifs varient entre 5 et 13.5ppm soulignant l'évolution peu marquée de ces teneurs au cours de la différenciation.

Les teneurs des dacites et rhyolites sont respectivement de 9 et 5-9ppm.

L'échantillon CP803 présente une teneur de 11ppm de Nb.

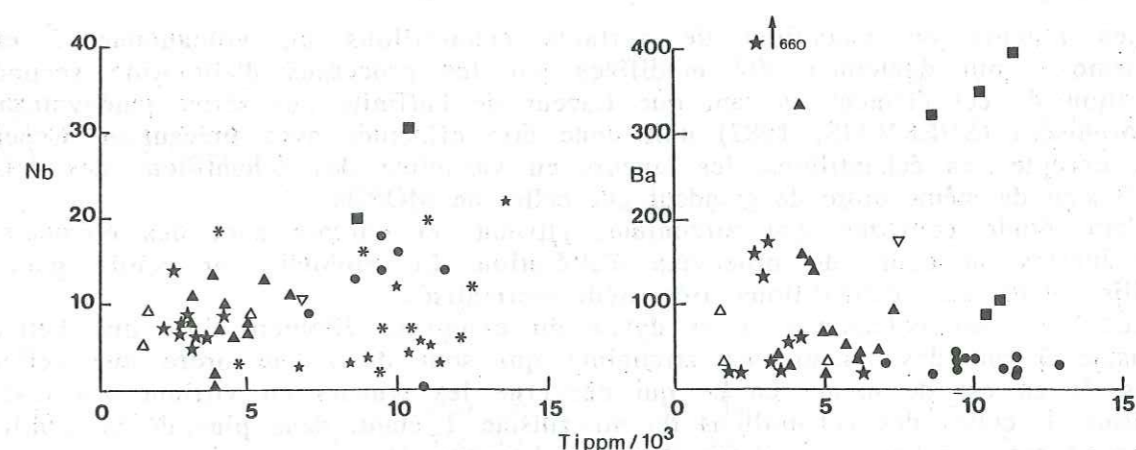


Fig 55G: Teneurs en Nb et Ba de laves des volcanismes 1, 2 et 3, de dykes du complexe filonien et de dykes 2 ainsi que teneurs en Nb de basaltes de l'Atlantique. Les symboles utilisés sont les mêmes que ceux de la figure 55A.

Deux dosages de niobium ont été effectués sur les laves du volcanisme 3. Les teneurs enregistrées de 20 et 31ppm sont relativement élevées comparées à celles des échantillons du volcanisme 1 à teneurs en titane comparables.

10. Le baryum

Les teneurs en baryum des laves du volcanisme 1 et des dykes associés varient entre 15 et 39ppm, avec cependant un dyke, CP777, qui présente une teneur anormalement élevée de 101ppm. Ce dyke est un des échantillons qui possèdent la teneur la plus élevée en potassium (.58%K₂O) et également en rubidium (10ppm). Ces teneurs en baryum qui sont plus élevées que celles rencontrées dans des basaltes océaniques frais (<5ppm d'après les analyses de HUMPHRIS et THOMPSON, 1978b) reflètent ainsi des enrichissements secondaires liés à des processus d'altération.

Les teneurs en baryum des laves du volcanisme 2 et des dykes sont comprises entre 18 et 660ppm et sont généralement supérieures à celles des laves et dykes associés au volcanisme 1. Tout comme pour le rubidium, il existe dans ces échantillons une liaison étroite entre les teneurs en baryum et potassium. Cela est conforté par le fait que les rapports K/Ba sont constants dans des échantillons de même composition (laves primitives versus laves évoluées) altérés dans les mêmes conditions.

Les teneurs en baryum des laves du volcanisme 3 sont comprises entre 86 et 397ppm. La corrélation positive K-Ba subsiste dans ces échantillons.

11. Conclusion

Cette étude montre que certains éléments en traces ont subi des remobilisations importantes au cours des processus hydrothermaux ayant affecté ces laves. Les éléments les plus sensibles sont les métaux cuivre et zinc, strontium, rubidium et baryum. Les anomalies en rubidium et baryum sont corrélées à celles du potassium, celles du strontium dans certains cas à celles du calcium. Ces résultats sont donc d'une manière générale en accord avec les travaux antérieurs sur la mobilité des éléments en trace (CANN, 1969; HART, 1973; HUMPHRIS et THOMPSON, 1978; BOUGAULT *et al.*, 1979; SAUNDERS *et al.*, 1980). On remarquera de plus que les laves du volcanisme 1 sont très nettement appauvries en strontium par rapport aux basaltes de l'Atlantique pris comme référence dans ce travail.

Les teneurs en vanadium de certains échantillons du volcanisme 1 et du volcanisme 2 ont également été modifiées par les processus d'altération secondaire. L'utilisation de cet élément en tant que traceur de l'affinité des séries paléovolcaniques métamorphisées (SHERVAIS, 1982) doit donc être effectuée avec précaution. Cependant si l'on excepte ces échantillons, les teneurs en vanadium des échantillons des épisodes 1, 2 et 3 sont du même ordre de grandeur que celles de MORBs.

Cette étude confirme que zirconium, yttrium, et chrome sont des éléments qui restent inertes au cours de processus d'altération. Le niobium par contre peut être remobilisé dans des échantillons très hydrothermalisés.

Les laves du volcanisme 1 et dykes du complexe filonien ainsi que celles du volcanisme 3 ont des teneurs en zirconium qui sont du même ordre que celles de MORBs. Il en est de même en ce qui concerne les teneurs en yttrium des laves du volcanisme 3, celles des échantillons du volcanisme 1 étant, dans plus de la moitié des cas, supérieures à celles enregistrées dans les basaltes de rides.

Les laves du volcanisme 1 et dykes du complexe filonien sont très pauvres en chrome et cobalt, caractère que l'on retrouve en ce qui concerne le premier élément

dans les basaltes du volcanisme 3. Le premier épisode correspond ainsi à un volcanisme différencié.

Les laves du volcanisme 2 présentent un net appauvrissement en éléments incompatibles FeO, P₂O₅, TiO₂, Y, Zr mais aussi, comme on le verra dans les paragraphes suivants, en terres rares et éléments hygromagmaphiles thorium, tantale et hafnium par rapport aux laves précédentes. Ces déplétions ne sont pas liées à des phénomènes de différenciation. En effet, les échantillons des volcanismes 1 et 2 à teneurs en chrome et nickel équivalentes possèdent toujours des teneurs en éléments incompatibles différentes (exemple: échantillon V1 CP40, Cr=26ppm, Ni=20ppm, TiO₂=2.12%; échantillon V2 CP43, Cr=22ppm, Ni=27ppm, TiO₂=1.23%).

Les termes primitifs du volcanisme 2 sont notamment caractérisés par des teneurs très faibles en ces éléments, 18 à 30ppm pour le zirconium et 6.5 à 18ppm pour l'yttrium. Ces laves se caractérisent également par des teneurs en chrome et nickel élevées.

Les rhyolites CP631-632 possèdent les teneurs en zirconium et yttrium les plus élevées de l'ensemble du volcanisme 2. Elles représentent donc les termes les plus différenciés de cet épisode. Les teneurs faibles en vanadium et titane de ces échantillons reflètent un appauvrissement de ces bains évolués en oxydes ferrotitanés. Ces termes représentent donc un stade de différenciation des liquides V2 légèrement plus avancé que celui illustré par la dacite CP877. On remarquera cependant que ces échantillons contiennent encore un peu de nickel et sont demeurés riches en cobalt.

Les faciès riches en plagioclases se distinguent par leurs teneurs anormalement faibles en fer, vanadium et anormalement élevées en chrome, nickel comparées à celles de leur titane.

C - LES TERRES RARES

Dix dosages de terres rares ont été effectués sur les laves du volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien, 21 sur les laves du volcanisme 2 et les dykes 2 et 1 sur le volcanisme 3. L'ensemble des teneurs en ces éléments a été normalisé aux valeurs chondritiques fournies par NAKAMURA (1974) et figure dans l'annexe 5.

1. Le volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien

Les laves du volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien possèdent des profils de terres rares qui montrent une légère concavité vers le bas liée à un faible enrichissement en certaines terres rares légères Nd, Sm, Eu (rapport Sm/Yb compris entre 1.12 et 1.17).

Dans leur ensemble cependant ces profils sont relativement plats avec des rapports La/Yb variant entre .75 et .95. Les valeurs normalisées de l'ensemble de ces profils varient entre 13.6 et 27.6 hormis un échantillon, CP876, échantillonné dans le complexe de Mahab, dont certaines valeurs sont supérieures à 30. L'allure du profil de terres rares de cet échantillon est cependant identique à celle des autres laves dont il représente un équivalent évolué (cf teneurs en Zr et Y de cet échantillon). On notera également l'anomalie positive en Europium enregistrée dans deux échantillons CP760 et 64 liée à une accumulation de plagioclases ainsi que l'anomalie, cette fois négative en cet élément, observée dans l'échantillon CP426 et liée au fractionnement de ce même minéral.

Ces profils se situent dans leur ensemble dans la partie supérieure du champ des MORBs de SCHILLING (1975), (fig 56 A), et ne présentent pas d'appauvrissement en terres rares légères aussi marqué que les profils de terres rares de basaltes typiques de rides océaniques.

On notera l'analogie complète entre les profils de terres rares des laves VI et des dykes du complexe filonien ainsi que leur similarité avec les profils des gabbros isotropes donnés par PALLISTER et KNIGHT (1981). Cela souligne le lien génétique existant entre les laves VI et dykes du complexe filonien et la séquence gabbroïque sous-jacente.

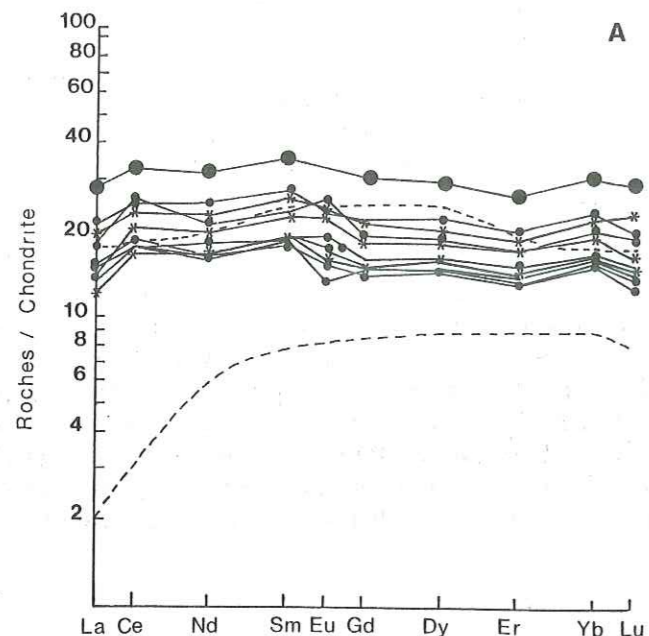


Fig 56A: Profils de terres rares de laves du volcanisme 1 (petits cercles pleins) et de dykes du complexe filonien (astérisques) du bloc de Salahi. Le profil de terres rares de la lave VI, CP876, échantillonnées dans le wadi Mahmum a été figuré en gros points noirs. En pointillé est figuré le champ des MORBs de SCHILLING (1975)

2. Le volcanisme 2

Les laves du volcanisme 2 échantillonnées au niveau du complexe de Mahab et celles provenant du bloc de Salahi possèdent des profils de terres rares identiques (fig 56 B et C). De plus, on retrouve au niveau de ces éléments le caractère déprimé qui particularise cet épisode par rapport à l'épisode 1. En effet, les valeurs normalisées des terres basiques sont comprises entre 3.5 et 10 nettement plus basses que celles du volcanisme 1. Ces échantillons présentent de plus un net appauvrissement en terres rares légères avec des rapports La/Yb compris entre .43 et .82. Les rapports Sm/Yb varient eux entre .71 et 1.04. Les teneurs en terres rares légères de l'ensemble de ces échantillons sont de l'ordre de celles de basaltes de rides ; par contre les termes primitifs présentent des teneurs en terres rares lourdes plus faibles que celles généralement rencontrées dans ce type de basalte.

Les termes évolués présentent des profils de terres rares plus enrichis que ceux des termes primitifs mais dont l'allure reste identique. Cela suggère que l'évolution des seconds aux premiers se fait par cristallisation fractionnée. L'étude des profils de la dacite CP877 et des rhyolites CP631-632 confirme cette hypothèse. En effet, ces échantillons montrent des profils de terres rares d'allure très semblable à celle des profils des échantillons basiques, mais globalement plus enrichis. Les valeurs normées sont en effet comprises entre 8.35 et 22 avec des rapports La/Yb de l'ordre de .45 et des rapports Sm/Yb variant entre .84 et .98. Ces dacites et rhyolites représentent donc bien les produits de différenciation ultime du volcanisme 2 ainsi que le suggèrent leurs teneurs en Zr, Y et Ti. Ces profils sont de plus semblables au profil d'un plagiogranite génétiquement lié au volcanisme 2 donné par ALABASTER (1982) dont ces termes acides sont très probablement les équivalents extrusifs (fig 57).

On remarquera que les profils de ces rhyolites sont totalement différents des profils de rhyolites de séries calcoalcalines qui sont enrichies en terres rares légères (JAKES et GILL, 1970; GILL, 1981). Ces profils sont par contre très semblables aux profils des diorites quartziques de l'ophiolite du Troodos à Chypre (COLEMAN et PETERMAN, 1975; KAY et SENECHAL, 1976; ALDISS, 1981).

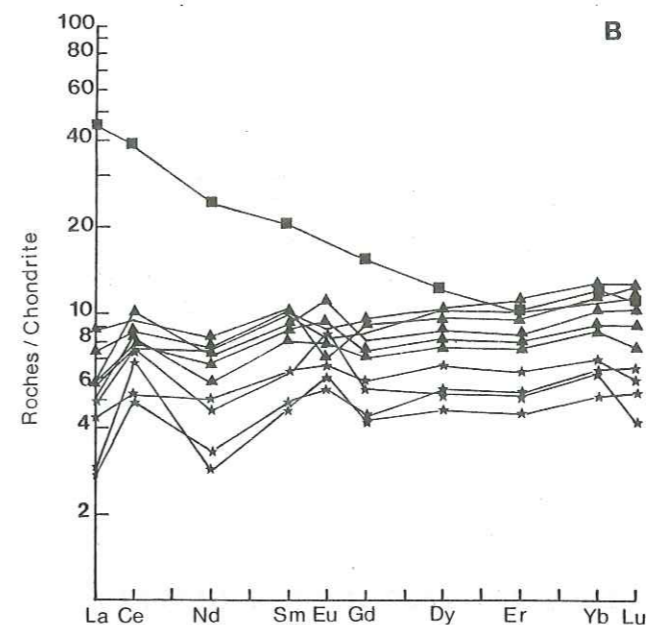


Fig 56B: Profils de terres rares des laves V2 et V3 prélevées au niveau du bloc de Salahi. Les figurés utilisés pour différencier les différents faciès du volcanisme 2 et la lave du volcanisme 3 sont les mêmes que sur la figure 55A.

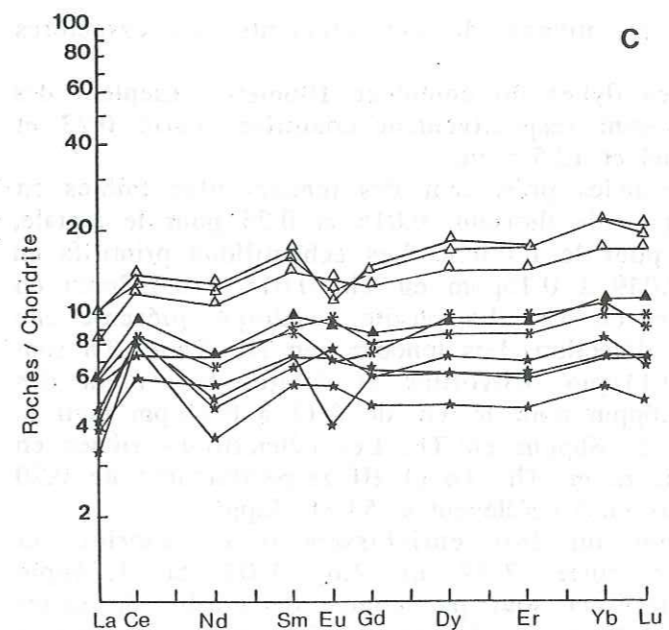


Fig 56C: Profils de terres rares de laves V2 échantillonnées dans le wadi Mahmum (bloc de Sarami) et dans le wadi Jizi pour ce qui est des rhyolites représentées par les deux profils les plus enrichis.

3. Le volcanisme 3

Le seul profil de terres rares disponible sur le volcanisme 3 montre un net enrichissement en terres rares légères avec un rapport La/Yb voisin de 4. Un tel enrichissement en terres rares légères est caractéristique de basaltes à tendance alcaline (KAY et HUBBARD, 1978).

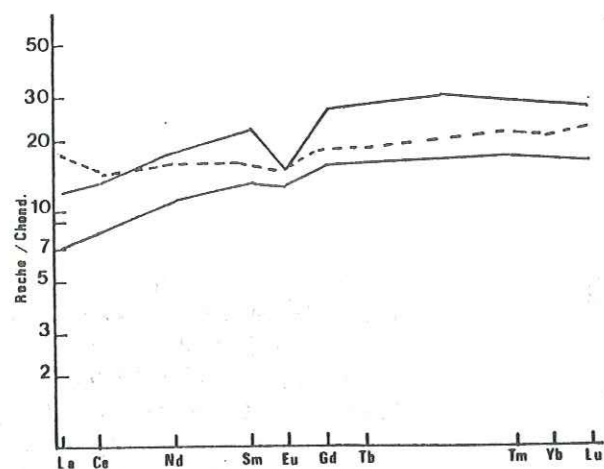


Fig 57: Profils de terres rares d'un plagiogranite lié au volcanisme 2 (pointillé; ALABASTER, 1982) et de deux plagiogranites de l'ophiolite du Troodos à Chypre (traits pleins; ALDISS, 1981)

D - LES ELEMENTS HYGROMAGMAPHILES THORIUM, TANTALE, HAFNIUM ET TERBIUM

Vingt-trois dosages des éléments Th, Ta, Hf et Tb ont été effectués par J.L. JORON sur les laves du volcanisme 1, 53 sur les laves du volcanisme 2 et 6 sur celles du volcanisme 3.

D'une manière générale, on retrouve au niveau de ces éléments les caractères distinctifs de chaque volcanisme.

Les échantillons du volcanisme 1 et des dykes du complexe filonien présentent des teneurs absolues en Th, Ta, Hf et Tb qui sont respectivement comprises entre 0.23 et 0.70ppm, 0.14 et 0.39ppm, 2.6 et 5.6ppm et 0.64 et 1.05 ppm.

Les laves du volcanisme 2 et dykes associés présentent des teneurs plus faibles en ces éléments, comprises entre 0.049 et 0.38 pour le thorium, 0.015 et 0.24 pour le tantale, 0.5 et 3.2 pour le hafnium et 0.16 et 0.88 pour le terbium. Les échantillons primitifs en particulier sont appauvris en ces éléments (0.049 à 0.15ppm en Th, 0.015 à 0.057ppm en Ta, 0.5 et 1.06ppm en Hf et 0.21 et 0.35ppm en Tb). La picrite basaltique présente une teneur en thorium en dessous de la limite de détection. Les teneurs en Hf, Ta et Tb sont respectivement de 0.28ppm, 0.007ppm et 0.11ppm. Rhyolites et dacites présentent des teneurs élevées en ces éléments de 0.26 à 0.36ppm pour le Th, de 0.11 à 0.14ppm pour le Ta, de 2.3 à 3.1ppm pour le Hf. et de .67 à .88ppm en Tb. Les échantillons riches en plagioclases CP337 et 803 présentent des teneurs en Th, Ta et Hf respectivement de 0.20 et 0.23, 0.20 et 0.22 et 1.8 et 2. Leurs teneurs en Tb s'élèvent à .53 et .48ppm.

Les laves du volcanisme 3 présentent un fort enrichissement en thorium et tantale dont les teneurs sont comprises entre 2.27 et 2.6, 1.06 et 1.24ppm respectivement. Les teneurs en hafnium et terbium sont par contre de l'ordre de celles du volcanisme 1 (respectivement de 2.7 à 3.2ppm et de .66 à .79ppm). Ces données reflètent la tendance alcaline de ces laves. Le thorium et le tantale possédant les mêmes propriétés que les terres rares légères, le hafnium se comporte, lui, comme le samarium, le zirconium ou le titane et le terbium comme une terre rare lourde.

E - LES RAPPORTS REMARQUABLES ENTRE ELEMENTS INCOMPATIBLES

1 - Le rapport Ta/La

Le rapport des concentrations Ta/La ne présente dans l'ensemble des basaltes de l'Atlantique étudié par BOUGAULT (1980) que deux groupes de valeurs. L'un de l'ordre de 20 caractérise les basaltes tholéitiques "appauvris", l'autre de l'ordre de 10 a été obtenu sur des basaltes transitionnels et alcalins. Ces deux groupes de valeurs matérialisent l'anomalie de type 2 définie par cet auteur.

Les laves du volcanisme 1 sont caractérisées par des rapports Ta/La qui varient entre 21 et 30 avec une moyenne à 25 ± 3 . Les rapports Ta/La des laves du volcanisme 2 compris entre 24 et 58 sont plus variables. La moyenne de ces valeurs est de 36 ± 12 est plus basse que celle des laves du volcanisme 1 et à celle enregistrée dans les basaltes tholéitiques appauvris.

L'unique valeur du rapport Ta/La disponible sur le volcanisme 3 est de 13.55 proche de celle enregistrée dans les basaltes alcalins ou transitionnels de l'Atlantique.

2. Les rapports Zr/Hf et Y/Tb

Les couples d'éléments (Zr, Hf) ou (Y, Tb) présentent des comportements très semblables et fractionnent donc très peu au cours des processus de genèse des liquides. Les valeurs des rapports de concentration correspondant à ces deux couples d'éléments sont de ce fait très voisines des valeurs des rapports chondritiques. Les valeurs moyennes des rapports Zr/Hf et Y/Tb données par BOUGAULT (1980) et provenant de la même série de laves de l'Atlantique que celle citée dans le paragraphe précédent sont respectivement de 40 et de 46. Les rapports moyens Zr/Hf et Y/Tb des laves et dykes associés aux volcanismes 1, 2 et 3 (tableau 1) sont voisins de ces valeurs. Ces données confortent ainsi l'hypothèse de la composition initiale chondritique de la terre.

	Volcanisme 1	Volcanisme 2	Volcanisme 3	MORBs
Zr/Hf	37 ± 4	36 ± 7	45 ± 6	40
Y/Tb	49 ± 6	50 ± 12	41 ± 1	46

Tableau 1 : Moyennes et écarts-types des rapports Zr/Hf et Y/Tb caractéristiques des trois épisodes volcaniques du bloc de Salahi

F - CONCLUSION

Les laves du volcanisme 1 sont des basaltes ou des icelandites qui présentent des compositions chimiques proches de celles de MORBs typiques si l'on excepte les teneurs en éléments compatibles Cr et Ni qui sont anormalement faibles.

Le volcanisme 2 est constitué d'une suite de termes basaltiques à andésitiques exceptionnellement rhyolitiques. L'ensemble de ces laves est de manière caractéristique déprimé en éléments incompatibles P_2O_5 , TiO_2 , Zr et Y par rapport à des basaltes de rides océaniques typiques. L'ensemble de ces laves présente un appauvrissement général en terres rares, Th, Ta, Hf et Tb ainsi que des rapports de concentration en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes plus faibles que les laves du volcanisme 1.

Le volcanisme 3 est constitué de basaltes à tendance alcaline. Celle-ci se manifeste du point de vue géochimique par un enrichissement en P_2O_5 , terres rares légères, Th et Ta.

II - LES DIAGRAMMES GEOCHIMIQUES DISCRIMINANTS

A - PRESENTATION DES PRINCIPAUX DIAGRAMMES

L'étude de la répartition des éléments en trace dans les volcanites du bloc de Salahi a souligné que titane, zirconium, yttrium, niobium et vanadium sont les éléments incompatibles les moins sensibles aux remobilisations secondaires. Ces propriétés sont liées aux caractéristiques physico-chimiques de ces éléments qui présentent un fort champ ionique (high field strength cations de SAUNDERS et al., 1979). Ceci fait que d'une part ces ions ont une affinité plus forte pour les liquides que pour les solides et que d'autre part ils ont peu tendance à former des complexes hydratés mobiles dans les solutions aqueuses.

L'utilisation de ces éléments en tant que diagnostics d'un contexte géotectonique d'émission pour les séries volcaniques ophiolitiques a été initialement proposé par PEARCE ET CANN (1971, 1973). Des diagrammes discriminants basés sur des observations empiriques ont alors été construits permettant de différencier les divers types de basaltes d'après leurs teneurs en Ti, Zr et Y. PEARCE et NORRY (1979) ont par la suite proposé un ensemble de diagrammes où en plus des teneurs absolues en Ti, Zr et Y intervient le rapport Zr/Y. Ces derniers sont accompagnés d'un essai de modélisation des divers processus pétrologiques à l'origine des variations de composition observées entre les différentes séries volcaniques.

Ainsi le diagramme où le rapport Zr/Y a été reporté en fonction du zirconium permet de différencier les laves produites en contexte d'arc de celles émises à l'axe d'une dorsale ou en contexte intraplaque. Les premières se distinguent par à la fois la faiblesse des rapports Zr/Y et des teneurs absolues en Zr. Ces caractères sont liés d'après ces auteurs au taux de fusion partielle de la source de ces laves, plus élevé dans le cas des basaltes d'arc que dans le cas des MORBs. Les basaltes intraplaques se différencient par des rapports Zr/Y plus élevés que ceux des basaltes de rides. Ce caractère est interprété par ces auteurs comme lié à des hétérogénéités mantellaires.

Plus récemment un diagramme où les teneurs en Cr ont été reportées en fonction des teneurs en yttrium a été proposé par PEARCE (1982) permettant la distinction entre les MORBs et basaltes alcalins intraplaques et les tholéïtes d'arcs. Dans ce diagramme, ces dernières se distinguent des MORBs et basaltes alcalins par des teneurs plus faibles en Y pour des teneurs en Cr équivalentes. Quatre hypothèses appuyées de modélisations ont été avancées pour expliquer ce caractère: un taux de fusion partielle plus élevé déjà évoqué dans les travaux antérieurs, la présence de phases résiduelles accessoires piégeant l'yttrium, la refusion d'un manteau ayant déjà subi un épisode de fusion, ou enfin le mélange entre un liquide issu d'un manteau primitif avec celui issu de la fusion d'une croûte océanique subductée.

En plus de ces éléments, SHERVAIS (1982) suggère d'utiliser le vanadium pour la caractérisation des séries paléovolcaniques. En effet, le vanadium suivant l'état de valence dans lequel il se trouve montre des comportements géochimiques contrastés. Sous sa forme réduite V³⁺, il se comporte comme un élément compatible se substituant aux ions trivalents dans les pyroxènes ou les spinelles. Sous ses formes oxydées V⁴⁺ ou V⁵⁺, il montre un comportement hygromagmaphile semblable à celui du titane. Ainsi des liquides produits par une fusion dont le taux oscille entre 20 et 30% en conditions réductrices, telles celles régnant lors de la production des MORBs, montrent des rapports Ti/V compris entre 20 et 50. Les mêmes liquides produits en conditions oxydantes du type de celles que l'on pense exister dans le manteau surplombant une zone de subduction, possèdent des rapports Ti/V compris entre 10 et 20.

Ces prédictions théoriques ont été confirmées par l'analyse des teneurs en titane et

vanadium des différentes séries volcaniques. Les MORBs N et les MORBs enrichis présentent des rapports Ti/V compris entre 20 et 50. Les basaltes alcalins ou transitionnels de dorsales montrent des rapports compris entre 35 et 70. Les basaltes transitionnels échantillonnés sur les seamounts à proximité de la ride Est pacifique possèdent des rapports Ti/V compris entre 40 et 50, ceux des tholéïtes et des basaltes alcalins de Hawaï varient respectivement de 42 à 60 et de 50 à 110.

Ces variations du rapport Ti/V ne sont pas d'après SHERVAIS liées à des fusions sous des fugacités d'oxygène différentes, MORBs et basaltes alcalins étant produits en conditions réductrices. Quatre hypothèses ont été évoquées pour expliquer ces variations: -hétérogénéités mantellaires, -présence de phases réfractaires contrastées dans les résidus mantellaires, -différence dans le taux de fusion partielle, -production des basaltes alcalins sous forte activité de CO₂ tendant à réduire la fugacité d'oxygène.

Les laves d'arcs comprennent les séries tholéïtiques, calcoalcalines, les shoshonites et enfin les boninites. Les premières sont caractérisées par des rapports Ti/V inférieures à 20 pour les échantillons ne montrant pas d'indice de fractionnement de titanomagnétite. Cela est très fréquent dans les laves calco-alcalines ce qui rend dans ce cas l'utilisation du diagramme V=f(Ti) délicat. Les échantillons ne présentant pas d'indice de fractionnement de ce minéral présentent des rapports Ti/V inférieurs à 15. Les shoshonites possèdent des rapports Ti/V faibles typiques des laves d'arcs. Les boninites, laves caractéristiques des zones avant-arcs possèdent des rapports Ti/V de l'ordre de 10 et sont caractérisées de plus par des teneurs en titane et vanadium faibles, inférieures respectivement à 2500 et 200ppm.

Les laves d'arrière-arcs présentent des rapports Ti/V compris entre ceux des MORBs et des laves d'arcs, avec une plus grande fréquence des valeurs de type MORBs.

D'autres éléments fortement hygromagmaphiles tels le thorium, le tantale et le hafnium se sont révélés être de bons outils de discrimination du site d'émission des séries volcaniques. En effet, en plus du fait qu'ils sont insensibles aux remobilisations secondaires, leur comportement magmaphile est fonction comme pour les éléments précédents de leurs caractéristiques physico-chimiques. Le tantale, par exemple, présente un rayon ionique semblable à celui du titane et de ce fait son comportement sera modifié en présence d'une phase titanifère. Or, une fugacité d'oxygène élevée ou bien une forte pression d'eau vont favoriser la stabilisation d'oxydes ferrotitanés ou de minéraux hydroxylés (phlogopites, pargasites) piégeant cet élément. Ceci est l'explication proposée pour les anomalies en Ta observées systématiquement dans les laves d'arcs (rapports Th/Ta supérieurs à 1).

Le comportement plus hygromagmaphile du thorium et du tantale par rapport au Hf permet, lui, de distinguer différents types de basaltes océaniques. Ainsi, il est possible de distinguer entre eux basaltes de type N Morbs, basaltes enrichis ou type E, et basaltes alcalins intraplaques au travers de leurs rapports Hf/Ta ou Hf/Th. Celui-ci est supérieur à 7 dans le cas des N MORBs, compris entre 2 et 7 dans le cas des MORBs enrichis et généralement inférieurs à 2 dans le cas des basaltes alcalins.

Deux diagrammes discriminants utilisant les éléments Th-Ta-Hf et reposant sur l'ensemble de ces observations ont été proposés par WOOD *et al.* (1979) et NOIRET *et al.* (1981). Ceux-ci présentent l'avantage de permettre l'utilisation de données relatives à des échantillons basiques et différenciés.

B - APPLICATION DE CES DIAGRAMMES AU CAS DES LAVES BASIQUES A INTERMEDIARES DU BLOC DE SALAHİ ET DU COMPLEXE DE MAHAB

1. Les diagrammes Ti-Zr et Ti/100-Zr-Yx3

Dans le diagramme binaire Ti-Zr (PEARCE et CANN, 1973), (fig 58), les laves du volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien se placent dans le champ D des basaltes de rides, tout comme les laves du volcanisme 3. L'ensemble des échantillons du

volcanisme 2 se répartit entre le champ A des tholéïtes d'arcs insulaires et le champ B communs aux laves de tous les contextes réunis.

Le diagramme triangulaire Ti/100-Zr-Yx3 des mêmes auteurs (fig 59) ne permet pas de caractériser le contexte géotectonique d'émission des épisodes 1 et 3. L'ensemble des analyses se regroupant en effet dans le champ B commun aux tholéïtes d'arc, de rides océaniques et aux basaltes calcoalcalins. Les laves du volcanisme 2 par contre se répartissent entre le champ B et le champ A des tholéïtes d'arcs. Certains points sont situés hors des champs définis par PEARCE. Il s'agit des échantillons fortement altérés notamment ceux riches en silicates calciques (CP19, 27, 91, 162, 487, 495).

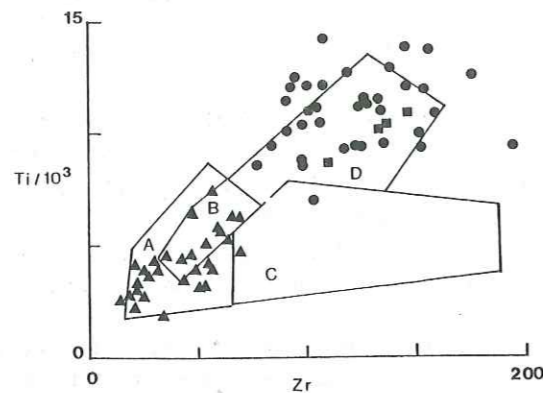


Fig 58: Diagramme discriminant $Ti = f(Zr)$ de PEARCE (1973) appliqué au cas des laves des volcanismes 1, 2 et 3. A: champ de composition des tholéïtes d'arcs, B: champ de composition commun à tous les types de basaltes, C: champ des basaltes calco - alcalins, D: champ de composition des basaltes de rides océaniques. Les symboles utilisés sont les mêmes que ceux de la figure 55A.

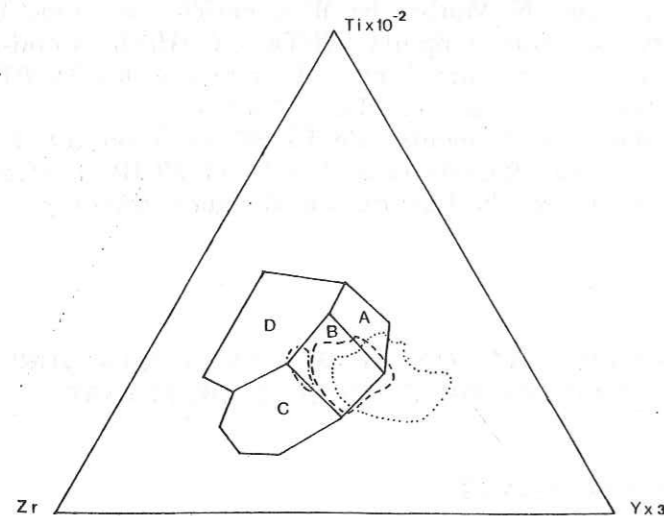


Fig 59: Diagramme discriminant $Ti/100 - Zr - Y/3$ de PEARCE (1973) appliqué au cas des laves des volcanismes 1, 2 et 3. A. champ de composition des tholéïtes d'arcs, B. champ de composition communs aux tholéïtes d'arcs, aux basaltes de rides océaniques et aux basaltes calco - alcalins, C. champ de composition des basaltes calco - alcalins, D. champ de composition des basaltes alcalins. Tirets: champ de composition des laves du volcanisme 1. Pointillés: champ de composition des laves du volcanisme 2. Traits-points: champ de composition des laves du volcanisme 3.

2. Le diagramme logarithmique Zr/Y-Zr

Les rapports Zr/Y des laves du volcanisme 1 et des dykes du complexe filonien sont compris entre 1.96 et 3.5 (le dyke OT45 excepté).

Ceux du volcanisme 2 varient entre 1.5 et 3.1 avec la picrite basaltique et l'échantillon CP337 qui présentent des rapports élevés respectivement de 4.1 et 5.2. Le rapport important de la picrite basaltique pourrait être lié à un surdosage du zirconium dont les teneurs sont plus élevées que dans les échantillons V2 primitifs. Les trois échantillons CP27, 91 et 495 présentent des rapports anormalement faibles liés à un enrichissement secondaire en yttrium. Les termes primitifs présentent des rapports faibles compris entre .82 et 1.9.

Les laves du volcanisme 3 présentent les rapports Zr/Y les plus élevés compris entre 3.8 et 4.8.

Ainsi les laves et dykes liés à l'épisode 1 se placent dans le champ des basaltes de rides, ceux liés à l'épisode 2 ont tendance à se regrouper dans les champs des laves d'arcs, quant aux laves du volcanisme 3, elles se situent quasiment toutes dans le champ des basaltes alcalins intraplaques (fig 60).

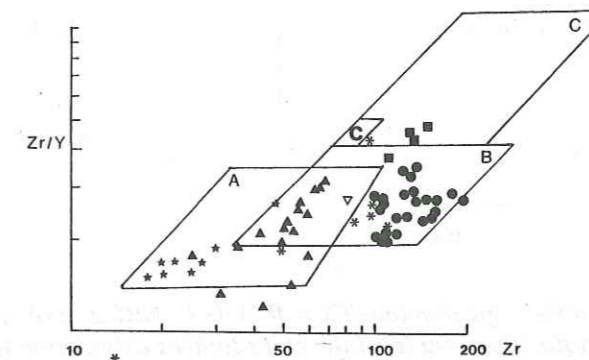


Fig 60: Diagramme logarithmique discriminant $Zr/Y = f(Zr)$ de PEARCE et NORRY (1979). A= champ de composition des tholéïtes d'arcs, B= champ de composition des basaltes de rides océaniques, C'= champ de composition des basaltes alcalins de ride, C= champ de composition des basaltes alcalins intraplaques. Les figurés utilisés sont les mêmes que ceux de la figure 55A.

3. Le diagramme Cr-Y

Dans ce diagramme, les laves et dykes liés aux épisodes 1 et 3 se placent dans le prolongement de la lignée d'évolution des MORBs et basaltes intraplaques, leurs teneurs en yttrium étant généralement supérieures à 30ppm. Une grande partie de ces échantillons de l'épisode 1 se placent en deçà du champ de composition des MORBs en raison de leur faible teneur en chrome (fig 61).

Les laves du volcanisme 2 se placent, elles, sur les lignées d'évolution des laves d'arcs, à tendance boninitique et tholéïtique.

Les compositions des dykes tardifs à affinité boninitique de BEURRIER (1987), (ech. du wadi Bani Suq : J43A et J43D, J44, J45C, J49B, J50D et l'échantillon 0540B de Wuqaybah) ont été reportées dans ce même diagramme dans le but de comparer leur géochimie à celle des termes primitifs du volcanisme 2. Il est visible que ces échantillons qui se placent sur la lignée d'évolution des boninites de PEARCE et al. (1984) présentent de grandes analogies avec les échantillons à olivines et la picrite basaltique étudiés dans ce travail. Remarquons que les termes évolués du volcanisme 2 se placent plutôt sur la lignée d'évolution des tholéïtes d'arcs.

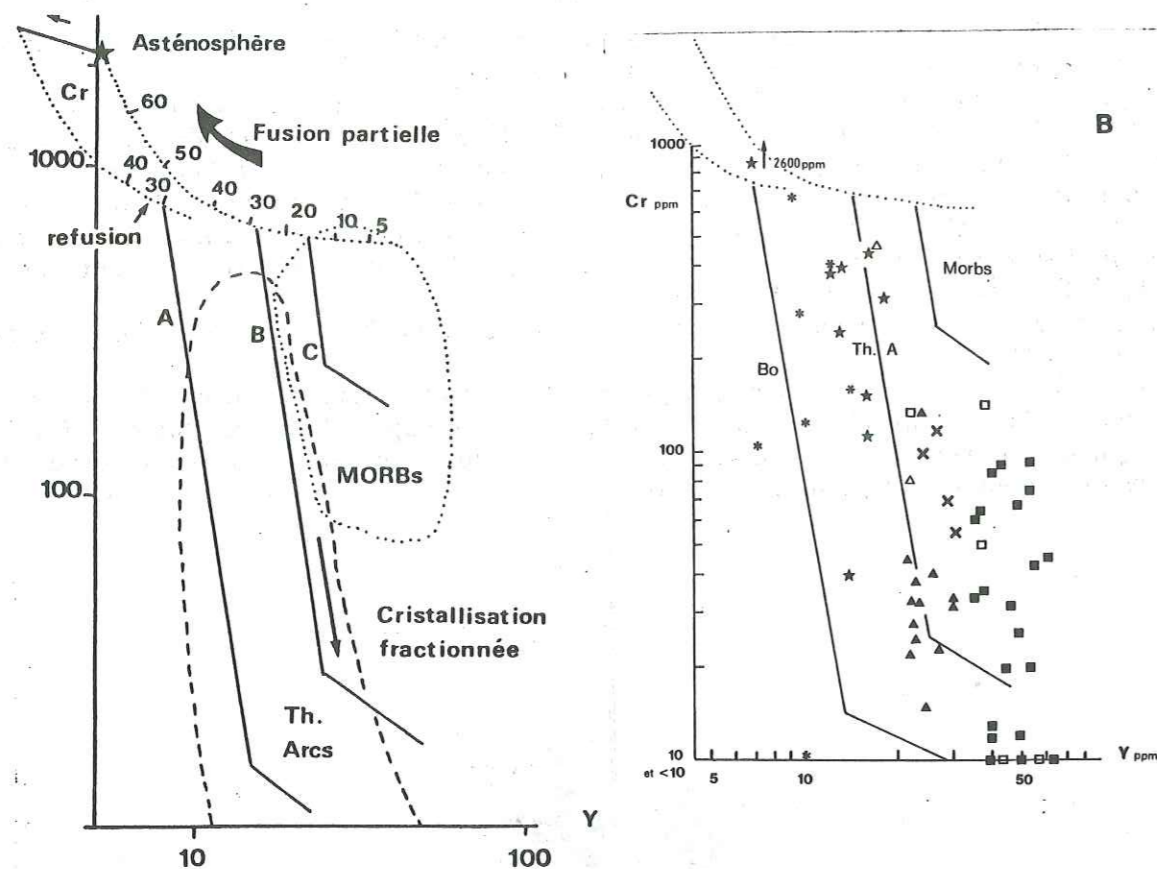


Fig 61: Diagramme logarithmique $Cr = f(Y)$ de PEARCE et al. (1984).
 a. Diagramme théorique illustrant les différentes lignées d'évolution magmatique
 A) lignée d'évolution des magmas boninitiques
 B) lignée d'évolution des magmas tholéïtiques d'arcs
 C) lignée d'évolution des basaltes de type MORBs.
 b. application de ces diagrammes au cas des laves des trois épisodes volcaniques.
 Symboles utilisés: carrés pleins, laves du volcanisme 1; carrés creux, diabases du complexe filonien; étoiles, échantillons primitifs du volcanisme 2; triangles, échantillons évolués du volcanisme 2; triangles ouverts, échantillons riches en plagioclases; croix, laves du volcanisme 3; astérisques, dykes primitifs de BEURRIER (1987).

4. Le diagramme Ti-V

Les rapports Ti/V, (fig 62), des laves V1 et des dykes du complexe filonien où le vanadium semble être resté immobile, sont compris entre 28 et 46. Ceux des laves du volcanisme 3 varient entre 33 et 37. Dans ces deux cas, les rapports se placent dans la fourchette de ceux des MORBs et des basaltes alcalins ou transitionnels de dorsale.

Les rapports Ti/V des échantillons primitifs du volcanisme 2 sont faibles, compris entre 10 et 18. Rappelons que les dykes boninitiques de BEURRIER (1987) sont caractérisés par des rapports Ti/V inférieurs à 14. Les rapports Ti/V des échantillons plus évolués sont compris entre 15 et 27 si l'on excepte les échantillons très altérés qui présentent soit des rapports très faibles (7 à 11, éch. CP19-20-27-91-487) ou trop élevés (40 pour CP162). Les valeurs des rapports Ti/V des laves du volcanisme 2 sont ainsi dans leur ensemble très proches de celles des tholéïtes d'arcs. Les échantillons riches en plagioclases présentent des rapports Ti/V élevés de 34.7 et 37.2.

Ti et V ont le même comportement vis-à-vis des processus de fusion et de cristallisation fractionnée que les terres rares Sm et Yb. Les laves du volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien présentent des rapports de concentration Sm/Yb plus élevés (1.06-1.10) que les laves du volcanisme 2 et dykes associés (.65-.97). Ces rapports ne permettent cependant pas de distinguer les échantillons primitifs du volcanisme 2 de ceux plus évolués. Le seul rapport Sm/Yb disponible sur le volcanisme 3 s'élève à 1.65, bien supérieur aux précédents.

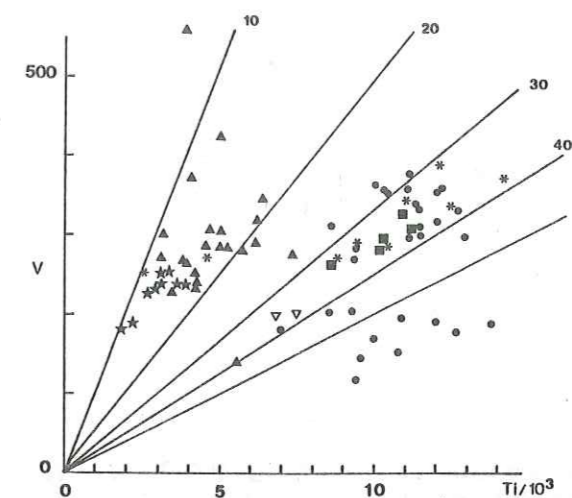


Fig 62: Diagramme Ti - V de SHERVAIS (1982) appliqué au cas des laves des trois épisodes volcaniques, aux dykes du complexe filonien et aux dykes 2. Symboles utilisés: cercles, laves du volcanisme 1; étoiles, échantillons primitifs du volcanisme 2; triangles: échantillons évolués du volcanisme 2; triangles ouverts pointe en bas, échantillons riches en plagioclases; carrés: laves du volcanisme 3; astérisques, dykes du complexe filonien et dykes 2.

5. Les diagrammes Th-Ta-Hf/3 et Hf/Th-Ta/Th

Dans le diagramme triangulaire Th-Ta-Hf/3, (fig 63), les échantillons du volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien occupent un champ qui s'étend le long de la bordure gauche du champ A des N MORBs.

Les échantillons du volcanisme 2 se situent pour ainsi dire tous à l'extérieur de ce même champ A, ceci étant lié à un enrichissement plus important en thorium par rapport au tantale comparé aux laves V1.

En effet, les rapport Th/Ta des laves du volcanisme 1 et diabases du complexe filonien s'échelonnent entre 1.03 et 2.75 avec uniquement deux échantillons qui présentent des teneurs supérieures à 2. Celles du volcanisme 2 (CP337 et 803 exceptés) varient entre 1.21 et 4.62 avec seulement 9 échantillons sur les 52 qui ont des rapports inférieurs à 2 (fig 64). Les échantillons riches en plagioclases CP337 et 803 présentent les rapports Th/Ta les plus faibles du volcanisme 2 respectivement de 1.05 et 1.

Les laves du volcanisme 3 se situent légèrement sur la gauche du champ des basaltes alcalins intraplaques, cela étant également lié à un enrichissement en thorium par rapport au tantale. Les rapports Th/Ta de ces basaltes varient entre 2.05 et 2.32.

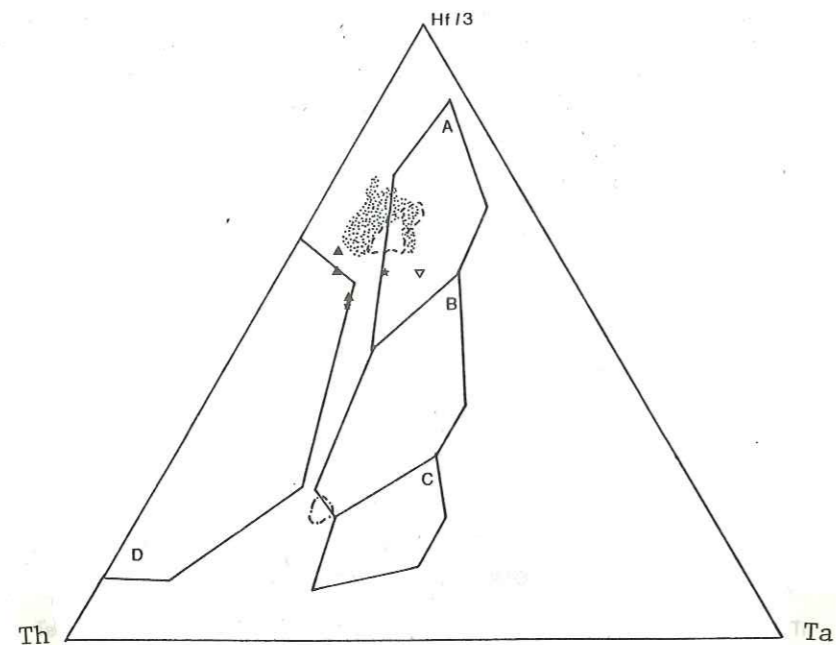


Fig 63: Diagramme Th-Ta - Hf/3 de WOOD et al. (1979). A= champ des MORBs, B= champ des MORBs enrichis, C= champ des basaltes alcalins, D= champ des laves de contexte orogénique. En tireté: champ des laves du volcanisme 1, en pointillé champ des laves du volcanisme 2, en trait + point: champ des laves du volcanisme 3. 6 échantillons du volcanisme 2 figurant en dehors du champ de ces laves ont été distingués à l'aide des symboles utilisés sur la figure 55A.

On remarquera donc que les champs de composition des laves des volcanismes 1, 2 et 3 se situent toujours en partie à l'extérieur des champs de composition des laves des séries volcaniques types définies par WOOD et al. (1979).

Les champs occupés par les échantillons des volcanismes 1 et 2 sont les mêmes que ceux occupés par respectivement:

- les laves de l'unité Géotimes de ALABASTER (1982) et de l'épisode SV1 de BEURRIER (1987)
- les laves des unités de Lasail, de Alley et de l'unité à clinopyroxènes et ceux des magmatismes SV2A et B de ces mêmes auteurs.

Fig 64: Diagramme $Th = f(Ta)$ pour l'ensemble des laves des trois épisodes volcaniques ainsi que pour les dykes du complexe filonien et les dykes 2. Les symboles utilisés sont les mêmes que ceux de la figure 55A, mis à part pour les dykes du complexe filonien représentés par des cercles creux et les dykes 2 représentés par des étoiles creuses. Des échantillons particuliers du volcanisme 2 provenant du sommet de cet épisode (cf III, p 136) ont été représentés par des triangles ou des étoiles emboîtés dans des triangles creux.

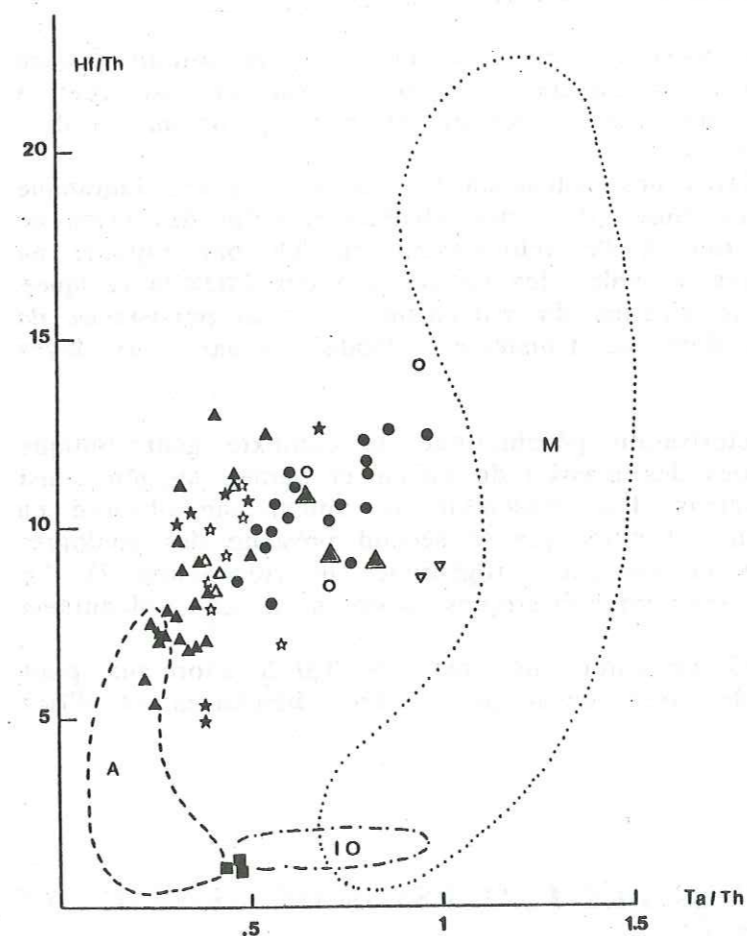
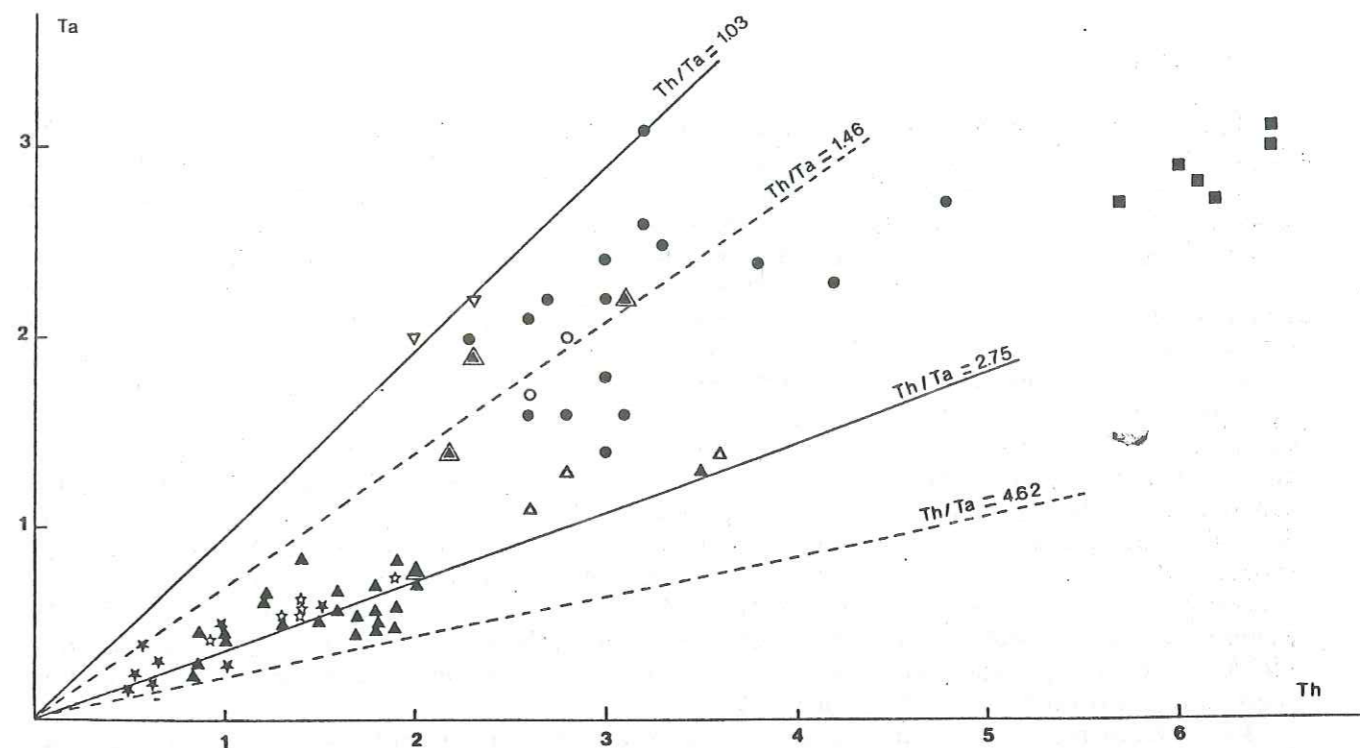


Fig 65: Diagramme $Hf/Th = f(Ta/Th)$ de NOIRET et al. (1981). A: champ des laves de contexte orogénique, M: champ des MORBs et I.O. champ des basaltes alcalins d'îles océaniques. Les symboles utilisés sont les mêmes que ceux de la figure 64.

Dans le diagramme Hf/Th-Ta/Th (fig 65), les laves des volcanismes 1 et 2 se placent à nouveau dans un secteur intermédiaire entre le champ des MORBs et celui des laves échantillonnées à l'aplomb d'une zone de subduction. Les échantillons du volcanisme 3 se placent à l'extrémité gauche (vers les rapports Ta/Th les plus faibles) du champ de composition des basaltes d'îles océaniques.

