



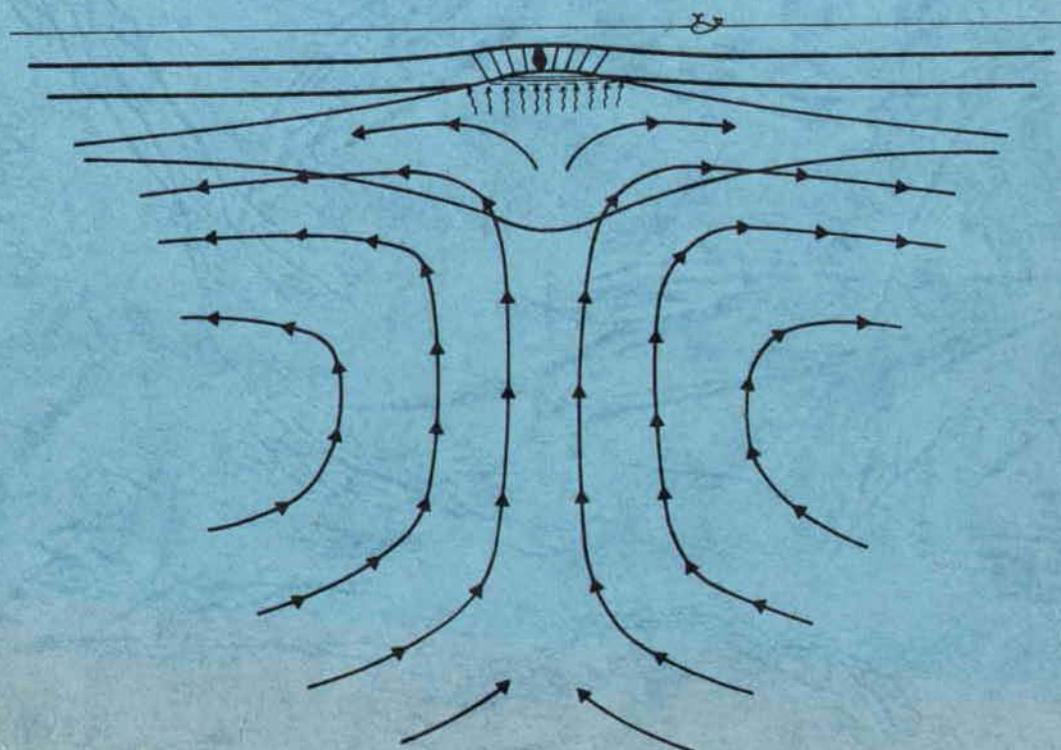
TROISIÈME CYCLE : STRUCTURE ET ÉVOLUTION
GÉOLOGIQUES DES OCÉANS



Jean-Marc MOREL

EVOLUTION MAGMATIQUE LE LONG DES
DORSALES MEDIO-ATLANTIQUE ET EST-PACIFIQUE

THÈSE DE DOCTORAT DE 3ÈME CYCLE



BREST 1979

THESE
présentée pour l'obtention
du
DIPLOME de DOCTEUR de 3 ème CYCLE
à
L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Sciences de la Terre.

Spécialité : Structure et évolution géologiques des Océans

par : Jean-Marc MOREL

Sujet de la thèse : EVOLUTION MAGMATIQUE LE LONG DES DORSALES MEDIO-ATLANTIQUE
ET EST-PACIFIQUE.

Soutenue le : 18 Octobre 1979 devant la Commission composée de :

R. Blanchet	(Université de Bretagne Occidentale)	Président
R. Hekinian	(Centre Océanologique de Bretagne)	Rapporteur
R. Brousse	(Université de Paris XI)	Examineur
R. Maury	(Université de Bretagne Occidentale)	Examineur

REMERCIEMENTS

Je remercie particulièrement Monsieur R. Hekinian qui m'a proposé un sujet de recherche passionnant et qui m'a guidé dans mon travail.

Je remercie Monsieur R. Blanchet pour avoir pris la responsabilité de ma thèse et pour les encouragements soutenus qu'il m'a donnés.

Je remercie Monsieur R. Maury des conseils et des entrevues amicales qu'il m'a accordés.

Je remercie Monsieur H. Bougault pour les discussions décisives que j'ai eues avec lui, et Monsieur P. Beuzart pour l'aide efficace qu'il m'a apportée en informatique; de même, je remercie les équipes de géochimie et de géophysique du Centre Océanologique de Bretagne pour leur accueil et leur bonne humeur.

Je remercie les techniciens, les secrétaires et les chercheurs, en particulier Madame G. Quentel, Madame D. Racheboeuf, Monsieur A. Coutelle et Monsieur J-L Travers de la Faculté des Sciences de Brest pour leur dévouement et les trois années agréables que j'ai passées avec eux.

Je dois aussi remercier les principales institutions océanographiques qui, avec le Centre Océanologique de Bretagne, ont contribué à cette étude par l'apport de nouveaux échantillons dragués ou forés dans la croûte océanique :

- D.S.D.P., Scripps Institution of Oceanography, California.
- Lamont Doherty Geological Observatory, Palisades, N.Y.
- Smithsonian Institution, Oceanographic Sorting Center, Washington, D.C.
- Woods Hole Oceanographic Institution, Mass.
- University of Washington, Seattle.

UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE
CENTRE OCEANOLOGIQUE DE BRETAGNE

THESE DE TROISIEME CYCLE

EVOLUTION MAGMATIQUE COMPAREE DES DORSALES MEDIO-ATLANTIQUE
ET EST-PACIFIQUE

JEAN-MARC MOREL

MOTS CLES :

Basaltes océaniques, dorsale médio-atlantique, dorsale est-pacifique, géochimie, pétrologie, géothermométrie, taux d'accrétion.

RESUME :

- A partir des analyses de roches totales, verres et minéraux publiées, et surtout de données nouvellement acquises sur des verres et minéraux de basaltes océaniques prélevés le long des dorsales médio-atlantique et est-pacifique :

1) on distingue deux séries basaltiques. (. . .) /

- L'une par ses tendances à être sur-saturée et relativement pauvre en sodium et titane, répartie le long de la dorsale médio-atlantique au nord de 33° Nord (jusqu'à au moins 55° Nord) dans le contexte particulier des taux d'accrétion inférieurs à 2,5 cm/an et de profondeurs généralement faibles de la dorsale.

- L'autre par ses tendances à être saturée en silice et relativement riche en sodium et titane, répartie régionalement le long de la dorsale

médio-atlantique au sud de 33° Nord (jusqu'à au moins 25° Sud) ainsi que tout le long de la dorsale est-pacifique au sud du Golfe de Californie, c'est-à-dire par les taux d'accrétion de 3 à 18 cm/an.

2) On observe une augmentation certaine des teneurs en hygromagmatophiles et du FeO^*/MgO des basaltes ainsi qu'une diminution des teneurs en anorthite de leurs phénocristaux de plagioclase, malgré des températures primitives apparemment constantes, en fonction des taux d'accrétion croissant le long des dorsales médio-atlantique et est-pacifique. Ceci est mis en évidence à la fois par l'évolution des matrices, par la chimie et la géothermométrie des phénocristaux d'olivine et de plagioclase d'à peu près 90 échantillons.

Une hypothèse globale est proposée : la vitesse de convection du manteau augmente avec le taux d'accrétion des dorsales favorisant dans le cas de dorsale lente le rééquilibrage des paragénèses mantelliques et la fusion de liquide à tendance sur-saturée en silice et dans le cas de dorsale rapide un rééquilibrage moindre et la fusion d'un liquide à tendance saturée; la diminution des taux de fusion partielle avec l'augmentation des taux d'accrétion peut dépendre de ségrégations plus précoces et devenant plus profondes quand ces mouvements de convection sont plus rapides.

TABLE DES MATIERES

	pages
MOTS CLES et RESUME	3
I- INTRODUCTION	9
1- CONTEXTE HISTORIQUE	
2- BUT DE L'ETUDE	
3- LIMITATIONS PETROCHIMIQUES DU MATERIEL UTILISE	
4- CARACTERISTIQUES VARIABLES ETUDIEES ET LIMITATIONS GEOGRAPHIQUES	
5- LIMITATION DE L'AGE DES ECHANTILLONS	
6- DIVISION DU TRAVAIL EN FONCTION DES TYPES DE DONNEES	
II- SOURCES, LOCALISATION ET TRAITEMENT DU MATERIEL UTILISE	12
1- VERRES ET ROCHES TOTALES	12
a) L'avantage des verres	
b) Sources des données publiées	
c) Nouvelles données acquises pour cette étude	
2- LES MINERAUX	14
a) L'intérêt des phénocristaux	
b) Sources des données publiées	
c) Les échantillons dont proviennent les données spécia- lement acquises pour cette étude	
3- LOCALISATION DU MATERIEL	19
4- TRAITEMENT DES DONNEES ET PROGRAMMATION	19
III- LES FACTEURS MAGMATIQUES ET POSTMAGMATIQUES CONTROLANT LA COM- POSITION DES BASALTES OCEANIQUES	24
A- LE CONTEXTE STRUCTURAL DES DORSALES MEDIO-OCEANIQUES	24
1- La croûte océanique	

2-	Le manteau lithosphérique	
3-	Le manteau anormal sous les dorsales	
4-	L'origine des basaltes océaniques	
B-	LA FORMATION DES LIQUIDES BASALTIQUES PRIMITIFS	27
1-	La composition chimique du manteau supérieur	
2-	Les conditions de pression et température de la fusion partielle	
3-	La décompression et le degré de fusion partielle	
4-	L'intervalle de fusion partielle	
5-	Autres processus de différenciation et le modèle de la fusion dynamique	
6-	Conclusion	
C-	EVOLUTION TRANSITOIRE DES LIQUIDES PRIMITIFS	39
D-	EVOLUTION CRUSTALE DES MAGMAS	39
1-	Incidence structurale sur le magmatisme	39
a)	Evidence de l'extrusion non directe des liquides	
b)	Piègeage sous-crustal	
c)	L'hypothèse de la chambre magmatique intracrustale	
d)	Hypothèse du réservoir magmatique sous-crustal	
e)	Le cas des dorsales rapides	
2-	La cristallisation fractionnée basse pression	43
a)	Ordre d'apparition des phases	
b)	Pression fluide	
c)	Pression lithostatique	
d)	Evolution du liquide résiduel	
e)	Facteurs évaluant la différenciation	
3-	Cumulation gravitationnelle	49
a)	Densités et comportements des phases	
b)	Les types pétrographiques résultant	
4-	Les différenciations par dissolution ou rééquilibrage de xénocristaux	52
5-	L'hypothèse des mélanges magmatiques	53
6-	Les évolutions post-éruptives	55
a)	Epanchement sous-marin	

- b) Evolution tardimagmatique
- c) Altération
 - α) Le cas des roches totales
 - β) Le cas des verres

IV- CARACTERISTIQUES VARIABLES DES DORSALES MEDIO-ATLANTIQUE ET EST-PACIFIQUE _ 62

- 1- Quelques caractéristiques non utilisées
- 2- La profondeur de la dorsale
- 3- Le taux d'accrétion

V- EVOLUTION CHIMIQUE DES VERRES ET ROCHES TOTALES DES BASALTES OCEANIQUES _ 68

A- EVOLUTION DES VERRES BASALTIQUES LE LONG DE LA DORSALE MEDIO-ATLANTIQUE _ 68

- 1- Evolution de type relativement continu mise en évidence par les diagrammes oxydes-latitudes
- 2- Evolution de type discontinu mise en évidence par les diagrammes oxydes-FeO*/MgO
- 3- Courbes de fréquence des oxydes
- 4- Evolutions chimiques des deux populations _ 73
 - a) Estimation des primitifs moyens et de différents stades d'évolution des liquides résiduels
 - b) Evolution de la population des basaltes appauvris en Na₂O et à tendance sur-saturée (33°N à 55°N)
 - c) Evolution de la population des basaltes enrichis en Na₂O et à tendance saturée (25°S à 33°N)
 - d) Comportements particuliers de ces deux populations de basaltes vis à vis du couple d'oxydes Na₂O-TiO₂, des éléments LIL et du rapport La/Ta
 - e) Hypothèses sur la gène des deux populations SORB et OSORB

B- EVOLUTION DES VERRES BASALTIQUES DE LA DORSALE EST-PACIFIQUE _ 90

- 1- Les diagrammes oxydes-taux d'accrétion
- 2- Les diagrammes oxydes-FeO*/MgO
- 3- Les courbes de fréquence des oxydes
- 4- Evolution chimique relativement semblable des basaltes de la dorsale est-pacifique avec ceux de la série SORB atlantique

C - ETUDE COMPARATIVE DES ROCHES TOTALES ET DES VERRES BASALTIQUES OCEANIQUES _ 97

VI- EVOLUTION MINERALOGIQUE ET PHYSICOCHIMIQUE DES BASALTES OCEANIQUES EN FONCTION DU TAUX D'ACCRETION DES DORSALES	102
A- PRELIMINAIRES	
B- LES CONDITIONS D'ANALYSE A LA MICROSONDE	
C- RESULTATS PETROGRAPHIQUES	
1- Les liquides	107
2- Les Spinelles	112
3- Les Olivines	117
a) La composition des olivines	
b) Evolution de la composition des olivines en fonction du taux d'accrétion	
c) Evolution de la composition des olivines en fonction du FeO*/MgO des matrices	
d) Les éléments mineurs dans les olivines	
4- Les plagioclases	124
a) évolution de la composition des plagioclases en fonction du taux d'accrétion	
b) Continuité de composition entre phénocristaux et matrices	
c) Evolution de la composition des plagioclases précoces en en fonction du FeO*/MgO de matrices	
d) Les éléments mineurs dans les plagioclases	
5- Les pyroxènes	134
a) Compositions comparées des pyroxènes MAR et EPR	
b) Evolution des compositions des clinopyroxènes en fonction du FeO*/MgO des matrices	
c) Le chrome et les impuretés dans les pyroxènes	
D- EVOLUTION DE LA TEMPERATURE DE CRISTALLISATION DES BASALTES EN FONCTION DU TAUX D'ACCRETION	140
1- Les géothermomètres utilisés	
2- Les diagrammes de température de cristallisation précoce des basaltes	
3- Application de ces températures de cristallisation sur la profondeur initiale du manteau generant les basaltes	
VII- CONCLUSION	147
A- RECAPITULATIF DES RESULTATS ET DES IMPLICATIONS DE CETTE ETUDE	
B- HYPOTHESES SUR LE FONCTIONNEMENT DES DORSALES MEDIO- OCEANIQUES ET LA GENESE DES BASALTES	
ANNEXE	152
BIBLIOGRAPHIE	217

INTRODUCTION

1- CONTEXTE HISTORIQUE

Les précurseurs de la tectonique globale remarquèrent l'emboîtement des limites continentales séparées par les étendues océaniques ; la bathymétrie des océans permit la distinction des fosses, des plaines abyssales et surtout des *dorsales médio-océaniques*; la sismologie impliqua le découpage de la surface terrestre en plaques limitées par des zones de forte sismicité; ces zones parcourent en particulier les fosses et les dorsales océaniques et présagent une importante activité tectonique à leur niveau.

En 1962, Hess proposait une synthèse de ces découvertes par l'hypothèse du "renouvellement des fonds océaniques"; d'après lui les fonds océaniques étaient créés dans le contexte des dorsales et détruits au niveau des fosses.

Les anomalies magnétiques (Vine et Matthews, 1963), la géothermie (Nason et Lee, 1962; Sclater et Francheteau, 1970 ...) et les prélèvements de roches par dragage, carottage ou forage, et surtout les observations directes par submersibles (Arcyana, 1975; Ballard et autres, 1975) ont depuis confirmé la *nature tectonique et volcanique active* et la symétrie bilatérale des dorsales médio-océaniques.

2- BUT DE L'ETUDE

L'étude des roches éruptives affleurant le long des dorsales peut apporter, en remontant à leurs conditions de formation et à l'histoire de leur mise en place pour constituer la croûte océanique, des éclaircissements et des contraintes aux nombreux modèles structuraux thermodynamiques et pétrographiques de fonctionnement des différents types de dorsales, récemment proposés par les géophysiciens et autres chercheurs (voir Sleep, 1975; Tapponier et Francheteau, 1977; Dewey et Kidd, 1977; Bottinga et Steinmetz, 1979...)

Dans la perspective d'établir les relations existant entre l'évolution magmatique et certaines caractéristiques géodynamiques et structurales

(voir IV 2 et 3) variables le long des dorsales, une étude géochimique et pétrologique de ces roches a été entreprise dans le cadre d'une thèse de troisième cycle.

3- LIMITATIONS PETROCHIMIQUES DU MATERIEL UTILISE

Cette étude a été limitée au magmatisme essentiel constituant le socle océanique et affleurant en particulier le long des dorsales, à savoir les *basaltes tholéitiques*; les autres types de roches éruptives tels que les basaltes alcalins associés surtout aux îles et aux "seamounts", les roches ultrabasiques d'origine mantellique ou cumulative telles que pyroxénolites, amphibololites, péridotites ou serpentinites associées surtout aux failles transformantes, ont été laissées de côté.

En vue d'utiliser les travaux de pétrologie publiés ces dernières années (voir référence en II 1b), l'étude concerne principalement les *éléments majeurs et mineurs* constituant les basaltes : SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO * (total du fer en tant que FeO), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 et éventuellement Cr_2O_3 exprimés en pourcentages pondéraux; il est cependant tenu compte des éléments traces et de leurs implications au cours de la synthèse préalable du contexte pétrochimique et structural des dorsales médio-océaniques (voir III B).

4- CARACTERISTIQUES VARIABLES ETUDIEES ET LIMITATIONS GEOGRAPHIQUES

Les échantillons disponibles proviennent des *dorsales médio-atlantique (1) et est-pacifique (2)*, (voir II 3). Ces dorsales offrent des variabilités de caractéristiques, tant structurales que géodynamiques, larges (voir IV) et influençant certainement le magmatisme qui les accompagne; en particulier seront étudiées les relations entre le magmatisme et 1) les *profondeurs* de la dorsale médio-atlantique (IV 2 et V A), 2) les *vitesse d'expansion* des dorsales médio-atlantique et est-pacifique (chapitre VI).

5- LIMITATION DE L'AGE DES ECHANTILLONS

Une limite d'âge d'après les anomalies magnétiques de 9-10 millions d'années maximum des échantillons étudiés et par conséquent de la zone de prélèvements le long des dorsales a été retenue, d'une part pour leur assurer

(1) En anglais : Mid-Atlantic Ridge, souvent abrégé par MAR dans cette étude.

(2) En anglais : East-Pacific Rise, souvent abrégé par EPR dans cette étude.

une *fraîcheur* suffisante, l'altération des basaltes augmente en effet rapidement en s'éloignant des dorsales (Hékinian, 1971; Hart, 1973), d'autre part pour que la *reliabilité* de leur chimie avec les caractéristiques actuelles des dorsales M.A.R. et E.P.R. ne soit pas mise en question puisque les vitesses d'expansion basées sur le magnétisme de ces deux dorsales n'ont pas appréciablement varié depuis ces quelques derniers millions d'années (M.A.R. : MacDonald, 1977; E.P.R. : Herron, 1972; Réa et Scheidegger, 1979).

6- DIVISION DU TRAVAIL EN FONCTION DES TYPES DE DONNEES

Les données publiées concernant la composition chimique des basaltes océaniques comprennent des analyses de *roches totales*, des analyses ponctuelles de *verres* et enfin des analyses ponctuelles de *minéraux*.

Les deux premiers types de données, en particulier les analyses de roches totales, sont abondantes et ont fait l'objet de deux études distinctes (chapitres V A, B et C).

Par contre une pénurie de données du troisième type surtout en ce qui concerne la dorsale est-pacifique a été palliée par une acquisition personnelle de données, en fait l'obtention de plus de 500 analyses chimiques ponctuelles de minéraux, surtout de phénocristaux et de verres concernant 46 échantillons de basaltes (voir les planches d'analyses en annexe); ces échantillons ont été sélectionnés en fonction de leur disponibilités et de leur localisation de façon à constituer une collection représentative des basaltes océaniques en général (voir chapitres II 2C et II 3). Ces données ont fait également l'objet d'une étude distincte (chapitre VI).

II- SOURCES, LOCALISATION ET TRAITEMENT DU MATERIEL UTILISE

Les publications de pétrologie de ces dernières années fournissent un grand nombre d'analyses chimiques concernant des basaltes prélevés surtout le long des dorsales médio-atlantique et est-pacifique.

En outre, un certain nombre de données ont été nouvellement acquises pour cette étude par l'utilisation de la microsonde électronique Camebax du CNRS-BRGM à Orléans et de la "Microsonde Ouest" Camebax au Centre Océanologique de Bretagne à Plouzané, Brest.

On peut classer ces données essentiellement en trois catégories :

- 1) les analyses de verres basaltiques obtenues par microsonde électronique,
- 2) les analyses de roches totales (et verres) obtenues autrement que précédemment, le plus souvent par fluorescence X et quantométrie,
- 3) les analyses ponctuelles de minéraux constituant les basaltes, obtenues par microsonde électronique.

1- VERRES ET ROCHES TOTALES

a) L'avantage des verres

Nous verrons (III D 6 c β) que la fraîcheur des verres d'une part, nous garantit contre le bruit de fond de l'altération. Un second avantage des verres, c'est que leur composition ne dépend pas de la présence quantitative et qualitativement *aléatoire* des cristaux en migration dans les magmas, et implicitement compris dans la composition des roches totales. Par conséquent, leur utilisation permet déjà de s'affranchir de deux facteurs de dispersion et de n'avoir plus à considérer, en ce qui concerne les éléments majeurs, que les effets combinés des processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée; pour cette raison, ils vont donc faire l'objet d'une étude détaillée (chapître V A et B).

Les analyses chimiques des roches totales utilisées ici, proviennent d'échantillons relativement frais, puisque cette fraîcheur est censée être garantie par une limite d'âge; la comparaison des compositions des verres et des roches totales devrait permettre de se faire une idée de l'importance des migrations et des *enrichissements* en cristaux dans les magmas, et ceci aussi bien du point de vue quantitatif que du point de vue qualitatif.

En effet la soustraction du verre et de la roche totale d'un même échantillon permet de connaître son bagage de phénocristaux par la résolution du système de relations :

$$\left\{ \begin{array}{l} F = C_o/C_l \\ \phi_{RT} = F \phi_v + (1-F) \phi_{Ph} \end{array} \right.$$

où C_o et C_l sont respectivement les concentrations d'un élément incompatible, c'est-à-dire n'entrant pas dans la constitution des phénocristaux (TiO_2 , P_2O_5 ...), de la roche totale et du verre; où ϕ_{RT} , ϕ_v et ϕ_{Ph} sont respectivement les fonctions de composition de la roche totale, du verre et de la partie phénocristalline, et où F est la fraction de verre résiduel; un calcul normatif de la partie phénocristalline, ensuite, donne une estimation des proportions de chaque phase.

Mais un problème demeure pour savoir dans une collection d'analyses de verres et de roches totales provenant d'échantillons différents, quel verre soustraire à quelle roche totale, étant donnée la composition au moins bivariable (fusion partielle, cristallisation fractionnée) des verres, surtout sensible vis à vis des éléments hygromagmatophiles utilisés pour estimer la fraction F .

Ce problème n'étant par conséquent pas soluble par l'intermédiaire des seuls éléments majeurs et mineurs, les roches totales et les verres seront comparés du point de vue simplement relatif (chapitre V c).

b) Sources des données publiées

Les publications consultées sont celles des auteurs suivant :

Engel et Engel, 1964 a et 1964 b; Muir et Tilley, 1964; Nicholls et autres, 1964; Engel et autres, 1965; Nicholls, 1965; Muir et Tilley, 1966; Aumento, 1967; Bogdanov et Ploshko, 1967; Aumento, 1968 et 1969; Miyashiro et autres, 1969 et 1970; Corliss, 1970; Kay et autres, 1970; Cann, 1971; Shido et autres, 1971; Hekinian, 1971; Thompson, 1972; Campsie et autres, 1973; Hekinian et Aumento, 1973; Bougault et Hekinian, 1974; Frey et autres, 1974; Melson et autres, 1974; Shibata et Fox, 1975; Shibata, 1976; Hekinian et autres, 1976; Melson et autres, 1976; Dmitriev et Aumento, 1976; Rhodes et autres, 1977; Bryan et Moore, 1977; Bence et Taylor, 1977; Dickey et autres, 1977;

Melson et autres, 1977; Batiza et autres, 1977; Moore et autres, 1977; Byerly et autres, 1977; Bryan et Thompson, 1977; White et Schilling, 1978; Bryan et autres, 1978 a et b; Walker et autres, 1979; Hekinian et Morel, en préparation.

La banque de données U.S.G.S. a également été utilisée (Mutschler et autres, 1976).

Ni les données de la campagne VEMA 1978, ni celles non acquises personnellement de l'opération CYAMEX 1978, ne figurent dans ce travail puisqu'elles ne sont pas encore publiées.

Les analyses de basaltes alcalins qui ont servies quelquefois dans cette étude, proviennent des publications de Engel et Chase, 1965; Forbes et Hoskin, 1969; Subbarao et Hekinian, 1976; Forbes et autres, 1969; Clark et Dymond, 1977; Hekinian, 1971; Engel et Engel, 1964.

c) Nouvelles données acquises pour cette étude

Parmi les 46 échantillons de basaltes passés à la microsonde électronique, 28 ont fourni de nouvelles analyses de verres mais également de roches totales (par quantométrie ou fluorescence X); les analyses de verres sous entendent celles de verres très transparents et de couleur claire en lumière naturelle, en opposition à certaines autres analyses aussi publiées ici qui proviennent de "verres" sombres en lumière naturelle, il s'agit alors plutôt de mésostases vitreuses qui présentent l'inconvénient d'être moins homogènes que les verres clairs.

Ces échantillons sont signalés au chapitre II 2 c par des astérisques et leurs analyses chimiques sont disponibles en annexe.

2- LES MINÉRAUX

a) L'intérêt des phénocristaux

L'étude pétrographique a principalement pour but de rechercher l'éventuelle relation existant entre la chimie des minéraux, la température des magmas et le taux d'accrétion des dorsales.

Un certain nombre de *géothermomètres* (Kudo et Weill, 1970; Roeder et Emslie 1970; Leeman et Scheidegger, 1977; Jackson, 1969) sont disponibles; ils permettent de calculer la température de cristallisation d'un phénocrystal en équilibre avec le verre ou la matrice d'un échantillon. N.B- La matrice désigne tout ce qui n'est pas microphénocristaux, phénocristaux et xénocristaux dans les roches relativement bien cristallisées, sa composition est donc théoriquement celle de verre si on néglige les phénomènes tardimagnétiques qui peuvent affecter légèrement sa composition (III D 6b).

La température la plus évocatrice d'un basalte est bien sûr celle de son liquide primitif, ou à défaut, la température de cristallisation la plus précoce enregistrée par le coeur des plus gros cristaux présents en équilibre avec le liquide.

Les microphénocristaux de spinelle étant les premières phases cristallines apparaissant dans les basaltes, ils sont à priori les meilleurs marqueurs des températures de début de cristallisation; malheureusement la rareté relative des spinelles (voir III D 3b) ne permet pas leur utilisation systématique; pour cette raison, l'étude pétrographique a principalement porté sur les phénocristaux précoces et abondants d'olivine et de plagioclase.

Peu de travaux encore (Scheidegger, 1973) donnent une vue d'ensemble sur la pétrographie des basaltes océaniques; l'étude des températures des magmas nécessitant un échantillonnage représentatif de ceux-ci, on en a profité pour étudier les autres phases succinctement, en particulier les spinelles et les pyroxènes.

Les analyses des minéraux utilisées proviennent d'une part des travaux publiés, et d'autre part, d'une acquisition personnelle de données.

b) Sources des données publiées

Hekinian et autres, 1976; Moore et autres, 1977; Schrader et Furbish (1979); Batiza et autres (1977); Sigurdsson et Schilling (1976).

c) Les échantillons dont proviennent les données spécialement acquises pour cette étude

Latitude	Longitude	Profondeurs	Taux d'accrétion	Province
----------	-----------	-------------	------------------	----------

α) CH4 - D1-1M, 8T*, 9T, 15*, 18*, 19, 30*, 31, 33, 34, 41 et 42 :

Echantillons du dragage 1 effectué par le navire océanographique "Jean CHARCOT" pendant la Campagne Noratlante 1969 (Centre Océanologique de Bretagne).

52° 59' 6N	34° 58' 7W	1875 m	2 cm/an (1)	Montagne est du rift de la dorsale atlantique à moins de 100 km au nord de la zone de fracture Gibbs.
------------	------------	--------	----------------	---

β) ALV 521 - 1*

Echantillon prélevé par le submersible "Alvin" à la station 1 de la plongée 521, dans le cadre de la campagne FAMOUS 1974 (Woods Hole Oceanographer Institution).

36° 49' 10N	33° 16' 40W	2600 m	2,5 cm/an (1)	Plancher interne de la dorsale atlantique.
-------------	-------------	--------	------------------	--

γ) V 25-1 -T9*, T11*, T85 et T91

Echantillons du dragage 1 effectué pendant la croisière 25 du navire océanographique "VEMA". (Lamont Doherty Geological Observatory).

25° 24' N	45° 18' W	3300 m	3 cm/an (1)	Versant ouest de la dorsale atlantique.
-----------	-----------	--------	----------------	---

δ) TT099 01-03, 02-04*, 08-01*, 09-04* et 12-07*

Echantillons provenant des dragages 1, 2, 8, 9 et 12 effectués en 1975 par le navire océanographique "Thomas G. THOMPSON" et donnés par B.T.R. Lewis (University of Washington, Seattle).

Le dernier numéro est celui de l'échantillon dans chaque drague.

22° 47'N	108° 02'W	2600 m	6 cm/an	Dorsale est-pacifique entre les plaques Pacifique et Rivera à la sortie du Golfe du Mexique.
22° 57'N	108° 57W	à	(2)	
23° 08'N	109° 08W	1940 m		

ε) CYP 78 02-03*, 03-05*, 06-10*, 07-12*, 09-15B*, 10-16* et 18-62*

Echantillons prélevés par le submersible "Cyana" pendant la campagne CYAMEX 1978. (Centre Océanologique de Bretagne).

Le premier numéro correspond à la plongée, le second à la station.

20° 54'N	109° 02'W	2600 à 2800m	6 cm/an (2)	Crête de la dorsale est-pacifique entre les plaques Pacifique et Rivera.
----------	-----------	--------------	----------------	--

ζ) RC 10-243*

Echantillon provenant du carottage 243 de la Campagne 10 (1966) du navire océanographique "Robert CONRAD" (Lamont Doherty Geological Observatory).

13° 06N	104° 20'W	2963 m	10,6 cm/an (1)	Près de la crête de la dorsale est-pacifique entre les plaques Pacifique et Coco.
---------	-----------	--------	-------------------	---

η) V 18-330*

Echantillon provenant du carottage 330 de la campagne 18 (1962) du navire océanographique "VEMA" (Lamont Doherty Geological Observatory).

11° 37'N	101° 20'W	3197 m	11,3 cm/an (1)	Plateau Albatros à l'est de la dorsale est-pacifique.
----------	-----------	--------	-------------------	---

θ) RC 8-91 20*, 30* et 60*

Echantillons prélevés respectivement à 20-30 cm, 30-40 cm et 60-70 cm le long de la carotte 91 de la campagne 8 (1961) du navire océanographique "Robert CONRAD" (Lamont Doherty Geological Observatory).

33° 25S	111° 54'W	2561 m	11 cm/an (1)	Crête de la dorsale est-pacifique entre les plaques Pacifique et Nazca.
---------	-----------	--------	-----------------	---

ι) E 21-11*

Echantillon du dragage 11 de la Campagne 21 du navire océanographique "Eltanin" (Eltanin Cruise, Smithsonian Oceanographic Sorting Center).

37° 17S	94° 38W	3383 m	7 cm/an (1)	Dorsale du Chili
---------	---------	--------	----------------	------------------

χ) E 21 - 16*** et 17B**

Echantillons provenant des dragages 16 et 17 de la campagne 21 du navire océanographique "Eltanin" (Lamont-Doherty Geological Observatory).

54° 10S	119° 49W	2943 m et 2981 m	9,2 cm/an (1)	Crête de la dorsale est-pacifique entre les plaques Pacifique et Antartique.
---------	----------	------------------------	------------------	--

λ) RS 15-15

Echantillon provenant du dragage 15 de la campagne 15 du navire océanographique "Eltanin" (Eltanin Cruise, Smithsonian Oceanographic Sorting Center).

56° 02S	149° 40W	3256 m	8,2 cm/an (1)	Colline abyssale sur le flanc ouest de la dorsale est-pacifique.
---------	----------	--------	------------------	--

μ) 422 9-4 50, 423 8-1 51, 427 9-1 50, 428 6-2 2, 429 A 2-1 88 et 429 A 3-1 130

Ces échantillons proviennent des carottes de forages du "Glomar Challenger" effectués pendant le leg 54 (1977) (D.S.D.P. IVL, Dr. R.Hekinian).

Les nombres indiquent successivement le forage, la carotte, la section et le dernier situé à 2 cm près le prélèvement le long de la section.

Forages 422, 423, 428 et 429 A :

9° 5N	105° 8'W à 106° 50'W	3200 m à 3400 m	12 cm/an (1)	Zone légèrement à l'ouest de la crête de la dorsale est-pacifique.
-------	----------------------------	-----------------------	-----------------	--

Forage 427 :

8° 07N	104° 35W	3600 m	12,1 cm/an (1)	Zone de fracture Siqueiros.
--------	----------	--------	-------------------	-----------------------------

ν) 82 7-1 60** et 80**

Eclats de basalte provenant de la base d'une carotte du leg 9 (1968) à, respectivement 60-62 cm et 80-82 cm le long de la section 1 de la carotte 7 du forage 82. (D.S.D.P. IX).

02° 35'N	106° 56W	3900 m	12,2 cm/an (3)	Versant ouest de la dorsale est-pacifique dans une zone d'âge de 9 millions d'années.
----------	----------	--------	-------------------	---

* et ** - Avec analyses respectivement de verre ou de roche totale nouvellement acquises.

- (1) Taux d'accrétion calculé d'après les pôles de rotation de Minster (1974).
- (2) Taux d'accrétion calculé d'après les anomalies magnétiques (Cf. T. Atwater 1970).
- (3) Taux d'accrétion estimé d'après l'âge des sédiments (Cf. DSDP IX).

3- LOCALISATION DU MATERIEL

Les cartes pages 20 et 21 montrent une assez bonne répartition des échantillons le long des dorsales atlantique et est-pacifique du fait des multiples prélèvements effectués à ce jour.

Les échantillons spécialement sélectionnés et analysés pour cette étude ont leur localisation précisée par une flèche. En particulier trois zones fournissent la plus grande partie de cette collection d'échantillons : l'une au Nord de la zone de fracture Gibbs (M.A.R. par 53°N) où un dragage fructueux (CH4-D1) a ramené une grande quantité d'échantillons de basalte divers provenant sans doute d'un éboulis de pente, la zone CYAMEX près de l'embouchure du golfe de Californie (E.P.R. par 21°N) et la zone des forages du leg 54 sur la crête de la dorsale est-pacifique (8 et 9°N). Ces trois localités ont été choisies pour la diversité de leurs taux d'accrétion respectivement de 2 - 6 et 12 cm/an; seuls ne sont pas représentés les basaltes des dorsales ultra-rapides (jusqu'à 18 cm/an); cet échantillonnage est quand même suffisamment représentatif des basaltes océaniques en fonction des différents types et vitesses d'expansion des dorsales (IV 2 et 3).

4- TRAITEMENT DES DONNEES ET PROGRAMMATION

a) ——— Une certaine homogénéisation des données relatives aux verres et roches totales est souhaitable avant leur utilisation; en effet les calculs normatifs sont très sensibles surtout en ce qui concerne la saturation en silice aux impondérables de ces analyses (Brooks, 1976).