6. Conclusion

Dans les diagrammes Ti-Zr, Zr/Y-Zr, Cr-Y et Ti-V, les laves du volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien se placent dans les champs de composition des MORBs.

Les laves du volcanisme 2 et dykes associés présentent des caractères géochimiques qui sont souvent semblables à ceux de tholéïtes d'arc. Ce caractère est essentiellement lié à la pauvreté de ces volcanites en éléments incompatibles Ti, Y et Zr et à leur pauvreté en éléments les plus hygromagmaphiles par rapport à des éléments qui le sont moins (Zr par rapport à Y, Ti par rapport à V ou terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes).

Les termes primitifs en particulier se caractérisent par des teneurs très faibles en ces éléments. Des dykes de composition primitive identique à celle de ces laves et assimilés à des boninites ont été regroupés dans un épisode volcanique tardif SV2B par BEURRIER (1987). Or les laves primitives du bloc de Salahi sont des coulées qui apparaissent d'une part à la base du volcanisme 2 et d'autre part localement plus haut dans la stratigraphie de cet épisode, intercalées à ce niveau avec des termes plus évolués. Ces termes plus évolués ressemblent à certains termes de l'épisode SV2A, antérieur à SV2B, de BEURRIER (1987), ces derniers se plaçant sur la lignée d'évolution des tholéïtes d'arcs de PEARCE *et al.* (1984). Ceci montre que les épisodes SV2A et B ne peuvent être séparés et que ce volcanisme SV2B représente en fait l'équivalent primitif du volcanisme SV2A.

Le volcanisme 3 se distingue des MORBs par un rapport Zr/Y élevé confirmant l'affinité alcaline de cet épisode.

Dans le diagramme Th-Ta-Hf/3, volcanismes 1 et 2 se situent sur la bordure gauche du champ des N MORBs. Cependant le champ du volcanisme 2 est repoussé vers la gauche ceci en raison de l'enrichissement plus marqué en Th par rapport au Ta dans ces laves que dans celles du volcanisme 1.

La répartition des analyses des laves des volcanismes 1 et 2 dans le diagramme Hf/Th versus Ta/Th entre le champ de composition des MORBs et celui des laves de contexte orogénique est également liée à l'enrichissement en Th par rapport au tantale caractéristique de ces deux types de volcanites comparés à des MORBs typiques.

Ces diagrammes soulignent l'affinité alcaline du volcanisme 3 et la persistance de l'enrichissement anormal en thorium dans ce troisième épisode comparé aux laves d'îles océaniques.

L'ensemble de cet essai de caractérisation géochimique du contexte géotectonique d'émission des trois épisodes volcaniques des massifs de Salahi et Sarami suggère ainsi que des deux épisodes les plus anciens, l'un ressemble au volcanisme observé en contexte océanique franc (le volcanisme 1) alors que le second présente des analogies géochimiques avec les laves formées en contexte orogénique (le volcanisme 2). Le volcanisme 3 présente par contre les caractéristiques propres à un volcanisme alcalin intraplaque.

Les trois épisodes V1, V2 et V3 présentent des rapports Ta/Th anormaux pour respectivement des laves typiques de rides océaniques, d'arcs insulaires et d'îles océaniques.

III - TRACEURS GEOCHIMIQUES DES PROCESSUS DE GENÈSE DES VOLCANISMES 1, 2 ET 3

Les propriétés des magmas dépendent de l'état de la zone du manteau affectée par la fusion mais aussi de l'intensité et des conditions d'évolution des processus

magmatiques. Il est possible de préciser la part respective des processus de genèse (processus de mélange, fusion partielle ou cristallisation fractionnée) par l'étude du comportement des éléments hygromagmaphiles (TREUIL et VARET, 1973; TREUIL et JORON, 1975).

L'illustration des contributions des différents processus se fait au travers:

- de diagrammes binaires ou logarithmiques où sont reportés deux éléments à comportement hygromagmaphile différent ($Ch+=f(Ch-)$)

- de diagrammes binaires où figurent les rapports de concentration entre deux éléments à comportement magmaphile différent en fonction de la concentration en l'élément le plus incompatible ($Ch+/Ch-=f(Ch+)$, (JORON *et al.*, 1978).

Ce dernier type de diagramme a été appliqué au cas des laves des blocs de Salahi et de Sarami. Deux d'entre eux ont été construits où figurent les rapports La/Sm en fonction de la concentration en Sm et Ta/Tb en fonction de celle en Ta (fig 66 et 67).

Dans ces deux diagrammes les laves du volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien présentent une fourchette de valeurs des rapports La/Sm et Ta/Tb relativement étroite, respectivement de 1.05 à 1.23 et .20 à .32. Par contre dans les laves du volcanisme 2 et dykes associés, ces rapports présentent des valeurs beaucoup plus variables, respectivement de .70 à 1.38 et de .06 à .30.

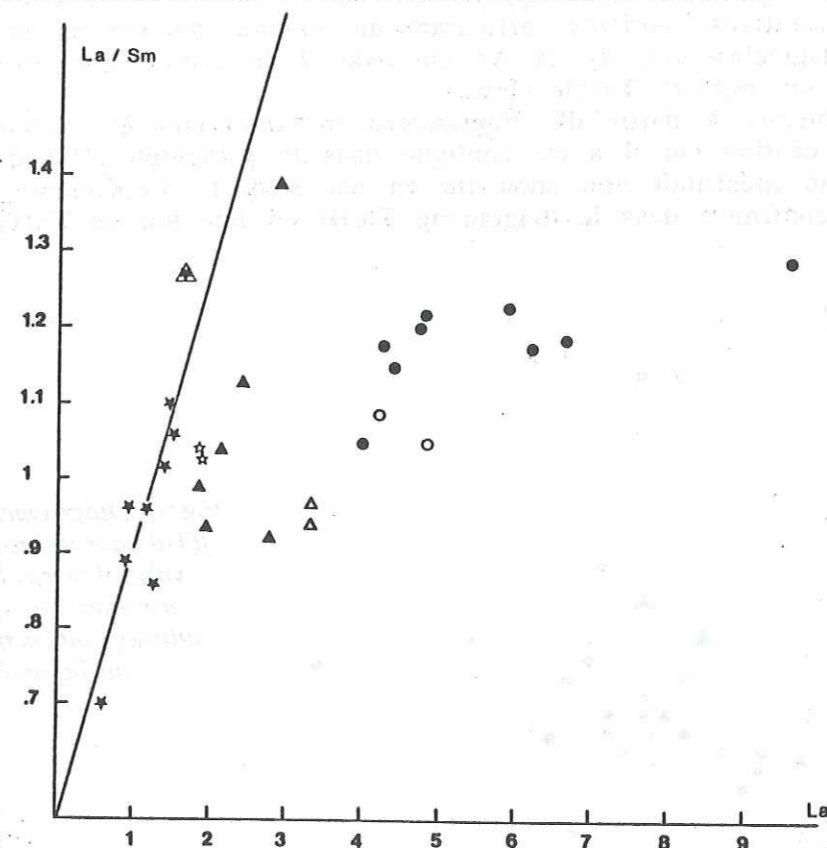


Fig 66: Diagramme $La/Sm = f(La)$ pour les laves et dykes des trois épisodes volcaniques. La légende est la même que celle de la figure 64.

Ceci reflète une variation dans les taux de fusion partielle au moment de la production des liquides V2. Les liquides V1 ont été produits à des taux de fusion relativement plus constants. Cela est d'autant plus vrai que ces liquides V1 ont

séjourné dans une chambre magmatique ayant fonctionné en système ouvert (ERNEWEIN, 1987; JUTEAU *et al.*, soumis). Les processus de mélange entre des liquides évolués et des réinjections de liquides primitifs peuvent affecter les rapports La/Sm et Ta/Tb. En plus de la contribution importante des phénomènes de fusion partielle dans la genèse des liquides V2, ces diagrammes soulignent l'influence de la cristallisation fractionnée sur l'évolution des compositions de ces liquides. Les termes primitifs s'alignent en effet sur une droite de fusion partielle. Les termes évolués présentent des rapports $Ch+/Ch-$ du même ordre que les échantillons primitifs mais des concentrations en La et Ta plus importantes. Dans le cas du volcanisme 1, il n'est pas possible de mettre en évidence de droite de fusion partielle. Par contre, les teneurs en La ou Ta dispersées reflètent l'importance des processus de cristallisation fractionnée dans la genèse de ces liquides.

Les échantillons riches en plagioclases CP337 et 803 se distinguent clairement des autres laves du volcanisme 2 par leurs rapports Ta/Tb nettement plus élevés. Ces laves que l'on avait déjà distinguées en raison de leur minéralogie particulière (richesse en plagioclase) ou de la composition de leurs phases magmatiques (richesse anormale en titane et sodium et pauvreté en chrome des coeurs des clinopyroxènes, abaissement des teneurs en chrome des spinelles) semblent donc être générées au cours d'un épisode de fusion à taux plus faible. Le rapport Zr/Y élevé de l'échantillon CP337 est en accord avec cette hypothèse.

D'autres échantillons provenant comme les laves CP337 et 803 du sommet de la séquence volcanique 2 possèdent des rapports La/Sm et Ta/Tb élevés. Deux d'entre eux sont des coulées primitives "tardives" affleurant au sommet du volcanisme 2 sous les coulées riches en plagioclase (cf, fig 24 A). Un dyke 2 de composition primitive, OT53, présente également un rapport Ta/Tb élevé.

Ces résultats obtenus à partir de diagrammes où intervient le tantale peuvent a priori être sujets à caution car il a été souligné dans le paragraphe II-5 que l'ensemble du volcanisme étudié présentait une anomalie en cet élément. Cependant, ces résultats ont été en partie confirmés dans le diagramme Th/Hf en fonction de Th/Tb.

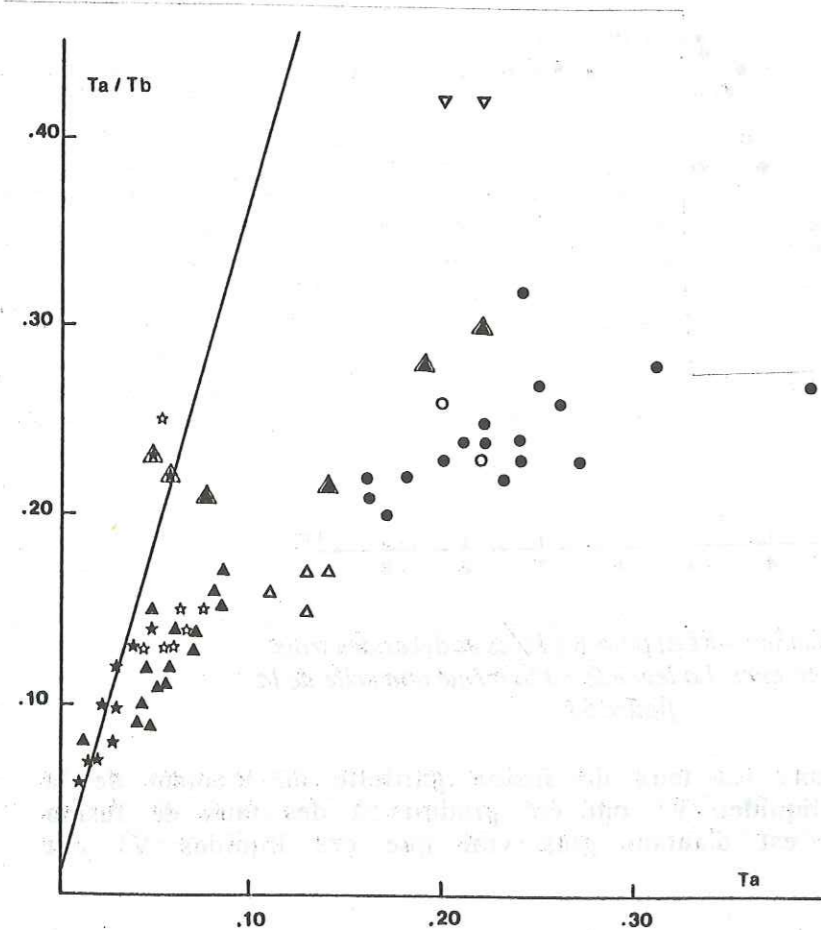


Fig 67: Diagramme $Ta/Tb = f(Ta)$ pour les trois épisodes volcaniques et les dykes associés. Les symboles utilisés sont les mêmes que sur la figure 64.

magmatiques. Il est possible de préciser la part respective des processus de genèse (processus de mélange, fusion partielle ou cristallisation fractionnée) par l'étude du comportement des éléments hygromagmaphiles (TREUIL et VARET, 1973; TREUIL et JORON, 1975).

L'illustration des contributions des différents processus se fait au travers:

- de diagrammes binaires ou logarithmiques où sont reportés deux éléments à comportement hygromagmaphile différent ($Ch+=f(Ch-)$)
- de diagrammes binaires où figurent les rapports de concentration entre deux éléments à comportement magmaphile différent en fonction de la concentration en l'élément le plus incompatible ($Ch+/Ch- = f(Ch+)$), (JORON *et al.*, 1978).

Ce dernier type de diagramme a été appliqué au cas des laves des blocs de Salahi et de Sarami. Deux d'entre eux ont été construits où figurent les rapports La/Sm en fonction de la concentration en Sm et Ta/Tb en fonction de celle en Ta (fig 66 et 67).

Dans ces deux diagrammes les laves du volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien présentent une fourchette de valeurs des rapports La/Sm et Ta/Tb relativement étroite, respectivement de 1.05 à 1.23 et .20 à .32. Par contre dans les laves du volcanisme 2 et dykes associés, ces rapports présentent des valeurs beaucoup plus variables, respectivement de .70 à 1.38 et de .06 à .30.

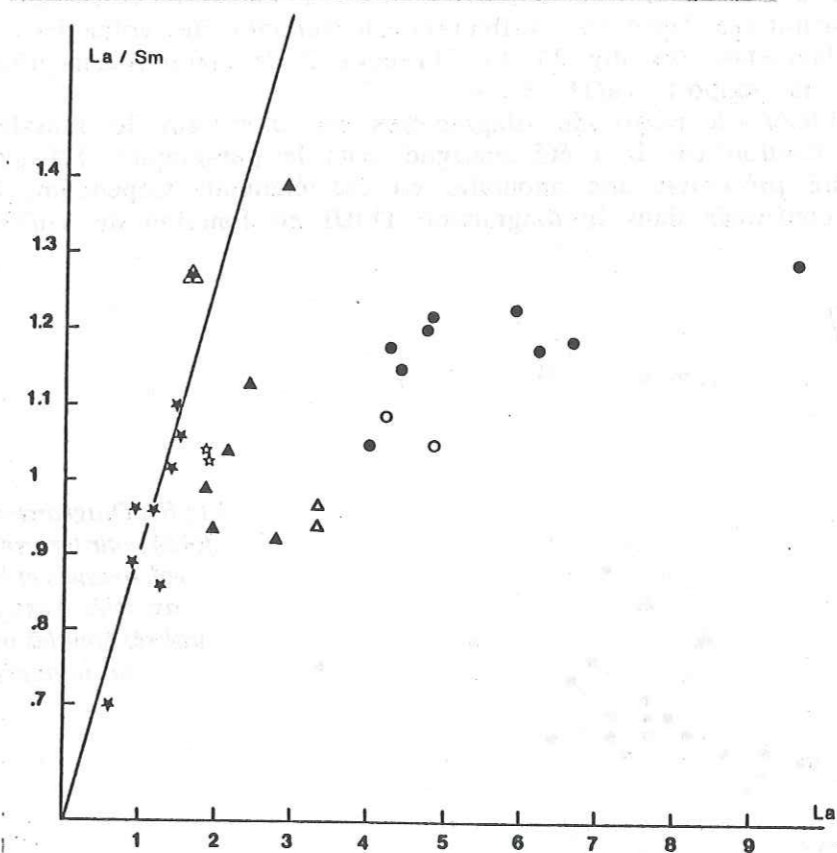


Fig 66: Diagramme $La/Sm = f(La)$ pour les laves et dykes des trois épisodes volcaniques. La légende est la même que celle de la figure 64.

Ceci reflète une variation dans les taux de fusion partielle au moment de la production des liquides V2. Les liquides V1 ont été produits à des taux de fusion relativement plus constants. Cela est d'autant plus vrai que ces liquides V1 ont

séjourné dans une chambre magmatique ayant fonctionné en système ouvert (ERNEWEIN, 1987; JUTEAU *et al.*, soumis). Les processus de mélange entre des liquides évolués et des réinjections de liquides primitifs peuvent affecter les rapports La/Sm et Ta/Tb. En plus de la contribution importante des phénomènes de fusion partielle dans la genèse des liquides V2, ces diagrammes soulignent l'influence de la cristallisation fractionnée sur l'évolution des compositions de ces liquides. Les termes primitifs s'alignent en effet sur une droite de fusion partielle. Les termes évolués présentent des rapports Ch+/Ch- du même ordre que les échantillons primitifs mais des concentrations en La et Ta plus importantes. Dans le cas du volcanisme 1, il n'est pas possible de mettre en évidence de droite de fusion partielle. Par contre, les teneurs en La ou Ta dispersées reflètent l'importance des processus de cristallisation fractionnée dans la genèse de ces liquides.

Les échantillons riches en plagioclases CP337 et 803 se distinguent clairement des autres laves du volcanisme 2 par leurs rapports Ta/Tb nettement plus élevés. Ces laves que l'on avait déjà distinguées en raison de leur minéralogie particulière (richesse en plagioclase) ou de la composition de leurs phases magmatiques (richesse anormale en titane et sodium et pauvreté en chrome des coeurs des clinopyroxènes, abaissement des teneurs en chrome des spinelles) semblent donc être générées au cours d'un épisode de fusion à taux plus faible. Le rapport Zr/Y élevé de l'échantillon CP337 est en accord avec cette hypothèse.

D'autres échantillons provenant comme les laves CP337 et 803 du sommet de la séquence volcanique 2 possèdent des rapports La/Sm et Ta/Tb élevés. Deux d'entre eux sont des coulées primitives "tardives" affleurant au sommet du volcanisme 2 sous les coulées riches en plagioclase (cf, fig 24 A). Un dyke 2 de composition primitive, OT53, présente également un rapport Ta/Tb élevé.

Ces résultats obtenus à partir de diagrammes où intervient le tantale peuvent a priori être sujets à caution car il a été souligné dans le paragraphe II-5 que l'ensemble du volcanisme étudié présentait une anomalie en cet élément. Cependant, ces résultats ont été en partie confirmés dans le diagramme Th/Hf en fonction de Th/Tb.

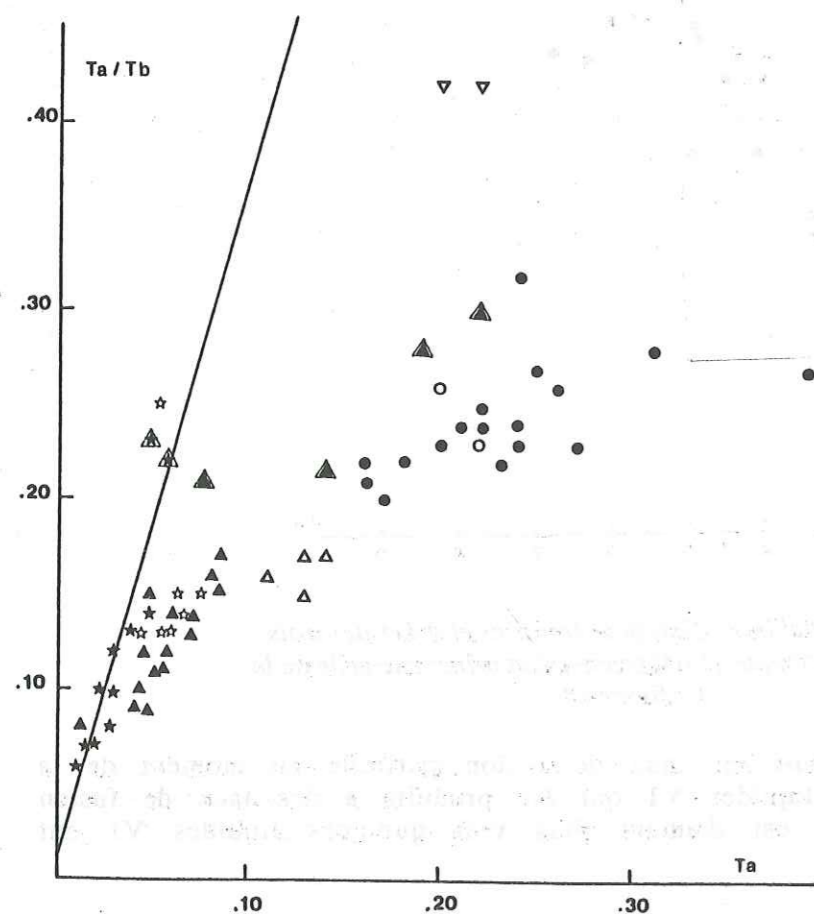


Fig 67: Diagramme Ta/Tb = f(Ta) pour les trois épisodes volcaniques et les dykes associés. Les symboles utilisés sont les mêmes que sur la figure 64.

Il existe ainsi des indices d'une importante contribution des phénomènes de fusion partielle à des taux variables lors de la genèse des liquides V2. Les coulées du sommet du volcanisme 2 étudiées (coulées primitives tardives et faciès riches en plagioclases) présentent à la fois des rapports La/Sm et Ta/Tb les plus élevés du volcanisme 2 et sembleraient donc être produites aux taux les plus faibles. Au niveau du volcanisme 1, le processus de cristallisation fractionnée semble être en plus du processus de fusion partielle responsable des variations de composition des laves.

Le seul rapport La/Sm disponible sur le volcanisme 3 s'élève à 3.56 ; quant aux rapports Ta/Tb, ils varient entre 1.49 et 1.56. Ces valeurs soulignent le fait que ces laves sont produites aux taux de fusion les plus faibles rencontrés dans l'ensemble de la séquence volcanique étudiée.

IV - CARACTERISATION DES SOURCES MANTELLAIRES DES TROIS EPISODES VOLCANIQUES A L'AIDE DES ISOTOPES DU SAMARIUM ET DU NEODYME

Des mesures isotopiques du couple Sm-Nd ont été effectuées par A. MICHARD du C.R.P.G. Les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, E(0) et ENd calculés pour un âge de 100M.A. dans le cas des laves VI et V2 et pour un âge de 80M.A. dans le cas des laves V3 sont figurées dans le tableau 2. Les ENd également mesurés par A. MICHARD dans des gabbros de la séquence plutonique principale et des ultrabasites intrusives appartenant au second épisode magmatique ont aussi été reportés dans ce tableau. Ces ENd ont été calculés pour des âges de 100M.A..

Echantillon	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	E(0)	E(T)
Volcanisme 1				
CP 65	.205	.513047 (27)	8	7.9 ± 0.5
CP 426	.204	.513036 (23)	7.8	7.7 ± 0.5
Gabbros lités				
MS 84		.513520 (40)		8.3 ± 0.8
MS 141		.513070 (29)		7.2 ± 0.6
SM 74		.513114 (32)		7.4 ± 0.6
Volcanisme 2				
CP 43	.237	.513038 (28)	7.8	7.3 ± 0.5
CP 761	.266	.513034 (44)	7.7	6.8 ± 0.5
CP 803	.194	.512967 (24)	6.4	6.4 ± 0.5
Ultrabasites				
MS 41		.513100 (32)		8.3 ± 0.6
MS 121		.513079 (29)		8.4 ± 0.6
Volcanisme 3				
CP 458	.149	.512910 (27)	5.3	5.8 ± 0.5
CP 447	.128	.512872 (22)	4.6	5.3 ± 0.5

Tableau 2: Mesures isotopiques effectuées sur les volcanites et sur les gabbros de la séquence plutonique principale et sur les ultrabasites intrusives du bloc de Salahi.

Les ENd du volcanisme 1 confortent l'affinité océanique de ces laves, de telles valeurs étant fréquemment rencontrées dans des MORBs ou des tholéïtes d'arcs (ENd mesurés dans les premiers varient environ entre +7 à +13 dans les premiers et +7 à +10 dans les seconds d'après RICHARDS *et al.* (1976) et O'NIONS *et al.* (1977)). Ces valeurs sont comprises dans la fourchette des valeurs données par Mc CULLOCH *et al.* (1981) pour un basalte et deux dykes du complexe filonien et sont compatibles avec celles mesurées dans les gabbros lités. Ces données soulignent ainsi le lien génétique existant entre les laves V1, le complexe filonien et la séquence plutonique principale.

Les ENd mesurés dans les laves CP43 (échantillon évolué) et CP761 (échantillon primitif) du volcanisme 2 sont également de l'ordre de ceux rencontrés dans les MORBs ou les tholéïtes d'arcs. Ces deux valeurs ont tendance à être inférieures à celles des laves du volcanisme 1 mais sont compatibles avec celles obtenues sur les gabbros lités. Elles sont inférieures à celles mesurées dans les ultrabasites intrusives. Ces ultrabasites semblent pourtant d'après les observations de terrain d'une part et les assemblages minéralogiques très primitifs qui s'y développent d'autre part (ERNEWEIN, 1987) être les équivalents intrusifs des laves primitives du volcanisme 2. Rappelons en effet que ces ultrabasites constituent le coeur des massifs plutoniques affleurant à l'interface complexe filonien-volcanisme 1 (fig13). Le volcanisme 2 est nourri par le biais d'un complexe de sills à partir de ces massifs. Ces ultrabasites sont caractérisées par l'assemblage minéralogique magmatique suivant: spinelle chromifère, olivine forstéritique, diopside chromifère localement accompagnés de plagioclase et d'orthopyroxène.

L'échantillon riche en plagioclases CP803 présente une valeur ENd très faible qui se rapproche de celle mesurée dans les basaltes alcalins d'îles océaniques (DE PAOLO et WASSERBURG, 1976; STILLE *et al.*, 1983). Cela suggère que cette lave a été générée à partir d'une portion de manteau moins appauvrie que celle dont sont issues les laves CP43 et 761. Les faciès riches en plagioclases semblent donc représenter des liquides V2 issus de la fusion de zones mantellaires enrichies. Ces faciès présentent beaucoup d'analogies avec les basaltes de type T échantillonnés par exemple le long des dorsales Americano-Antarctique ou Sud-Est Indienne à proximité du point triple de Bouvet (Le ROEX *et al.*, 1983, Le ROEX *et al.* 1985). En effet, les basaltes enrichis de ces zones se particularisent comme les laves enrichies d'Oman par leur richesse en phénocristaux de plagioclases, des rapports Ti/Zr relativement élevés (3.1-4.7) et des rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ relativement faibles (.51296-.51288).

Les données isotopiques montrent ainsi que l'ensemble du volcanisme 2 n'est pas issu d'un manteau de composition homogène, certaines coulées provenant de la fusion de zones mantellaires plus enrichies.

La différence existant entre les ENd des ultrabasites et des laves primitives et différenciées du volcanisme 2 pourrait être liée au fait que les ultrabasites sur lesquelles ces mesures isotopiques ont été effectuées proviennent d'intrusions affleurant à un niveau structural profond (au niveau des gabbros lités). Il n'est pas exclu que ces massifs profonds correspondent à des venues du magmatisme 2 et donc à des épisodes de fusion distincts de ceux ayant donné les massifs intrusifs plus superficiels à partir desquels est émis le volcanisme 2. Pour conforter ces hypothèses des données isotopiques supplémentaires sont nécessaires notamment sur les massifs intrusifs superficiels.

Les deux valeurs ENd mesurées sur des laves du volcanisme 3 sont faibles et semblables à celles rencontrées dans les basaltes alcalins d'îles océaniques. De telles valeurs caractérisent en effet les basaltes de type P de SCHILLING (1975). Ces données confirment l'affinité particulière de ce troisième épisode volcanique. Cet épisode a ainsi été généré à partir de la fusion à faible taux d'une zone mantellaire enrichie.

V - CONCLUSION DE L'ETUDE GEOCHIMIQUE

Les trois épisodes volcaniques présentent des caractères géochimiques très distincts.

Le volcanisme 1 est caractérisé par un chimisme très proche des tholéïtes de rides océaniques (MORBs) si l'on excepte ses teneurs en éléments compatibles qui sont excessivement faibles. Cependant des basaltes pauvres en Cr et Ni ont été échantillonnés à l'axe de la dorsale médio-Atlantique (SCHILLING *et al.*, 1983).

Les ENd enregistrés dans ces laves montrent qu'elles sont issues de la fusion d'une source appauvrie de même type que celle des MORBs.

Les ENd de ces laves sont semblables à ceux de la séquence plutonique principale (Mc CULLOCH *et al.*, 1981; ERNEWEIN, 1987). Ces données soulignent la cogénéité de ces ensembles plutonique et volcanique.

Le volcanisme 2 présente d'une façon générale un net appauvrissement en éléments incompatibles Ti, Zr, Y par rapport à des MORBs typiques. Les termes primitifs en particulier sont très déprimés avec des teneurs en Ti, Zr, Y respectivement comprises entre .30 et .71% TiO_2 , 18 et 30ppm et 6.5 et 16ppm. Les rapports Ti/V de ces échantillons sont également faibles, compris entre 10 et 18. Ces laves primitives possèdent les mêmes caractéristiques géochimiques que le magmatisme 3 ayant d'après BEURRIER (1987) une affinité boninitique. L'ensemble de ces laves est déprimé en terres rares, Th et Ta par rapport aux laves du volcanisme 1 et présente des rapports de concentration entre terres rares légères et lourdes inférieurs à ceux du premier épisode.

Cet appauvrissement en éléments incompatibles n'est pas lié à un processus de différenciation. Il est vraisemblablement lié à une caractéristique de la source mantellaire de cet épisode. Le second épisode volcanique faisant très rapidement suite au volcanisme 1, il est probable qu'il soit issu de la même portion de manteau. Les liquides V2 seraient dans cette hypothèse produits au cours d'une seconde étape de fusion d'un manteau superficiel préalablement appauvri. L'ordre de cristallisation mis en évidence dans ces laves suggère qu'il régnait une pression fluide importante dans les liquides V2 au cours de leur différenciation et donc très probablement au cours du second épisode de fusion donnant naissance à ces liquides.

Cette hypothèse est confortée par les résultats des travaux de TATSUMI (1981) qui montrent qu'il est possible de générer des andésites magnésiennes dont les caractéristiques minéralogiques et géochimiques sont très proches de celles de laves du volcanisme 2 au cours d'un épisode de fusion hydratée du manteau supérieur. Les laves du volcanisme 2 seraient donc produites comme les laves d'arcs insulaires au cours d'une seconde étape de fusion d'un manteau superficiel hydraté. Une seconde étape de fusion d'un manteau préalablement appauvri a d'ores et déjà été proposée par DUNCAN et GREEN (1980) pour expliquer la genèse des laves primitives de la partie supérieure de la séquence volcanique de l'ophiolite du Troodos (CHYPRE). Ces laves sont enrichies en magnésium et fortement appauvries en éléments incompatibles comme les laves primitives du volcanisme 2.

L'ensemble du volcanisme 2 n'a pas été produit à partir d'une source mantellaire de composition homogène. Cette hétérogénéité se marque par l'existence de termes volcaniques présentant des rapports isotopiques faibles.

Ce type de coulées a été échantillonné au sommet du volcanisme 2. Ces laves présentent des caractères minéralogiques et géochimiques qui les rapprochent des basaltes de type T échantillonnés dans l'océan Indien à proximité du point triple de

Bouvet. Ces échantillons présentent de plus un enrichissement en chrome et nickel et un appauvrissement en fer anormaux pour la valeur de leur titane. Ces données géochimiques confortent donc l'hypothèse, émise au terme de l'étude minéralogique, que des liquides alcalins sont mis en contact au cours de leur ascension avec des liquides V2 primitifs riches en éléments compatibles.

Les données isotopiques ne permettent pas de confirmer le lien génétique existant entre les intrusions qui recoupent la séquence plutonique principale et les laves V2. Les intrusions profondes pourraient cependant correspondre à des épisodes de fusion différents de ceux ayant donné les intrusions superficielles qui alimentent directement le volcanisme 2.

Les laves du volcanisme 3 présentent un enrichissement marqué en éléments hygromagmaphiles, terres rares légères, Th, Ta, Hf illustré par des rapports Zr/Y, Th/Ta, Th/Hf, La/Sm et Ta/Tb élevés. Ces caractéristiques reflètent la tendance alcaline de ces liquides. Celle-ci avait déjà été soulignée par ALABASTER (1982) pour des échantillons provenant du massif de Salahi et par BEURRIER (1987) sur un échantillon provenant du massif de Haylayn (100km au Sud de celui de Salahi). Il s'agirait donc là d'un caractère général du volcanisme 3. Ce volcanisme possède une signature isotopique analogue à celle rencontrée dans les basaltes alcalins d'îles océaniques. Il serait donc issu de la fusion à faible taux d'une portion de manteau enrichie.

Les épisodes V1 et V2 présentent des rapports Ta/Th faibles par rapport à ceux de MORBs typiques et généralement supérieurs à ceux de laves d'arcs insulaires. Cet enrichissement en thorium représente l'argument majeur en faveur de l'hypothèse de ALABASTER (1982) et BEURRIER (1987) selon laquelle l'ophiolite de Semail s'est formée en contexte orogénique. Cependant les laves du volcanisme 3 présentent également des rapports Ta/Th anormaux (légèrement trop faibles) comparés à ceux de basaltes alcalins d'îles océaniques typiques.

Le volcanisme 3 est, comme on l'a vu dans le chapitre 2, séparé du volcanisme 2 par une série sédimentaire de 15m d'épaisseur dont les termes supérieurs sont dépourvus de la signature hydrothermale qui caractérise les dépôts ayant eu lieu à l'axe d'une dorsale (FOURNIER-GERMAIN, 1986). Ce volcanisme est donc clairement un épisode intraplaque. L'absence de trace d'un composant terrigène continental dans ces sédiments (KARPOFF, 1988, communication orale) suggère que le volcanisme 3 a lieu en milieu océanique franc.

La série sédimentaire se développant à l'interface V2-V3 présente des analogies avec la formation de Suhaylah de TIPPIT *et al.* (1981). Cette formation dont l'épaisseur atteint 30m s'est déposée entre le début du Cénomaniens et le Coniacien-Santonien, c'est-à-dire sur un laps de temps d'environ 9 à 13.5 M.A (KENT et GRADSTEIN, 1986). Ceci fournit des indications relatives aux taux de sédimentation qui préexistaient dans cette partie de la Téthys à la fin du Crétacé, et dans l'attente de datations plus précises, permet de situer dans le temps ce troisième épisode. En effet, à de telles vitesses de sédimentation, 4.5 à 7 M.A. sont nécessaires pour déposer la série observée entre les volcanismes 2 et 3 au niveau du bloc de Salahi. Si l'on considère que le volcanisme 2 se met en place entre le Cénomaniens et le Turonien (BEURRIER *et al.*, 1987) c'est-à-dire entre 97.5 et 88.5 M.A., le volcanisme 3 devient un épisode d'âge tardi-santonien à campanien (84 à 81.5 M.A.). Ces âges indiquent que ce volcanisme est clairement postérieur à l'écaillage intraocéanique rapporté au Cénomaniens (LANPHERE, 1981; BOUDIER *et al.*, 1985). Ceci est conforté par la présence de dykes de diabases présentant des caractères géochimiques transitionnels qui recoupent les semelles métamorphiques (GHENT et STOUT, 1981).

L'ensemble de ces données géochimiques, sédimentologiques et géochronologiques montrent que ce troisième épisode représente un volcanisme alcalin intraplaque de type île océanique mis en place sur une lithosphère déjà écaillée. Ce volcanisme est de plus issu d'une portion de manteau océanique différente

de celle ayant donné naissance aux volcanismes 1 et 2 dans le sens où elle est située du point de vue spatial dans une position plus proximale vis-à-vis du continent arabe. Ceci suggère que le faible rapport Ta/Th, anormal pour des basaltes alcalins d'îles océaniques, qui subsiste au niveau du volcanisme 3 est le reflet d'une anomalie mantellaire à caractère régional. Dans le modèle de formation de l'ophiolite proposé par ALABASTER puis par BEURRIER, le plan de charriage utilisé lors de la mise en place de l'ophiolite est le plan de subduction. Dans la logique de ce modèle la source du volcanisme 3 devrait se situer sous la plaque subductée ; or c'est à partir d'un manteau situé à l'aplomb d'une zone de subduction que sont générées les laves présentant des rapports Ta/Th faibles. Cette observation montre que cette anomalie à caractère régional ne peut être interprétée dans le cas de l'Oman comme une signature orogénique. Cette interprétation est confortée par l'absence dans la séquence volcanique de sédiments volcanoclastiques interlités, ceci au niveau du bloc de Salahi mais aussi à l'échelle de toute l'ophiolite de Semail.

Il apparaît ainsi au terme de cette discussion que bien que l'ophiolite de Semail présente bon nombre d'indices de genèse en contexte orogénique (rapports Ta/Th faibles du volcanisme 1 par rapport à ceux de MORBs typiques, minéralogie et géochimie du volcanisme 2 très semblables à celles de laves d'arcs insulaires), l'analyse du contexte géologique et des données géochronologiques laisse penser que cette hypothèse doit être écartée au profit d'un schéma de formation et d'évolution en contexte océanique franc.

Les caractéristiques minéralogiques et géochimiques particulières du volcanisme 2 proches de celles de laves d'arcs sont liées au fait que les liquides V2 sont les produits d'une seconde étape de fusion en conditions hydratées d'un manteau ayant déjà produit le volcanisme 1. Cet épisode volcanique étant subcontemporain de l'écaillage océanique, il n'est pas exclu que cette phase tectonique majeure en favorisant l'hydratation des souches mantellaires et donc l'abaissement des points de fusion des péridotites soit à l'origine de ce second épisode volcanique. Il n'est pas exclu non plus que les premiers stades de cette hydratation aient déjà eu lieu au cours de la production des liquides V1 et soient à l'origine des rapports Ta/Th déjà anormaux du volcanisme 1 comparés à ceux de MORBs.

CONCLUSION: ORIGINE ET EVOLUTION DE L'OPHIOLITE DE SEMAIL

Trois épisodes volcaniques ont été distingués au niveau des blocs de Salahi et de Sarami, ceci sur des critères de terrain, de minéralogie (paragenèse magmatique et composition des phases minérales) et de géochimie.

Le volcanisme 1 (V1) est alimenté par un important complexe filonien. Son épaisseur varie dans la zone étudiée entre 1 et 1.6 km. Cet épisode est génétiquement lié à la séquence plutonique principale qui constitue le niveau le plus important de la partie crustale de l'ophiolite de Semail.

Cet ensemble représente le témoin d'un *premier épisode magmatique* enregistré au niveau de l'ophiolite de Semail. Il s'agit d'un épisode d'accrétion océanique à affinité tholéitique produit à partir d'une source mantellaire du type de celle des MORBs.

Ce magmatisme a été daté du Crétacé (130-95M.A., Mc CULLOCH *et al.*, 1981; TILTON *et al.*, 1981). La cessation de l'activité volcanique liée à cet épisode est datée de l'Albien supérieur - Cénomaniens inférieur

Le volcanisme 2 (V2) est alimenté par des réseaux de sills qui s'enracinent dans des intrusions différenciées (wehrlites, gabbros, plagiogranites). Celles-ci recoupent la séquence plutonique principale et affleurent au niveau du bloc de Salahi jusqu'à la limite complexe filonien-volcanisme 1. Son épaisseur est comprise dans cette zone entre 800 et 1300m. Un certain nombre d'arguments suggèrent que ce volcanisme 2 est quasiment contemporain du premier épisode.

- Le volcanisme 2 est daté du Cénomaniens-Turonien (TIPPIT *et al.*, 1981; BEURRIER, 1987).

- Il n'existe pas à l'interface V1-V2 de sédiments à caractère pélagique franc qui pourraient témoigner d'un arrêt prolongé de l'activité volcanique.

- Les intrusions auxquelles il est associé se sont mises en place dans un encaissant non encore consolidé (ERNEWEIN et WHITECHURCH, 1986; ERNEWEIN, 1987).

Volcanisme 2 et intrusions sont donc les témoins d'un *second épisode magmatique* postérieur à l'accrétion.

Ce volcanisme 2 représente une série volcanique différenciée constituée:

- de termes primitifs à olivine Fo 88-91, endiopsides et spinelles chromifères et même de picrites basaltiques qui sont des cumulats d'olivines, endiopsides et spinelles dépourvus de plagioclases

- de termes plus évolués à augite et titanomagnétite

- de termes qualifiés de dacites et rhyolites d'après leur teneurs en silice et qui représentent les termes ultimes de différenciation du volcanisme 2.

Ce volcanisme comprend également des faciès riches en plagioclases.

Termes primitifs et évolués avaient été séparés par ALABASTER (1982) et BEURRIER (1987) en des épisodes volcaniques distincts. Les observations de terrain et les données minéralogiques et géochimiques montrent qu'ils font partie d'une seule et même série

volcanique.

Cet épisode volcanique se distingue par sa pauvreté en éléments incompatibles. Un tel appauvrissement peut s'expliquer par le fait que les liquides V2 sont très probablement les produits d'une seconde étape de fusion d'un manteau ayant déjà produit le magmatisme 1. L'ordre de cristallisation observé dans les laves du volcanisme 2 suggère quant à lui que cette seconde étape de fusion a eu lieu sous forte pression fluide.

L'ensemble de ce volcanisme n'est pas généré à partir d'un manteau de composition homogène, certaines coulées étant produites à partir de zones enrichies.

Les liquides issus de zones mantellaires enrichies sont représentés par les faciès riches en plagioclases. Ces laves possèdent des caractéristiques minéralogiques et géochimiques proches de celles de basaltes de type T.

Des laves primitives du volcanisme 2 échantillonnées sous ces coulées riches en plagioclases semblent être produites au cours d'un épisode de fusion à faible taux (rapports La/Sm, Ta/Tb, Th/Hf et Th/Tb élevés). Il semblerait ainsi que les dernières émissions du volcanisme 2 soient produites à des taux de fusion décroissants et à partir d'un manteau dont la composition devient plus primitive. Cependant, des données minéralogiques et géochimiques supplémentaires sont nécessaires pour confirmer cette hypothèse.

Les zonalités inverses des clinopyroxènes des échantillons riches en plagioclases étudiés, ainsi que les teneurs en Cr et Ni anormales de ces laves suggèrent que les liquides alcalins qui ont donné naissance à ces faciès rencontrent au cours de leur ascension des liquides V2 primitifs.

Le troisième épisode volcanique (V3) est séparé du second par un niveau sédimentaire de 15m d'épaisseur porteur de termes sommitaux à caractère pélagique franc. Il s'agit donc d'un épisode volcanique hors axe, qui, d'après les estimations de taux de sédimentation, est d'âge tardi-santonien-campanien donc clairement postérieur à l'écaillage intra-océanique. Cet épisode se met ainsi en place sur une lithosphère déjà détachée de son substratum mantellaire. La géochimie de ces basaltes, enrichis en éléments hygromagmaphiles, ainsi que la signature isotopique de leur source montre qu'il s'agit d'un volcanisme de type île océanique. L'épaisseur de cet épisode n'est que de 200m.

Les trois épisodes volcaniques présentent des rapports Ta/Th anormaux comparés aux laves typiques de rides océaniques, d'arcs insulaires ou d'îles océaniques. Ce caractère ne peut dans le cas de l'Oman être interprété comme une signature orogénique mais plutôt comme une anomalie mantellaire à caractère régional. Celle-ci pourrait être liée à une hydratation du manteau soit au cours d'un stade antérieur de subduction, soit au cours de l'écaillage océanique, celui-ci étant légèrement postérieur au volcanisme 1 et subcontemporain du volcanisme 2. La seconde hypothèse est préférée car elle présente l'intérêt de fournir une explication relative au moteur des fusions à l'origine du volcanisme 2.

L'absence de sédiments volcanoclastiques interlités entre les coulées de la séquence volcanique au niveau du massif de Salahi mais aussi à l'échelle de toute l'ophiolite conforte l'hypothèse de formation de la nappe de Semail en contexte océanique franc.

L'ensemble des observations de terrain et des données pétrologiques récoltées en grande partie au niveau du bloc de Salahi permet de proposer un modèle d'évolution géodynamique général de l'ophiolite de Semail (fig 68). En effet, si l'on se réfère aux travaux de ALABASTER (1982) et BEURRIER (1987) des témoins des trois épisodes magmatiques ont été observés dans les parties septentrionale et centrale

de la nappe (entre les blocs de Fizh et de Rustaq), soit sur une distance de 250Km parallèlement au paléo-axe d'accrétion.

Un premier épisode d'accrétion océanique (fig 68, 1a et b) matérialisé par le volcanisme 1 et la séquence plutonique principale a lieu entre le début du Crétacé (d'après les âges U-Pb et Sm-Nd de Mc Culloch *et al.*, et Tilton *et al.*, 1981) et le Cénomanién inférieur (datations biostratigraphiques de TIPPIT *et al.*, 1981; BEURRIER *et al.*, 1987).

Un second épisode magmatique, représenté par le volcanisme 2 et son cortège d'intrusions, daté du Cénomanién-Turonien se met en place dans une lithosphère non encore totalement consolidée (fig 68, 2a et b). Cela signifie que cette portion de croûte se situait à ce moment non loin de l'axe d'accrétion.

Les âges obtenus sur les semelles métamorphiques infraophiolitiques fournissent une fourchette maximale d'âges de 91 à 105 M.A., c'est-à-dire Albién à Turonien inférieur d'après l'échelle de KENT et GRADSTEIN (1986). Ces âges suggèrent que la mise en place du volcanisme 2 est contemporaine du métamorphisme amphibolite et donc des premiers stades de l'écaillage intraocéanique. La seconde étape de fusion à l'origine des liquides V2 pourrait être induite par l'introduction importante de fluides au niveau des souches mantellaires au cours des premiers stades de détachement de l'ophiolite de son substratum mantellaire.

La phase de compression qui a provoqué l'écaillage océanique est interprétée comme ayant, par effet de filtre-pressé, provoqué l'extraction des liquides qui vont donner naissance au magmatisme 2. Ces liquides se mettent en place à divers niveaux de la lithosphère construite au cours de l'épisode d'accrétion, sous forme d'intrusions dont les plus superficielles vont alimenter le volcanisme 2. Les picrites basaltiques présentes en dykes ou en petites intrusions sécantes sur les volcanismes 1 et 2, sont interprétées comme des accumulations de cristaux expulsées de petites poches intrusives, de la même façon qu'a été envisagée la production des termes ultrabasiques de la séquence extrusive de Chypre (MALPAS et LANGDON, 1986).

Fig 68: Illustration schématique de la formation et de l'évolution de la séquence crustale de l'ophiolite de Semail déduite de l'étude de la séquence extrusive des blocs de Salahi et de Sarami

1. Premier épisode d'accrétion océanique: formation de la séquence plutonique principale et de l'ophiolite de Semail et mise en place du volcanisme 1 alimenté par le complexe filonien.

a) 1. manteau océanique, 2. liquides primitifs ascendants, 3. plancher de la chambre magmatique où cristallisent les cumulats lités, 4. toit de la chambre magmatique où cristallisent les gabbros isotropes, 5. complexe filonien, 6. volcanisme 1.

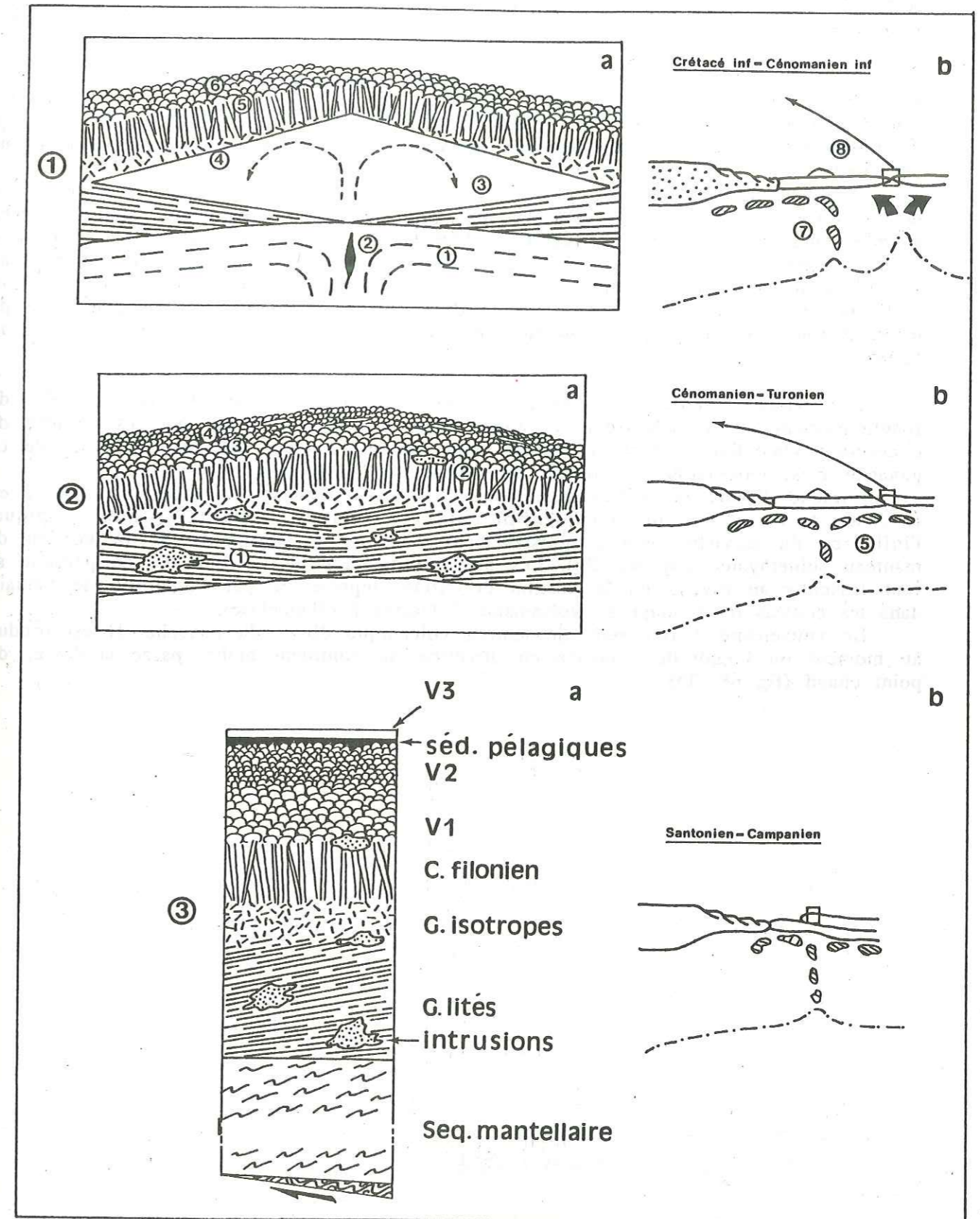
b) 7. zones du manteau enrichies par l'activité du point chaud, entraînées sous le continent arabe par les cellules de convection mantellaires induites par l'accrétion. 8. volcanisme lié à l'activité de ce point chaud.

2. Second épisode magmatique se produisant lors des premiers stades de l'écaillage océanique: mise en place des intrusions et épanchement des laves du volcanisme 2 au niveau d'une portion de croûte située à proximité de l'axe d'accrétion.

a) 1. intrusions mises en place dans un encaissant gabbroïque non encore consolidé, 2. intrusions superficielles affleurant à la limite complexe filonien - volcanisme 1, 3. volcanisme 1, 4. volcanisme 2.

b) 5. Extension de l'influence du panache mantellaire à l'ensemble du manteau sub - Téthysien.

3. Mise en place du volcanisme 3, témoin direct de l'activité du panache, après une période de sédimentation, sur une portion de lithosphère océanique détachée de son substratum mantellaire.



Le troisième et dernier épisode volcanique d'âge tardi-santonien - campanien, dont les caractères sont proches du volcanisme actuellement rencontré au niveau des îles océaniques, se met en place sur une lithosphère déjà écaillée mais avant son obduction sur le continent arabe (fig 68, 3a et b). Celle-ci a en effet lieu entre la fin du Campanien et le début du Maestrichtien (GLENNIE *et al.*, 1974).

Le volcanisme de type île océanique est généralement interprété comme étant produit à partir d'un panache mantellaire enraciné dans la mésosphère. L'hétérogénéité de composition observée au niveau de la source mantellaire du magmatisme 2 pourrait être liée aux premières manifestations de ce phénomène enregistrées par l'ophiolite de Sémail.

En effet, la mise en place d'un volcanisme lié à un panache mantellaire au niveau de l'ophiolite de Sémail au cours de son obduction en direction du continent Arabe suggère que ce panache était situé à l'Ouest de la paléodorsale (fig 68,1b). Le fonctionnement de ce dernier induit la formation de zones enrichies dans le manteau subtéthysien à ces latitudes. L'enrichissement du manteau subtéthysien sous l'influence de ce panache a été représenté de la même façon qu'a été imaginé celui du manteau sous l'océan Indien au niveau du point triple de Bouvet par Le ROEX *et al.* (1985).

Ces zones mantellaires enrichies sont cependant, durant la période de fonctionnement de la paléoride, entraînées sous le continent arabe par les cellules de convection mantellaires. C'est la raison pour laquelle aucune influence évidente de ce panache n'est enregistrée au niveau du volcanisme 1 d'accrétion.

Lorsque l'accrétion océanique et la convection mantellaire associée cessent, en réponse à la phase de compression qui va induire l'écaillage intraocéanique, l'influence du panache peut progressivement s'étendre à l'ensemble de la portion de manteau subtéthysien (fig 68, 2b). Les premiers témoins de l'activité de ce panache se font ressentir au niveau de la portion de croûte représentée par l'ophiolite de Sémail, dans les coulées du sommet du volcanisme 2 (faciès à plagioclase).

Le volcanisme 3 représente le témoin volcanique direct du panache. Il est produit au moment où l'ophiolite, charriée en direction du continent arabe, passe au-dessus du point chaud (fig 68, 3b).

CHAPITRE 5

ETUDE DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE DE LA SEQUENCE EXTRUSIVE DU BLOC DE SALAHI

Chapitre 5

ETUDE DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE OCEANIQUE DE LA SEQUENCE EXTRUSIVE DU BLOC DE SALAHI

I - INTRODUCTION

A - LA CIRCULATION D'EAU DE MER A TRAVERS LA CROUTE OCEANIQUE

La circulation d'eau de mer à travers la croûte océanique est un phénomène important dans la régulation et le bilan chimique des océans. Elle a été mise en évidence de façon indirecte par la mesure du flux de chaleur à l'axe des dorsales, flux de chaleur qui s'est révélé inférieur à celui prédit par les modèles thermiques (LISTER, 1972; WILLIAMS et VON HERTZEN, 1974; GREEN *et al.*, 1981). On estime, en effet, que cette circulation participe pour environ 30% au refroidissement de la croûte terrestre.

Cette circulation contribue à modifier la nature chimique et minéralogique de la lithosphère océanique. La nature de ces transformations a été dans un premier temps établie par l'étude d'échantillons métamorphisés dragués sur le fond des océans (CANN, 1969; HUMPHRIS et THOMPSON, 1978a ; MEVEL, 1983; ALT *et al.*, 1986).

Les travaux expérimentaux faisant interagir l'eau de mer avec du basalte dans des conditions hydrothermales ou à basse température (synthèse de ces travaux dans MOTTI, 1983 et CROVISIER, 1985) ont par la suite reproduit les mêmes assemblages minéralogiques secondaires que ceux décrits dans les échantillons naturels. Ces expériences ont ainsi permis de préciser les conditions physico-chimiques de formation de ces phases secondaires.

L'analyse de la composition des fluides émis à l'axe des dorsales a apporté des données supplémentaires à la compréhension des processus d'interaction croûte océanique - eau de mer concernant notamment les conditions d'altération de la base de la séquence volcanique (EDMOND *et al.*, 1982; MICHARD *et al.*, 1984; MERLIVAT *et al.*, 1987).

L'étendue de ce phénomène est illustrée par la découverte de dépôts hydrothermaux dans des contextes de plus en plus variés au fur et à mesure que se multiplient les investigations sur le plancher océanique. Ces dépôts se forment au niveau de zones de décharge de fluides correspondant à de l'eau de mer modifiée par réaction avec les roches constituant la croûte océanique.