Le traitement a consisté :

- 1) à écarter les analyses ne comprenant pas au moins les oxydes SiO₂, Al₂O₃, FeO*, MgO, CaO, Na₂O, K₂O et TiO₂, comme non suffisamment complètes;

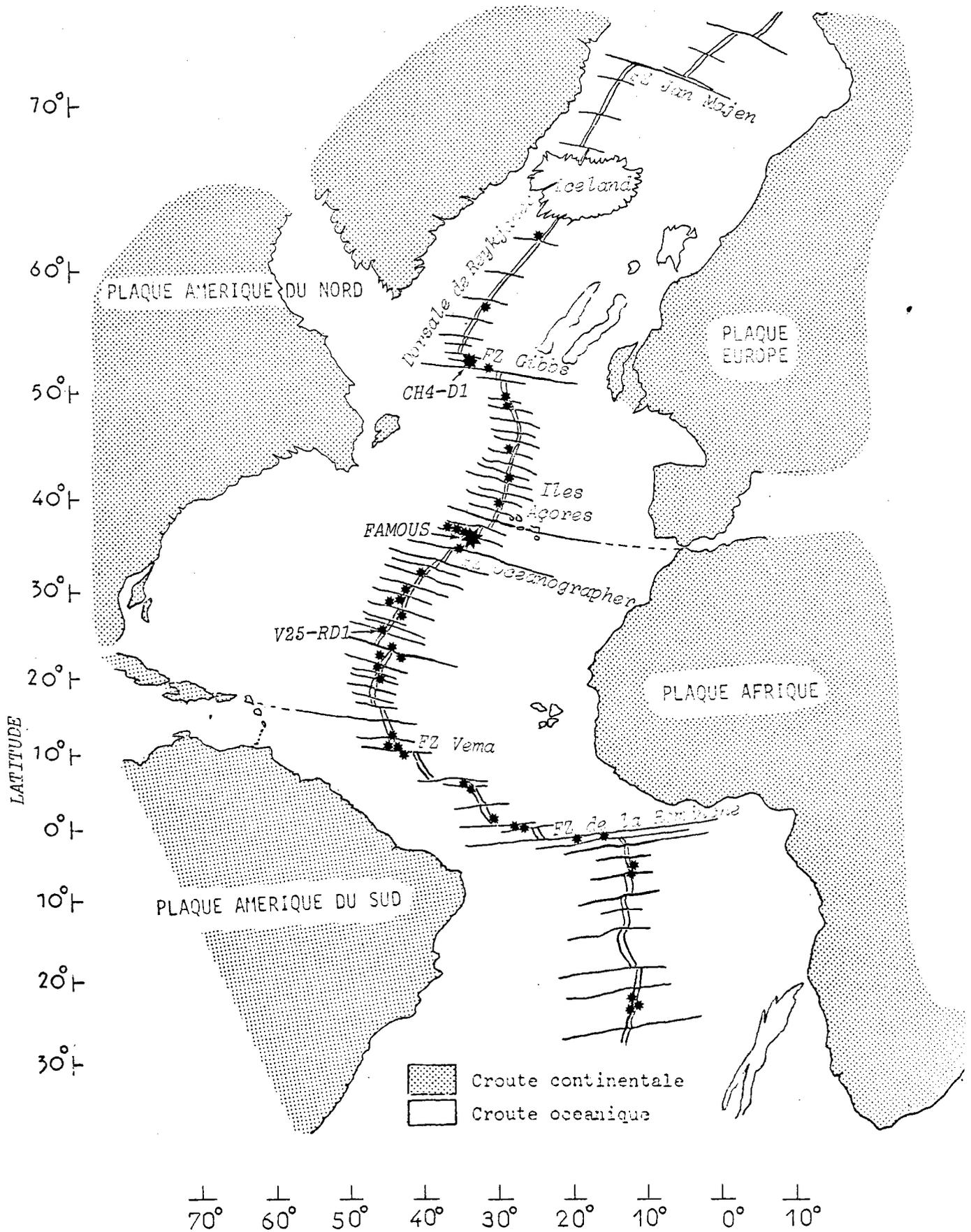


Figure 1 : Répartition des échantillons de basaltes océaniques prélevés le long de la dorsale atlantique.

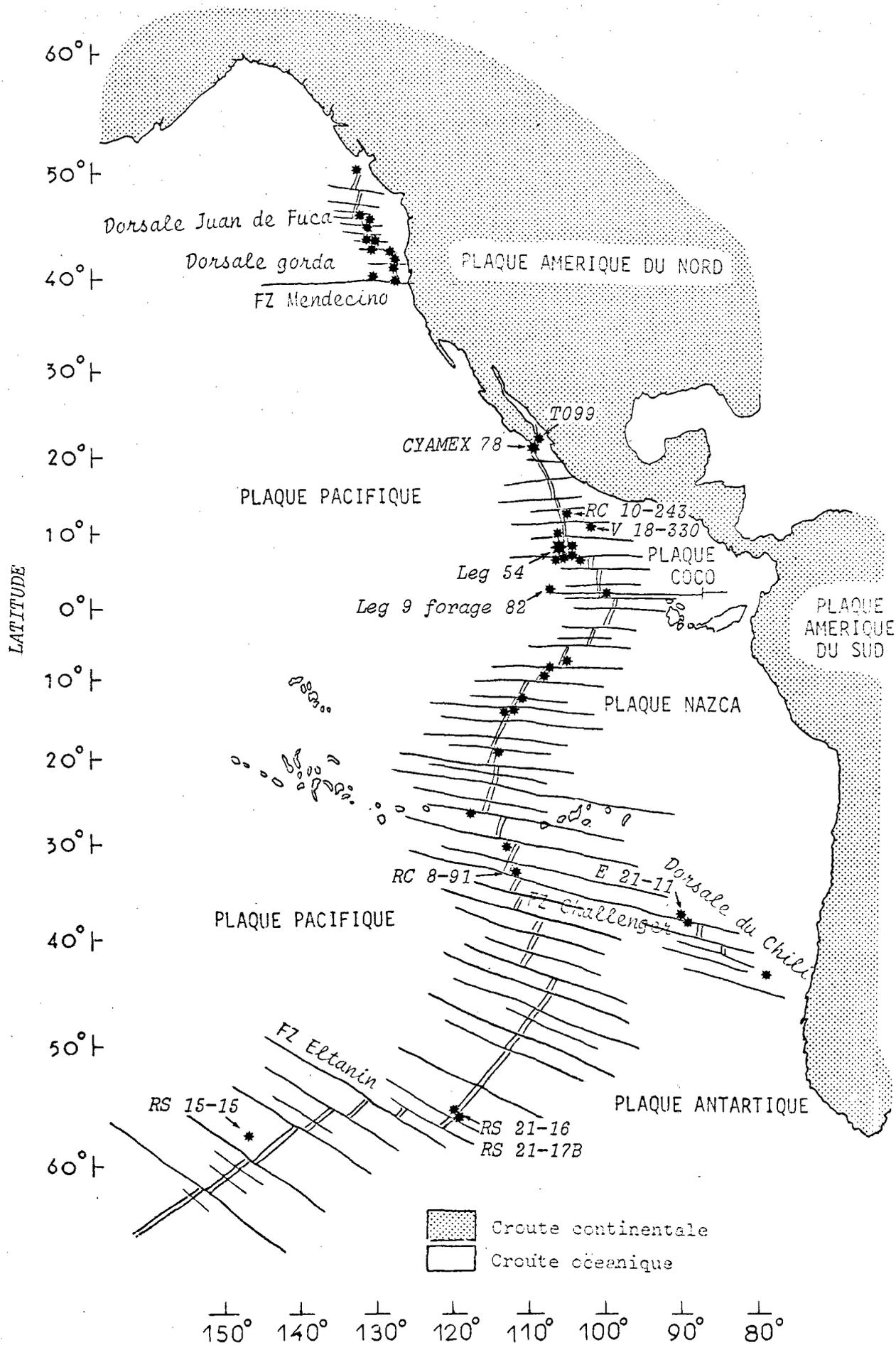


Figure 2 : Répartition des échantillons des basaltes océaniques prélevés le long de la dorsale est-pacifique.

2) à écarter également les analyses montrant plus de 2% de *perte au feu* car il s'agit alors d'échantillons trop hydratés, donc vraisemblablement altérés (voir III D 6ca);

3) à attribuer à chaque analyse un rapport Fe_2O_3/FeO^* magmatique raisonnable, en calculant le Fe_2O_3 quand il manque, ou bien en le recalculant quand l'échantillon est manifestement oxydé ($Fe_2O_3 > 0.14 \times FeO^* + 0.5$) à partir de la relation : $Fe_2O_3 = 0.14 \times FeO^*$ (cf. III D 6ca et Brooks, 1976);

4) à compléter les analyses dont le MnO ou le P_2O_5 manquent en les estimant d'après les relations :

$$MnO = 0.017 \times FeO^* \quad \text{et} \quad P_2O_5 = 0.105 \times TiO_2$$

étant donné que le MnO se comporte en tout point comme le FeO^* et que le P_2O_5 est un hygromagmatophile comme le TiO_2 ; ces relations ont été établies par calcul des droites moindre carré des diagrammes $MnO-FeO^*$ et $P_2O_5-TiO_2$ (figures 23 et 24, p.58) obtenues à partir des verres et roches totales;

5) on peut considérer les ajustages précédents comme insignifiants, cependant ils optimalisent le recalcul final de chaque oxyde de façon à obtenir un total de 100% afin de s'affranchir entièrement de l'hydratation;

6) une dernière sélection a été effectuée à partir des analyses homogénéisées des roches totales afin de retirer celles comprenant plus de 3.5% de Na_2O ; en effet, nous verrons que les verres basaltiques océaniques n'atteignent qu'exceptionnellement ces teneurs (V A3 et B3), comme aucun enrichissement en phénocristaux ne peut les justifier, ces teneurs supérieures à 3.5% doivent être attribuées soit à une tendance magmatique nettement alcaline, soit à du métamorphisme basse-pression ou de la pollution en Na_2O par l'eau de mer; et afin de retirer également les analyses comprenant des teneurs anormales en SiO_2 ($< 46\%$ ou $> 53\%$) car il s'agit alors soit de roches ultrabasiques, soit de basaltes andésitiques qui, comme les basaltes alcalins, sont exclus de cette étude.

g) ——— Un *pondérage* des analyses de verres, notamment de celles publiées par Melson, Byerly et autres (1977), a été effectué à raison de une, deux et quelquefois trois, dans le cas où elles proviennent d'échantillons différents, par latitude de prélèvement; ceci afin de ne pas étouffer les analyses d'échantillons isolés par celles souvent très nombreuses provenant d'échantillons d'un même dragage ou d'un même forage ayant une relative homogénéité de composition.

Il en a été de même pour les analyses des roches totales de la zone FAMOUS, du leg 37 (M.A.R. par $37^\circ N$), des legs 45 et 46 (M.A.R. par $22^\circ N$)

et du leg 54 (E.P.R. par 8 et 9°N) quand celles-ci ont été utilisées avec l'ensemble des autres données.

En effet, il est bon de rappeler que les analyses des échantillons provenant d'un même forage malgré leur quantité souvent importante ne sont pas représentatives des basaltes de la zone considérée, car le forage contrairement aux dragages ou aux prélèvements par submersible, ne traverse souvent que quelques couches souvent homogènes (Byerly et autres, 1977).

Finalement, ont ainsi été retenus 123 verres pondérés et 415 roches totales de la dorsale atlantique, 89 verres pondérés et 203 roches totales de la dorsale est-pacifique. Egalement 237 roches totales de la zone FAMOUS (M.A.R. par 37°N) et 44 roches totales pondérées de basaltes alcalins provenant des îles et "seamounts" des bassins et de la dorsale est-pacifique (cf. II 1b) ont servi quelquefois dans ce travail.

γ) ——— Vu la quantité des données et la fiabilité des ordinateurs pour les travaux répétitifs, un certain nombre de programmes et sub-programmes ont été écrits en FORTRAN pour effectuer ces traitements, calculer les paramètres (saturation en silice, index de cristallisation, etc...), emmagasiner les données sur fichiers, tracer les courbes de fréquence, tracer les diagrammes binaires et ternaires de points, calculer et tracer les droites de regression et les courbes de maximum de densité, tester l'homogénéité de plusieurs populations, écrire les tableaux d'analyses, calculer quantitativement et qualitativement la composition des liquides et des phénocristaux apparaissant au cours d'une cristallisation fractionnée, calculer les températures de cristallisation des olivines et des plagioclases d'après les géothermomètres de Roeder et Emslie (1970) et de Kudo et Weill (1970) et en tracer les diagrammes, etc ...

III- LES FACTEURS MAGMATIQUES ET POSTMAGMATIQUES CONTROLANT LA COMPOSITION DES BASALTES OCEANIQUES

Une synthèse des connaissances géophysiques, structurales et pétrologiques du contexte des dorsales médio-océaniques est indispensable pour préciser ces facteurs.

A- LE CONTEXTE STRUCTURAL DES DORSALES MEDIO-OCEANIQUES

1- La croûte océanique

a) Trois couches crustales

La sismique réfraction a permis de reconnaître une croûte océanique en trois couches d'épaisseur uniforme dans les bassins (7 km) et s'amincissant au niveau des dorsales. La couche supérieure sédimentaire, qui est très fine dans les zones océaniques jeunes, est hors de notre propos. La seconde couche dont l'épaisseur moyenne de 1,5 km ne varie pas appréciablement avec la vitesse d'expansion de la dorsale (Bottinga, 1974) est considérée comme principalement constituée d'intrusions et d'épanchements des basaltes présentement étudiés (Le Pichon, 1969). Enfin, la troisième couche est plus complexe, elle est anisotrope et elle s'épaissit en moyenne de 3 à 4,8 km pendant les premiers 40 millions d'années, ensuite son épaisseur reste constante (Christensen et Salisbury, 1975).

b) Le problème de la troisième couche

α) GABBROS !- De nombreuses spéculations ont été faites sur la nature de cette troisième couche; Christensen et autres (1975), en accord avec Cann (1968) proposent une croûte inférieure de métagabbros à hornblend (zone des laccolites sur la figure 3) surmontée de gabbros normaux (dykes); cette solution est d'après eux la plus compatible avec les résultats sismiques et ils expliquent son épaissement par des intrusions répétées de nouveaux liquides.

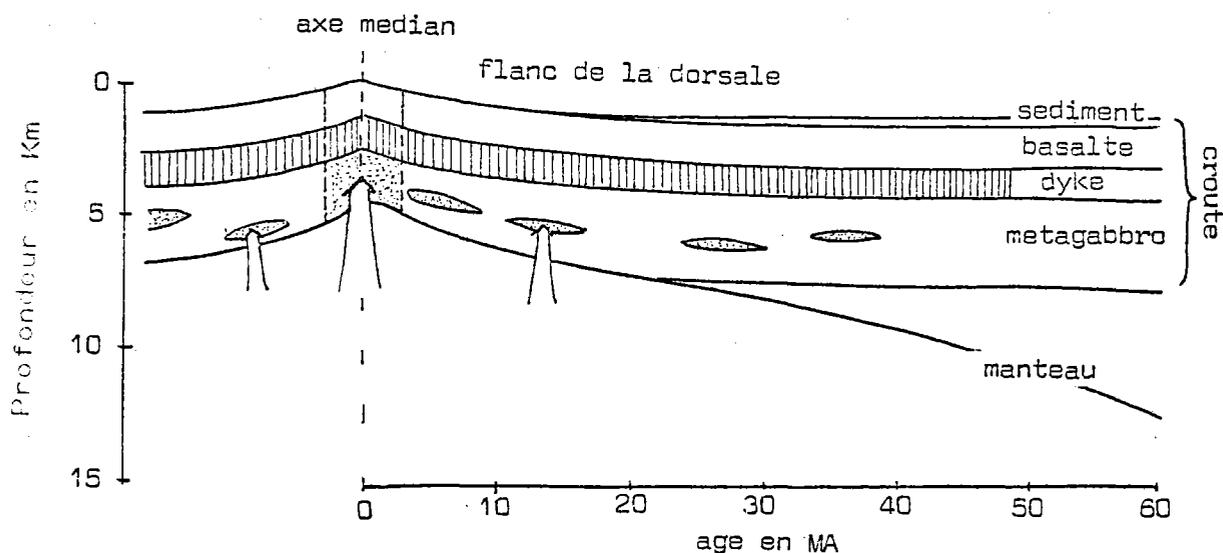


Figure 3 : Génération et évolution de la croûte océanique d'après Christensen et Salisbury (1970).

β) PERIDOTITES HYDRATEES! - Bottinga et Allègre (1976) de leur côté, en accord avec Hess (1964), ont préféré construire un modèle à partir d'une couche 3 de serpentinites; leur argument est que la chaleur latente de fusion nécessaire pour former des gabbros à partir du manteau supérieur, compte tenu de la chaleur déjà nécessaire pour produire les basaltes, agrandit de façon catastrophique l'écart déjà constaté entre les flux de chaleur calculés et ceux réellement mesurés au niveau des dorsales (voir Sclater et Francheteau, 1970). Selon eux, cette couche s'épaissirait par l'hydratation progressive du manteau résiduel ayant fourni les basaltes de la couche 2. La déperdition incontrôlée de chaleur comme l'hydratation peuvent s'expliquer par une circulation importante d'eau de mer à travers la croûte océanique.

Ces deux propositions sont les plus discutées mais elles resteront au niveau des hypothèses tant que des forages profonds dans le cadre du "Deep Sea Drilling Project" par exemple, n'auront pas atteint cette troisième couche.

γ) APPORT DES DORSALES FOSSILES! - Il faut rappeler la similitude frappante relevée par de nombreux auteurs entre les roches océaniques et les cortèges ophiolitiques (Dewey et Bird, 1971; Moore et Vine, 1971; Allègre et autres, 1973; Ohnenstetter et autres, 1976). En admettant l'identité de ces formations, la croûte océanique devrait comprendre une couche 2 de basaltes en pillow-lavas, dolérites et gabbros et une couche 3 de péridotites serpentinisées, con-

formément au modèle de Bottinga et Allègre (1976).

2- Le manteau lithosphérique

Sous la discontinuité de Mohorovicic commence ce que certains nomment la couche 4 et qui correspond à la partie lithosphérique du manteau supérieur; cette couche conduit bien les ondes sismiques par rapport au manteau asthénosphérique sous-jacent; on en a conclu leurs états respectivement solide et partiellement liquide.

A l'axe des dorsales la lithosphère est réduite à la croûte de quelques 4-5 km d'épaisseur; mais la couche 4 apparaît et s'épaissit rapidement, jusqu'à atteindre une moyenne de 70 km dans les bassins océaniques; cet épaississement est donc une fonction de son âge (Parker et Oldenburg, 1973) et s'explique par la migration en profondeur des isothermes et en particulier du solidus qui constitue la limite inférieure de la lithosphère (suivant la plupart des modèles). Ainsi la couche 4 et l'asthénosphère ont vraisemblablement la même composition chimique.

3- Le manteau anormal sous les dorsales

L'écartement des lithosphères au niveau d'une dorsale est compensé par la remontée du manteau supérieur; la décompression à température constante de ce matériel entraîne une fusion partielle importante (Anderson et Sammis, 1970; Ramberg, 1972).

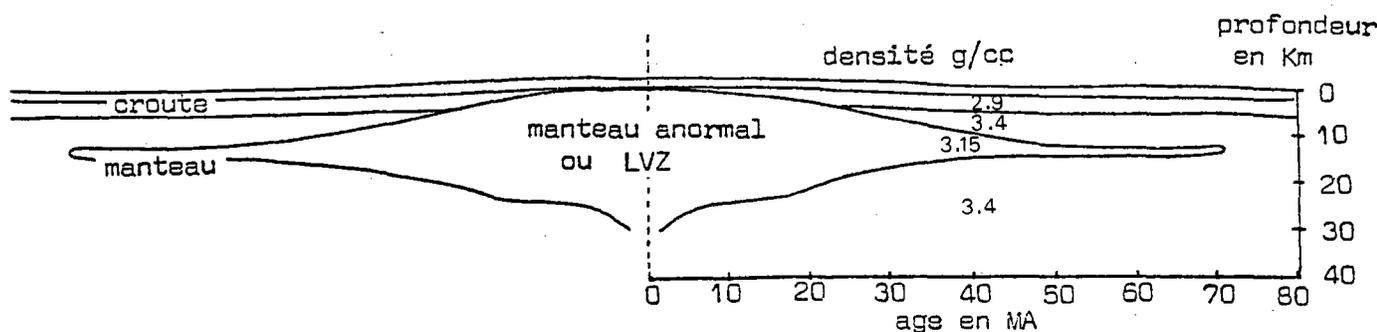


Figure 4 : Le manteau anormal sous la dorsale atlantique d'après une interprétation gravimétrique de Talwani et autres (1965).

La sismique et la gravimétrie en effet permettent de localiser sous les dorsales une immense poche de manteau anormal (figure 4) caractérisée à la fois par sa faible densité (3.15) par rapport au manteau normal (3.4) et

sa faculté d'amortir les ondes d'où son appellation courante LVZ (Low Velocity Zone).

4- L'origine des basaltes océaniques

La pression exercée en profondeur chasse les liquides interstitiels de fusion partielle entre les phases réfractaires relativement lourdes (olivines surtout) qui constitueront le manteau résiduel, vers le sommet de la LVZ; c'est le processus de *filtrépresse* (Daly, 1933). La *ségrégation* de ces liquides basaltiques que l'on peut dès lors qualifier de *primitifs* et leur ascension gravitationnelle ou bien induite mécaniquement, à travers la lithosphère amincie, est à l'origine de l'activité volcanique sous-marine importante de la zone axiale des dorsales.

B- LA FORMATION DES LIQUIDES BASALTIQUES PRIMITIFS

1- La composition chimique du manteau supérieur

Il n'est pas facile pour le pétrologue de connaître la composition exacte du manteau supérieur, puisque la fusion partielle accompagne nécessairement sa remontée, par conséquent aucune partie du manteau n'a thermodynamiquement de chance d'arriver à l'affleurement à l'état non différencié.

Seul les diverses ultra-basites et en particulier les nodules de péridotites remontés par les basaltes sont offerts à ses investigations et ces roches représentent au mieux, car il peut s'agir parfois de cumulats, du manteau fort probablement résiduel.

a) Les contraintes thermiques

Certains adoptent pour leurs modèles, suivant les suggestions de Green et Ringwood (1967), la gamme des compositions pyrolitiques ($\frac{1}{4}$ basalte et $\frac{3}{4}$ péridotite par exemple), après avoir remarqué que les péridotites n'étaient pas satisfaisantes pour rendre compte de la quantité des basaltes produits conjointement aux très faibles flux de chaleur observés; aussi ils peuvent se permettre de simplifier la conception de cette composition du manteau par des facteurs tels que la "fraction péridotitique" (figure 5).

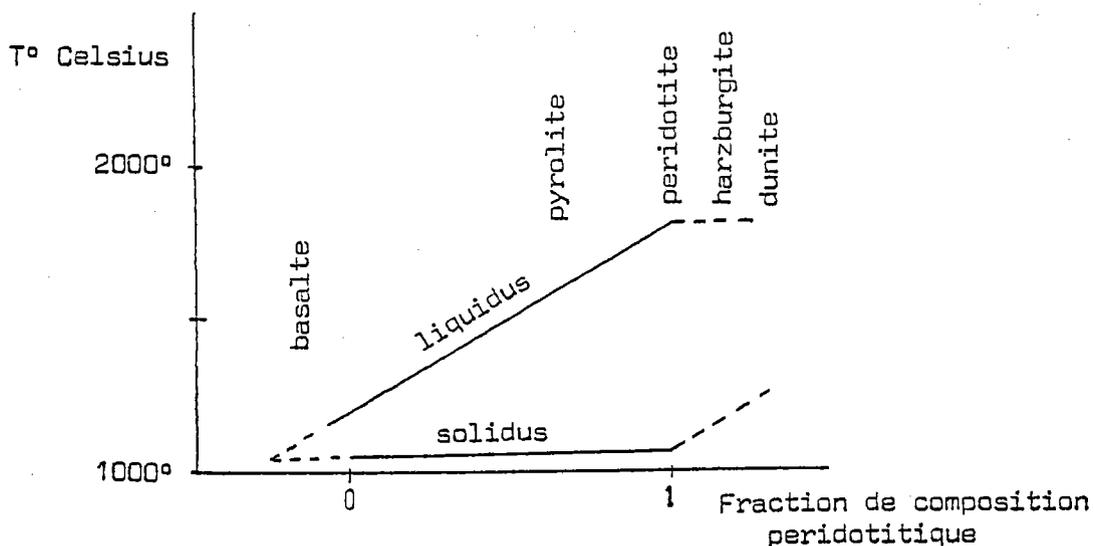


Figure 5 : Diagramme de relation 'fraction de composition péridotitique-température' pour estimer la composition du manteau supérieur d'après Bottinga (1974).

b) Manteau enrichi et appauvri en LIL

L'homogénéité du manteau supérieur vis à vis des éléments traces est souvent mise en question. Schilling (1973), et White et Schilling (1978) ont reconnu à partir des basaltes que le manteau sous la dorsale nord-atlantique montrait des hétérogénéités à l'échelle régionale vis à vis des éléments lithophiles à larges rayons ioniques (Large Ion Lithophilic Elements ou LIL) tel que K, Rb et Cs. La figure 6 (page 64) montre la variation des teneurs en potassium des basaltes MAR entre les latitudes 0° et 60°N (données de White et Schilling (1978), analyses de verres publiées par Melson et autres (1977) et celles acquises dans ce travail); on y distingue en particulier trois grandes anomalies par 35°, 39° et 43-46°N; du manteau enrichi en LIL existerait sous l'Islande et à la hauteur de ces anomalies.

La zone FAMOUS à 37°N est située d'après ses auteurs dans une anomalie moyenne; Langmuir et autres (1977) ont montré qu'à l'échelle de 3km dans cette zone les basaltes avaient des teneurs en LIL couvrant un spectre large allant de basaltes typiquement enrichis à d'autres appauvris en ces éléments; Sigvaldason et autres (1976) ont relaté une constatation identique à l'échelle des mêmes essais de fissures en Islande. Cette hétérogénéité du manteau vis à vis des LIL est donc de type continu et existe à l'échelle aussi bien régionale que locale. Cette hétérogénéité se décèle aussi par les terres rares légères (Light Rare Earth Elements ou LREE) par rapport aux autres terres rares (REE) et les basaltes océaniques pris globalement montrent une

fluctuation de la teneur en ces éléments autour d'une teneur moyenne; ceci montre que manteau appauvri et manteau enrichi sont peut-être complémentaires et qu'ils proviennent alors d'une différenciation secondaire du manteau plutôt que d'une hétérogénéité primaire. Il n'en reste pas moins vrai que la majorité des basaltes du domaine océanique sont appauvris en LIL et que seules certaines régions de dorsales souvent anormalement peu profondes tels que le plateau des Açores et L'Islande produisent des basaltes enrichis. (voir IV 2).

L'hypothèse des "mantle plumes" permet de penser que le manteau *enrichi* en LIL peut exister partout comme le manteau *appauvri*, mais qu'il est localisé à une certaine profondeur; ou bien est-il différencié aux cours des remontées importantes du manteau, à la faveur des transformations hétéromorphiques mal connues des très hautes pressions ? Une explication encore plus vraisemblable, c'est que cette différenciation intervienne lors d'un raffinement important (III B 5a), favorisé localement par des remontées de manteau très profond; ce processus permet l'enrichissement anormal des liquides de fusion partielle en LIL (Harris, 1957); alors il n'est plus question de parler de manteau enrichi en LIL, mais de conditions de genèse particulière des basaltes enrichis en LIL à partir de manteau tout à fait normal.

c) Deux compositions primaires du manteau

Selon H. Bougault (communication orale) le rapport d'éléments se comportant de façon identique vis à vis de la fusion partielle comme de la cristallisation fractionnée, tel La/Ta, subit une variation de type discontinu le long de la dorsale atlantique (figures 6 page 64 et 7); le rapport est de ~ 9 dans les régions de dorsales peu profondes (35° , 37° , 45° et 63°N) et de ~ 18 dans les sites de dorsales profondes (10° , 22° et 30°N).

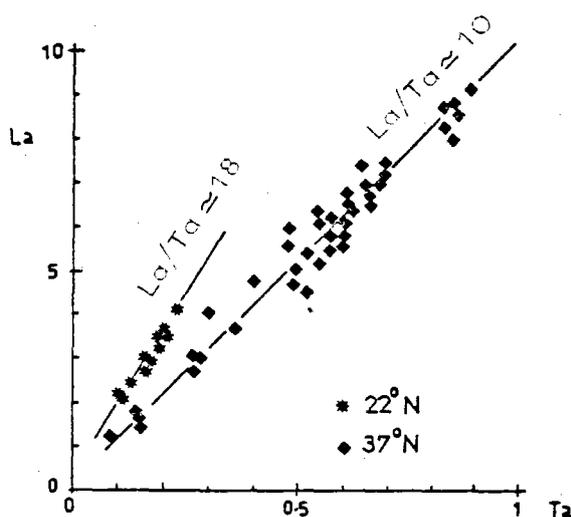


Figure 7 : Diagramme lanthane - tantale de basaltes MAR par 22° et 37°N d'après Bougault et autres (1979).

Ceci démontrerait une hétérogénéité primaire du manteau supérieur vis à vis de certains éléments; il est possible que cette hétérogénéité se retrouve alors parmi les autres éléments, en particulier les éléments majeurs qui nous intéressent; mais elle peut rester difficilement décelable étant donné que les liquides de fusion partielle adoptent des compositions eutectiques constantes ou parfois cotectiques donc relativement indépendantes des proportions d'éléments majeurs dans le solide initial.

L'étude qui suit, suggère par contre que cette dualité peut correspondre à la genèse des basaltes à partir de deux états d'équilibre d'un manteau chimiquement homogène mais hétéromorphe (V A).

2- Les conditions de pression et température de la fusion partielle

Les conditions de pression et de température de la fusion partielle sont le second facteur important dont dépend la composition des basaltes primitifs.

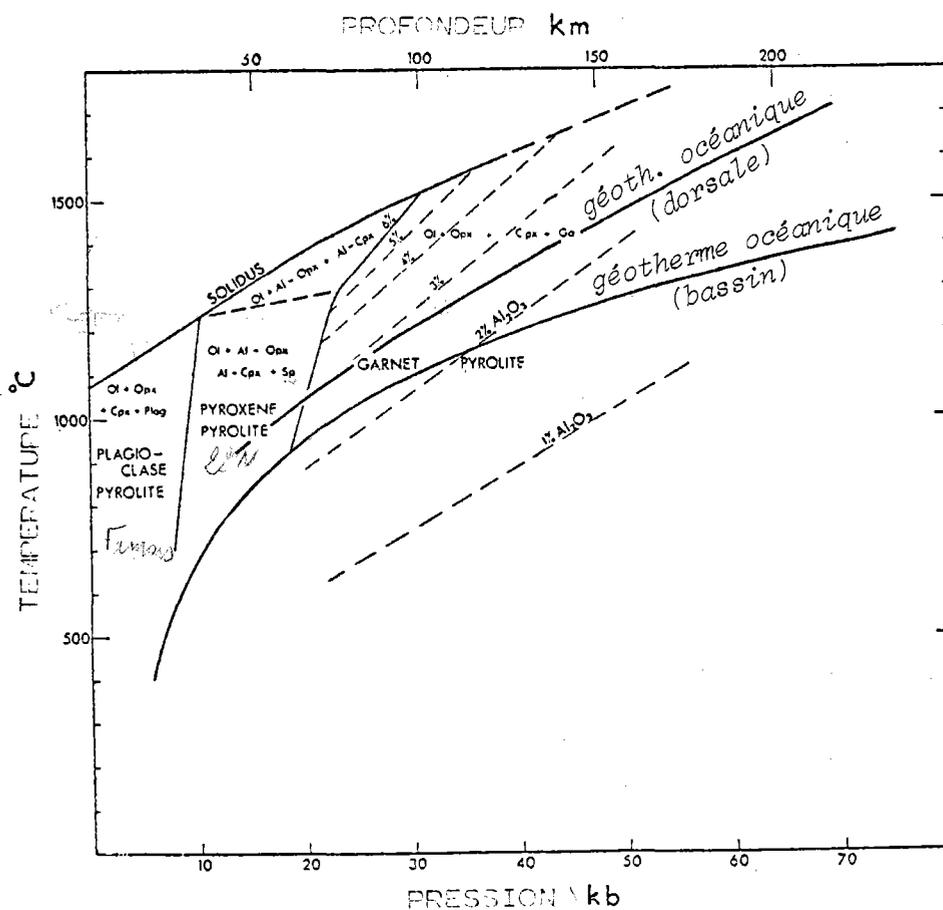


Figure 8 : Diagramme illustrant les différentes paragenèses d'une pyrolite III ($FeO^*/MgO=0,22$) en fonction de la température et de la pression d'après Green et Ringwood (1970); les géothermes océaniques des zones de dorsale et de bassin sont de Mercier et Carter (1975).

a) Manteau hétéromorphe

A composition chimique constante le manteau adopte différentes paragénèses en fonction de la pression lithostatique et de la température régnant aux différentes profondeurs; la composition des liquides de fusion partielle dépend en particulier des premières phases entrant en fusion, c'est-à-dire de la paragénèse et par conséquent de la *profondeur* où la fusion partielle a lieu.

Les travaux de Wyllie (1970) et de Green et Ringwood (1970) nous fournissent des diagrammes de phases en fonction de la pression ou profondeur et de la température, respectivement d'une péridotite et d'une pyrolite III (figure 8 et voir page 86).

b) La pression fluide

La quantité des fluides dans le manteau intervient également dans les paragénèses; ces fluides favorisent l'apparition d'amphibole dans les conditions de basse pression et abaissent notablement la température de fusion des phases.

c) Limitation des conditions de pression et température

Une lente remontée globale du manteau sous les dorsales peut permettre la rééquilibration des paragénèses en fonction de la profondeur mais on peut imaginer que des *convections rapides* intervenant au cours de cette remontée, peuvent ne pas laisser le temps à ces réactions chimiques d'avoir lieu, d'où la fusion possible de liquides à partir de la paragénèse à pyroxène et spinelle.

La LVZ est située selon Christensen et autres (1975) en gros entre 6 et 30km de profondeur (2.5 à 9-10k.bars) ce qui la situe entièrement dans la *paragénèse à plagioclase*; cependant il faut préciser que beaucoup de nodules remontés par les basaltes océaniques sont des péridotites à spinelles (Melson et autres, 1967; Hekinian et Aumento, 1972), ce qui veut dire que les paragénèses à spinelles sont impliquées dans la gène des basaltes plus fréquemment que ne le laisse croire la limite inférieure vers 30-35 km de profondeur de la LVZ; ceci vraisemblablement à la faveur des convections rapides précisées précédemment.

d) Pression, saturation en silice et alcalinité

La pression exerce un contrôle largement reconnu en particulier sur la *saturation en silice* des liquides de fusion partielle; cette saturation en

silice est définie par le quartz normatif affecté du signe positif ou par la quantité de silice, nécessaire à la transformation de l'olivine et de la népheline normatives en hypersthène et plagioclase, affectée du signe négatif.

Les liquides primitifs formés à partir des paragénèses à grenat, c'est-à-dire par plus de 20 kilobars, conditions de pression existant en particulier sous la lithosphère épaisse des flancs, des rides et des bassins océaniques (70km) sont particulièrement *sous-saturés*, et ceci malgré des degrés de fusion partielle très faibles (Ito et Kennedy, 1974); nous verrons (V A 4e) que les basaltes alcalins des îles et des "seamounts" sont en effet dans ce cas, c'est-à-dire qu'ils présentent *de l'olivine et de la népheline normatives*; il faut préciser que cette sous-saturation diminue notablement à proximité de l'axe des dorsales où la lithosphère est plus mince (voir Mc. Birney et Gass, 1967). Il y a donc une dépendance stricte de la saturation en silice des liquides de fusion partielle avec la profondeur où ils sont générés.

Les basaltes océaniques, leurs verres en particulier (V 4e), ne montrent, d'après cette étude, quasiment jamais de népheline normative en appliquant la correction de leur degré d'oxydation expliquée en II 4 α ; leurs normes à *olivine et hypersthène* ou à *quartz et hypersthène* permettent de les classer dans les magmas respectivement *saturés* ou *sur-saturés*; suivant la nomenclature classique, on a à faire à des tholéiites à olivine ou des tholéiites à quartz; le diagramme saturation-index de cristallisation de la figure 19 montre les saturations *virtuelles* des différentes phases minérales et verres basaltiques de l'expérience de cristallisation fractionnée de Bender et autres (1978); l'index de cristallisation qui ne nous intéresse pas ici, est défini en III D 2e. Alors que les pyroxènes ont des saturations très voisines de celles des liquides basaltiques, en effet les pyroxènes du manteau participent particulièrement à la fusion partielle, les sous-saturations élevées des spinelles et olivines ou, inversement, la légère sur-saturation des plagioclases expliquent que dans le cas des paragénèses à spinelle (20 à 10 Kbars) ou le cas des paragénèses à plagioclase (10-8 à 0 Kbars), nous aurons des liquides primitifs saturés mais à *tendance* respectivement peu saturée et sur-saturée en silice.

L'expérience de fusion partielle d'une composition péridotitique (FeO*/MgO de 0.30) de Kushiro (1973) confirme effectivement que les liquides formés par 10 kilobars sont *riches en silice* ($SiO_2 = 49\%$) et *conjointement pauvres en alcalins* ($Na_2O = 0.80\%$); ensuite par des pressions croissantes de 15

et 20 kilobars, les liquides évoluent en s'appauvrissant en silice (46 à 43%) et en s'enrichissant en alcalins (Na_2O : 1.8 à 2.3%).

3- La décompression et le degré de fusion partielle

Le *degré de fusion partielle* est un troisième facteur dépendant de la composition, de la température initiale et surtout de la *décompression* que subit le manteau au cours de sa remontée, également de l'intervention des fluides.

Etant donnée la minéralogie moyenne de ~390 péridotites à spinelles continentales et océaniques, calculée par Maaloe et Aoki (1977) : 66-67% d'olivine, 23-24% d'orthopyroxène, 7-8% de clinopyroxène et 1-2% de spinelle, un diagramme des phases forstérite - diopside - enstatite ou ce qui revient au même : forstérite - diopside - silice à haute pression (3 à 10 Kbars) convient relativement pour prédire en fonction du degré de fusion partielle du manteau, l'évolution de la composition du liquide.

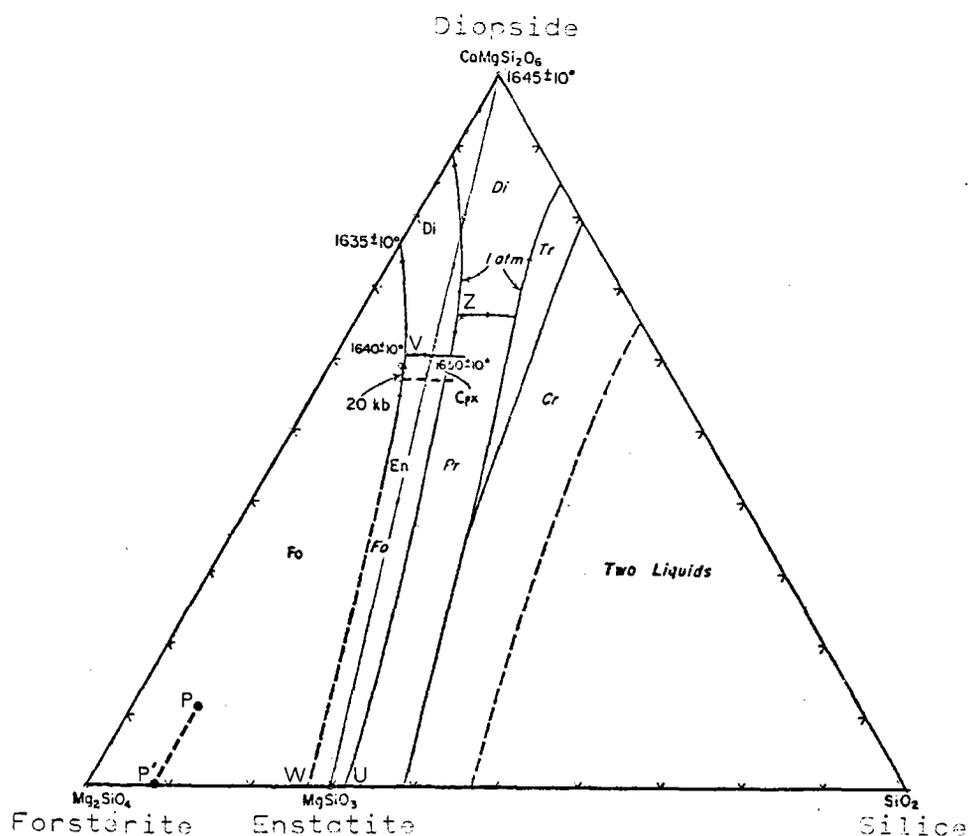


Figure 9 : Diagramme de phases forstérite (Mg_2SiO_4) - diopside ($\text{Ca Mg Si}_2\text{O}_6$) - silice (SiO_2) à 1 atm d'après Kushiro et Schairer (1963), et à 20 kbars et PH_2O nulle d'après Kushiro (1963).

Ceci, excepté vis à vis des oxydes majeurs FeO^* , Al_2O_3 et Na_2O et des oxydes mineurs TiO_2 , P_2O_5 et K_2O qui n'interviennent pas dans les composants de ce diagramme; ces oxydes montrent pour la plupart une tendance hygromagmatophile étant donné que les premiers entrent dans la composition des phases les plus facilement fusibles : fayalite, ferrosilite, et albite, et que les derniers se comportent pratiquement comme des éléments incompatibles. Un liquide primitif résultant d'une faible fusion partielle se retrouvera par conséquent enrichi en ces éléments, et inversement dans le cas de fortes fusions partielles.

Bowen (1914), Schairer et Yoder (1961), Kushiro et Schairer (1963) et d'autre part Kushiro (1963), ont étudié les équilibres liquide-solide des composants forsterite - diopside - silice respectivement à 0 et 20 kilobars (figure 9). La figure ci-dessus met en évidence la différence mais aussi la ressemblance des comportements de ce système à 0 et 20 kilobars; si les effets des éléments n'entrant pas dans ce diagramme (Al_2O_3 , FeO^* , etc...) sont suffisamment faibles, la fusion partielle d'une péridotite (P sur le diagramme) produira un liquide sur-saturé en silice à très basse pression puisque le point invariant Z (0 K.bars) se trouve dans le système En-Di- silice; tandis qu'à haute pression, ce liquide tendra à être sous-saturé puisque le point invariant V (20k.bars) se trouve dans le système Fo- Di- En; ceci corrobore l'hypothèse du chapitre précédent sur la dépendance de la saturation en silice des liquides basaltiques avec la profondeur de leur génèse.

Le parallélisme des comportements à 0 et 20 k.bars permet d'extrapoler par les pressions qui nous intéressent, c'est-à-dire entre 2.5 et 10 K-bars (voir III B 2C). A une pression donnée, les premiers liquides de fusion partielle garderont une composition eutectique constante V' (intermédiaire entre V et Z) tant que le clinopyroxène (diopside) du manteau ne sera pas épuisé; à un certain stade de fusion (vers 10-12% de fusion partielle de la péridotite moyenne calculée par Maaloe et Aoki, 1977), le résidu solide atteindra une composition P' et le nouveau liquide de fusion instantanée aura une composition constante W' (intermédiaire entre W et U); le liquide total sera donc de composition cotectique entre V' et W' .

En conséquence les liquides de fusion partielle devraient avoir deux sortes de composition, l'une (V') correspondant aux faibles degrés de fusion, l'autre ($V' + W'$) correspondant à des degrés de fusion partielle élevés. On remarque en particulier que les compositions cotectiques ($V' + W'$) verront leur

saturation en silice décroître avec la fusion partielle, par l'intervention de plus en plus prépondérante de l'olivine.

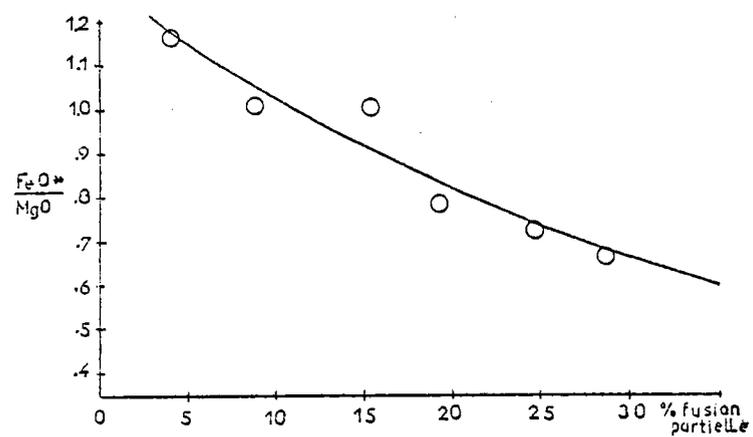


Figure 10 : Evolution du FeO*/MgO des liquides primitifs en fonction du taux de fusion partielle d'une péridotite d'après les résultats expérimentaux de Reay et Harris (1963).

La fusion expérimentale d'une péridotite par Reay et Harris (1963) montre effectivement que l'évolution des liquides de taux de fusion partielle croissant de 4 à 28% se fait avec une proportion d'olivine normative de plus en plus importante de 0 à 21%. Au-delà de 25-30% d'olivine normative, on a des liquides basaltiques pricritiques; cette tendance existe quelque soit la paragenèse puisque l'olivine est toujours présente en grande quantité dans le manteau. La figure 10 ci-dessus tracée d'après les données des auteurs précédents, met incontestablement en évidence la diminution du FeO*/MgO des liquides en fonction des taux de fusion partielle croissant d'une péridotite de FeO*/MgO de 0.35; ce paramètre peut donc servir à évaluer, sinon de façon absolue puisqu'on ne connaît pas le FeO*/MgO du manteau primitif, au moins de façon relative, le degré de fusion partielle des liquides primitifs; cette remarque nous servira plus loin (III D 2e).

En conclusion, la saturation en silice des liquides basaltiques doit décroître quand la profondeur de leur genèse, mais également quand leurs taux de fusion partielle augmentent.

4- L'intervalle de fusion partielle

L'intervalle de fusion partielle (fractional fusion) tient compte de l'état primitif ou déjà plus ou moins résiduel du manteau. La composition du liquide primitif en effet dépend de la quantité de fusion partielle précédemment subit par le manteau. On peut schématiser l'importance de cette notion

par un diagramme (figure 11) reprenant les compositions V' et W' du liquide produit au cours de la fusion d'une périclote (voir III B 3).

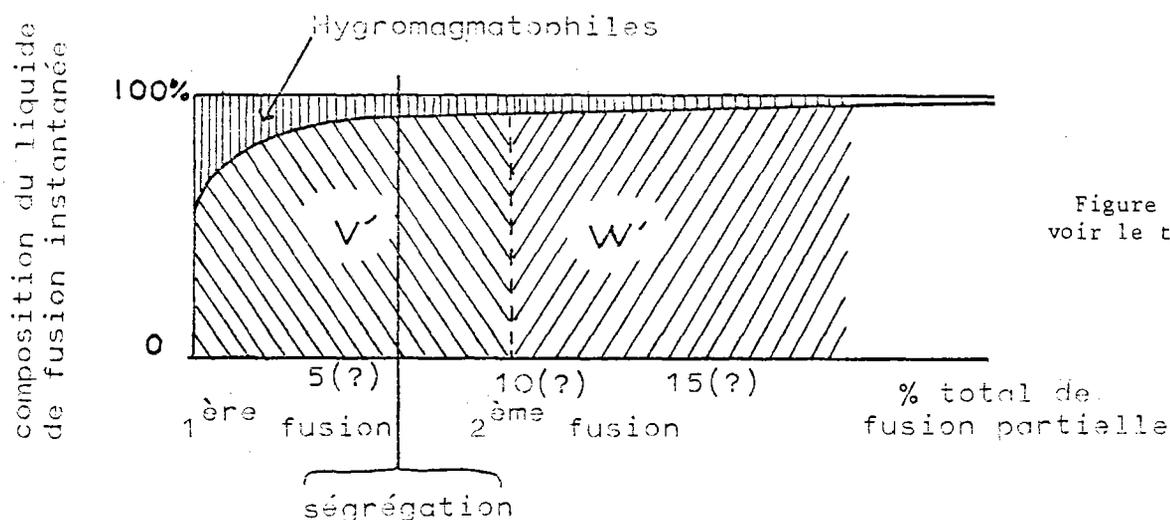


Figure 11 : voir le texte.

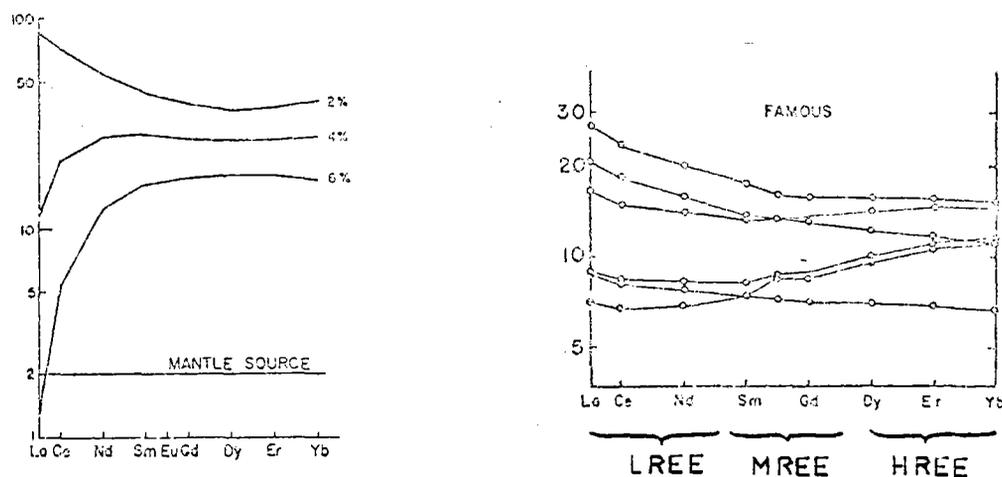
Ce diagramme montre clairement que les liquides, produit après une première fusion et ségrégation, seront anormalement appauvris en hygromagmatophiles, et que leurs compositions en éléments majeurs tendront rapidement vers une sous-saturation anormale en silice par excès de composant W' riche en olivine.

Langmuir et autres (1977) ont prouvé que ce processus était peu vraisemblable dans le cas des basaltes océaniques; en effet parmi les terres rares, le lanthane est plus incompatible que le cérium par conséquent le rapport La/Ce est à même de déceler l'existence de fusions partielles et ségrégations répétées à partir d'un même matériel. L'effet de plusieurs fusions partielles successives de 2% chacune du même matériel fait théoriquement évoluer les teneurs en terres rares (REE) des liquides comme sur la figure 12 où les terres rares légères (LREE) sont plus vite enlevées par les premiers liquides que les terres rares lourdes (HREE).

Or la zone FAMOUS, ainsi que les basaltes océaniques en général, montrent des rapports La/Ce normalisés aux chondrites, la plupart du temps, supérieurs à 1 (figure 13).

Ceci prouve que les liquides primitifs proviennent généralement d'une première fusion partielle du manteau supérieur. Ainsi la ségrégation des liquides intervient quand le matériel qui les fournit atteint une profondeur minimum au sommet de la LVZ, sinon ce même matériel après une première ségrégation pourrait continuer ou reprendre son ascension et produire du nouveau liquide à La/Ce plus bas; ce qui n'est pas vérifié. Les liquides basaltiques

sont générés par conséquent à partir de manteau toujours renouvelé; c'est un argument en faveur de convections rapides dans la LVZ.



Figures 12 et 13 : Evolution de la composition des liquides générés par fusions partielles de 2% puis ségrégations successives en théorie, et comportement observé dans les basaltes MAR par 37°N, d'après Langmuir et autres (1977).

5- Autres processus de différenciation et le modèle de la fusion

dynamique.

Langmuir et autres (1977) ont suggéré différents autres mécanismes pouvant intervenir dans la g n se des basaltes.

a) Le raffinage

On peut toujours supposer qu'un processus camoufle les effets précédents, en particulier le raffinage (Refining). Le raffinage peut se produire avant la ségrégation des liquides et au cours de leur ascension et de leur infiltration intersticielle au travers des différents niveaux, jusqu'au sommet de la LVZ par filtre pressage. Le passage des liquides au contact des phases réfractaires peut s'accompagner, sans fusion additionnelle, de rééquilibrage chimique avec ces phases réfractaires; il en résulte alors pour le liquide un enrichissement par les éléments (LIL, HREE, etc...) préférant les liquides (voir Goodman, 1956). Selon Langmuir et autres (1977), ce processus n'agirait pas systématiquement puisqu'il n'explique pas l'enrichissement plus rapide en HREE qu'en MREE (cf. figure 13) d'un bon nombre de cas, étant donnée l'incompatibilité plus importante de ces derniers.

b) "Batch Partial melting"

La fusion de parcelles de manteau dans la LVZ peut se poursuivre sans déplacement des liquides jusqu'au moment de la rupture d'équilibre mécanique entre cristaux réfractaires et liquide; ce qui provoque des ségrégations rapides et intermittentes (Batch Partial Melting) ce processus n'explique pourtant pas non plus le manque de corrélation entre LREE et HREE observé dans la plupart des cas.

c) La fusion dynamique

Le modèle de la fusion dynamique (Dynamic Melting) présenté par Langmuir et autres (1977), permet de réenvisager tous les processus précédents dans une conception unitaire. Ils décrivent le manteau sous les dorsales comme effectuant une remontée globale importante (figure 14); au moment où ce matériel franchit le solidus, il commence à fondre et constitue la LVZ.

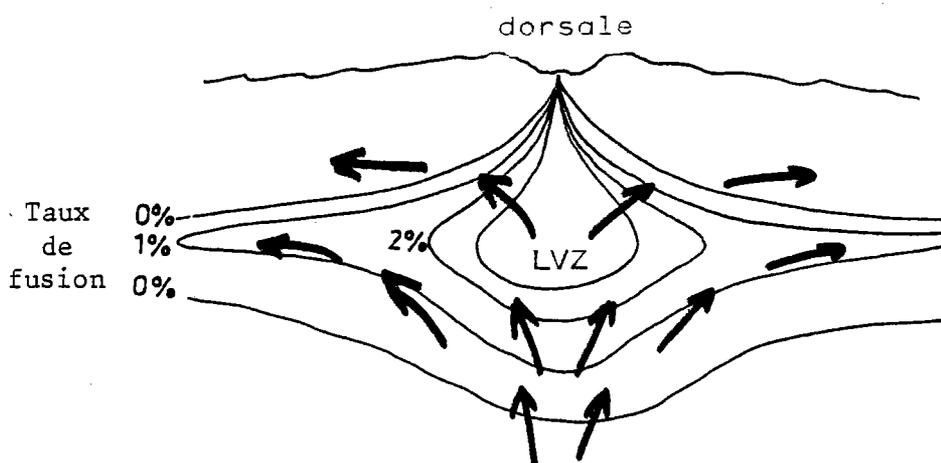


Figure 14 : Illustration de la fusion dynamique d'après Langmuir et autres (1977)

Pendant que l'ascension d'ensemble se poursuit, les liquides montent plus rapidement sous l'effet de "filtre presse" et ils sont continuellement remplacés par les nouveaux liquides provenant de la fusion continue des matériaux sous-jacents; en particulier cette fusion continue intervient en même temps que la migration continue des liquides par rapport aux phases réfractaires, et ce processus permet selon eux d'expliquer le manque de corrélation entre LREE et HREE; ce processus combiné aux précédents rend possible tous les comportements des éléments traces observés dans les basaltes de la zone FAMOUS.

6- Conclusion

En résumé tous les processus magmatiques précédents qui ont lieu avant la ségrégation, c'est-à-dire la séparation définitive de la partie résiduelle du manteau et des liquides basaltiques primitifs, ressortent assez souvent de la chimie des éléments traces, mais aussi de celles des éléments mineurs et majeurs.

La mise à jour de ces processus et l'estimation de leur importance respective et de leurs interactions peuvent permettre de cerner un bon nombre

des facteurs contrôlant la composition des liquides primitifs générés au niveau des dorsales.

C- EVOLUTION TRANSITOIRE DES LIQUIDES PRIMITIFS

Après une première ségrégation, il se peut que la remontée du liquide se fasse en plusieurs étapes par une suite de resolidification et refusion du matériel; l'évolution du liquide est alors soumise au double processus de *crystallisation fractionnée haute pression* et de fusion partielle qui rappelés le, ne sont pas les expressions simplement inverses d'un même phénomène, en particulier vis à vis des éléments majeurs qui nous intéressent (Bowen, 1928).

Le résultat paradoxale d'un tel processus peut être la formation de résidus pyroxéniques sous 10 à 30 km dans la LVZ; en effet à haute pression (3 à 10 k.bars en fonction de P_{H_2O} , voir III D 2b et c) les pyroxènes surtout le clinopyroxène, sont les premières phases à précipiter (voir la figure 17 page 44) d'après les expériences de Bender et autres (1978); le liquide résiduel dans ce cas peu probable se retrouverait anormalement enrichi en Al_2O_3 et hygromagmatophiles. La formulation d'une telle hypothèse se justifie parce qu'elle est une solution à envisager à un problème que nous verrons plus loin (voir V A 4e).

D- EVOLUTION CRUSTALE DES MAGMAS

1- Incidence structurale sur le magmatisme

L'histoire de ces liquides primitifs au cours de leur remontée, entre le moment de leur ségrégation définitive et celui de leurs épanchements dans la zone médiane des dorsales, entame une seconde phase, celle de leur refroidissement et solidification au contact de la lithosphère.

a) Evidence de l'extrusion non directe des liquides

La primitivité des basaltes peut être décelée pétrologiquement par la présence des spinelles ou bien chimiquement par leurs teneurs en chrome, en nickel ou en cobalt (Irvine, 1965, 1967; Sato, 1977); selon une communication personnelle de H. Bougault, ces teneurs sont à peu près constantes et respectivement de ~600, ~250, et ~50 ppm dans les liquides primitifs quels que soient le taux et les processus de fusion partielle. Ensuite l'apparition précoce des spinelles constitués de 30 à 40% de Cr_2O_3 , et leur sédimentation rapi-

de (III D 3a) appauvrissent subitement ces liquides en chrome; puis la cristallisation des premières olivines à leur tour emporte un peu de chrome et surtout la majeure partie du nickel et du cobalt (Gunn, 1971; Sato, 1977).

Ce que l'on constate d'après les critères précédents (III D 3b), c'est que seule une partie des basaltes parvient en surface à l'état encore primitif, c'est-à-dire non fractionné; par conséquent la remontée des liquides primitifs n'est pas suivie de leurs extrusions toujours directes à la surface de la lithosphère (Gast, 1968; Kay et autres, 1970; Frey et autres, 1974).

b) Piégeage sous-crustal

En atteignant la base de la lithosphère, ou la base de la croûte, sous 4 à 5 km de profondeur à l'axe du rift, les liquides peuvent en effet rester piégés définitivement ou temporairement sous cette base suivant une suggestion de Fowler (1978) illustrée par la figure 15 ci-dessous.

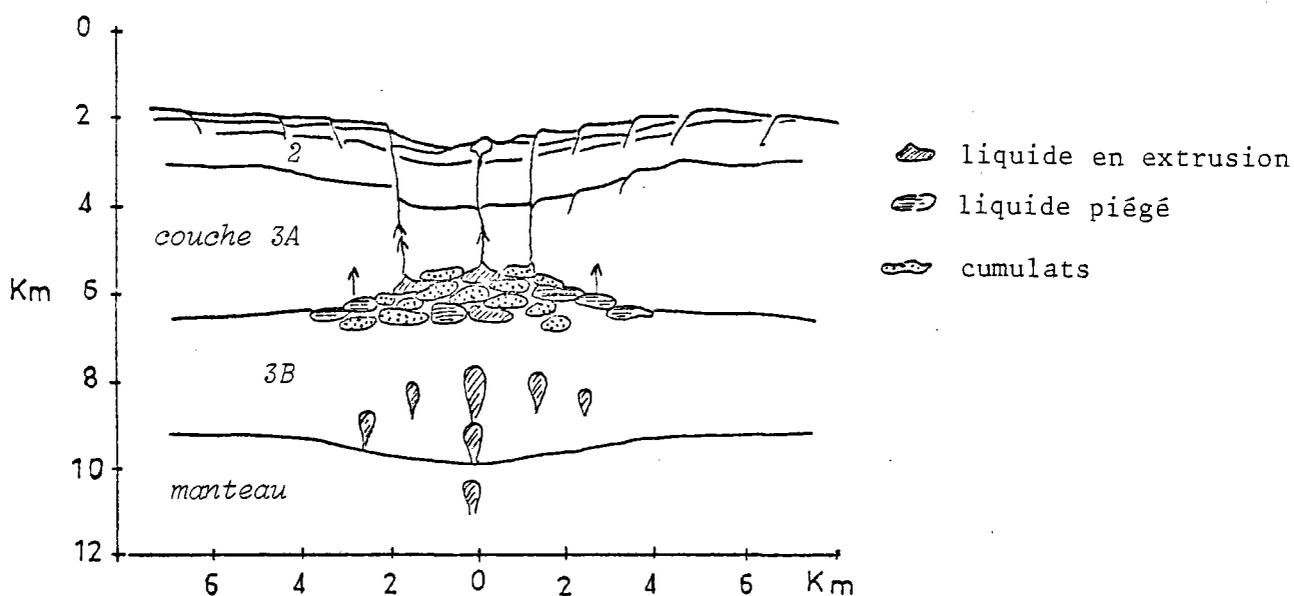


Figure 15 : Illustration du piégeage des liquides sous la croûte d'après l'hypothèse de Fowler (1978).

Ce processus permettrait la formation et l'épaississement d'une croûte inférieure de gabbros et de cumulats d'olivine et plagioclase par cristallisation fractionnée basse pression.

c) L'hypothèse de la chambre magmatique intracrustale

De nombreux pétrologues (Hekinian et autres, 1976; Bryan et Moore, 1977; Ballard et Van Andel, 1977) soutiennent qu'une grande partie des liquides primitifs, remonte et remplit une vaste chambre magmatique crustale sous

la vallée médiane des dorsales de type atlantique; cette hypothèse est attestée par les évidences thermiques (Sleep, 1975).

Bryan et Thompson (1978) maintiennent l'existence dans la zone FA-MOUS d'une telle chambre, caractérisée par sa largeur (6 km) et un zonage spatial, comme le mettent en évidence les âges semblables de certains épanchements de basaltes à plagiocalses sur les flancs de la vallée et des coulées de basaltes à olivines et de basaltes aphyriques sur le plancher interne au milieu de la vallée. Aussi les tailles importantes de certains phénocristaux et xénocristaux (~ 1 cm) et le fait qu'ils ne soient pas ou peu zonés, implique un refroidissement lent et une cristallisation tranquille, donc un stationnement de magma dans une chambre. Ils proposent de plus que cette chambre a atteint un état d'équilibre avec latéralement du magma ancien et très fractionné par accréation des murs de la chambre, et au centre des magmas frais, plus primitifs et périodiquement ajoutés, comme l'attestent respectivement la répartition des hygromagmatophiles (Ti, Sr, Zr) dont les teneurs augmentent vers les flancs de la vallée, et celles des éléments de transition lourds (Cr, Ni, Co, Cu) dont les proportions croissent jusqu'à celles de basaltes typiquement primitifs (III D 1a) vers l'axe de la vallée.

Depuis les travaux de Fowler (1976 et 1978) et de Nisbet et Fowler (1978), cette conception semble durement éprouvée en ce qui concerne les dorsales lentes. En effet à 37°N , comme à 45°N dans l'atlantique, les ondes de cisaillement se propagent d'un flanc à l'autre de la dorsale, suggérant qu'il n'existe pas de chambre magmatique crustale de l'importance prédite par les pétrologues; mais l'existence de poches crustales réduites de magma de moins de 2 km de diamètre, n'est pas exclue (figure 15).

d) Hypothèse du réservoir magmatique sous-crustal

Une variante personnelle tient compte de certaines conclusions de cette étude, élaborées plus loin, en particulier, l'importance des enrichissements en plagioclases par rapport à ceux en olivines ou pyroxènes et la stagnation des magmas avant leur épanchement final dans un espace assez grand pour permettre leur refroidissement lent (VI C4d) et leur cristallisation fractionnée. Cette variante qui permet de concilier les deux conceptions contradictoires précédentes, est que le sommet de la LVZ formant un large sillon sous-crustal, sert lui-même de réservoir magmatique dans lequel les liquides commenceraient à refroidir et à subir la cristallisation fractionnée; les parties latérales du toit de la LVZ qui sont des lieux de refroidissement et d'

enrichissement rapide en plagioclases flottants, permettent un fractionnement beaucoup plus important que dans la zone axiale; et la largeur du sillon permet l'alimentation en magma de toutes les failles de la vallée médiane; il est permis de supposer la formation d'une semelle de cumulats d'olivines et pyroxènes s'épaississant surtout latéralement sous ce sillon, comme l'ont suggéré beaucoup de pétrologues; mais on l'a vu, le modèle de la "fusion dynamique" oblige l'enlèvement continu de ces cumulats qui d'ailleurs, vue leur densité, celle du liquide refroidi qui les imprègne et leurs formations essentiellement latérales, entraînent une convection dans un mouvement descendant et bissymétrique sous les flancs de la vallée médiane. (figure 16).

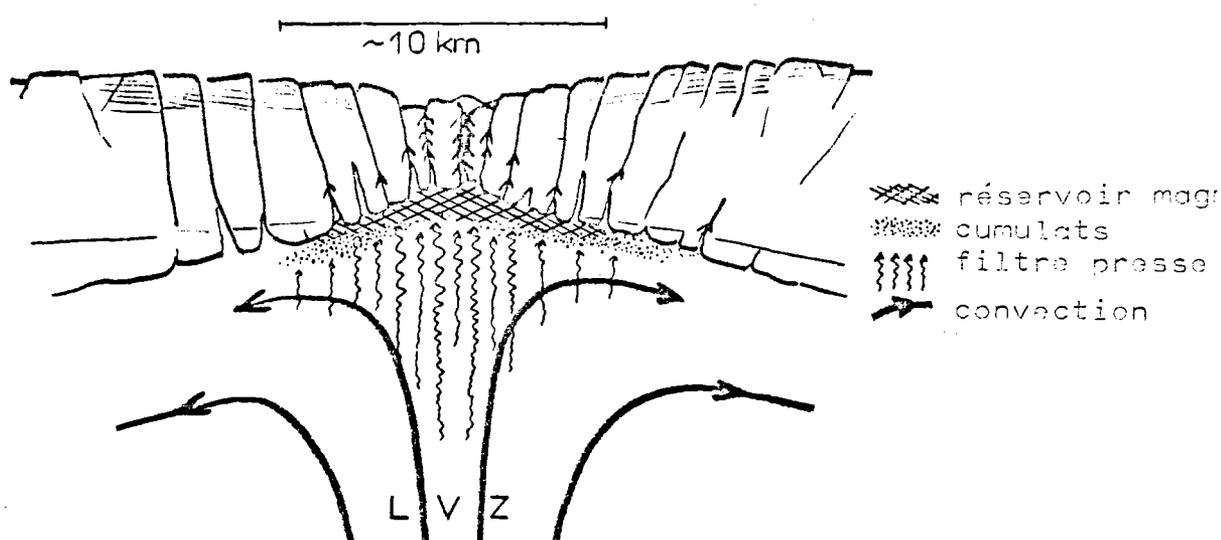


Figure 16 : Hypothèse du réservoir magmatique sous-crustal.

De plus l'épaississement de la croûte en s'éloignant de l'axe de la vallée favorise le refroidissement des magmas injectés dans les failles, et donc les chances d'être épanchés de ces magmas diminuent très rapidement en s'éloignant de la zone axiale. Les études magnétiques de la dorsale atlantique entre 36° et 37°N indiquent en effet que plus de 90% des épanchements se produisent au niveau du plancher interne qui peut être de largeur très variable (1 à 11 km) suivant les tronçons de dorsales (Mac Donald, 1977).

e) Le cas des dorsales rapides

Sous les dorsales rapides du type est-pacifique, Orcutt et autres (1975) et Rosendahl (1976) proposent, contrairement à la dorsale atlantique, l'existence d'une zone axiale intra-crustale amortissant les ondes sismiques; cette zone d'après eux peut correspondre à une chambre magmatique d'une largeur maximum d'une dizaine de kilomètres et d'une hauteur de 3-4 kilomètres,

c'est-à-dire de l'importance de celle attendue par les pétrologues. (voir III D 1-c).

2- La cristallisation fractionnée basse pression

Le stationnement de magma dans une hypothétique chambre crustale (ou dans un réservoir sous-crustal !) permet son refroidissement lent dans des conditions de basse pression (0,5 à 1,5 k.bars dans le cas d'une chambre magmatique et 1,5 à 3 k.bars dans le cas d'un réservoir sous-crustal d'après mes estimations). La cristallisation fractionnée par précipitation de phases solides au cours du refroidissement du liquide est un des plus importants processus de différenciation des magmas (Bowen 1928).

a) Ordre d'apparition des phases

Les diagrammes de phases ternaires basse pression, établis expérimentalement tels que diopside - albite - anorthite (Bowen, 1928); diopside - forsterite - silice (Kushiro et Schairer, 1963); ou bien anorthite - forsterite - silice (Andersen, 1915) dont les pôles correspondent à la plupart des composants essentiels des basaltes océaniques, permettent de déduire l'ordre d'apparition des phases solides et de suivre l'évolution chimique du liquide. Les compositions des basaltes primitifs se situent le plus souvent dans le champ des olivines assez près de la cotectique olivine - plagioclase; l'ordre de cristallisation le plus classique est donc : (spinnelle), olivine, olivine et plagioclase, (olivine !) et plagioclase et pyroxènes.

b) Pression fluide

La pression fluide est un facteur important pouvant contrôler la température d'apparition des phases; en effet à pression lithostatique constante, une augmentation de la pression des fluides retarde la cristallisation du plagioclase (Bowen, 1913; Yoder et autres, 1957); le spinnelle, l'olivine et les pyroxènes de par leurs réseaux cristallins plus compactes, ne semblent pas affectés par la pression fluide. Cette pression fluide dans un liquide dépend de la pression lithostatique, des phases cristallines en présence et bien sûr de la quantité des fluides. D'après A.T. Anderson (1975), H₂O et CO₂ sont les fluides essentiels des basaltes. Au cours de la fusion partielle du manteau, les fluides grâce à leur solubilité plus grande dans les liquides que dans les phases solides, se trouvent concentrés dans ces liquides; par conséquent ils doivent être décelables dans les basaltes, tout au moins dans les verres basaltiques qui contrairement aux roches sub-cristallines, restent im-

perméables à l'eau de mer. Moore (1970), Moore et Schilling (1973) et Delaney et autres (1978) ont montré que les verres basaltiques océaniques étaient largement sous-saturés en fluides; ils contiennent à peine 0.2 à 0.3% d' H_2O et un minimum de 0.04% de CO_2 pour autant que ces verres ont dû subir un certain dégazage, comme en témoignent les vésicules, au cours de leur épanchement (Pineau et autres, 1976). Il semble par conséquent que les effets de la pression fluide sur la cristallisation fractionnée puissent être négligeables dans le cas des basaltes océaniques.

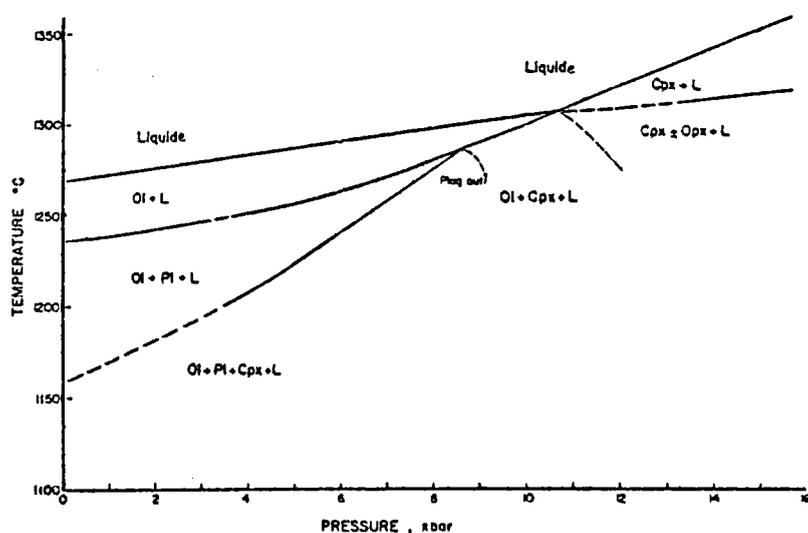


Figure 17 : Relations de fusion à sec d'un basalte primitif MAR par 37°N d'après Bender, Hodge et Bence (1978).

c) Pression lithostatique

Les récents travaux de Bender, Hodge et Bence (1978) illustrés par un diagramme (figure 17), montrent à pression fluide nulle, les effets de la pression lithostatique sur la cristallisation d'un basalte primitif (527-1-1) de la zone FAMOUS. Ils précisent de plus qu'une faible quantité d'eau (0.5%) peut réduire la pression d'apparition du clinopyroxène en tant que première phase jusqu'à environ 3 k.bars.

d) Evolution du liquide résiduel

L'évolution de la composition chimique du liquide au cours de la cristallisation fractionnée se fait en fonction de l'ordre d'apparition des phases solides et de leurs compositions.