Des dépôts de sulfures massifs et des sédiments métallifères ont en effet été observés à l'axe des dorsales rapides (E.P.R. 21, 13°N et 20°S, FRANCHETEAU *et al.*, 1979; HEKINIAN *et al.*, 1983; RENARD *et al.*, 1985) ou lentes (M.A.R., champ T.A.G. et à 24°N, RONA, 1985; DETRICK *et al.*, 1987), ainsi qu'en position hors-axe associés à des seamounts situés à plusieurs kilomètres de la ride E.P.R. (HEKINIAN et FOUQUET, 1985; ALT *et al.*, 1987). Les dépôts hydrothermaux peuvent aussi être formés d'argiles vertes ou d'oxydes comme dans le cas des monts des Galapagos (HONNOREZ *et al.*, 1981).

Des sédiments métallifères ont également été échantillonnés dans des zones très éloignées de dorsales actives telles la dépression de Bauer (Mc MURTRY et YEH, 1981) ou la zone DOMES C, associés dans ce dernier cas à une circulation hydrothermale liée au réseau de failles Clarion-Clipperton (BISCHOFF et ROSENBAUER, 1977).

Il apparaît ainsi qu'une partie non négligeable de la croûte océanique actuelle est soumise à une interaction avec l'eau de mer. De surcroît cette interaction semble avoir été un phénomène important à l'échelle des temps géologiques comme en témoigne la présence de nombreux dépôts hydrothermaux dans des portions de croûte océanique d'âges variés (FRANKLIN *et al.*, 1981).

L'ensemble de ces observations, effectuées au niveau de la croûte océanique actuelle et fossile, ainsi que les modèles thermiques (LISTER, 1972; 1982; WOLERY et SLEEP, 1976; PARMENTIER et SPOONER, 1978; SLEEP et WOLERY, 1978; FEHN et CATHLES, 1979; FEHN, 1986) suggèrent que la circulation d'eau de mer se fait de façon convective au niveau de deux types de cellule de convection. Une circulation active, stationnaire, se développerait au niveau de la zone d'extrusion axiale en liaison avec le fort gradient géothermique existant à cet endroit. Cette convection s'applique à des fluides de haute température (300°C-400°C) dont les flux sont importants. Une circulation passive, liée au refroidissement progressif de la lithosphère, a été envisagée dans le reste de la croûte océanique. Les cellules de convection ne sont plus dans ce cas stationnaires mais se déplacent en même temps que la plaque lithosphérique. Les températures des fluides sont plus basses que celles des fluides de la cellule axiale (100-200°C) et l'interaction eau-roche se fait dans des rapports volume d'eau/volume de roche plus importants que dans le premier type de convection.

B - TERMINOLOGIE UTILISEE POUR CARACTERISER LES RECRISTALLISATIONS AFFECTANT LES ROCHES DE LA CROUTE OCEANIQUE

1. Définition du métamorphisme ou de l'altération hydrothermale océanique et de l'altération océanique de basse température

MEVEL (1984) définit le métamorphisme océanique comme l'ensemble des recrystallisations affectant les roches de la croûte océanique après leur cristallisation magmatique, à l'exception de l'altération à basse température.

Il existe plusieurs définitions et terminologies réservées à ce type d'altération qui sont résumées dans les thèses de MEVEL (1984) et LAVERNE (1987).

Pour CANN (1979), la limite supérieure de l'altération à basse température (type "brownstone" ou altération oxydante) se situe entre 50° et 100°C. Au-dessus de cette dernière température apparaît le faciès Zéolite.

Pour ELTHON (1981), la limite supérieure de l'altération à basse température se situe à 230°C. Au-delà, commence le faciès Schistes Verts.

Pour HONNOREZ (1981), le domaine de l'altération "basse température" est compris entre la température de l'eau du fond des océans et la température de cristallisation des minéraux typiquement métamorphiques tels les laumontite, wairakite, yugawaralite et chlorite. Cette définition de l'altération à basse température concerne donc le domaine de la diagenèse et le début du faciès Zéolite.

Pour MEVEL (1984), c'est la température à laquelle a lieu l'inversion du comportement du potassium qui constitue la frontière entre les phénomènes de basse température et le métamorphisme proprement dit. Les travaux expérimentaux (SEYFRIED et BISCHOFF, 1979) et l'étude d'échantillons naturels ont montré qu'au-dessous de 70°C, les roches ont tendance à s'enrichir en potassium alors qu'au-dessus de 150-200°C, cet élément a tendance à être lessivé.

LAVERNE (1987) préfère le terme d'altération océanique de basse température pour désigner les processus affectant les roches sous l'effet de l'eau de mer afin de bien souligner la nature des fluides réagissant avec les basaltes (fluide de type eau de mer versus fluide d'origine hydrothermale). Ce terme garde, vis-à-vis des gammes de températures de réaction, la même signification que dans la définition d'HONNOREZ. Cet auteur préfère également la dénomination d'altération hydrothermale à celle de métamorphisme océanique sous laquelle ont été regroupés les phénomènes de haute température, ceci car les recrystallisations ont lieu sous très faible pression et sous l'effet de la circulation de fluides chauds d'origine profonde.

C'est le vocabulaire proposé par ce dernier auteur qui sera employé dans le reste de ce travail. Le terme altération océanique de basse température sera utilisé pour caractériser les processus de recrystallisations à basse température où l'eau de mer non modifiée joue un rôle dominant. Celui d'altération hydrothermale sera appliqué quand le fluide à l'origine des recrystallisations est une eau de mer dont la composition a été modifiée par une interaction préalable avec l'encaissant. Dans ce cas, les recrystallisations ont généralement lieu à des températures supérieures à 150°C, température qui correspond approximativement à l'inversion du comportement du potassium.

2. Utilisation de la notion de faciès pour caractériser les assemblages secondaires se développant dans la croûte océanique

Pour caractériser les assemblages minéralogiques se développant dans les divers horizons de la croûte océanique et des ophiolites, bon nombre d'auteurs ont appliqué la notion de faciès définie dans le métamorphisme régional. Cette notion est a priori délicate à utiliser dans le cas de l'étude de matériel océanique car les recrystallisations y sont généralement incomplètes et un même échantillon porte souvent l'empreinte de plusieurs stades d'altération ayant eu lieu à des températures différentes.

Cette terminologie sera cependant appliquée aux roches étudiées dans ce travail, qui comme on le verra sont dans leur ensemble fortement recrystallisées, pour caractériser la paragenèse dominante de chaque unité de l'ophiolite représentée au niveau du bloc de Salahi.

L'estimation des températures de recrystallisation de ces roches sera effectuée en utilisant les diagrammes pétrogénétiques de LIOU *et al.* (1985) et les données expérimentales de MOODY *et al.* (1983) concernant la transition entre les faciès Schistes verts et Amphibolites à basse pression dans les roches basiques (fig 69).

C - OBJECTIFS DE L'ETUDE

Les travaux portant sur les ophiolites (COISH, 1977; STERN et ELTHON, 1979; EVARTS et SCHIFFMANN, 1983), ont mis en évidence une certaine zonéographie dans la répartition des phases secondaires. Les assemblages de plus haute température ont en effet tendance à ne se développer que dans les zones les plus profondes, telles les parties plutoniques plutôt que dans les laves coiffant ces complexes. Cette zonéographie est semblable à celle observée dans la croûte océanique actuelle. Cependant, les ophiolites sont généralement constituées de roches plus intensément recrystallisées que les échantillons océaniques, vraisemblablement car ces complexes sont souvent affectés par une phase de métamorphisme régional dont les effets se

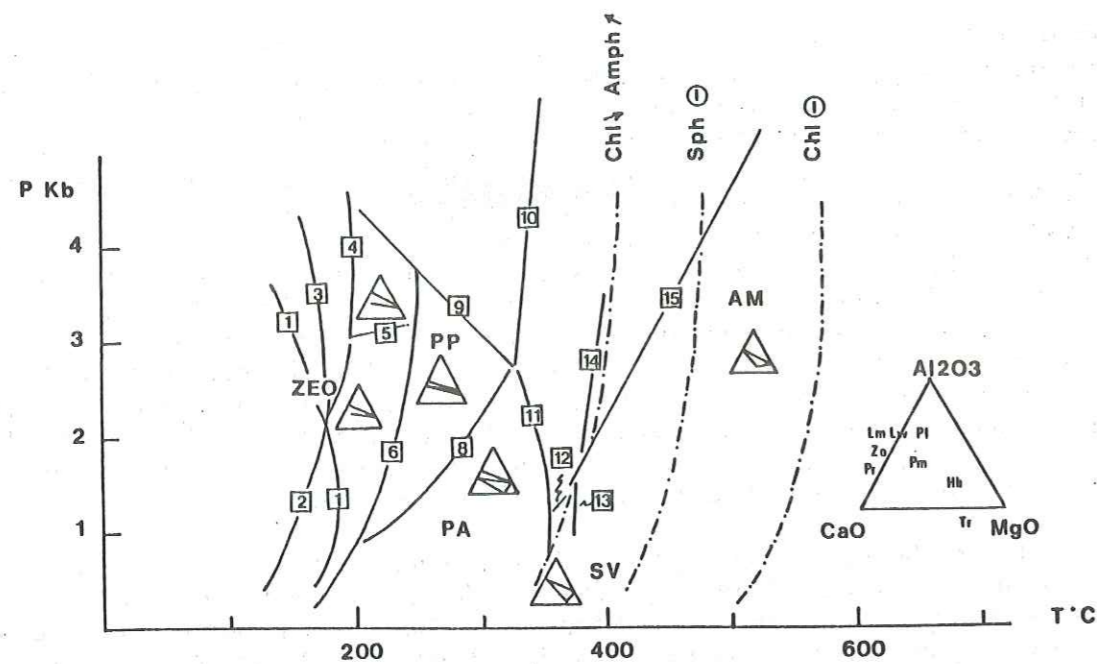


Fig 69: Grille pétrogénétique Pression - Température de LIOU et al. (1985). ZEO= faciès Zéolite, PP= faciès Prehnite - Pumpellyite, Pr A= faciès Prehnite - Actinote, SV= faciès Schistes Verts. Les paragenèses caractéristiques des différents faciès ont été illustrées dans les triangles. Les courbes univariantes correspondent aux réactions suivantes.

1. Analcite + Quartz =====> Albite + fluide
 2. Stilbite =====> Laumontite + fluide
 3. Stilbite =====> Heulandite + fluide
 4. Heulandite =====> Laumontite + Quartz + fluide
 5. Laumontite =====> Lawsonite + Quartz + fluide
 6. Laumontite + Pumpellyite =====> Zoïsite + chlorite + Quartz + fluide
 7. Laumontite + Prehnite =====> Zoïsite + Quartz + fluide
 8. Pumpellyite + Quartz =====> Zoïsite + Prehnite + chlorite + fluide
 9. Yugalarawite =====> Wairakite + Quartz + fluide
 10. Pumpellyite + Chlorite + Quartz =====> Zoïsite + Trémolite + fluide
 11. Prehnite + Chlorite + Quartz =====> Zoïsite + Trémolite + fluide
 12. Zoïsite + Chlorite + Albite + Quartz =====> Olivine + Trémolite + fluide
 13. Olivine + Trémolite + Chlorite =====> Hornblende + Albite + fluide
 14. Zoïsite + Chlorite + Trémolite + Quartz =====> Hornblende + fluide
 15. Zoïsite + Chlorite + Albite + Quartz =====> Olivine + Hornblende + Fluide.
- Les courbes en traits - points illustrent, à températures croissantes, le remplacement de la chlorite par l'amphibole, la disparition du sphène et de la chlorite d'après MOODY et al. (1983).

superposent à ceux de l'altération océanique (EVARTS et SCHIFFMANN 1983; ELTHON, 1981).

L'ophiolite de Semail présente l'avantage de ne pas avoir été soumise à une telle phase tardive de métamorphisme régional. Elle est caractérisée par contre, ainsi qu'il a été souligné dans la première partie de ce travail, par une histoire magmatique polyphasée illustrée au niveau du bloc de Salahi par trois événements principaux. L'histoire hydrothermale de cette portion de croûte sera donc vraisemblablement plus compliquée que celle rencontrée au niveau d'une croûte océanique formée à l'axe d'une ride actuelle.

Cette seconde partie est consacrée à l'histoire hydrothermale de la partie supérieure du bloc de Salahi. Celle-ci est démêlée au travers de l'analyse de la

répartition des phases secondaires et des variations de leur composition. L'étude concerne la zone comprise entre le sommet des gabbros isotropes, affleurant dans le wadi Salahi, et le toit de la séquence volcanique, constituée par les coulées du volcanisme 3. Un des chapitres de cette étude est consacré aux échantillons minéralisés de l'indice sulfuré de Zuha.

Au terme de cette analyse, une comparaison est effectuée avec la répartition des phases secondaires observées dans la croûte océanique actuelle, avec une référence particulière au forage 504B effectué dans l'océan Pacifique. Les leçons tirées de l'ensemble de cette étude permettent de proposer un type d'évolution dans le temps et dans l'espace du système hydrothermal se développant dans la partie supérieure du bloc de Salahi.

II - LES ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES SECONDAIRES SE DÉVELOPPANT DANS LES GABBROS ISOTROPES ET LES DIABASES DU COMPLEXE FILONIEN DU WADI SALAHI

L'ensemble des échantillons prélevés dans le wadi Salahi du sommet des gabbros isotropes à l'interface complexe filonien-laves a été positionné sur la figure 70. Les assemblages secondaires qui se développent dans ces échantillons sont résumés sur le tableau 3.

A - LES GABBROS ISOTROPES

Les échantillons de gabbros isotropes correspondant aux numéros CWS 12, 1 et 2. CWS12 et 14 ont été prélevés au même endroit. Ces échantillons proviennent du sommet de la séquence plutonique. Ils sont, comparés aux dykes et aux laves, très peu recristallisés.

Ils présentent la paragenèse secondaire suivante: albite + hornblende + actinote + chlorite + épidote + sphène + sulfures ± laumontite ± mésolite.

Les amphiboles secondaires de type hornblende verte et actinote se développent à partir des clinopyroxènes ou des amphiboles brunes tardi-magmatiques de type pargasite. Elles sont souvent étroitement associées à la chlorite (Planche XI, Photo 1). On observe en effet fréquemment des agrégats de ces produits pseudomorphosant pyroxènes ou pargasites avec développement au coeur de chlorite et à la périphérie d'actinote.

L'épidote est, dans les gabbros étudiés, un minéral secondaire relativement rare. Elle a été observée en veines et entre les lattes de plagioclases.

La prehnite a par contre fréquemment été rencontrée dans ce type de roche. Elle y est systématiquement présente en veine, le plus souvent monominérale ou bien associée à l'épidote (Planche XI, Photo 2).

Le sphène accompagne souvent la chlorite ou bien s'observe en agrégats à la périphérie de la titanomagnétite. Quelques rares sulfures disséminés sont également présents. Il s'agit de pyrite et de chalcopryrite toujours associées à de la chlorite.

Les zéolites laumontite et mésolite ont été observées en veine (Planche XI, Photo 3). La laumontite est également poecilitique englobant des bouquets d'amphiboles et de plagioclases.

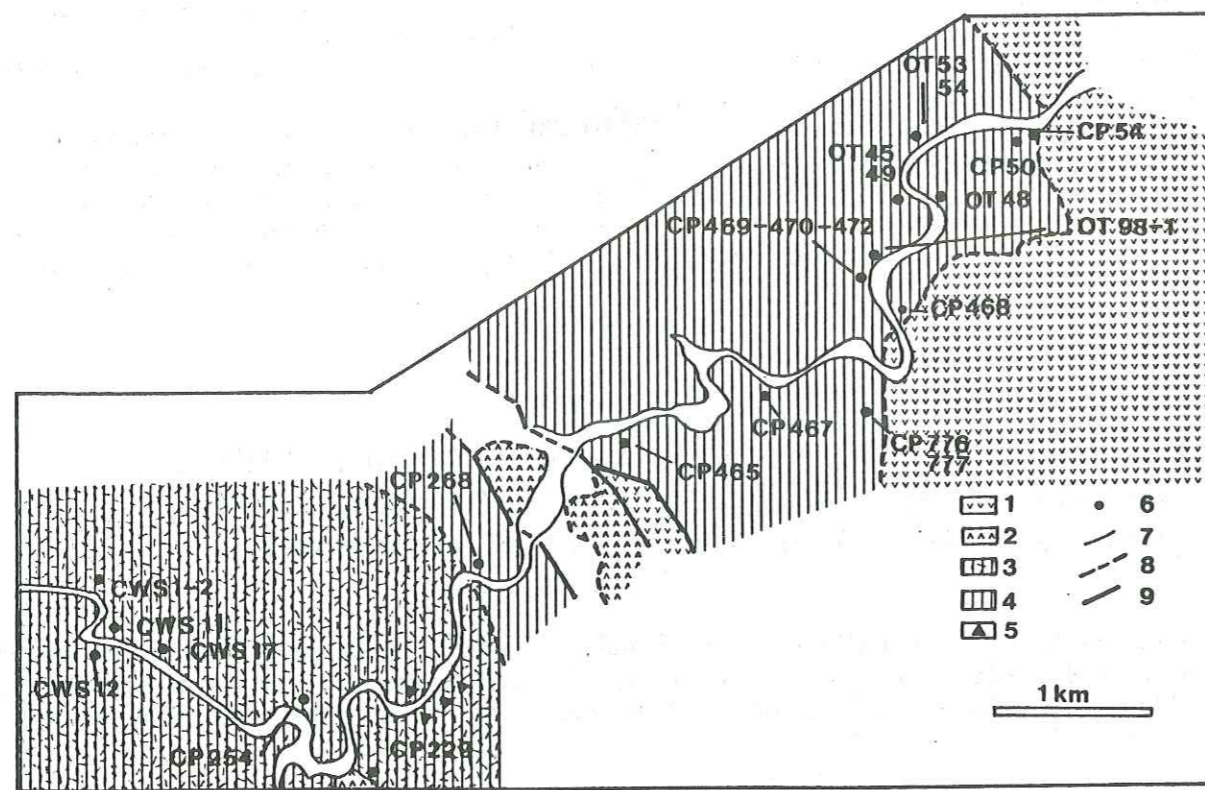


Fig 70: Carte géologique du wadi Salahi où sont localisés les échantillons étudiés.
 Légende de la carte: 1) volcanisme 1, 2) intrusions liées au magmatisme 2, 3) zone de transition gabbros isotropes - complexe filonien, 4) complexe filonien, 5) brèche magmatique, 6) localisation des échantillons étudiés, 7) fond du wadi Salahi, 8) contact géologique, 9) faille.

Les gabbros isotropes présentent ainsi des reliques de phases de haute température, les hornblendes développées dans les conditions du faciès Amphibolite à Transitionnel défini par MOODY *et al.* (1983) associées à une paragenèse de plus basse température à albite + chlorite + actinote + sphène formée dans les conditions du faciès Schistes Verts. Prehnite et zéolites sont des phases tardives.

B - LE COMPLEXE FILONIEN

L'assemblage secondaire le plus communément observé dans une diabase du complexe filonien est : quartz + albite + actinote + chlorite + épidote + prehnite + sphène + sulfures. De la pumpellyite a été observée dans certains dykes.

Le plagioclase magmatique est quasiment systématiquement albitisé. Dans un seul échantillon provenant de la base du complexe filonien CWS11, du plagioclase calcique, An₃₂, a été analysé.

L'actinote est l'amphibole la plus fréquemment observée en pseudomorphose du clinopyroxène. Elle est souvent partiellement rétrotransformée en chlorite ce qui rend son analyse délicate (Planche XI, Photo 4).

Chlorite, épidote et prehnite sont souvent associées en agrégats entre les lattes des plagioclases, agrégats au coeur desquels s'observe du quartz.

L'épidote apparaît également en granules sur le plagioclase. Ce minéral est aussi présent en veine accompagné ou non de prehnite mais toujours associé aux sulfures. Prehnite, épidote, quartz et sphène constituent la paragenèse des dykes épidotisés (épidosites).

Le sphène se développe dans les diabases à partir de la titanomagnétite. Sulfures, pyrite et chalcopryrite, sont associés, dans les veines, à l'épidote et la prehnite et dans la matrice à ces mêmes minéraux et à la chlorite.

L'ensemble de ces phases s'est formé dans les conditions du faciès Schistes Verts à Prehnite - Amphibolite de LIOU *et al.* (1985), c'est-à-dire entre 250 et 400°C.

Les dykes 2 (CP776-472-OT53) présentent une paragenèse secondaire à quartz + albite + chlorite + épidote + prehnite + laumontite + sphène. La présence dans la matrice des diabases de laumontite, minéral dont le champ de stabilité à 1 Kbar est compris entre 150 et 250°C (LIOU, 1971) suggère que ces dykes ont été recristallisés dans les conditions des faciès Prehnite - Pumpellyite à Zéolite.

Ech.	Lith.	Cpx	An	Ab	Hb	Act	Chl	Ep	Pr	Zeo	Sph	Arg	Sulf	Q
CP54	L	+		+			+					+		+
CP50	D			+			+	+	+		+		+	+
CP468	D			+			+	+			+			+
CP777	D	+		+			+	+	+		+			+
CP776	D2	+		+			+	+	+	+	+			+
OT98-1	D	+		+		+	+	+	+		+	+		+
CP469	D	+		+			+	+	+		+			
CP470	D	+		+			+	+	+		+		+	
CP472	D2	+		+			+	+		+	+			
OT45	D			+		+	+	+			+	+	+	+
OT54	D	+		+		+	+	+	+		+	+	+	+
OT53	D2	+		+			+	+	+	+	+		+	+
OT49	D			+		+	+	+	+		+		+	+
OT48	D			+		+	+	+			+			
CP467	D			+			+	+	+		+		+	
CP465	D	+		+		+	+	+	+		+		+	
CP268	D	+		+		+	+	+	+		+			+
CWS229	V							+					+	
CP254	V					+	+	+			+		+	+
CWS2	G	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+
CWS1	D	+	+	+		+	+	+	+	+	+			
CWS12	G	+	+	+	+	+	+		+				+	
CWS14	G	+	+	+	+	+	+		+	+	+		+	
CWS11	D		+	+	+	+			+				+	
CWS17	E							+	+		+			

Tableau 3. Assemblages secondaires observés dans les gabbros isotropes et le complexe filonien du wadi Salahi. La persistance de reliques de clinopyroxènes ou plagioclases calciques magmatiques a été soulignée.
 Légende du tableau: Ech., échantillon; Lith., lithologie (L= lave, D= diabase, V= veine, E= épidosite, G= gabbro); Cpx, clinopyroxène; An, plagioclase calcique; Ab, albite; Hb, hornblende; Act, actinote; Chl, chlorite; Ep, épidote; Pr, prehnite; Zeo, zéolite; Sph, sphène; Arg, interstratifié chlorite - smectite; Sulf, sulfures (pyrite et chalcopryrite).

C - COMPOSITION DES PHASES SECONDAIRES

1. L'amphibole

Ce minéral présente la formule structurale suivante:
 $A_{0-1} M4_2 M1-2-3-5 Z_8 O_{22} (OH, F, Cl)_2$.

Dans les sites Z se placent les ions Si et Al, dans les sites M1-2-3 les ions Al, Ti, Cr, Fe³⁺, Fe²⁺, Mn, Mg. Dans les sites M4, les ions Mg, Ca et Na et enfin dans le site A, les alcalins Na et K.

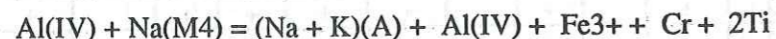
Les analyses d'amphiboles ont toutes été effectuées à la microsonde et de ce fait, le fer est entièrement exprimé sous forme ferreuse. Or, la connaissance de la teneur en fer ferrique est indispensable si l'on veut caractériser correctement ce minéral. En effet, la classification de LEAKE (1978), la plus couramment utilisée, est basée sur la teneur en Si, le rapport Fe/Mg et sur le nombre d'ions Na + K en site A. Or, la teneur en Fe³⁺ influe sur la répartition des autres cations dans les différents sites.

Le calcul de Fe³⁺ dans les amphiboles est plus délicat que dans les autres minéraux car le nombre de cations oscillant entre 15 et 16, on ne sait par rapport à quelle somme normaliser la formule structurale. Diverses méthodes ont été proposées par LEAKE (1977) ou MEVEL (1984). Les amphiboles de ce travail ont été normalisées en utilisant la méthode de LAIRD et ALBEE (1981).

Les cations de la formule structurale sont ainsi soumis à trois types de normalisation:

1. somme Si+Ti+Al+Cr+Fe+Mn+Mg+Ca normalisée à 15 (la totalité du sodium et du potassium est considérée comme contenu dans le site A)
2. somme Si+Ti+Al+Cr+Fe+Mn+Mg+Ca+Na normalisée à 15 (le site A ne contient que du potassium)
3. somme Si+Ti+Al+Cr+Fe+Mn+Mg normalisée à 13 (il n'y a pas de magnésium dans le site M4 ou de substitution cummingtonitique).

A la suite de ces normalisations, le fer trivalent est calculé par équilibre de charge ($Fe^{3+} = 46 - 46xN$, où N est le facteur normalisateur) et les cations répartis dans les différents sites. Ensuite l'équilibre des charges entre les sites est vérifié par la formule de PAPIKE *et al.* (1974) :



Dans le cas des amphiboles étudiées, la normalisation 3 donne toujours une valeur du fer ferrique qui est négative. La normalisation 2, satisfait rarement le critère de PAPIKE. *et al.* Par contre, la normalisation 1 est dans un grand nombre de cas satisfaisante et c'est celle-ci qui sera retenue quand plusieurs possibilités seront offertes. Dans le cas où cette normalisation doit être rejetée, tout le fer est considéré comme ferreux (normalisation 0 sur les tableaux d'analyses, annexe 6).

Les amphiboles des gabbros et des diabases du complexe filonien sont d'après LEAKE (1979) des amphiboles calciques, Ca (M4) > 1.34.

Les amphiboles brunes des gabbros interprétées comme tardi-magmatiques ont des compositions de pargasites ou de hornblendes pargasitiques (fig 71) ; leurs teneurs en titane sont élevées, comprises entre 2.5 et 3.6%.

Les amphiboles secondaires des gabbros et des dykes ont, elles, des compositions qui oscillent entre celles d'actinote et de hornblende, évolution qui se fait parallèlement à la droite matérialisant la substitution pargasitique Al(IV), Na+K (A) - Si (IV). Les amphiboles dont les points représentatifs sont situés en dehors de cette lignée ont souvent subi une rétro-morphose partielle en chlorite s'illustrant par des teneurs en aluminium anormalement élevées par rapport aux alcalins.

On remarquera l'absence le long de cette lignée d'amphiboles de type hornblende édenitique ou édenite qui sont les amphiboles caractéristiques du faciès Amphibolite supérieur.

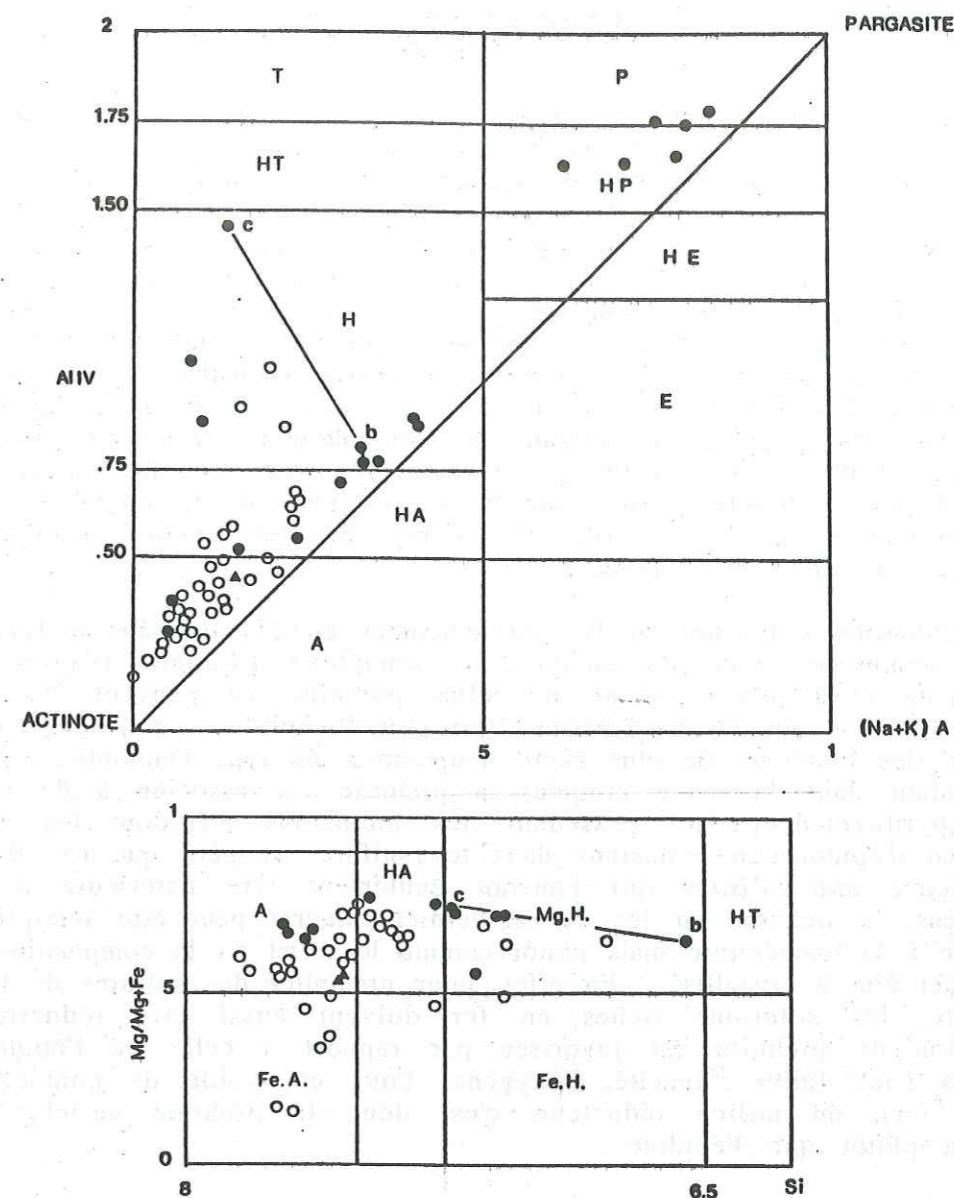


Fig 71: Compositions des amphiboles analysées dans les gabbros (cercles pleins), les dykes du complexe filonien (cercles creux) et les laves supérieures du volcanisme 2 (triangle). T= Tschermakite, HT= Hornblende Tschermakitique, H= Hornblende, HA= Hornblende actinolitique, A= Actinote, P= Pargasite, HP= Hornblende pargasitique, HE= Hornblende édenitique, E= Edenite, FeA= Ferro actinote, MgH= magnésio-hornblende, FeH= Ferro-hornblende. C: analyse de coeur, B: analyse de bord.

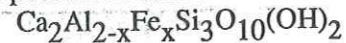
L'ensemble de ces amphiboles présente des caractéristiques d'amphiboles de basse pression :

- Al(IV) > Al(VI) (RAASE, 1974; LAIRD et ALBEE, 1981)
- teneurs en sodium faibles (BROWN, 1977)

En ce qui concerne les alcalins, les teneurs en potassium sont faibles, généralement inférieures à .20% K₂O, très en dessous des teneurs en sodium.

2. La prehnite

Ce minéral possède la formule structurale suivante:



Les formules structurales des prehnites analysées dans l'ensemble de la séquence extrusive et dans les quelques échantillons de gabbros ont été calculées sur 22 oxygènes avec la totalité de leur fer exprimé sous forme ferrique (annexe 7).

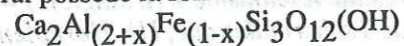
Dans les gabbros, les prehnites ont des rapports $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{IV}}$ qui varient entre 0 et .18 et dans les dykes entre .06 et .48. Les valeurs de ces rapports ont été reportées en fonction de la profondeur à laquelle chaque échantillon a été prélevé sur la figure 72. On y a distingué les prehnites analysées dans les veines (V), celles associées à des sulfures (S), celles analysées dans des épidosites (Ep) de celles analysées dans la masse des dykes. Si l'on ne considère que ces dernières ainsi que celles analysées dans les gabbros, on remarque que les prehnites du sommet de la coupe ont tendance à être plus riches en fer que celles de la base. Ce changement progressif de composition peut s'interpréter en terme de décroissance de la température des fluides et/ou d'augmentation de la fugacité d'oxygène en accord avec les travaux expérimentaux de LIOU *et al.* (1983).

Des prehnites à teneurs en fer anormalement élevées ont été analysées dans une veine recoupant un dyke du sommet du complexe filonien. D'après les travaux expérimentaux cités précédemment, de telles prehnites ne peuvent être en équilibre avec des minéraux du faciès Schistes Verts ou Prehnite - Pumpellyite mais le sont plutôt avec des minéraux de plus basse température de type laumontite.

Cependant dans la veine étudiée, la prehnite est associée à de l'épidote. Des sulfures (pyrite+chalcopyrite) possédant des inclusions d'épidote les accompagnent. La présence d'épidote en inclusions dans les sulfures suggère que ce silicate est une phase précoce anté-sulfures qui pourrait également être antérieure à la prehnite. Dans ce cas, la richesse en fer de ce dernier minéral peut être interprétée non pas comme liée à la température mais plutôt comme le reflet de la composition du fluide à partir duquel elle a cristallisé. En effet, pour précipiter des sulfures de type pyrite et chalcopyrite, les solutions riches en fer doivent aussi être réductrices. Or, la cristallisation de prehnite est favorisée par rapport à celle de l'épidote dans les expériences sous faible fugacité d'oxygène. Pour un fluide de composition donnée (riche en fer), en milieu réducteur, c'est donc la prehnite enrichie en fer qui cristallisera plutôt que l'épidote.

3. L'épidote

Ce minéral possède la formule structurale suivante:



Les formules structurales des épidotes analysées dans l'ensemble de la séquence extrusive et dans les gabbros ont été calculées sur 12.5 oxygènes avec l'ensemble de leur fer exprimé sous forme ferrique (annexe 8).

Les teneurs en pistachite des épidotes des gabbros oscillent entre .14 et .24. Celles des épidotes des diabases entre .18 et .32. Les teneurs en pistachite les plus élevées ont été enregistrées dans les épidotes des veines et dans celles des échantillons à sulfures. On ne note pas d'évolution systématique des teneurs en pistachite avec la profondeur (fig 72).

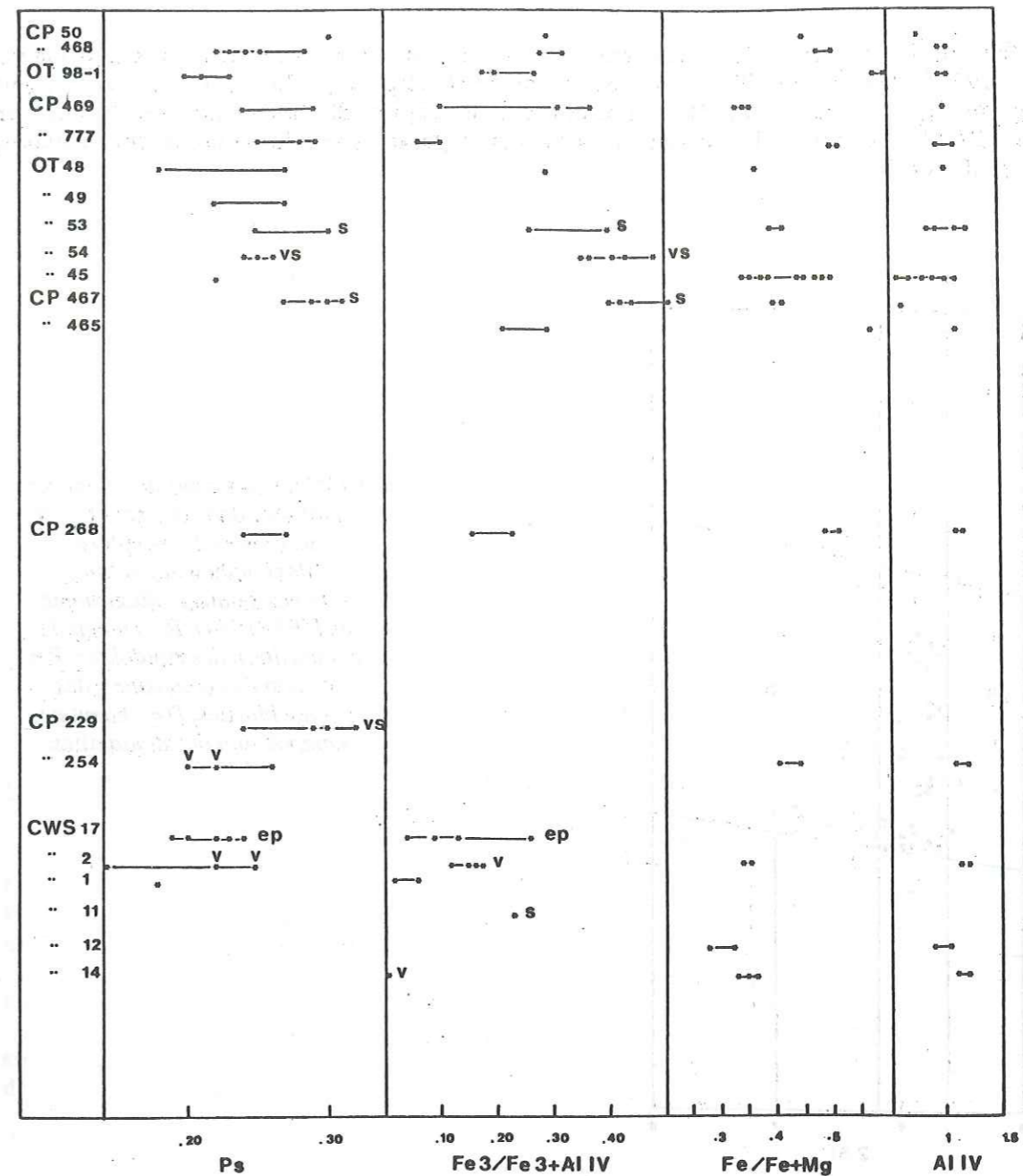
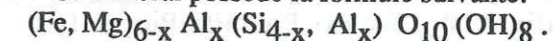


Fig 72: Composition des épidotes (pourcentages en pistachite), des prehnites (rapports $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{IV}}$) et des chlorites analysées dans des dykes du complexe filonien et des gabbros, reportées en fonction de la profondeur à laquelle les échantillons ont été prélevés. Minéral analysé dans une veine (V), associé à des sulfures (S) ou dans des épidosites (ep); sans annotation, minéral analysé dans la masse de la roche.

4. La chlorite

Ce minéral possède la formule suivante:



Les formules structurales présentées dans ce travail ont toutes été calculées sur la base de 28 oxygènes (annexe 9).

Les chlorites analysées dans les gabbros et les dykes ont d'après la classification de HEY (1954) des compositions de pycnochlorites (fig 73). Les valeurs du rapport Fe/Fe+Mg de ces minéraux ont été reportées sur la figure 72 ainsi que les teneurs en aluminium IV de ce minéral. Aucun de ces deux paramètres de composition n'évolue avec la profondeur.

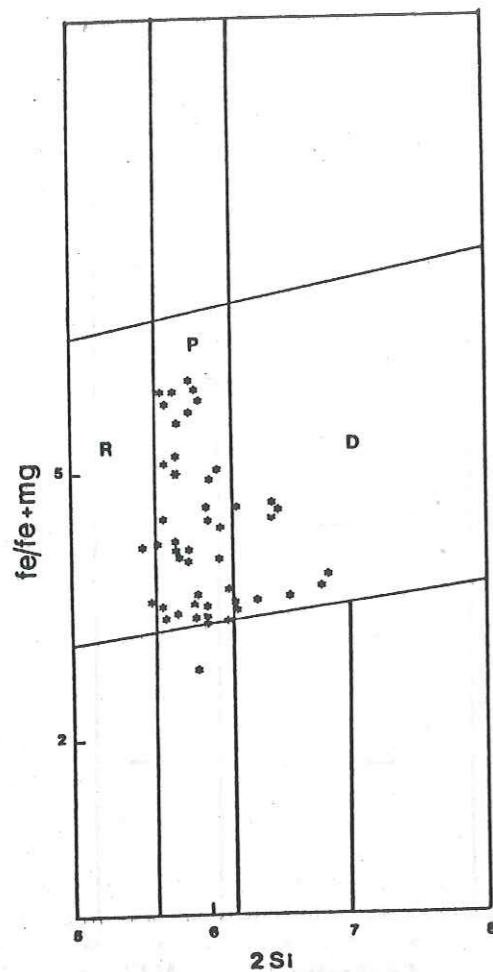


Fig 73: Compositions des chlorites analysées dans des gabbros et des dykes du complexe filonien du wadi Salahi, reportées dans le diagramme de HEY (1954). R= champ de composition des ripidolites, P= champ de composition des pycnochlorites, D= champ de composition des diabantites.

D - CONCLUSION

Les gabbros présentent des indices de recristallisation dans les conditions du faciès Amphibolite et de rétro-morphoses dans les conditions du faciès Schistes Verts. Ils présentent également des témoins d'une phase hydrothermale tardive de basse température illustrée par des veines de prehnite et de zéolites.

La paragenèse dominante du complexe filonien s'est formée dans les conditions du faciès Schistes Verts. Les dykes 2 ont par contre été recristallisés à plus basse température dans les conditions du faciès Prehnite-Pumpellyite à Zéolite.

Le peu d'évolution observée dans les compositions des chlorites et des épidotes suggère que ces dernières ont été tamponnées. Les compositions des prehnites montrent une légère évolution liée à une diminution de la température vers le sommet du complexe filonien et/ou à une augmentation de la fugacité d'oxygène.

III - LES ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES SECONDAIRES SE DÉVELOPPANT DANS LA SÉQUENCE VOLCANIQUE DU BLOC DE SALAHI

A - LE VOLCANISME 1

Les laves en coussins et les coulées massives du volcanisme 1 sont caractérisées par l'assemblage secondaire suivant: quartz + albite + chlorite + épidote + sphène + sulfures (pyrite + chalcoppyrite) ± prehnite ± Pumpellyite ± actinote ± stilbite ± calcite.

Les basaltes échantillonnés au niveau des failles méridiennes qui jalonnent l'indice sulfuré de Zuha ont été entièrement transformés en l'assemblage épidote + sphène + pyrite (rare), (Planche XII, Photo 1). De même, les laves échantillonnées aux abords des intrusions au niveau du wadi Forest ont été totalement recristallisées en l'assemblage épidote + prehnite + quartz + sphène.

L'actinote est peu abondante. Elle est présente en agrégats de cristaux tabulaires dans certaines zones dévitrifiées des coussins.

L'ensemble de ces laves montre un plagioclase albitisé.

Chlorite, épidote et quartz se développent dans la masse des échantillons ou occupent des vésicules. La chlorite est présente à la périphérie de celles-ci accompagnée de quartz tandis que l'épidote en occupe généralement le centre (Planche XII, Photo 2). Ce minéral est assez rarement un produit d'altération du plagioclase. Cette phase est, par contre, souvent présente en veines à partir desquelles elle peut progressivement envahir le basalte spilitisé (à albite + chlorite + quartz).

Le sphène est associé à la déstabilisation de la titanomagnétite.

La prehnite est rare. Un seul échantillon, CP81, ramassé à proximité de la mine de Lasail dans le wadi Jizi (fig 7) est très riche en prehnite qui est accompagnée alors de Pumpellyite. La Pumpellyite a aussi été rencontrée dans deux échantillons prélevés au niveau du bloc de Salahi dans des vésicules, accompagnée d'épidote et de quartz.

Une zéolite, la stilbite, a été observée dans un échantillon, associée à de la calcite au centre d'une vésicule bordée de chlorite.

La calcite est d'une manière générale peu abondante sauf dans les échantillons du sommet du volcanisme 1. Elle apparaît dans tous les cas en veines tardives ou comme la dernière phase scellant les vésicules.

En résumé, on retiendra les points suivants :

- Dans l'ensemble des laves V1 se développe une paragenèse à quartz + albite + chlorite + épidote + sphène + sulfures accompagnée de rares actinotes formée dans les conditions du faciès Prehnite - Pumpellyite.
- Une phase d'épidotisation postérieure au développement de la paragenèse précédente a été enregistrée par ces laves. Cette phase s'exprime particulièrement bien dans les échantillons prélevés aux abords de l'indice sulfuré de Zuha et au voisinage des intrusions qui alimentent le volcanisme 2.
- Une ou plusieurs phases hydrothermales illustrées par les veines de calcite et la formation de stilbite ont également été enregistrées par ces laves. Ces phases sont postérieures à celle qui est à l'origine de la paragenèse à quartz + albite + chlorite + épidote + sphène + sulfures. Les relations entre ces phases à calcite et à stilbite et la phase d'épidotisation seront précisées ultérieurement.

B - LE VOLCANISME 2

1. Les laves primitives de la base du volcanisme 2

Localement, les premières émissions du volcanisme 2 sont représentées par des coulées et des sills de composition primitive (fig 24, C). Ces coulées possèdent l'assemblage minéralogique secondaire suivant : albite + chlorite + prehnite + épidote + calcite + sphène + actinote + laumontite + sulfures (pyrite et chalcoppyrite).

L'actinote est rare. Elle a été observée associée à des sulfures oxydés dans un échantillon prélevé aux abords des intrusions. Ce minéral est accompagné de chlorite et d'épidote.

Albite, chlorite, prehnite, et calcite sont les phases secondaires principales observées dans la matrice de ces laves. La chlorite est aussi présente à la bordure des vésicules, souvent accompagnée par du quartz. Prehnite et calcite peuvent localement être très abondantes et littéralement envahir les laves (Planche XII, Photo 3). Ces deux phases sont également présentes dans les vésicules. La calcite cependant, à la différence de la prehnite occupe systématiquement le centre des vésicules. Ce minéral est également présent en veines.

La laumontite a été observée dans un échantillon, scellant des veines à chlorite + prehnite + épidote + sulfures (Planche XII, Photo 4)

Le sphène est présent dans la masse de ces roches en association avec la chlorite.

2. Les coulées supérieures du volcanisme 2

Les laves vésiculaires constituant la suite du volcanisme 2 (fig 24, A, B, C) présentent une paragenèse secondaire différente constituée de quartz + albite + feldspath potassique + chlorite + céladonite + pumpellyite ferrifère + laumontite + stilbite + calcite + sphène + actinote + prehnite + mésolite.

Le plagioclase magmatique est très souvent albitisé. Le feldspath potassique a souvent également été rencontré en pseudomorphose du plagioclase magmatique. Dans les laves riches en plagioclases, un même phénocrystal peut présenter des plages à composition de plagioclase calcique, d'albite et de feldspath potassique.

L'actinote est très rare. Elle a été observée en pseudomorphose de pyroxènes microlitiques.

La chlorite est présente dans la matrice des laves et dans les vésicules.

La céladonite se développe en petits bouquets sur d'anciennes plages vitreuses et à la périphérie des vésicules. Elle se situe alors en position plus externe que la chlorite (Planche XIII, Photo 1)

L'ensemble de ces laves est riche en pumpellyite montrant en lumière naturelle un pléocroïsme jaune mordoré à vert caractéristique de la pumpellyite ferrifère (COOMBS, 1953). Ce minéral se présente à la bordure des vésicules en petites touffes (forme d'oursin) ou en amas fibroradiés (Planche XIII, Photos 2-3). Cette phase est également fréquente en pseudomorphose des phases magmatiques telles notamment l'olivine dans les coulées primitives récurrentes, mais aussi le pyroxène ou le plagioclase accompagné très souvent dans les trois cas de chlorite et de céladonite. La pumpellyite semble également se développer, comme la céladonite, sur d'anciens verres comme le suggèrent certaines structures observées dans la mésostase des laves (Planche XIII, Photo 4). Ce minéral peut localement envahir totalement la masse des coulées. Ces panneaux de coulées très altérés se distinguent sur le terrain par leur patine jaune caractéristique.

La prehnite est nettement moins fréquente que dans les laves primitives de la base. Deux types de prehnites ont en fait été observés. Le premier type se développe en pseudomorphose de plagioclase ou en bordure de vésicules occupées par des zéolites.

Le second a été observé au centre de vésicules bordées de chlorites.

La laumontite est présente dans certains échantillons. Elle est présente dans la masse de quelques laves au centre de bouquets de chlorite (Planche XIV, Photo 1) ou bien en veines, accompagnée de calcite.

La stilbite est la zéolite caractéristique de la partie supérieure du volcanisme 2. Elle est toujours présente en vésicule dont elle occupe le centre, souvent accompagnée de calcite. La calcite peut aussi se présenter en veine sécante sur ces cristaux de zéolites (Planche XIV, Photo 2).

De la mésolite a été observée dans une lame mince à la périphérie d'une vésicule.

Le sphène est omni-présent en altération de la titanomagnétite ou du verre en association avec la céladonite ou la pumpellyite.

Les coulées massives prismatiques affleurant localement à la base de l'ensemble des coulées supérieures du volcanisme 2 (fig 24, B) présentent l'assemblage minéralogique secondaire suivant: quartz + albite + feldspath potassique + sphène.

3. Conclusion

En résumé, les laves primitives de la base du volcanisme 2 sont caractérisées par le développement pénétratif d'une paragenèse qui s'est formée dans les conditions du faciès Prehnite-Pumpellyite. Cependant, à la différence du volcanisme 1, c'est la prehnite et non l'épidote qui est la phase calcique dominante.

Ces laves ont enregistré une phase hydrothermale postérieure au développement de la paragenèse précédente matérialisée par les veines de laumontite et de calcite.

Dans les laves vésiculaires sus-jacentes, se développe tout un cortège de phases qui ont cristallisé à plus basse température (<200°C) phases qui sont les céladonite, pumpellyite ferrifère, laumontite, stilbite et mésolite. Ces phases sont accompagnées d'albite, de chlorite et de sphène et très localement d'actinote.

L'étude de la répartition des minéraux secondaires au niveau des vésicules montre que la stilbite et le second type de prehnite sont les dernières phases à cristalliser. La calcite présente en veines ou au centre des vésicules semble être subcontemporaine de ces dernières.

C - LE VOLCANISME 3

L'ordre d'apparition des phases secondaires se développant dans les laves du volcanisme 3 n'a pu être établi de façon détaillée. En effet, la texture grenue des coulées massives et le caractère peu vésiculaire des coussins fait que les relations entre les différentes phases de recristallisations, s'il en existe plusieurs, sont plus difficiles à mettre en évidence. Les phases suivantes ont été observées: albite + chlorite + céladonite + pumpellyite ferrifère + scolécite + sphène + calcite.

A la différence des laves des autres épisodes, ces volcanites présentent un plagioclase magmatique peu transformé. Par contre, la chlorite est très abondante et se présente sous forme de larges plages de teinte jaune orangé à vert. Celles-ci se développent sur d'anciennes plages vitreuses entre plagioclases et clinopyroxènes ou sur les plagioclases (Planche XIV, Photo 3). La céladonite n'a été observée que dans un seul échantillon.

Une pumpellyite riche en fer optiquement identique à celle observée dans les laves vésiculaires du volcanisme 2 se développe sur les portions vitreuses interstitielles (Planche XIV, Photo 4).

Les zéolites sont fréquentes en altération du verre: de la scolécite a été identifiée. La calcite occupe des veines tardives et le centre des rares vésicules des coussins.

Le sphène s'observe en produit d'altération de la titanomagnétite et en association

avec la chlorite.

Ainsi, les laves du volcanisme 3 sont porteuses d'une paragenèse secondaire qui montre beaucoup d'analogies avec celle se développant dans les laves vésiculaires du volcanisme 2. On y observe des phases telles l'albite, la chlorite et le sphène associées à la céladonite, la pumpellyite ferrifère et les zéolites calciques. La calcite semble, comme dans les épisodes volcaniques précédents, être la dernière phase secondaire à cristalliser.

D - COMPOSITION DES PHASES SECONDAIRES

1. L'amphibole

Les amphiboles en pseudomorphoses de clinopyroxènes observées dans la lave V2, CP83, sont des actinotes. Celles-ci ont une composition analogue à celles des actinotes se développant sur les clinopyroxènes des diabases du complexe filonien (fig 71).

2. La prehnite

Les prehnites analysées dans les laves du volcanisme 1 (OT95-CP81) présentent des rapports $Fe^{3+}/Fe^{3++} AlVI$ qui varient entre .11 et .32.

Celles analysées dans les échantillons de la base du volcanisme 2 (CP751-752-758) présentent des rapports $Fe^{3+}/Fe^{3++} AlVI$ qui sont du même ordre, compris entre .08 et .36.

Dans les laves vésiculaires les prehnites observées en bordure de vésicule (CP83) ou en pseudomorphose du plagioclase (CP462) présentent des rapports $Fe^{3+}/Fe^{3++} AlVI$ variant entre .007 et .18 alors que celles qui cristallisent au centre des vésicules sont caractérisées par des rapports nettement plus élevés, supérieurs à .35.

3. L'épidote

Les teneurs en pistachite des épidotes analysées dans les laves du volcanisme 1 varient entre .21 et .30. Celles des épidotes analysées dans les épidosites échantillonnées aux abords de Zuha sont comprises entre .22 et .36. Dans ce type d'échantillon, un même cristal d'épidote peut présenter des teneurs en pistachite qui varient considérablement et qui sont systématiquement plus fortes au coeur. Une épidote analysée dans l'échantillon CP621, par exemple, présente des teneurs en pistachite qui varient du coeur vers la bordure de .34 à .22. Les épidotes analysées dans les laves de la base du volcanisme 2 ont des teneurs en pistachite analogues, comprises entre .18 et .32.

4. La chlorite

Tout comme dans le complexe filonien et les gabbros, l'étude de ces phases a essentiellement été effectuée à l'aide d'analyses à la microsonde. Les quelques diffractogrammes effectués sur des laves du volcanisme 1 n'ont permis l'individualisation de smectite que dans un seul échantillon. Le reste des analyses met en évidence essentiellement la présence de chlorite accompagnée dans de nombreux cas d'une légère composante d'interstratifiés de type smectite donnant une structure analogue à celle de la corrensite.

Les chlorites analysées dans les laves du volcanisme 1 sont essentiellement des pycnochlorites (fig 74). La fourchette des valeurs du rapport $Fe/Fe + Mg$ de ces phases

est très large variant entre .29 et .58 et du même ordre que celle des chlorites du complexe filonien et des gabbros (.28 à .60).

Les teneurs en manganèse de ces phyllites sont également très variables, comprises entre .21 à 1.24% de MnO. On remarquera cependant que les chlorites les plus riches en MnO sont celles analysées dans les bordures des coulées massives ou des coussins. Les chlorites des coeurs présentent des teneurs en MnO analogues à celles des chlorites du complexe filonien et des gabbros (fig 75).

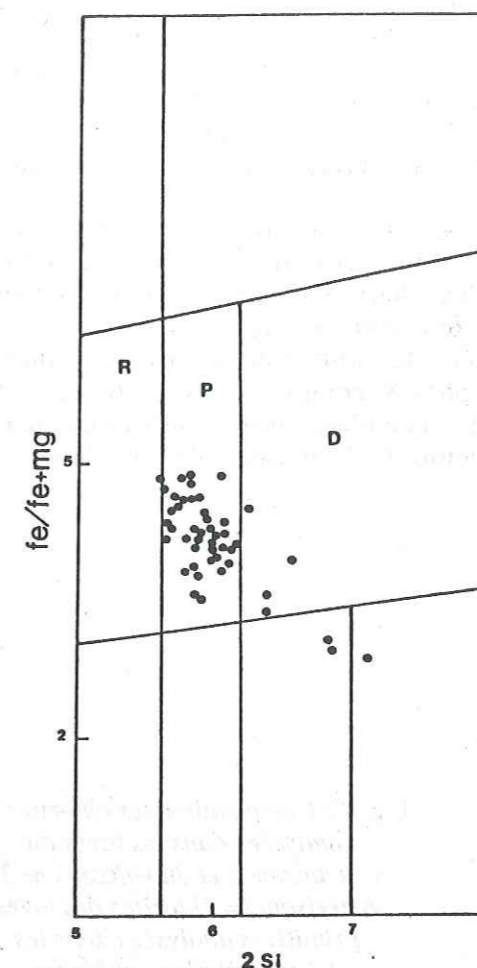


Fig 74: Composition des chlorites analysées dans les laves du volcanisme 1. R= champ de composition des ripidolites, P= champ de composition des pycnochlorites, D= champ de composition des diabantites

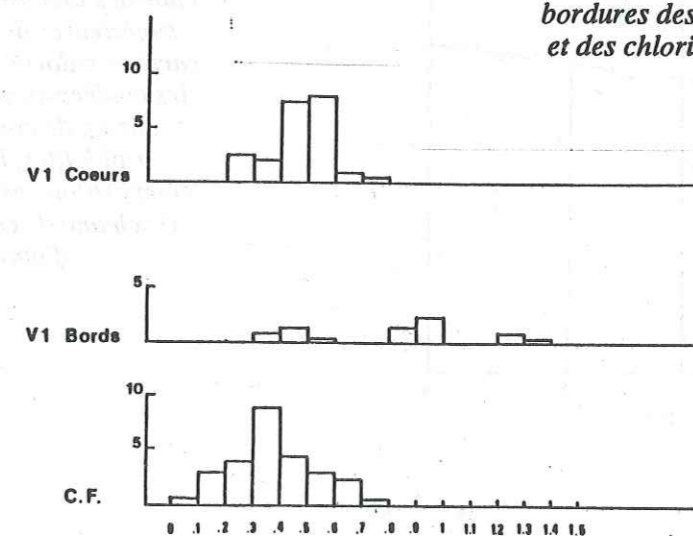


Fig 75: Histogrammes des teneurs en manganèse (en pourcentages de poids d'oxyde MnO) des chlorites analysées dans les coeurs et les bordures des coulées du volcanisme 1 et des chlorites du complexe filonien.