A basse pression, schématiquement et relativement aux teneurs initiales en oxydes, le liquide commence par s'appauvrir en Cr_2O_3 et MgO qui sont emportés par la précipitation de spinelle et d'olivine riche en forstérite (Mg_2SiO_4), puis il s'appauvrit également en Al_2O_3 et CaO au cours de la précipitation additionnelle de plagioclase riche en anorthite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$); enfin quand apparaissent les pyroxènes, il continue à s'appauvrir en tous ces éléments mais surtout en CaO qui entre à la fois dans la constitution des plagioclases et des clinopyroxènes lesquels sont riches en diopside ($\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$). Au fil de ce processus, le liquide subit un enrichissement relatif par la concentration des éléments entrant tardivement dans la constitution des principales phases telles que Na_2O , FeO et SiO_2 ; le liquide tend en particulier à se sur-saturer en silice et surtout il s'enrichit en hygromagmatophiles tels que TiO_2 , P_2O_5 et K_2O .

e) Facteurs évaluant la différenciation

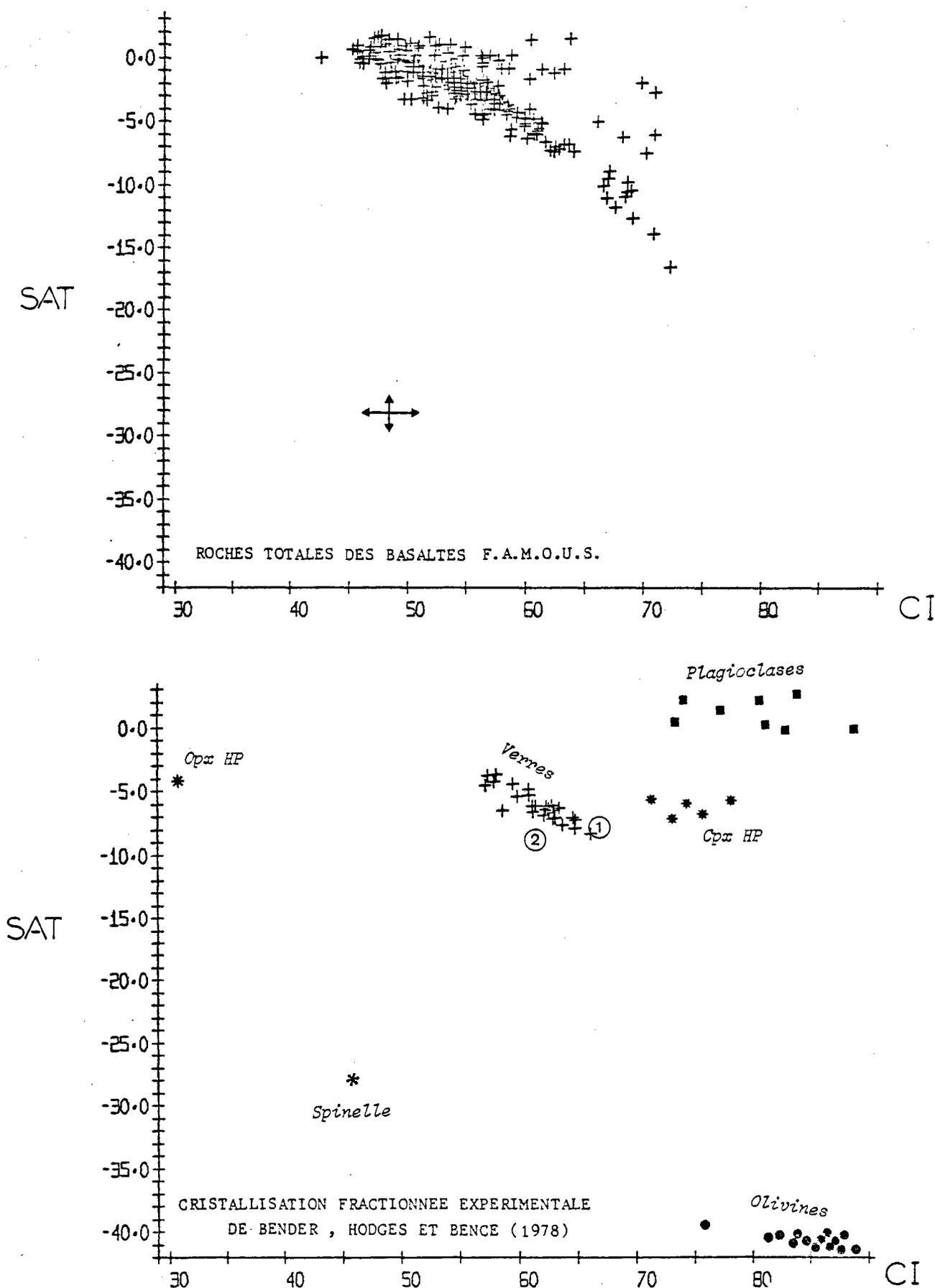
Différents facteurs peuvent être utilisés pour évaluer la différenciation par cristallisation fractionnée.

Les éléments hygromagmatophiles tels que TiO_2 , P_2O_5 , etc..., étant donné qu'ils n'entrent pratiquement pas dans les phases en cours de cristallisation, se concentrent dans les liquides résiduels et sont donc très sensibles à la cristallisation fractionnée; connaissant leurs concentrations initiales (C_0) et finales (C_1), la fraction F de liquide résiduel peut être estimée par la relation :

$$F = C_0/C_1$$

cependant les liquides primitifs ont des teneurs en hygromagmatophiles dépendants beaucoup du degré de fusion partielle (III B3), par conséquent leur utilisation est rendue difficile.

Poldervaart et autres (1964) ont conçu un index de cristallisation CI qui tient compte à la fois du fractionnement des minéraux calco-alumineux et des minéraux ferro-magnésiens caractérisant les roches mafiques; il est donc très sensible et approprié au spectre de différenciation relativement étroit des basaltes océaniques; il se définit comme la somme normative de l'anorthite, du diopside magnésien, de la forstérite, de l'enstatite convertie en forstérite et du spinelle calculé à partir du corindon; les mêmes auteurs utilisent également la saturation en silice définie précédemment.



Figures 18 et 19 : Evolution de la saturation en silice (SAT) en fonction de l'index de cristallisation (CI) des basaltes de la zone FAMOUS, et des phases liquides et solides d'après les résultats de l'expérience de cristallisation fractionnée de 0 à 15 Kbars de Bender et autres (1978).

Les figures 18 et 19 montrent l'application de ces facteurs, en haut sur les roches totales de la zone FAMOUS (analyses du Centre Océanologique de Bretagne) et en bas sur les analyses de verres et phénocristaux de l'expérience entre 0 et 15 k.bars de Bender et autres (1978); les minéraux ont été reportés après des calculs normatifs identiques à ceux des verres et roches totales. On voit que les fractionnements de spinelle ou d'olivine tendront à sur-saturer le liquide, celui de plagioclase tendra par contre à le sous-saturer, le fractionnement des pyroxènes n'infléchira pas beaucoup l'évolution de la saturation qui dans son bilan global, comme on l'a vu, tend à croître; et dans tous les cas, sauf celui de fractionnement de spinelle en faible quantité, il est vrai, et d'orthopyroxène qui n'apparaît que sporadiquement au-dessus de 12 k.bars dans leur expérience, les liquides évoluent corrélativement avec une diminution de leur index de cristallisation.

Le calcul de l'incertitude de ces facteurs a été effectué en assumant des erreurs de mesure à la microsonde électronique de 2% (d'après une communication personnelle de H.Bougault), et il apparaît que la dépendance de ces facteurs vis à vis du calcul normatif, leur donne des marges d'incertitude relativement importantes (- 4%); pour cette raison, ils ont été peu utilisés au cours de ce travail.

Le facteur idéal, en ce qui nous concerne, doit tenir compte des seuls *éléments majeurs*, et être sensible à la cristallisation fractionnée; les moyennes et écarts types des teneurs d'oxyde des verres basaltiques océaniques (voir planches 32 et 40) nous permettent d'évaluer leurs variabilités moyennes qui sont définies ici par le rapport : $100 \times 2 \times \text{écart type/moyenne}$:

SiO ₂	4%
Al ₂ O ₃	17%
FeO*	26%
MgO	29%
CaO	19%
Na ₂ O	18%

Le FeO* et le MgO sont par conséquent les oxydes aux teneurs les plus variables; de plus ils présentent l'avantage de varier continuellement dans le liquide résiduel puisqu'ils entrent dans la composition des phénocristaux de spinelle, d'olivine, et de pyroxènes qui cristallisent en se relayant sans discontinuité de l'état liquide primitif à l'état entièrement solide des magmas, ceci contrairement à l'Al₂O₃ et au CaO.

Ces deux oxydes varient inversement; leur *rapport* Fe^{2+}/MgO a été pris comme facteur de préférence au rapport $Mg/Mg + Fe^{2+}$ en % atomique utilisé par certains (Irvine, 1967; Bender et autres, 1978); ce facteur a une variabilité de 30% dans les verres basaltiques MAR et de 52% dans les verres EPR (contre respectivement 15 et 20% pour le CI) et une incertitude de mesure comparée à la variabilité de $\pm 4\%$ (contre $\pm 15\%$ pour le CI); de plus il a l'avantage d'être *relativement peu sensible au taux de fusion partielle* puisque le manteau reste toujours saturé en minéraux ferro-magnésiens. Néanmoins ce facteur décroît légèrement quand le degré de fusion augmente étant donné, comme nous l'avons vu, la fusibilité préférentielle des phases ferriques (III B3); la fusion expérimentale de la péridotite synthétique de Reay et Harris (1963) montre que ce rapport diminue de 1.15 à 0.7 en fonction de degré de fusion partielle croissant de 4 à 28% (figure 10, page 35); la péridotite ($FeO^*/MgO = 0.35$) qu'ils ont choisie, résulte d'une moyenne de péridotites naturelles très peu résiduelles (voir Nockold, 1954) et par conséquent sa composition devrait être proche de celle du manteau primaire; en fait nous verrons que ce choix est discutable (V A4e).

3- Cumulation gravitionnelle

Les cumulations par décantation ou flottation des cristaux apparaissant dans le magma est aussi un processus de différenciation magmatique important dont dépend la composition des basaltes.

a) Densités et comportements des phases

Bowen en 1915 avait déjà démontré que les densités des cristaux, différant de celles des liquides, expliquaient leurs propensions à couler ou à flotter; après lui les travaux de nombreux chercheurs (Hall, 1932; Ingerson, 1935; Wager et Deer, 1939; etc...) ont largement diffusés les théories de la cristallisation fractionnée et de la cumulation gravitionnelle des cristaux dans les magmas.

α) Liquides basaltiques

Murase et Mac Birney (1973), Bryan et Moore (1977) ont mesuré les densités de divers liquides basaltiques; celles-ci varient entre 2.6 et 2.8 g/cc.

β) Olivines

Ford (1958) a publié la densité d'une forsterite de 3.27 à 3.37g/cc; d'après Clark (1966), la fayalite a une densité de 4.39; les phénocristaux d'olivines des basaltes océaniques qui selon les résultats de cette étude sont constitués de 80 à 90% de forsterite (voir VI C3) ont donc des densités de l'ordre de 3.5g/cc.

γ) Clinopyroxènes

Le diopside, l'hédenbergite et l'enstatite qui sont trois pôles de composition des pyroxènes ont des densités respectives de 3.28, 3.55 et 3.20 (Clark, 1966); le pôle ferrosilite n'est pas précisé mais n'est pas nécessaire; un calcul en fonction de la composition moyenne approximative des phénocristaux de clinopyroxène des échantillons étudiés plus loin, c'est-à-dire 40% de wollastonite, 50% d'enstatite et 10% de ferrosilite (voir VI C5) donne une densité de l'ordre de 3.3g/cc.

Les densités des phénocristaux tant d'olivine que de clinopyroxène sont par conséquent bien plus élevées que celles des liquides, et ces phases couleront rapidement.

δ) Plagioclases

L'anorthite et l'albite ont des densités respectives de 2.76 et 2.62 (Clark, 1966); on peut préciser que selon les constatations de cette étude, les plagioclases des basaltes océaniques ne contiennent pas d'orthoclase (voir VI C4); en effet la densité (2.55) assez faible de l'orthoclase aurait pu jouer de façon décisive dans leur comportement. En effet, les densités très voisines des liquides et des constituants des plagioclases laissent soupçonner l'ambiguïté du comportement de ces derniers.

Les travaux récents de Campbell et autres (1978) mettent en évidence la propension statistique des plagioclases à forte teneur en anorthite (> 75% an) à couler; et inversement la propension très grande des plagioclases à teneurs moyenne et faible en anorthite (< 75% an) à flotter dans des liquides basaltiques divers. Campbell (1978) souligne que les inclusions de spinelle, titanomagnétite et autres que l'on rencontre effectivement quelquefois dans les plagioclases d'après cette étude (voir en annexe les échantillons V25-1-T85 et E21-11) et également les aggrégations possibles avec d'autres phases (olivine, pyroxènes), suffisent à faire couler les phénocristaux de plagioclases.

Walker et autres (1977) et Roeder et autres (1977), relatent des expériences aux cours desquelles les plagioclases flottent le plus souvent. Bryan et Moore (1977) ont publiés des mesures de densité, relatives à un basalte de la zone FAMOUS; ils trouvent que les plagioclases (2.77 ± 0.03) flottent. Shibata et autres (1979, in press) confirment expérimentalement la flottation des plagioclases d'un basalte de la zone de fracture Oceanographer (MAR par 35°N); cependant ils supposent leur stagnation très possible.

ε) Spinelles, titanomagnétites, magnétites et pyrites

Les phases mineures spinelles, titanomagnétites, magnétites et pyrites sont constituées en grande partie d'éléments lourds tels que le chrome, le titane et le fer (voir VI C2); leurs fortes densités consécutives les font couler rapidement.

En résumé, tous les cristaux apparaissant dans les liquides basaltiques océaniques coulent à l'exception des plagioclases vis à vis desquels il faut rester prudent.

L'ordre d'apparition des phases, leurs propensions différentes à couler ou à flotter, la viscosité des liquides qui est surtout une fonction de la température, les mouvements d'extrusion et de convection probables dans le réservoir magmatique crustal ou sous-crustal, se combinent pour répartir les différents cristaux dans le magma et constituer les divers types de basaltes plus ou moins porphyriques, épanchés ou intrusifs au niveau des dorsales océaniques.

b) Les types pétrographiques résultant

Les analyses modales (voir en annexe) d'un échantillonnage représentatif de basaltes (II 2c) donnent une idée de la fréquence de ces types.

α) Basaltes à spinelles (in extenso)

Les basaltes comprenant des spinelles sont une minorité de cas, 10/45 des échantillons étudiés ici en contiennent; quand ils sont nombreux et accompagnés d'olivines euhedrales, alors il peut s'agir de basaltes primitifs.

β) Basaltes à olivines (i.e.)

Les basaltes comprenant des phénocristaux d'olivines sont bien représentés soit 27/45 des échantillons étudiés ici; un petit nombre de cas (4/45) où les olivines sont associées à des spinelles et très peu de plagioclases, rejoint le paragraphe précédent; autrement les olivines sont très souvent accompagnées de plagioclases (23/45) et rarement seules. Vue la densité élevée des olivines, on peut prétendre que beaucoup d'entre elles ont pu être déplacées; pourtant, ces échantillons présentent très rarement des textures de cumulat ou d'enrichissement prononcé en olivines; seulement 5/45 des échantillons de cette étude montrent plus de 4% de phénocristaux d'olivine avec un maximum de 7%; en effet leurs coulées rapides favorisent une concentration dans le fond des réservoirs magmatiques; les magmas très enrichis en olivines ne se retrouvent ainsi pas souvent expulsés. Les basaltes picritiques comme ceux de la zone FAMOUS (Hékinian et autres, 1976) et ceux de la zone de fracture Siqueiros de la dorsale est-pacifique par 9° Nord, font figure d'exception par leur rareté et leur fréquente association à des contextes particuliers.

γ) Basaltes à plagioclases (i.e.)

Les basaltes comprenant des phénocristaux de plagioclase sont certainement les plus abondants (36/45). Ces plagioclases sont quelquefois associés à des spinelles, et il semble d'après cette étude que, quand c'est le cas, les basaltes se révèlent très porphyriques (4/45 des cas avec 10 à 35% de plagioclase et 0 à 7% d'olivine); il s'agit peut être de basaltes enrichis par sédimentation de phénocristaux. Très souvent, les basaltes à plagioclases présentent un caractère assez porphyrique en même temps qu'une nette prépondérance de cette phase (17/45 des cas avec 6 à 15% de plagioclase et souvent pas plus de 2-3% d'olivine); il s'agit vraisemblablement de basaltes enrichis par flottation de plagioclases.

Le reste des basaltes à plagioclases comprend entre autre, ceux très faiblement porphyriques à microphénocristaux de plagioclase et parfois d'olivine (à peu près 12/45 des cas avec moins de 4% de plagioclase et 0 à 2% d'olivine); il peut s'agir de basaltes cotectiques.

δ) Les basaltes à pyroxènes (i.e.)

Les basaltes océaniques comprenant des phénocristaux de clinopyroxène (l'orthopyroxène n'existe que dans les matrices d'après mes observations) ne sont pas très fréquents (6/45) d'après cette étude. Généralement ces clinopyroxène sont toujours accompagnés de plagioclases et quelquefois d'olivines et ils indiquent que le liquide a atteint une composition eutectique; aussi il semble que les basaltes enrichis en phénocristaux de clinopyroxène, soient rares, les échantillons de la zone FAMOUS n'en comprennent pratiquement pas à l'exception de l'échantillon ARP 73 10-3, d'après Bryan et Thompson (1979).

4- Les différenciations par dissolution ou rééquilibrage de xénocristaux.

Des processus de différenciation mineurs peuvent aussi accompagner les migrations et les cumulations de phénocristaux, en particulier la *résorption* de ceux-ci dans les liquides plus profonds et plus chauds que ceux dont ils proviennent. Selon Bryan et Thompson (1979), c'est peut être l'explication qu'il faut donner à la rareté des xénocristaux de pyroxène dans la zone FAMOUS. Il peut aussi se produire des *rééquilibrages* des cristaux dans des liquides plus froids que ceux qui les ont formés; ce phénomène explique en particulier le zonage de certains phénocristaux de plagioclase.

5- L'hypothèse des mélanges magmatiques

α) Le contexte relativement simple des dorsales médio-océaniques peut laisser espérer une mise en évidence claire des différents processus magmatiques; pourtant la fusion partielle, la cristallisation fractionnée et les divers processus vus précédemment ne suffisent apparemment pas à rendre compte de toutes les anomalies de composition des basaltes océaniques d'après certains auteurs (ci-dessous).

Nous verrons (V A 4 , figure 33) que les proportions de clinopyroxène fractionné dans la moyenne des basaltes, calculées d'après les variations de composition des verres par seule cristallisation fractionnée, atteignent 10 à 20% des phénocristaux, suivant la série basaltique considérée (OSORB ou SORB, voir V A3); or ces proportions, malgré leur faible importance, dépassent largement celle, très inférieure à 2% des phénocristaux, évaluée d'après la moyenne des analyses modales (en annexe) d'un échantillonnage représentatif de basaltes océaniques (voir aussi III D 3bδ).

En second lieu, les éléments incompatibles (Ti, REE, LIL, ...) sont paraît-il, trop concentrés dans les compositions évoluées pour que ces dernières descendent par seule cristallisation fractionnée des compositions primitives, en résumé : $CL \gg Co/F$ (Dungan et Rhodes, 1978; Rhodes et autres, 1977).

D'après les auteurs précédents, ces constatations sont dues à l'intervention systématique d'un autre processus; les variations de composition observées peuvent résulter des manifestations combinées de la cristallisation fractionnée et de mélanges magmatiques (magma mixing). La théorie des mélanges appliquée aux basaltes océaniques peut être décrite comme le mélange des nouveaux liquides avec un magma permanent dans la chambre, maintenu dans un équilibre de composition constante grâce aux effets complémentaires de son fractionnement et de son rajeunissement continu.

Le renouvellement magmatique continu en particulier, conserverait le liquide chimiquement et thermiquement au-dessus de la saturation en pyroxène, ce qui entraînerait une cristallisation essentiellement d'olivine et de plagioclase ; et le fractionnement de ces cristaux implique la concentration anormale des hygromagmatophiles des liquides successifs dans la chambre magmatique. Cette théorie sous entend au niveau des dorsales, l'existence

temporellement continue d'une chambre magmatique; ceci n'est possible que par un apport régulier de nouveaux magmas.

Des critiques sont néanmoins à faire à certains des précédents auteurs; ils ne tiennent pas compte des différents degrés de fusion partielle possibles et donc de la série de compositions large des liquides primitifs surtout vis à vis des hygromagmatophiles. D'autre part, ils avancent que l'augmentation du $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ dans les verres en inclusion ou résiduels, au cours du fractionnement est une preuve irréfutable des mélanges magmatiques; or ce rapport commence par diminuer puis croît au cours des cristallisations fractionnées expérimentales de Bender et autres (1978) et Walker et autres (in press), comme le montre la figure 20 ci-dessous.

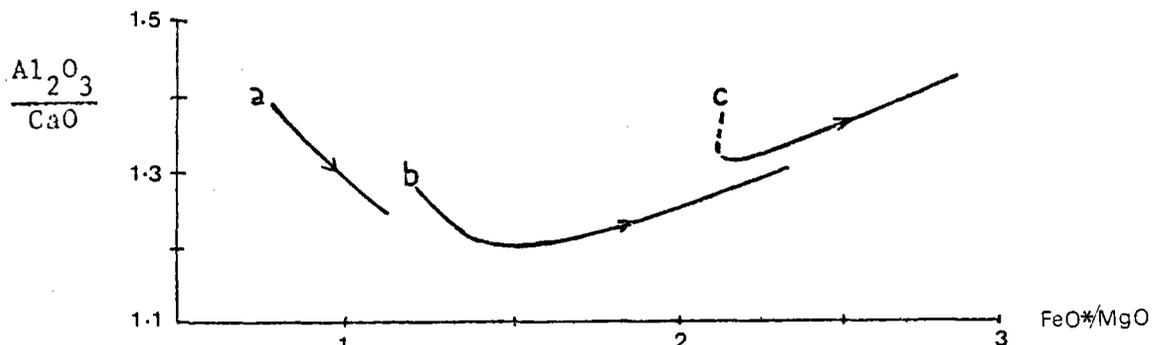


Figure 20: Evolution d' $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ au cours de la cristallisation fractionnée d'après les expériences 'a' de Bender et autres (1978) et 'b et c' de Walker et autres (à paraître).

β) Joron et autres (1976) ont démontré grâce aux éléments traces que ce processus n'était pas valide pour la zone FAMOUS; leur méthode utilise des éléments hygromagmatophiles dont le comportement vis à vis de la fusion partielle diffère franchement de celui vis à vis de la cristallisation fractionnée, tels que l'euporium et le thorium (figure 21).

Au cours de la cristallisation fractionnée d'un liquide le rapport Eu/Th reste constant; les effets de la cristallisation fractionnée sont donc visualisés par des droites "CF" passant par l'origine, et les limites inférieures de ces droites, c'est-à-dire aux teneurs en Eu et Th minimum, correspondent aux compositions les plus primitives.

La composition du liquide primitif en fonction du taux de fusion partielle varie suivant la théorie des comportements des éléments traces (voir Arth, 1976; Hertogen et Gijbels, 1976; etc...) comme la courbe "FP"; l'extrémité supérieure de cette courbe, c'est-à-dire aux teneurs Eu et Th maximum, représente les liquides primitifs de plus faible fusion partielle.

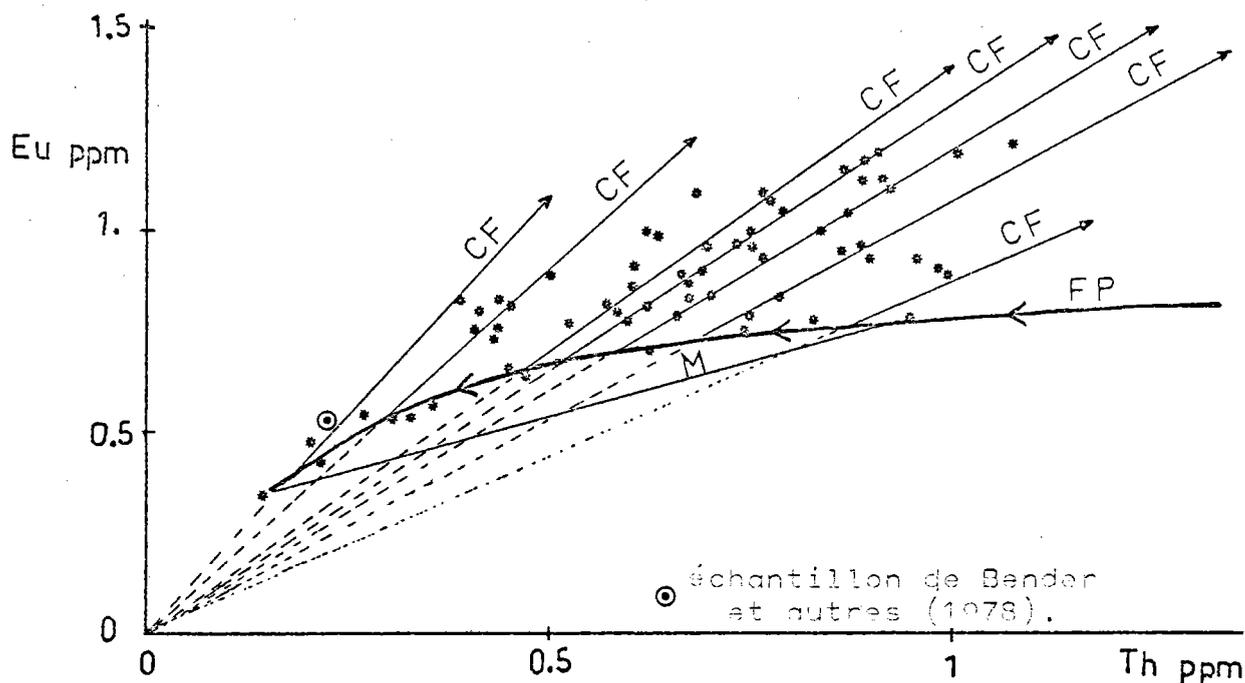


Figure 21 : Evolution des teneurs en europium et thorium des basaltes de la zone FAMOUS en fonction de la fusion partielle (FP) et de la cristallisation fractionnée (CF) d'après Joron et autres (1976).

On constate que cette courbe théorique passe aux incertitudes de mesures près par les compositions les plus primitives; ce qui est conforme à une fusion partielle à l'équilibre et, selon eux, suffit à démontrer la non validité du processus des mélanges magmatiques dans la zone FAMOUS; en effet ce processus se traduirait théoriquement par la présence de nombreuses compositions dans l'espace au-dessus de la ligne "M" et l'effacement des compositions primitives extrêmes.

6- Les évolutions post-éruptives

a) Epanchement sous-marin

Les épanchements de ces magmas, essentiellement sous forme de pillow lavas, se produisent sans doute à la faveur du jeu des nombreuses failles scindant la croûte parallèlement à l'axe de la dorsale et, de ce fait, leur répartition quoique prépondérante dans la zone axiale, peut couvrir

une certaine largeur de la vallée du rift des dorsales lentes et de la crête des dorsales rapides.

Ce volcanisme sous-marin, du fait du refroidissement rapide au contact de l'eau de mer, favorise la solidification brutale d'une lisière de verre noir de 1 à 2 cm d'épaisseur à la surface des coulées, tandis que la cristallisation croissant en couches concentriques vers l'intérieur des pillows, différencie une zone intermédiaire à texture variolitique et un coeur microcristallin.

b) Evolution tardimagmatique

Paster (1968), Nicholls (1965), Moore (1965), Shido et autres (1974), etc ... ont étudié la différenciation chimique au sein de mêmes pillows frais; elle est, d'après eux, négligeable et ne concerne pratiquement que le K_2O et le rapport Fe_2O_3/FeO^* qui augmentent légèrement vers l'intérieur des pillows; il se peut que la migration des derniers liquides et des volatils vers le coeur des pillows en soit la cause.

On peut avoir, également selon eux, de nombreuses recristallisations *sans perturbation chimique* globale ni addition d'eau de mer, à la faveur de l'activité hydrothermale.

c) Altération

α) Le cas des roches totales

Les auteurs précédents, aussi Corliss (1970), Hart (1969), Thompson (1973), Matthews (1971), Hart et autres (1974), etc ... ont mis en évidence les effets importants de l'altération sur la composition des basaltes océaniques; Hekinian (1971) et Hart (1973) pour leur part, ont apprécié l'importance de l'âge des épanchements vis à vis de l'altération.

Il ressort de ces travaux que les basaltes s'altèrent rapidement sur le fond des océans et par conséquent que leur chimie n'est pas toujours représentative des magmas initiaux.

Schématiquement l'altération débute par une *hydratation* et une *oxydation* importante des matériaux; l'oxydation affecte particulièrement la

teneur initiale en Fe_2O_3 . Le diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}^*$ - Perte au Feu (H_2O^- , H_2O^+ , CO_2 ...) des échantillons de la zone FAMOUS (analyses du Centre Océanologique de Bretagne), met en évidence la bonne corrélation de ces deux phénomènes (planche 25); il permet aussi d'estimer une teneur initiale moyenne en fluide (H_2O^- , CO_2 ...) de $\sim 0.3\%$.

Le diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO}^*$ (figure 22) de basaltes océaniques divers (voir référence en II 1b) montre une dispersion importante des teneurs en Fe_2O_3 des roches totales par rapport aux teneurs des verres frais qui sont de l'ordre de 0.9 à 1.7% d'après Shido et autres (1974); une estimation de la teneur initiale moyenne en Fe_2O_3 en fonction de FeO^* ($\text{FeO}^* = \text{total du fer en tant que FeO}$) a été calculée par dispersion corrigée, à l'aide d'un programme personnel (BARYC) :

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.14 \times \text{FeO}^*$$

Cette relation est relativement conforme à celle ⁽¹⁾ établie d'après les verres basaltiques par Brooks (1976).

Le paramètre le plus sensible pour mesurer l'altération d'un basalte étant certainement son hydratation, c'est-à-dire sa teneur en H_2O^+ , ou à défaut sa perte au feu (H_2O^- , CO_2 , H_2O^+ ...), il a été utilisé sur les échantillons de la zone FAMOUS (planche 25) pour tenter de déceler la sensibilité à l'altération des différents oxydes. Dans ces diagrammes, il faut malheureusement tenir compte de la chronologie et de la différenciation non aléatoires des épanchements de basaltes de cette zone (III D 1c); en effet les magmas les plus récents, donc les moins altérés, tendent également à être les plus primitifs et réciproquement; ceci est bien visible sur les diagrammes SiO_2 et $\text{MgO} - \text{PF}$ où les compositions les plus pauvres en silice et riches en magnésium, donc les plus primitives, correspondent aux basaltes à olivines, peu hydratés car récemment épanchés au centre du plancher interne de la zone FAMOUS.

(1) D'après Brooks : $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}_{\text{tot}} = 0.15$, ce qui est équivalent de $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.133 \times \text{FeO}^*$

Figure 22, 23 et 24 : Relations $\text{Fe}_2\text{O}_3 = f(\text{FeO}^*)$, $\text{MnO} = f'(\text{FeO}^*)$ et $\text{P}_2\text{O}_5 = f''(\text{TiO}_2)$ dans les roches totales des basaltes océaniques MAR et EPR(voir pages 22 et 57).

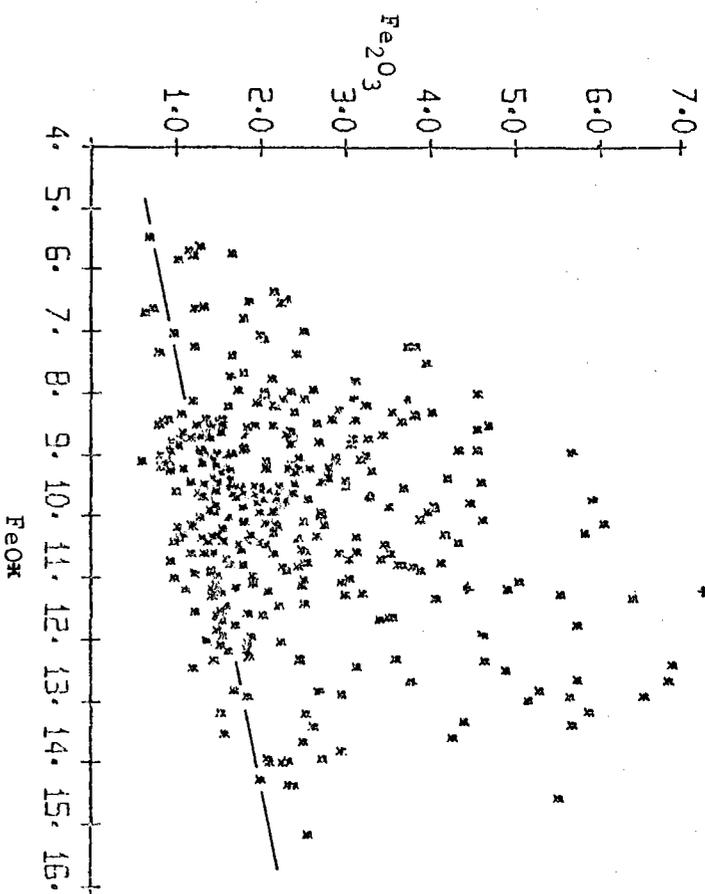


Figure 22.

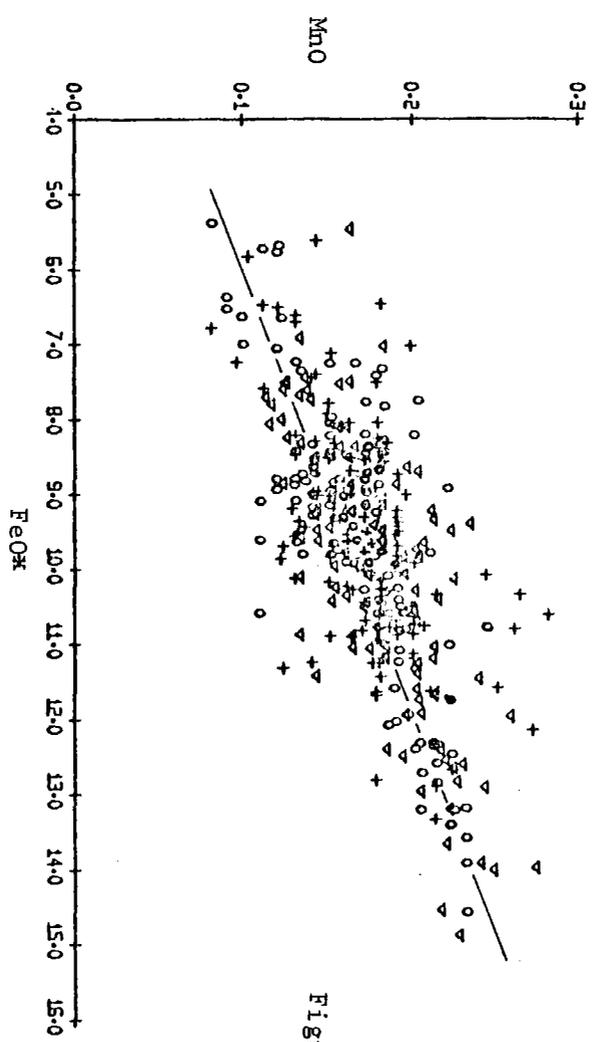


Figure 23.

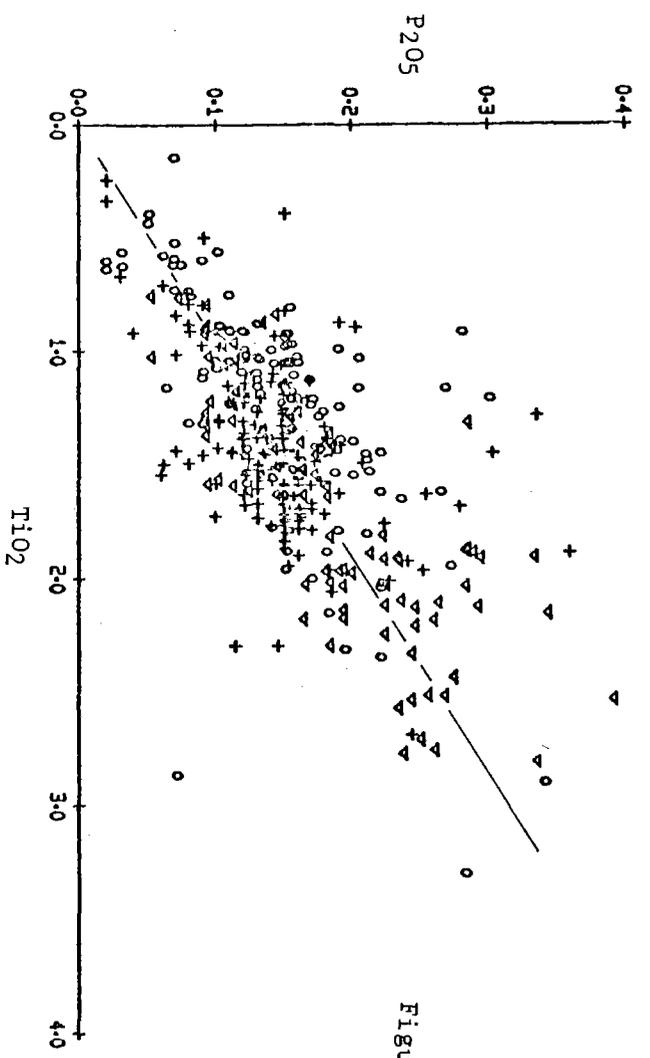


Figure 24.