Les chlorites des laves de la base du volcanisme 2 n'ont été analysées que dans un seul échantillon, CP758 (fig 76) où elles sont en pseudomorphoses d'olivine ou bien cristallisent en bordure de veines. Les deux types ont des compositions similaires caractérisées par des teneurs en silice de l'ordre de celles des pycnochlorites mais avec des rapports Fe/Fe + Mg faibles liés vraisemblablement à la composition primitive de l'encaissant. Leurs teneurs en MnO sont également faibles, inférieures à 20% de MnO.

Les chlorites des laves vésiculaires du volcanisme 2 et celles du volcanisme 3 sont essentiellement des diabantites (fig 76). Les chlorites analysées dans des laves V2 présentant des indices de recristallisations à plus haute température (CP83: présence d'amphiboles en pseudomorphoses sur le pyroxène et de prehnite alumineuse) sont des pycnochlorites, tout comme celles analysées dans les dykes 2. Celles se développant sur d'anciens verres dans les coulées du volcanisme 3 ont tendance à être plus ferrifères en liaison probable avec le chimisme de ces laves, plus riches en fer que celles du volcanisme 2 (cf, chapitre 4).

Les phyllites analysées dans les faciès vésiculaires du volcanisme 2 et les laves du volcanisme 3 ont des compositions très voisines. En plus de teneurs en silice et aluminium très semblables, elles possèdent dans les deux cas une certaine teneur en calcium ou potassium suggérant la présence de feuillets de type smectite ou illite interstratifiés dans la trame chloriteuse. Cependant le pôle chloriteux est dominant ainsi que le montrent les teneurs en silice de ces phases comprises entre 28 et 34% de SiO₂. Ces données purement chimiques devraient cependant être confortées par une analyse aux rayons X de la fraction argileuse inférieure à 2 microns de ces laves.

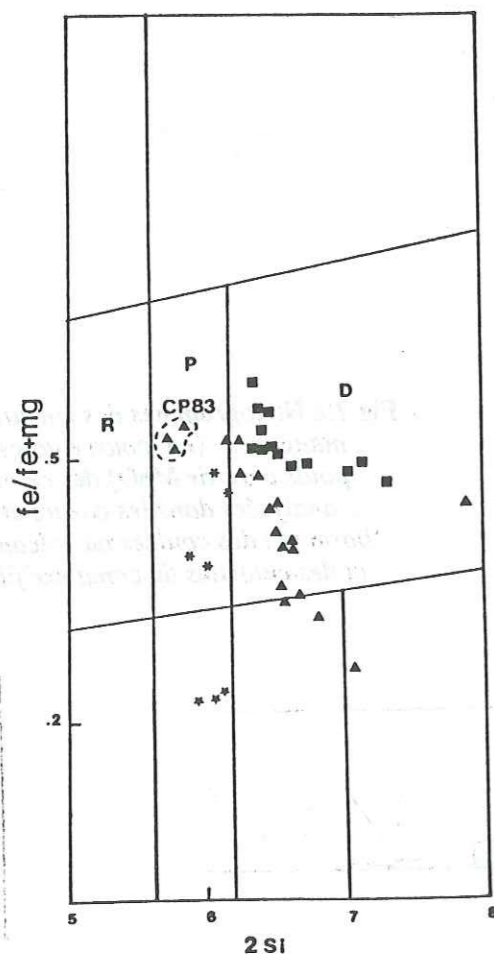


Fig 76: Composition des chlorites analysées dans les laves du volcanisme 2 et du volcanisme 3. Astérisques= chlorites des laves primitives analysées dans les dykes 2, étoiles= chlorites analysées dans les laves primitives de la base du volcanisme 2, triangles= chlorites analysées dans les laves supérieures du volcanisme 2, carrés= chlorites analysées dans les coulées du volcanisme 3. R: champ de composition des ripidolites, P: champ de composition des pycnochlorites, D: champ de composition des diabantites.

5. Conclusion partielle: Caractérisation des conditions de formation des épidotes, prehnites et chlorites observées dans les trois épisodes volcaniques.

. La prehnite

Les compositions des prehnites analysées dans les laves du volcanisme 1 et dans le volcanisme 2 sont semblables à celles analysées dans la croûte océanique en association avec l'épidote et la pumpellyite (MEVEL, 1981) ou des systèmes géothermaux actuels en association avec la wairakite et l'épidote (BIRD *et al.*, 1984).

. L'épidote

L'épidote montre quant à elle des compositions semblables à celles des épidotes analysées dans des spilites océaniques (CANN, 1969; HUMPHRIS et THOMPSON, 1978a). Les teneurs en pistachite des épidotes sont fonction de la température et de la fugacité d'oxygène existant dans les fluides (MIYASHIRO et SEKI, 1958; LIOU *et al.*, 1985). Les fortes teneurs en pistachite des épidotes des épidosites et les zonages systématiques que l'on y observe sont vraisemblablement liés à des fluctuations de la fugacité d'oxygène plutôt qu'à des variations de température.

. La chlorite

L'étude des phyllites présentes dans les trois épisodes montre que les chlorites les plus riches en aluminium (pycnchlorites) sont caractéristiques des laves du volcanisme 1 et de celles de la base du volcanisme 2. Des chlorites de même composition peuvent également être présentes dans certaines laves vésiculaires présentant des indices de recristallisation à plus haute température. Ces cas exceptés, les phyllites caractéristiques des laves vésiculaires et des échantillons du volcanisme 3 sont des diabantites. Ces dernières ont tendance à accepter un peu de calcium et de potassium suggérant la présence de feuillets smectitiques et/ou illitiques intercalés aux feuillets chloritiques.

Cette diminution progressive de la teneur en aluminium des phyllites du complexe filonien au sommet de la séquence volcanique est très certainement liée à une diminution de la température à laquelle ces phases ont cristallisé en accord avec les conclusions de ERNST (1970), LAIRD et ALBEE (1981), et les observations de CATHELINÉAU et NIEVA (1985). Ces derniers auteurs ont mis au point un géothermomètre reposant sur les teneurs en aluminium tétraédrique et octaédrique de ces minéraux, géothermomètre qui est à présent appliqué aux chlorites du bloc de Salahi et du wadi Jizi (CP83).

. Estimation des températures de formation des chlorites des volcanismes 1, 2 et 3 à l'aide du géothermomètre de CATHELINÉAU et NIEVA (1985)

Ce géothermomètre repose sur la teneur en AlIV et sur la valeur de la lacune octaédrique des chlorites. Il a été construit après que ces auteurs aient mis en évidence une corrélation entre la composition des chlorites analysées dans des échantillons de sondages prélevés à des profondeurs variables et la température mesurée directement dans les trous de forages. Les variations de composition sont bien, dans le cas de l'étude de CATHELINÉAU et NIEVA, uniquement le reflet de variation de température, ces corrélations ayant été obtenues dans des conditions où la pression, la composition des fluides et des roches étaient constantes.

Les relations obtenues sont les suivantes:

$$\text{AIV} = 4.71 \times 10^{-3} T - 8.26 \times 10^{-2}$$

$$\text{lacune octaédrique} = -8.57 \times 10^{-3} T + 2.41$$

La lacune octaédrique représente le déficit de cations existant dans les sites octaédriques.

$$\text{lacune octaédrique} = 6 - (\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mg}) \text{ (VI)}$$

Les températures obtenues sont résumées dans le tableau 4, ci-dessous.

	T°(AIV)	T°(lac.VI)
Volcanisme 1		
CP40	241 (1)	270
CP65	245±10 (7)	270±2
OT95	223±14 (5)	271±6
CP668	202±9 (3)	252±2
Volcanisme 2		
CP758 (c.p.)	224±10 (3)	268±5
CP43 (c.m.p.)	191±16 (6)	252±10
CP83 (c.v.)	210±39 (5)	260±13
CP89 (c.v.)	168±6 (3)	259±6
Volcanisme 3		
CP447	156±24 (5)	238±17
CP457	184±6 (6)	231±6
CP458	161±13 (2)	235±6

Tableau 4 : Températures de cristallisation des chlorites des laves des volcanismes 1, 2, 3 calculées à partir du géothermomètre de CATHELINÉAU et NIEVA (1985). Entre parenthèses a été figuré le nombre d'analyses sur lequel a été effectué le calcul. Pour les laves du volcanisme 2, le faciès de l'échantillon étudié a été mentionné. c.p.: coulée primitive de la base du volcanisme 2, c.m.p.: coulée massive prismée (Est de Zuha, cf, fig 24, B), c.v.: coulée vésiculaire.

Les laves du volcanisme 3 ont, d'après les assemblages secondaires qui s'y développent, été recristallisées dans les conditions du faciès Zéolite. Les températures calculées sur les chlorites à partir de leurs teneurs en AIV sont comprises entre 190 et 130°C compatibles avec le domaine de température de ce faciès métamorphique. Par contre, les températures estimées à partir de la valeur de la lacune octaédrique sont toutes largement supérieures à 200°C et plutôt caractéristiques du faciès Prehnite-Pumpellyite.

On retrouve ce même contraste dans les températures de cristallisation des chlorites calculées à partir des deux méthodes dans les échantillons du volcanisme 2. Toutes les températures obtenues à partir de la valeur de la lacune octaédrique sont nettement supérieures à celles obtenues à partir des teneurs en AIV.

Les températures obtenues par les deux méthodes sur les chlorites de l'échantillon CP758 de la base du volcanisme 2 sont en accord avec les conditions de recristallisation déduites des assemblages secondaires. Par contre seules les températures de cristallisation obtenues à partir de la valeur de l'AIV sur les chlorites des laves provenant d'un niveau stratigraphique supérieur sont en accord avec les observations minéralogiques et compatibles avec le domaine de température du faciès Zéolite. L'échantillon CP83 doit être mis à part. Ce dernier présente en effet des indices minéralogiques de recristallisation à plus haute température.

En tenant compte de l'ensemble de ces faits, il s'avère que le géothermomètre basé

sur la teneur en AIV est plus fiable que celui basé sur la valeur de la lacune octaédrique.

Il est de plus relativement sensible. En effet, l'échantillon CP89 est une lave vésiculaire prélevée au sommet du volcanisme 2. Elle présente un développement important de phases caractéristiques du faciès Zéolite (pumpellyite riche en fer) et les températures, calculées en utilisant les teneurs en AIV, sont les plus faibles de la série.

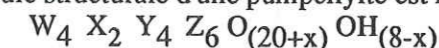
L'échantillon CP43 provient d'une coulée massive colonnaire située à la base de l'ensemble des laves supérieures du volcanisme 2. L'assemblage secondaire qui s'y développe est caractéristique du faciès Zéolite. Cependant les températures de recristallisation des chlorites calculées à partir de la teneur en AIV sont légèrement plus élevées que pour l'échantillon CP89. Cette augmentation de la température de cristallisation des chlorites est liée aux températures légèrement plus élevées des fluides circulant à ces niveaux plus profonds de la séquence volcanique constituée des laves supérieures du volcanisme 2.

L'échantillon CP83, prélevé aux abords de la mine de Lasail, présente une paragenèse caractéristique du faciès zéolite mais comme on l'a vu précédemment possède également de l'actinote. Les températures de cristallisation des chlorites calculées à partir de la teneur en AIV sont équivalentes à celles obtenues sur les chlorites de l'échantillon CP758, et sont en accord avec des conditions de recristallisation dans les conditions du faciès Prehnite-Actinote à Prehnite-Pumpellyite.

Les températures obtenues sur les chlorites de laves du volcanisme 1 à partir des teneurs en AIV sont d'une manière générale comprises entre 200 et 250°C et sont comparables à celles des chlorites des échantillons CP758 et 83.

6. La Pumpellyite

La formule structurale d'une pumpellyite est la suivante:



$$\text{où } \text{W} = \text{Ca, Na, Mn} \quad \text{X} = (\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Mn})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_x$$

$$\text{Y} = \text{Ti, Al, Fe}^{3+} \quad \text{et} \quad \text{Z} = \text{Si, Al}$$

L'ensemble des analyses de pumpellyites ont été effectuées à la microsonde et ainsi le fer sous forme trivalente n'a pu être dosé. L'ensemble des formules structurales a de ce fait été normalisé à un nombre de cations fixé à 16 (COOMBS *et al.*, 1976, annexe 10).

Des travaux antérieurs (SEKI, 1961; GLASSLEY, 1975; LIOU, 1979) ont montré qu'il existait une étroite dépendance entre la composition des pumpellyites et l'intensité du métamorphisme. Les pumpellyites alumineuses sont en effet caractéristiques de faciès métamorphiques de plus haute température que les pumpellyites riches en fer.

Cette relation est bien illustrée au niveau des pumpellyites analysées dans la séquence extrusive du bloc de Salahi (fig 77). Les pumpellyites analysées dans le complexe filonien ont des compositions analogues à celles des pumpellyites caractéristiques du faciès Prehnite-Pumpellyite à Prehnite-Actinote. Par contre, celles présentes dans les laves vésiculaires du volcanisme 2 et dans les coulées du volcanisme 3 (une seule analyse pour l'instant) sont analogues aux pumpellyites cristallisant en équilibre avec un assemblage typique du faciès Zéolite. Dans les laves du volcanisme 1 par contre, les deux types de pumpellyites, riches en aluminium et en fer, ont été rencontrées. Dans l'échantillon CP81, récolté aux abords de la mine de Lasail et qui s'illustre par sa grande richesse en prehnite, la pumpellyite est riche en aluminium et cristallise dans la matrice. Par contre, dans les échantillons 59-3-166 et CP46, la pumpellyite est riche en fer mais cristallise en bordure de vésicule. Elle peut donc être interprétée comme une phase tardive.

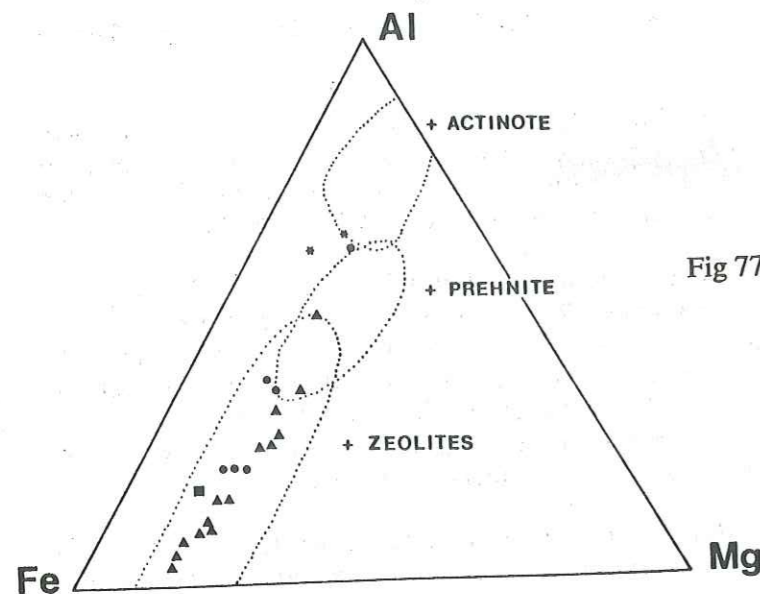


Fig 77: Composition des pumpellyites analysées dans les dykes du complexe filonien (astérisques), les laves du volcanisme 1 (cercles), les laves supérieures du volcanisme 2 (triangles) et celles du volcanisme 3 (carrés). Les champs en pointillés illustrent les domaines de composition des pumpellyites associées à de l'actinote, de la prehnite ou des zéolites.

7. Le feldspath potassique

Le feldspath potassique pseudomorphose d'anciens plagioclases magmatiques dans les coulées massives et les laves vésiculaires du volcanisme 2. Ces feldspaths sont très riches en molécules orthose accompagnées de teneurs en anorthite faibles variant entre .15 et 2%. Les teneurs en albite sont généralement faibles (<2%). Une analyse présente cependant un pourcentage élevé de 13.5% vraisemblablement lié à une superposition des deux phases albite et feldspath potassique sous le faisceau de la microsonde. Les teneurs en Fe₂O₃ et TiO₂ de ces feldspaths sont également très faibles (<.5%).

8. La céladonite

La céladonite est une phyllite dioctaédrique de formule structurale:
 $K(Mg,Fe)_3Si_4O_{10}(OH)_2$

Dans les céladonites, la proportion atomique d'Al ou de Fe³⁺ en position tétraédrique peut atteindre .20. Les substitutions Al-Fe dans les sites octaédriques donnent naissance aux variétés alumineuses ou ferrifères.

Les formules structurales des céladonites analysées dans les laves du volcanisme 2 ont été calculées sur la base de 22 oxygènes avec la totalité du fer sous forme ferreux. (annexe 11). Les cations ont été répartis dans les sites tétraédriques, octaédriques et interfoliaires de la façon suivante:

Site tétraédrique Si+AlIV=4
 Site octaédrique Al subsistant, Mg, Fe²⁺
 Site interfoliaire Ca, Na, K

La fourchette de ces compositions est donnée dans le tableau 5 avec pour comparaison les compositions de céladonites formées en milieu continental et océanique.

Comparées aux céladonites analysées dans les basaltes de la croûte océanique (ANDREWS, 1980 ci-contre; LAVERNE, 1987), les céladonites des laves du volcanisme 2 sont caractérisées par leur pauvreté en fer et de ce fait par des teneurs élevées en aluminium. La pauvreté en fer de ce minéral pourrait être liée à la nature même des

laves du volcanisme 2 qui ont tendance à être plus pauvres en fer que les MORBs (voir chapitre 4).

	Céladonites Oman (9 analyses)	Céladonites continentales (13 analyses)	Céladonites océaniques (27 analyses)
Si	7.046 - 8.302	7.52 - 8.00	7.25 - 8.21
AlIV	0 - .880	0 - .48	0 - .74
Al	.264 - 1.612	0 - 1.58	0 - 1.56
Fe	1.658 - 2.468	.86 - 2.5	3.12 - 4.89
Mg	1.084 - 2.478	.98 - 1.5	.60 - 2.62
IV	4.164 - 5.434	3.92 - 4.04	4.84 - 5.72
Ca	0 - .108	0 - .16	0 - .16
Na	0 - .022	0 - .38	0 - .12
K	1.196 - 1.972	.62 - 1.88	.64 - 1.45
X	1.244 - 1.998	1.10 - 1.98	.85 - 1.55

Tableau 5: fourchettes des compositions en cations de la formule structurale des céladonites analysées dans cette étude, en domaine continental par WISE et EUGSTER (1964) et en domaine océanique par ANDREWS (1980).

Si l'on excepte deux analyses, les teneurs en magnésium des céladonites d'Oman sont équivalentes à celles de céladonites pures, océaniques ou continentales.

Les fortes teneurs en magnésium des céladonites analysées dans les échantillons CP22 et CP92 (10.71 et 11.13% MgO respectivement) sont interprétées comme liées à la présence de feuillets de type chlorite interstratifiés avec les feuillets céladonitiques. Ces deux phyllosilicates sont en effet souvent associés notamment au niveau de vésicules. Des analyses bordure-coeur (analyses CP92'- 37, 38, 39) montrent que l'on passe graduellement d'une céladonite sur la bordure (SiO₂=55%, Al₂O₃=4.37%, MgO=6.21%, K₂O=10.24%) à un interstratifié chlorite-céladonite (SiO₂=47.5%, Al₂O₃=10.13%, MgO=11.13%, K₂O=6.43%) et enfin au centre de la vésicule à une phyllite où le pôle chlorite domine (SiO₂=33.7%, Al₂O₃=13.95%, MgO=20.56%, K₂O=1.23%).

Les teneurs en potassium des céladonites du bloc de Salahi sont d'une manière générale supérieures à celles des céladonites océaniques mais du même ordre que celles des céladonites continentales.

9. Les zéolites

Quatre types de zéolites ont été observées et analysées dans la séquence extrusive du bloc de Salahi. Il s'agit de laumontite, stilbite, mésolite et scolécite, qui sont toutes des variétés de zéolites calciques. Les compositions des zéolites analysées dans les gabbros seront également discutées dans ce paragraphe. L'ensemble des analyses de zéolites sont regroupées dans l'annexe 12.

. La laumontite

Les laumontites des laves du volcanisme 1, 2, des dykes 2 et de certains gabbros montrent des compositions très semblables et proches de la formule idéale $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4-31/2\text{A}_2\text{O}$ (rapports Si/Al compris entre 2 et 2.23). Les teneurs en sodium de ces zéolites sont généralement faibles, voire nulles. Deux analyses seulement sur les 20 présentent des teneurs en Na_2O supérieures à .5%. Il en est de même des teneurs en potassium qui sont comprises entre .04 et .64% de K_2O .

. La stilbite

Les analyses de stilbite proviennent toutes de laves du volcanisme 2. Les compositions obtenues ne sont pas totalement identiques à la formule idéale d'une stilbite $\text{CaAl}_2\text{Si}_7\text{O}_{18} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Il existe en effet une certaine proportion d'aluminium qui se substitue aux ions silicium. Ainsi, le nombre d'atomes Al dans la formule structurale est toujours supérieur à 2 et le rapport Si/Al varie entre 2.54 et 3.39. De plus, ces stilbites peuvent contenir des teneurs en sodium appréciables, jusqu'à 1.12% de Na_2O . Les teneurs en potassium par contre restent dans l'ensemble assez faibles.

. La mésolite

Les analyses de mésolite proviennent d'échantillons gabbroïques (CWS1 et 14A) et d'une lave échantillonnée au sommet du volcanisme 2. Ces mésolites sont caractérisées par un certain taux de substitution Si-Al, un excès d'ions calcium et une déficience en ions sodium par rapport à la formule structurale idéale $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10})_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. L'excès d'ions calcium vient en grande partie contrebalancer le déficit en sodium dans les mésolites des échantillons gabbroïques. Par contre, les mésolites des laves présentent des teneurs en sodium nettement plus faibles pour des teneurs en calcium du même ordre que celles des mésolites des gabbros, mais sont caractérisées par des teneurs en K_2O et Fe_2O_3 plus élevées.

. La scolécite

Cette zéolite n'a été rencontrée que dans les laves du volcanisme 3. Les compositions obtenues sont très proches de la formule structurale idéale de ce minéral $\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

IV - SYNTHÈSE DE LA REPARTITION DES ASSEMBLAGES SECONDAIRES DANS LA PARTIE SUPÉRIEURE DU BLOC DE SALAH ET COMPARAISON AVEC CELLE DÉCRITE DANS LA CROÛTE Océanique Actuelle

A - SYNTHÈSE DES ASSEMBLAGES SECONDAIRES SE DÉVELOPPANT DANS LA PARTIE SUPÉRIEURE DU BLOC DE SALAH

La synthèse des paragenèses secondaires observées à différents niveaux du bloc de Salah est effectuée dans ce paragraphe en guise de conclusion à l'étude minéralogique. Elle est présentée sous forme de tableau (tableau 6) et sous forme de diagramme (fig 78).

SITE STRATIGRAPHIE	ROCHE	VESICULES	VEINES	CONTEXTE STRUCTURAL
VOLC. 3 (200m)	- céladonite - albite, chlorite Fe pumpellyite, scolécite, sphène	- calcite	- calcite	
<i>Laves supérieures vésiculaires</i> VOLC. 2 (1000m)	- actinote (rares) - céladonite, feldspath K - albite, chlorite, laumontite, Al-prehnite sphène - Fe pumpellyite	- céladonite - chlorite - Fe pumpellyite, Fe prehnite, stilbite, mésolite, calcite	- laumontite - calcite	
<i>Laves primitives de la base</i>	- actinote, - albite, prehnite, calcite, chlorite, épidote, sulfures	- quartz, chlorite, prehnite, épidote calcite	- chlorite, prehnite, épidote, sulfures - laumontite	
VOLC. 1 (1300m)	- actinote - quartz, albite, chlorite, épidote, Al pumpellyite, sphène, sulfures	- quartz, chlorite, épidote - Al pumpellyite, stilbite, calcite	- épidote - calcite	-épidotes (épidosites, Zuha; intrusions) -laumontite en veines (Zuha)
<i>Dykes 2</i> COMPLEXE FILONIEN (1600m)	- quartz, albite chlorite, épidote, laumontite, prehnite, sphène, sulfures			
<i>Dykes 1</i>	- quartz albite, actinote, chlorite, épidote, prehnite, Al pumpellyite		- épidote, prehnite, sulfures	- épidotes (épidosites)
GABBROS ISOTROPES	- hornblende - albite, actinote, chlorite, sphène		- épidote, prehnite, laumontite, mésolite	

Tableau 6: Assemblages secondaires observés dans la séquence étudiée

Les divers sites dans lesquels les différentes phases ont été observées ont été distingués dans le tableau 6 avec une des colonnes réservée aux paragenèses se développant dans un contexte structural particulier. La présence de veines de laumontite dans les laves du volcanisme 1 au niveau des zones minéralisées a d'ores et déjà été notée dans ce tableau bien que les caractéristiques de ces zones ne soient présentées que dans le prochain chapitre.

B - COMPARAISON ENTRE LA REPARTITION DES ASSEMBLAGES SECONDAIRES OBSERVES DANS LE BLOC DE SALAHI ET CELLE DECRITE DANS LA CROUTE OCEANIQUE ACTUELLE

La partie supérieure de l'ophiolite de Sémail présente, au niveau du bloc de Salahi, une histoire magmatique polyphasée qui a engendré au moins trois phases hydrothermales (cf chapitre 2). Les observations minéralogiques réunies dans la première partie de ce chapitre confirment que le bloc de Salahi présente au niveau de sa séquence extrusive une répartition des assemblages minéralogiques secondaires qui est différente de celle décrite dans la croûte océanique actuelle si l'on se réfère aux observations effectuées au niveau du forage 504B (HONNOREZ *et al.*, 1983). Au niveau de ce forage la croûte n'a subi en effet que les phénomènes d'altération axiaux (altérations hydrothermale et océanique de basse température) et une altération liée à une convection d'eau de mer passive hors axe.

Les caractères communs et les différences existant entre la répartition des phases secondaires au niveau de la croûte océanique actuelle et du massif ophiolitique de Salahi vont à présent être soulignés. Une référence particulière au forage 504B sera effectuée en ce qui concerne l'altération de la couche 2 (laves et dykes). Ce forage établi à 200Km au Sud de la ride du Costa-Rica dans une croûte âgée de 6 M.A. est actuellement le seul à avoir atteint le complexe filonien.

1. Les gabbros isotropes

Les gabbros isotropes montrent des indices de recristallisations dans les conditions du faciès Amphibolite, mais aussi des rétro-morphoses dans les conditions du faciès Schistes Verts. Dans les échantillons étudiés, ces rétro-morphoses sont fréquentes comme en témoigne par exemple l'abondance de la chlorite.

Dans les gabbros dragués sur le plancher océanique, se développent également des assemblages formés dans les conditions du faciès Amphibolite ainsi que des minéraux secondaires de basse température surtout en veines tardives (ITO et ANDERSON, 1983; MEVEL, 1984).

En plus des minéraux de rétro-morphose, les gabbros étudiés sont également porteurs de veines tardives occupées principalement par de la prehnite, de l'épidote ou des zéolites.

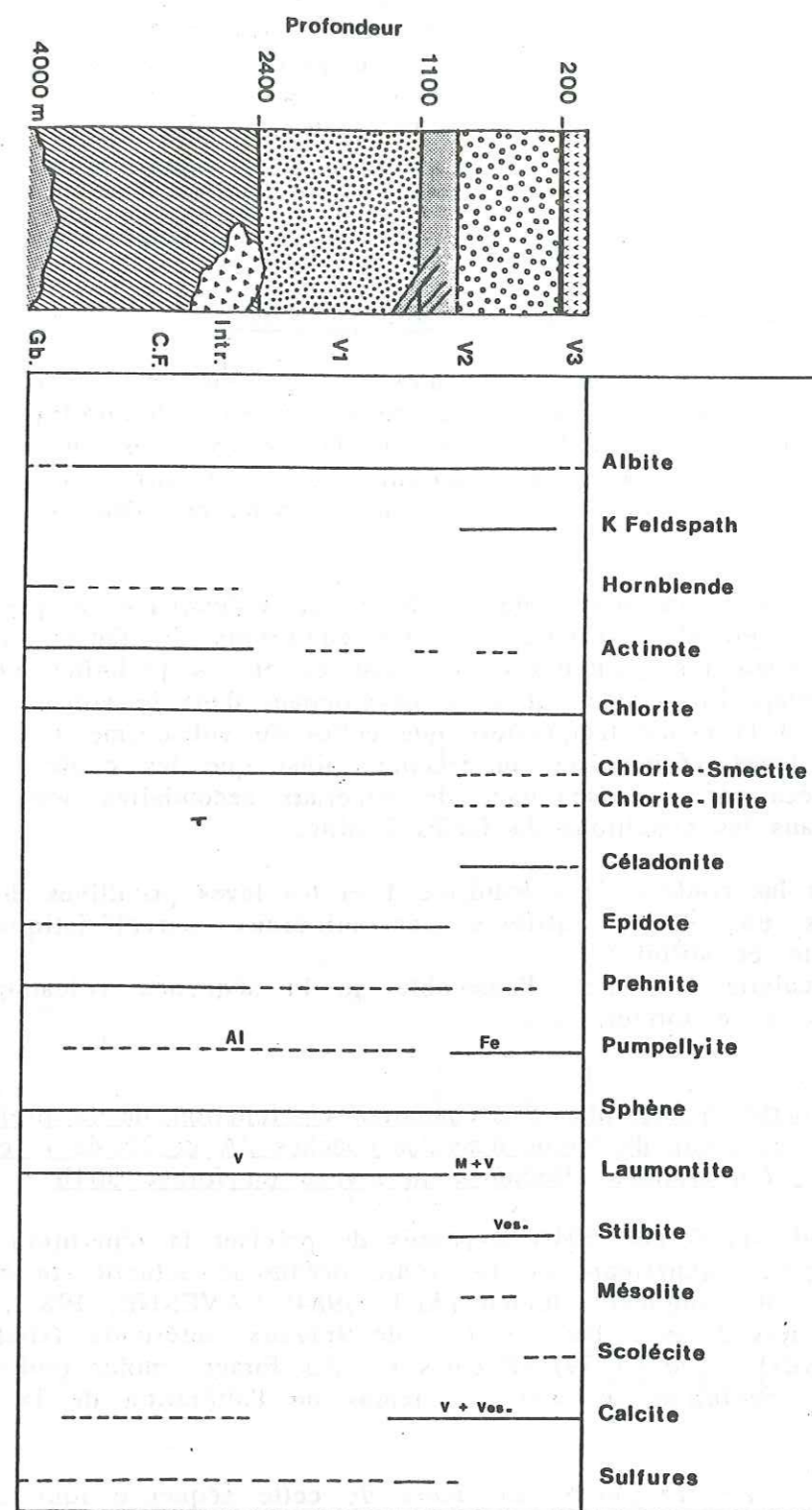


Fig 78: Répartition des phases secondaires du sommet des gabbros isotropes au toit des volcanites du bloc de Salahi. Gb= gabbros isotropes, CF= complexe filonien, Intr= intrusions, M= zéolite cristallisant dans la masse de la roche, V= zéolite cristallisant en veines, ves= zéolite cristallisant dans les vésicules. Al= variété alumineuse, Fe= variété ferrique.

2. Le complexe filonien

La paragenèse secondaire des dykes du complexe filonien et des veines associées s'est formée dans les conditions du faciès Schistes Verts et celle observée dans les dykes nourrissant le volcanisme 2 dans les conditions des faciès Prehnite-Pumpellyite à Zéolite. Si, à ce niveau de l'ophiolite, les conditions de recristallisation sont en accord avec celles envisagées dans le complexe filonien du forage 504B, (fig 78 et 79), on notera que les diabases du bloc de Salahi sont, à la différence de ces échantillons océaniques, quasiment entièrement recristallisées (ALT *et al.*, 1986).

3. La séquence volcanique

. La séquence volcanique du bloc de Salahi

La totalité des laves du volcanisme 1 présente une paragenèse secondaire qui s'est formée dans les conditions du faciès Prehnite-Pumpellyite. La seule différence existant entre cet assemblage et celui observé dans les diabases du complexe filonien réside en l'abondance des amphiboles secondaires dans ces dernières. Les compositions des chlorites et des épidotes dans ces deux horizons sont de plus très semblables.

Les laves primitives de la base du volcanisme 2 présentent également une paragenèse qui s'est formée dans les conditions du faciès Prehnite-Pumpellyite. Les phases secondaires principales, les épidotes et les prehnites notamment, montrent les mêmes compositions que celles se développant dans le volcanisme 1. Les chlorites ont cristallisé à la même température que celles du volcanisme 1.

Les laves vésiculaires sus-jacentes ainsi que les coulées du volcanisme 3 sont caractérisées par un assemblage de minéraux secondaires dont la majeure partie s'est formée dans les conditions du faciès Zéolite.

Dans les coulées du volcanisme 1 et les laves primitives du volcanisme 2, ont été observées en phases tardives des minéraux caractéristiques du faciès Zéolite (laumontite et stilbite).

La calcite est, dans l'ensemble de la séquence volcanique, la dernière phase secondaire à se former.

. Répartition des phases secondaires en fonction de la profondeur et évolution de l'altération au cours du temps dans les couches 2A et 2B de la croûte océanique actuelle d'après les observations effectuées au niveau du forage 504B

L'étude du forage 504B a permis de préciser la répartition des phases secondaires dans la partie supérieure de la croûte océanique actuelle du sommet de la séquence volcanique au complexe filonien (ALT, 1984; LAVERNE, 1987), (fig 79). Ces données sont en accord avec les résultats de travaux antérieurs (HUMPHRIS *et al.*, 1976; PRITCHARD *et al.*, 1979) effectués sur des forages moins profonds. Au niveau du trou 504B une évolution au cours du temps de l'altération de la zone volcanique a été soulignée.

Ainsi, dans la partie supérieure de cette séquence (qui correspond environ aux 300 premiers mètres), le tout premier stade d'altération enregistré par les basaltes d'âge 0 s'illustre par l'apparition de céladonites mêlées à des hydroxydes de fer. Il résulte d'une interaction entre le basalte et un fluide d'origine mixte, hydrothermale et océanique.

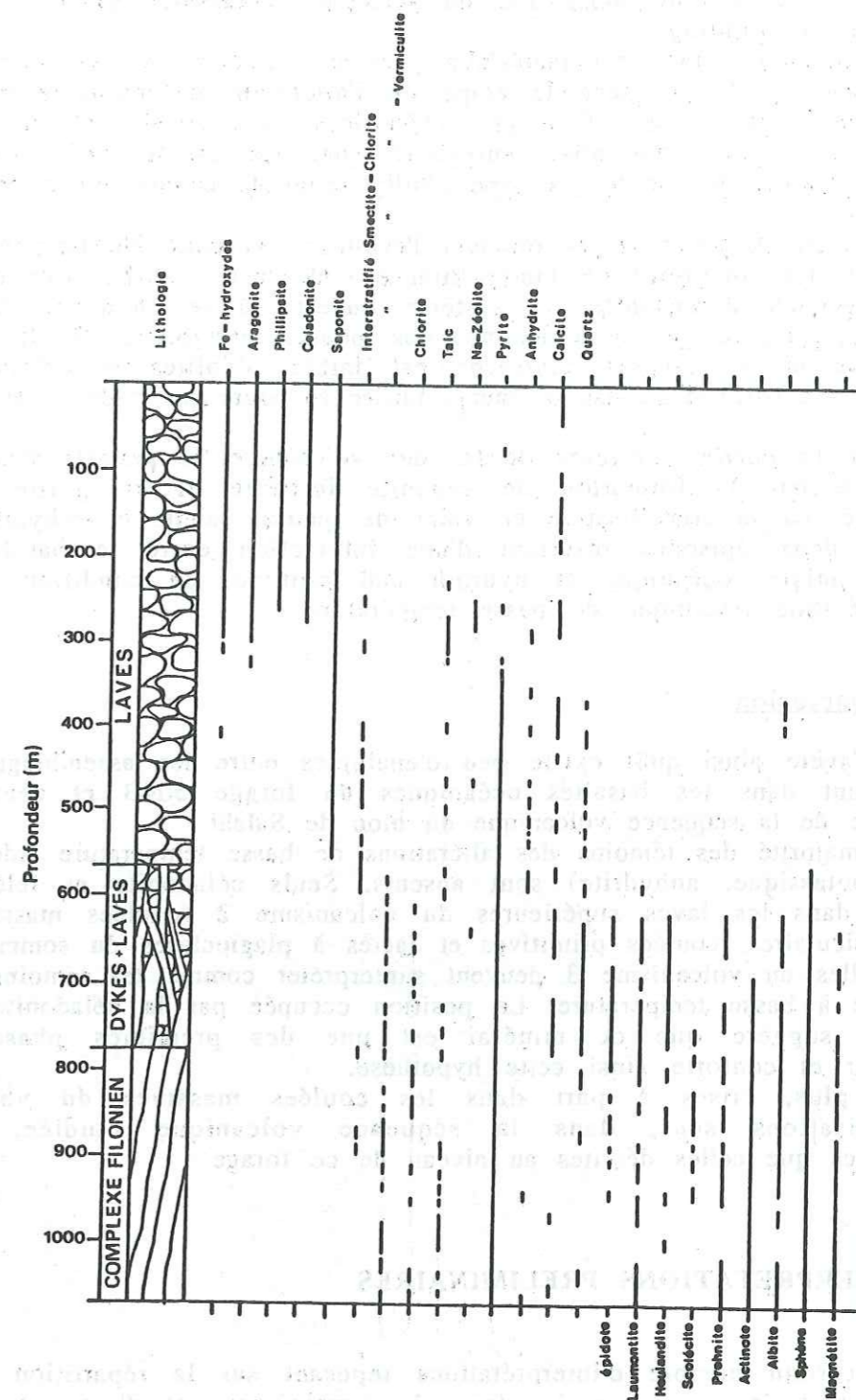


Fig 79: Répartition des assemblages secondaires le long du forage 504B d'après ALT *et al.* (1986).

Le second stade est caractérisé par la formation d'iddingsite (goethite + saponite) au cours de l'interaction entre le basalte et uniquement l'eau de mer. Il caractérise la première étape oxydante de l'altération océanique de basse température proprement dite. De la céladonite ainsi que du feldspath potassique peuvent occasionnellement accompagner l'iddingsite.

Le troisième stade est matérialisé par la formation de saponite. L'apparition de cette phase illustre la seconde étape de l'altération océanique à basse température. Cette étape a lieu en conditions plus réductrices que le stade précédent.

L'étape ultime d'altération enregistrée par les basaltes océaniques est illustrée par la formation de zéolites de type phillipsite et de calcite, en veines ou scellant les vésicules.

Ces trois dernières étapes reflètent l'évolution au cours du temps de la chimie des fluides et des conditions de l'interaction eau de mer - roche. Ces conditions passent progressivement d'oxydantes en système ouvert où le chimisme de l'eau de mer contrôle principalement le chimisme des phases précipitant, à des conditions plus réductrices où le rapport eau/roche est faible. Zéolites et calcite précipitent en dernier lieu à partir d'une eau de mer modifiée au cours des stades 2 et 3.

Dans la partie inférieure de la zone volcanique, le premier stade d'altération est caractérisé par la formation de saponite ferrifère et de pyrite. Le second est matérialisé par la cristallisation en veine de quartz, calcite et anhydrite.

Ces deux épisodes résultent d'une interaction entre le basalte et un fluide d'origine mixte, océanique et hydrothermal profond, en conditions plus réductrices que l'altération océanique de basse température.

Conclusion

Il s'avère ainsi qu'il existe peu d'analogies entre les assemblages secondaires se développant dans les basaltes océaniques du forage 504B et ceux observés dans l'ensemble de la séquence volcanique du bloc de Salahi.

La majorité des témoins des altérations de basse température (iddingsite, saponite, zéolite potassique, anhydrite) sont absents. Seuls céladonite et feldspath potassique présents dans les laves supérieures du volcanisme 2 (coulées massives columnaires, laves vésiculaires, coulées primitives et faciès à plagioclases du sommet du volcanisme 2) et celles du volcanisme 3 peuvent s'interpréter comme les témoins d'une altération océanique à basse température. La position occupée par la céladonite, en bordure de vésicule, suggère que ce minéral est une des premières phases secondaires à cristalliser et conforte ainsi cette hypothèse.

De plus, mises à part dans les coulées massives du volcanisme 3, les recristallisations sont, dans la séquence volcanique étudiée, beaucoup plus pénétratives que celles décrites au niveau de ce forage.

D - INTERPRETATIONS PRELIMINAIRES

Un certain nombre d'interprétations reposant sur la répartition des assemblages secondaires mais aussi sur des faits de terrain peuvent d'ores et déjà être faites. L'ensemble de ces données est résumé sur la figure 80.

Le volcanisme 1 est lié à une phase d'accrétion océanique. Le développement pénétratif d'un assemblage minéralogique secondaire caractéristique du faciès Prehnite-Pumpellyite de la base au sommet de cet épisode volcanique suggère que l'ensemble de ces laves a été soumis à une phase de recristallisation postérieure à l'accrétion. Cette phase est de plus suffisamment pénétrative pour réhomogénéiser cette pile volcanique et y effacer tous les témoins minéralogiques de l'altération

océanique de basse température contemporaine de l'accrétion. Une telle réhomogénéisation ne peut avoir lieu que sous l'effet d'une circulation convective de fluides hydrothermaux.

Le développement pénétratif dans les premières émissions primitives du volcanisme 2 d'une paragenèse qui s'est également formée dans les conditions du faciès Prehnite-Pumpellyite ainsi que l'absence de témoins minéralogiques d'une altération océanique de basse température laissent penser que ces laves ont été affectées par la même phase hydrothermale. Cette phase qui est clairement postérieure au magmatisme d'accrétion est appelée H2.

La prédominance de phases secondaires caractéristiques du faciès Zéolite et la présence de reliques d'une altération océanique de basse température (céladonite et feldspath potassique) dans les laves supérieures du volcanisme 2 (coulées massives et laves vésiculaires) suggèrent que cette phase H2 est antérieure à l'émission de ces coulées.

Cette phase H2 est ainsi contemporaine des ou légèrement postérieure aux premières émissions primitives du volcanisme 2. Ceci suggère que le dépôt de sédiments métallifères dans les zones dépourvues d'émissions primitives et la formation de l'indice sulfuré de Zuha sont induits par cette phase hydrothermale H2.

La circulation de ces fluides ayant lieu au cours des premiers stades du volcanisme 2, la source de chaleur activant leur convection provient vraisemblablement des massifs intrusifs en cours de différenciation qui alimentent le volcanisme 2. La présence de zones fortement épidotisées dans le volcanisme 1 et le complexe filonien au contact de ces massifs intrusifs conforte l'hypothèse d'une circulation hydrothermale activée par ces derniers.

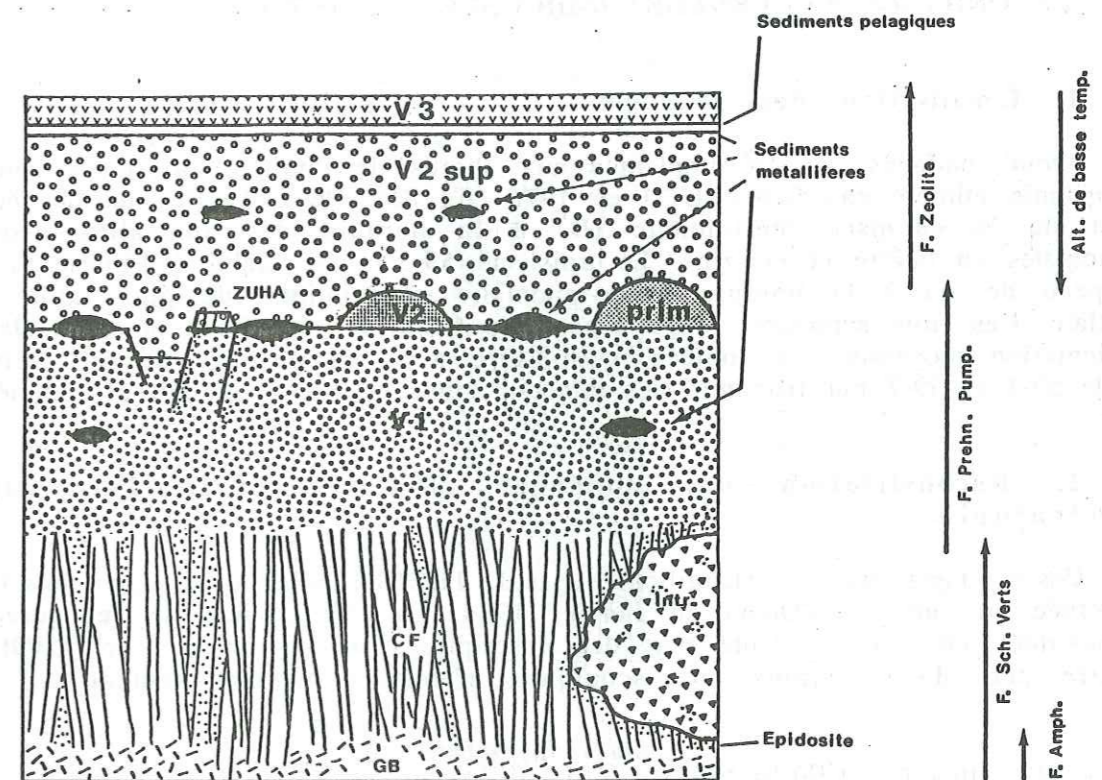


Fig 80: Répartition des assemblages minéralogiques secondaires sur une coupe lithostratigraphique de la séquence extrusive du bloc de Salahi. GB= gabbros isotropes, CF= complexe filonien, Intr= intrusions.

Le développement dans l'ensemble des laves vésiculaires du volcanisme 2 et dans celles du volcanisme 3 d'un assemblage secondaire similaire formé dans les conditions du faciès Zéolite suggère que la phase de recristallisation qui en est à l'origine est contemporaine ou postérieure à la mise en place des coulées du volcanisme 3.

Le développement pénétratif de cette paragenèse dans l'ensemble des laves vésiculaires laisse penser qu'il est lié à une circulation convective de fluides. Ceci est conforté par la présence de panneaux de coulées vésiculaires totalement remplacés par de la pumpellyite. Ces zones fortement recristallisées correspondent vraisemblablement à des zones de circulation intense de fluides.

L'absence de témoins d'une phase volcanique postérieure au volcanisme 3 et d'indices d'un hydrothermalisme lié à une phase tectonique synchrone ou postérieure à cet épisode (écaillage océanique par exemple) dans l'ensemble de la chaîne d'Oman, laisse penser que cette phase hydrothermale est activée par le magmatisme 3. Cette phase est appelée H3.

Le développement tardif de zéolites dans les laves du volcanisme 1 et dans les coulées primitives de la base du volcanisme 2 pourrait être lié à cette phase H3.

V - ETUDE D'UNE ZONE MINERALISEE, L'INDICE SULFURE DE ZUHA, A L'AIDE DE DEUX SONDAGES 59-1 et 59-2 AINSI QUE DE DEUX ECHANTILLONS MINERALISES PROVENANT DES HALDES DE LA MINE DE LASAIL

A - LES SONDAGES 59-1 ET 59-2 DE L'INDICE SULFURE DE ZUHA

1. Localisation des sondages

Trois sondages ont été implantés aux abords de l'indice sulfuré de Zuha par la compagnie minière canadienne LTD en 1976 (fig 81). Deux d'entre eux ont été forés à l'Est de la carapace méridionale (D) à la bordure des anomalies géochimiques principales en cuivre et en zinc. Le troisième 59-3 a été établi à l'Ouest de ce même chapeau de fer à la bordure d'une anomalie géochimique de plus faible extension spatiale. Ces trois sondages, longs chacun de 91m, ont été forés perpendiculairement à l'orientation moyenne des coulées, c'est-à-dire avec un pendage de 60° vers l'Ouest. Seuls 59-1 et 59-2 ont rencontré des minéralisations et ont de ce fait été étudiés.

2. Reconstitution des sondages 59-1 et 59-2: Pétrographie et minéralogie

Ces sondages ont été échantillonnés par J. THORETTE au cours d'une mission qu'il a effectuée au sultanat d'Oman en Janvier 1984. La stratigraphie de ces forages a été reconstituée en s'aidant d'une part des descriptions macroscopiques de THORETTE et d'autre part d'observations microscopiques effectuées personnellement.

. Descriptions lithologiques

Cinq types de lithologies ont été distingués dans ces sondages (fig 82).

Les figurés 1 et 2 ont été employés pour distinguer respectivement les échantillons à texture hyalopilitique ou microlitique de ceux à texture intersertale. Les premiers représentent très certainement des bordures de coulées massives ou de coussins, les seconds les coeurs de ces deux types de coulées.

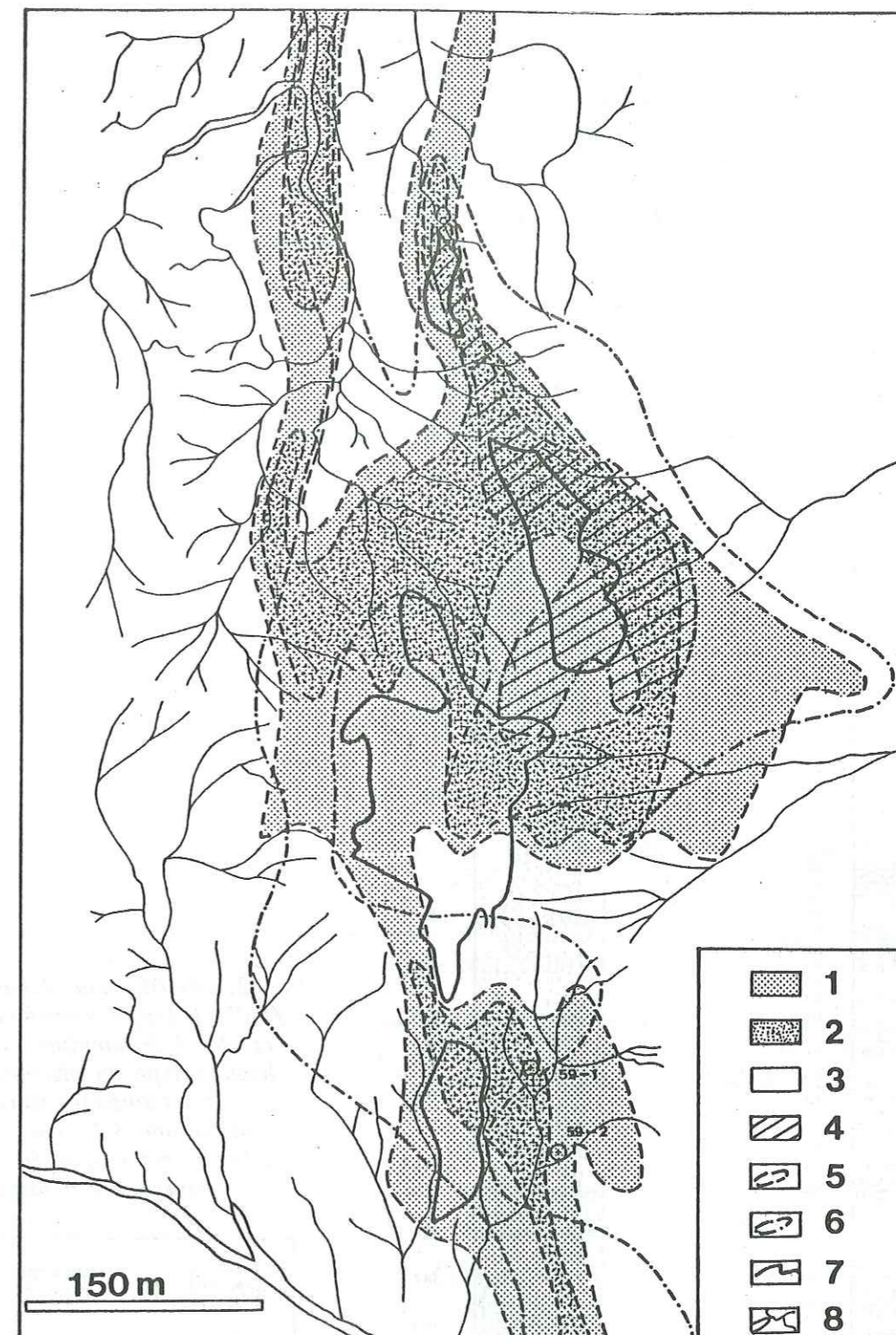


Fig 81: Localisation des sondages sur la carte de répartition d'anomalies géochimiques. 1: teneurs en cuivre supérieures à 100ppm, 2: teneurs en cuivre supérieures à 400ppm, 3: teneurs en zinc supérieures à 100ppm, 4: teneurs en zinc supérieures à 400ppm, 5: contour de l'anomalie en cuivre, 6: contour de l'anomalie en zinc, 7: contour des carapaces principales, 8: réseau hydrographique, croix: sondages.

Le figuré 3 illustre la présence de laves bréchifiées.

Le figuré 4 a été employé pour représenter les laves silicifiées et ferruginisées du sommet des deux sondages. Ces échantillons se caractérisent par une patine brunâtre liée au développement d'hydroxydes de fer et sont plus denses que les autres laves des sondages. Ce figuré a également été utilisé pour illustrer la présence de jaspé hématitisé en veines parcourant les hyaloclastites se développant à la bordure des coussins ou des coulées massives (échantillon 59-1-73) ou sécantes sur les coeurs de ces deux types de coulées (59-2-123 et 154).

Le figuré 5 a été employé dans le cas où les laves sont intensément hydrothermalisées. Ces échantillons se distinguent par la présence de nombreux sulfures disséminés ainsi que par une patine vert clair et un toucher soyeux liés à l'abondance des phyllosilicates.

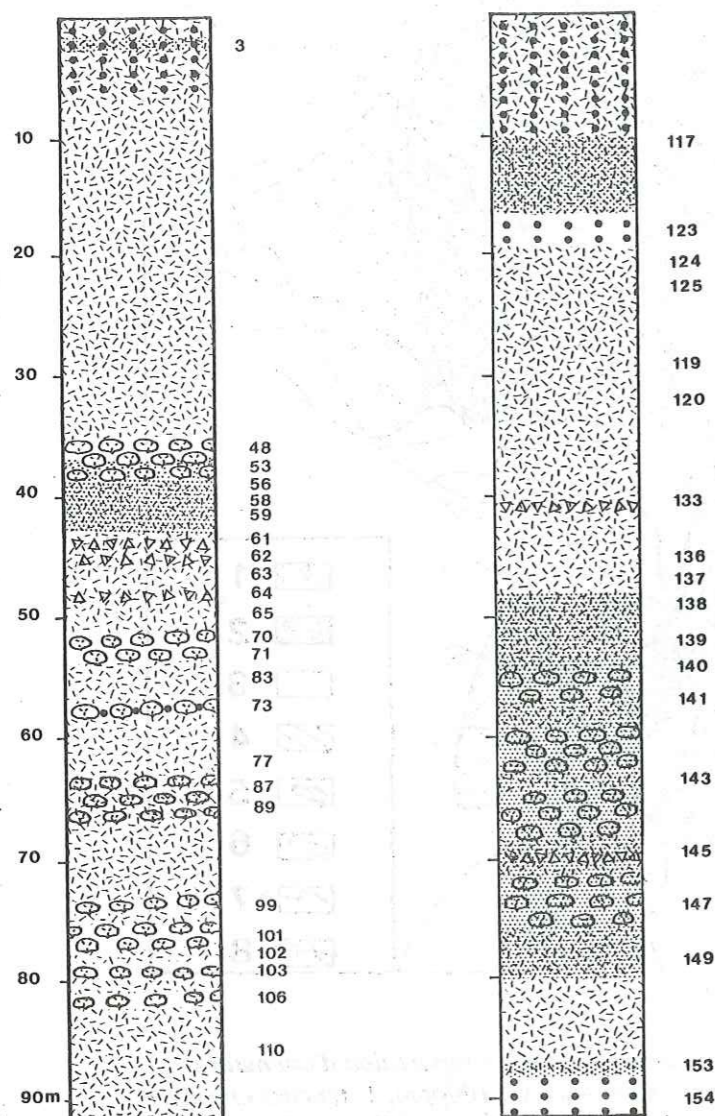
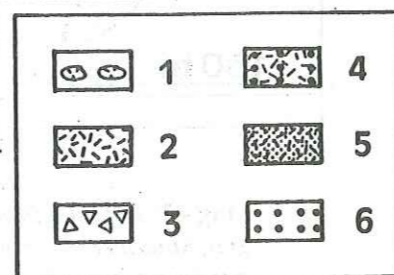


Fig 82: Répartition des échantillons étudiés le long des sondages 59-1 et 59-2. 1. Echantillon à texture hyalopilitique ou microlitique, 2. échantillon à texture intersertale, 3. brèche, 4. lave silicifiée et ferruginisée, 5. lave minéralisée, 6. jaspé.



. Minéralogie

La minéralogie des différents faciès est présentée dans les tableaux 7 et 8.

. les coeurs et bordures de coulées

Deux types de paragenèse contrastée ont été observés dans ces échantillons.

Les laves peu ou non minéralisées sont caractérisées par la paragenèse suivante: quartz + albite + chlorite + sphène + épidote + laumontite + pyrite + chalcopryrite.

Quartz, albite et chlorite se développent dans la matrice des coeurs et bordures de coulées occupant les mêmes sites que dans les échantillons V1, hors zone minéralisée.

L'épidote s'observe uniquement dans les coeurs de coulées, les bordures étant caractérisées par le développement plus important de chlorite. Cette observation est en accord avec d'autres études de basaltes spilitisés (CANN, 1969; HUMPHRIS et THOMPSON, 1978a). Une telle distribution des phases secondaires a été interprétée comme la conséquence de variations du rapport eau/roche au cours de l'interaction entre le coeur et la bordure des coulées et l'eau de mer (REED, 1983).

Pyrite et chalcopryrite sont présentes dans les coeurs et les bordures de ces échantillons mais en volume nettement moins important que dans les laves minéralisées. Toutes deux s'observent sous forme disséminée ou bien en veine. Elles sont associées dans ce dernier cas systématiquement à du quartz et de la chlorite. Le sulfure dominant sous forme disséminée est la pyrite souvent associée à du sphène. En veine par contre, pyrite et chalcopryrite ont été observées aussi fréquemment l'une que l'autre. Ces deux phases peuvent également être présentes simultanément dans la même veine. Elles possèdent alors chacune des inclusions l'une de l'autre (Planche XV, Photo 1) et semblent de ce fait avoir coprécipité. Les épontes de ces veines minéralisées sont parfois soulignées par des alignements de pyrite (Planche XV, Photo 2). La prédominance de la pyrite par rapport à la chalcopryrite dans la matrice des laves ainsi que sa fréquente association au sphène suggèrent qu'une partie des sulfures s'est formée par sulfuration de la titanomagnétite sans apport externe de métal.

La laumontite a été observée en veine uniquement dans les cortex des coulées. Elle se développe parfois dans les veines à sulfures, chlorite et quartz.

Dans ces échantillons, la titanomagnétite est partiellement remplacée par du sphène. Le clinopyroxène, quant à lui, a disparu de presque tous les échantillons, les laves 59-1-102 et 106 exceptées. Il semble s'être principalement transformé en l'assemblage épidote+quartz.

Les laves minéralisées possèdent la paragenèse secondaire suivante: quartz + chlorite + rectorite + sphène + pyrite + chalcopryrite. Le volume de sulfures atteint dans ces laves 20%.

Ces échantillons sont ainsi exempts d'albite. Ils sont caractérisés de plus par une grande richesse en chlorite, celle-ci se développant en matrice et en veine, associée dans les deux cas à du quartz.

La rectorite se développe en association avec du quartz essentiellement en pseudomorphose d'anciens plagioclases. Ce phyllosilicate se présente sous forme de fines paillettes incolores en lumière naturelle et polarisant dans les teintes du second ordre. C'est l'analyse diffractométrique aux rayons X qui en a permis l'identification précise. En effet celle-ci a mis en évidence dans les échantillons minéralisés étudiés la présence d'un interstratifié illite-smectite régulier de la famille des Allevardites comportant environ 50% de feuilletts smectitiques.

Dans ce type d'échantillons, la titanomagnétite est totalement remplacée par des

Ech.	Fac.	Cpx	Ab	Q	Chlo.	Calc.	Epid.	Zeol.	Allev.	Sphène	Sulfures	Fe-oxyde
3	c				+++				+++	++		Hy
48	c		*	*	++		++			++	Py	Hy
53	b			*	+++				+++	++	Py	Hy
56	c			*	+++				+++	++	Py	Hy
58	c			*	+++					++	Py	
59	c			*	+++					++	Py Cpy	
61	br		*	*	+++		+	+		++	Py Cpy	
62	br		*	*	+		+++	+		++	Py Cpy	Ti-Mg Hy
63	c		*	*	+++		+++			++		Ti-Mg
64	br		*	*	+++		+++	++		++	Py	Ti-Mg
65	c		*	*	+++	+	+			++		Ti-Mg
70	b		*	*	++			++		++	Py Cpy	He
71	b		*	*	++		++			++	Py Cpy	
83	b		*	*	+++		+			++	Py Cpy	Ti-Mg
73	b		*	*	+++					++	Py Cpy	Hy
77	b		*	*	+++					++		Hy
87	c		*	*	+++					++	Py Cpy	Ti-Mg He
89	c		*	*	+++					++	Py Cpy	
99	b		*	*	+++			+		++		Hy
101	c		*	*	+++					+++		Hy
102	c	*	*	*	++	+	++	+++		++	Cpy	Ti-Mg
103	b		*	*	++					++	Py Cpy	
106	c	*	*	*	++		+			+++		Ti-Mg
110	c		*	*	++		+			++	Py	Ti-Mg

Tableau 7

Ech.	Fac.	Cpx	Ab	Q	Chlo.	Calc.	Epid.	Zeol.	Allev.	Sphène	Sulfures	Fe-oxyde
117	c			*	+++			+	+++	++	Py	
123	v			*			+++	++			Py	Hy
124	c		*	*	+++		+++			+++	Py	Ti-Mg Hy
125	c		*	*	++		++			++	Py	Ti-Mg
119	c		*	*	++		+			++	Py	Ti-Mg
120	c		*	*	++		+			+++	Py	Ti-Mg
133	br		*	*	+++		+			+++	Py	Ti-Mg Hy
136	c		*	*	+++		+++			+++	Py	Ti-Mg
137	c		*	*	+++		+			+++	Py	Ti-Mg
138	c			*	+++				+++	++	Py	
139	c			*	+++				+++	++	Py Cpy	
140	b			*	+++				+++	++	Py	
141	b			*	+++					++	Py	Hy
143	c+b		*	*	+++		+	+++	++	++	Py Cpy	Hy
145	br		*	*	++			+++	++	++	Py Cpy	
147	b		*	*	++					++	Py	
149	c		*	*	+++			++	+++	++	Py	
153	c		*	*	+++		+			+++	Py	Hy
154	v		*	*				++			Py Cpy	Hy

Tableau 8

agrégats de sphène. Celui-ci a également été observé en veine associé à du quartz.

Tout comme dans les laves peu minéralisées, la pyrite est le sulfure disséminé dominant. Chalcopyrite et pyrite sont présentes en veines associées à du quartz et de la chlorite. Elles ont parfois été observées dans les mêmes veines. Ces deux phases semblent alors coprécipitées.

La laumontite a fréquemment été observée en veines avec sulfures, quartz et chlorite.

Les brèches

Deux types de brèches ont été rencontrés dans ces sondages.

Le premier type a été rencontré dans les sondages 59-1 et 59-2, à peu près à la même profondeur dans les deux cas (entre 44 et 47m dans 59-1 et à 42m dans 59-2), (Planche XV, Photo 3).

Ces brèches sont constituées de fragments de laves hydrothermalisées, c'est-à-dire fortement soit épidotisées soit chloritisées, enveloppés dans une matrice d'aspect détritique. Cette matrice est elle-même constituée de fragments de certains minéraux constituant les éléments de la brèche, c'est-à-dire d'albite, d'épidote et de sulfures réunis par un ciment chloriteux ou ferrugineux. Une seule brèche à ciment chloriteux a été rencontrée. Elle est représentée par l'échantillon 59-1-61 situé au sommet du niveau à brèche du sondage 59-1. Cette brèche présente des caractéristiques propres aux échantillons minéralisés qui sont un volume important de sulfures et la silicification des plagioclases.

Des veines de laumontite ont été observées dans la plupart de ces échantillons, recoupant à la fois la matrice et les éléments (Planche XV, Photo 4)

Ces brèches sont du point de vue de leur morphologie et de leur minéralogie tout à fait analogues à celles se développant aux abords des failles qui jalonnent l'indice de Zuha (voir chapitre 2). Elles pourraient ainsi être liées à des fractures locales.

Le second type de brèche a été rencontré dans le sondage 59-2 à une profondeur de 70m (échantillon 59-2-145). Cette brèche est également constituée de fragments de laves hydrothermalisées mais qui cette fois présentent la paragenèse caractéristique des échantillons minéralisés c'est-à-dire à quartz + chlorite + rectorite + sphène + sulfures. Un second type d'éléments a été observé. Il s'agit d'éléments uniquement constitués de quartz arrangés en mosaïque. Ceux-ci pourraient représenter des fragments de veines hydrothermales. Des cubes de pyrite isolés sont également présents. L'ensemble est cimenté par de la laumontite.

Tableaux 7 et 8: Assemblages secondaires se développant dans les deux sondages 59-1 et 59-2 étudiés. La persistance du clinopyroxène a été notée. Les astérisques signalent la présence ou l'absence d'albite ou de quartz. Les croix permettent de représenter les abondances relatives de chacune des phases. Légende du tableau: Ech= numéro d'échantillon, Fac= faciès (c= coeur de coulées, b= bordure, br= brèche, v= veine), Cpx= clinopyroxène, Ab= albite, Q= quartz, Chlo= chlorite, Calc= calcite, Epid= épidote, Zeol= zéolite, Allev= allevardite, Sulfures= pyrite (py) ou chalcopyrite (cpy), Fe-oxyde= hydroxydes (Hy) ou titanomagnétite (Ti-Mg) ou Hématite (He).

. Les veines de jaspe hématitisé

Ces veines sont constituées de quartz pigmenté d'hématite (identifiée aux rayons X), et de sulfures de type pyrite et chalcopryrite. De l'épidote y est souvent associée. Celle-ci cristallise soit dans la masse du jaspe, soit en veines associée alors à de la pyrite. Dans ce dernier cas, des cristaux automorphes de pyrite se développent sur les gerbes d'épidote et ce silicate s'observe en inclusions dans le sulfure. Ces jaspes hématitisés à épidote et sulfures sont semblables à ceux observés sur le terrain à la périphérie des coussins.

De la laumontite est également présente dans ces veines.

. Les laves ferruginisées et silicifiées du sommet des deux sondages

Un échantillon, 59-1-3, provenant du sommet du sondage 59-1 a été étudié. Il s'agit d'une lave dont on distingue encore très bien la texture intersertale primaire. Cependant le plagioclase a été transformé en l'assemblage quartz+ rectorite et le restant de l'échantillon (verre+minéraux ferromagnésiens primaires) en chlorite et quartz. De nombreuses reliques de sulfures disséminés sont visibles, à présent remplacés par des hydroxydes de fer.

Ces échantillons sommitaux représentent ainsi d'anciennes laves minéralisées qui ont été soumises à des processus d'oxydation tardifs en relation probablement avec la formation du chapeau de fer.

. Conclusion

On retiendra de cette étude pétrographique et minéralogique les points suivants :

Les échantillons non minéralisés des sondages sont caractérisés par le développement d'un assemblage secondaire identique à celui caractérisant l'ensemble des volcanites V1. Par contre, les échantillons minéralisés sont caractérisés par la disparition de l'épidote et de l'albite, une chloritisation et une silicification importante ainsi que par le développement d'une nouvelle phase phylliteuse, la rectorite. Les sulfures, pyrite et chalcopryrite, se développent sous forme disséminée ou dans des veines à quartz+chlorite, ceci dans les deux types d'échantillons. Dans les veines des échantillons minéralisés tout comme dans les laves non minéralisées, pyrite et chalcopryrite sont contemporaines.

Un épisode de bréchification est enregistré au niveau des deux sondages. Ces brèches sont très semblables à celles se développant aux abords des failles de direction méridienne qui jalonnent l'indice de Zuha et sont donc interprétées comme liées à des fractures.

Les veines de laumontite se développent préférentiellement:

- dans les laves non minéralisées, au niveau des cortex
- dans les laves minéralisées, dans les veines à sulfures
- dans les niveaux à brèches épidotisées qu'elles recoupent
- au niveau des veines de jaspes hématitisés.

Cette laumontite constitue de surcroît le ciment de brèches à fragments de basaltes minéralisés.

L'ensemble de ces observations montre ainsi que l'apparition de cette zéolite est tardive par rapport à l'ensemble des phases d'épidotisation et de minéralisation.

C. LES LAVES MINERALISEES PROVENANT DES HALDES DE LA MINE DE CUIVRE DE LASAIL

La mine de cuivre de Lasail est située dans le wadi Jizi au Nord du bloc de Salahi (fig 7). L'amas minéralisé associé est localisé d'après ALABASTER (1982) à l'interface des unités Geotimes et Lasail, c'est-à-dire en reprenant la terminologie utilisée dans ce travail, à l'interface des laves V1 et des premières émissions primitives du V2. Cet amas occupe ainsi la même position structurale que l'indice de Zuha.

1. Descriptions lithologiques

Deux échantillons prélevés sur les haldes de la mine de Lasail ont été étudiés dans le but de comparer les assemblages secondaires s'y développant à ceux observés dans les laves minéralisées de Zuha.

Ces échantillons sont des laves ainsi que l'indique la présence de vésicules, seuls témoins subsistant de la texture magmatique originale. La matrice de ces laves est en effet totalement recristallisée en produits secondaires, cette recristallisation s'accompagnant de la disparition complète de toutes les phases magmatiques primaires dont on n'observe, à la différence des échantillons minéralisés de Zuha, même plus les fantômes. Ces échantillons sont parcourus de veines de quartz d'épaisseur millimétrique porteuses de minéralisations. Ces veines sont généralement bordées d'un liseré plus sombre que le restant de l'échantillon.

2. Minéralogie

Ces échantillons présentent la paragenèse secondaire suivante: quartz + albite + chlorite + illite + sphène + heulandite + sulfures.

Dans la masse, le quartz se développe localement sous forme de bourgeons, à la différence de l'albite qui a cristallisé en masse dans l'ensemble de l'échantillon.

La chlorite est présente dans la totalité de l'échantillon et constitue la phase principale du liseré plus sombre que l'on observe à la bordure des veines minéralisées. Elle se développe également dans les veines où par ailleurs deux types ont été distingués. L'un, observé dans les deux échantillons 730B et D, se présente en rosettes incolores à vert clair en lumière naturelle. Le second type de chlorite constitue des plages de teinte ocre, à aspect réticulé (Planche XVI, Photo 1 et 2).

L'illite tout comme le sphène accompagne la chlorite dans la matrice des échantillons. Elle se présente comme la rectorite sous forme d'agrégats de petites paillettes incolores en lumière naturelle et polarisant dans les jaune orangé. Mise en évidence optiquement dans un premier temps, la nature de cette phase a été précisée à l'aide d'une étude aux rayons X qui a révélé la présence d'un mica caractérisé par un pic à 10Å.

Les sulfures sont présents sous forme disséminée dans la mésostase ou bien se concentrent dans les veines à quartz et chlorite. Les sulfures se développant dans la mésostase sont de type pyrrhotite et pyrite, ceux observés dans les veines de type pyrrhotite, chalcopryrite et pyrite. La pyrite est le sulfure dominant sous forme disséminée et dans les veines. La pyrrhotite est observée en inclusions locales dans la pyrite. Quant à la chalcopryrite, elle se présente en inclusions mais constitue également des liserés à la bordure de la pyrite (Planche XVI, Photo 3). L'ordre d'apparition de ces phases est d'après ces observations : pyrrhotite, chalcopryrite + pyrite.

La zéolite calcique heulandite est présente dans les veines à quartz + chlorites + sulfures. Elle s'y développe sous forme de larges cristaux tabulaires localement poecilites sur du quartz (Planche XVI, Photo 4). Elle cristallise également dans la masse de ces laves au niveau de petites veines monominérales organisées en réseau.

3. Conclusion

Les échantillons minéralisés des haldes de la mine de Lasail présentent une paragenèse secondaire légèrement différente de celle se développant dans les laves minéralisées de Zuha. On y observe en effet la présence de deux phases absentes dans les échantillons précédents, l'une silicatée, l'illite, l'autre sulfurée, la pyrrhotite. De plus ces échantillons ont subi une phase d'albitisation.

Ces laves minéralisées sont par contre, tout comme les échantillons de Zuha, caractérisées par le développement de silicifications et d'une importante chloritisation. De même, dans ces échantillons également, une phase à zéolites succède à l'épisode minéralisateur.

C. COMPOSITION DES PHASES SECONDAIRES SE DEVELOPPANT DANS LES ECHANTILLONS MINERALISES DE ZUHA ET DE LASAIL

1. Les phyllosilicates

Chlorite, rectorite et illite sont les trois variétés de phyllosilicates identifiées optiquement ou à l'aide de diffractogrammes de rayons X dans ces échantillons. Les compositions de ces phases analysées à la microsonde sont regroupées dans l'annexe 9.

. La chlorite

Le champ de composition des chlorites analysées dans les échantillons minéralisés de Zuha s'étend entre ceux des pycnochlorites et des ripidolites (fig 83). On remarquera qu'il chevauche en partie le champ de composition des chlorites des échantillons non minéralisés prélevés dans les sondages ou en dehors des zones minéralisées.

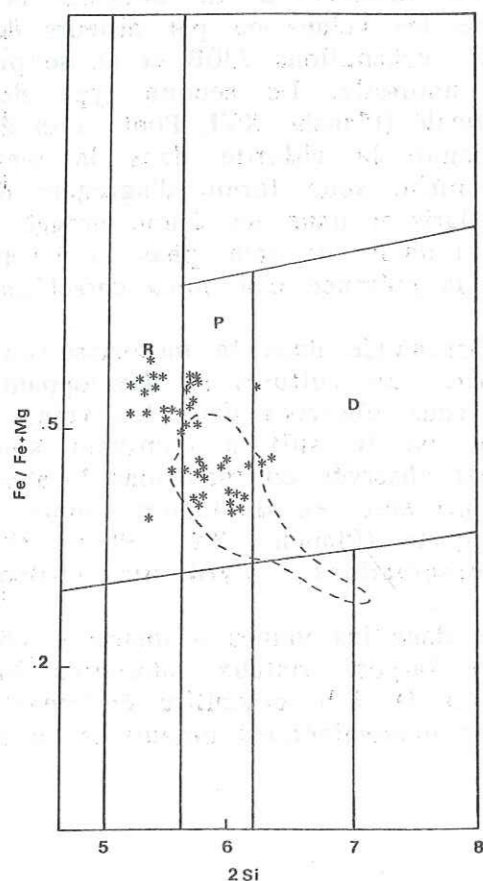


Fig 83: Répartition des compositions des chlorites analysées dans les échantillons minéralisés des sondages de Zuha, dans le diagramme de HEY (1954). R= champ des ripidolites, P= champ des pycnochlorites, D= champ des diabantites. En tireté: champ de composition des chlorites des échantillons non minéralisés.

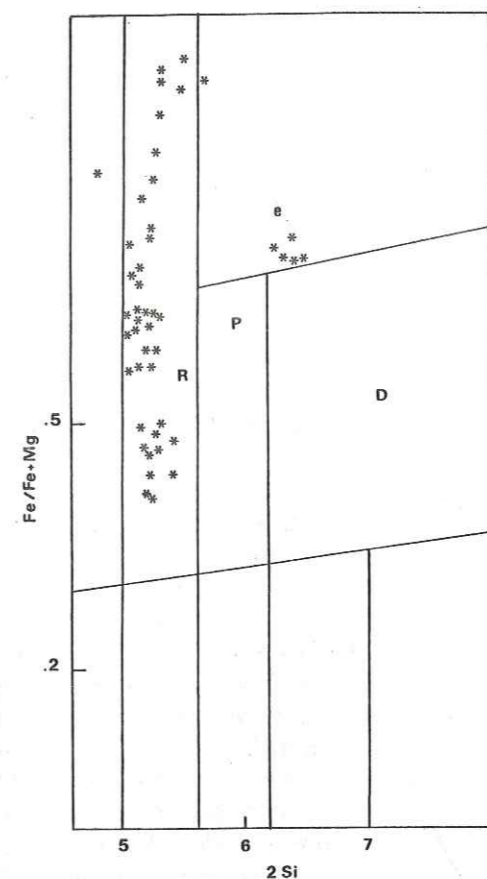


Fig 84: Répartition des compositions des chlorites analysées dans les échantillons minéralisés des haldes de la mine de Lasail dans le diagramme de HEY (1954). Légende identique à celle de la figure 83 avec en plus e= champ des delessites.

Les chlorites analysées dans la masse des échantillons de Lasail présentent des compositions de ripidolites. Celles cristallisant en rosettes dans les veines ont des compositions qui évoluent du champ des ripidolites à celui des daphnites. Les chlorites se présentant en plages réticulées dans les veines de ces mêmes échantillons ont des compositions de delessite (fig 84).

Ainsi, les chlorites cristallisant dans les veines sont en général plus riches en fer que celles cristallisant dans la matrice (fig 85). Il n'existe par contre pas de différence de composition systématique entre les chlorites analysées à la bordure d'une veine minéralisée (c'est-à-dire dans la frange millimétrique enrichie en chlorite qui borde les veines) et celles cristallisant dans la masse des échantillons.

Les teneurs en manganèse des chlorites des sondages peuvent être élevées et dépasser les 1% comme dans les échantillons 59-2-139 et 149 (fig 86). Elles peuvent également être faibles même dans des chlorites qui ont été analysées dans des échantillons présentant un volume important de minéralisations (59-2-138 ou 143).

Les teneurs en manganèse des chlorites cristallisant dans les veines des échantillons de Lasail sont généralement plus importantes que celles des chlorites cristallisant dans la roche. Les premières varient en effet entre .51 et .78% et les secondes entre .27 et .56% de MnO. Les deux types de chlorites analysées dans les veines, pycnochlorites et delessites, présentent des teneurs en manganèse équivalentes.

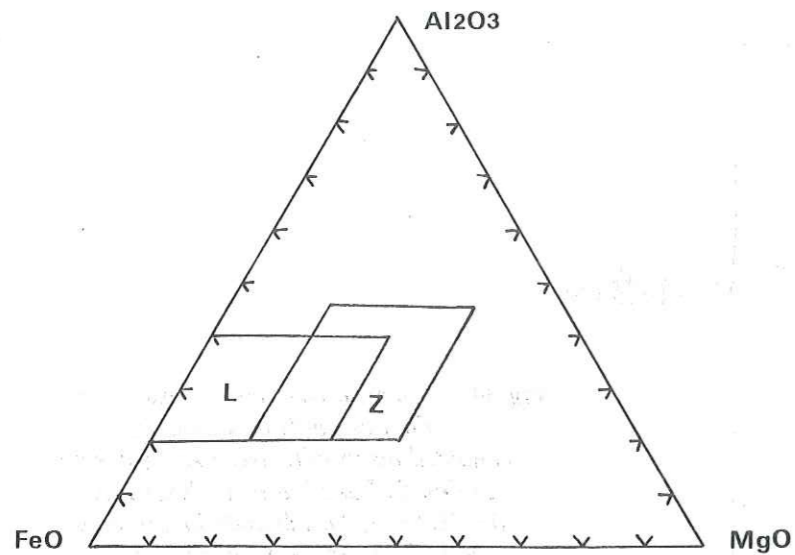


Fig 85: Répartition dans le triangle Al₂O₃-FeO-MgO des chlorites des échantillons de Zuha (Z) et de Lasail (L).

A. Chlorites de Zuha: Cercles= chlorites d'échantillons non minéralisés, astérisques= chlorites d'échantillons minéralisés.

B. Chlorites de Lasail: Ech. 730B, les chiffres représentent la distance séparant la chlorite analysée dans la masse de la roche de la veine. Ech. 730D, ci contre: les astérisques représentent des analyses de chlorites en rosettes en veines; les triangles, les analyses de chlorites dans la masse de la roche; le carré représente une analyse de chlorite en bordure de veine. Les points représentent des analyses de chlorites tardives en amas réticulés.

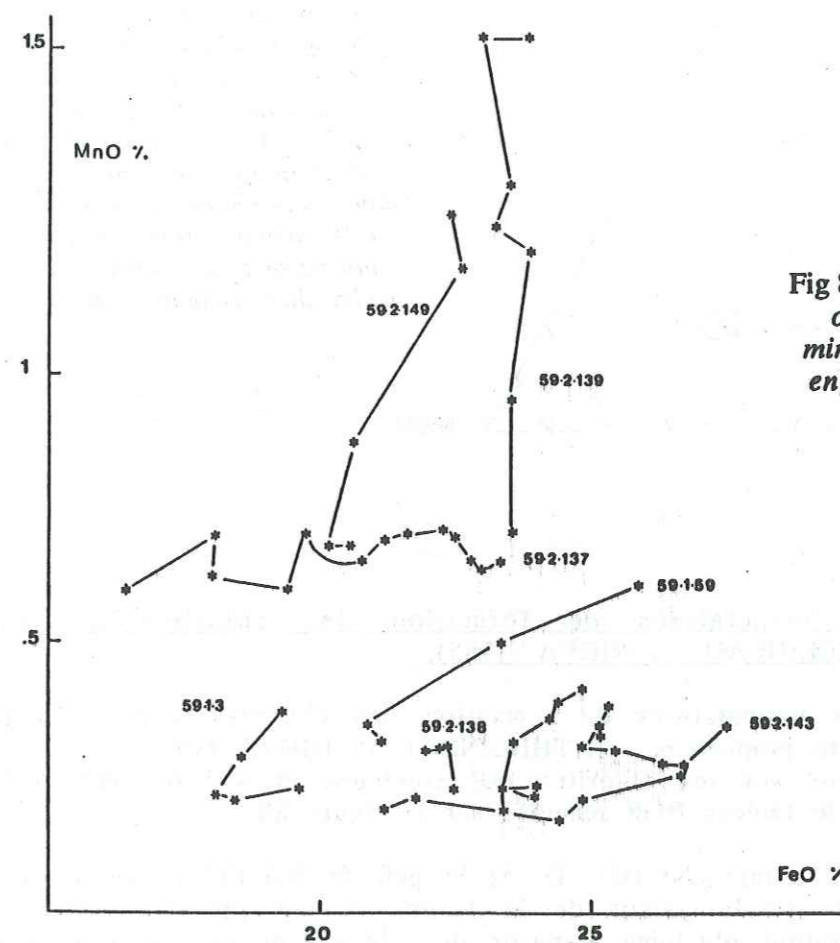
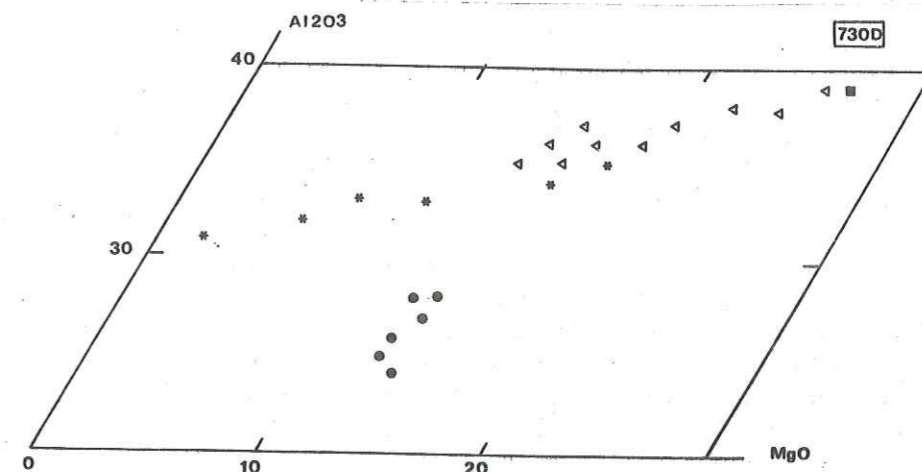
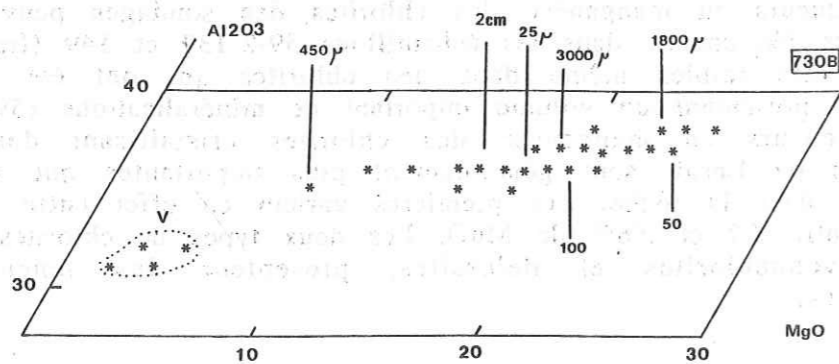
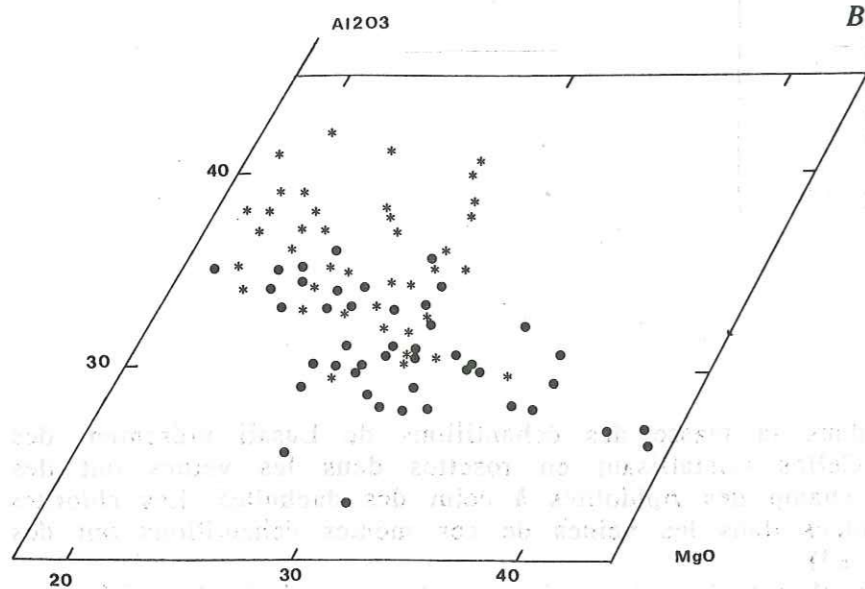


Fig 86: Teneurs en MnO des chlorites des échantillons minéralisés de Zuha reportées en fonction des teneurs en fer.

Les chlorites analysées dans les échantillons minéralisés de Lasail occupent dans le triangle Al₂O₃-FeO-MgO le même champ de composition que celui des chlorites analysées dans des échantillons minéralisés de la mine de Bayda, voisine de celle de Lasail, par COLLINSON (1986), (fig 85 et 87). Celles des échantillons minéralisés de Zuha sont un peu moins riches en fer.

Comparées aux chlorites analysées dans des basaltes spilités de l'Atlantique (HUMPHRIS et THOMPSON, 1978), l'ensemble des chlorites des échantillons minéralisés étudiés sont plus riches en aluminium et fer (fig 87).

Elles présentent des teneurs en fer équivalentes à celles de chlorites analysées dans des brèches minéralisées provenant également de l'Atlantique (DELANEY *et al.*, 1987); par contre elles semblent a priori plus riches en aluminium que ces dernières (fig 87). Cependant l'examen des cinq analyses figurant dans cette publication a révélé une erreur dans le report des compositions. Ainsi les teneurs en aluminium des chlorites des échantillons minéralisés étudiés sont en fait à peu près du même ordre que celles des chlorites de ces brèches. On retrouve par ailleurs au niveau de ces chlorites océaniques les fortes teneurs en fer qui caractérisent les chlorites des échantillons de Lasail. Les chlorites en rosette dans les veines à sulfures montrent en particulier des compositions qui sont très proches de celles de ces chlorites de l'Atlantique.

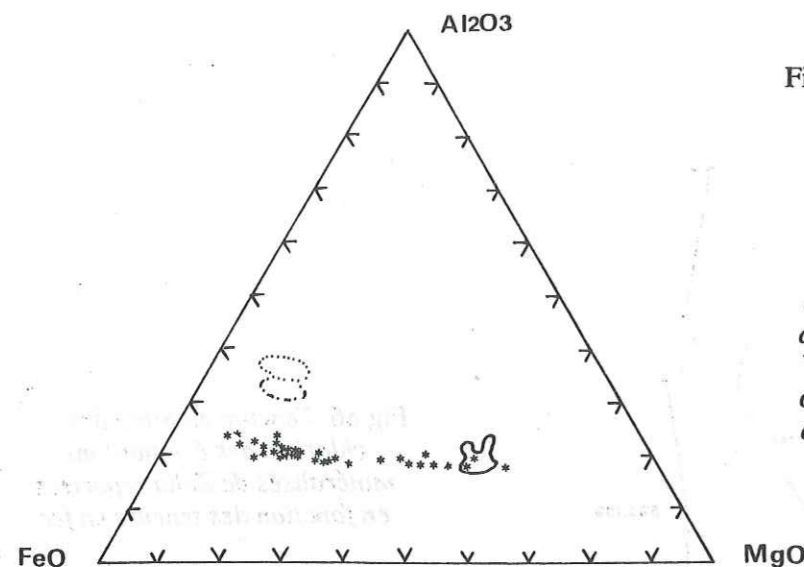


Fig 87: Répartition dans le triangle Al₂O₃-FeO-MgO des chlorites analysées dans les stockwerks (champ en pointillé) et des brèches minéralisées (champ en points tiretés) de la mine de cuivre de Bayda, des chlorites analysées dans des échantillons océaniques altérés dans les conditions du faciès Schistes Verts (champ en trait continu) et des chlorites analysées dans des brèches de basaltes océaniques minéralisées.

Estimation des températures de formation des chlorites à l'aide du géothermomètre de CATHELINEAU et NIEVA (1985).

Une estimation des températures de formation des chlorites a été effectuée en utilisant le géothermomètre proposé par CATHELINEAU et NIEVA (1985).

Les résultats obtenus sur les chlorites des sondages et sur les échantillons de Lasail sont figurés dans le tableau 9 et résumés sur la figure 88.

J'ai souligné dans le paragraphe (III- D, 5) le peu de fiabilité et de sensibilité du géothermomètre reposant sur la valeur de la lacune octaédrique. Ce sont donc les températures de cristallisation obtenues à partir de la valeur de Al tétraédrique qui seront retenues pour les chlorites des échantillons des sondages.

Les températures de cristallisation des chlorites des échantillons non minéralisés des sondages sont comprises entre 112 et 290°C. Les températures les plus basses ont été obtenues sur les chlorites de l'échantillon 59-1-48 et demeurent pour le moment inexplicables. Les températures les plus élevées ont été obtenues à partir de chlorites associées directement à des sulfures, en veines comme dans les échantillons 59-1-73 et 89, ou au niveau du ciment de la brèche 59-1-61.

Echant. T°C(Lac.VI)	T°C(AIIV)	T°C(LacVI)	Echant.	T°C(AIIV)	
59-1-3	234_35 (4)	224_27	59-2-124	231_17 (2)	268_11
48	124_13 (3)	236_5	119	240_8 (2)	257_4
53	291_3 (3)	261_3	120	234_4 (3)	264_1
59	237_1 (2)	241_12	133	246_4 (7)	261_5
61	274_13(11)	265_7	137	227_8 (16)	249_14
62	254_1 (3)	262_3	138	254_3 (4)	262_2
83	211_25 (6)	260_4	139	261_10(7)	261_2
73	268_0 (2)	273_1	143	268_23(21)	255_13
89	281_8 (2)	272_0	149	258_3 (5)	261_4
102	260_4 (5)	273_1	59-3-166	221_0 (2)	265_1
110	172 (1)	240	CP 730D		
CP 730B			M	314_8 (18)	269_3
M	306_11 (29)	266_7	V	300_6 (8)	261_12
V	283_15 (5)	258_7	V'	187_8 (7)	241_5

Tableau 9: Températures de cristallisation des chlorites des échantillons des sondages, d'échantillons des haldes de la mine de Lasail (CP 730, M: chlorites en matrice, V: chlorites en veines, V': chlorites en veines, en plages réticulées). Entre parenthèses a été figuré le nombre de chlorites sur lequel a été effectué le calcul.

Les températures de cristallisation des chlorites des échantillons minéralisés sont comprises entre 219 et 294°C. Parmi ces échantillons, les températures de cristallisation des chlorites sont inférieures à 250°C seulement dans ceux dépourvus de rectorite (59-1-59 et 59-2-137) et dans l'échantillon 59-1-3, oxydé, du sommet du sondage. L'augmentation des températures de cristallisation des chlorites est visible sur le profil associé au sondage 59-2. Celles-ci sont en effet inférieures à 250°C dans la partie sommitale du profil et supérieures à cette température dans la partie inférieure caractérisée par la présence d'échantillons minéralisés à rectorite.

Les températures de cristallisation des chlorites dans la masse des échantillons minéralisés à illite des haldes de la mine de Lasail ainsi que celles de chlorites en rosette cristallisant dans les veines de ces mêmes échantillons sont toutes deux voisines de 300°C. Elles sont ainsi d'une manière générale supérieures aux températures de cristallisation des chlorites des échantillons minéralisés à rectorite de Zuha. Les températures de cristallisation des chlorites en plages réticulées (appelées V' dans le tableau) dans les veines de ces échantillons sont nettement plus basses, de l'ordre de 190°C.

La rectorite

La rectorite analysée présente des teneurs en silice et aluminium qui sont d'une manière générale plus élevées que celles de la rectorite analysée par RICHARDS *et al.* (sous presse) dans les halos d'altération associés aux amas sulfurés de Chypre. Le calcium demeure cependant toujours l'ion interfoliaire dominant comparé au sodium et au potassium. Les teneurs en potassium de ce mica sont par contre le plus souvent supérieures à celles des rectorites de Chypre.

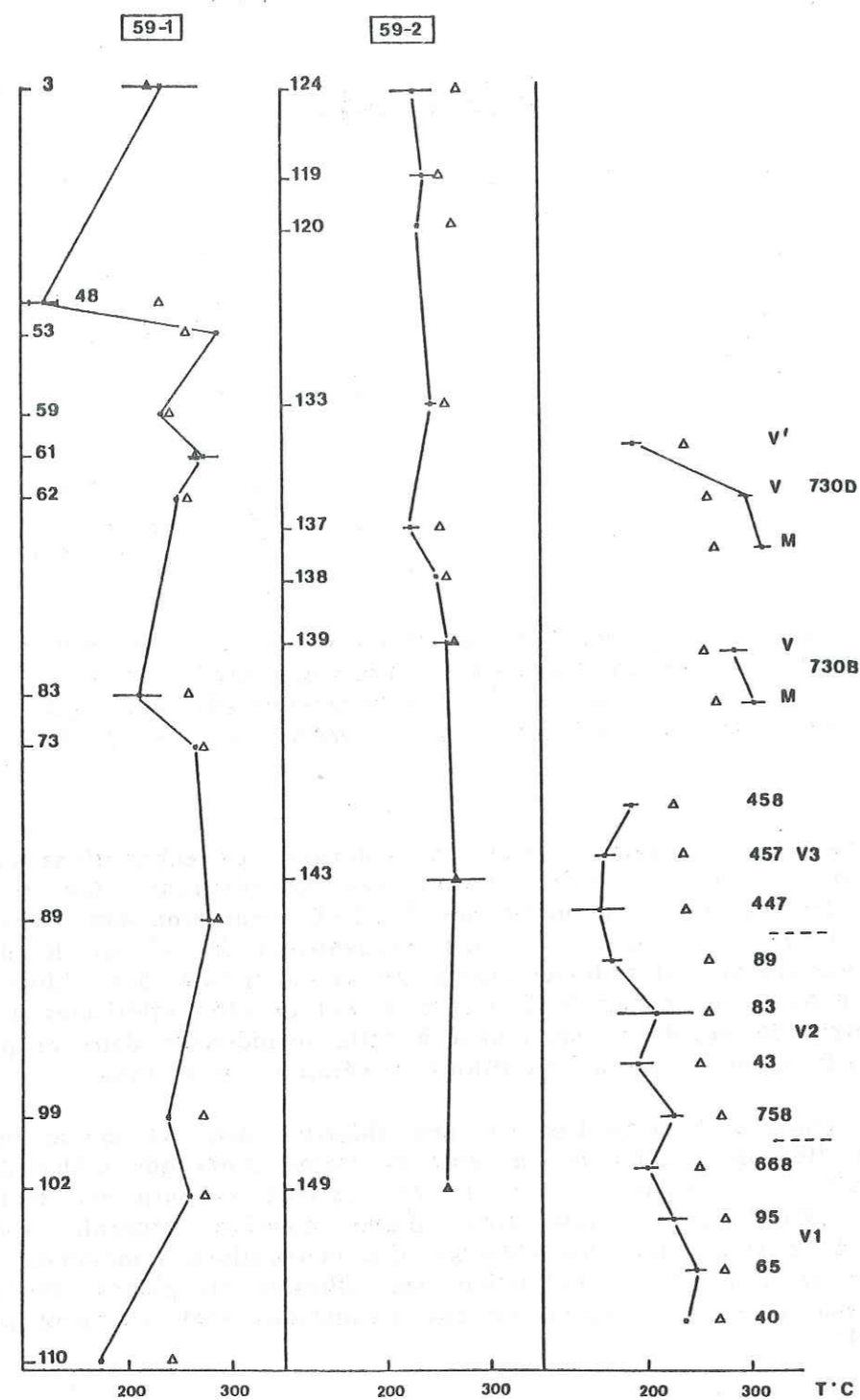


Fig 88: Répartition en fonction de la profondeur des températures de cristallisation des chlorites analysées dans les sondages 59-1 et 59-2. Les températures estimées à partir de la teneur en Al IV sont figurées par les triangles pleins et celles estimées à partir de la lacune octaédrique par les triangles creux. Les températures de cristallisation des chlorites analysées dans les échantillons minéralisés de la mine de Lasail ont également été reportées sur cette figure ainsi que celle des chlorites analysées dans les épisodes volcaniques 1, 2 et 3.

L'illite

L'analyse des paillettes micacées dans les échantillons des haldes de Lasail a fourni des compositions compatibles avec celles de micas de la famille des illites. Les teneurs en silice de ces phyllites (45.5 à 49.8% SiO₂) sont en effet dans leur ensemble plus élevées que celle d'une muscovite alors que les teneurs en potassium (8.3 à 9% de K₂O) sont plus basses. Les compositions obtenues sont, plus exactement, très similaires aux compositions d'hydromicas fournies par DEER *et al.* (1962).

Domaine de stabilité de la rectorite et de l'illite

Une synthèse des domaines de stabilité de la rectorite et de l'illite a été effectuée par VELDE (1985) et HORTON (1985). Cette synthèse s'est inspirée des résultats d'un ensemble de travaux portant sur des séries terrigènes ou volcanodétritiques soumises à un métamorphisme d'enfouissement.

Il s'avère ainsi que les phyllosilicates de la famille des allevardites sont stables dans un vaste domaine de températures, compris entre 100 et 220°C (VELDE, 1985). Quant aux phyllites de type illite, elles cristallisent en conditions hydrothermales dans une gamme de températures comprises entre 180°C et 260°C d'après HORTON (1985) et au-dessus de 200-220°C en présence de chlorite, d'après VELDE (1985).

2. Le sphène

Le sphène est un orthosilicate de formule X Y Si (O, OH, F)₅.

Les formules structurales de ce minéral ont été calculées sur la base de 4 ions silicium comme il a été proposé par COOMBS *et al.* (1976). Les sites Y ont été comblés par les ions Al, Ti, Fe³⁺, les sites X par le restant d'ions Fe sous forme ferreuse, et par les ions Mg, Ca, Na et K.

Dans les échantillons des sondages, minéralisés ou non, ce minéral apparaît en amas granuleux dans la mésostase en pseudomorphoses d'anciennes titanomagnétites. Il a également été observé en cristaux automorphes dans des veines de quartz dans un échantillon minéralisé à rectorite, 59-2-143. Cet échantillon possède également du sphène dans sa mésostase. Les deux types (en veine, analyses 11, 12, 13 et en mésostase, analyses 14 et 15) ont été analysés. Ils ne présentent pas de différence de composition.

Dans les échantillons minéralisés des haldes de la mine de Lasail, le sphène est présent en petit amas granuleux dans la mésostase.

Les compositions de l'ensemble des sphènes ont été reportées dans un triangle Ti-Al-Fe. Les sphènes des échantillons minéralisés de Zuha et de Lasail se distinguent par leur pauvreté en fer et leur richesse en aluminium. Ce caractère est particulièrement marqué dans les sphènes des échantillons de Lasail.

Les sphènes riches en aluminium sont fréquents dans les skarns (COOMBS *et al.*, 1976). Dans ce type d'environnement, la richesse en aluminium a été interprétée comme liée à la forte activité en fluor des fluides hydrothermaux, favorisant la substitution (Al, Fe³⁺)(OH, O)-TiO. Dans le cas des analyses présentées dans ce travail, le fluor n'a pas été dosé.

Si l'on se réfère aux travaux expérimentaux de MOODY *et al.* (1983) ou à ceux de SPEAR (1981), le sphène est stable à basse pression jusqu'à environ 450°C.

E - INTERPRETATION DES DONNEES PETROGRAPHIQUES ET MINERALOGIQUES RECOLTEES AU NIVEAU DES SONDAGES DE L'INDICE SULFURE DE ZUHA ET DES ECHANTILLONS DES HALDES DE LASAIL

Les échantillons minéralisés des sondages de Zuha et des haldes de Lasail présentent des paragenèses secondaires qui sont fréquemment décrites aux abords d'amas sulfurés (OHMOTO et SKINNER, 1983). En l'absence de données précises quant à la localisation exacte des sondages de Zuha ou des échantillons des haldes de la mine de Lasail par rapport aux amas minéralisés, les paragenèses rencontrées sont comparées à celles observées dans des contextes mieux étudiés. L'étude de COLLINSON (1986) portant sur les stockwerks des mines Omanaises de Bayda et de Lasail ainsi que celle de RICHARDS *et al.* (sous presse) consacrée aux halos d'altération accompagnant les amas sulfurés de Chypre ont été retenues à ces fins.

1. Les stockwerks des mines de Bayda et de Lasail et les halos d'altération accompagnant les amas sulfurés de Chypre: données minéralogiques et thermométriques.

. Les stockwerks des mines de Bayda et Lasail

COLLINSON (1986) a étudié les paragenèses silicatées et sulfurées se développant dans les stockwerks (veines et épontes) situés sous les amas sulfurés de Bayda et de Lasail. Un stockwerk correspond à un réseau de veines emprunté par les fluides minéralisateurs alimentant les dépôts métallifères.

Ainsi à Bayda, la paragenèse se développant dans les épontes des stockwerks est constituée de chlorite + rectorite + pyrite + sphène.

A Lasail, les paragenèses se développant dans les épontes du stockwerk ne peuvent être interprétées comme uniquement liées à la phase hydrothermale responsable des minéralisations en raison de la présence de témoins (amphiboles) d'une phase métamorphique postérieure. Cependant, cet auteur signale la présence locale d'illite dans ces épontes, illite qu'il ne peut cependant, sans ambiguïté, génétiquement relier aux minéralisations.

A Bayda et à Lasail, la phase minéralisatrice dominante s'illustrant par des veines à quartz + sulfures (pyrite et chalcoppyrite) est encadrée par deux phases à quartz et hématite. La première s'illustre par le développement de jaspes à la périphérie des coussins.

A Lasail, une phase à épidote+calcite succède à ces trois phases hydrothermales. Cette phase est absente à Bayda; par contre dans les deux secteurs, le dernier épisode hydrothermal enregistré s'illustre par le développement de veines de laumontite.

L'étude microthermométrique d'inclusions fluides dans les quartz des veines à sulfures du stockwerk de Lasail a fourni des températures de piégeage élevées de l'ordre de 360-400°C (SPOONER et BRAY, 1985). L'étude préliminaire effectuée par NEHLIG (données non publiées) sur les inclusions fluides dans les stockwerks de Bayda suggère que les fluides qui y ont circulé étaient à une température au minimum de 350°C.

. Les halos d'altération des amas sulfurés de Chypre

Une étude détaillée a été effectuée récemment par RICHARDS *et al.* (sous presse) sur les paragenèses d'altération accompagnant les amas minéralisés de l'ophiolite de Chypre.

Ce travail montre que différents assemblages secondaires sont présents en auréoles concentriques centrées sur les dépôts sulfurés et souligne la présence de trois grands types différents de halos d'altération.

Ces halos d'altération matérialisent la zone de décharge des fluides hydrothermaux responsables des minéralisations. La diversité des paragenèses que l'on y observe reflète la variation de paramètres physicochimiques au cours de l'interaction fluide hydrothermal-encaissant.

L'ensemble de la séquence volcanique de Chypre est caractérisé par le développement d'un faciès à smectite. Aux abords des amas minéralisés, ce faciès à smectite évolue vers un faciès à chlorite-smectite. Ce dernier laisse la place vers l'intérieur des auréoles d'altération à un faciès à chlorite-albite. Celui-ci disparaît vers le centre des halos au profit de trois types de paragenèses.

Le halo d'altération de l'amas de Pitharokoma est caractérisé dans sa partie interne par l'assemblage chlorite - illite - quartz - pyrite, celui-ci évoluant en son centre vers un faciès où ne subsistent qu'illite, quartz et sulfures (faciès lessivé).

Au centre du halo d'altération de l'amas de Kokkinopezoulas se développe un assemblage légèrement différent de celui du halo de l'amas de Pitharokoma. De la rectorite y est en effet présente au lieu de l'illite. Ce faciès évolue également dans la partie la plus interne des halos vers un faciès lessivé dépourvu de chlorite.

L'auréole d'altération accompagnant l'amas sulfuré de Mathiati est caractérisée par le développement dans sa partie centrale de l'assemblage quartz - chlorite ferrifère - pyrite.

Des études thermométriques ont été effectuées sur des échantillons à paragenèse contrastée provenant de ces différents amas sulfurés.

A Mathiati, HEATON et SHEPPARD (1977) ont estimé par des mesures isotopiques O16/O18 sur roches totales que les températures d'altération d'échantillons minéralisés étaient de l'ordre de 300°C. Ces données sont en accord avec les températures d'homogénéisation obtenues par RICHARDS *et al.* (sous presse) dans des quartz de jaspes du stockwerk de ce gisement.

A Pitharokoma, le mode des températures d'homogénéisation d'inclusions fluides dans des quartz d'échantillons minéralisés est également de 300°C pour une fourchette de températures s'étendant entre 270 et 350°C.

2. Discussion et interprétation des assemblages secondaires observés dans les sondages de Zuha et les échantillons des haldes de Lasail

. Les échantillons peu ou non minéralisés de Zuha

Au niveau des sondages de Zuha, les laves peu ou non minéralisées sont caractérisées par le développement pénétratif de la même paragenèse secondaire que celle observée dans les laves du volcanisme 1, hors zone minéralisée. Cette paragenèse s'est formée dans les conditions du faciès Prehnite-Pumpellyite à des températures généralement inférieures à 250°C, si l'on se réfère aux températures de cristallisation des chlorites. Elle est générée au cours de l'épisode hydrothermal H2 contemporain des premiers stades du volcanisme 2 (cf, paragraphe IV, D).

Des veines de jaspes à hématite, épidote et sulfures analogues à celles se développant sur le terrain à la périphérie des coussins ont été observées. Ce réseau de veines pourrait représenter l'équivalent de la première phase à quartz-hématite anté-minéralisations décrite par COLLINSON (1986) dans les stockwerks des mines de Bayda et Lasail.

. Les échantillons minéralisés

Les laves minéralisées des sondages sont caractérisées par la présence d'un

volume relativement important de sulfures (environ 20%), sous forme disséminée et essentiellement de type pyrite. Ces laves sont caractérisées par une paragenèse secondaire silicatée identique à celle se développant dans les épontes des stockwerks de la mine de Bayda ou au centre des halos d'altération de l'amas minéralisé de Kokkinopezoulas à Chypre.

La seule différence réside dans la composition des chlorites qui à Bayda sont plus riches en fer et à Kokkinopezoulas plus riches en magnésium (fig 83, rapports Mg/Mg+Fe des chlorites de Zuha, Bayda et Kokkinopezoulas respectivement compris entre .45 et .62, .21 et .44, .60 et .75).

Les échantillons minéralisés des sondages de Zuha représentent donc une partie d'un stockwerk qui a vraisemblablement alimenté un amas sulfuré situé sous la carapace D de l'indice de Zuha.

En effet, ainsi qu'on peut le voir sur la figure 81, ces sondages ont été implantés à la bordure des anomalies principales. Or, le contour d'une anomalie géochimique est le reflet superficiel de la zone de décharge des fluides minéralisants. Si l'on se réfère aux représentations classiques de telles zones, celles-ci ont une forme en entonnoir (ELDRIDGE *et al.*, 1983, fig 89) et dans ce cas de figure, il est normal que les sondages, tels qu'ils ont été placés, n'aient intercepté que le chevelu latéral des stockwerks.

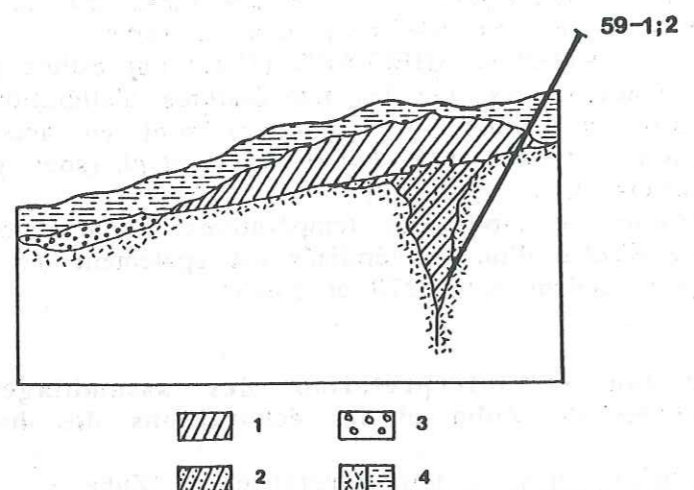
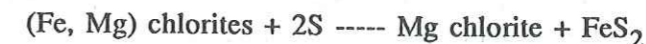


Fig 89: localisation des sondages 59-1 et 59-2 dans une représentation classique d'une zone d'alimentation d'un amas sulfuré d'après ELDRIDGE *et al.* (1983).
1. amas sulfuré massif, 2. stockwerk, 3. minerai bréchique, 4. roches hôtes.

Les échantillons des haldes de la mine de Lasail présentent une paragenèse secondaire très semblable, si l'on excepte l'albitisation en masse, à celle se développant dans le centre de l'aurole d'altération de l'amas minéralisé de Pitharokoma. Mais dans ce cas également, la composition des chlorites diffère, les chlorites de Lasail étant nettement plus riches en fer (Mg/Mg+Fe des chlorites de Lasail et de Pitharokoma respectivement compris entre .05 et .60, .60 et .75).