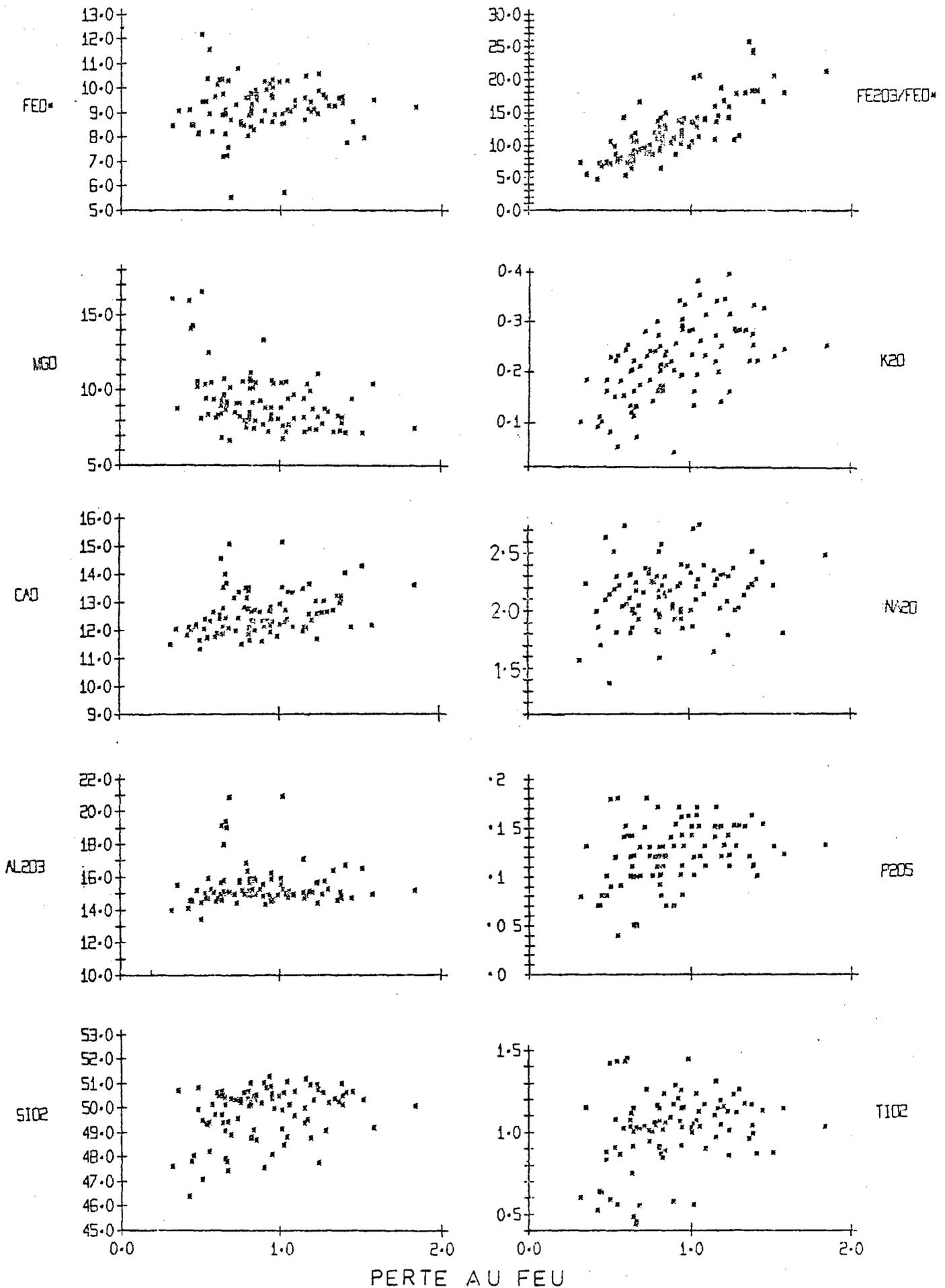


Figure 25 : Evolution de la composition des roches totales des basaltes de la zone FAMOUS en fonction de leur Perte au Feu (PF = H_2O^- , CO_2 , H_2O^+ ...).

De façon générale, compte tenu de la remarque précédente et que les oxydes ont été recalculés à 100% pour éliminer l'effet de la teneur variable en H_2O^+ , seul le Fe_2O_3/FeO^* et le K_2O montrent des covariances nettes avec l'hydratation; si le Fe_2O_3 est facilement recalculable par la relation $Fe_2O_3 = 0.14 \times FeO^*$, par contre il n'est pas envisageable de recalculer le K_2O étant donné le comportement particulier des éléments LIL.

En conclusion de ces diagrammes, une hydratation par moins de 2% d' H_2O , s'accompagne d'une altération négligeable pour la plupart des oxydes sauf pour le Fe_2O_3 qui est corrigeable.

β) Le cas des verres

Généralement, il est admis que le coeur des pillows offre les parties les moins affectées par l'altération; néanmoins Byerly et autres (1974) ont attirés l'attention sur l'avantage certain des verres basaltiques. En effet si l'altération des verres est assez rapide (Furnes, 1975), elle se propage suivant une surface de réaction contrairement aux zones variolitiques et microcristallines qui s'altèrent dans leur volume.

La microsonde électronique offre la possibilité d'effectuer des analyses ponctuelles et précises dans les portions fraîches du verre d'un échantillon. Les études microsondes ne décèlent pas de gradients significatifs de diffusion à travers le verre près des interfaces d'altération comme le montre la figure 26 d'après Baragar et autres (1977).

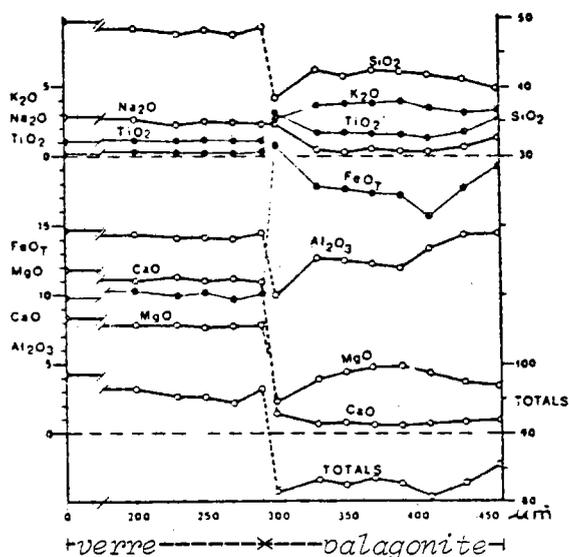


Figure 26 : Différentiation d'un verre basaltique en palagonite au niveau d'une surface d'altération à l'échelle de quelques centaines de microns d'après Baragar et autres (1977).

En outre, Byerly et autres (1974), montrent l'homogénéité des verres à l'échelle de la lame mince, du pillow et parfois à l'échelle d'un même forage.

En conclusion, les verres basaltiques rendent compte aux incertitudes de mesure près, bien entendu, de la composition initiale des basaltes et par conséquent, ils demeurent les meilleurs indicateurs des compositions magmatiques. Ceci justifie leur utilisation de préférence à celle des roches totales et garantit les résultats de la présente étude, relatifs aux différentes séries basaltiques mises en évidence (chapitre V A & B).

IV- CARACTERISTIQUES VARIABLES DES DORSALES MEDIO-ATLANTIQUE ET EST-PACIFIQUE

Dans le chapitre précédent, nous avons précisé les processus magmatiques contrôlant directement la composition des basaltes océaniques, ainsi que leur contexte structural dans ses grandes lignes. Cependant, le contexte structural et par conséquent, les processus magmatiques eux-mêmes, dépendent de facteurs variables à plus ou moins grande échelle, caractérisant les dorsales médio-océaniques.

1- Quelques caractéristiques non utilisées

a) Le flux de chaleur

Le flux de chaleur est une fonction de la quantité de chaleur libérée par la fusion partielle du manteau, c'est donc un facteur dépendant en partie du magmatisme mais pas seulement. Un lissage à l'échelle géographique ou régionale des flux de chaleur mesurés le long des dorsales permettrait d'affecter une valeur à chaque échantillon de basaltes.

Malheureusement, une compilation de toutes les données publiées ces dernières années, montre trop de lacunes en ce qui concerne les deux dorsales étudiées ici; par conséquent aucune étude n'était possible à partir de ce facteur.

b) Les anomalies magnétiques

La largeur de la dernière fluctuation magnétique pourrait servir à déceler si le magmatisme éventuellement dépend de la largeur de la zone d'extrusion caractérisant chaque tronçon de dorsale (Mac Donald, 1977); l'inconvénient de ce facteur, c'est qu'il exige de ne travailler qu'avec des échantillons de quelques centaines de milliers d'années, ce qui n'est pas dans les intentions de cette étude.

c) Facteurs structuraux

Les dorsales lentes type MAR sont caractérisées par leur vallée axiale; à leur compte, on peut aussi ajouter l'absence de grande chambre magmatique crustale et une lithosphère s'épaississant rapidement en fonction de sa distance à l'axe; les dorsales rapides type EPR ont par contre les caractéristiques contraires. La vitesse d'expansion interplaque dont ces deux types de dorsales dépendent, est un facteur à variation continue, par conséquent

il doit exister toutes les transitions, et des facteurs structuraux communs à toutes les dorsales médio-océaniques doivent pouvoir être établis.

L'ennui de tels facteurs structuraux, c'est qu'ils nécessitent un travail préalable important à partir des profils bathymétriques, à supposer que suffisamment de profils correspondant aux zones de prélèvements d'échantillons soient disponibles.

2- La profondeur de la dorsale

α) Sylvie Le Douaran (1979) a effectué une étude structurale sur la dorsale médio-atlantique entre les latitudes 10° et 50° Nord; en particulier a été défini un facteur *profondeur* correspondant à la dénivellation moyenne sur des pas variables de 50 à 100 km entre la surface de la mer et le point le plus bas du plancher interne de la vallée axiale (figure 27).

Cette profondeur se révèle très variable (2500 à 5000 mètres) en fonction de la latitude; on distingue de façon schématique trois modes de profondeur caractérisant par conséquent trois domaines de dorsale :

- 1) des régions étendues de dorsales de moyenne profondeur (3500 à 4000 m);
- 2) des régions étroites de grande profondeur (4000 à 5000 m) et découpant les autres régions; elles correspondent aux zones de fractures majeures (Vema, Kane, etc ...);
- 3) enfin on a deux régions de dorsales peu profondes (2500 à 3500 m), l'une vaste correspondant au Plateau des Açores entre 33° et 48° Nord, l'autre étroite vers 15° Nord, et correspondant toutes les deux à des jonctions triples des plaques Europe, Afrique, Amérique du Nord et Amérique du Sud.

Un facteur profondeur, défini à partir de la *crête* au lieu du *plancher interne* de la vallée de la dorsale, aurait peut être permis, à mon avis, de s'affranchir de l'approfondissement à proximité des zones de fractures et de ne plus considérer que deux domaines, l'un de moyenne profondeur, l'autre de faible profondeur.

Ce travail étant à peine publié, l'utilisation détaillée de ce facteur n'était pas possible, et seule une étude simplifiée, mais concluante, a été entreprise.

En effet, il apparut très vite que le magmatisme de la dorsale atlantique adoptait deux comportements indépendants l'un vis à vis des *éléments LIL* qui est en partie développé ici, l'autre vis à vis des *éléments majeurs* (voir V A 2 et 4d).

Figure 6 : Evolution du potassium et du rapport lanthane/tantale des basaltes le long de la dorsale atlantique; (◆) : données de White et Schilling (1978), (■) : verres basaltiques étudiés dans cette étude (source des données en II 1b et c); La/Ta d'après une communication de H. Bougault.

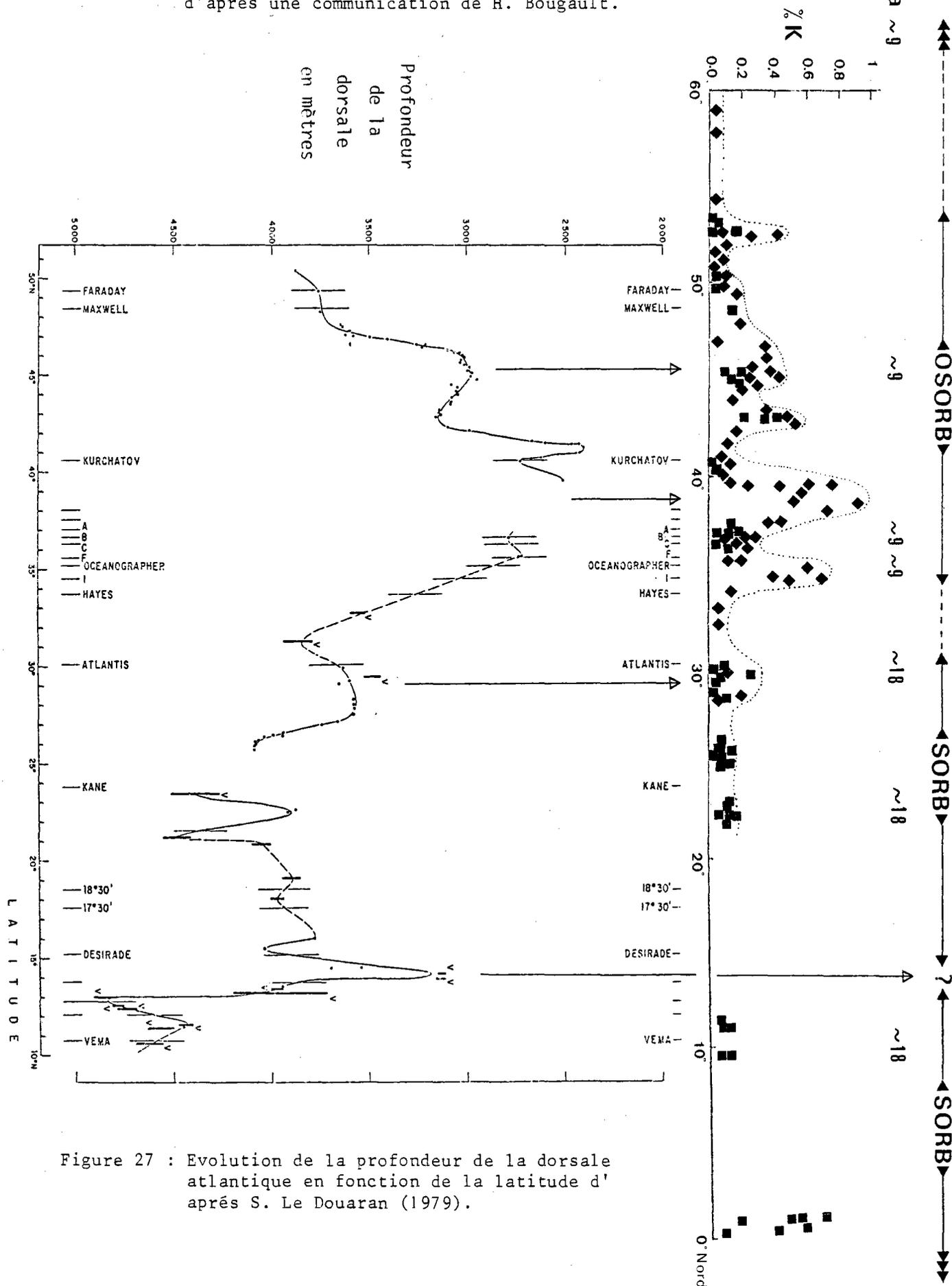


Figure 27 : Evolution de la profondeur de la dorsale atlantique en fonction de la latitude d'après S. Le Douaran (1979).

Les figures 6 et 27 nous montrent conjointement les variations de la profondeur (Sylvie Le Douaran, 1979) et celles du K_2O (seul LIL disponible dans les analyses chimiques) des basaltes de la dorsale atlantique en fonction de la latitude, d'après White et Schilling (1978) et les verres basaltiques étudiés dans ce travail (voir II 1b et c). Il ressort de ces diagrammes une excellente corrélation, remarquée par S. Le Douaran, entre la profondeur de la dorsale et les anomalies en LIL.

Par contre, en ce qui concerne les éléments majeurs, le magmatisme de la dorsale atlantique adopte deux modes (voir V A2), l'un occupant les domaines de moyenne et de grande profondeurs, situées au sud de 33° Nord, l'autre s'étendant au domaine peu profond du plateau des Açores et moyennement profond de la zone de fracture Gibbs (53° Nord); malheureusement aucun des échantillons étudiés ne provient de 15° Nord.

En conclusion de tout ceci, la profondeur de la dorsale atlantique a une incidence évidente sur le magmatisme et elle a été à défaut de mieux, remplacée par la *latitude*.

β) En ce qui concerne la dorsale est-pacifique, aucune étude d'ensemble sur la bathymétrie n'a été publiée (voir Anderson et Sclater, 1972). Ensuite comme elle ne comprend ni vallée ni plancher interne, il ne peut pas être question de comparer des profondeurs établies d'après ce critère avec celles de la crête de cette dorsale; en effet d'après les échantillons étudiés (II 2c), ces profondeurs varient relativement peu entre 2600 à 3400 mètres, ce qui impliquerait, à tort, d'assimiler la dorsale est-pacifique à un domaine peu profond semblable au plateau des Açores. Enfin le magmatisme de cette dorsale s'est révélé être entièrement du même mode que celui des domaines de moyenne et grande profondeurs de la dorsale atlantique; par conséquent, aucune étude détaillée du magmatisme vis à vis de la profondeur de cette dorsale n'a été entreprise.

3- Le taux d'accrétion

La vitesse d'expansion des zones interplaques contrôle l'aspect structural des dorsales, mais également la quantité de croûte construite, et donc de fusion partielle subie par le manteau par unité de temps; cette vitesse d'expansion est une caractéristique variable des dorsales médio-océaniques et elle peut avoir par conséquent une incidence importante sur le magmatisme. Puisque c'est l'aspect "quantité de croûte formée" qui nous intéresse,

nous substituerons à ce facteur le *taux d'accrétion* en cm/an ; à savoir, le taux d'accrétion est égal à deux fois la vitesse d'expansion.

Ce facteur à l'avantage d'être facile à utiliser depuis que des modèles numériques de dynamique des plaques ont été publiés (Le Pichon, 1968; Chase, 1972; Minster et autres, 1974); le modèle de Minster et autres fournit les pôles et les angles de rotation d'un système simplifié de dix plaques en mouvement sur la surface de la terre; un programme FORTRAN disponible au Centre Océanologique de Bretagne (BDMOV) a permis à partir de ces données, de calculer les vecteurs de dérive interplaques le long des dorsales médio-atlantique et est-pacifique.

Un complément de recherche a été effectué pour tenir compte en particulier de l'intervention des microplaques Rivera et Gorda, et également pour vérifier les vitesses d'expansion d'autres régions (Atwater, 1970; Herron, 1972; Rea et Scheidegger, 1979; Morgan et autres, 1968; Rapport Initial DSDP leg 34).

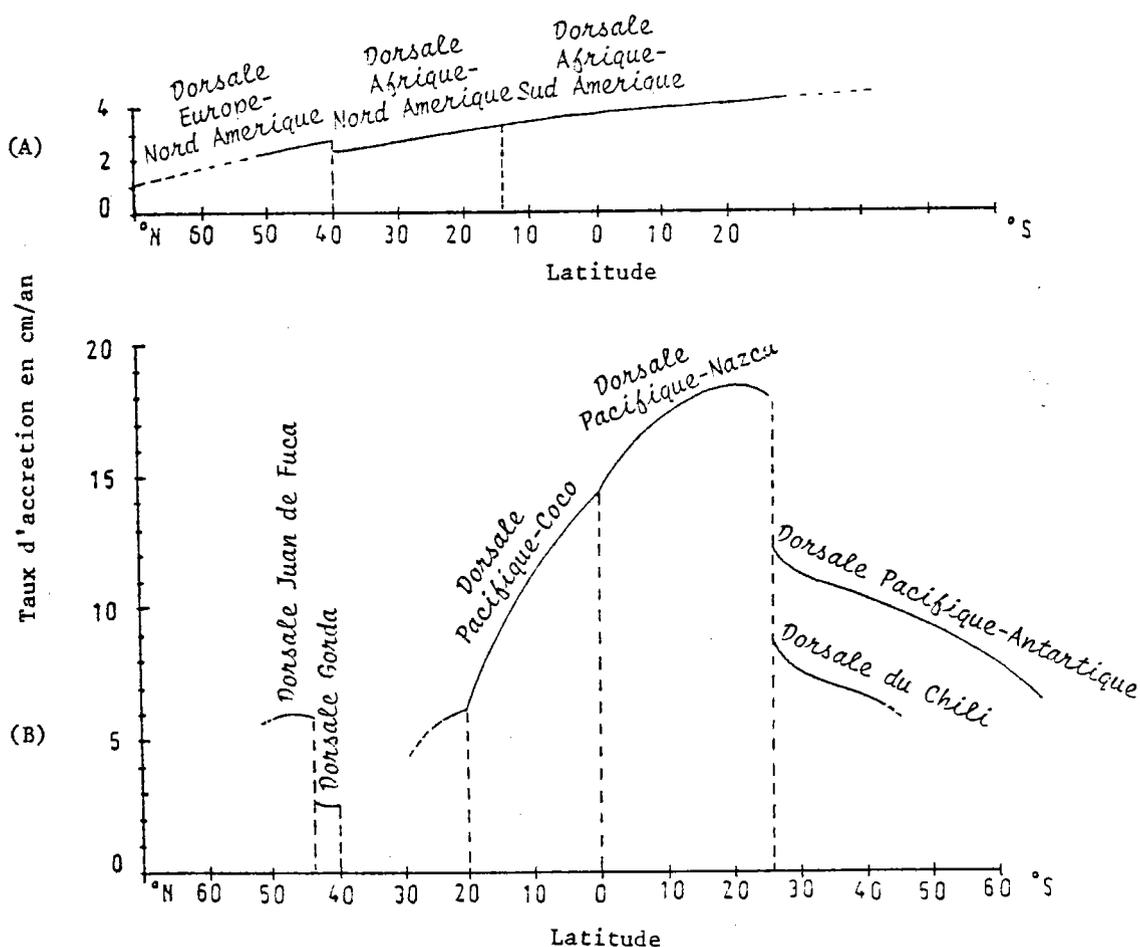


Figure 28 : Variation du taux d'accrétion en fonction de la latitude le long des dorsales médio-atlantique (A) et est-pacifique (B).

Les modules des vecteurs de dérive interplaques sont, en ce qui concerne cette étude, des approximations suffisantes des taux d'accrétion, compte tenu de leurs fluctuations locales et temporelles pendant ces 10 derniers millions d'années (Mac Donald, 1977; Réa et Scheidegger, 1979).

Le diagramme ci-dessus (figure 28) schématise la variation du taux d'accrétion en fonction de la latitude des deux dorsales médio-atlantique et est-pacifique.

On constate que leurs régimes diffèrent dans l'ensemble énormément. La dorsale médio-atlantique est caractérisée par des taux d'accrétion relativement bas, entre 1 et 4 cm/an. La dorsale est-pacifique, à l'exception du tronçon de la dorsale Gorda, a des taux d'accrétion élevés et très variables entre 6 et 18 cm/an.

Dans le chapitre de pétrographie (VI) le facteur taux d'accrétion est fréquemment utilisé sous forme de trois classes de 2 - 3, de 5 - 8 et 8 - 13 cm/an; en effet la répartition des échantillons étudiés dans ce chapitre, par rapport au taux d'accrétion, permet avantageusement cette simplification.

V- EVOLUTION DES VERRES ET ROCHES TOTALES DES BASALTES OCEANIQUES

A- EVOLUTION DES VERRES BASALTIQUES LE LONG DE LA DORSALE MEDIO-ATLANTIQUE

Shido et Miyashiro (1973) ont très brièvement montré à partir des roches totales, une différence de composition entre les basaltes répartis au sud et au nord des Açores, le long de la dorsale atlantique; les rapports $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ plus élevés (supérieurs à 4.6) de la zone nord entre 39° et 63° Nord, dépendaient d'après eux, de la présence probablement abondante de phénocristaux de plagioclase. Nous allons voir que 120 verres pondérés provenant d'une soixantaine de localisations montrent cette évolution indépendamment des phénocristaux.

1- Evolution de type relativement continu mise en évidence par les diagrammes oxydes-latitudes

La figure 29 nous montre l'évolution des oxydes des *verres basaltiques pondérés* en fonction de la latitude le long de la dorsale médio-atlantique; les latitudes nord sont par convention positives et les latitudes sud, négatives.

Les diagrammes du CaO , du MgO , du FeO^*/MgO et surtout de Na_2O et du TiO_2 suggèrent une variation de la composition prononcée autour de 40° Nord, les hygromagmatophiles et le FeO^*/MgO en particulier diminuent.

L'archipel des Açores s'étend précisément par ces latitudes (39° - 40°N) à quelques 200 kilomètres à l'est de la dorsale; à ce niveau se trouve également le point de jonction des trois plaques Europe, Afrique, Amérique du Nord et surtout le sommet du Plateau des Açores, c'est-à-dire un endroit de profondeur minimum (2400m) de la dorsale (voir IV 2).

Cette même variation est constatable au niveau du dôme bathymétrique par 15° Nord, correspondant au point de jonction des trois plaques Afrique, Amérique du Sud et Amérique du Nord (voir page 20); les données de la campagne VEMA (1978) comprennent entre autres, des analyses d'échantillons de basaltes prélevés à cette latitude; mais, n'étant pas publiées au moment

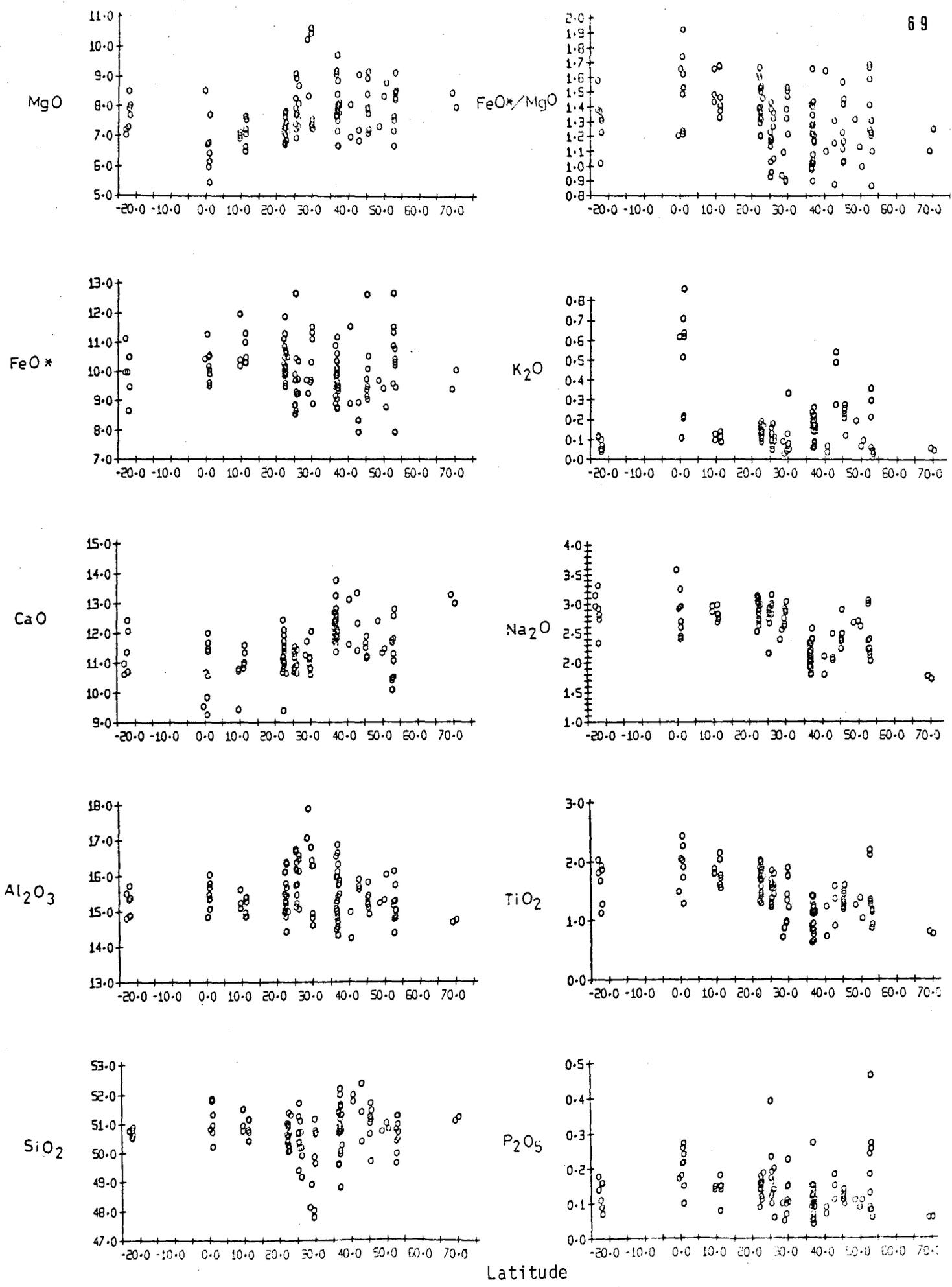


Figure 29 : Evolution de la composition des verres basaltiques MAR pondérés en fonction de la latitude.

de la frappe de ce travail, elles ne figurent pas sur les diagrammes.

Les données relatives aux *roches totales* ont l'avantage d'être nombreuses et d'une répartition différente le long de la dorsale, mais la variation des compositions n'est pas du tout nette en conséquence des diverses causes de brouillage (voir II 1a, III D3 et III D6c). Seul le diagramme du FeO^*/MgO (figure 30 ci-dessous) a été reproduit; il laisse soupçonner la même diminution de ce rapport au niveau du plateau des Açores (33° à 50°N).

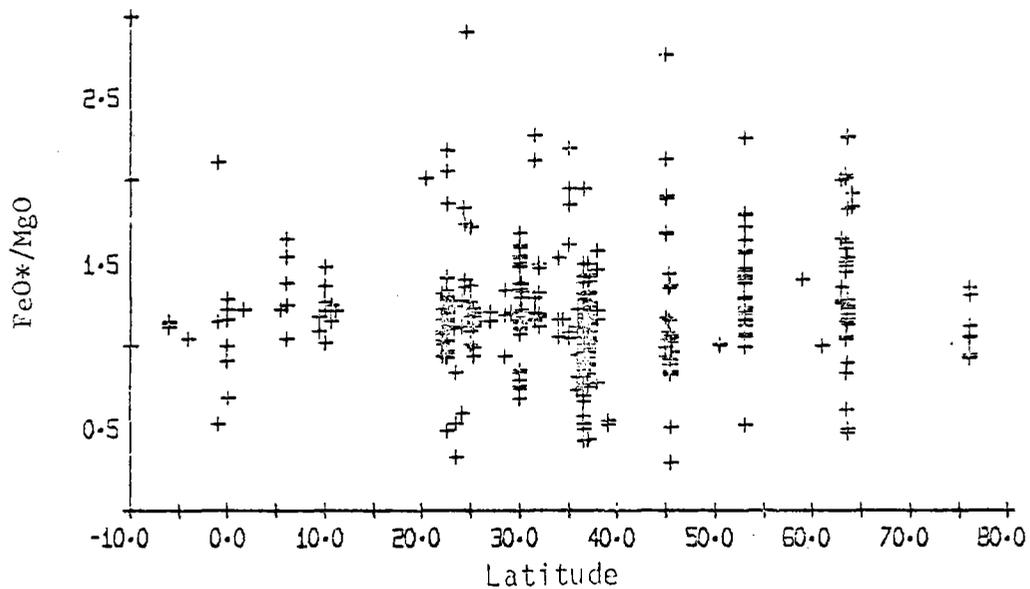


Figure 30 : FeO^*/MgO des roches totales basaltiques de la dorsale atlantique en fonction de la latitude.

En résumé, il ressort une relation de type relativement *continu* probable entre la composition des basaltes et la profondeur de la dorsale. Nous avons déjà constaté que les teneurs en K_2O et éléments LIL en général, ont la particularité d'augmenter brutalement quand la profondeur diminue (voir IV2). C'est paradoxalement le contraire pour les autres hygromagmatophiles TiO_2 , P_2O_5 et le rapport FeO^*/MgO qui augmentent quand la dorsale s'approfondit.

S'il existe une variation de composition de type continu avec la profondeur, elle interfère avec une variation plus importante, régionale et de type discontinu, difficile à déceler sur ces diagrammes, à l'exception de celui du Na_2O , de part et d'autre de 33°N .

2- Evolution de type discontinu mise en évidence par les diagrammes oxydes - FeO*/MgO

La figure 31 nous montre l'évolution des teneurs en oxydes des verres en fonction de leur FeO*/MgO (voir l'intérêt de ce facteur en III D2e).

Ces diagrammes sont informants, car ils permettent de distinguer deux populations de basaltes évoluant différemment. Le diagramme Na₂O - FeO*/MgO en particulier sépare remarquablement une population évoluant avec des teneurs en Na₂O élevées (2.85% en moyenne) correspondant aux verres prélevés dans les domaines de *dorsales profonde et moyennement profondes*, situées entre 25° Sud et 33° Nord (en X sur les diagrammes), d'une autre population évoluant avec des teneurs en Na₂O faibles (2.20% en moyenne) correspondant aux verres provenant des domaines de *dorsale peu profonde* du plateau des Açores (33° à 48° N) et *moyennement profonde* entre 48° et 55° Nord (en o ou ⊙¹ sur les diagrammes). Très schématiquement, on a deux types de basaltes répartis respectivement suivant deux régions séparées par 32° - 33°N.

Le traçage des courbes de maximum de densité des teneurs d'oxydes, respectivement des deux populations, a été effectué; ces courbes ont ensuite été prolongées à l'estime, afin, comme on le verra, d'extrapoler des primitifs moyens et mieux caractériser les deux populations.

Les résultats d'une cristallisation fractionnée expérimentale à 0 kilobar d'un basalte de la zone de fracture Oceanographer (MAR par 35°N) de Walker et autres (in press) ont également été reportés (en • sur le diagramme); ceci permet de constater un bon parallélisme entre l'évolution par cristallisation fractionnée basse pression et les courbes de maximum de densité. Seules les courbes relatives à l'Al₂O₃ restent discutables; une pression fluide expérimentale trop faible a pu permettre la cristallisation plus précoce du plagioclase par rapport aux autres phases que dans la nature (voir III D2b); ceci permettrait d'expliquer la diminution expérimentalement plus rapide de l'Al₂O₃ entrant surtout dans les plagioclases, par rapport au facteur FeO*/MgO qui varie en fonction du fractionnement des autres minéraux (olivine et pyroxènes). Ces courbes peuvent par conséquent être assimilées aux *évolutions moyennes par cristallisation fractionnée* de ces deux populations de basaltes.

1) respectivement riche et pauvre en LIL, voir page 83.

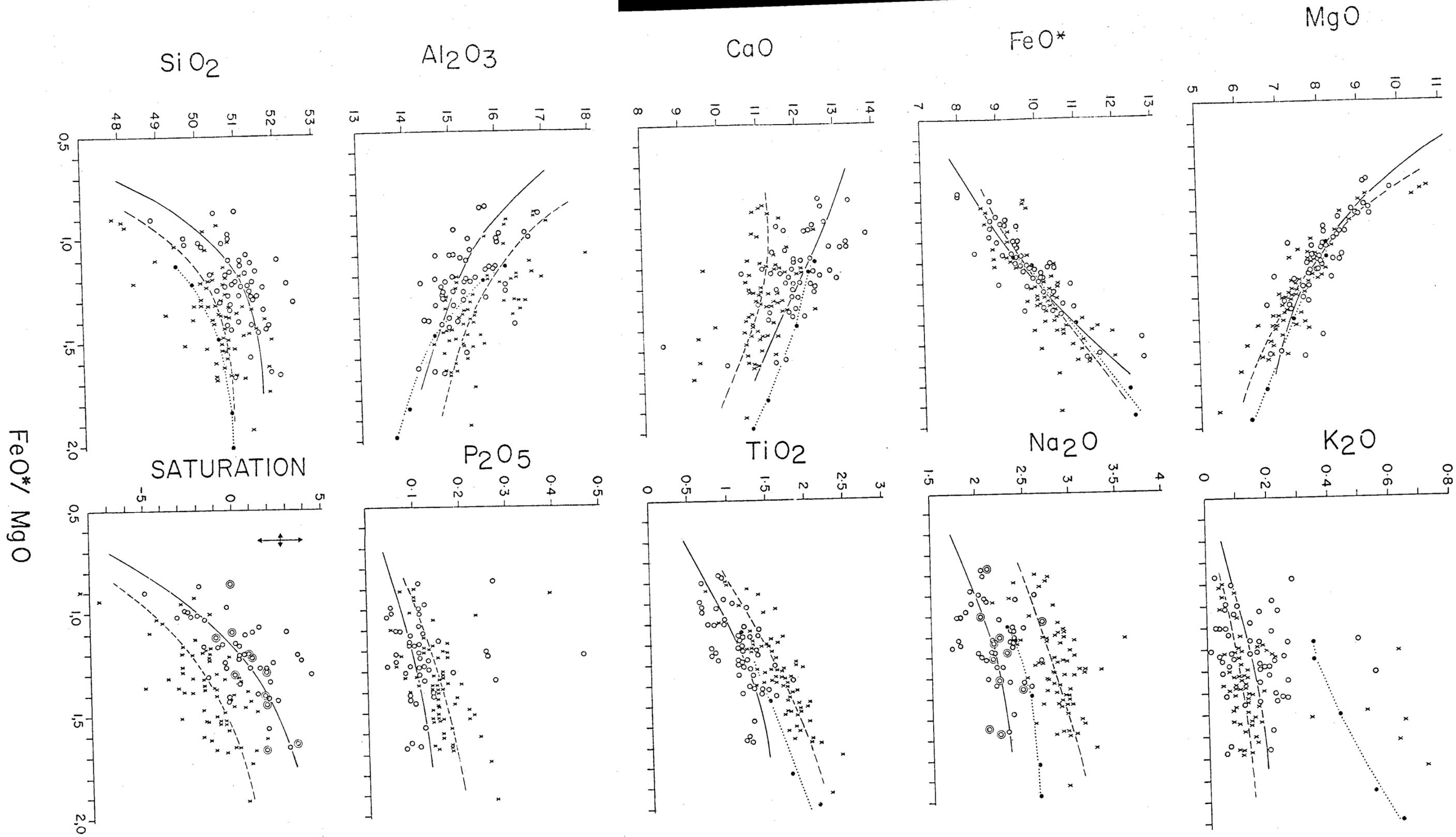


Figure 31 : Evolution de la composition des verres basaltiques MAR pondérés en fonction du FeO^*/MgO .