Origine de la paragenèse secondaire observée dans les échantillons minéralisés de Zuha

La présence de chlorites magnésiennes dans les halos d'altération des amas sulfurés de Chypre a été interprétée par RICHARDS *et al.* (sous presse) comme liée à un mélange dans la zone de décharge entre le fluide hydrothermal et de l'eau de mer riche en magnésium. Une seconde hypothèse a été avancée par KALOGEROPOULOS et SCOTT (1983) pour expliquer la présence très fréquente de chlorites magnésiennes aux abords d'amas sulfurés Kurokos. Selon ces auteurs, les chlorites magnésiennes sont le résultat de la sulfuration aux épontes des zones de décharges des fluides hydrothermaux, de chlorites ferromagnésiennes métamorphiques préexistantes suivant la réaction:



Cette réaction ne peut cependant pas s'appliquer aux chlorites des échantillons minéralisés de Zuha qui, si elles sont plus magnésiennes que celles de Bayda, ont cependant tendance à être plus riches en fer que les chlorites "métamorphiques" développées dans les laves non minéralisées.

Les chlorites des échantillons minéralisés de Zuha sont de ce fait interprétées comme liées à la recristallisation de chlorites "métamorphiques" au cours de l'interaction entre un fluide hydrothermal riche en fer et l'encaissant V1 préalablement recristallisé dans les conditions du faciès Prehnite-Pumpellyite.

Les plus fortes teneurs en fer des chlorites de Bayda sont vraisemblablement le reflet d'une plus forte influence de la composition du fluide hydrothermal sur celles de ces minéraux. Ceci suggère que les échantillons minéralisés de Zuha représentent une partie plus externe de la zone de décharge des fluides minéralisateurs comparée aux stockwerks de Bayda.

La recristallisation des échantillons minéralisés de Zuha a lieu à des températures légèrement supérieures à 250°C et dans des conditions de Ph faibles comme en témoigne la déstabilisation du plagioclase (URABE *et al.*, 1983, fig 90).

Les températures de recristallisation proposées sont supérieures au domaine de stabilité des micas de la famille des allevardites proposé par VELDE (1985). Cependant il n'est pas exclu que cette phase cristallise aux températures proposées comme le suggèrent des observations effectuées en domaine océanique. En effet, de la rectorite a été identifiée au niveau de cheminées hydrothermales (ALT *et al.*, 1987). Les mesures isotopiques O16/O18 indiquent des températures de cristallisation comprises entre 200 et 300°C.

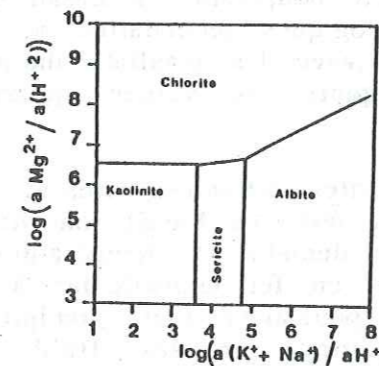


Fig 90: diagramme en rapports d'activités dans le système Na-K-Mg-Al-Si-H-Cl-O à 300°C (URABE *et al.*, 1983), illustrant la déstabilisation du plagioclase au profit des argiles à pH faibles.

Origine de la paragenèse secondaire observée dans les échantillons minéralisés des haldes de la mine de Lasail

Les seuls équivalents océaniques actuels des chlorites des échantillons des haldes de Lasail sont celles analysées au niveau des brèches minéralisées de l'Atlantique par DELANEY *et al.* (1987). Ces brèches ont été recristallisées sous l'action d'un fluide hydrothermal de forte salinité dont les températures sont comprises entre 400 et 500°C. Dans ces échantillons cependant, aucune phase de type illite n'a été observée.

L'illite se développant au centre des halos d'altération de Pitharokoma a été interprétée par RICHARDS *et al.* (sous presse) non pas comme une phase liée au processus minéralisateur mais comme un produit de recristallisation d'une rectorite préexistante au cours d'une augmentation de température. Cette interprétation a été avancée notamment en raison de l'absence de cristallisation de phase potassique au cours d'expériences d'interaction eau de mer-basalte à haute température.

On remarquera cependant que la séricite (mica potassique) est une phase très fréquente dans les halos d'altération accompagnant les amas sulfurés (URABE *et al.*, 1983). De plus, les travaux de simulation des interactions basalte-eau de mer de REED (1983) montrent que de la muscovite (minéral relativement proche de l'illite) peut se former vers 280°C au cours du refroidissement d'une solution hydrothermale. La solution retenue dans cette approche théorique est la solution résiduelle après interaction avec un basalte à 300°C et dans des conditions de rapport volume d'eau/volume de roche de 16. L'apparition de muscovite est accompagnée, dans cette expérience de simulation, de précipitation de quartz, de blende et de pyrite. La chalcopyrite apparaît un peu plus tard vers 220°C. L'ensemble de ces données suggère que la formation d'une phase potassique peut accompagner un processus minéralisateur.

Ainsi, le développement de la paragenèse illite + chlorite ferrifère dans les échantillons de Lasail est interprété comme uniquement lié à l'interaction entre un fluide hydrothermal minéralisateur et une lave.

Les températures de cristallisation de l'ordre de 300°C des chlorites ferrifères associées à l'illite sont en accord avec les résultats de REED (1983). Elles sont comparables aux températures des fluides ayant circulé dans les stockwerks de l'amas de Pitharokoma aux épontes duquel se développe de l'illite. Elles sont par contre inférieures aux températures des fluides ayant circulé dans les stockwerks de l'amas de Lasail. L'absence de localisation exacte des échantillons étudiés prélevés sur les haldes de cette mine ne permet cependant pas d'interpréter cet écart thermique.

La présence d'illite à proximité des amas sulfurés de la mine de Lasail, alors que dans les épontes des stockwerks de Bayda seule de la rectorite a été rencontrée suggère que les fluides minéralisateurs étaient de plus haute température à Lasail qu'à Bayda. Cette conclusion déduite des assemblages minéralogiques secondaires se développant aux abords des amas minéralisés est en accord avec les résultats thermométriques obtenus sur les inclusions fluides dans des quartz de veines appartenant aux stockwerks des deux amas.

Les températures de cristallisation des chlorites réticulées présentes dans les veines à sulfures des échantillons des haldes de la mine de Lasail sont de l'ordre de 190°C. Ces chlorites ont ainsi cristallisé dans le domaine de température du faciès Zéolite. Ces chlorites, qui présentent des teneurs en fer équivalentes à celles des chlorites en rosettes contemporaines des sulfures, pourraient avoir précipité à la fin de la phase hydrothermale minéralisatrice alors que les fluides se sont progressivement refroidis mais sont encore riches en fer.

Les témoins de la phase H3 au niveau des zones minéralisées

La dernière phase hydrothermale enregistrée dans l'ensemble des zones minéralisées, Zuha, Bayda et Lasail est une phase à zéolite calcique. A Zuha et Bayda, elle se manifeste par la présence de laumontite ou de heulandite. Dans les systèmes géothermiques actuels, la laumontite est la zéolite dominante entre 110 et 230°C alors que la heulandite est présente entre 50 et 150°C (KRISTMANN DOTIR et TOMASSON, 1978).

Dans le bloc de Salahi, l'apparition de veines de zéolites calciques, laumontite dans certaines coulées du volcanisme 1 et dans les laves primitives de la base du volcanisme 2 est interprétée comme liée à la phase hydrothermale H3. La circulation de ces fluides est activée par le magmatisme 3. Les manifestations de cette phase dans le volcanisme 1 s'expriment essentiellement au niveau des zones minéralisées. Ceci est lié au fait que les amas sulfurés se développent au niveau de secteurs failés où une certaine perméabilité a pu subsister jusqu'au moment où se manifeste cette dernière phase hydrothermale.

VI - RELATIONS ENTRE LES EPISODES MAGMATIQUES ET LES PHASES HYDROTHERMALES ENREGISTRES DANS LA PARTIE SUPERIEURE DU BLOC DE SALAHI

Trois épisodes volcaniques ont été mis en évidence dans la séquence extrusive du bloc de Salahi (chapitres 2, 3 et 4). L'analyse de terrain a révélé qu'au moins deux de ces épisodes avaient activé une circulation hydrothermale. L'étude minéralogique a permis de mettre en évidence une troisième phase hydrothermale pouvant être liée au magmatisme 3.

Dans ce paragraphe je vais essayer de reconstituer l'histoire hydrothermale du bloc de Salahi en m'appuyant sur les faits de terrain, sur les observations minéralogiques (ordre d'apparition des phases secondaires) et sur l'évolution de la composition des fluides en équilibre avec ces des phases secondaires. Pour argumenter ce modèle d'évolution, je me servirai également des observations effectuées dans la croûte océanique actuelle.

A - LA PHASE HYDROTHERMALE H1

L'épisode d'accrétion océanique matérialisé par la séquence plutonique principale et le volcanisme 1 a activé une première circulation hydrothermale, H1, dont les témoins directs sont les sédiments métallifères intercalés entre les coulées du premier épisode volcanique. Les phases secondaires du faciès Amphibolite et une partie de celles caractéristiques du faciès Schistes Verts se développent respectivement dans les gabbros et dans les dykes sont interprétées comme les témoins minéralogiques de cet hydrothermalisme axial. Cette hypothèse est en accord avec les observations effectuées dans la croûte océanique actuelle. Ainsi que les observations de terrain l'ont montré cette phase pourrait être à l'origine d'épidotisations locales de dykes.

L'absence d'amphiboles secondaires de haute température dans les gabbros suggère que la recristallisation de ces roches a eu lieu dans les conditions du faciès amphibolite inférieur à environ 600°C. La base du complexe filonien se situant à

environ 3000m sous le plancher océanique (1300m de V1 et 1600m de complexe filonien), un gradient géothermique de 200°C/Km est envisagé pour cette première phase. Il est en accord avec les gradients géothermiques estimés dans la cellule de convection axiale (JEHL, 1975; ALT *et al.*, 1987).

B - LA PHASE HYDROTHERMALE H2

1. La phase hydrothermale H2 est induite par les premiers stades du magmatisme 2

Le second épisode magmatique postérieur à l'accrétion est représenté par un cortège d'intrusions qui affleurent jusqu'au sommet du complexe filonien et qui alimentent le volcanisme 2. Ces intrusions se mettent en place dans une croûte préalablement altérée et hydratée.

Les calculs de bilan effectués par LAVERNE (1987) montrent qu'à la fin des trois stades d'altération océanique de basse température, les fluides imprégnant le sommet de la séquence volcanique sont enrichis en sodium et dans une moindre mesure en calcium et, suivant la procédure de bilan employée, en silice, aluminium et titane. Au terme des deux stades d'altération mixte réductrice, les fluides imprégnant les laves de la base de la séquence volcanique sont, eux, enrichis en aluminium et sodium.

La mise en place des cortèges d'intrusions jusqu'au sommet du complexe filonien va provoquer le réchauffement de la pile volcanique V1 et la convection des fluides qui l'imprègnent. Les volcanites vont ainsi interagir au cours d'une phase hydrothermale, appelée H2, avec des fluides interstitiels de composition évoluée (enrichis essentiellement en Na₂O) après la phase d'altération océanique de basse température contemporaine de l'accrétion.

Une telle interaction peut expliquer le développement pénétratif de l'assemblage secondaire caractéristique du faciès Prehnite-Pumpellyite dans les laves V1. En effet, les intrusions se mettent en place à l'interface complexe filonien-laves V1. Le volcanisme 1 occupe donc une position "stratigraphique" par rapport aux intrusions qui est équivalente à celle occupée par le complexe filonien dans un système hydrothermal axial où la chambre magmatique constitue la source de chaleur à l'origine de la convection des fluides. Or, la recristallisation des dykes dans un tel système océanique a lieu généralement dans les conditions du faciès Schistes Verts; la recristallisation des laves V1 dans les conditions du faciès Prehnite-Pumpellyite au cours d'une circulation hydrothermale activée par les intrusions est donc possible.

La présence dans les premières émissions du volcanisme 2 d'une paragenèse qui s'est formée également dans les conditions faciès Prehnite-Pumpellyite suggère que la phase H2 a aussi affecté ces coulées.

L'absence d'épidote, la rareté de la prehnite, le développement important de phases secondaires ayant cristallisé dans les conditions du faciès Zéolite ainsi que la persistance de témoins d'une altération océanique de basse température dans les laves supérieures du volcanisme 2 laisse penser que cette phase H2 est antérieure à l'émission de ces coulées. Cette phase hydrothermale est donc contemporaine à légèrement postérieure aux premières émissions primitives du volcanisme 2 et de ce fait activée par la chaleur dégagée par les intrusions au cours des premiers stades de leur différenciation.

Au cours de cette phase de recristallisation, une contribution d'eau de mer non modifiée n'est pas exclue. Cependant, les recristallisations se font dans tous les cas dans des conditions de faible rapport eau/roche, cela pour expliquer le fait que l'ensemble de ces volcanites (notamment les laves V1) aient fixé du sodium et ne se

soient pas enrichies en magnésium (voir chapitre 4 et MOTT, 1983).

Le développement de façon pénétrative d'une paragenèse caractéristique du faciès Schistes Verts dans les dykes du complexe filonien est interprété comme également lié à la phase de recristallisation induite par les premiers stades du magmatisme 2. Cependant, les dykes ont déjà été préalablement altérés dans les conditions du faciès Schistes Verts durant la phase H1.

L'abondance de la prehnite dans les premières émissions du volcanisme 2, minéral quasiment absent dans les laves du volcanisme 1, est interprétée comme liée à la composition plus primitive de ces faciès. Sa formation nécessite en effet moins de fer que celle de l'épidote.

2. La phase H2 est à l'origine de certaines épidotisations se développant dans le volcanisme 1 et le complexe filonien, des minéralisations associées à l'indice de Zuha et du dépôt des sédiments métallifères affleurant à l'interface V1-V2.

Dans les paragraphes III-A et IV-A 2, une phase d'épidotisation des laves V1 postérieure au développement de l'assemblage caractéristique du faciès Prehnite-Pumpellyite a été mentionnée. Il est vraisemblable que la formation d'une partie des épidotes des dykes épidotisés du complexe filonien est aussi postérieure à la recristallisation de l'ensemble des diabases du complexe filonien dans les conditions du faciès Schistes Verts.

Sans entrer dans des bilans chimiques détaillés car ils font partie d'un autre travail (REGBA, en préparation), pour former une épidosite à partir d'une lave ayant préalablement été recristallisée dans les conditions du faciès Prehnite-Pumpellyite, il faut essentiellement un apport d'aluminium, de calcium et d'oxygène, le fer étant présent dans l'épidote sous forme ferrique (Tableau 10).

	CP 830	CP 831(a)	CP831(b)	CWS11	CWS17
SiO ₂	52.87	39.67	54.69	51.08	40.76
Al ₂ O ₃	14.70	20.03	27.61	15.57	21.41
Fe ₂ O ₃	14.00	12.79	17.63	13.23	9.21
MgO	5.50	1.41	1.94	4.71	1.75
CaO	4.73	24.58	33.89	6.77	24.75
Na ₂ O	4.44	.12	.17	5.37	.29
K ₂ O	.17	.03	.04	.12	.03
TiO ₂	1.93	1.40	1.93	1.64	1.52
P ₂ O ₅	.17	.17	.23	.13	.15
TOTAL	100.00	100.00		100.00	100.00

Tableau 10: Composition de dykes recristallisés au cours de la phase 2 (CP830 et CWS 11) et de dykes épidotisés (CP 831 (a), bordure de CP 830, et CWS17). CP 831(b) représente l'analyse CP831 (a) normalisée à la même teneur en titane que l'analyse de l'échantillon splitisé CP830.

Or, la première étape de la phase H2 qui correspond au développement de l'assemblage caractéristique du faciès Prehnite - Pumpellyite est caractérisée par la fixation importante de sodium au cours de la formation d'albite au détriment du plagioclase calcique magmatique. Cette réaction va provoquer un enrichissement en calcium important des fluides. Ceci est conforté par l'extrême déplétion en cet élément de l'ensemble des laves V1 (voir chapitre 4). La source de l'aluminium nécessaire pour former une épidosite à partir d'une lave V1 n'a pas encore été déterminée, l'ensemble des laves V1 ne semblant pas être appauvri en cet élément.

Les épidosites sont malgré tout interprétées comme le résultat d'une interaction entre les laves V1 et les diabases du complexe filonien et les fluides résiduels enrichis en calcium après la première étape de la phase H2. Ces fluides riches en calcium vont au niveau de la séquence volcanique se décharger préférentiellement le long des zones de fractures comme celle où se situe actuellement l'indice sulfuré de Zuha. Au niveau du complexe filonien, ces fluides riches en calcium se concentrent préférentiellement dans certains dykes dont ils induisent la recristallisation complète.

La formation des échantillons minéralisés de Zuha est liée, comme on l'a vu dans le paragraphe V-E 2, à une interaction entre un fluide acide riche en fer et métaux et des laves V1 préalablement recristallisées dans les conditions du faciès Prehnite-Pumpellyite. Cette interaction a lieu de plus à un peu plus haute température que celle à laquelle a eu lieu la recristallisation de l'encaissant.

Les fluides minéralisateurs doivent ainsi provenir de niveaux plus profonds comme par exemple le complexe filonien qui a été recristallisé à plus haute température que les laves V1, dans les conditions du faciès Schistes Verts.

Le phénomène d'épidotisation pourrait être un mécanisme efficace pour abaisser le pH d'un fluide hydrothermal (SEYFRIED et MOTT, 1982). En effet, la précipitation massive d'épidote nécessite le piégeage d'ions calcium sous forme Ca(OH)_2 , ce qui peut provoquer la dissociation des molécules d'eau et la chute du pH dans les fluides.

Dans ces conditions de pH faibles, les métaux peuvent aisément être solubilisés (SEYFRIED et BISCHOFF, 1977), en accord avec les données géochimiques préliminaires de REGBA. Les dykes épidotisés sont en effet très pauvres en cuivre et zinc. Cependant, une partie des métaux actuellement concentrés au niveau des secteurs minéralisés provient vraisemblablement de la remobilisation de ces éléments lors de la recristallisation des laves V1 et des dykes du complexe filonien dans respectivement les conditions du faciès Prehnite - Pumpellyite et Schistes Verts lors de la première étape de la phase H2. L'ensemble de ces roches est en effet appauvri en ces éléments par rapport aux basaltes océaniques frais (voir chapitre 4).

L'origine du fer n'a pas pour le moment été déterminée avec précision, les laves V1 ne montrant pas d'appauvrissement notable en cet élément. Ce fer pourrait provenir de certains dykes épidotisés qui sont localement appauvris en cet élément (cf tableau 9, éch. CWS 17).

Le dépôt de sédiments métallifères au sommet du volcanisme 1 dans les zones dépourvues d'épanchements de coulées primitives du volcanisme 2 est contemporain de la formation des minéralisations. Ces sédiments sont les équivalents des sédiments hydrothermaux observés à l'axe des dorsales actuelles, à l'écart des cheminées hydrothermales (FOURNIER-GERMAIN, 1986; KARPOFF *et al.*, soumis). La relation spatiale existant entre l'indice de Zuha et les sédiments métallifères du sommet du volcanisme 1 est donc identique à celle observée actuellement à l'axe des dorsales entre les cheminées hydrothermales et les sédiments hydrothermaux.

C - L'ALTERATION DE BASSE TEMPERATURE DES COULEES SUPERIEURES DU VOLCANISME 2 ET LA PHASE HYDROTHERMALE H2'

Dans l'ensemble des laves supérieures se développent du feldspath potassique et/ou de la céladonite. Ces deux phases sont interprétées comme les seules reliques d'une phase d'altération océanique de basse température ayant affecté ces coulées au cours de leur mise en place sur le plancher océanique.

Des poches de sédiments métallifères sont présentes entre les coulées supérieures du volcanisme 2 et un niveau également métallifère marque la base de la série sédimentaire affleurant à l'interface des volcanismes 2 et 3. Ces sédiments sont les

témoins d'une activité hydrothermale ayant accompagné la mise en place des coulées supérieures du volcanisme 2. Cette phase hydrothermale, appelée H2', dont aucun témoin minéralogique n'a été identifié pour le moment, n'a pas donné naissance à des minéralisations. Elle est donc vraisemblablement nettement moins intense que la phase H2.

D - LA PHASE HYDROTHERMALE H3

1. La phase hydrothermale H3 est liée au magmatisme 3

Les vésicules des laves vésiculaires du volcanisme 2 sont bordées de céladonites. Celles-ci cèdent la place à des chlorites vers le centre des vésicules. Ces chlorites sont également présentes dans la matrice des laves entre les lattes des plagioclases albitisés associées à du sphène, de la pumpellyite ferrifère et localement à de la laumontite.

La chlorite n'est une phase abondante dans le puits 504B que dans la zone de transition laves-complexe filonien. Sphène et albite apparaissent quant à eux seulement à une profondeur de 400m. Ainsi l'assemblage chlorite + albite + sphène est anormal au moins dans les derniers 200m du volcanisme 2 (au-dessus existent encore 200m de coulées V3).

La présence de laumontite, de pumpellyite ferrifère, l'absence d'épidote et la rareté de la prehnite dans les laves vésiculaires ainsi que le chimisme légèrement différent des chlorites (plus siliceuses) suggèrent que les laves vésiculaires même si elles présentent une paragenèse de relativement haute température (albite + chlorite + sphène) ont été recristallisées à des températures légèrement plus basses que les laves primitives de la base de la séquence V2. Ces températures sont de l'ordre de 150-200°C d'après les teneurs en AlIV des chlorites, en accord avec le développement local de laumontite dans la masse de ces roches (LIOU, 1971). Ces conditions de recristallisation s'appliquent également aux coulées massives prismatiques affleurant au-dessus du chapeau de fer de Zuha.

Le développement pénétratif de l'assemblage albite + chlorite + pumpellyite ferrifère + zéolite calcique + sphène dans ces laves vésiculaires peut s'expliquer comme étant lié à une circulation hydrothermale activée par un épisode magmatique postérieur, un peu de la même façon que l'on a interprété le développement pénétratif de la paragenèse à albite + chlorite + épidote + sphène dans le volcanisme 1. Cet épisode ne peut a priori qu'être le magmatisme 3, aucun autre événement magmatique n'étant enregistré par l'ophiolite.

Le troisième et dernier épisode volcanique du bloc de Salahi et de l'ophiolite de Sémail a lieu au minimum 4 M.A. après la fin du volcanisme 2. Quatre millions d'années correspondent au temps minimal nécessaire pour accumuler les 15m de sédiments observés à l'interface V2-V3.

Durant cette période, la pile de coulées vésiculaires subit une interaction à basse température avec l'eau de mer et à son sommet se déposent progressivement les sédiments pélagiques. Cette pile volcanique est donc hydratée et a subi un certain nombre de recristallisations au moment où a lieu le magmatisme 3. Elle est gorgée de fluides dont la composition est celle d'une eau modifiée après réaction avec les laves vésiculaires à basse température. Ces fluides sont, d'après les résultats des études d'altération en milieu océanique, essentiellement enrichis en sodium, silice, aluminium et titane. L'enrichissement en silice des fluides résiduels après altération à basse température a été démontrée expérimentalement par SEYFRIED et BISCHOFF (1979).

Le magmatisme 3, lié au passage de l'ophiolite au-dessus d'un point chaud, peut induire le réchauffement et la convection de ces fluides. En effet, des témoins d'une

circulation hydrothermale de haute température (>250°C) activée par un magmatisme de type seamount établi sur une croûte océanique de plus de 300 000 ans ont été rencontrés dans l'océan Pacifique (ALT *et al.*, 1987).

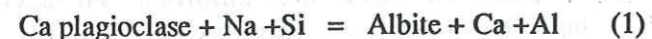
Au niveau du bloc de Salahi, la présence d'un niveau de sédiments pélagiques au dessus de ces laves supérieures suggère que cette circulation a lieu en milieu relativement fermé. Dans de telles conditions, le développement de températures de l'ordre de 150-200°C dans l'ensemble de cette pile volcanique est envisageable.

L'ensemble de ces faits laisse ainsi penser que la recristallisation de l'ensemble des laves supérieures du volcanisme 2 dans les conditions du faciès Zéolite peut avoir eu lieu lors d'une circulation hydrothermale activée par le magmatisme 3. La présence dans les coulées du volcanisme 3 d'un assemblage secondaire très semblable à celui se développant dans les coulées supérieures du volcanisme 2 conforte cette hypothèse.

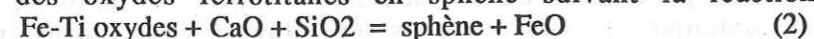
2. La recristallisation des coulées supérieures du volcanisme 2 au cours de la phase H3 a lieu en milieu semi-fermé

La présence de sédiments au-dessus des laves vésiculaires suggère que cette circulation a lieu en milieu relativement fermé et de ce fait vraisemblablement sans apport chimique "externe" important (provenant de l'eau de mer). C'est ce qui apparaît au travers des réactions qui sont présentées dans ce paragraphe bien que ces dernières ne permettent pas la quantification précise des transferts de matière.

L'excès de sodium et de silice dans les fluides après l'épisode d'altération océanique à basse température et la montée en température induite par le magmatisme 3 vont entraîner l'albitisation du plagioclase. Celle-ci peut avoir lieu dans ces conditions à des températures n'excédant pas 150°C (MUNHA, 1980). L'albitisation du plagioclase provoque un enrichissement en CaO et Al₂O₃ dans les fluides suivant la réaction classique:



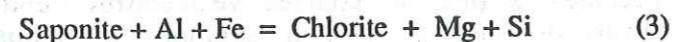
L'excès de calcium dans les fluides peut provoquer à ces températures la déstabilisation des oxydes ferrotitanés en sphène suivant la réaction



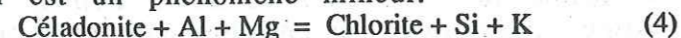
de la silice étant présente dans les fluides.

La chlorite se développe toujours dans une vésicule en position interne par rapport à la céladonite et l'on observe une évolution progressive de l'une à l'autre.

Ce type de relation spatiale est décrit entre céladonite et saponite dans les échantillons océaniques (LAVERNE, 1987). La saponite est également dans les échantillons océaniques, comme la chlorite dans les laves primitives du sommet du volcanisme 2, un produit d'altération de l'olivine. La chlorite pourrait donc s'être développée à partir d'une saponite née au cours de l'épisode d'altération océanique. Pour évoluer de l'une à l'autre il faut essentiellement un apport d'aluminium et de fer (Tableau 10).



Une seconde possibilité est que la chlorite se soit formée à partir de céladonite, mais le fait que cette dernière soit encore abondante dans ces laves suggère que ce type de transformation est un phénomène mineur.

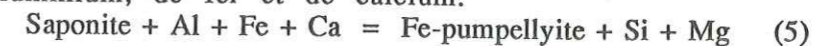


Dans les laves vésiculaires s'observent des zones localisées où les coulées sont imprégnées de pumpellyite. Dans les laves moins altérées, ce minéral se développe en bordure de vésicule au contact de la lave et ainsi en position encore plus externe que la céladonite. Il se développe également sur d'anciennes plages vitreuses. La cristallisation de cette phase semble ainsi favorisée au contact de la lave. Ce minéral se

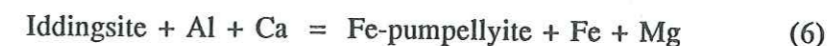
développe également sur d'anciens minéraux magmatiques, notamment sur l'olivine.

Au cours de l'altération océanique de basse température, le verre a tendance à s'altérer en saponite, en iddingsite ou bien en palagonite. Durant ce stade, l'olivine est pseudomorphosée également soit en iddingsite, soit en saponite (NOACK, 1979; LAVERNE, 1987). Ces trois phases ont ainsi pu être les précurseurs de la pumpellyite ferrifère.

En comparant les compositions de saponite et de pumpellyite figurant dans le tableau 10, on s'aperçoit que pour évoluer de l'une à l'autre, il faut essentiellement un apport d'aluminium, de fer et de calcium.

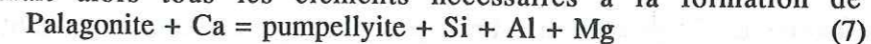


L'iddingsite étant un mélange de saponite et de goethite, ce minéral a une composition relativement variable. Cependant, dans tous les cas, pour évoluer d'iddingsite à de la pumpellyite il faut un apport d'aluminium et de calcium (tableau 10).



En ce qui concerne la transformation verre palagonitisé-pumpellyite, le problème est du même ordre que pour la transformation iddingsite-pumpellyite car il n'existe pas de composition de palagonite fixe. Une composition de verre frais et de son équivalent palagonitisé ont été reportées dans le tableau 10 comme dans le cas de l'iddingsite uniquement pour permettre de voir les variations chimiques qui ont lieu au cours de ce processus.

On s'aperçoit alors qu'un verre qui aurait subi une altération préalable de type palagonitisation, c'est-à-dire qui aurait perdu une fraction de silice, de magnésium et aurait subi un enrichissement en fer, mis au contact d'un fluide riche en calcium posséderait alors tous les éléments nécessaires à la formation de pumpellyite.



	Saponite	Iddingsite	Chlorite V2	Verre F	Verre P	Pumpellyite V2
SiO ₂	50.39	28.18	31.28	50.40	43.60	35.30
Al ₂ O ₃	3.76	2.64	13.27	16.80	21.10	12.73
FeO	5.59	37.90	19.58	9.20	14.00	20.64
MnO	-	-	.23	.13	.02	-
MgO	24.30	13.40	20.86	7.30	4.30	1.72
CaO	1.41	1.10	.24	12.30	1.79	21.29
Na ₂ O	.10	.08	-	2.54	-	-
K ₂ O	.18	.18	.06	.43	2.54	-
NiO	.24	.05	-	-	-	-
TOTAL	86.17	83.63	85.52	99.10	88.12	91.5

Tableau 10: Compositions d'une saponite océanique, d'iddingsite (LAVERNE, 1987), d'une chlorite et de deux pumpellyites du volcanisme 2 du bloc de Salahi, de verre frais (F) et palagonitisé (P) (NOACK, 1983).

Au terme de cette discussion on s'aperçoit que la recristallisation de l'assemblage secondaire né au cours de l'altération océanique de basse température (palagonite, iddingsite, saponite, céladonite) en l'assemblage actuellement observé dans les laves

supérieures du volcanisme 2 (albite, chlorite, pumpellyite, sphène) nécessite essentiellement une remobilisation des éléments Na, Al, Ca et Fe. Le sodium provient du fluide imprégnant les coulées après l'épisode d'altération océanique de basse température, l'aluminium, le calcium et le fer essentiellement de la déstabilisation du plagioclase magmatique, des oxydes ferrotitanés et de l'iddingsite.

Le magnésium n'est impliqué que dans la réaction (4) qui d'après les observations minéralogiques est mineure. Le magnésium éventuellement nécessaire à cette réaction pourrait provenir de la recristallisation de la saponite en chlorite.

Ainsi, il semble qu'une partie des éléments nécessaires au développement de l'assemblage Fe-pumpellyite + chlorite + sphène provienne de la redistribution de l'aluminium, du calcium et du fer issus directement de la déstabilisation des phases préexistant dans ces laves supérieures du volcanisme 2. Le fer et l'aluminium semblent être redistribués à petite échelle au sein même des échantillons comme le suggère l'apparente stabilité de ces deux éléments (cf, chapitre 4). Le calcium est par contre nettement plus mobile comme en témoigne la large fouchette des teneurs en cet élément observée dans ces roches.

La cristallisation de stilbite et de prehnite riche en fer a lieu au centre des vésicules. Elle se fait donc vraisemblablement en milieu ouvert. Dans ce cas, les fluides doivent être riches en silice, aluminium, calcium et fer qui sont les trois éléments principaux constituant ces phases. Ces trois éléments sont présents dans les solutions circulant entre ces coulées ainsi qu'on l'a vu précédemment.

3. Origine de la paragenèse secondaire se développant dans les laves du volcanisme 3 et du gradient géothermique élevé subsistant au cours de l'altération océanique de ces coulées

Les laves du volcanisme 3 présentent une paragenèse secondaire semblable à celle se développant dans les laves vésiculaires du volcanisme 2. La paragenèse se développant dans les derniers 200 mètres de la séquence volcanique du bloc de Salahi est donc différente de celle rencontrée dans les laves du sommet de la croûte océanique actuelle (fig 78 et 79).

Les seules différences existant entre la paragenèse secondaire observée dans les laves vésiculaires du volcanisme 2 et celle se développant dans les coulées du volcanisme 3 sont l'albitisation moins prononcée de ces dernières et leur pauvreté en phase secondaire potassique. Ces deux caractères sont vraisemblablement liés à la faible perméabilité régnant au niveau de ces coulées massives qui restreint l'entrée du potassium et du sodium apportés par l'eau de mer et donc l'intensité de l'altération.

Les oxydes ferrotitanés abondants dans ces laves sont par contre très souvent déstabilisés en sphène ou en un produit intermédiaire riche en silice et calcium. La déstabilisation de titanomagnétite en sphène nécessite elle-même un apport de calcium et de silice.

Le développement de scolecite et de pumpellyite sur du verre interstitiel suggère également une interaction avec un fluide riche en calcium, mais aussi en fer tout comme par ailleurs le développement de chlorites ferrifères. Cependant, ces laves ne présentent pas d'enrichissement notable ni en fer, ni en calcium (cf chapitre 4). La cristallisation de ces phases secondaires résulterait donc plutôt d'une redistribution de ces éléments au sein même de ces laves. Ceci reflète une interaction eau de mer-basalte dans des conditions de faible rapport eau/roche comme le suggéraient déjà l'albitisation peu importante et la quasi-absence de phases potassiques dans ces laves.

Les phases secondaires observées dans les coulées du volcanisme 3 se sont formées dans les conditions du faciès Zéolite à au moins 150°C comme le suggèrent la présence d'albite et les températures de cristallisation des chlorites. La persistance d'une paragenèse secondaire de relativement haute température dans les laves du volcanisme 3 est le reflet d'un gradient géothermique élevé. Or, il n'existe pas de témoin au sommet du volcanisme 3 de couverture sédimentaire susceptible d'avoir

induit par effet de couvercle le développement d'une paragenèse typique du faciès Zéolite dans ces coulées.

Le développement d'une telle paragenèse ne peut pas non plus être lié au caractère particulier du volcanisme 3. En effet, au niveau des seamounts actuels, seules les zones de décharges de fluides hydrothermaux présentent des indices de recristallisations à haute température. A l'extérieur de ces zones, le basalte est frais ou altéré à basse température (HEKINIAN et FOUQUET, 1985; BIDEAU *et al.*, 1985; ALT *et al.*, 1987).

Cette paragenèse pourrait par contre être le résultat à la fois d'une hydratation progressive des coulées massives du volcanisme 3 au contact de l'eau de mer et d'une interaction avec les fluides hydrothermaux de la phase H3. On a en effet vu que le développement de silicates calciques de type pumpellyite et zéolite calcique est favorisé par la déstabilisation du plagioclase calcique consécutive à l'introduction d'eau de mer riche en sodium. Le maintien d'un gradient géothermique élevé au cours de l'altération de l'ensemble de cette séquence pourrait être lié au type d'émission caractérisant le volcanisme 3. Il est en effet très probable qu'un gradient plus élevé se développe dans une pile volcanique constituée de deux cents mètres d'épaisse coulées massives nettement moins perméables que la séquence volcanique d'une croûte océanique actuelle. La remontée de fluides hydrothermaux des niveaux V2 sous-jacents ne ferait qu'accentuer l'augmentation des températures au niveau de cette ensemble volcanique.

4. Origine de la zonalité dans la répartition des zéolites observée au niveau de la séquence volcanique du bloc de Salahi

Dans les laves du volcanisme 1 affleurant au niveau des zones minéralisées, des veines de laumontite se développent postérieurement aux stockwerks et donc à la phase H2 qui les a engendrés.

Dans les laves primitives de la base du volcanisme 2, de la laumontite scelle des veines à épidote, chlorite, prehnite et sulfures.

Dans les laves supérieures du volcanisme 2, de la laumontite et de la mésolite se développent localement dans la masse des roches. La stilbite est cependant la zéolite dominante de ces coulées, cristallisant au centre des vésicules.

Dans les laves du volcanisme 3, de la scolécite a été rencontrée cristallisant sur du verre interstitiel.

D'après les travaux expérimentaux de LIOU (1971) et les observations de KRISTMANDOTTIR et TOMASSON (1978) effectuées au niveau des systèmes géothermiques islandais, la laumontite cristallise à basse pression environ entre 150 et 250°C et la stilbite entre 100 et 150°C. Mésolite et scolécite sont fréquentes entre 70 et 100°C.

Il existe donc une zonalité dans la répartition des zéolites dans la séquence volcanique du bloc de Salahi, les zéolites de plus basse température apparaissant vers le sommet de cette séquence.

Le développement de laumontite, de mésolite et de stilbite dans les laves vésiculaires du volcanisme 2 a été interprété comme lié à la phase hydrothermale H3. Le développement de stilbite en vésicules suggère que cette phase cristallise directement à partir du fluide tout comme la laumontite en veine dans les coulées du volcanisme 1 et les laves primitives de la base du volcanisme 2. La laumontite cristallisant à ces niveaux pourrait donc être l'équivalent de plus haute température de la stilbite fréquente dans les laves vésiculaires. Les veines de laumontite se développent dans les laves du volcanisme 1 au niveau des zones minéralisées, et dans les coulées primitives de la base du volcanisme 2 peuvent ainsi être interprétées comme les témoins à ces niveaux de la phase hydrothermale H3.

Il est peu probable que le développement de scolécite dans les coulées du volcanisme 3 soit lié à une interaction à basse température (70-100°C) entre ces laves et les fluides de la phase H3. Ces coulées montrent en effet des indices de recristallisation à peu près dans les mêmes conditions que les coulées supérieures du volcanisme 2. La cristallisation de cette zéolite de basse température dans ces coulées est vraisemblablement liée au chimisme plus alcalin des coulées V3, le rapport Si/Al de cette zéolite étant nettement inférieur à celui de la stilbite.

CONCLUSION: HISTOIRE HYDROTHERMALE DU BLOC DE SALAHI

Cette étude a permis d'établir une chronologie entre différents épisodes de recristallisation en relation directe avec l'histoire magmatique polyphasée enregistrée par le bloc ophiolitique de Salahi. Trois grandes phases hydrothermales ont été distinguées sur des critères de terrain et minéralogiques (fig 91).

La première phase baptisée H1 correspond à une circulation hydrothermale activée par l'épisode magmatique d'accrétion qui s'illustre par la formation de la séquence plutonique principale, le complexe filonien et l'émission d'environ 1300m de laves V1 (fig 91A). La preuve directe de l'existence de cette phase est la présence de sédiments métallifères intercalés aux coulées du volcanisme 1. Ses témoins minéralogiques se limitent maintenant aux gabbros isotropes et au complexe filonien par des recristallisations dans les conditions du faciès Amphibolite à Schistes Verts. Le gradient géothermique caractérisant cette phase est de l'ordre de 200°C/Km.

Alors que cette phase H1 induit la recristallisation des niveaux profonds de la croûte, les laves sus-jacentes subissent vraisemblablement une altération à basse température au contact de l'eau de mer, altération dont il ne reste actuellement aucun témoin minéralogique.

Une seconde phase hydrothermale appelée H2 est activée par les premiers stades de différenciation des intrusions liées au magmatisme 2 (fig 91B). Ce second épisode magmatique est en effet représenté par un cortège de massifs plutoniques, affleurant au niveau du bloc de Salahi jusqu'à la limite complexe filonien-volcanisme 1, et une séquence volcanique V2. Ces intrusions alimentent au cours d'un stade volcanique précoce des coulées de composition primitive affleurant localement sur une épaisseur de 300m au sommet du volcanisme 1.

La phase H2 induit dans un premier temps la recristallisation dans les conditions du faciès Prehnite - Pumpellyite des laves V1 et des coulées primitives du volcanisme 2 et dans les conditions du faciès Schistes Verts des dykes du complexe filonien. Cette première étape de la phase H2 peut être assimilée à une étape de recharge des fluides hydrothermaux. La recristallisation des laves V1, V2 et des dykes du complexe filonien va provoquer un enrichissement important des fluides en calcium. Ceux-ci vont au niveau de la séquence volcanique V1 se décharger préférentiellement au niveau de zones de fractures induites par la tectonique d'accrétion et provoquer à ces endroits l'épidotisation des laves V1. Ceci est bien illustré le long du secteur faillé où s'observe actuellement l'indice sulfuré de Zuha.

Au niveau du complexe filonien, ces fluides vont se concentrer préférentiellement dans certains dykes ou panneaux de dykes dont ils vont provoquer la recristallisation complète. Ces fluides se concentrent également aux abords des intrusions où ils entraînent l'épidotisation des laves et dykes voisins.

Le processus d'épidotisation va provoquer l'abaissement des pH des fluides et le lessivage des métaux notamment au niveau des zones épidotisées. Les fluides acides, pauvres en calcium, enrichis en métaux et en fer, émanant du complexe filonien vont

Fig 91: Histoire hydrothermale de la séquence extrusive du bloc de Salahi

A) Phase hydrothermale H1

1. Altération de basse température de la série volcanique V1
2. Altération hydrothermale des gabbros isotropes (développement de phases secondaires caractéristiques du faciès Amphibolite), du complexe filonien (développement de phases secondaires caractéristiques du faciès Schistes Verts et épidotisations locales de dykes) et dépôts des sédiments métallifères intercalés aux coulées du volcanisme 1.

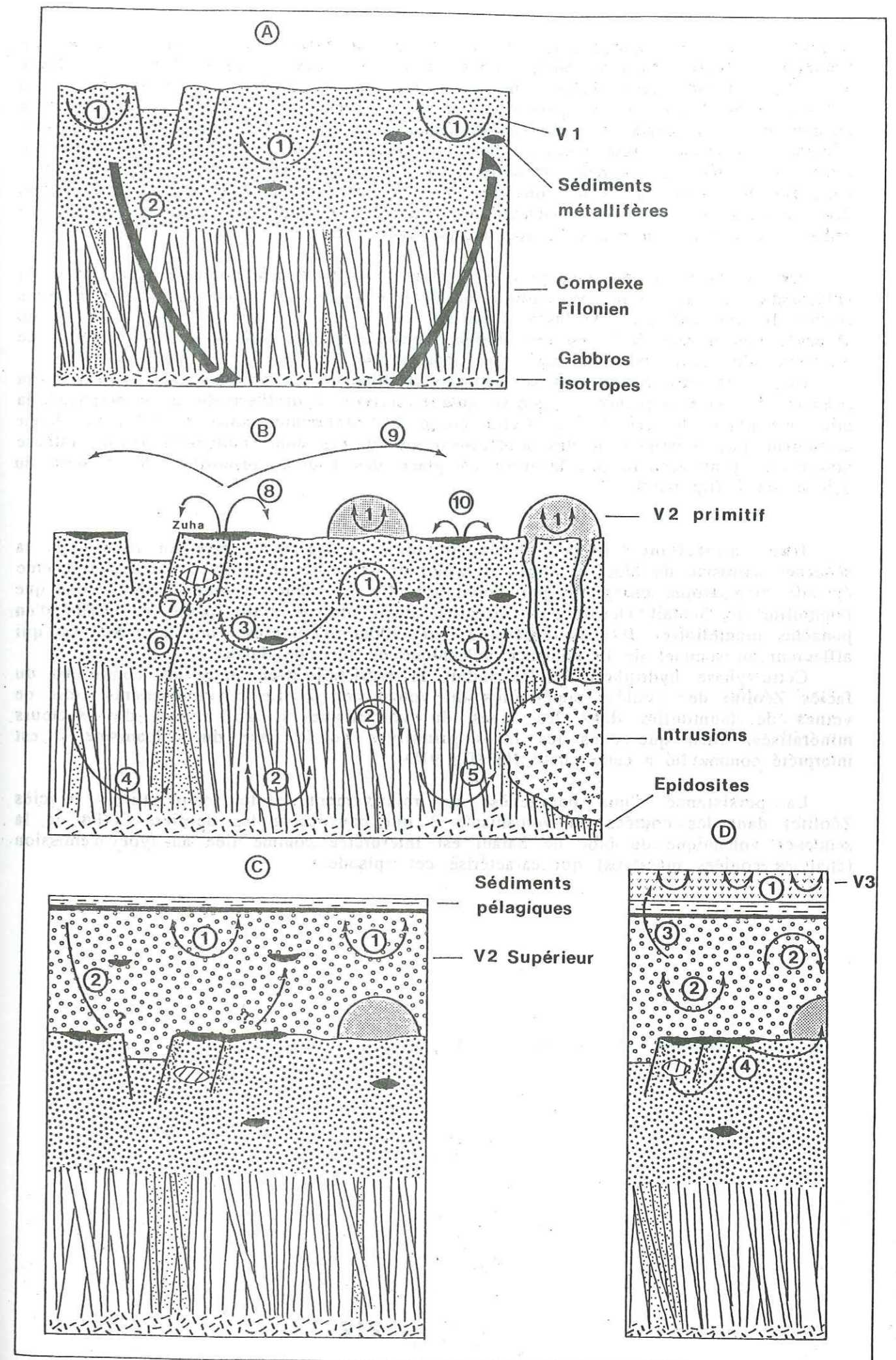
B) Phase hydrothermale H2

1. Recristallisation pénétrative dans les conditions du faciès Prehnite-Pumpellyite des laves du volcanisme 1 et de celle de la base du volcanisme 2 (V2 primitif)
2. Recristallisation dans les conditions du faciès Schistes Verts des dykes du complexe filonien
3. Fluides riches en calcium se déchargeant au niveau de zones de fracture existant dans la séquence volcanique V1
4. Epidotisation de certains dykes ou panneaux de dykes du complexe filonien
5. Epidotisation des dykes ou des coulées volcaniques au voisinage des intrusions
6. Remontée de fluides acides, riches en fer et en métaux au niveau de couloirs de fractures existant dans le volcanisme 1
7. Développement de stockwerk sous l'amas sulfuré de Zuha encaissé dans les laves du sommet du volcanisme 1
8. Dépôts de sédiments métallifères au niveau du secteur faillé de Zuha
9. Transport de particules métallifères par les courants sous-marins
10. Résurgences locales de fluides hydrothermaux.

- C) 1. Altération de basse température des coulées supérieures du volcanisme 2
2. Circulation hydrothermale H2'

D) Phase hydrothermale H3

1. Altération de basse température des coulées du volcanisme 3
2. Recristallisation pénétrative dans les conditions du faciès Zéolite des laves supérieures du volcanisme 2
3. Décharge locale de fluides hydrothermaux au niveau des coulées V3
4. Circulation de fluides hydrothermaux au niveau de secteur faillé du volcanisme 1 et des laves primitives du volcanisme 2



remonter dans la séquence volcanique et se concentrer au niveau de zones de fractures préexistant dans la croûte. L'interaction entre ces fluides évolués et les laves V1 préalablement recristallisées dans les conditions du faciès Prehnite-Pumpellyite va induire la formation de la paragenèse caractéristique des stockwerks échantillonnés au niveau des sondages de l'indice de Zuha. Ces stockwerks vont vraisemblablement alimenter un amas sulfuré encaissé dans les laves V1 au niveau du secteur faillé de Zuha. Les dépôts de sédiments métallifères au sommet du volcanisme 1 dans des zones éloignées de l'indice de Zuha sont liés soit au transport par les courants sous-marins des particules métallifères provenant des fluides hydrothermaux émis au niveau de Zuha, soit à des résurgences locales d'eaux hydrothermales.

Par la suite se mettent progressivement en place les coulées supérieures du volcanisme 2, sous forme de coulées massives prismatiques et de coulées vésiculaires (faciès différenciés), puis de laves primitives et de faciès riches en plagioclases. Cette séquence volcanique fait à peu près 1000m d'épaisseur. Elle subit au contact de l'eau de mer une altération océanique de basse température.

Des sédiments métallifères se déposent localement entre ces coulées ainsi qu'au sommet de cette séquence suggérant qu'une activité hydrothermale a accompagné la mise en place de ces faciès. Cette phase hydrothermale, appelée H2', ne donne cependant pas naissance à des minéralisations et est donc nettement moins intense que celle ayant accompagné la mise en place des coulées primitives de la base du volcanisme 2 (fig 91C).

Une quatrième phase hydrothermale a été enregistrée au niveau de la séquence extrusive du bloc de Salahi. Il s'agit de la phase H3 activée par le troisième épisode magmatique enregistré par l'ophiolite. Ce troisième épisode a lieu alors que l'ophiolite de Sémil charriée en direction du continent arabe passe au-dessus d'un panache mantellaire. Il est représenté par 200m d'épaisses coulées massives qui affleurent au sommet de la séquence volcanique du bloc de Salahi.

Cette phase hydrothermale H3 induit la recristallisation dans les conditions du faciès Zéolite des coulées supérieures du volcanisme 2. Le développement tardif de veines de laumontite dans les laves du volcanisme 1, au niveau des secteurs minéralisés, ainsi que dans les laves primitives de la base du volcanisme 2 est interprété comme lié à cette phase H3 (fig 91D).

La persistance d'une paragenèse de relativement haute température (faciès Zéolite) dans les coulées du volcanisme 3 qui constituent les derniers 200m de la séquence volcanique du bloc de Salahi est interprétée comme liée au type d'émission (épaisses coulées massives) qui caractérise cet épisode.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE XI

Photo 1: Amphibole brune (reliques marquées par les lettres Hb) pseudomorphosée par de l'actinote (Ac) et de la chlorite (Chl) dans un gabbro isotrope (x 2.5).

Photo 2: Veine de prehnite (Pr), soulignée par les tiretés) recoupant un pyroxène (Px) dans un gabbro isotrope (x 2.5).

Photo 3: Veine de laumontite (La) recoupant un plagioclase (Pl) dans un gabbro isotrope (x 2.5).

Photo 4: Clinopyroxène (Px) ouralitisé dans un dyke du complexe filonien (x 2.5).

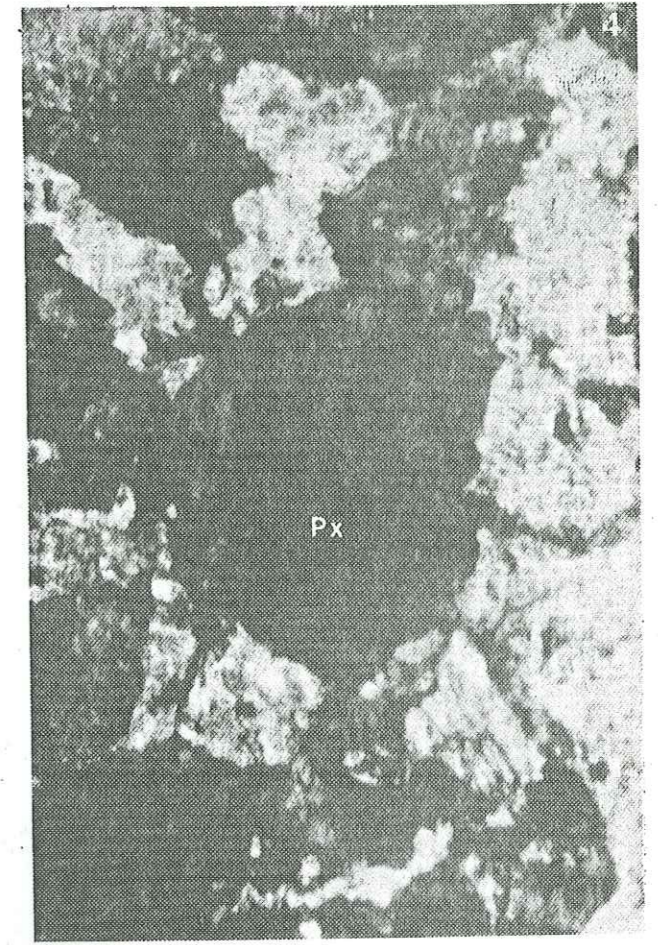
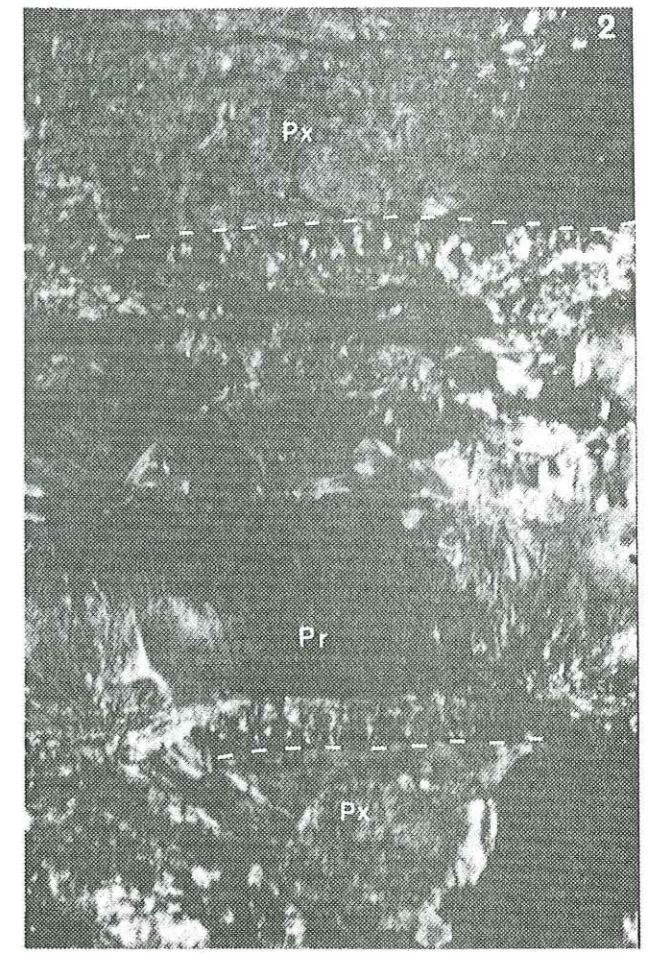
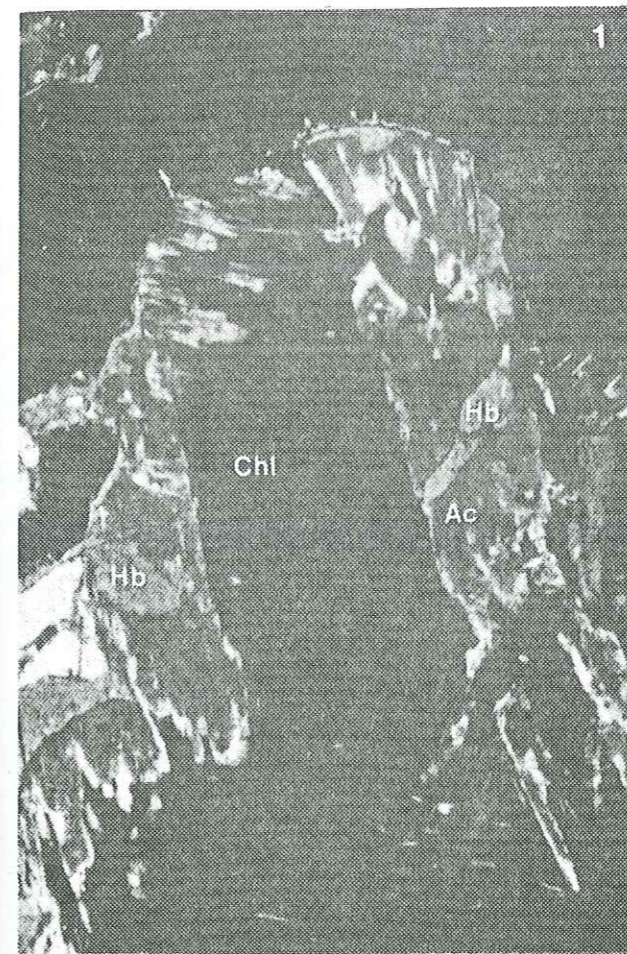


PLANCHE XII

Photo 1: Lave (V1) épidotisée échantillonnée au niveau des failles de direction méridienne qui jalonnent l'indice sulfuré de Zuha (x 2.5).

Photo 2: Vésicule à remplissage de chlorite (Chl), quartz (Q) et épidote (Ep) dans une lave du volcanisme 1 (x 2.5).

Photo 3: Lave de la base du volcanisme 2 envahie par la prehnite (Pr), (x 2.5).

Photo 4: Veine de laumontite (La) se développant dans une lave de la base du volcanisme 2. La laumontite englobe des cristaux d'épidote (Ep), (x 2.5).