3- Courbes de fréquence des oxydes

Les courbes de fréquence (figure 32) ont été réalisées afin de visualiser et chiffrer les moyennes et écarts types des teneurs en oxydes propres aux deux populations :

	OSORB ¹ (25°S à 33°N)		SORB ² (33° à 55°N)	
SiO ₂	50.87	± 0.76	50.38	± 0.91
Al ₂ O ₃	15.28	0.60	15.48	0.94
FeO*	9.74	0.95	10.16	0.79
MgO	8.02	0.68	7.57	1.04
CaO	11.95	0.88	11.02	0.61
Na ₂ O	2.20	0.23	2.85	0.21
K ₂ O	0.15	0.10	0.16	0.16
TiO ₂	1.10	0.24	1.64	0.31
P ₂ O ₅	0.13	0.10	0.14	0.05
Total	99.44		99.40	

1) *Over saturated Oceanic Ridge Basalt* ou basalte à tendance sur-saturée des dorsales océaniques.

2) *Saturated Oceanic Ridge Basalt* ou basalte à tendance saturée des dorsales océaniques.

La population de la région entre 33° et 55° Nord est en trait continu, et celle de la région entre 25° Sud et 33° Nord en trait discontinu. On remarque ici encore les décalages nets des pics des teneurs en Na₂O, en TiO₂, en CaO et en MgO.

4- Evolutions chimiques des deux populations

Les diagrammes oxydes-FeO*/MgO (figure 31) permettent d'estimer des primitifs moyens et de définir l'évolution chimique moyenne par cristallisation fractionnée de chacune des deux populations.

a) Estimation des primitifs moyens et de différents stades d'évolution des liquides résiduels :

Quelques remarques préliminaires :

α) Une quantité moyenne approximative des fractionnements subis respectivement par les deux populations peut être estimée à partir du TiO₂

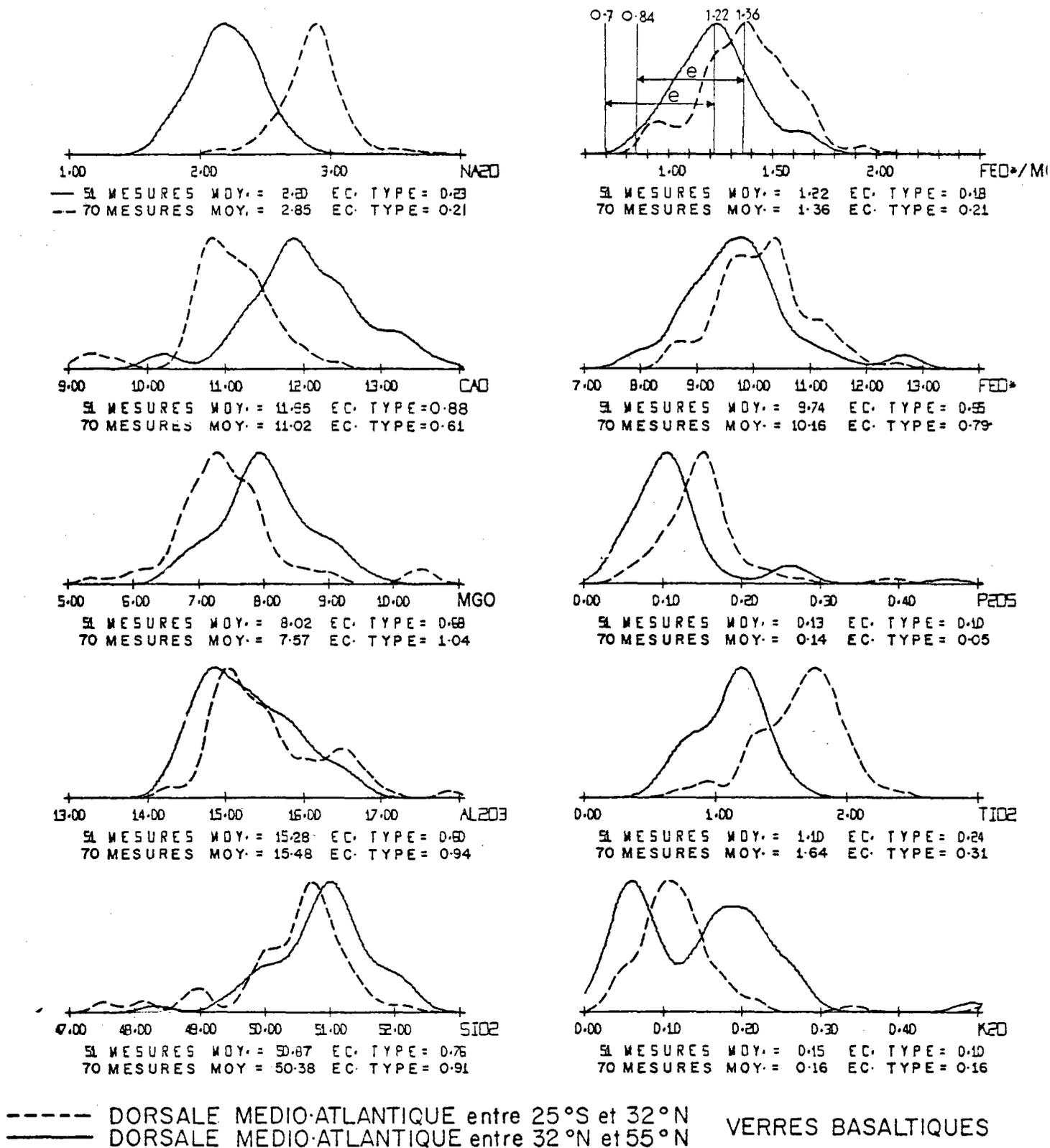


Figure 32 : Courbes de fréquence des oxydes des verres basaltiques pondérés de la dorsale atlantique entre 25°S et 32°N, et entre 33°N et 55°N.

grâce à la relation $F = Co/CL$ (voir II 1a) en admettant pour concentration initiale Co - la moyenne moins l'écart type - et pour concentration finale - la moyenne plus l'écart type - de cet oxyde. Les résultats sont respectivement de 68% pour la région entre 25° S et 33° N, et de 64% pour celle entre 33° N et 55° N; on peut par conséquent supposer que les *cristallisations fractionnées* affectant les deux populations sont *quantitativement équivalentes*.

β) Les courbes de fréquence de FeO^*/MgO sont relativement symétriques par rapport à des moyennes de 1.36 (25°S à 33°N) et de 1.22 (33°N à 55°N); par conséquent les évolutions des deux séries et probablement les liquides primitifs dont elles descendent sont en moyenne décalés par rapport à ce facteur.

γ) Enfin les rapports FeO^*/MgO tendent globalement vers une limite inférieure proche de 0.80, ceci équivaut à un $Mg/Mg + Fe$ en % atomique de 0.68; cette valeur est assez proche de celle de l'échantillon 527-I-I étudié par Bender et autres (1978) et qu'ils estiment comme étant l'un des plus primitifs de la zone FAMOUS.

Par curiosité, cet échantillon a été reporté sur le diagramme Eu-Th (figure 21, page 55) d'autres échantillons de cette zone publiés par Joron et autres (1978); il se trouve près de la base d'une droite CF, donc il est effectivement peu fractionné, mais peut être pas aussi primitif, aux erreurs de mesure près¹, que l'espéraient Bender et autres. De plus il se trouve à l'extrémité de la courbe FP indiquant les taux de fusion partielle les plus élevés, à peu près de 15%; en effet, Joron et autres ont calculé de 5 à 15% de fusion partielle pour produire tous les liquides primitifs de la zone FAMOUS; par conséquent ce qui a laissé supposer que cet échantillon était l'un des plus primitifs, c'est *surtout son fort taux de fusion partielle* qui naturellement lui donne un caractère relativement mafique, c'est-à-dire à plus faible FeO^*/MgO (cf. figure 10, page 35) que la plupart des autres échantillons, même primitifs, de cette zone.

Le diagramme Eu-Th démontre, d'autre part, que les épanchements de basaltes primitifs, c'est-à-dire n'ayant subis aucun appauvrissement en phénocristaux, ne sont pas rares. Il ne faut cependant pas oublier qu'ici seuls les verres sont concernés, et par conséquent que les éventuels phénocristaux existant en équilibre avec ces verres sont oubliés; c'est le cas général des échantillons dont les verres ont été analysés pour cette étude (voir leurs

1) plus de 10% de cristallisation fractionnée d'après $F=Co/Cl$ (page 13)?

descriptions en annexe).

En conclusion, il y a lieu de croire que statistiquement, seuls quelques uns de ces verres sont *proches des compositions primitives*, et que pour la plupart, ils doivent être considérés comme *plus ou moins résiduels*.

En conséquence de ces trois remarques (α , β , γ) les primitifs moyens à estimer ont été choisis d'une part de façon à respecter entre eux le décalage des FeO^*/MgO moyens des deux séries de verres résiduels; d'autre part, en supposant que ces rapports le long des deux séries tendent vers des minimums désignant les rapports des compositions primitives.

Sur la courbe de fréquence du FeO^*/MgO (figure 32) ont été figurés et chiffrés les deux rapports minimums choisis. Ils sont respectivement de 0.70 ($\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe} = 0.70$) pour la population de basaltes de la dorsale entre 55°N et 33°N -cette limite a été arbitrairement prise à l'extrémité franche obtenue après lissage de la courbe en trait plein- et de 0.84 ($\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe} = 0.67$) pour la population de la dorsale entre 25°S et 33°N -cette limite a été déduite de la précédente de façon à respecter un écart "e" équivalant ($e = 0.52$) par rapport aux FeO^*/MgO moyens des deux populations-.

Puis les courbes de maximum de densité des diagrammes oxydes- FeO^*/MgO (figure 31) ont été prolongées jusqu'aux valeurs respectives de 0.70 et 0.84 de façon à extrapoler les compositions primitives chiffrées en colonnes 1 et 5 du tableau page 77.

En plus de ces deux compositions primitives, trois compositions résiduelles moyennes ont été évaluées respectivement le long des deux séries (tableau page 77, colonnes 2, 3, 4 et 6, 7, 8) par des teneurs en FeO^*/MgO de 0,96 - 1,22 - 1,48 et 1,10 - 1,36 - 1,62 correspondant aux valeurs des primitifs respectifs 0,70 et 0,84 plus $e/2$, e et $3e/2$.

Ces compositions chiffrent les évolutions moyennes respectives des deux populations en respectant le décalage supposé des rapports FeO^*/MgO de leurs primitifs; les rapports $0,70+e$ et $0,84+e$ correspondent aux compositions résiduelles moyennement évoluées des deux populations.

Une critique certainement à faire sur les deux compositions primitives choisies ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,70$ et $0,84$) c'est qu'elles correspondent d'après ce que nous avons vu, avec l'échantillon de Bender et autres, aux basaltes de

ANALYSES CHIMIQUES (MAR)

Oxydes	OSORB ^{1a}				SORB ^{1b}			
	Primitifs		Résiduels		Primitifs		Résiduels	
	1	2	3	4	5	6	7	8
FeO*/MgO	0.70	0.96	1.22	1.48	0.84	1.10	1.36	1.62
SiO ₂	48.00	49.90	51.20	51.40 ± 1	48.30	49.80	50.50	50.70 ± 1
Al ₂ O ₃	17.00	15.80	15.10	14.60 ± 0.8	17.50	16.30	15.50	15.10 ± 0.8
FeO*	7.70	8.70	9.80	10.70 ± 0.7	8.60	9.30	10.20	11.20 ± 0.7
MnO ²	0.13	0.15	0.16	0.18	0.14	0.16	0.17	0.19
MgO	11.10	9.10	8.00	7.30 ± 0.6	10.50	8.50	7.50	6.90 ± 0.6
CaO	13.20	13.00	12.10	11.40 ± 0.9	11.20	11.30	11.10	10.30 ± 0.9
Na ₂ O	1.70	2.00	2.15	2.30 ± 0.4	2.40	2.65	2.80	3.00 ± 0.3
K ₂ O	0.05	0.09	(0.06 0.19) ³	0.18 ± 0.12	0.04	0.08	0.11	0.13 ± 0.07
TiO ₂	0.50	0.75	1.15	1.35 ± 0.3	0.80	1.25	1.70	2.05 ± 0.3
P ₂ O ₅	0.04	0.07	0.10	0.12 ± 0.05	0.08	0.12	0.15	0.18 ± 0.05
Total	99.42	99.56	99.82	99.53	99.56	99.46	99.73	99.75
Mg/Mg+Fe ²⁺	0.70	0.64	0.58	0.52	0.67	0.61	0.56	0.51
Al ₂ O ₃ /CaO	1.29	1.22	1.25	1.28	1.56	1.44	1.40	1.47
Pourcentage de li- quide résiduel ⁴	100%	66%	44%	37%	100%	64%	47%	39%

ANALYSES NORMATIVES (CIPW)⁵

Olivine	FO	10.93	3.88	0	0	11.33	4.65	1.52	0.27
	FA	4.57	2.18	0	0	5.29	2.81	1.09	0.22
Plagioclases	AN	39.48	33.72	30.80	29.06	37.14	32.47	29.43	27.37
	AB	14.40	17.38	18.59	19.51	20.31	22.51	23.71	25.40
	OR	0.29	0.53	0.82	1.06	0.23	0.47	0.65	0.76
	WO - DI	10.78	12.72	11.87	11.21	7.45	9.61	10.31	9.43
Pyroxènes	EN - DI	7.23	7.91	6.94	6.19	4.87	5.85	5.95	5.15
	FS - DI	2.74	4.04	4.35	4.60	2.06	3.21	3.88	3.93
	EN - HY	4.85	9.26	12.96	12.04	5.11	8.75	10.57	11.64
	FS - HY	1.84	4.72	8.13	8.94	2.16	4.80	6.90	8.87
	Ilmenite	0.95	1.42	2.18	2.57	1.50	2.38	3.23	3.89
	Magnétite	1.78	2.02	2.27	2.48	1.99	2.16	2.36	2.60
	Quartz	0	0	0.75	2.00	0	0	0	0
	Index de cristallisa- tion de Poldervaart (± 2% d'incertitude)	66.5	55.6	47.2	43.6	59.5	50.6	44.9	39.9

Pourcentage de ϕ_{ph}	OSORB				SORB					
	Primitifs		Résiduels		Primitifs		Résiduels			
	1	2	3	4	5	6	7	8		
	34%		36%		36%		27%		17%	
SiO ₂	44.31	47.58	50.15		45.63	47.90	49.58			
Al ₂ O ₃	20.21	17.04	17.72		19.91	18.46	17.32			
FeO	5.75	6.74	5.07		7.35	6.86	5.64			
MnO	0.09	0.13	0.05		0.10	0.13	0.07			
MgO	14.98	11.05	11.60		14.05	11.20	10.23			
CaO	13.58	14.60	15.70		11.02	11.84	14.74			
Na ₂ O	1.11	1.73	1.36		1.95	2.24	1.88			
K ₂ O	0	0	0		0	0	0			
TiO ₂	0	0	0		0	0	0			
P ₂ O ₅	0	0	0		0	0	0			
Nepheline	3.	1.	0		2.	0	0			
Olivine	30.	20.	16.		33.	24.	14.			
Plagioclase	54.	51.	53.		58.	60.	55.			
Diopside	13.	28.	30.		7.	15.	28.			
Hypersthène	0.	0	0		0	1.	2.5			

- 1a Basaltes à tendance sur-saturée des dorsales océaniques.
 1b Basaltes à tendance saturée des dorsales océaniques (voir page 74).
 2- Calculé d'après la relation établie page 22.
 3- Distinction entre basaltes appauvris et enrichis en LIL.
 4- Calculé d'après le TiO₂ par la relation $F = Co/Cl$ (voir page 13).
 5- Calculé avec $Fe_2O_3 = 0,14 FeO^*$ (voir page 57).

plus forts taux de fusion partielle et corrélativement de plus faibles FeO^*/MgO primitifs; une estimation de la variation du FeO^*/MgO des liquides primitifs de la zone FAMOUS est possible en considérant tous les échantillons répartis sur la courbe FP du diagramme Eu-Th (ce qui n'a pas été fait) ou, d'une façon très approximative, en étalonnant le diagramme FeO^*/MgO - % fusion partielle (figure 10, page 35) obtenu à partir des données de Reay et Harris (1963), avec l'échantillon étudié par Bender et autres ($\text{FeO}^*/\text{MgO}=0,83$ et $\sim 15\%$ de fusion partielle); dans la zone FAMOUS, on peut alors estimer que le FeO^*/MgO décroît en gros de 1 à 0,8 dans les liquides primitifs de 5% à 15% de fusion partielle.

En conséquence, si les colonnes 1 et 5 du tableau correspondent à des compositions primitives de forts taux de fusion partielle (20 à 15%), par contre les colonnes 2 et 6 peuvent donner une idée¹ des compositions primitives de faibles taux de fusion partielle (7 à 4%).

b) Evolution de la population des basaltes appauvris en Na_2O et à tendance sur-saturée (33°N à 55°N)

Les diagrammes oxydes- FeO^*/MgO et les courbes de fréquence des oxydes caractérisent cette population par une série de compositions relativement riches en SiO_2 (composition du liquide résiduel moyen 3 en $\text{SiO}_2 = 51,2 \pm 1\%$), en CaO ($12,1 \pm 0,9$), en MgO ($8 \pm 0,6$) et pauvres en Al_2O_3 ($15,1 \pm 0,8$), en FeO^* ($9,6 \pm 0,7$) et en hygromagmatophiles Na_2O ($2,2 \pm 0,4$), TiO_2 ($1,15 \pm 0,3$) et P_2O_5 ($0,10 \pm 0,05$); pour ce qui concerne le K_2O , les teneurs sont très variables, soit basses ($0,06 \pm 0,05$), soit anormalement élevées ($0,19 \pm 0,10$); nous reverrons ce point plus loin.

Le diagramme saturation en silice - FeO^*/MgO et les normes des compositions 1 à 4 du tableau page 77, mettent en évidence l'évolution à *tendance sur-saturée en silice* de cette population. Cette tendance sur-saturée relativement aux teneurs faibles en hygromagmatophiles, est à priori paradoxale; en effet les magmas évoluent en s'enrichissant normalement à la fois en silice et en hygromagmatophiles. Les tendances relatives à la saturation, séparent bien les deux séries tout au long de leur évolution, et semblent hériter des compositions primitives respectives; par conséquent, ces tendances caractérisent les deux populations de basaltes, d'où l'appellation de celle-ci, dorénavant utilisée au cours de cette étude, de "basaltes à tendance sur-saturée des dorsales océaniques" ou en abréviation scientifique internationale

1) précisable par le biais des éléments traces, voir page 55.

O.S.O.R.B. (Over Saturated Oceanic Ridge Basalts).

La relation : $\phi_{RT} = F\phi_V + (1-F)\phi_{Ph}$ expliquée page 13 a permis d'estimer quantitativement et qualitativement les parties phénocristallines ϕ_{Ph} fractionnées entre les compositions moyennes 1, 2, 3 et 4 de cette population; l'apparition de néphéline, en quantité négligeable il est vrai, dans la norme de ces parties phénocristallines, vient sans doute du fait que le calcul CIPW ne tient pas compte de l' Al_2O_3 entrant dans les phénocristaux de pyroxènes (1 à 7% d' Al_2O_3 , voir VI C5, figure 64)(tableau page 78).

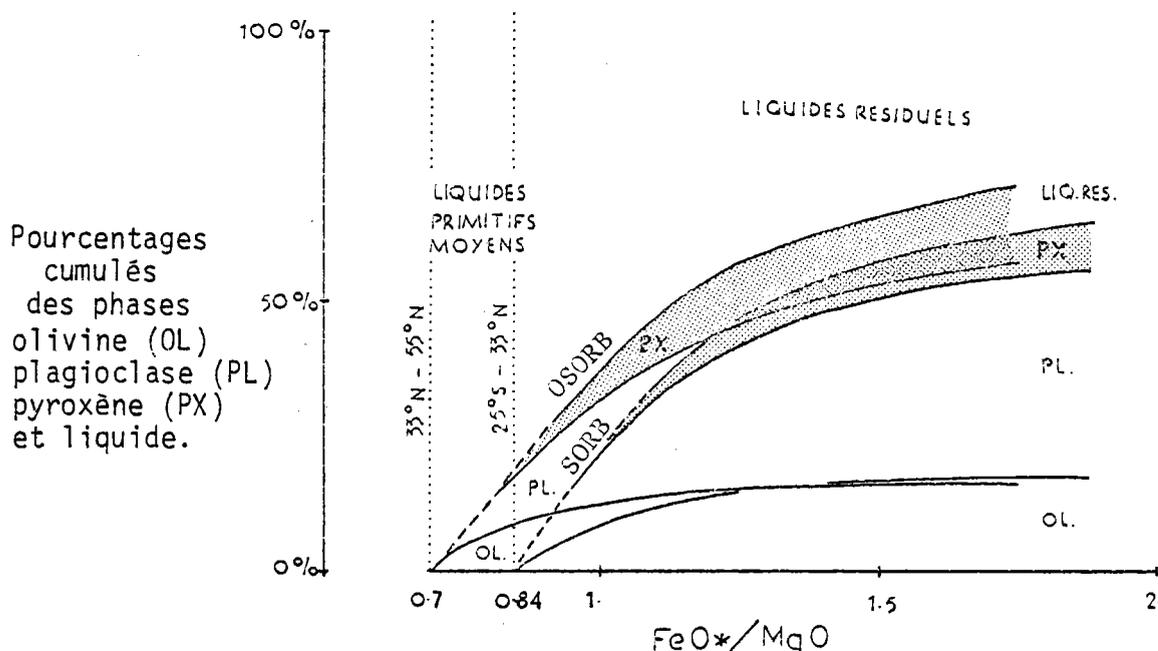


Figure 33 : Evolution moyenne au cours de la cristallisation fractionnée de la proportion des phases liquides et solides des séries OSORB et SORB.

La figure 33 montre les pourcentages cumulés des différentes phases au cours de la cristallisation fractionnée moyenne en fonction du FeO^*/MgO ; la population OSORB ($33^\circ N - 55^\circ N$) précipite peu d'olivine compte tenu du caractère relativement mafique de ses primitifs; par contre, l'apparition du pyroxène est précoce et il précipite relativement abondamment. Shido et Miyashiro (1973) précisent en effet qu'au nord des Açores, les phénocristaux et microphénocristaux d'augite (de même que ceux d'olivine et plagioclase) sont assez communs.

c) Evolution de la population des basaltes enrichis en Na_2O et à tendance saturée ($25^\circ S$ à $33^\circ N$)

Cette population est caractérisée par une série de compositions relativement pauvres en SiO_2 (liquide résiduel moyen 7 : $50,5 \pm 1$), en CaO (11,1

$\pm 0,9$), en MgO ($7,5 \pm 0,6$) et riches en Al_2O_3 ($15,5 \pm 0,8$), en FeO* ($10,2 \pm 0,7$) et en hygromagmatophiles Na_2O ($2,8 \pm 0,3$), TiO_2 ($1,7 \pm 0,3$) et P_2O_5 ($0,15 \pm 0,05$); les teneurs en K_2O , comme nous le reverrons, sont plutôt basses ($0,11 \pm 0,07$).

Le diagramme saturation-FeO*/MgO et les normes des compositions de 5 à 8 du tableau page 77, montrent une évolution à *tendance saturée en silice* de cette population; paradoxalement, elle est *riche en TiO_2 et en alcalin Na_2O* sans être assimilable à la série des "basaltes alcalins" proprement dit qui montre une tendance nettement sous-saturée, comme nous le constaterons plus loin. Son appellation sera par conséquent "basaltes à tendance saturée des dorsales océaniques" ou S.O.R.B (voir précédemment OSORB).

Le tableau page 78 chiffre quantitativement et qualitativement les parties phénocristallines fractionnées entre les compositions moyennes 5, 6, 7 et 8 de cette population. La figure 33 montre les pourcentages cumulés des phases en fonction du FeO*/MgO; contrairement à la population OSORB, l'apparition du pyroxène semble ici plus tardive et il précipite en relativement moindre quantité. Shido et Miyashiro (1973) précisent qu'au sud des Açores, les phénocristaux sont essentiellement d'olivine et de plagioclase, ce qui à priori est confirmé par ce diagramme.

d) Comportements particuliers de ces deux populations de basaltes vis à vis du couple d'oxydes $Na_2O - TiO_2$, des éléments LIL et du rapport La/Ta

α) Le diagramme $Na_2O - TiO_2$ (figure 34) utilise les mêmes signes (+ o ●) que précédemment (figure 31) avec en plus, en points noirs (●) les verres de l'expérience de cristallisation fractionnée à 0 kilobar de Bender et autres (1978); les courbes de maximum de densité sont encore assimilables aux directions de cristallisation fractionnée moyennes des deux populations étant donné leurs bons parallélismes avec les directions définies expérimentalement; il faut noter que leurs pentes voisines de 0,5 montrent l'incompatibilité bien meilleure du TiO_2 , étant donné que le Na_2O entre dans la constitution d'une phase cristalline relativement précoce, le plagioclase, et que le TiO_2 entre dans la constitution de phases tardives, assez peu dans les pyroxènes et beaucoup dans la titanomagnétite ou dans le verre résiduel.

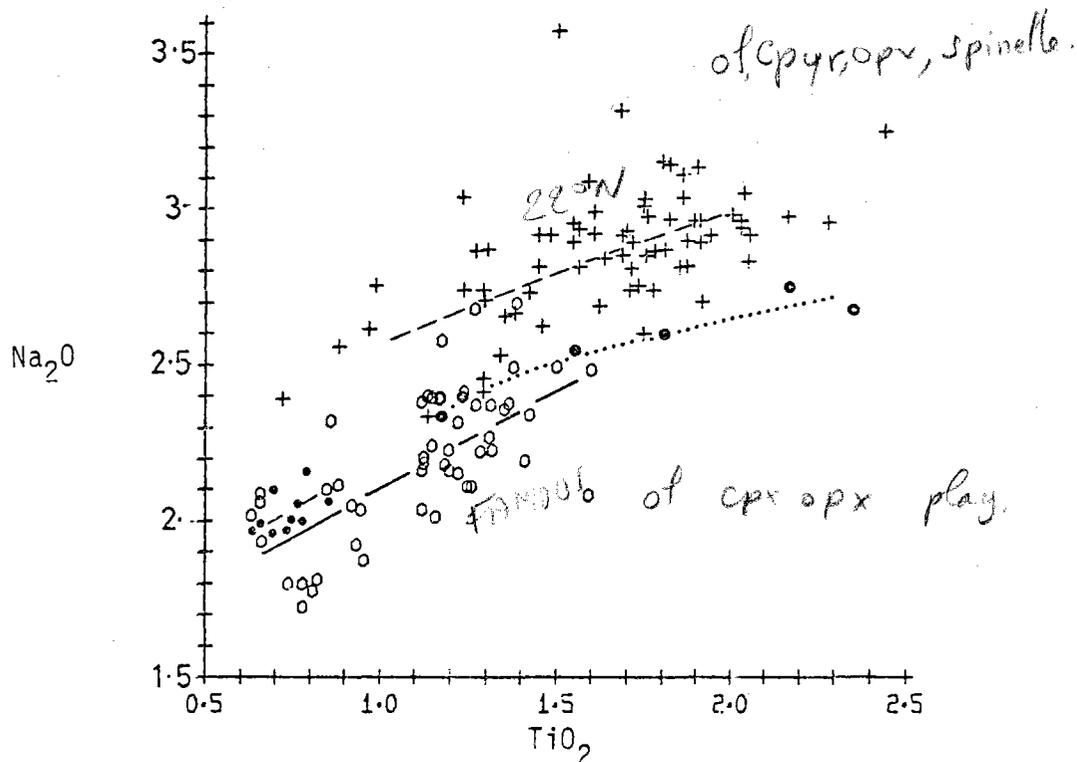


Figure 34 : Diagramme Na_2O - TiO_2 des verres pondérés atlantiques OSORB (o) et SORB (+).

Le couple d'hygromagmatophiles Na_2O - TiO_2 suffit à démontrer l'indépendance des deux séries, et que leurs compositions sont héritées de compositions primitives différentes, les unes riches en hygromagmatophiles (SORB: $\text{Na}_2\text{O} = 2,40 \pm 0,3$ et $\text{TiO}_2 = 0,80 \pm 0,1$) et les autres pauvres en hygromagmatophiles (OSORB : $\text{Na}_2\text{O} = 1,7 \pm 0,3$ et $\text{TiO}_2 = 0,5 \pm 0,1$).

Etant donné que les éléments hygromagmatophiles se concentrent préférentiellement dans les premiers liquides de fusion partielle et qu'ils se retrouvent dilués quand la fusion se poursuit (III B3), on peut supposer qu'une certaine différence des deux populations provient de leurs taux de fusion partielle respectivement faibles (SORB) et forts (OSORB), ce que confirme le décalage des FeO^*/MgO moyens des deux séries.

8) Le diagramme K_2O - TiO_2 (figure 35) utilise les mêmes signes. Il sépare mal les deux populations de basaltes; le K_2O en effet, fait partie des éléments LIL dont les teneurs varient assez brutalement avec la profondeur de la dorsale (voir IV 2).

Sur les diagrammes, un trait fort sépare les basaltes appauvris en LIL de ceux typiquement enrichis en LIL. On observe que la population à teneur saturée en silice et riche en hygromagmatophiles (SORB) présente sur-

tout des basaltes appauvris en K_2O . Les exceptions proviennent essentiellement de la zone de fracture de la Romanche (voir la figure 6, page 64) où paradoxalement des basaltes enrichis en K_2O se retrouvent associés à un domaine de dorsale très profond; il est clair d'après le diagramme que ces enrichissements en K_2O sont hérités de compositions primitives déjà riches en potassium, par conséquent, le processus d'enrichissement trouve *peut-être* la même explication que dans le cas général des basaltes enrichis en LIL; néanmoins, ce cas reste trop isolé dans cette étude pour permettre une tentative d'explication.

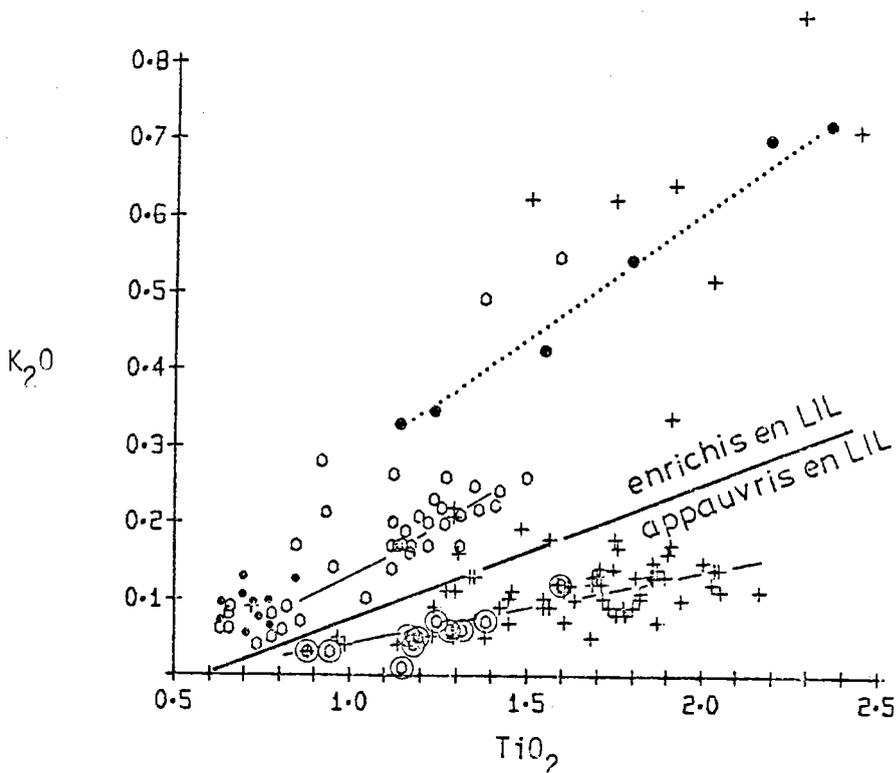


Figure 35 : Diagramme K_2O - TiO_2 des verres pondérés atlantiques OSORB riches en LIL (o) et pauvres en LIL (⊙), et SORB (+).

La population à tendance sur-saturée et pauvre en hygromagmatophiles (OSORB) comprend une majorité de basaltes typiquement enrichis en K_2O , mais également un certain nombre de basaltes appauvris provenant de diverses latitudes du domaine de dorsale moyennement profond, situé entre 48° et 53° Nord, et de domaines peu profonds par 41° et 45° Nord (voir la figure 27, page 64); ces échantillons de basaltes OSORB appauvris en K_2O sont signalés sur les diagrammes K_2O - TiO_2 (figure 35), Na_2O - FeO^*/MgO et saturation- FeO^*/MgO (figure 31) par un deuxième cercle (⊙); ces diagrammes permettent de vérifier qu'ils ne présentent pas de tendance intermédiaire entre les deux séries OSORB et SORB, et par conséquent, que les deux comportements magmatiques "appauvri ou enrichi

en LIL" et "tendances saturée ou sur-saturée en silice" ne sont pas systématiquement associés.

Le processus magmatique d'enrichissement en potassium semble seulement fréquemment se surimposer au processus générant les basaltes à tendance sur-saturée en silice et paradoxalement appauvris en les autres hygromagmatophiles.

γ) Aucun rapport La/Ta d'échantillons OSORB appauvris en LIL provenant par exemple de la dorsale entre 48° et 53° Nord n'a malheureusement été publié à ma connaissance; en effet, ce rapport montre jusqu'à présent une répartition régionale (voir III B1c) identique à celle des tendances saturée et sur-saturée en silice, et il est possible, étant donné la bimodalité de ces deux facteurs, qu'ils soient corrélés (voir Bougault et autres, 1979).

e) Hypothèses sur la génèse des deux populations SORB et OSORB

Les compositions normatives en népheline, olivine, plagioclase, pyroxène et quartz ont été portées en fonction du FeO^*/MgO . La planche p. 215 en annexe, montre le détail des compositions normatives des deux séries SORB et OSORB. La figure 36 superpose les champs de compositions normatives de ces deux populations et de la population des "basaltes alcalins" en l'occurrence représentée par des échantillons provenant des îles et "seamounts" des bassins et de la dorsale est-pacifique introduits pour comparaison (source des données en II 1b).

La série OSORB est normativement pauvre en olivine, 0 à 13% et plagioclase, 46 à 54%, et inversement riche en pyroxène, 30 à 47% et quartz, 0 à 5%. La série SORB est riche en olivine, 0 à 25% et plagioclase 50 à 59%, et inversement pauvre en pyroxène, 14 à 43% et quartz, 0 à 2%.

La série alcaline de la croûte océanique est-pacifique est plutôt riche en olivine, 0 à 21%, et très riche en plagioclase, 53 à 70%, et népheline 0 à 12%, et inversement très pauvre en pyroxène, 5 à 34%; cette série à tendance sous-saturée présente jusqu'à 4% de quartz normatif dans ses termes les plus différenciés; en effet, il faut tenir compte que l'échantillonnage de basaltes alcalins dont il est question ici, évolue jusqu'à des rapports FeO^*/MgO (= 3,4) bien supérieurs à ceux de deux autres séries (= 1,9). Ces rapports FeO^*/MgO tendent également vers un minimum (=1,1) supérieur au minimum des deux autres séries (respectivement de 0,70 et 0,84, voir V A 4a).

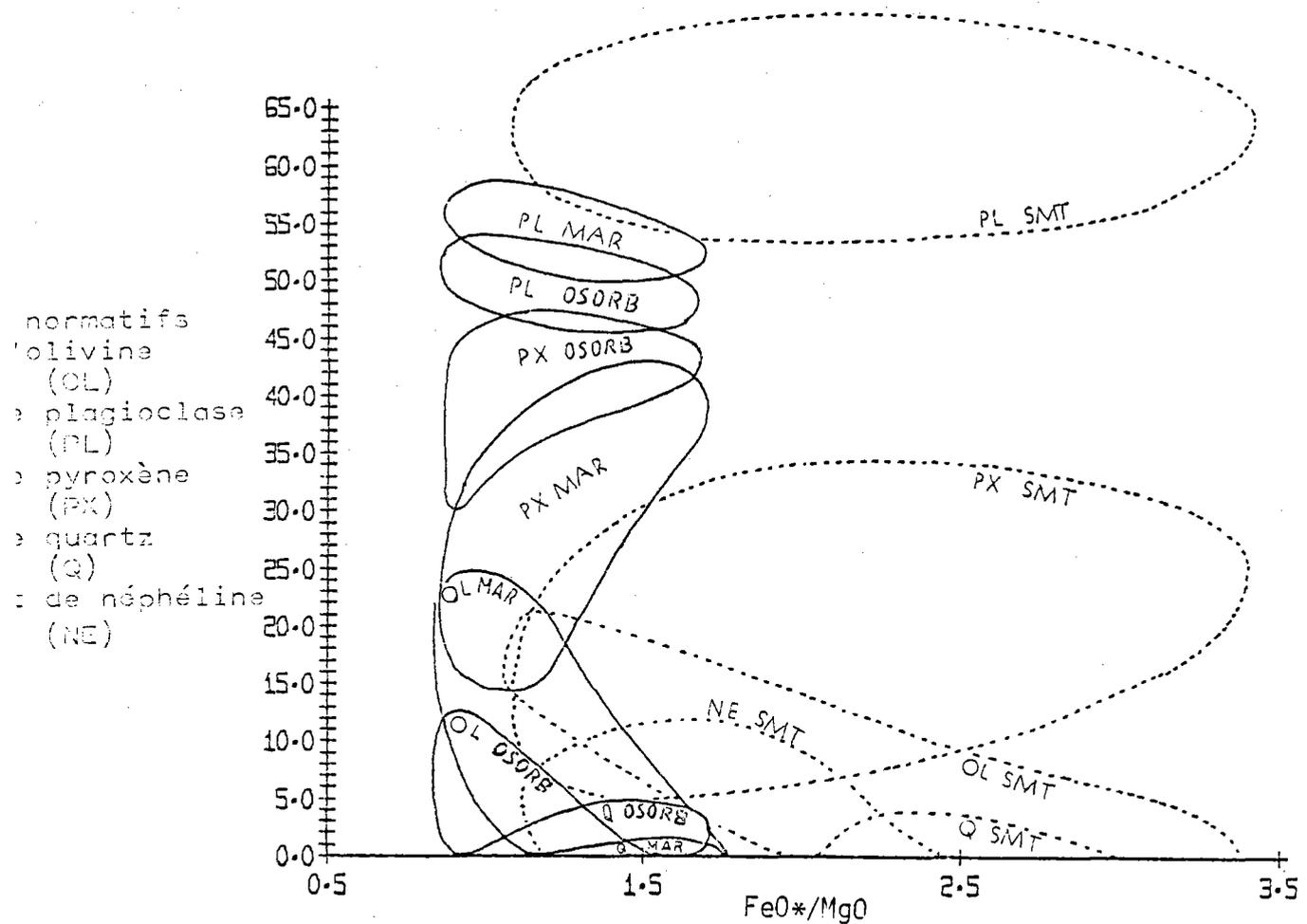


Figure 36 : Evolution de la norme (CIPW) des séries atlantiques OSORB et SORB (notée MAR) en fonction de FeO^*/MgO ; l'évolution de la série alcaline des îles et "seamounts" est-pacifiques est montrée pour comparaison.

En résumé, la graduation constatée vis à vis de la saturation en silice de ces trois séries de basaltes, correspond à une graduation des compositions normatives en néphéline, olivine, plagioclase, pyroxène et quartz, et à une graduation des rapports FeO^*/MgO des compositions primitives où la série SORB occupe toujours la position intermédiaire.

Nous avons vu que les FeO^*/MgO des liquides primitifs diminuent quand le degré de fusion partielle augmente (III B3), ceci indépendamment des paragenèses possibles du manteau supérieur, puisque ces deux oxydes entrent essentiellement dans la constitution de solutions solides ferro-magnésiennes (olivine et pyroxènes) toujours présentes. Si on admet que le manteau supérieur primaire a une composition chimique constante, alors les compositions primitives de ces trois séries OSORB, SORB et alcaline dépendent, comme nous l'avons envisagé à partir des seuls éléments hygromagmatophiles (V 4dα), de taux de fusion partielle gradués respectivement forts, moyens et faibles. Il est difficile de quantifier des degrés de fusion partielle moyens de chaque série, étant donné précisément que la composition du manteau primaire reste mal con-

nue; en admettant que l'expérience de Reay et Harris (1963) ait été effectuée sur une périclase ayant la composition de manteau primaire (figure 10), on peut estimer des taux de fusion maximums de 7% (série alcaline), 18% (SORB) et 27% (OSORB). On est loin des 15% de fusion partielle maximum des basaltes de la zone de FAMOUS (OSORB) calculés d'après les éléments traces (Joron et autres, 1976). Deux raisons peuvent expliquer ces excès : 1) les liquides primitifs choisis ont été extrapolés par des FeO^*/MgO trop faibles, ce qui est possible ; 2) la composition périclase de Reay et Harris est trop basaltique ! Comparons sa composition ($FeO^*/MgO = 0,35$) avec celles de 390 nodules de périclases à spinelle de toutes provenances (Maaloe et Aoki, 1977) représentant des parties du manteau plus ou moins résiduelles (III B1) et à priori complémentaires des liquides basaltiques primitifs; leurs FeO^*/MgO varient entre les valeurs 0,26 et 0,15 avec une moyenne de 0,19 et il est possible que les compositions les moins résiduelles par des FeO^*/MgO de 0,26 correspondent ou soient au moins proches de la composition primaire du manteau.

	1	2	3	4	5
	Manteau résiduel moyen (Maaloe et Aoki, 1977)	Moyenne des basaltes primitifs (cette étude)	Manteau primitif calculé à partir de : 10 % de fusion partielle	Manteau primitif calculé à partir de : 25 % de fusion partielle	Pyrolite III de Green et Ringwood (1970)
SiO ₂	44.2	49.0	44.68	45.4	45.2
Al ₂ O ₃	2.05	16.65	3.51	5.7	3.54
FeO*	8.29	8.58	8.32	8.36	8.47
MnO	0.13	0.14	0.13	0.13	0.14
MgO	42.21	9.80	38.97	34.11	37.48
CaO	1.92	12.18	2.95	4.49	3.08
Na ₂ O	0.27	2.19	0.46	0.75	0.57
K ₂ O	0.06	0.07	0.06	0.06	0.13
TiO ₂	0.13	0.83	0.20	0.31	0.71
P ₂ O ₅	0.03	0.08	0.04	0.04	
Cr ₂ O ₃	0.44				0.43
Total	99.66	99.52	99.4	99.4	99.75
FeO*/MgO	0.196	0.88	0.213	0.245	0.22

Le tableau page 86 donne en première colonne la composition moyenne de ces 390 nodules de manteau résiduel, la seconde la moyenne des compositions primitives OSORB et SORB (colonnes 1, 2, 5 et 6, page 77) et les deux suivantes des compositions primaires hypothétiques du manteau estimées par la somme des compositions précédentes en prenant des taux de fusion partielle respectivement de 10% (moyenne des taux calculés par Joron et autres, 1976), et 25% (en mettant les choses au pire d'après les résultats précédents); les FeO^*/MgO du manteau primaire de 0,21 à 0,24 obtenus, n'atteignent même pas la limite supérieure de 0,26 constatée précédemment dans la population des péridotites supposées résiduelles; ces rapports sont plus vraisemblables que celui de 0,35 de la péridotite synthétique de Reay et Harris; à la vue de ces résultats, il faut estimer le FeO^*/MgO du manteau supérieur primitif à 0,21-0,22 conformément aux pyrolites II ou III de Green et Ringwood (1970).

Pour avoir une meilleure approche des taux de fusion partielle, on peut les estimer comme précédemment (V A 4a) en étalonnant le diagramme FeO^*/MgO - % fusion partielle (figure 10) avec l'échantillon étudié par Bender et autres (1978); on obtient en gros moins de 4% de fusion partielle pour la série alcaline, 4 à 12% pour la population SORB et enfin 5 à 18% pour la population OSORB. Ces chiffres donnent une approche de la différence de genèse de ces séries; mais cette approche n'est pas suffisante en ce qui concerne les différences de saturation et d'alcalinité de ces trois séries.

La variation du taux de fusion partielle peu expliquer différents degrés de saturation des liquides primitifs (III B3) mais ici il n'est pas question d'invoquer le processus puisque paradoxalement la série la plus saturée (OSORB) résulte des taux de fusion partielle les plus élevés et inversement la série alcaline qui est la moins saturée résulte des taux de fusion partielle les plus faibles. Il faut par conséquent faire appel à un autre phénomène agissant d'une façon "étagée" sur les éléments majeurs; l'hypothèse de deux compositions chimiques et régionales du manteau ne permet pas non plus d'expliquer les deux populations de basaltes vis à vis des éléments majeurs; en effet les liquides primitifs ont des compositions eutectiques ou cotectiques déterminées donc indépendantes de la composition en éléments majeurs du solide initial (III B3).

Le processus d'une évolution transitoire des liquides primitifs présenté en III C, ou bien plus simplement un début de cristallisation fractionnée à haute pression, permet d'envisager la formation des deux types OSORB et SORB à partir d'un même type de liquides primitifs; en effet, les contextes différents tant du point de vue géodynamique que structural, suivant que l'on se situe au sud ou au nord de 33° Nord de la dorsale atlantique, peuvent favoriser dans un des deux cas, la précipitation de clinopyroxène haute pression par plus de 10 km dans la LVZ (cf. III C). En effet les liquides primitifs OSORB peuvent évoluer de cette façon, en ce qui concerne les éléments majeurs, jusqu'à des compositions proches de celles des liquides "primitifs" SORB; le liquide primitif OSORB à ~28% de pyroxène normatif (colonne 1 du tableau page 77) permet après soustraction de ~7% de pyroxène d'obtenir un liquide fractionné SORB à ~22% de pyroxène normatif (colonne 5 du tableau page 77).

Ce fractionnement supposé expliquerait une diminution du calcium et du magnésium drainés par les pyroxènes et inversement une augmentation de l'alumine et des hygromagmatophiles en général; le diagramme saturation-index de cristallisation (figure 19, page 46) concernant des clinopyroxènes haute pression (8 à 15 Kbars) de l'expérience de cristallisation fractionnée de Bender et autres (1978) montre qu'une composition "primitive" SORB (②) peut descendre d'une composition primitive OSORB (①) en rejoignant une tendance moins saturée par soustraction de clinopyroxène.

Tout ceci semble confirmer une parenté de ces deux types de basaltes, néanmoins certains contre-arguments tranchent le problème sans ambiguïté. Pour tenir compte de l'évolution des teneurs en TiO_2 , Na_2O et P_2O_5 les quels n'entrent pratiquement pas dans les clinopyroxènes hautes pressions, il faudrait paradoxalement 35% de cristallisation fractionnée, contre les 6% calculés précédemment. Le second argument reposant sur le comportement des éléments de transition lourds, en particulier le chrome, est encore plus convaincant; nous verrons en VI C5c que la précipitation d'une faible quantité de pyroxène est capable de drainer rapidement la totalité du chrome des liquides; par conséquent les liquides SORB ne devraient pratiquement plus contenir de chrome relativement à la quantité de ~600 ppm enregistrée en moyenne dans les basaltes primitifs (III D1a); or ceci, à ma connaissance n'a jamais été observé dans les basaltes provenant tant de la dorsale atlantique au sud de 33°N que le long de la dorsale est-pacifique (le magmatisme EPR est de type SORB, cf. V B); aussi, après une première précipitation de pyroxènes haute pression, il ne serait plus question d'observer des pyroxènes chromifères dans la constitution

des matrices solidifiées en basse pression, comme on l'observe dans la majorité des basaltes (VI C5c) tant d'origine MAR au sud de 33°N (voir en annexe V25-1-T91, V25-1-T85) que EPR (429-3-1 130, 82-7-1 60 par exemple).

Enfin, il reste difficile d'imaginer qu'une précipitation de pyroxènes haute pression puisse s'effectuer au milieu de la LVZ (> 10 km) alors que le manteau reste censé à ce niveau, poursuivre sa fusion partielle si on se réfère à l'hypothèse de la fusion dynamique (III B 5c).

L'hypothèse d'une parentée OSORB-SORB par cristallisation fractionnée haute pression est donc à rejeter.

Une solution envisageable agissant sur les éléments majeurs est celle de différentes conditions de pression et température de fusion partielle des liquides dans le manteau; ce processus a déjà été développé en III B2 et il convient remarquablement pour expliquer à la fois les différences de saturation et d'alcalinité des trois séries en question.

En conclusion, il est proposé que les trois séries : OSORB, SORB et alcaline sont générées à partir des liquides de fusion partielle associés aux trois paragenèses du manteau respectivement à plagioclase, à pyroxène et à grenat définies par Green et Ringwood (1967), ce qui correspond aux conditions de pression respective de 0 à 10 k.bars, 10 à 20 k.bars, enfin 20 k.bars et plus aux incertitudes sur les conditions de température près. Ceci permet de réenvisager les différents taux de fusion partielle en fonction de différentes profondeurs de ségrégation des liquides; en effet la ségrégation tardive des liquides c'est-à-dire par des profondeurs et pressions relativement faibles, favorise une décompression plus importante du matériel et donc des taux de fusion partielle également importants (III B3); ceci peut expliquer en particulier les taux de fusion partielle plus élevés de la série OSORB (0 à 10 k.bars) que ceux de la série SORB (10 à 20 k.bars). Ces hypothèses seront revues avec plus d'informations au chapitre VII.

B- EVOLUTION DES VERRES BASALTIQUES DE LA DORSALE EST-PACIFIQUE

1- Les diagrammes oxydes-taux d'accrétion

Les roches totales ont été utilisées dans ces diagrammes (figure 37) puisque nous verrons en V c que dans le cas de la dorsale est-pacifique, elles sont statistiquement peu enrichies et par conséquent, leurs compositions sont très souvent proches de celles des verres.

Les verres pondérés (\triangleright) pas plus que les roches totales (+) publiés ne permettent de distinguer une évolution magmatique nette en fonction du taux d'accrétion. C'est une constatation qui se trouvera controversée plus loin par l'utilisation d'un matériel représentatif (II 2c) et analysée par des méthodes récentes et plus homogènes.

D'autre part les travaux antérieurs de Scheidegger sur les plagioclases (1973) que nous verrons en VI A et ceux de Nisbet et Pearce sur le TiO_2 (1973) suggèrent une variation de la composition des basaltes en fonction du taux d'accrétion des dorsales. Nisbet et Pearce ont travaillé sur des roches totales provenant de la croûte océanique associée aux dorsales médio-atlantique (A sur le diagramme 38), Palmer (P), Juan de Fuca (JF), est-pacifique (E), du Golfe d'Aden (GA), Carlsberg (C) et sud-océan indien (C), avec l'intention d'estimer d'après les teneurs en titane actuelles, la vitesse d'expansion des dorsales fossiles.

Sur leur diagramme (figure 38) converti en taux d'accrétion, ont été reportées les teneurs moyennes en TiO_2 des verres pondérés utilisés dans cette étude respectivement des populations atlantiques OSORB (①) et SORB (②) et de la dorsale est-pacifique (③) et également puisqu'il s'agit d'un matériel nouveau et différent, les teneurs moyennes en TiO_2 des matrices des échantillons EPR prélevés par 6 (④) et 12 cm/an (⑤) de taux d'accrétion (voir II 2c et VI C1, figure 47, page 109).

On remarque que le matériel utilisé dans cette étude confirme parfaitement celui en faible quantité mais d'origine diversifiée utilisé par ces auteurs; la discontinuité OSORB-SORB semble généralisable et se produire systématiquement au seuil de 2,5 cm/an de taux d'accrétion; conjointement l'évo-

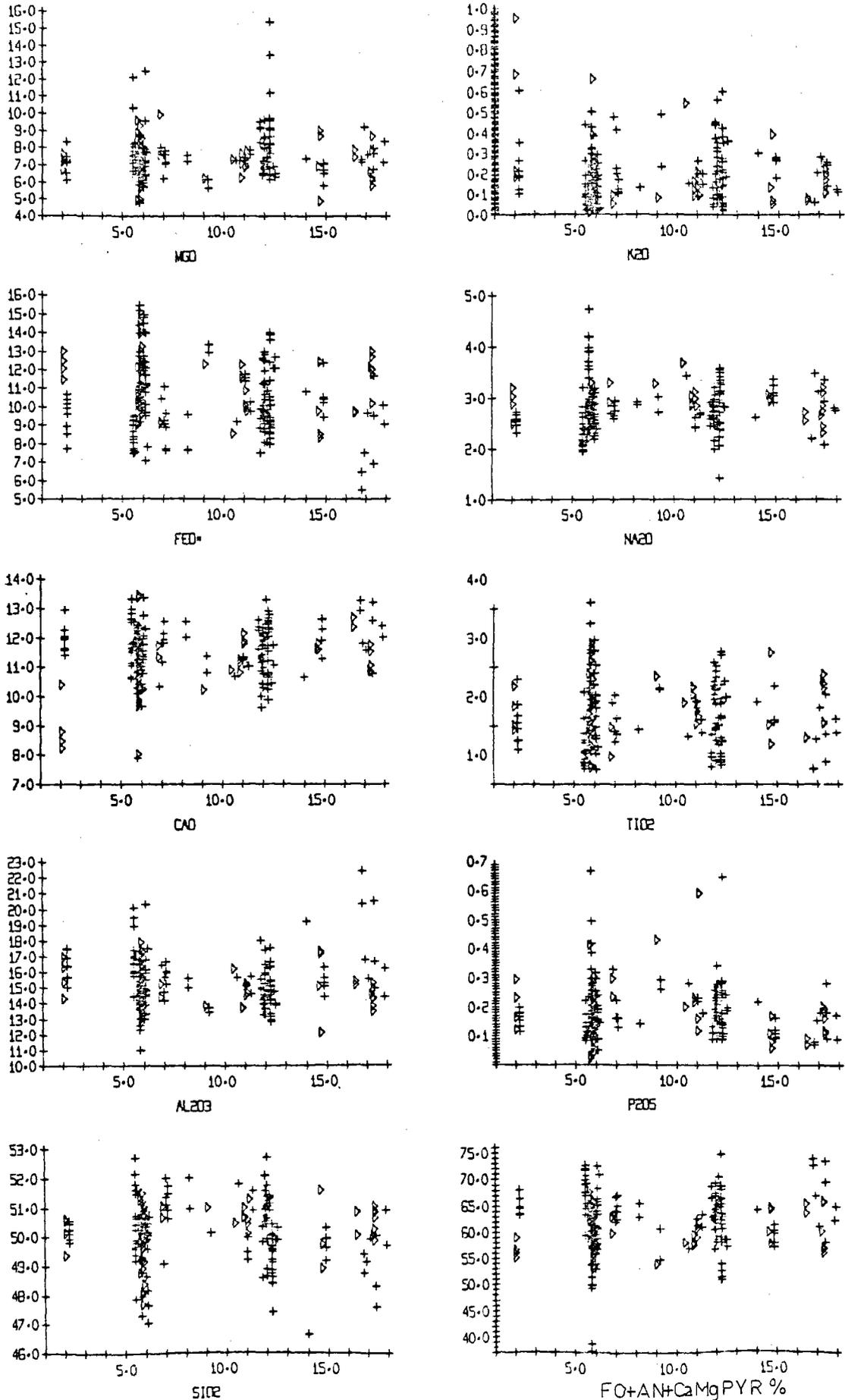


Figure 37 : Evolution de la composition des roches totales (+) et des verres basaltiques pondérés (▷) en fonction du taux d'accrétion le long de la dorsale est-pacifique.

lution magmatique par enrichissement en titane quand le taux d'accrétion augmente (vu plus en détail en VI C1), semble généralisable à toutes les dorsales médio-océaniques actuelles et pourquoi pas fossiles comme le suggèrent ces auteurs.

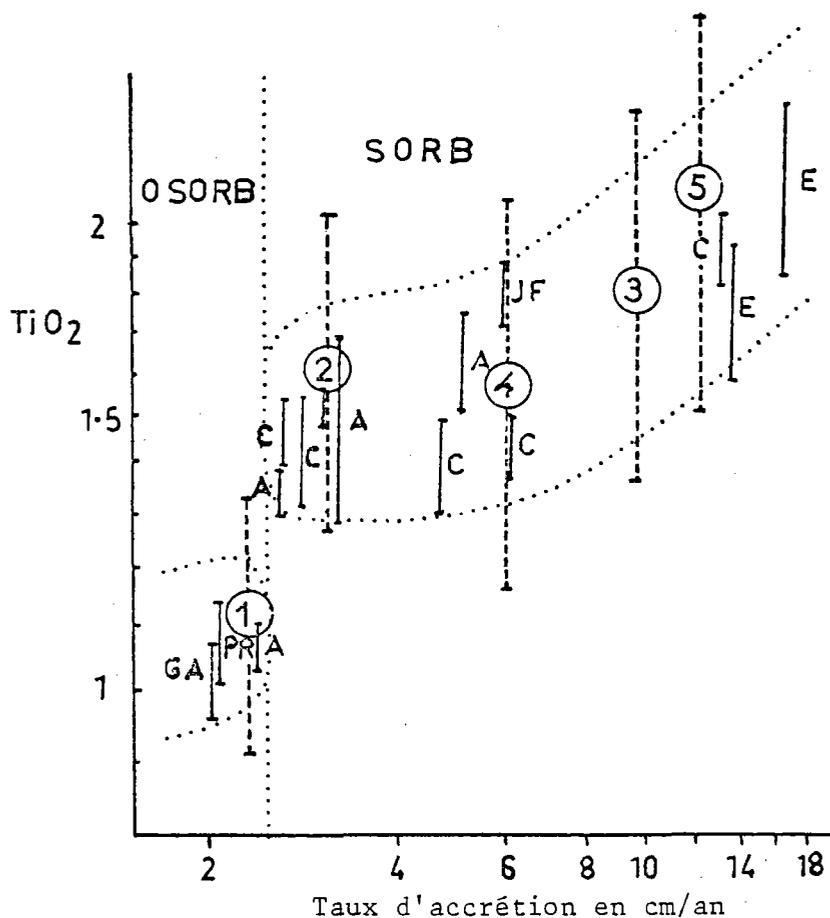


Figure 38 : Diagramme logarithmique de variation du titane des basaltes en fonction du taux d'accrétion; en trait plein sont figurées les moyennes aux erreurs d'analyses près publiées par Nisbet et Pearce (1973) et en pointillé les moyennes et les écart-types calculées dans la présente étude (voir le détail p. 90)

2- Les diagrammes oxydes-FeO*/MgO

Dans ces diagrammes (figure 39) les verres pondérés (+) montrent une évolution atteignant des FeO*/MgO beaucoup plus élevés que dans le cas des séries SORB et OSORB atlantiques dont les champs de compositions respectifs sont figurés en pointillés et en trait plein.

D'une façon générale et en particulier pour les oxydes SiO₂ et Na₂O la chimie des verres basaltiques EPR se rapproche de celle de la série SORB atlantique; les différences essentielles proviennent d'une variabilité plus grande des teneurs d'oxydes associée à une évolution a priori plus importante des basaltes EPR.

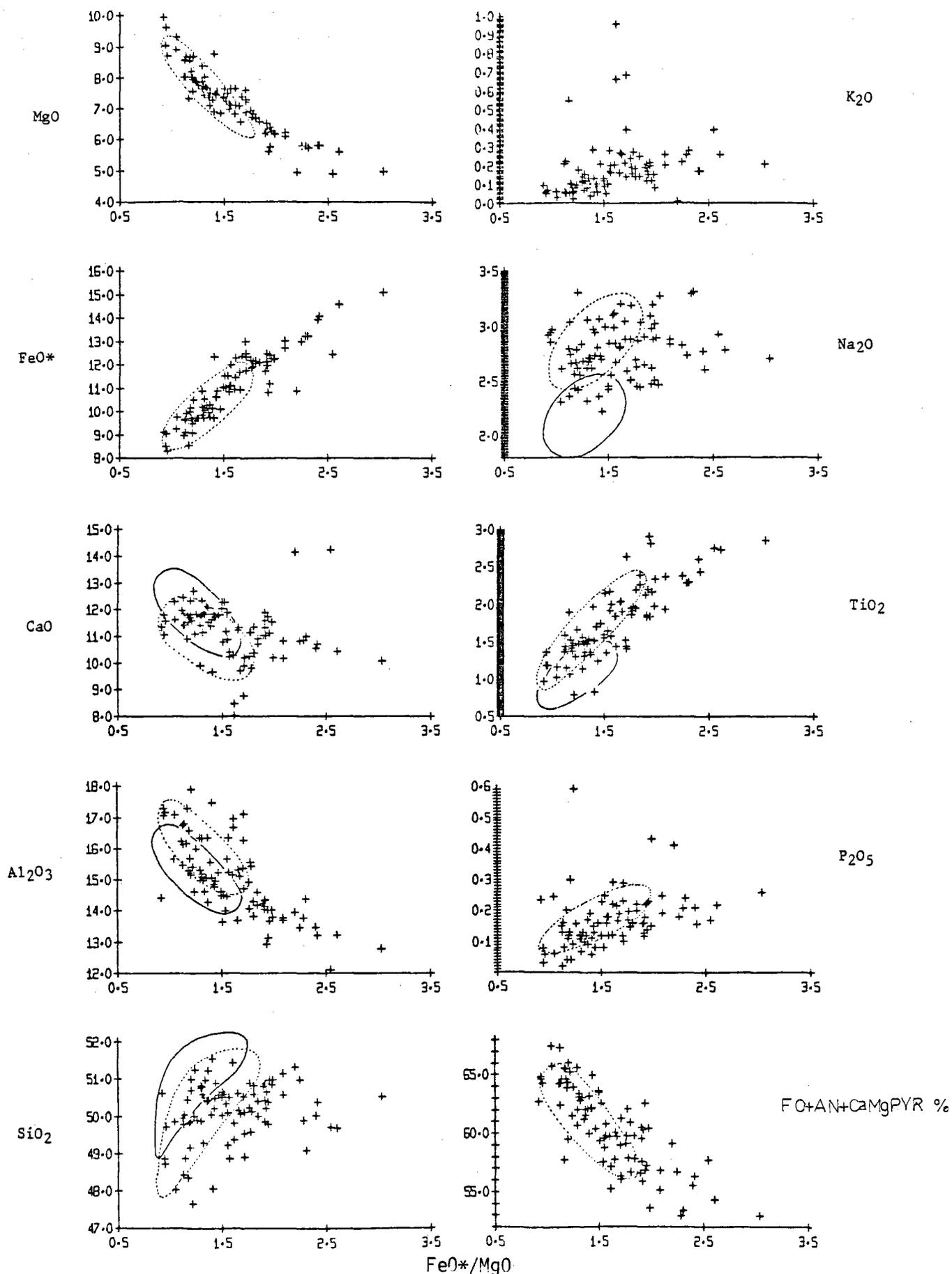


Figure 39 : Evolution de la composition des verres basaltiques EPR pondérés en fonction du FeO^*/MgO .

3- Les courbes de fréquences des oxydes

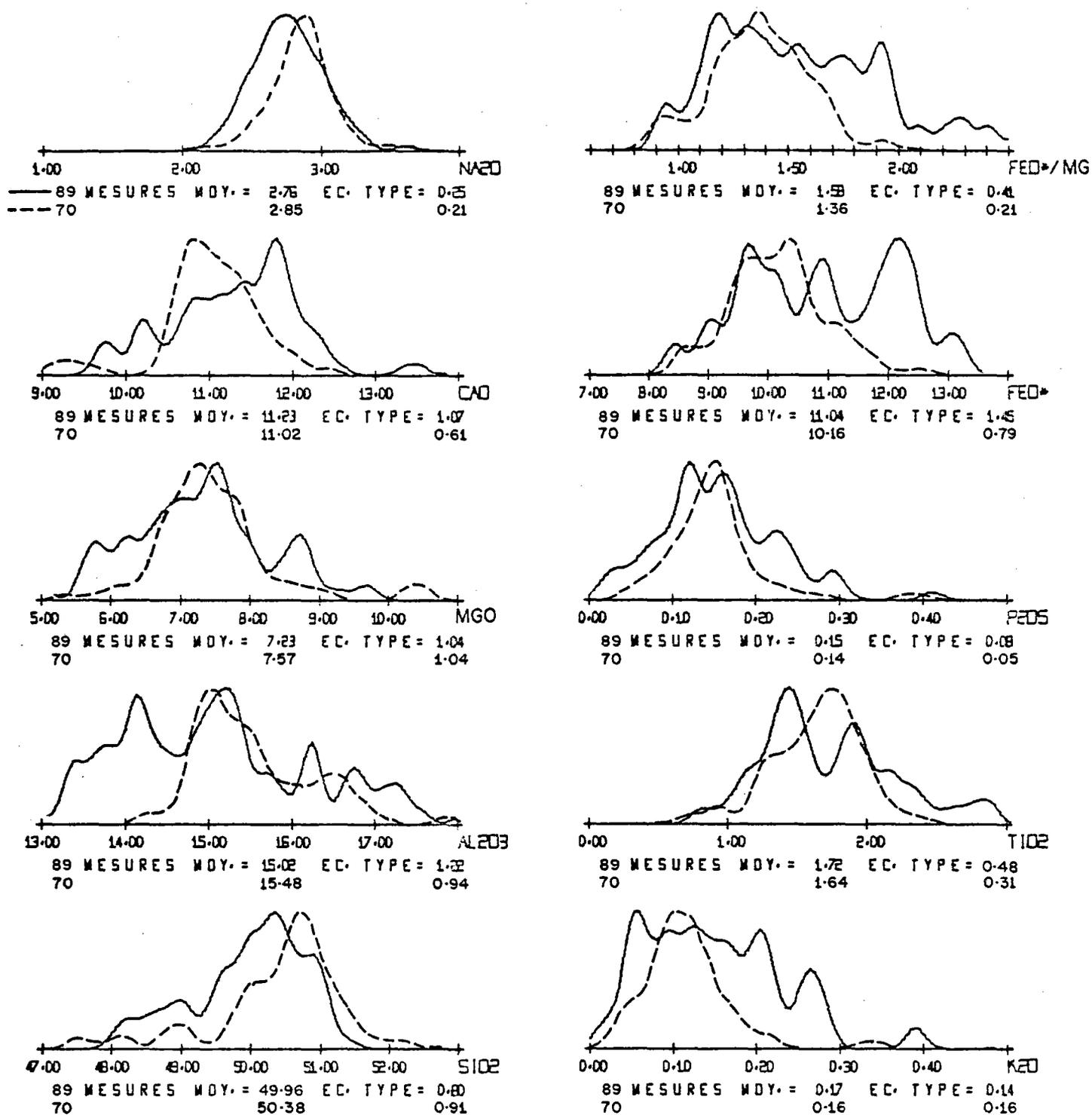
Les moyennes et écarts types des teneurs d'oxydes des verres de cette population (courbes en trait plein) sont comparés à ceux de la population SORB atlantique (courbes en pointillés, figure 40).

	basaltes EPR			SORB atlantique		
SiO ₂	49.96	±	0.80	50.38	±	0.91
Al ₂ O ₃	15.02	±	1.22	15.48	±	0.94
FeO*	11.04	±	1.45	10.16	±	0.79
MgO	7.23	±	1.04	7.54	±	1.04
CaO	11.23	±	1.07	11.02	±	0.61
Na ₂ O	2.76	±	0.25	2.85	±	0.21
K ₂ O	0.17	±	0.14	0.16	±	0.16
TiO ₂	1.72	±	0.48	1.64	±	0.31
P ₂ O ₅	0.15	±	0.08	0.14	±	0.05
Total	99.3			99.40		

On remarque en particulier les pics des teneurs en Na₂O très semblables et les FeO*/MgO tendant vers des minimums identiques de ces deux populations.

4- Evolution à tendance saturée des basaltes de la dorsale est-pacifique

Nous verrons que la pétrologie et la chimie des échantillons étudiés dans ce travail (VI) montrent une variation des taux de fusion partielle probable avec le taux d'accrétion; par conséquent aucun primitif n'était raisonnablement extrapolable étant donné la grande variation des taux d'accrétion le long de la dorsale est-pacifique.



— DORSALE EST PACIFIQUE
 - - - DORSALE MEDIO-ATLANTIQUE entre 25°N et 32°N VERRES BASALTIQUES

Figure 40 : Courbes de fréquence des oxydes des verres basaltiques pondérés des dorsales atlantique entre 25°S et 32°N et est-pacifique.

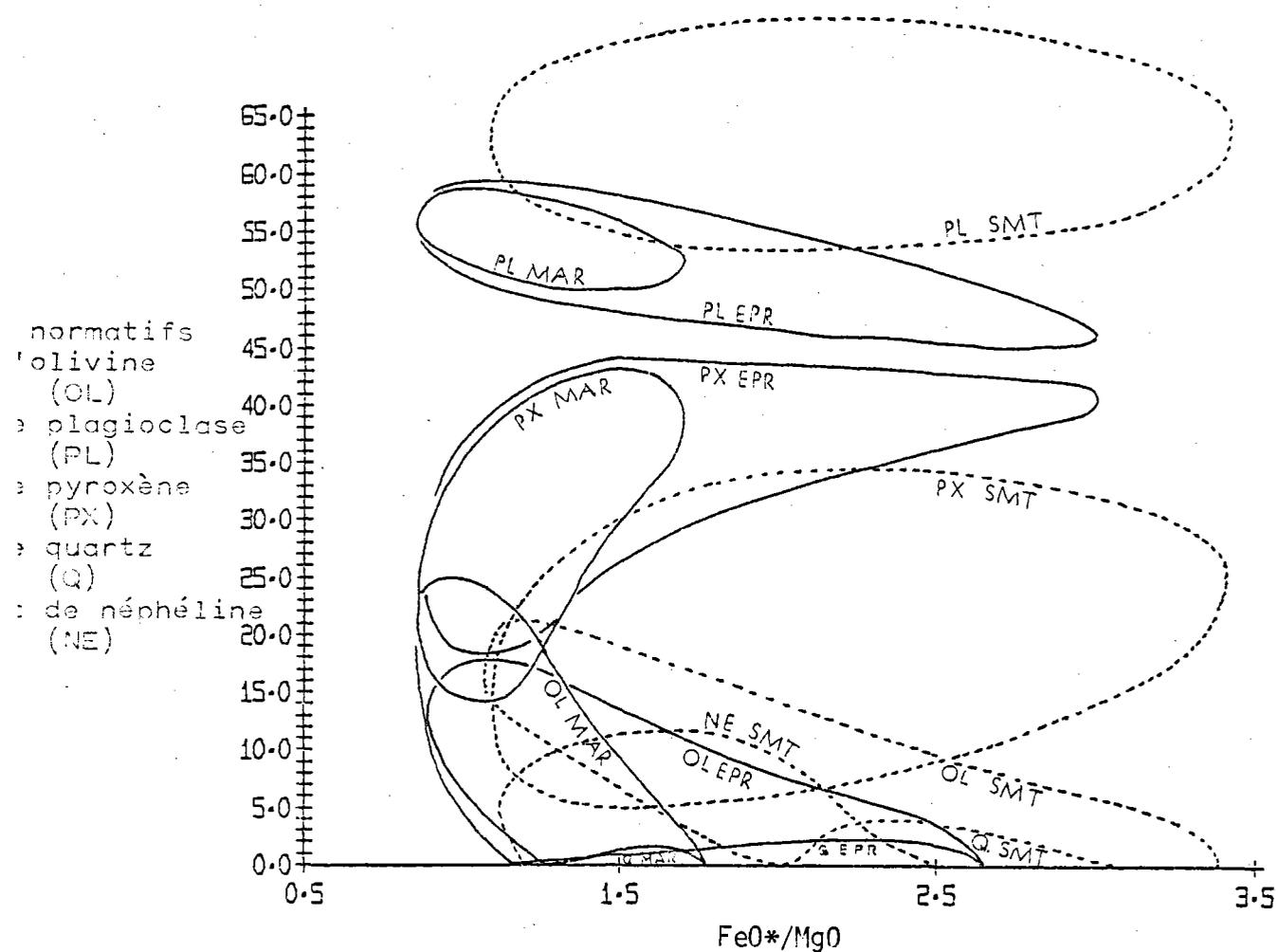


Figure 41 : Evolution de la norme des séries SORB atlantique (notée MAR), SORB est-pacifique (EPR) et alcaline (SMT) en fonction de FeO^*/MgO .

Les compositions normatives en néphéline, olivine, plagioclase, pyroxène et quartz des verres de cette population (figure 41) confirment sa similitude avec la population SORB atlantique; elle est riche en olivine, 0 à 18% et plagioclase, 46 à 59% et relativement pauvre en pyroxène, 18 à 44% et quartz, 0 à 3%.