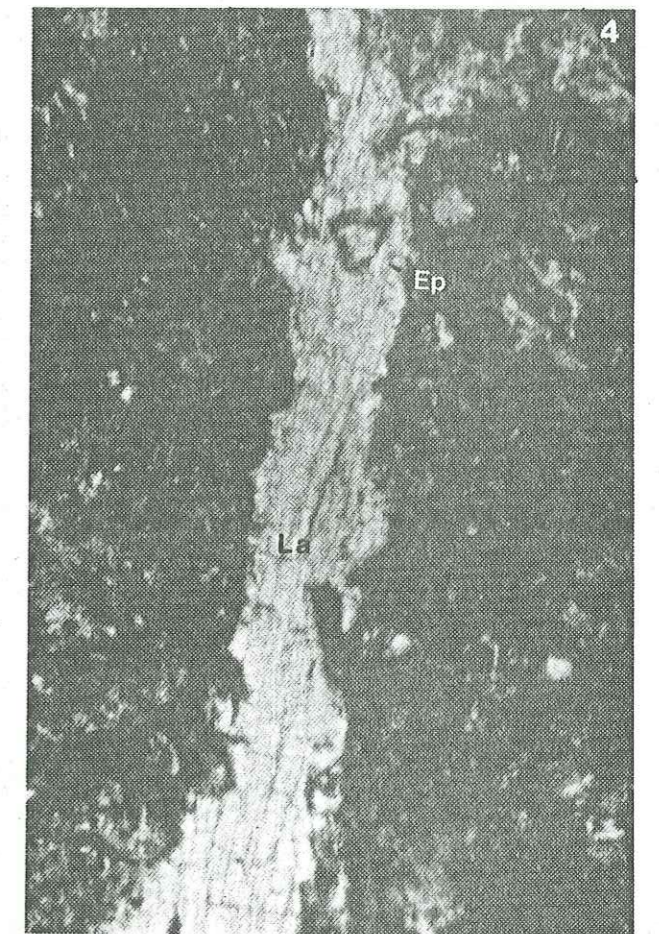
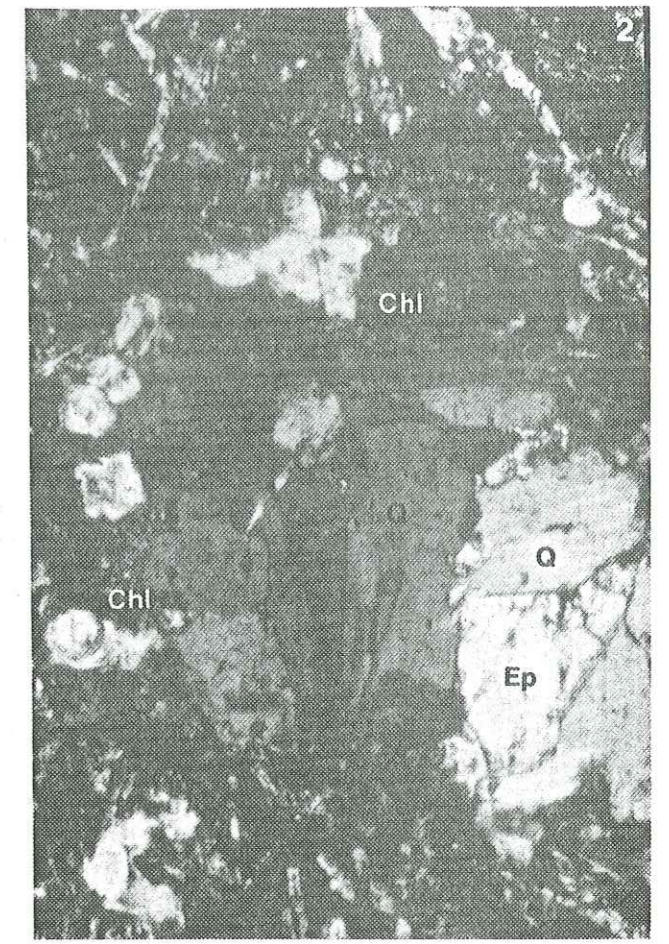


PLANCHE XIII

Photo 1: Céladonite (Cel) bordant une vésicule dont le centre est occupé par de la chlorite (Chl) dans une coulée supérieure vésiculaire du volcanisme 2 (x 2.5).

Photo 2: Pumpellyïte en forme d'oursin (Pm) se développant à la périphérie et dans une vésicule d'une coulée supérieure vésiculaire du volcanisme 2 en compagnie de stilbite (Sti) (x 2.5).

Photo 3: Pumpellyïte en amas fibroradié (Pm) se développant dans une vésicule d'une coulée supérieure vésiculaire du volcanisme 2 (x 2.5).

Photo 4: Pumpellyïte se développant sur des portions vitreuses (Pm) dans une lave supérieure vésiculaire du volcanisme 2 (x 2.5).

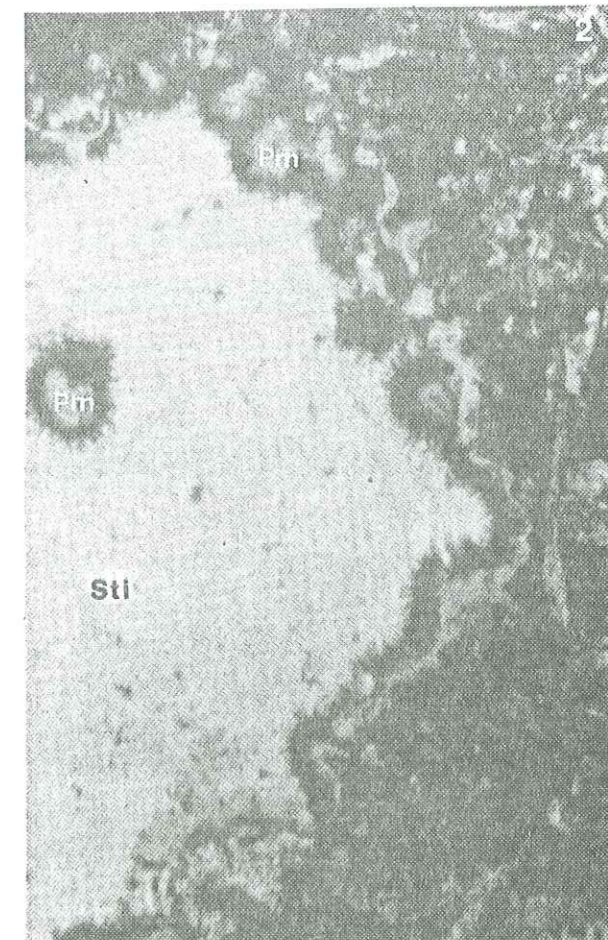
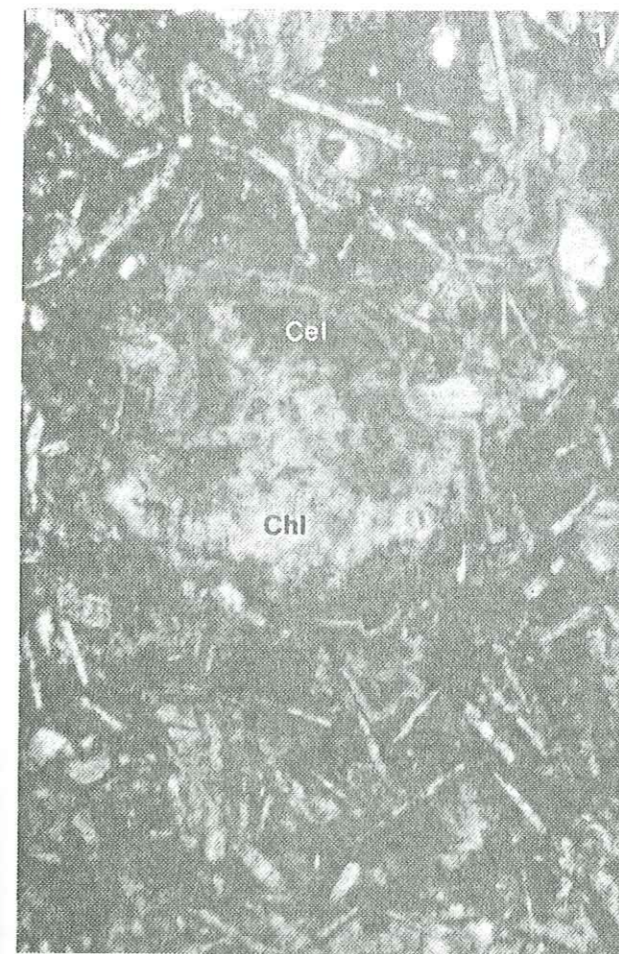


PLANCHE XIV

Photo 1: Laumontite (La) se développant au centre d'un bouquet de chlorite (Chl) dans une lave supérieure vésiculaire du volcanisme 2 (x 2.5).

Photo 2: Vésicule occupée par de la stilbite (Sti) recoupée par des veines de calcite (Ca), (x 2.5).

Photo 3: Amas de chlorite (Chl) se développant dans une coulée du volcanisme 3. Pl= plagioclase (x 2.5).

Photo 4: Pumpellyïte (Pm) se développant sur du verre interstitiel dans une coulée du volcanisme 3. Chl= chlorite, Pl= Plagioclase (x 2.5).

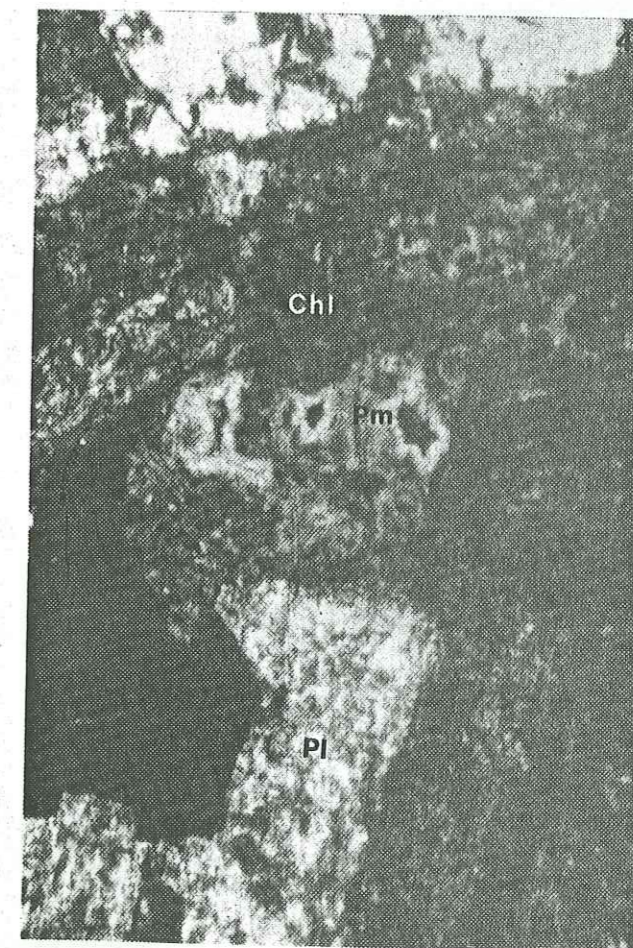
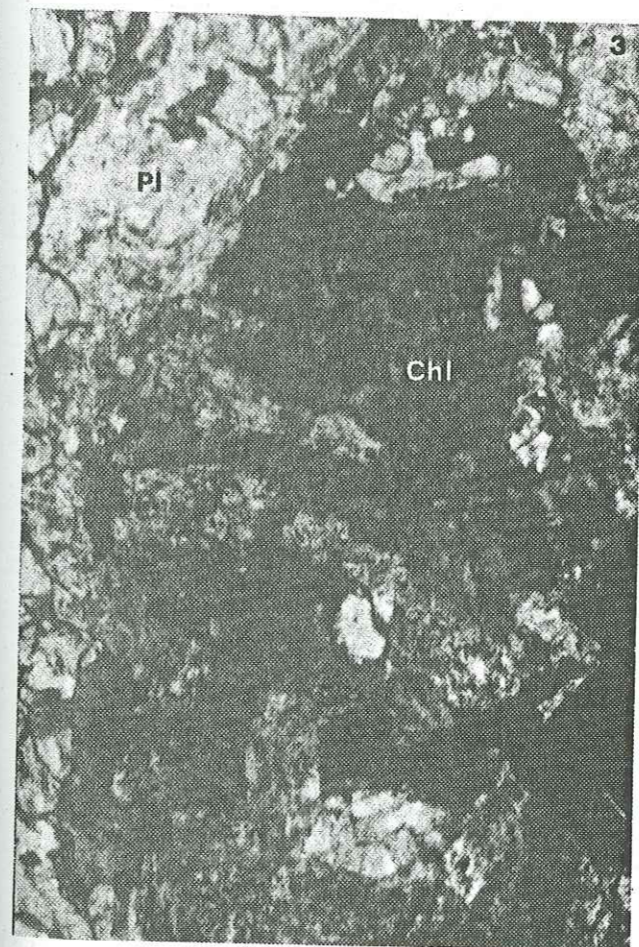
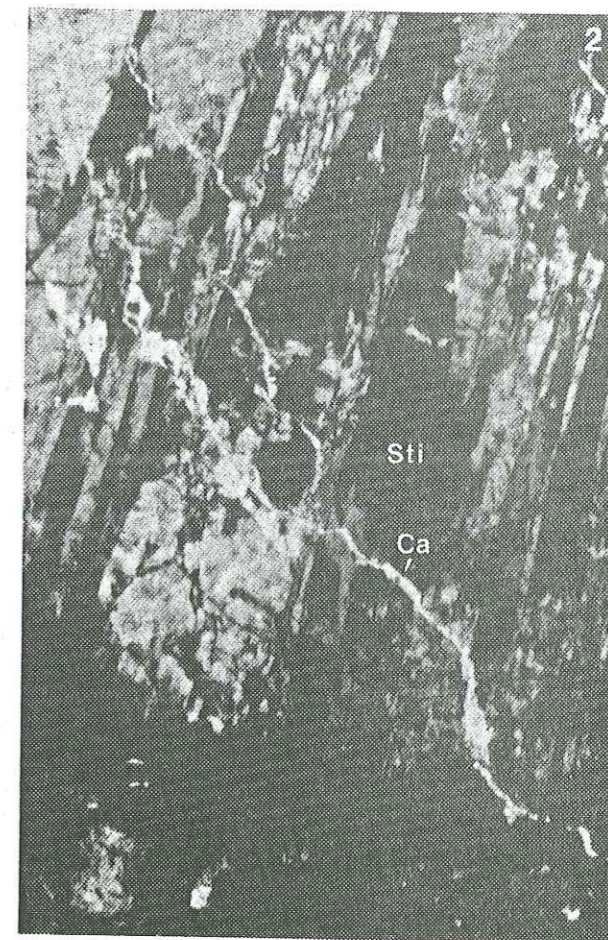


PLANCHE XV

- Photo 1:** Pyrite (Py) et Chalcopyrite (Cpy) en veine dans une coulée du volcanisme 1 (x 1).
- Photo 2:** Pyrite se développant en bordure de et dans une veine occupée par du quartz (Q), (x 1).
- Photo 3:** Brèche constituée de fragments de lave hydrothermalisée (l'un d'entre eux est souligné par les tiretés) enveloppés par une matrice formée de fragments de minéraux observés dans les éléments et d'hydroxydes de fer (x 2.5).
- Photo 4:** Veine de laumontite (La) se développant dans une brèche du type de celle représentée sur la photo 3 (x 2.5).

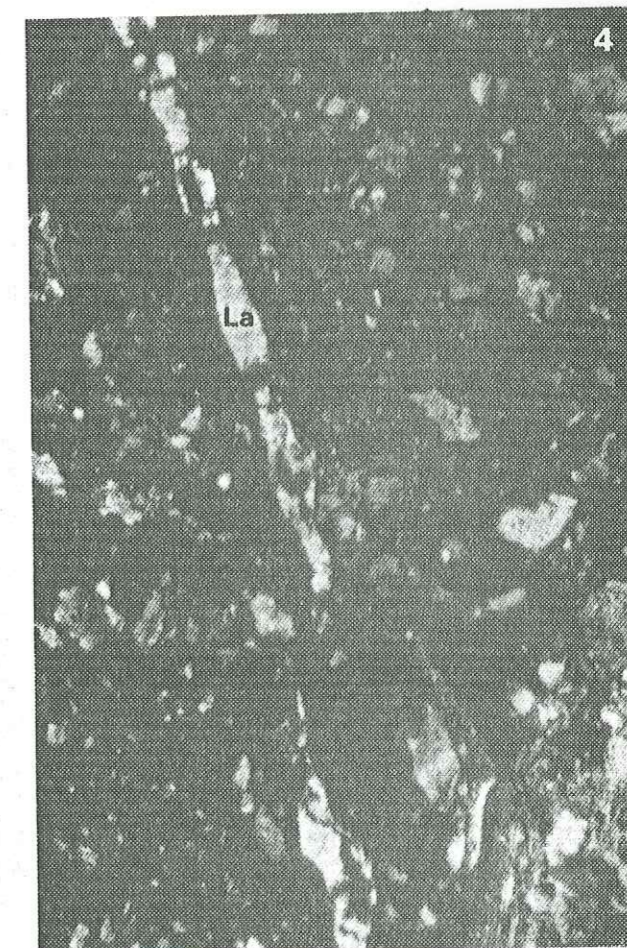
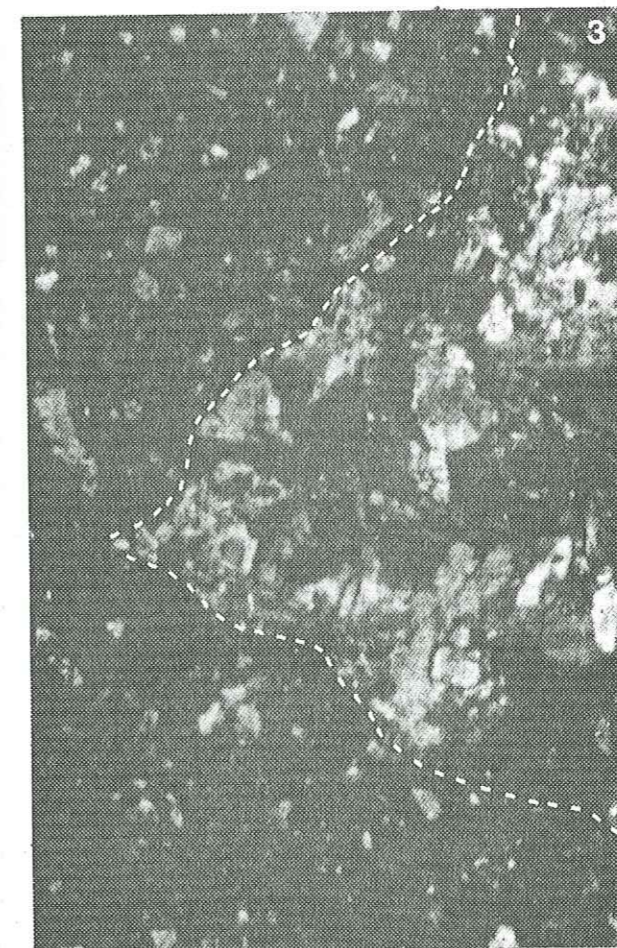
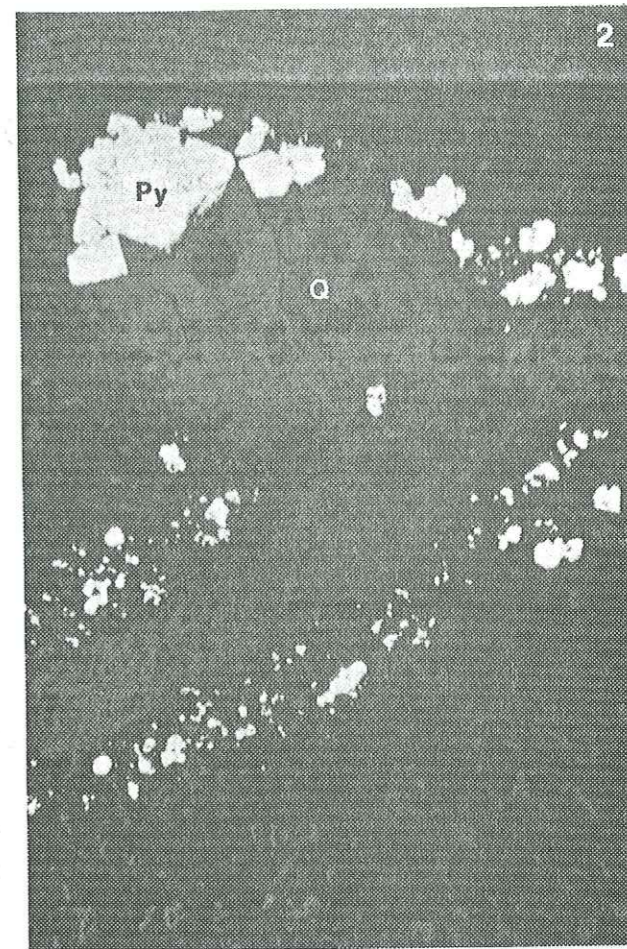
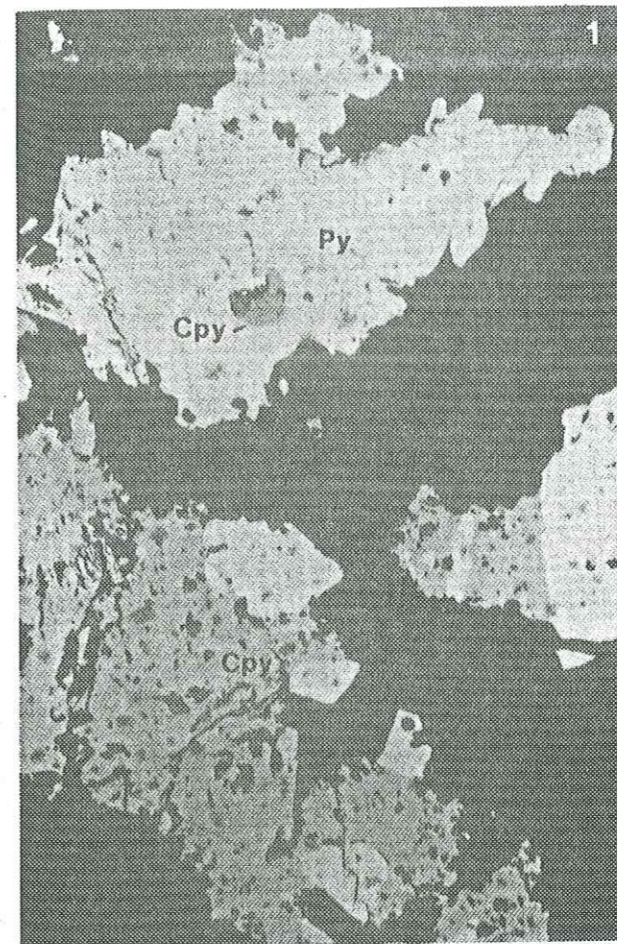


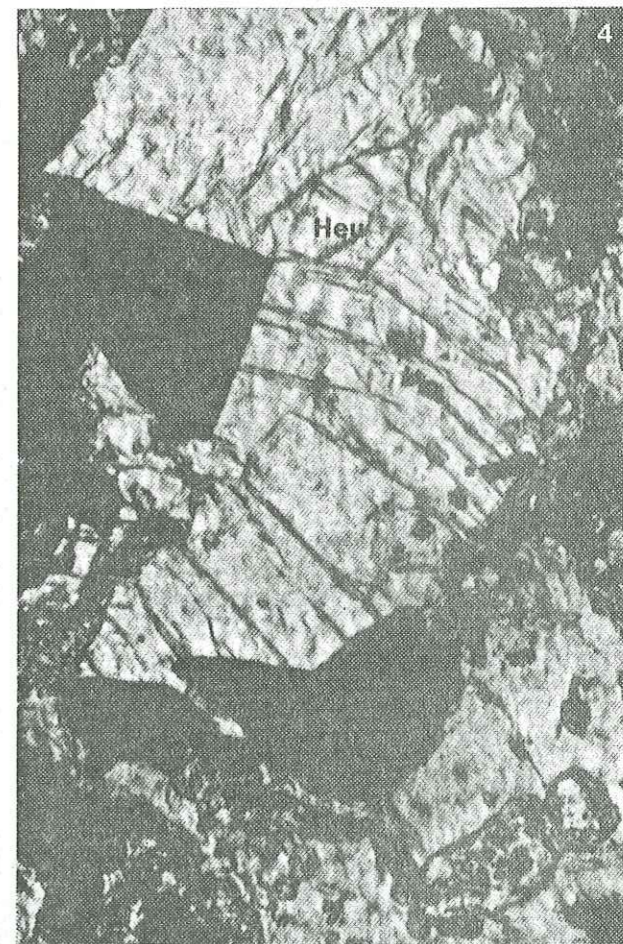
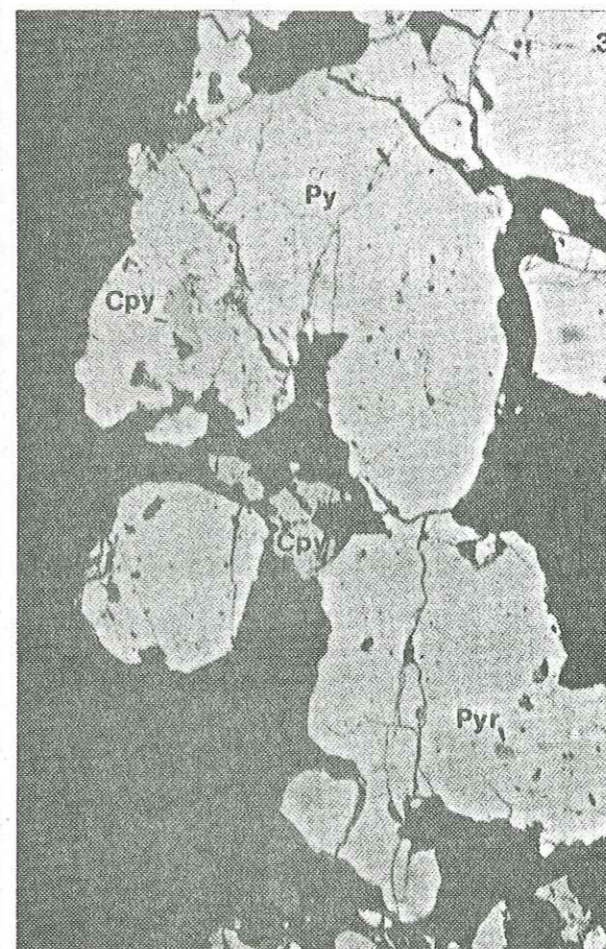
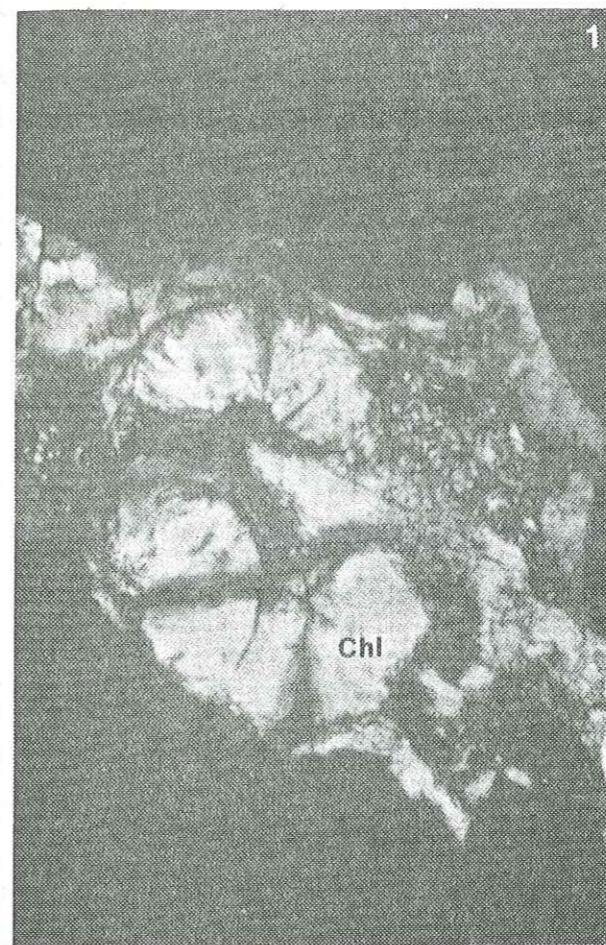
PLANCHE XVI

Photo 1: Chlorite en rosettes se développant dans une veine minéralisée d'une lave hydrothermalisée prélevée sur les haldes de la mine de Lasail (x 10).

Photo 2: Chlorite en plages réticulées se développant dans une veine minéralisée d'une lave hydrothermalisée prélevée sur les haldes de la mine de Lasail (x 10).

Photo 3: Pyrrhotite (Pyr), pyrite (Py) et chalcopryte (Cpy) se développant dans une veine d'un échantillon minéralisé prélevé sur les haldes de la mine de Lasail (x 1).

Photo 4: Heulandite scellant une veine minéralisée d'une lave hydrothermalisée prélevée sur les haldes de la mine de Lasail (x 10).



BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMIDES, N. G., 1980. The form and environment of formation of the Kalavassos ore deposits, Cyprus. In Panayiotou (Ed.), Ophiolites, Proc. Int. Ophiolite Symp., Cyprus 1979. The Geological Survey of Cyprus, Nicosia, 117-127.
- ALABASTER, T., PEARCE, J.A., MALLICK, D.I.J. et ELBOUSHI, I.M., 1980. The volcanic stratigraphy and location of massive sulfide deposits in the Oman ophiolite. In: Panayiotou (Ed.), Ophiolites, Proc. Int. Ophiolite symposium, Cyprus 1979. The Geological Survey of Cyprus, Nicosia, 751-757.
- ALABASTER, T., 1982. The interrelationship between volcanism and hydrothermal processes in the Oman ophiolite. Ph. D. thesis, Department of the Earth Sciences, Open University, 290p.
- ALABASTER, T., PEARCE, J.A. et MALPAS, J., 1982. The volcanic stratigraphy of the Oman ophiolite complex. Contrib. Mineral. Petrol., 81, 168-183.
- ALABASTER, T. et PEARCE, J.A., 1985. The interrelationship between magmatic and ore-forming hydrothermal processes in the Oman ophiolite. Econ. Geol. V80, 1-16.
- ALDISS, D.T., 1981. Plagiogranites from oceanic crust and ophiolites, Nature, 289, 577-578.
- ALLEMAN, F. et PETERS, T. 1972. The ophiolite - radiolarite belt of the North-Oman mountains. Eclogae Geol. Helv., 65, 657-697.
- ALT, J.C., 1984. The structure, chemistry and evolution of a submarine hydrothermal system, D.S.D.P. Site 504B, Ph. D. dissertation, Univ. Miami, Fl., 289p.
- ALT, J.C., HONNOREZ, J., LAVERNE, C. et EMMERMANN, R., 1986. Hydrothermal alteration of a 1km section through the upper oceanic crust, DSDP hole 504B: the mineralogy, chemistry and evolution of seawater-basalt interactions. Journ. Geophys. Res., 91, B10, 10309-10335.
- ALT, J.C., LONSDALE, P., HAYMON, R. et MULHENBACHS K., 1987. Hydrothermal sulfide and oxide deposits on seamounts near 21°N, East Pacific Rise, Geol. Soc. of Am. Bull., 98, 157-168.
- ANDREWS, A.J., 1980. Saponite and celadonite in layer 2 basalts, D.S.D.P. Leg 37, Contrib. Mineral. Petrol., 73, 323-340.
- ATKINS, F.B., 1969, Pyroxenes of the Bushweld intrusion, South Africa, J. Petrol., 10, 222-249.
- BALLARD, R.D., HOLCOMB R.T. et VAN HANDEL, Tj. H., 1979. The Galapagos rift at 86°N, 3. Sheet flows, collapse pits and lava lakes of the rift valley, J. Geophys. Res., 84, 5407-5422.
- BARBERI, I. , BIZOUARD, H. et VARET, J., 1971. Nature of the clinopyroxenes and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas, Contrib. Min. Petr., 33, 93-107.

- BECHENNEC, J., 1987. Géologie des nappes Hawasina dans les parties orientale et centrale des montagnes d'Oman, Thèse Doc. ès Sci., Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Documents du B.R.G.M. n°127.
- BEURRIER, M., 1987. Géologie de la nappe ophiolitique de Samail dans les parties orientales et centrale des montagnes d'Oman. Thèse Doc. ès Sci., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, France, document du B.R.G.M. n°128.
- BEURRIER, M., BOURDILLON de GRISSAC, C., De WEVER P et LESCUYER J.L., 1987. Biostratigraphie des radiolarites associées aux volcanites ophiolitiques de la nappe de Semail (Sultanat d'Oman) : conséquences tectonogénétiques. C. R. Acad. Sci. Paris, 304, Ser. II, 907-910.
- BIDEAU, D., FOUQUET, Y., et HEKINIAN, R., 1985. Découverte de basaltes métamorphisés dans le graben axial de la dorsale Est-Pacifique à 12°50 N, Bull. Soc. Géol. France, (8), t.I, n°6, 905-913.
- BISCHOFF, J.L. et ROSENBAUER, R.J., 1977. Recent metalliferous sediments in the North Pacific manganese nodule area. Earth Planet. Sci. Lett., 33, 379-388.
- BONATTI, E., 1981. Metal deposits in the oceanic lithosphere. In: Emiliani (Ed.), The Sea, 7, J. Wiley et sons, 639-686.
- BOUDIER, F., BOUCHEZ, J.L., NICOLAS, A., CANNAT M., CEULENEER, G., MISSERI, M. et MONTIGNY, R., 1985. Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite: model of plate convergence. Earth Planet. Sci. Lett., 75, 215-222.
- BOUDIER, F. et COLEMAN, R.G., 1981. Cross section through the peridotites in the Semail ophiolite, southeastern Oman mountains. J. Geophys. Res., 86, 2573-2592.
- BOUGAULT, H., 1980. Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques: analyses des éléments en trace dans les roches par spectrométrie de fluorescence X, Thèse Doc. ès Sci., Université de Paris VII.
- BOUGAULT, H., JORON, J. L., et TREUIL M., 1979. Alteration, fractional crystallization, partial melting, mantle properties from trace elements in basalts recovered in the North-Atlantic. In Talwani, M., Harrison, C.G., D.E.Hayes, D.E. (Editors), Deep drilling results in the Atlantic Ocean. AGU, Washington D. C. Geodynamic project, Scientific Report 48, 352-368.
- BROWN, E.H., 1977. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure metamorphism, J. Petrol., 53-72.
- BROWN, G.M. et VINCENT, E.A., 1963. Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland, J. Petr., 4, 175-197.
- BRYAN, W. B., 1983. Systematics of modal phenocryst assemblages in submarine basalts: Petrologic implications. Contrib. Mineral. Petrol., 83, 62-74.
- BUDDINGTON, A.F. et LINDSLEY, D.H., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. J. Petrol., 5, 310-357.
- CABANIS, B., 1986. Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Mem. Sci. de la terre, Univ. Pierre et Marie Curie, 682p.

- CAMERON, W.E., 1985. Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus, Contrib. Mineral. Petrol., 89, 239-255.
- CAMERON, W.E., NISBET, E.G. et DIETRICH, V.G., 1979. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts. Nature, 280, 550-553.
- CAMERON, W.E., NISBET, E.G. et DIETRICH, V.G., 1980. Petrographic dissimilarities between ophiolitic and ocean-floor basalts. Dans, Panayiotou A. (Ed.) Proceedings International Ophiolites Symposium, Cyprus, 1979, Geol. Surv. Dept. of Cyprus, Nicosia, 182-192.
- CANN, J.R., 1969. Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean, J. Petrol., 10, Part 1, 1-19.
- CANN, J.R., 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 10, 7-11.
- CANN, J.R., 1979. Metamorphism of the ocean crust. In Deep Drilling Results in the Atlantic ocean: Ocean Crust, Talwani M., Harrison, C.G., et Hayes, D.E. (eds). Marice Ewing Symposium series, 2, AGU, Washington, 48, 230-238.
- CEULENEER, G., 1986. Structures des ophiolites d'Oman: flux mantellaire sous un centre d'expansion océanique et charriage à la dorsale. Thèse, Univ. Nantes.
- COISH, R.A., 1977. Ocean floor metamorphism in the Bett's Cove ophiolite, Newfoundland, Contrib. Mineral. Petrol., 60, 255-270.
- COLEMAN, R.G., 1975. Geotimes, 20, 8, front cover.
- COLEMAN, R.G., 1981. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. J. Geophys. Res., 86, 2497-2508.
- COLEMAN, R.G. et HOPSON, C. A., (editors), 1981. The Oman ophiolite special issue. J. Geophys. Res., 86, 2495-2782.
- COLEMAN, R.G. et PETERMAN, Z.E., 1975. Oceanic plagiogranite, J. Geophys. Res., 80, 1099-1108.
- COLLINSON, T., 1986. Hydrothermal mineralization and basalt alteration in stockwork zones of the Bayda and Lasail massive sulfide deposits, Oman Ophiolite, M.A. Thesis, University of California, Santa Barbara, 164p.
- COOMBS, D.S., 1953. The pumpellyite mineral series, Mineral. Mag., 30, 113-135.
- COOMBS, D.S., YASUO NAKAMURA et VUAGNAT, M., 1976. Pumpellyite-Actinolite facies Schists of the Taveyenne formation near Loèche, Valais, Switzerland, J. Petrol., 17, n°4, 440-471.
- CORLISS, J.B., DYMON, J., GORDON, L. I., EDMOND, J. M., VON HERTZEN, R. P., BALLARD, R.D., GREEN, K., WILLIAMS, D., BRAINBRIDGE, A., CRANE, K. et VAN ANDEL, T. H., 1979. Submarine thermal springs on the Galapagos Rift. Science, 203, 1073-1083.
- CROVISIER, J.L., 1985. Dissolution du verre basaltique dans l'eau de mer: approche expérimentale et thermodynamique, Thèse Doc. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg,

- DAHL, R., JUTEAU T., BOUDIER F., NICOLAS A., BOUCHEZ J.L. et CRAMBERT S., 1983. Ophiolites des nappes de Semail (Oman): nouvelles données de terrain sur les parties plutoniques supérieures des massifs de Rustaq et de Nakhl. *Sci. Geol. Bull.*, 36, 35-59.
- DAHL, R., 1984. Etude géométrique, pétrologique et géochimique de la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman, massif de Rustaq (bloc de Haylayn). Un modèle tridimensionnel de zone d'accrétion. Thèse Univ. Clermont-Ferrand, France.
- DELANEY, J.R., MOGK, D.W. et MOTT, M.J., 1987. Quartz-cemented breccias from the Mid-Atlantic Ridge: samples of a high salinity hydrothermal upflow zone, *J. of Geophys. Res.*, 92, B9, 9175-9192.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. et ZUSSMAN, J., 1962. *Rock forming minerals*, London: Longmans, Green and Co.
- De PAOLO, D.J. et WASSERBURG, G.J., 1976. Nd-isotope variations and petrogenetic models, *Geophys. Res. Lett.*, 3, 249-252.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORSHCHIKOV I.M., BOULIN J., SORIKHTIN O., GEYSSANT J., LEPVRIER C., BIJU-DUVAL, B., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., WESTPHAL M. et LAUER J.P. (1985). Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000° s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), I, n°5, 637-652.
- DETRICK, R.S., HONNOREZ, J. ADAMSON, A.C., GARRETT, W.B., GILLIS, K.M., HUMPHRIS, S.E., MEVEL, C., MEYER, P.S., PETERSEN, N., RAUTENSCHLEIN, M., SHIBATA, T., STAUDIGEL, H., WOOLRIDGE, A. et YAMAMOTO, K., 1986. Forages dans la dorsale médio-Atlantique: résultats préliminaires du Leg 106 du Joides resolution (Ocean Drilling Program), *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.303, Série II, n°7.
- DICK, H.J.B. et BULLEN, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54-76.
- DUNCAN, R.A. et GREEN, D.H., 1980. Role of multistage melting in the formation of oceanic crust. *Geology*, 8: 22-26.
- EDMOND, J.M., VON DAMM, K.L., Mc DUFF, R.E., et MEASURES, C.I., 1982. Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal, *Nature*, 297, 187-191.
- EISSEN, J.P., 1982. Pétrologie comparée de basaltes de différents segments de zones d'accrétions océaniques à taux d'accrétion variables (Mer rouge, Atlantique et Pacifique). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 2 volumes.
- ELDRIDGE, S.C., BARTON, P.B. Jr. et H. OHMOTO, 1983. Mineral textures and their bearing on formation of Kuroko orebodies, *Econ. Geol. Monograph* 5, 241-281.
- ELTON, D., 1981. Metamorphism in oceanic spreading centers, In : *The Sea*, vol.7, Emiliani, Ed, Wiley and Sons, New York, 285-303.
- ERNEWEIN, M., 1987. Histoire magmatique d'un segment de croûte océanique téthysienne: pétrologie de la séquence plutonique du massif ophiolitique de Salahi (nappe de Semail, Oman). Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.

- ERNEWEIN, M. and WHITECHURCH, H., 1986. Les intrusions ultrabasiques de la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman: un événement témoin de l'extinction d'une zone d'accrétion océanique? *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, Sér. II, 379-384.
- ERNEWEIN, M., PFLUMIO, C. et WHITECHURCH, H., The death of an accretion zone as evidenced by the magmatic history of the Semail ophiolite (Oman), soumis à *Tectonophysics*, volume spécial Oman.
- ERNST, W.G., SEKI, Y., ONUKI, H., et GILBERT, M.C., 1970. Comparative study of low grade metamorphism in the California Coast Ranges and the Outer Metamorphic Belt of Japan, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 124.
- EVARTS, R.C. et SCHIFFMAN, P., 1983. Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California, *Am. Jour. Sci.*, 283, 289-340.
- EWART, A., 1976. Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas: some statistics and implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 417-432.
- FEHN, U. et CATHLES, L.M., 1979. Hydrothermal convection at slow spreading mid-ocean ridges, *Tectonophysics*, 55, 239-260.
- FEHN, U. et CATHLES, L.M., 1986. The influence of plate movement on the evolution of hydrothermal convection cells in the oceanic crust, *Tectonophysics*, 125, 289-312.
- FLEET, A.J. et ROBERTSON, A.H.F., 1980. Ocean-ridge metalliferous and pelagic sediments of the Semail nappe, Oman. *J. geol. Soc. London*, 137, 403-422.
- FOURNIER-GERMAIN, B., 1986. Les sédiments métallifères océaniques actuels et anciens: caractérisation, comparaisons, Thèse Doct., Univ. Bretagne occidentale, Brest, 236p.
- FRANCHETEAU, J. et NEEDHAM, H.D., CHOUKROUNE, P., JUTEAU, T., SEGURET, M., BALLARD, R.D., FOX, P.J., NORMAK, W., CARRANZA, A., CORDOBA, D., GUERRERO, J. et RANGIN, C., BOUGAULT, H., CAMBON, P. et HEKINIAN, R., 1979. Massive deep-sea sulfide ore discovered on the East Pacific Rise, *Nature*, 277, 523-528.
- FRANKLIN, J.M., LYDON, J.W. et SANGSTER D.F., 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits, *Ec. Geology*, 75th. Anniv. Vol., 485-627.
- GAMBLE, R.P. et TAYLOR, L.A., 1980. Crystal-liquid partitioning in augite: effects of cooling rate, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 47, 21-33.
- GANSSER, A., 1966. The Indian ocean and the himalayas, a geological interpretation, *Ecolgae Geol. Helv.*, 59, 831-848.
- GASS, I., 1963. Is the Troodos massif of Cyprus, a fragment of Mesozoic ocean floor?, *Nature*, 220, 39-42.
- GLASSLEY, W., 1975, Low variance phase relationships in a prehnite - pumpellyite facies terrain, *Lithos*, 8, 69-76.
- GILL, J., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics, *Minerals and rocks*, Springer Verlag, Berlin, 390p.
- GHENT, E.D. et STOUT, M.Z., 1981. Metamorphism at the base of the Semail ophiolite, southeastern Oman Mountains. *J. Geophys. Res.* : 2557-2571.

- GLENNIE K.W., BOEUF M.G.A., HUGUES-CLARK M.W., MOODY-STUART M., PILAAR W.F.H. et REINHARDT B.M., 1973. Late Cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution. *Am.Assoc. Pet.Geol. Bull.*, 57, p 5-27.
- GLENNIE, K.W., BOEUF, M.G.A., HUGUES CLARKE, M.W., MOODY-STUART, M., PILAAR, W.F.H. and REINHARDT, B.M., 1974. Geology of the Oman mountains. *Verh.Konin. Neder. Geol. Mijn. Genoot. Ver.*, 31, 423p.
- GREEN, K.E., VON HERTZEN, R.P. et WILLIAMS, D.L., 1981. The Galapagos spreading center at 86°N. A detailed geothermal field study, *J. Geophys. Res.*, 86, 979-986.
- GROVE, T.L. et BENCE, A.E., 1977. Experimental study of pyroxene - liquid interaction in quartz - normative basalt 15595. *Proc. 8th Lunar Sci. Conf.*, 1549-1580.
- HAGGERTY, S.E., 1976. Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In: "oxide minerals", D. Rumble III (Ed.), *Reviews in mineralogy*, 3, Mineral. Soc. America, Washington, HG1-HG100.
- HAREMBOURE J. et HORSTINK J. (1967). Mesozoïc nappes in the Oman Mountains: a hypothesis. Unpublished PD (OMAN), Report.
- HART, R.A., 1973. A model for the chemical exchange in the basalt-seawater system of oceanic layer 2, *Can. J. Earth Sci.*, 10, 799-815.
- HAYMON R.M. et KOSKI R.A. Comparison of the Bayda massive sulfide deposit, Oman ophiolite, with Eastern Pacific ridge-axis sulfide deposits, soumis à *Geology*.
- HEATON, T.H.E. et SHEPPARD, S.M.F., 1977. Hydrogen and oxygen isotope evidence for sea-water hydrothermal alteration and ore deposition, Troodos complex, Cyprus, in *Volcanic processes in ore genesis: Geol. Soc. London Spec. Pub.* 7, 42-57.
- HEKINIAN, R. 1982. Petrology of the ocean floor. Elsevier Oceanography series, 33, 393p.
- HEKINIAN, R., FEVRIER, M., AVEDICK, CAMBON, P., CHARLOU, J.L. NEEDHAM, H.D., RAILLARD, J., BOULEGUE, J., MERLIVAT, L., MOINET, A., MANGANINI, S., et LANGE, J., 1983. East Pacific Rise: geology of new hydrothermal fields, *Science*, V219, 1321-1324.
- HEKINIAN R. et FOUQUET Y., 1985. Volcanism and metallogenesis of axial and off axial structures on the East-Pacific Rise near 13°N. *Econ. Geol.*, 80, 2, 221-249.
- HONNOREZ, J., 1981. The aging of the oceanic crust at low temperature, in: *The Sea*, vol. 7, C. Emiliani Ed., Wiley and Sons, New York, 525-588.
- HONNOREZ, H., VON HERTZEN, R.P., BARRETT, T.J. BECKER, K., BENDER, M.L. BORELLE, P.E., HUBBERTEN, H.W., JONES, S.C., KARATO, S.I., LAVERNE, C., LEVI, S., MIGDISOV, A.A., MOORBY, S.A., et SCHRADER, E.D., 1981. Hydrothermal mounds and young ocean crust of the Galapagos: preliminary Deep Sea Drilling results, leg 70, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Part 1, V92, 457-472.
- HOPSON C.A., COLEMAN R.G.; GREGORY R.T., PALLISTER J.S. et BAILEY E.H. (1981). Geologic section through the Semail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect, South eastern Oman mountains. *J. Geophys. Res.*, 86, 2527-2544.
- HORTON, D.G., 1985. Mixed-layer illite/smectite as a paleotemperature indicator in the Amethyst vein system, Creede district, Colorado, U.S.A.: *Contrib. Mineral. Petrol.*, V 91, 171-179.
- HUMPHRIS, S.E., MELSON, W.G. et THOMPSON, R.N., 1976. Basalt weathering on the East Pacific Rise and the Galapagos spreading center, Deep Sea Drilling Project leg 54,
- HUMPHRIS, S.E. et THOMPSON, G., 1978a. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 107-125.
- HUMPHRIS, S.E. et THOMPSON, G., 1978b. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 127-136.
- HUMPHRIS, S. E., MELSON, W.G. et THOMPSON R.N., 1980. Basalt weathering on the East Pacific rise and the Galapagos spreading center, Deep Sea Drilling Project, Leg 54, Initial Reports D.S.D.P., Volume LIV, 773-788.
- HYNES, A. 1974. Igneous activity at the birth of an ocean basin in eastern Greece. *Can. J. Earth Sci.*, 11, 842-853.
- IRVINE, T.N., 1965. Chromian spinel as a petrogenetic indicator, Part 1, Theory, *Can. J. Earth Sci.*, 2, 648-672.
- IRVINE, T.N., 1976. Chromite crystallization in the join $MgSiO_4$ - $CaMgSi_2O_6$ - $CaAl_2Si_2O_8$ - $MgCr_2O_4$ - SiO_2 , *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 76, 465-472.
- ITO, E. et ANDERSON, A.T. Jr, 1983. Submarine metamorphism of gabbros from Mid-Cayman rise: petrographic and mineralogic constraints on hydrothermal processes at slow spreading ridges, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, 371-388.
- IXER, R.A., ALABASTER, T. et PEARCE J.A., 1984. Ore petrography and geochemistry of massive sulfide deposits within the Samail ophiolite, Oman, *Trans. Inst. Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth Sci.)*, V93, p.B114-B124.
- JAKES, P. et GILL, J.B., 1970. Rare-Earth elements and the island-arc tholeiite series, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 9, 17-28.
- JEHL, V., 1975. Le métamorphisme et les fluides associés des roches océaniques de l'Atlantique Nord, thèse de Doct.-Ing., Nancy, 242p.
- JUAN DE FUCA STUDY GROUP, U. S. GEOLOGICAL SURVEY, 1986. Submarine fissure eruptions and hydrothermal vents on the southern Juan de Fuca Ridge: Preliminary observations from the submersible Alvin, *Geology*, 14, 823-827.
- JUTEAU, T. 1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie): pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. *Mém. Sciences de la terre*, Nancy, 32, 692p.
- JUTEAU, T., ERNEWEIN, M., REUBER, I., WHITECHURCH, H. et DAHL, R.. Duality of magmatism in the plutonic sequence of the Semail nappe, Oman, soumis à *Tectonophysics*, Volume spécial Oman.
- KALOGEROPOULOS, S.I. et SCOTT, S.D., 1983. Mineralogy and geochemistry of tuffaceous exhalite (TETSUSEKIEI) of the Fukasawa Mine, Hokuroku district, Japan, *Econ. Geol. Monograph*, 5, 412-432.

- KARPOFF, A.M., WALTER, A.V. et PFLUMIO, C.. Metalliferous sediments within lavas sequences of the Samail ophiolite (Oman): mineralogical and geochemical characterization, origin and evolution, soumis à Tectonophysics, volume spécial Oman.
- KAY, R.W. et HUBBARD, N.J., 1978. Trace elements in oceanic ridge basalts, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 38, 95-116.
- KAY, R.W. et SENECHAL R.G., 1976. The rare-earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex, *J. Geophys. Res.*, 81, 964-970.
- KENT, D.V. et GRADSTEIN, F.M., 1985. A Cretaceous and Jurassic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 1419-1427.
- KRISTMANNSDOTTIR, H. et TOMASSON, J., 1978. Zeolites zones in geothermal areas in iceland, in: *Natural Zeolites, Properties, Occurrence, Use* (Eds. L.B. Sand et F.A. Mupton), Pergamon Press.
- KUNO, H., 1955. Ion substitution in the Diopside-Ferropigeonnite series of clinopyroxenes, *Am. Min.*, 40, 70-93.
- KUSHIRO I., 1960. Si-Al relation in clinopyroxene from igneous rocks, *Am. Journ. of Sci.*, 268, p 548-554.
- LAIRD, J. et ALBEE, A.L., 1981. High pressure metamorphism in mafic schists from northern Vermont, *Am. J. Sci.*, 281, 97-126.
- LANPHERE M.A., 1981. K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Semail ophiolite, Oman. *J. Geophys. Res.*, 86, 2709-2720.
- LAVERNE, C., 1987. Les interactions basalte-fluides en domaine océanique. *Minéralogie, pétrologie et géochimie d'un système hydrothermal: le puit 504B, Pacifique oriental*, Thèse de doct. ès.Sci., Faculté des Sciences et Techniques de St Jérôme, d'Aix-Marseille, 315p.
- LEAKE, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles, *Am. Mineral.*, 63, 1023-1053.
- LEBAS M.J., 1962. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage, *Am. J. of Sci.*, 260, 267-288.
- LEES G., 1928. The geology and tectonics of Oman and parts of the southeastern Arabia. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 84, 585-670.
- LE GUEN DE KERNEIZON, M., MASCLE, A., MAURY, R.C. et WESTERCAMP, D., 1979. Les laves de la Désirade (Petites Antilles), témoins d'un magmatisme de marge active: arguments minéralogiques, *Bull. Bur. Rech. Geol. Min. (Fr.)*, 4, 285-292.
- LE METOUR, J., 1987. Géologie de l'autochtone des monts d'Oman; la fenêtre du Saih Hatat, Thèse Doctorat d'Etat, Université Paris VI, Document du B.R.G.M. n° 129.
- LE ROEX, A.P., DICK, H.J.B., ERLANK, H.J., REID, A.M., FREY, F.A. et HART, S.R., 1983. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11°East, *J. Petrol.*, 24, 267-318.

- LE ROEX, A.P., DICK, H.J.B., REID, A.M., FREY, F.A., ERLANK, A.J. et HART, S.R., 1985. Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, 367-380.
- LETERRIER, J., MAURY, C.R., THONON, P., GIRARD, D. et MARCHAL, M., 1982. Clinopyroxenes composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 59, 139-154.
- LIU, J.G., 1971. Stilbite-Laumontite equilibrium, *Contr. Mineral. and Petrol.*, 31, 171-177.
- LIU, J.G., MARUYAMA, S. et CHO, M, 1985. Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism, *Mineral. Magazine*, 49, 321-333.
- LIU, J.G., HYUNG SHIK KIM et SHIGENORI MARUYAMA, 1983. Prehnite-Epidote equilibria and their petrologic applications, *J. Petrol.*, 24, 321-342.
- LIU, J.G., 1979. Zeolite facies metamorphism of basaltic rocks from the East Taiwan Ophiolite, *Am. Mineral.*, 64, 1-14.
- LINDSLEY, D.H., 1983. Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, 68, 477-493.
- LIPPARD S.J., SHELTON A.W. et GASS I.G., 1987. The ophiolite of Northern Oman. Sp. pub. *Geol. Soc.*, Mem. n°11, 178p.
- LIPPARD S.J. et REX D.C., 1982. K-Ar ages of alkaline igneous rocks in the northern Oman Mountains, NE Arabia, and their relations to rifting, passive margin development and destruction of the Oman Tethys. *Geol. Mag.*, 119, 497-503.
- LISTER, C.R.B., 1972, On the thermal balance of an oceanic ridge. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, V. 26, 515-535.
- LISTER, C.R.B., 1982. Active and passive hydrothermal systems in the oceanic crust: predicted physical conditions, in: *The dynamic environment of the ocean floor*, K.A. Fanning and F.T. Manheim (Ed), D.C. Heath, Lexington, Mass., 441-470.
- LYDON, J.W. 1984. The generation of ore forming hydrothermal solutions in the Troodos ophiolite complex: some hydrodynamic and mineralogical considerations. *Pap. Geol. Surv. Canada*, 84-1A, 617-625.
- MACDONALD, K. C., 1982. Mid-ocean ridges: fine-scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within plate boundary zone. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10, 155-196.
- Mc CULLOCH, M.T., GREGORY, R.T., WASSERBURG, G. J. et TAYLOR, H.P. Jr., 1981. Sm-Nd, Rb-Sr and O^{16}/O^{18} isotopic systematics in an oceanic crustal section: evidence from the Samail ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 86, 2721-2735.
- McMURTRY, G.M. et YEH, 1981. Hydrothermal clay mineral formation of East Pacific Rise and Bauer Basin sediments, *Chem. Geol.*, 32, 189-205.
- MAUREL, C. et MAUREL, P., 1982a. Etude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles, *Bull. Minéral.*, 105, 197-202.

- MAUREL, C. et MAUREL, P., 1982b. Etude expérimentale de la solubilité du chrome dans les bains silicatés basiques et de sa distribution entre liquides et minéraux coexistants: conditions d'existence du spinelle chromifère. *Bull. Mineral.*, 105, 640-647.
- MAUREL, C., 1985. Distribution de Al, Cr, Na et Ti entre pyroxènes et liquides tholéitiques, étude expérimentale, *Bull. de Liaison de la société française de minéralogie et de cristallographie*, T 108, résumés de la séance spéciale sur les pyroxènes.
- MERLIVAT, L., PINEAU F. et JAVOY, M. 1987. Hydrothermal vent waters at 13°N on the East Pacific Rise: isotopic composition and gas concentration, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84, 100-108.
- MEVEL, C., 1981. Occurrence of Pumpellyite in hydrothermally altered basalts from the Vema fracture zone (Mid-Atlantic Ridge), *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 386-393.
- MEVEL C., 1984. Le métamorphisme dans la croûte océanique. Apport de la pétrologie à la compréhension des phénomènes de circulation hydrothermale et de déformation (exemple de l'Atlantique). Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. de Paris VI, 434p.
- MEVEL, C. et VELDE D., 1976. Clinopyroxenes in Mesozoic Pillow-lavas: influence of cooling rate on compositionnal trends, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32, 158-164.
- MICHARD, A., BOUCHEZ, J.L. et OUAZZANI-TOUHAMI M. (1984). Obduction-related planar and linear fabrics in Oman, *Journal of structural Geology*, 6 (1-2), 39 - 49.
- MICHARD, G., ALBAREDE, F., MICHARD, A., MINSTER, J.F., CHARLOV, J.L. et TAN, N., 1984. Chemistry of solutions from the 13°N East Pacific Rise hydrothermal site, *Earth planet. Sci. Lett.*, 67, 297-307.
- MISSERI, M. (1982). Structures des massifs ophiolitiques de Canyon mountain (Oregon) et de wadi Tayin (Oman): lithosphère d'arc insulaire, lithosphère océanique. Thèse Doct. Spéc., Univ. Nantes, 158p.
- MIYASHIRO, A. et SEKI Y., 1958. Enlargement of the composition field of epidote and piemontite with rising temperature, *Am. J. Sci.* 256, 423-430.
- MOORE, J.G., 1979. Vesicularity and CO₂ in mid-ocean ridge basalt, *Nature*, 282, 250-253.
- MOORES, E.M. et VINE, F.J., 1971. The Troodos massif, Cyprus and the ophiolite as oceanic crust: evaluation and implications. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 268, 443-446.
- MORTON, D.M., 1959. The geology of Oman. *Proc. 5th World Petroleum Congr.*, New York, Sect. 1, Paper 14, 227 - 280.
- MOTTL, M.J., 1983. Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, V. 94, 161-180.
- NAKAMURA, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na et K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757-775.
- NATLAND, J.H. et TARNEY J., 1982. Petrologic evolution of the Mariana arc and back-arc basin system, a synthesis of drilling results in the South Philippine Sea, *Init. Repts. D.S.D.P.*, 60, 877-908.
- NEHLIG, P. et JUTEAU, T.. Thermal gradients and geometry of the hydrothermal circulations in the crustal sequence of the Samail ophiolite (OMAN), soumis à *Tectonophysics*, volume spécial Oman.
- NISBET, E.G. et PEARCE, J.A., 1977. Clinopyroxene compositions in mafic lavas from different tectonic settings, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 149-160.
- NOIRET, G., MONTIGNY, R. et ALLEGRE C.J., 1981. Is the Vourinos complex an island arc ophiolite?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56, 375-386.
- OHMOTO, H. et SKINNER, B.J., 1983. The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits: Introduction and summary of new findings, *Economic Geology monograph n°5*, 1-8.
- O'NIONS, R.K., HAMILTON, P.J. et EVENSEN, N.M., 1977. Variations un 143Nd/144Nd and 87Sr/86Sr ratios in oceanic basalts, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 34, 13-22.
- OUAZZANI-TOUHAMI, M., 1986. Structures et recristallisations associées dans des zones de cisaillements: nappes de Mascate (Oman) et nappes de Federico s.l. (Rif interne, Maroc). Thèse Univ. Strasbourg, 170p.
- LOUDIN, E., PICOT, P. et POUIT, G., 1981. Comparison of sulfide deposits from the East-Pacific Rise and Cyprus. *Nature*, 291, 404-407.
- PALLISTER, J.S., 1981. Structure of the sheeted dyke complex of the Semail Ophiolite near Ibra, *J. Geoph. Res.*, 86, 2661-2672.
- PALLISTER, J.S. et HOPSON, C.A., 1981. Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model for a spreading ridge magma chamber. *J. Geophys. Res.*, 86, 2593-2645.
- PALLISTER, J.S. et KNIGHT, R.J., 1981. Rare-Earth element geochemistry of the Semail ophiolite near Ibra, Oman, *J. Geophys. Res.*, 86, 2673-2697.
- PAPIKE, J.J., CAMERON, K.L. et BALDWIN K. (1974). Characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data, *Geol. Soc. Amer.*, Abstracts with programs, 6, 1053-1054.
- PARMENTIER, E.M. et SPOONER, E.T.C., 1978. A theoretical study of hydrothermal convection and the origin of the ophiolitic sulfide ore deposits of Cyprus, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 33-44.
- PARROT, J.F., 1977. Ophiolite du Nord-Est syrien et évolution de la croûte océanique Téthysienne au cours du Mésozoïque. *Tectonophysics*, 41, 251-268.
- PEARCE, J.A., 1980. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from tethyan ophiolites. In " Ophiolites", *Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979*. Ed. Panayiotou, A., The geological Survey of Cyprus, Nicosia, 261-272.
- PEARCE, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In "Andesites", Thorpe R.S. (Ed.), 525-548.
- PEARCE, J.A. et CANN J.R., 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 12, 339-349.

- PEARCE, J.A. et CANN, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 19, 290-300.
- PEARCE, J.A. et NORRY, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y et Nb variations in volcanic rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- PEARCE, J.A., ALABASTER, T., SHELTON, A.W. et SEARLE, M.P., (1981). The Oman ophiolite as an arc-basin complex: evidence and implications. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 300, 299-317.
- PEARCE, J. A., LIPPARD, S.J. et ROBERTS, S. (1984). Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In *marginal Basin Geology by Kokelar B.P. et Howells M.F. Geological Society Special publication n°16.*
- PILGRIM, G. (1908). Geology of the Persian Gulf and adjoining portions of Persia and Arabia. *Mem. Geol. Surv. India*, 34, Part 4, 177p, 17 Pl. h.t.
- PENROSE FIELD CONFERENCE PARTICIPANTS, 1972. Ophiolites. *Geotimes*, 17, 12, 24-25.
- PRITCHARD, R.G., CANN, J.R. et WOOD, D.A., 1979. Low temperature alteration of oceanic basalts, Deep Sea Drilling Project Leg 49, Initial Reports D.S.D.P. Volume IXL, 709-714.
- RAASE, P., 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature in regional metamorphism, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45, 231-236.
- RABU, D., 1987. Géologie de l'autochtone des monts d'Oman : la fenêtre du Djebel Akhdar. La semelle métamorphique de la nappe ophiolitique de Semail dans les parties orientale et centrale des monts d'Oman. Une revue, Thèse doct. ès Sci., Univ. Paris VI, doc. du B.R.G.M. n° 130.
- REED, M.H., 1983. Seawater-basalt reaction and the origin of greenstones and related ore deposits, *Economic Geology*, 78, 466-485.
- REINHARDT, B.M., 1969. On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman mountains geosyncline. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 49, 1-30.
- RENARD, V., HEKINIAN, R., FRANCHETEAU, J., BALLARD, R.D. et BACKER, H., 1985. Submersible observations at the axis of the ultra-fast-East Pacific Rise, (17°N 30' to 21°30'S), *Earth Planet. Sc. Lett.*, 75, 339-353.
- RICHARD, P., SHIMIZU, N. et ALLEGRE, C.J., 1976. $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 269-278.
- RICHARDS, H.G., J.R. CANN et JENSENIUS, J.. Mineralogical and metasomatic zonation of alteration pipes of Cyprus Sulfide deposits, soumis à *Earth Planet. Sci. Lett.*
- RICOU, L. E., 1971. Le croissant ophiolitique péri-arabe. Une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. *Rev. Geogr. Phys. et Géol. dyn.*, XIII, 327-350.
- RICOU, L.E., MARCOUX, J. et WHITECHURCH H., 1986. The mesozoic organization of the Taurides: one or several ocean basins? : The geological evolution of the eastern mediterranean (Dixon J.E., editor), *Geological Society Special Publication*, 17, 349-359.
- ROBERTSON, A.H.F., 1986. Geochemical evidence for the origin of the Late Triassic melange units in the Oman mountains as a small ocean basin formed by continental rifting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77, 318-332.
- ROCCI, G. et LAPIERRE, H., 1969. Etude comparative des diverses manifestations du volcanisme préorogénique au Sud de Chypre. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 49, 31-46.
- RONA, P.A., THOMPSON, G., MOTTL, M.J., KARSON, J.A., JENKINS, W.J., GRAHAM, D., MALLETT, M., VON DAMM, K. et EDMOND, J.M., 1984. Hydrothermal activity at the trans Atlantic Geotraverse hydrothermal field, Mid-Atlantic ridge crest at 26°N, *J. Geophys. Res.*, 89, B13, 11365-11377.
- RONA, P., 1985. Black smokers and massive sulfides at the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic ridge, 26°N, *EOS*, 66, 936.
- ROTHERY, D.A., 1983. The base of the sheeted dyke complex, Oman ophiolite : implications for magma chambers at oceanic spreading axes, *J. Geol. Soc. London*, 140, 287-296.
- SAUNDERS, A.D. et TARNEY, J. 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading center in the East-Scotia Sea, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 555-572.
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J., MARSH, N.G. et WOOD, D.A. 1980. Ophiolites as ocean-crust or marginal basin crust: a geochemical approach. In "Ophiolites", *Proceedings International Ophiolite symposium, Cyprus, 1979.* Ed. Panayiotou, A., The Geological survey of Cyprus, Nicosia, 193-204.
- SCHIFFMANN, P., SMITH, B., VARGA, R., EDDY, C. et MOORES, E., 1985. Low O^{18} epidotes along fossil hydrothermal feeders for massive sulfide deposits, Solea graben, northern Troodos ophiolite (abstract), *EOS, Trans. Am. Geophys. Union* 66, 402.
- SCHILLING, J.G., 1975. Rare earth variations across "normal segments" of the Reykjanes Ridge, 60°-73°N, Mid-Atlantic Ridge, 29°N and the East Pacific Rise, 2°-19°S, and evidence of the composition of the underlying low velocity layer, *J. Geophys. Res.*, 80, 1459-1473.
- SCHILLING, J.G., KINGSLEY, R.H. et DEVINE, J.D., 1982. Galapagos hot spot-spreading center system. 1. Spatial petrological and geochemical variations (83°W-101°W), *J. Geophys. Res.*, 87, B7, 5593-5610.
- SCHILLING, J.G., ZAJAC, M., EVANS, R., JONSTON, T., WHITE, W., DEVINE, J.D. et KINGSLEY, R., 1983. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N, *Amer. J. Sci.*, 283, 510-586.
- SEARLE, M.P., 1980. The metamorphic sheet and underlying volcanic rocks beneath the Semail ophiolite in the Northern Oman Mountains of Arabia, Unpublished Ph.D Thesis, Open University.
- SEARLE, M.P., LIPPARD, S.J., SMEWING, J.D. et REX, D.C., 1980. Volcanic rocks beneath the Semail ophiolite nappe in the northern Oman mountains and their significance in the mesozoic evolution of the Tethys. *J. Geol. Soc. London*, 137, 589-604.
- SEKI, Y., 1961. Pumpellyite in low grade metamorphism, *J. Petrol.*, 2, 407-423.

- SEYFRIED, W.E. et BISCHOFF, J.L., 1979. Low temperature basalt alteration by sea-water: an experimental study at 70 and 150°C, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1937-1947.
- SHERVAIS, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 59, 101-118.
- SHIDO, F., MIYASHIRO, A. et EWING, M., 1971. Crystallization of abyssal tholeiites, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31, 251-256.
- SIGURDSSON, H. et SCHILLING, J.G., 1976. Spinels in Mid-Atlantic Ridge Basalts: chemistry and occurrence, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29, 7-20.
- SILLITOE, R.H., 1973. Environment of formation of volcanogenic massive sulfide deposits. *Econ. Geol.*, 68, 1321-1325.
- SLEEP, N.H. et WOLERY, T.J., 1978. Ingress of hot water from mid-ocean ridge hydrothermal systems, some thermal constraints, *J. Geophys. Res.*, V. 83, 5913-5922.
- SMEWING, J.D., 1980a. Regional setting and petrological characteristics of the Oman ophiolite in north Oman, In: "Tethyan ophiolites, 2, Eastern Area", G. ROCCI (ed), *Ophioliti, Spec. Issue, Pitagora Ed., Bologna*, 335-378.
- SMEWING, J.D., 1980b. An upper Cretaceous ridge-transform intersection in the Oman ophiolite in north Oman. In: "Tethyan ophiolites, 2, Eastern Area", G. Rocci (Ed.), *Ophioliti, Spec. Issue, Pitagora ed., Bologna*, 335-378.
- SMEWING, J.D., 1981. Mixing characteristics and composition differences in mantle - derived melts beneath spreading axes: evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of North Oman. *J. Geophys. Res.*, 86, 2645-2659.
- SMITH, D. et LINDSLEY, D.H., 1971. Stable and metastable augite crystallization trends in a single basalt flow, *Am. Mineral.*, 56, 225.
- SPEAR, F. S., 1981. An experimental study of hornblende stability and composition variability in amphibolite, *Am. J. Sc.*, 281, 697-734.
- SPIESS, F.N., MACDONALD, K. C., ATWATER, T., BALLARD, R., CARRANZA, A., CORDOBA, D., COX, C., DIAZ GARCIA, V.M., FRANCHETEAU, G., GUERRERO, J., HAWKINS, J., HAYMON, R., HESSLER, R., JUTEAU, T., KASTNER, M., LARSON, R., LUYENDYK, B., MACDOUGALL, J.D., MILLER, S., NORMAK, W., ORCUTT, J. et RANGIN, C., 1980. East Pacific Rise: Hot spring and geophysical experiments, *Nature*, V 207, 1421.
- SPOONER, E.T.C. et BRAY, C.G.U., 1985. Fluid inclusions evidence for boiling at 370°C in the Stockwork of the Lasail ophiolitic hydrothermal massive deposit, Oman, E.O.S., *Trans. Am. Geophys. Union*, , Abst, 724-725.
- STERN, C. et ELTHON, D., 1979. Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: Their implications for ocean floor metamorphism, *Tectonophysics*, 55, 179-213.
- STEVENS, R.E., 1949. Composition of some chromites of the western hemisphere, *Amer. Mineral.*, 29, 1-34.
- STILLE, P., UNRUH, D.M. et TATSUMOTO, M., 1983. Pb, Sr, Nd et Hf isotopic evidence of multiple sources for Oahu, Hawaii basalts, *Nature*, 304, 25-29.
- TATSUMI, I., et ISHIZAKA, K., 1981. Existence of andesitic primary magma: an exemple from S.W. Japan, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 53, 124-130.
- TATSUMI, Y., 1981. Melting experiments on a high magnesian andesite, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 54, 357-365.
- TATSUMI, Y. et ISHIZAKA, K., 1982. Magnesian andesite and basalt from Shodo-Shima island, southwest Japan, and their bearing on the genesis of calc-alkaline andesites, *Lithos*, 15, 161-172.
- TILLEY, C.E., THOMPSON, R.N. et LOVENBURY P.A. 1972. Melting relations of some oceanic basalts, *Geol. J.*, 8, 59-64.
- TILTON, G.R., HOPSON, C.A. et WRIGHT, J.E., 1981. Uranium-lead isotopic ages of the Semail ophiolite, Oman, with application to tethyan ocean ridge tectonics. *J. Geophys. Res.*, 86, 2756-2762.
- TIPPIT, P.R., PESSAGNO, E.A. Jr. et SMEWING, J.D., 1981. The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 86, 2756-2762.
- TOKUYAMA, H. et BATIZA R. 1981. Chemical composition of igneous rocks and origin of the sill and pillow basalt complex of Nauru Basin, Southwest Pacific, *Initial Rpts DSDP*, 61, 673-687.
- TOTH, J.R., 1980. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1, 91, 44-54.
- TREUIL, M. et VARET, J., 1973. Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: Exemple de l'Afar, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 15, 506-540.
- TREUIL, M. et JORON, J.L., 1975. Utilisation des éléments hygromagmaphiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques, exemple de l'Afar et de la dorsale médio-atlantique, *Soc. Ital. Miner. Petrol.*, XXXI, 125-175.
- TSCHOPP, R.H., 1967. The general geology of Oman. *Proc. 7th World Petroleum cong.*, Mexico, Sec. 2, 231-242.
- TUFFAR, W., TUFAR, E., et LANGE, J., 1986. Ore paragenesis of recent hydrothermal deposits at the Cocos-Nazca plate boundary (Galapagos Rift) at 85°51' and 85°55'W: Complex massive sulfide mineralizations and mineralized basalts. *Geol. Rundschau*, 75, 829-861.
- URABE, T., SCOTT, S.D. et HATTORI, K., 1983. A comparison of footwall-rock alteration and geothermal systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulfide deposits, *Econ. Geol. Monograph*, 5, 345-364.
- VELDE, B., 1985. Clay minerals: a physico-chemical explanation of their occurrence, *Developments in sedimentology*, V40, Amsterdam, Elsevier, 428p.
- VERHOOGEN, J., 1962. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks, *Am. J. Sc.*, 260, 211-220.

WALTER, A.V., 1987. Les sédiments métallifères associés à la séquence volcanique du bloc de Salahi, nappe de Semail (Oman): caractérisation minéralogique et géochimique, mémoire de D.E.A., Institut de géologie, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 30p.

WILLIAMS D.L. et VON HERTZEN R.P., 1974. Heat loss from the earth: New estimate. *Geology*, V2, 327-328.

WILSON, H.H., 1969. Late cretaceous eugeosynclinal sedimentation, gravity tectonics, and ophiolite emplacement in Oman mountains, Southeast Arabia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 53, 626-671.

WISE, W.S. et EUGSTER H.P., 1964. Celadonites: synthesis, thermal stability and occurrences, *Am. Mineral.*, 49, 1031-1083.

WOLERY, T.J., SLEEP, N.H., 1976. Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges, *J. of Geology*, 84, 249-275.

WOOD, D.A., JORON, J.L. et TREUIL, M., 1979. A reappraisal of the use of trace-elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth planet. Sci. Lett.*, 45, 326-336.

WOOD, D.A., JORON, J.L., MARSH, N.G., TARNEY, J. et TREUIL, M., 1981. Major and trace elements variations in basalts from the North Philippine sea drilled during Deep Sea Drilling Project Leg 58: a comparative study of back-arc basin basalts with lava series from Japan and mid-ocean ridges, *Initial Reports D.S.D.P.*, volume LVIII, 873-894.

WOODCOCK, N.H. et ROBERTSON, A.H.F., 1982. Stratigraphy of the mesozoic rocks above the Semail ophiolite, Oman. *Geol. Mag.*, 119, 67-76.

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

LISTE DES FIGURES

Fig 1:	Localisation géographique du sultanat d'Oman	p 3
Fig 2:	Situation de la chaîne d'Oman dans le domaine téthysien d'après GANNSEY (1966)	p 4
Fig 3:	Principales unités constituant les montagnes d'Oman d'après SEARLE et MALPAS (1980)	p 5
Fig 4:	Carte structurale des montagnes d'Oman d'après GLENNIE <i>et al.</i> (1974)	p 6
Fig 5:	Reconstruction de l'océan Hawasinien d'après GLENNIE <i>et al.</i> (1974)	p 7
Fig 6:	Structure de l'ophiolite de Sémail	p 10
Fig 7:	Dénomination et localisation des massifs ou blocs ophiolitiques de la chaîne de montagnes d'Oman	p 13
Fig 8:	Localisation et structure des seamounts (A) et interseamounts (B) volcaniques de ALABASTER (1982)	p 14
Fig 9:	Diagramme logarithmique Ti-Zr (PEARCE, 1980) où se dessinent les deux lignées magmatiques mises en évidence dans la séquence extrusive de l'ophiolite de Sémail dans ALABASTER (1982)	p 17
Fig 10:	Modèle de formation de l'ophiolite de Sémail d'après ALABASTER (1982)	p 19
Fig 11:	Modèle de formation de l'ophiolite de Sémail d'après BEURRIER (1987)	p 20
Fig 12:	Origine et mode d'emplacement de l'ophiolite de Sémail d'après BOUDIER et COLEMAN (1981) et BOUDIER <i>et al.</i> (1981)	p 22
Fig 13:	Localisation géographique du secteur étudié	p 25
Fig 14:	Carte géologique du secteur étudié	p 27
Fig 15:	Orientation des dykes, coulées volcaniques et sédiments pélagiques de la séquence extrusive du bloc de Salahi. A: Localisation des points de mesures; B: Stéréogrammes des mesures	p 28-30
Fig 16:	Carte géologique du wadi Salahi accompagnée de stéréogrammes où figurent les orientations des dykes du complexe filonien, des dykes tardifs ou dykes 2, des veines hydrothermales, des coulées de la base de la séquence volcanique et des sédiments qui y sont intercalés	p 32
Fig 17:	Détail d'un affleurement: dyke découpé par un réseau de veines de limonite	p 34
Fig 18:	Coupe récapitulative des observations effectuées au niveau du wadi Salahi	p 35
Fig 19:	Colonnes lithologiques des faciès volcaniques rencontrés au niveau du wadi Salahi (bloc de Salahi) et du wadi Mahmum (Bloc de Sarami, complexe de Mahab) d'après ALABASTER (1982)	p 38
Fig 20:	Mesures d'orientation prises au niveau du wadi Mahmum	p 39
Fig 21:	Panorama tourné vers le Nord présentant au premier plan le massif gabbroïque affleurant au Sud du wadi Forest recoupé par des sills. Au second plan apparaissent les coulées du volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien.	p 40
Fig 22:	Carte géologique du secteur wadi Forest - wadi Hilti où ont été figurés les stéréogrammes illustrant les orientations des sills recoupant le massif gabbroïque et les coulées du volcanisme 1 et alimentant les coulées de la base du volcanisme 2	p 41
Fig 23:	Orientation des sills dans les volcanites de la base du volcanisme 2 au niveau d'affleurements situés entre les wadis Salahi et Forest	p 42
Fig 24:	Colonnes lithostratigraphiques illustrant la répartition des faciès volcaniques au niveau de la séquence extrusive du bloc de Salahi	p 45
Fig 25:	Carte géologique de l'indice sulfuré de Zuha	p 50
Fig 26:	Coupe effectuée sur le flanc Ouest du chapeau de fer (C) de l'indice	

Fig 25: Carte géologique de l'indice sulfuré de Zuha	p	50	Fig 50: Illustration du chemin thermique suivi par le cristal de clinopyroxène au cours de la formation du coeur et de sa bordure dans les échantillons OT53, CP714 et CP803	p	93
Fig 26: Coupe effectuée sur le flanc Ouest du chapeau de fer (C) de l'indice sulfuré de Zuha	p	51	Fig 51: Illustration dans le triangle des pyroxènes Wo - En - Fs des compositions des pyroxènes analysés dans deux échantillons de picrites et compositions des olivines associées	p	95
Fig 27: Brèche hydrothermale constituée de fragments de lave épidotisée dans une matrice formée de minéraux observés dans les fragments de lave et d'hydroxydes de fer	p	53	Fig 52: Répartition dans le triangle des feldspaths des compositions des plagioclases analysés dans les laves des trois épisodes volcaniques	p	95
Fig 28: Carte de répartition des anomalies géochimiques en cuivre et zinc au niveau de l'indice sulfuré de Zuha	p	55	Fig 53: Répartition dans le diagramme $Cr/Cr + Al = f(Mg/Mg + Fe)$ des compositions des spinelles analysés dans les laves primitives et les faciès riches en plagioclases, et les picrites du volcanisme 2	p	98
Fig 29: Mesures d'orientation effectuées aux abords de l'indice sulfuré de Zuha	p	56	Fig 54: Répartition dans le diagramme $Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al^{3+} + Cr^{3+}) = R3+$ en fonction de $Fe / Fe + Mg$ des spinelles analysés dans les laves primitives, et les faciès riches en plagioclases, et les picrites du volcanisme 2	p	99
Fig 30: Bloc diagramme illustrant la position structurale de l'indice sulfuré de Zuha	p	57	Fig 55A: Teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et Fe_2O_3 de laves des volcanismes 1, 2 et 3 de dykes du complexe filonien et de dykes 2 ainsi que de basaltes de l'Atlantique	p	104
Fig 31: Panorama basculé illustrant la position structurale de la carapace principale de l'indice sulfuré de Zuha	p	58	Fig 55B: Teneurs en MnO , MgO et CaO de laves des volcanismes 1, 2 et 3, de dykes du complexe filonien et de dykes 2 ainsi que de basaltes de l'Atlantique	p	108
Fig 32: Bloc diagramme illustrant la séquence de formation de l'amas sulfuré de Zuha	p	59	Fig 55C: Teneurs en Na_2O , K_2O et P_2O_5 de laves des volcanismes 1, 2 et 3, de dykes du complexe filonien et de dykes 2 ainsi que de basaltes de l'Atlantique	p	110
Fig 33: Répartition dans le triangle Wollastonite - Enstatite - ferrosilite des clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques	p	68	Fig 55D: Teneurs en V, Cr et Co de laves des volcanismes 1, 2 et 3, de dykes du complexe filonien et de dykes 2 ainsi que de basaltes de l'Atlantique	p	112
Fig 34A: Teneurs en Cr, Ti et Al (en cations de la formule structurale) des clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques en fonction du rapport $Mg/Mg+Fe$ de ces minéraux	p	69	Fig 55E: Teneurs en Ni, Cu et Zn de laves des volcanismes 1, 2 et 3, de dykes du complexe filonien et de dykes 2 ainsi que de basaltes de l'Atlantique	p	115
Fig 34B: $Cr = f(Ti)$ pour les clinopyroxènes précoces du volcanisme 1 et ceux des faciès primitifs et des picrites du volcanisme 2	p	71	Fig 55F: Teneurs en Sr, Zr et Y de laves des volcanismes 1, 2 et 3 de dykes du complexe filonien et de dykes 2 ainsi que de basaltes de l'Atlantique	p	117
Fig 35: Teneurs en Na (en cations de la formule structurale) des clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques	p	74	Fig 55G: Teneurs en Nb et Ba de laves des volcanismes 1, 2 et 3, de dykes du complexe filonien et de dykes 2 ainsi que de basaltes de l'Atlantique	p	119
Fig 36: Diagramme $Ti = f(Al)$ pour les clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques	p	75	Fig 56A: Profils de terres rares de laves du volcanisme 1 et de dykes du complexe filonien du bloc de Salahi. Le profil de terres rares de la lave V1, CP876, échantillonnée dans le wadi Mahmum a été figuré en gros points noirs. En pointillés a été figuré le champ des MORBs de SCHILLING (1975)	p	122
Fig 37: $Al^{IV} = f(Al^{VI})$ pour les clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques	p	76	Fig 56B: Profils de terres rares de laves V2 et V3 prélevées au niveau du bloc de Salahi	p	123
Fig 38: $Na = f(Fe^{3+})$ pour les clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques	p	77	Fig 56C: Profil de terres rares de laves V2 échantillonnées dans le wadi Mahmum (bloc de Sarami) et dans le wadi Jizi pour ce qui est des rhyolites représentées par les deux profils les plus enrichis	p	123
Fig 39: Composition en pourcentages de poids d'oxydes de cristaux de clinopyroxènes maclés	p	79	Fig 57: Profil de terres rares d'un plagiogranite lié au volcanisme 2 et de deux plagiogranites de l'ophiolite du Troodos, à Chypre	p	124
Fig 40 et 41: Diagrammes discriminants utilisant les teneurs en MnO , TiO_2 , Na_2O des clinopyroxènes pour la caractérisation du contexte géotectonique d'émission des séries paléovolcaniques	p	81	Fig 58: Diagramme discriminant $Ti = f(Zr)$ de PEARCE (1973) appliqué au cas des laves 1, 2 et 3	p	128
Fig 42: Répartition des compositions des clinopyroxènes du volcanisme 1 et des dykes du complexe filonien dans les diagrammes de LETERRIER <i>et al.</i> (1982)	p	82	Fig 59: Diagramme discriminant $Ti/100 - Zr - Y/3$ de PEARCE (1973) appliqué au cas des laves des volcanismes 1, 2 et 3	p	128
Fig 43: Répartition des compositions des clinopyroxènes du volcanisme 2 dans les diagrammes discriminants de LETERRIER <i>et al.</i> (1982)	p	83	Fig 60: Diagramme logarithmique discriminant $Zr/Y = f(Zr)$ de PEARCE et NORRY (1979)	p	128
Fig 44: Répartition des compositions des clinopyroxènes du volcanisme 3 dans les diagrammes discriminants de LETERRIER <i>et al.</i> (1982)	p	85	Fig 61: Diagramme logarithmique $Cr = f(Y)$ de PEARCE <i>et al.</i> (1984). a. Diagramme théorique illustrant les différentes lignées d'évolution magmatique. b. Application de ces diagrammes au cas des trois épisodes volcaniques étudiés	p	130
Fig 45: Profil géochimique effectué à la microsonde sur un clinopyroxène du dyke 2 primitif, OT 53. Le profil qualitatif associé apparaît sur la photo 1 de la planche X	p	87			
Fig 46: Profil géochimique effectué à la microsonde sur un clinopyroxène d'une coulée primitive du volcanisme 2, CP714. Le profil qualitatif associé apparaît sur la photo 2 de la planche X	p	89			
Fig 47: Illustration dans le triangle Wo - En - Fs de l'évolution des compositions chimiques du coeur vers la bordure des clinopyroxènes zonés des échantillons OT53 et CP714	p	90			
Fig 48: Profil géochimique effectué à la microsonde sur un clinopyroxène d'une coulée massive riche en plagioclases (CP803). Le profil qualitatif correspondant apparaît sur la photo 3 de la planche X	p	91			
Fig 49: Illustration dans le triangle Wo - En - Fs de l'évolution des compositions chimiques du coeur vers la bordure des clinopyroxènes zonés d'un échantillon riche en plagioclases du volcanisme 2 (CP803)	p	92			

Fig 62: Diagramme Ti - V de SHERVAIS (1982) appliqué au cas des laves d'Oman	p	131		
Fig 63: Diagramme Th - Ta - Hf/3 de WOOD <i>et al.</i> (1979)	p	132		
Fig 64: Diagramme Th= f(Ta) pour l'ensemble des laves des trois épisodes volcaniques ainsi que pour les dykes du complexe filonien et les dykes 2	p	133		
Fig 65: Diagramme Hf/Th= f(Ta/Th) de NOIRET <i>et al.</i> (1981)	p	133		
Fig 66: Diagramme La/Sm= f(La) pour les laves et les dykes des trois épisodes volcaniques	p	135		
Fig 67: Diagramme Ta/Tb= f(Ta) pour les trois épisodes volcaniques et les dykes associés	P	136		
Fig 68: Illustration schématique de la formation et de l'évolution de la séquence crustale de l'ophiolite de Semail déduite de l'étude de la séquence extrusive des blocs de Salahi et de Sarami	p	145		
Fig 69: Grille pétrogénétique Pression - Température de LIOU <i>et al.</i> (1985)	p	150		
Fig 70: Carte géologique du wadi Salahi où sont localisés les échantillons étudiés	p	152		
Fig 71: Composition des amphiboles analysées dans les gabbros isotropes les dykes du complexe filonien et les laves supérieures du volcanisme 2	p	155		
Fig 72: Composition des épidotes, des prehnites et des chlorites analysées dans les dykes du complexe filonien et les gabbros isotropes	p	157		
Fig 73: Composition des chlorites analysées dans des gabbros et des dykes du complexe filonien du wadi Salahi, reportées dans le diagramme de HEY (1954)	p	158		
Fig 74: Composition des chlorites analysées dans les laves du volcanisme 1	p	163		
Fig 75: Histogrammes des teneurs en manganèse des chlorites analysées dans les coeurs et les bordures des coulées du volcanisme 1 et des chlorites du complexe filonien	p	163		
Fig 76: Composition des chlorites analysées dans les laves du volcanisme 2 et du volcanisme 3	p	164		
Fig 77: Composition des pumpellyites analysées dans les dykes du complexe filonien, les laves du volcanisme 1, les laves supérieures du volcanisme 2 et celles du volcanisme 3	p	168		
Fig 78: Répartition des phases secondaires du sommet des gabbros isotropes au toit des volcanites du bloc de Salahi	p	172		
Fig 79: Répartition des assemblages secondaires le long du forage 504B d'après ALT <i>et al.</i> (1986)	p	175		
Fig 80: Répartition des assemblages minéralogiques secondaires sur une coupe lithologique de la séquence extrusive du bloc de Salahi	p	177		
Fig 81: Localisation des sondages sur la carte de répartition d'anomalies géochimiques	p	179		
Fig 82: Répartition des échantillons étudiés le long des sondages 59-1 et 59-2	p	180		
Fig 83: Répartition des compositions des chlorites analysées dans les échantillons minéralisés des sondages de Zuha, dans le diagramme de HEY (1954)	p	186		
Fig 84: Répartition des compositions des chlorites analysées dans les échantillons minéralisés des haldes de la mine de Lasail dans le diagramme de HEY (1954)	p	187		
Fig 85: Répartition dans le triangle Al ₂ O ₃ - FeO - MgO des chlorites des échantillons de Zuha (Z) et de Lasail (L)	p	188		
Fig 86: Teneurs en MnO des chlorites des échantillons minéralisés de Zuha reportées en fonction des teneurs en fer	p	189		
Fig 87: Répartition dans le triangle Al ₂ O ₃ - FeO - MgO des chlorites analysées dans les stockwerks et des brèches minéralisées de la mine de cuivre de Bayda, des chlorites analysées dans des échantillons océaniques altérés dans les conditions du faciès Schistes Verts et des chlorites analysées dans des brèches de basaltes océaniques	p	190		
Fig 88: Répartition en fonction de la profondeur des températures de cristallisation des chlorites analysées dans les sondages 59-1 et 59-2	p	192		
Fig 89: Localisation des sondages 59-1 et 59-2 dans une représentation classique d'une zone d'alimentation d'un amas sulfuré d'après ELDRIDGE <i>et al.</i> (1983)	p	196		
Fig 90: Diagramme en rapport d'activités dans le système Na-K-Mg-Al-Si-H-Cl-O à 300° (URABE <i>et al.</i> (1983), illustrant la déstabilisation du plagioclase au profit des argiles à pH faible	p	197		
Fig 91: Histoire hydrothermale de la séquence extrusive du bloc de Salahi	p	210		

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 :	Moyennes et écarts-types des rapports Zr/Hf et Y/Tb caractéristiques des trois épisodes volcaniques du bloc de Salahi	p. 125
Tableau 2 :	Mesures isotopiques effectuées sur les volcanites et sur les gabbros de la séquence plutonique principale et sur les ultrabasites intrusives du bloc de Salahi	p. 137
Tableau 3 :	Assemblages secondaires observés dans les gabbros isotropes et dykes du complexe filonien du wadi Salahi	p. 153
Tableau 4 :	Températures de cristallisation des chlorites des laves des volcanismes 1, 2 et 3 calculées à partir du géothermomètre de CATHELINÉAU et NIEVA (1985)	p. 166
Tableau 5 :	Fourchettes des compositions en cations de la formule structurale des céladonites analysées dans cette étude, en domaine continental par WISE et EUGSTER (1964) et en domaine océanique par ANDREWS (1980)	p. 169
Tableau 6 :	Assemblages secondaires observés dans la séquence étudiée	p. 171
Tableaux 7 et 8 :	Assemblages secondaires se développant dans les deux sondages 59-1 et 59-2 étudiés	p. 172
Tableau 9 :	Compositions d'une saponite océanique, d'une iddingsite (LAVERNE, 1987) d'une chlorite et de deux pumpellyites du volcanisme 2 du bloc de Salahi, de verre frais et palagonitisé (NOACK, 1983)	p. 205

100	Introduction	
101	Chapitre I	
102	Chapitre II	
103	Chapitre III	
104	Chapitre IV	
105	Chapitre V	
106	Chapitre VI	
107	Chapitre VII	
108	Chapitre VIII	
109	Chapitre IX	
110	Chapitre X	
111	Chapitre XI	
112	Chapitre XII	
113	Chapitre XIII	
114	Chapitre XIV	
115	Chapitre XV	
116	Chapitre XVI	
117	Chapitre XVII	
118	Chapitre XVIII	
119	Chapitre XIX	
120	Chapitre XX	
121	Chapitre XXI	
122	Chapitre XXII	
123	Chapitre XXIII	
124	Chapitre XXIV	
125	Chapitre XXV	
126	Chapitre XXVI	
127	Chapitre XXVII	
128	Chapitre XXVIII	
129	Chapitre XXIX	
130	Chapitre XXX	

TABLE DES MATIERES

100	Introduction	
101	Chapitre I	
102	Chapitre II	
103	Chapitre III	
104	Chapitre IV	
105	Chapitre V	
106	Chapitre VI	
107	Chapitre VII	
108	Chapitre VIII	
109	Chapitre IX	
110	Chapitre X	
111	Chapitre XI	
112	Chapitre XII	
113	Chapitre XIII	
114	Chapitre XIV	
115	Chapitre XV	
116	Chapitre XVI	
117	Chapitre XVII	
118	Chapitre XVIII	
119	Chapitre XIX	
120	Chapitre XX	
121	Chapitre XXI	
122	Chapitre XXII	
123	Chapitre XXIII	
124	Chapitre XXIV	
125	Chapitre XXV	
126	Chapitre XXVI	
127	Chapitre XXVII	
128	Chapitre XXVIII	
129	Chapitre XXIX	
130	Chapitre XXX	

TABLE DES MATIERES

RESUME
ABSTRACT
AVANT-PROPOS
SOMMAIRE

INTRODUCTION	p	1
Chapitre 1 - GEOLOGIE DES MONTAGNES D'OMAN		
I - Géologie générale de la chaîne de montagnes d'Oman	p	4
A - Situation de la chaîne de montagnes d'Oman dans le domaine téthysien	p	4
B - Présentation des différentes unités structurales constituant la chaîne de montagnes d'Oman	p	5
C - Historique des travaux géologiques sur l'Oman et description des différentes unités structurales	p	7
II - La nappe ophiolitique de Sémail et sa semelle métamorphique	p	10
A - La semelle métamorphique	p	10
B - La nappe ophiolitique de Sémail	p	11
III - La séquence extrusive de la nappe de Sémail: définition des unités volcaniques d'après ALABASTER (1982) et BEURRIER (1987)	p	13
A - Critères de terrain	p	15
1. Stratigraphie volcanique établie par ALABASTER (1982)	p	15
2. Stratigraphie volcanique établie par BEURRIER (1987)	p	16
B - Définitions pétrographiques et géochimiques	p	16
1. Définitions pétrographiques	p	16
2. Définitions géochimiques	p	17
C - Contexte de formation de l'ophiolite de Sémail d'après ALABASTER (1982) et BEURRIER (1987)	p	18
IV - Datations radiométriques et biostratigraphiques disponibles sur l'ophiolite de Sémail	p	20
V - Résumé des arguments en faveur de chacune des hypothèses relatives au contexte de formation de l'ophiolite de Sémail	p	21
A - Formation de l'ophiolite en contexte océanique franc	p	21
B - Formation de l'ophiolite de Sémail en contexte orogénique	p	22
VI - Choix du secteur étudié, méthodes employées et organisation du mémoire	p	23

Chapitre 2 - DONNEES DE TERRAIN

I - La séquence extrusive du bloc de Salahi	p	27
A - La séquence volcanique du bloc de Salahi	p	27
B - Le complexe filonien au niveau du bloc de Salahi: l'exemple du wadi Salahi	p	27
1. La zone de transition gabbros isotropes-complexe filonien	p	27
2. Le complexe filonien s. s.	p	33
3. La transition complexe filonien-séquence volcanique	p	34
4. Conclusion	p	34
II - Stratigraphie volcanique	p	35
A - Le volcanisme 1	p	36
1. Les laves en coussins	p	36
2. Les coulées massives	p	36
B - Le volcanisme 2	p	37
1. Le volcanisme 2 au niveau du complexe de Mahab (bloc de Sarami)	p	37
2. Le volcanisme 2 au niveau du bloc de Salahi . Les premières émissions du volcanisme 2 . Structure du massif gabbroïque affleurant entre les wadis Forest et Hilti . Les coulées supérieures du volcanisme 2	p	39
3. Redéfinition du volcanisme 2 de la séquence extrusive de l'ophiolite de Sémail à partir des observations effectuées dans les blocs de Salahi et de Sarami	p	44
4. Contrôle structural exercé dans le mode de mise en place du volcanisme 2	p	46
5. Nature du contact entre les volcanismes 1 et 2	p	46
C - Les sédiments métallifères présents entre les coulées du volcanisme 1 et du volcanisme 2	p	47
D - Le volcanisme 3	p	48
E - Les sédiments se développant à l'interface du volcanisme 2 et du volcanisme 3	p	48
III - L'indice sulfuré de Zuha	p	49
A - Localisation	p	49
B - Constitution de l'indice sulfuré de Zuha	p	49
C - Structure de l'indice sulfuré de Zuha	p	52
1. Le couloir de failles de direction méridienne	p	52
2. Le graben à l'Ouest de Zuha	p	54
3. Reconstitution du contexte structural de formation de l'indice sulfuré de Zuha	p	57
D - Conclusion	p	59
IV - Conclusion de l'étude de terrain	p	61

chapitre 3 - MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES PHASES MINERALES MAGMATIQUES DES LAVES DES TROIS EPISODES VOLCANIQUES ET DYKES ASSOCIES

I - Descriptions pétrographiques	p	63
A - Le volcanisme 1	p	63
B - Le volcanisme 2	p	64
1. Les premières émissions du volcanisme 2 équivalentes aux faciès primitifs de cet épisode	p	64
2. Les coulées supérieures du volcanisme 2 . Les coulées massives colonnaires et les laves vésiculaires équivalentes aux faciès évolués du volcanisme 2 . Les faciès riches en plagioclases	p	64
3. Les picrites	p	65
C - Le volcanisme 3	p	66
D - Conclusion de l'étude pétrographique	p	66
II - Géochimie des phases magmatiques des volcanismes 1, 2 et 3	p	67
A - Le clinopyroxène		
1. Position dans le triangle Wollastonite - Enstatite - Ferrosilite des clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques	p	67
2. Teneurs en composants non quadrilatéraux	p	68
. Le chrome	p	69
. Le titane	p	70
. L'aluminium	p	72
. Le sodium	p	73
3. Le diagramme Ti en fonction de Al	p	73
4. Le diagramme AlIV en fonction de AlVI	p	75
5. Le diagramme Na en fonction de Fe ³⁺	p	77
6. Résumé des caractéristiques géochimiques principales des clinopyroxènes des volcanismes 1, 2 et 3	p	78
7. Comparaison entre les compositions de cristaux de clinopyroxènes du volcanisme 2 associés en macles h1(100)	p	78
8. Le clinopyroxène en tant que marqueur de l'affinité magmatique d'une série volcanique	p	80
. Les diagrammes de NISBET et PEARCE (1977)	p	80
. Les diagrammes de LETERRIER <i>et al.</i> (1982)	p	80
9. Etudes des zonalités chimiques dans les clinopyroxènes des trois épisodes volcaniques	p	84
. Le volcanisme 1	p	84
. Le volcanisme 2	p	84
. Le volcanisme 3	p	85
. <i>Les zonalités observées dans des clinopyroxènes de faciès primitifs</i>	p	86
. <i>Les zonalités observées dans des clinopyroxènes de faciès riches en plagioclases</i>	p	88
. Conclusion de l'étude des zonalités chimiques	p	93
10. Conclusion de l'étude des clinopyroxènes	p	94
B - L'olivine et les pyroxènes pauvres en calcium	p	94
1. L'olivine	p	94
2. Les pyroxènes pauvres en calcium	p	94
C - Le plagioclase	p	95
D - Les minéraux opaques	p	96
1. La titanomagnétite	p	96
2. Le spinelle chromifère	p	97
E - Conclusion de l'étude de la composition des phases magmatiques des volcanismes 1, 2 et 3	p	100

I - Caractéristiques géochimiques générales des différents épisodes volcaniques	p	102
A - Les éléments majeurs	p	104
1. La silice	p	104
2. L'aluminium	p	104
3. Le fer	p	105
4. Le manganèse	p	105
5. Le magnésium	p	106
6. Le calcium	p	108
7. Le sodium	p	108
8. Le potassium	p	108
9. Le phosphore	p	110
10. Conclusion	p	110
B - Les éléments mineurs et en trace	p	112
1. Le vanadium	p	112
2. Le chrome	p	113
3. Le cobalt	p	113
4. Le nickel	p	113
5. Le cuivre et le zinc	p	115
6. Le rubidium et le strontium	p	115
7. Le zirconium	p	117
8. L'yttrium	p	117
9. Le niobium	p	118
10. Le baryum	p	119
11. Conclusion	p	119
C - Les terres-rares	p	120
1. Le volcanisme 1 et les dykes du complexe filonien	p	120
2. Le volcanisme 2	p	121
3. Le volcanisme 3	p	122
D - Les éléments hygromagmaphiles thorium, tantale, hafnium et terbium	p	123
E - Les rapports remarquables entre éléments hygromagmaphiles	p	124
1. Le rapport Ta/La	p	124
2. Le rapport Zr/Hf et Y/Tb	p	124
II - Les diagrammes géochimiques discriminants	p	125
A - Présentation des principaux diagrammes discriminants	p	125
B - Application de ces diagrammes au cas des laves basiques à intermédiaires du bloc de Salahi et du complexe de Mahab	p	127
1. Les diagrammes Ti-Zr et Ti/100- Zr-Yx3	p	127
2. Le diagramme Zr/Y-Zr	p	128
3. Le diagramme Cr-Y	p	129
4. Le diagramme Ti-V	p	130
5. Les diagrammes Th-Ta-Hf/3 et Hf/Th-Th/Ta	p	131
6. Conclusion	p	134
III - Traceurs géochimiques des processus de genèse des volcanismes 1, 2 et 3	p	134
IV - Caractérisation des sources mantellaires des trois épisodes volcaniques à l'aide des isotopes du samarium et du néodyme	p	137
V - Conclusion de l'étude géochimique	p	139

Chapitre 5 - ETUDE DE L'ALTERATION HYDROTHERMALE OCEANIQUE DE LA SEQUENCE EXTRUSIVE DU BLOC DE SALAHI

I - Introduction	p	147
A - La circulation d'eau de mer à travers la croûte océanique	p	147
B - Terminologie utilisée pour caractériser les recristallisations affectant les roches de la croûte océanique	p	148
1. Définition du métamorphisme ou de l'altération hydrothermale océanique et de l'altération océanique de basse température	p	148
2. Utilisation de la notion de faciès pour caractériser les assemblages secondaires se développant dans la croûte océanique	p	149
C - Objectifs de cette étude	p	149
II - Les assemblages minéralogiques secondaires se développant dans les gabbros isotropes et les diabases du complexe filonien du wadi Salahi	p	151
A - Les gabbros isotropes	p	151
B - Le complexe filonien	p	152
C - Composition des phases secondaires	p	154
1. L'amphibole	p	154
2. La prehnite	p	156
3. L'épidote	p	156
4. La chlorite	p	157
D - Conclusion	p	158
III - Les assemblages minéralogiques secondaires se développant dans la séquence volcanique du bloc de Salahi	p	159
A - Le volcanisme 1	p	159
B - Le volcanisme 2	p	160
1. Les laves primitives de la base du volcanisme 2	p	160
2. Les coulées supérieures du volcanisme 2	p	160
3. Conclusion	p	161
C - Le volcanisme 3	p	161
D - Composition des phases secondaires	p	162
1. L'amphibole	p	162
2. La prehnite	p	162
3. L'épidote	p	162
4. La chlorite	p	162
5. Conclusion partielle: caractérisation des conditions de formation des épidotes, prehnites et chlorites observées dans les trois épisodes volcaniques	p	165
. La prehnite	p	165
. L'épidote	p	165
. La chlorite	p	165
. Estimation des températures de formation des chlorites des volcanismes 1, 2 et 3 à l'aide du géothermomètre de CATHELINÉAU et NIEVA (1985)	p	165
6. La pumpellyite	p	167

7. Le feldspath potassique	p	168
8. La céladonite	p	168
9. Les zéolites	p	169
. La laumontite	p	170
. La stilbite	p	170
. La mésolite	p	170
. La scolécite	p	170
IV - Synthèse de la répartition des assemblages secondaires se développant dans la partie supérieure du bloc de Salahi et comparaison avec celle se développant à des niveaux équivalents dans la croûte océanique actuelle	p	170
A - Synthèse des assemblages secondaires se développant dans la partie supérieure du bloc de Salahi	p	170
B - Comparaison entre la répartition des assemblages secondaires observée dans le bloc de Salahi et celle décrite dans la croûte océanique actuelle	p	171
1. Les gabbros isotropes	p	172
2. Le complexe filonien	p	174
3. La séquence volcanique	p	174
. La séquence volcanique du bloc de Salahi	p	174
. Répartition des phases secondaires en fonction de la profondeur et évolution de l'altération au cours du temps dans les couches 2A et 2B de la croûte océanique actuelle d'après les observations effectuées au niveau du forage 504B	p	174
. Conclusion	p	176
D - Interprétations préliminaires	p	176
V - Etude d'une zone minéralisée, l'indice sulfuré de Zuha à l'aide de deux sondages 59-1 et 59-2, ainsi que de deux échantillons minéralisés provenant de la mine de Lasail	p	178
A - Les sondages 59-1 et 59-2 de l'indice sulfuré de Zuha	p	178
1. Localisation des sondages	p	178
2. Reconstitution des sondages 59-1 et 59-2 :		
Pétrographie et minéralogie	p	178
. Descriptions lithologiques	p	178
. Minéralogie	p	181
. Les coeurs et bordures de coulées	p	181
. Les brèches	p	183
. Les veines de jaspes hématitisés	p	184
. Les laves ferruginisées et silicifiées du sommet des deux sondages	p	184
. Conclusion	p	184
B - Les laves minéralisées provenant de la mine de Lasail	p	185
1. Descriptions lithologiques	p	185
2. Minéralogie	p	185
3. Conclusion	p	186
C - Composition des phases secondaires se développant dans les échantillons minéralisés de Zuha et de Lasail	p	186
1. Les phyllosilicates	p	186
. La chlorite	p	186
. Estimation des températures de formation des chlorites à l'aide du géothermomètre de CATHELINÉAU et NIEVA (1985)	p	190
. La rectorite	p	191
. L'illite	p	193
. Domaine de stabilité de la rectorite et de l'illite	p	193
2. Le sphène	p	193

D - Interprétation des données pétrographiques et minéralogiques récoltées au niveau des sondages de l'indice sulfuré de Zuha et des échantillons des haldes de Lasail.	p	194
1. Les stockwerks des mines de Bayda et de Lasail et les halos d'altération accompagnant les amas sulfurés de Chypre : données minéralogiques ESet thermométriques	p	194
. Les stockwerks des mines de Bayda et de Lasail	p	194
. Les halos d'altération des amas sulfurés de Chypre	p	194
2. Discussion et interprétation des assemblages secondaires observés dans les sondages de Zuha et les échantillons des haldes de Lasail	p	195
. Les échantillons peu ou non minéralisés	p	195
. Les échantillons minéralisés	p	196
. Origine de la paragenèse secondaire observée dans les échantillons minéralisés de Zuha	p	197
. Origine de la paragenèse observée dans les échantillons minéralisés des haldes de la mine de Lasail	p	198
. Les témoins de la phase H3 au niveau des zones minéralisées	p	199
VI - Relations entre les épisodes magmatiques et les phases hydrothermales enregistrés par la partie supérieure du bloc de Salahi	p	199
A - La phase hydrothermale H1	p	199
B - La phase hydrothermale H2	p	200
1. La phase hydrothermale H2 est induite par les premiers stades du magmatisme 2	p	200
2. La phase H2 est à l'origine de certaines épidotisations se développant dans le volcanisme 1 et le complexe filonien, des minéralisations associées à l'indice sulfuré de Zuha et du dépôt des sédiments métallifères affleurant à l'interface V1-V2	p	201
C - L'altération de basse température des coulées supérieures du volcanisme 2 et la phase hydrothermale H2'	p	202
D - La phase hydrothermale H3	p	203
1. La phase hydrothermale H3 est liée au magmatisme 3	p	203
2. La recristallisation des coulées supérieures du volcanisme 2 a lieu en milieu semi-fermé	p	204
3. Origine de la paragenèse secondaire se développant dans les laves du volcanisme 3 et du gradient géothermique élevé subsistant au cours de l'altération océanique de ces coulées	p	206
4. Origine de la zonalité dans la répartition des zéolites observées au niveau de la séquence volcanique du bloc de Salahi	p	207
CONCLUSION: HISTOIRE HYDROTHERMALE DU BLOC DE SALAH	p	209
BIBLIOGRAPHIE	p	213
LISTE DES FIGURES	p	229
LISTE DES TABLEAUX	p	235
ANNEXES	p	245

- ANNEXES -

Le volume des Annexes de ce Mémoire est disponible gratuitement, sur simple demande auprès de :

l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris
Centre de Géologie Générale et Minière
35 rue Saint-Honoré - 77305 Fontainebleau Cédex

Il peut également être consulté :

à la Bibliothèque de l'Ecole des Mines de Paris
35 rue Saint-Honoré - 77305 Fontainebleau Cédex

à La Société Géologique de France
77 rue Claude Bernard - 75005 Paris

à la Bibliothèque du B.R.G.M.
rue de Concyr - 45060 Orléans Cédex

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE 1 : CLINOPYROXENES	A 1
1.1. Clinopyroxènes du Volcanisme 1 et du complexe filonien	A2
1.2. Clinopyroxènes du Volcanisme 2	A6
1.3. Clinopyroxènes zonés du Volcanisme 2	A14
1.4. Clinopyroxènes du Volcanisme 3	A20
ANNEXE 2 : OLIVINES (PICRITES BASALTIQUES), CLINOPYROXENES PAUVRES EN CALCIUM (PICRITES BASALTIQUES)	A 23
ANNEXE 3 : PLAGIOCLASES ET FELDSPATHS	A 27
ANNEXE 4 : SPINELLES, TITANOMAGNETITES, SPHENES	A 31
ANNEXE 5 : ANALYSE DES ROCHES : ELEMENTS MAJEURS ET TRACES	A 37
ANNEXE 6 : AMPHIBOLES	A 45
ANNEXE 7 : PREHNITE	A 55
ANNEXE 8 : EPIDOTES	A 59
ANNEXE 9 : CHLORITES ET PHYLLITES ASSOCIEES AUX ECHANTILLONS MINERALISES DE ZUHA ET LASAIL	A 65
ANNEXE 10 : PUMPELLYITES	A 75
ANNEXE 11 : CELADONITES DU VOLCANISME 2	A 77
ANNEXE 12 : ZEOLITES	A 79

Mémoires des Sciences de la Terre de l'Ecole des Mines de Paris *

- n° 1 - PINOTEAU B. (1986). - Nouvelles méthodes d'analyse de données diagraphiques. Etude sédimentologique d'un champ pétrolier. - 306 p.
- n° 2 - CLEMENT J.Y. (1986). - Minéralogie, pétrologie et géochimie du Permien de Lodève (Hérault, France). Diagenèse précoce, altération feldspathisante et mise en place des minéralisations uranifères. - 137 p.
- n° 3 - THORETTE J. (1987). - Contribution à l'étude de l'hydrothermalisme océanique : exemple du district minéralisé de York-Harbour (ophiolite de Blow-me-Down, Bay of Island, Terre-Neuve). - 241 p.
- n° 4 - FRIES G. (1987). - Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomaniens. - 370 p.
- n° 5 - ACCARIE H. (1988). - Dynamique sédimentaire et structurale au passage plate-forme / bassin. Les faciès carbonatés crétacés et tertiaires du Massif de la Maiella (Abruzzes, Italie). - 162 p. + Ann.
- n° 6 - PFLUMIO C. (1988). - Histoire volcanique et hydrothermale du Massif de Salahi : implications sur l'origine et l'évolution de l'ophiolite de Sémail (Oman). - 243 p. + Ann.

A paraître :

- n° 7 - SIMON-COINCON R. - Le rôle des paléaltérations et des paléoformes dans les socles : exemple du Rouergue (Massif Central Français).

* Ces ouvrages peuvent être commandés auprès de :
l'Ecole des Mines de Paris, Centre de Géologie Générale et Minière, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau cédex
ou du B.R.G.M., Service Edition, Avenue Concy, BP 6009, 45060 Orléans cédex