C- ETUDE COMPARATIVE DES ROCHES TOTALES ET DES VERRES BASALTIQUES

Les figures 42 et 43 montrent les compositions des roches totales comparées aux champs de composition des verres (cerclés en pointillés) des populations SORB pacifique, SORB atlantique, OSORB et des échantillons de la zone FAMOUS (MAR par 37°N).

α) La première figure 42, page 98 utilise les oxydes MgO et TiO₂. Dans ces quatre populations, une majorité des compositions de roches totales, vis à vis de ces deux oxydes, est incluse dans les champs de composition des verres de leur population respective. Que ce soit par fusion partielle ou cristallisation fractionnée, les verres évoluent avec une diminution des teneurs en MgO et une augmentation des teneurs en TiO₂, c'est-à-dire vers la gauche et le haut des diagrammes; les roches totales sortant des champs de composition des verres sur la gauche, représentent des basaltes appauvris en MgO et TiO₂ et à priori enrichis en plagioclase; réciproquement les roches totales sortant sur la droite, représentent des basaltes à priori enrichis en olivine ou en pyroxène.

Ces diagrammes permettent de constater une différence de dispersion des compositions des roches totales EPR et MAR. La population des basaltes de la dorsale est-pacifique montre relativement peu de dispersion par enrichissement en phénocristaux; seulement 15% des compositions sont manifestement enrichis soit en plagioclase, soit en olivine ou pyroxène; pour cette raison la large variabilité des teneurs en MgO, TiO₂, FeO*/MgO, etc... des verres de cette population ne peut vraisemblablement pas être expliquée par l'action de la seule cristallisation fractionnée; ceci suggère des taux de *fusion partielle* par conséquent très divers affectant cette population (voir III B3). Les populations SORB et OSORB atlantiques montrent par rapport au champ de composition de leurs verres respectifs, des dispersions latérales importantes par enrichissement en phénocristaux; en effet plus de 40% de leurs compositions sont manifestement enrichis en plagioclase, en olivine ou en pyroxène; pour cette raison, on peut conclure que la *cristallisation fractionnée* est un processus de différenciation prépondérant le long de la dorsale atlantique, ceci en dépit de l'absence de grande chambre magmatique crustale, avancée par certains auteurs (voir III D10).

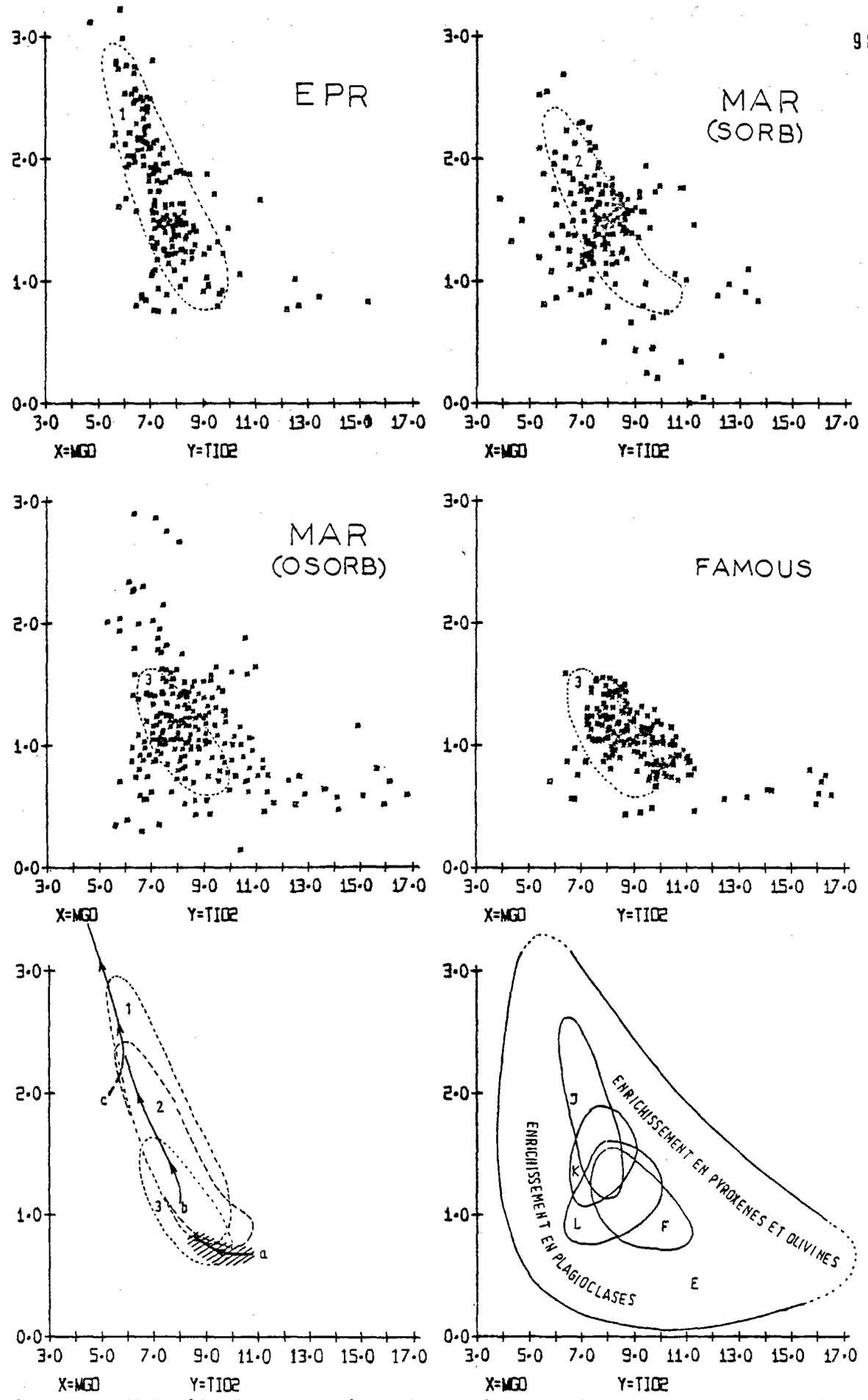


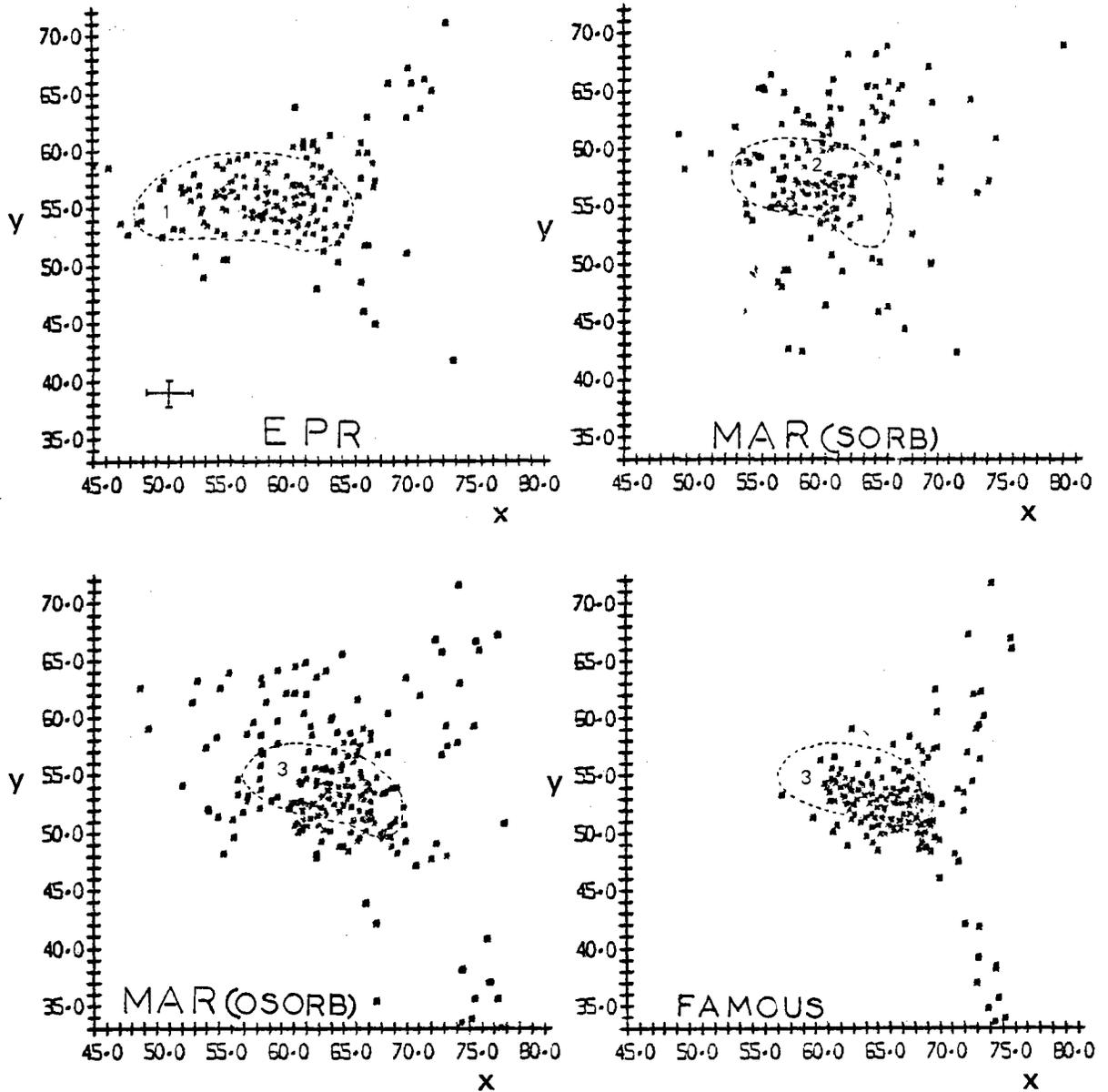
Figure 42 : Diagrammes MgO-TiO₂ de comparaison des roches totales aux verres basaltiques pondérés des dorsales est-pacifique (EPR) et atlantique au sud de 33°N (MAR 'SORB') et au nord de 33°N (MAR 'OSORB' & FAMOUS); les champs de compositions des verres sont cerclés (1:SORB est-pacifique; 2:SORB atlantique; et 3:OSORB atlantique); pour 'a, b et c' voir la figure 20 page 54.

Les roches totales de la zone FAMOUS sont bien sûr comparées au champ de composition des verres OSORB; une certaine homogénéité de leurs compositions apparaît par rapport aux populations précédentes. On remarque en particulier la représentativité limitée de cette collection; en effet une forte proportion des compositions est enrichie en MgO et correspond aux basaltes à olivines des monticules axiaux, Mont de Vénus et Mont Pluton, de la vallée du rift (Hekinian et autres, 1976).

β) La seconde figure 43 page 100, utilise des facteurs plus complexes établis à partir du diagramme ternaire normatif ANORTHITE - FORSTERITE - Ca Mg PYROXENE dont les pôles représentent les constituants hautes températures des principaux minéraux basaltiques. Le facteur X correspond à la somme des pourcentages de ces trois constituants par rapport au total de la roche; ce facteur est par conséquent élevé dans les basaltes picritiques ou très enrichis en plagioclase ($X > 70\%$) et il dérive vers la gauche des diagrammes aussi bien sous l'effet de la cristallisation fractionnée que de celui de la fusion partielle puisqu'une proportion moindre de constituants hautes températures implique une température du liquide moins élevée. Le facteur Y correspond à la proportion d'anorthite normative, par rapport au total des constituants hautes températures précédents, obtenue après projection suivant la direction d'évolution par cristallisation fractionnée expérimentale des verres de Bender et autres (1978) sur le côté ANORTHITE - Ca Mg PYROXENE du diagramme ternaire; ce facteur estime donc la proportion théorique d'ANORTHITE/ANORTHITE + Ca Mg PYROXENE des roches quand elles atteignent un bilan de silice normative nul; il permet d'apprécier d'une autre façon que les diagrammes MgO-TiO₂, les roches enrichies en plagioclase se déplaçant au-dessus des champs de composition des verres et les roches enrichies en olivine ou pyroxène situées au-dessous des champs de composition des verres.

NB. Les diagrammes en bas de la figure 43, montrent l'évolution à 0 K. bar des verres de l'expérience de Bender et autres, respectivement sur les diagrammes ANORTHITE - FORSTERITE - Ca Mg PYROXENE où ils servent à définir leur direction d'évolution par cristallisation fractionnée (flèche) et sur un diagramme FeO*/MgO - Y (Y tel que défini précédemment) où ils mettent en évidence le fractionnement précoce d'olivine ($FeO^*/MgO < 0,87$) puis une évolution moyenne horizontale avec les FeO*/MgO croissant; cela teste la direction de projection choisie pour définir le facteur Y.

Les roches totales EPR montrent de nouveau à peine 20% de compositions typiquement enrichies contre près de 45% dans le cas des roches totales MAR.



X=%ANORTHITE+FORSTERITE+CaMgPYROXENE
 Y=%ANORTHITE(Saturation nulle)

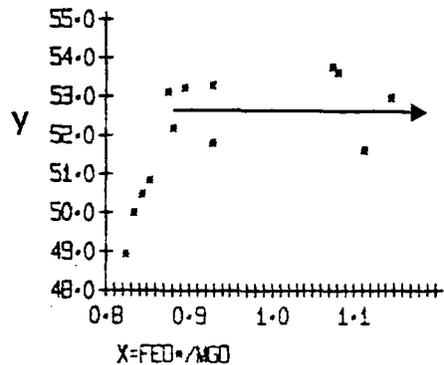
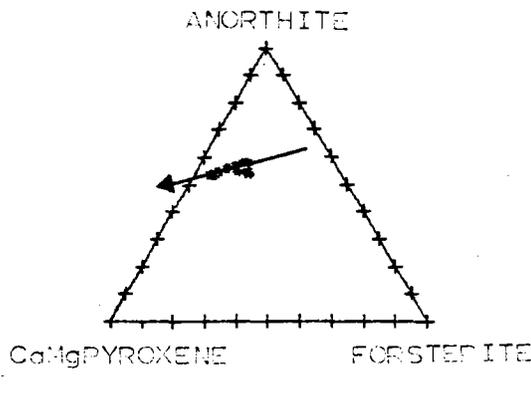


Figure 43 : Diagrammes X-Y normatifs tel que définis ci-dessus de comparaison des roches totales aux verres basaltiques, voir le commentaire de la figure 42; en bas, diagrammes de définition de la direction de cristallisation fractionnée à 0kbars et du facteur Y d'après les résultats de l'expérience de Bender et autres (1978).

Ces diagrammes vérifient parfaitement les hypothèses relatives au diagramme MgO-TiO₂ comme quoi la *cristallisation fractionnée* et les *enrichissements en cristaux* qui l'accompagnent nécessairement, sont un processus magmatique prépondérant dans le cas de la *dorsale atlantique*, tandis qu'il semble que seule une *large gamme de degrés de fusion partielle* des liquides primitifs puisse tenir compte de l'évolution longue des verres (FeO*/ MgO de 0,8 à 2,6) conjointement à la fréquence relativement faible des enrichissements des basaltes de la *dorsale est-pacifique*.

VI- EVOLUTION MINERALOGIQUE ET PHYSICOCHIMIQUE DES BASALTES OCEANIQUES EN FONCTION DU TAUX D'ACCRETION DES DORSALES

Cette étude est basée sur 88 échantillons de basaltes dont 45 ont été spécialement sélectionnés (voir chapitre II 2c) et analysés pour cette étude (voir en annexe), les autres proviennent des travaux publiés, voir le détail des sources au chapitre II 2 .

A- PRELIMINAIRES

α) Scheidegger a effectué en 1973 une étude partielle de ce type à partir de 35 échantillons de basaltes provenant de la dorsale médio-atlantique par 22°N (MAR sur les diagrammes 44 et 45), de diverses localités le long de la dorsale est-pacifique (EPR) et également des dorsales Gorda et Juan de Fuca (GR-JFR); il a écarté une dizaine d'autres échantillons parce qu'ils étaient vraisemblablement le produit de volcanisme alcalin.

Son étude porte essentiellement sur la composition des plagioclases et leurs températures de cristallisation en fonction de la vitesse d'expansion des dorsales.

Les compositions des microphénocristaux et phénocristaux de plagioclase ont été déterminées par la technique de fusion de Dawson et Maxwell (1958), tandis que les compositions des verres basaltiques en équilibre avec ces cristaux ont été établies par spectro-photométrie.

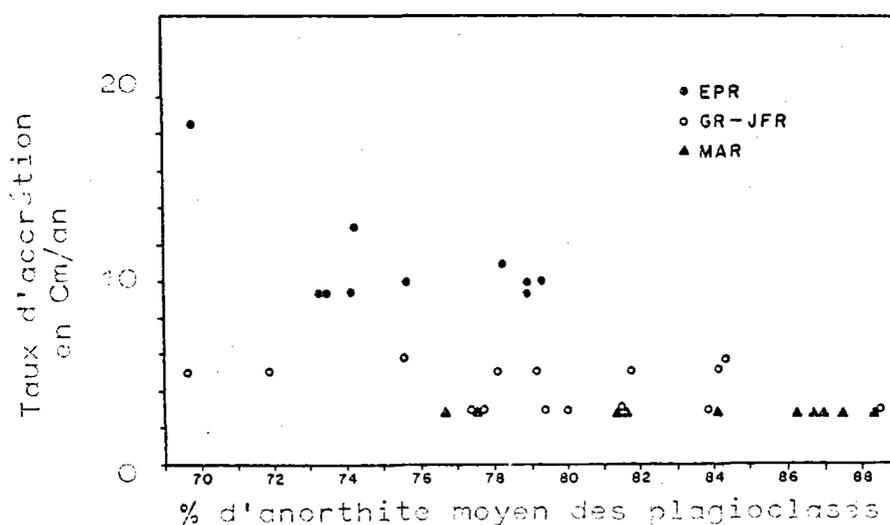


Figure 44 : Teneur moyenne en anorthite des plagioclases précoces en fonction du taux d'accrétion d'après Scheidegger (1973).

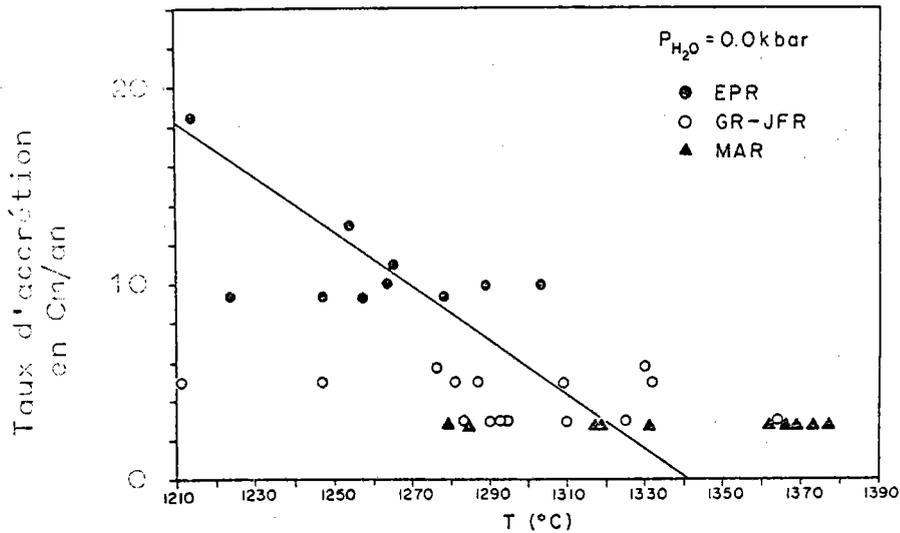


Figure 45 : Evolution de la température de cristallisation des plagioclases en fonction du taux d'accrétion d'après Scheidegger (1973).

β) L'essentiel de ces résultats se résume en deux diagrammes (figures 44 et 45); l'un montre la composition moyenne des plagioclases de chaque échantillon et l'autre leurs températures de cristallisation en fonction de la vitesse d'expansion des dorsales; les corrélations de ces facteurs se révèlent négatives. Scheidegger interprète ces résultats et soutient que la composition des basaltes ainsi que leur température varient en fonction de la vitesse des dorsales et il pose l'hypothèse que comme les températures de ces magmas sont héritées du manteau, que leurs formations ont eu lieu par des températures donc des profondeurs différentes, calculables si on connaît le gradient géothermique dans le manteau sous les dorsales; il suppose que les magmas basaltiques "relativement chauds" de la dorsale lente atlantique sont générés par environ 23 Km tandis que les magmas "moins chauds" de la dorsale rapide est-pacifique proviennent d'à peu près 16 km de profondeur sous la dorsale.

Il souligne que les basaltes de la dorsale est-pacifique montrent une plus grande proportion de tholéiites à quartz comme il a été constaté au chapitre V B dans la série SORB; en effet rappelons que la saturation en silice augmente avec le FeO^*/MgO et que les basaltes EPR sont, de ce point de vue, les plus évolués.

γ) Certaines critiques sont à faire à ce travail; d'abord les techniques d'analyses des verres et des plagioclases qui sont vétustes comparées aux microsondes électroniques, et le nombre relativement réduit d'échantillons

(35) ne permettent pas une grande précision dans les résultats; aussi les températures qu'il calcule sont plus élevées que celles des olivines (voir VI D2) alors que les lames minces des échantillons étudiés ici (voir leurs descriptions en annexe) montrent que, dans le cas de basaltes en début de cristallisation, les microphénocristaux d'olivine (et spinelle) sont d'abord seuls, puis que dans certains autres basaltes apparaissent en plus des microphénocristaux de plagioclase à fortes teneurs en anorthite (échantillons CH4-D1-15, 18 et 30); dans le cas de basaltes de cristallisation plus avancée, il reste difficile de conclure car la taille des cristaux permet d'envisager leur transfert dans les magmas; alors il ne faut pas déduire de la seule présence de phénocristaux de plagioclase en équilibre avec leur matrice qu'ils sont apparus en tant que première phase, les olivines ont vraisemblablement été sédimentées. Aussi nous confirmerons que la température des plagioclases ne donne pas la température initiale des basaltes. De plus, tous ces échantillons sont vraisemblablement de type SORB puisque les seuls provenant de l'atlantique ont été prélevés par 22° Nord.

B- LES CONDITIONS D'ANALYSE A LA MICROSONDE

La totalité des analyses microsondes nouvellement acquises (II 1c et 2c) ont été effectuées personnellement par l'auteur de cette étude.

Les conditions de travail à la microsonde électronique sont importantes à considérer du fait d'une certaine fusibilité et volatilité des verres en général; dans le cas des basaltes océaniques cependant, il est bon de rappeler qu'ils contiennent peu de fluides (III D2b) et au total relativement peu d'éléments légers comparés aux basaltes alcalins ou continentaux.

Ces conditions ont été une tension d'accélération de 15 kilovolts, un courant sonde de 10-12 nano-ampères, un temps de comptage de 6 secondes, et un faisceau focalisé de ~1 microns de diamètre, ce qui demande au verre de supporter une énergie de ~300 calories par millimètre carré.

A titre de comparaison, Byerly et autres (1974) qui ont longuement expérimenté l'analyse des verres basaltiques, opèrent par 15 kilovolts, 300 nano-ampères, un temps de comptage de 10 secondes et un faisceau défocalisé de ~50 microns de diamètre, ce qui soumet les verres à 6 calories par millimètre carré.

Nos conditions de travail sont bien adaptées à l'analyse des minéraux qui exigent l'utilisation d'un faisceau bien focalisé; mais en ce qui concerne les verres, ces conditions n'étant pas idéales, leurs analyses sont peut-être, à considérer avec précaution.

L'ordre d'analyse des éléments tient compte de leurs volatilités et l'opération est effectuée en trois cycles : K - Na - Si - Fe, Ca - Al - Mg - Mn, puis Ti - Cr - P. Enfin la raie $K\alpha$ a été choisie pour doser tous les éléments.

C- RESULTATS PETROGRAPHIQUES

α) La description des lames minces, les analyses modales et les commentaires relatifs à chaque analyse à la microsonde effectuée sur les 45 échantillons spécialement sélectionnés pour cette étude, plus un 46ème (RS 21-17B) qui malheureusement a dû être écarté en raison des doutes qui subsistaient sur sa provenance (transport possible par les glaces antarctiques), également le détail des analyses chimiques, sont disponibles en annexe.

β) La totalité des analyses chimiques microsondes provenant de publications ou nouvellement acquises (voir II 2b et c) a été reportée sur un diagramme ternaire dont les pôles sont choisis de façon à séparer au mieux les phases magmatiques, celles de recristallisation ou d'altération; en outre, ils dispersent les compositions de chaque phase magmatique de façon à montrer leur évolution chimique; ces pôles sont $Si/12 + Al/3 + Ti+Cr$; $Fe+Na$ et $Mg/3 + Ca/3 + Cr$ en pourcentages atomiques (figure 46).

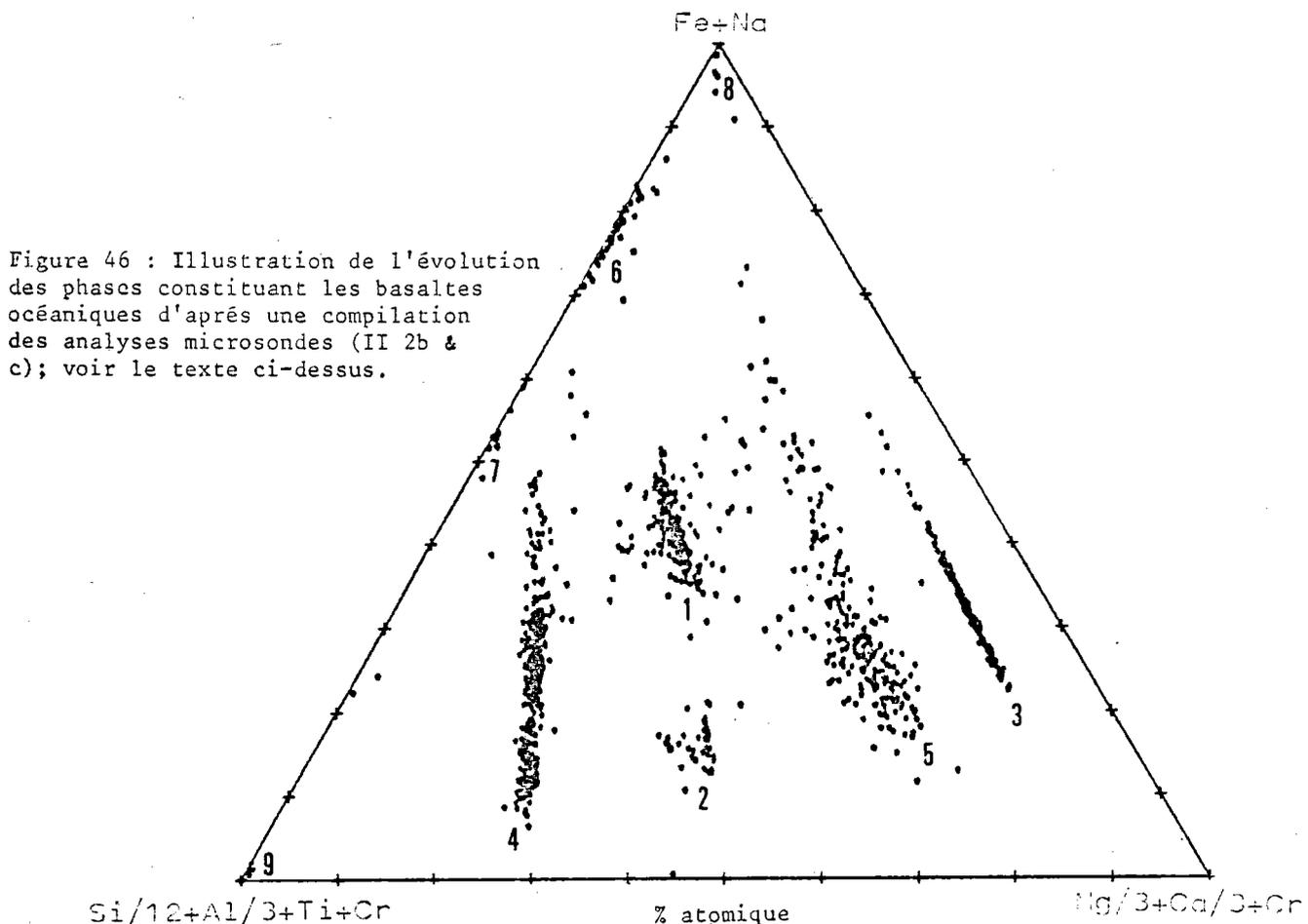
Essentiellement six groupes de composition ressortent de ce diagramme :

- En 1 les verres basaltiques évoluent en s'enrichissant en Fe et Na vers le haut du diagramme. Les verres SORB et OSORB ne sont pas distinguables.
- En 2 les spinelles évoluent essentiellement en s'appauvrissant en Cr, vers le haut du diagramme.
- En 3 les olivines évoluent en s'appauvrissant en forstérite, c'est-à-dire en Mg, vers le haut du diagramme. Leur bande de composition étroite comparée à la dispersion des compositions des autres phases, s'explique par une faible quantité d'impuretés entrant dans leur réseau.

- En 4 les plagioclases évoluent en s'appauvrissant en anorthite, c'est-à-dire en Ca et Al, vers le haut du diagramme.

- En 5 les pyroxènes évoluent en s'appauvrissant en enstatite, c'est-à-dire en Mg, vers le haut du diagramme. La dispersion latérale des compositions est remarquable et s'explique essentiellement par l'Al et le Ti qui se comportent vis à vis des pyroxènes basses pressions, comme des constituants mineurs (Coish et Taylor, 1979).

- En 6 se trouve le groupe des titanomagnétites. La quantité des points donne une idée de la fréquence relative de chaque phase; ainsi un certain nombre de groupuscules correspondent à des phases mineures telles qu'en 7 le groupe des ilmenites, en 8 celui des hématites et magnétites, en 9 celui du quartz. Un certain nombre de points dispersés surtout autour du champ de composition des verres, correspondent à des produits d'altération (palagonite) ou de cristallisation tardive (chlorite, etc...) des verres ou des mésostases.



Les cinq premiers groupes sont étudiés dans les chapitres à suivre. En particulier les verres sont à reconsidérer ici puisqu'ils représentent dans chaque échantillon les liquides en équilibre avec les phases cristallines relativement précoces qui font l'objet de la présente étude pétrographique.

1- LES LIQUIDES

α) Les 45 échantillons sélectionnés pour cette étude, l'ont été en vue de certains critères. Ils ont été sélectionnés de façon à conférer à la collection un maximum de représentativité; pour cette raison et autant que possible, un seul échantillon par forage du Leg 54, de même un seul échantillon par plongée submersible de la campagne CYAMEX ont été considérés; aussi l'échantillonnage recouvre des zones de dorsale très diverses.

Cependant un autre critère est intervenu; étant donné l'intérêt représenté par la température de cristallisation des basaltes et l'utilisation des équilibres liquide-solide pour calculer ces températures; il fallait avoir dans la mesure du possible l'analyse du verre en équilibre avec les phénocristaux de chaque échantillon; ainsi les lames ont été taillées de préférence dans les franges de verre conservées à la périphérie des coulées et des pillows.

Dans certains cas où du verre n'a pas pu être analysé, les compositions des liquides en équilibre avec les phénocristaux ont été estimées par celles des matrices, ou bien dans le cas de roches aphyriques ou presque aphyriques, par celles des roches totales. Les roches totales des échantillons typiquement altérés n'ont pas été utilisées.

β) Cette étude des verres et matrices concernant 88 échantillons, puisqu'un certain nombre proviennent de publications (II 2b) s'oppose à celle essayée au chapitre V pour plusieurs raisons. La principale c'est qu'une majorité des roches utilisées ici ont été analysées relativement récemment et par le même laboratoire (laboratoire de Lithologie du COB), et dans le cas des analyses à la microsonde électronique, par des appareils de même type dont les responsables se concertent fréquemment; ainsi on a la certitude d'avoir une bonne homogénéité des résultats du point de vue des méthodes d'analyses, contrairement aux données utilisées dans le chapitre V B qui proviennent de nombreux laboratoires, de méthodes d'analyses différentes et également dont certaines sont assez anciennes.

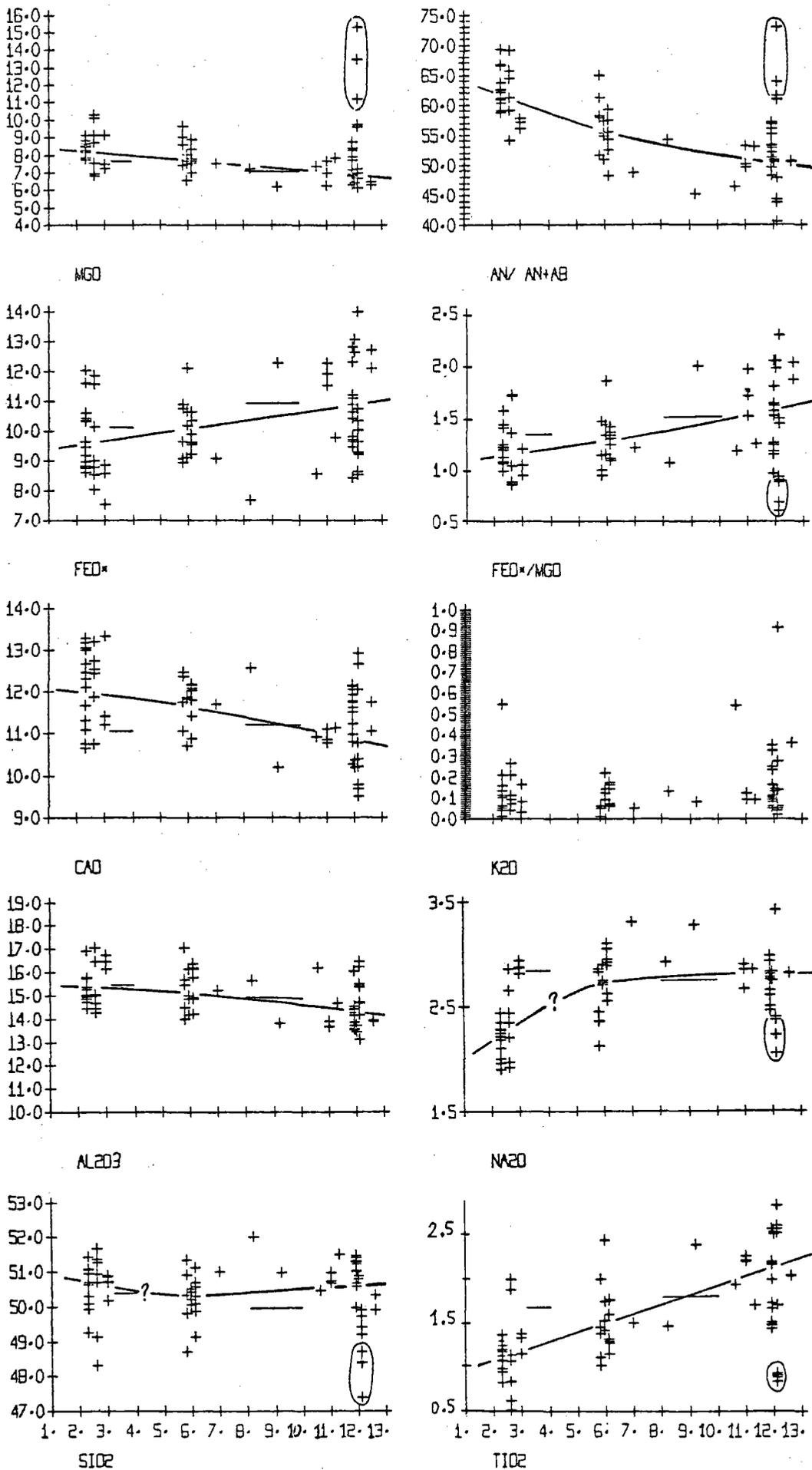
La seconde raison, c'est que l'insuffisance d'analyses de verres est compensée par des analyses de roches totales dont on sait qu'elles correspondent à des basaltes peu porphyriques (cas des échantillons du leg 54) ou bien par des analyses de matrice, obtenues en soustrayant aux roches totales

leurs parties phénocristallines (calculs possibles grâce aux analyses modales et analyses chimiques des phénocristaux de chaque échantillon) ou bien obtenues par scanning à la microsonde électronique (analyse d'une petite surface soigneusement choisie de matrice par un balayage au faisceau électronique); malheureusement la méthode du scanning semble surestimer le sodium et les analyses obtenues totalisent trop en dessous du 100% idéal (CH4-D1-34 et 42).

γ) La figure 47 page 109 montre la variation des teneurs en oxydes, du rapport FeO^*/MgO et du rapport normatif anorthite sur anorthite plus albite ($an/an + ab$) des verres ou matrices disponibles de la presque totalité des 88 échantillons dont proviennent les analyses de minéraux, en fonction du taux d'accrétion des dorsales atlantique et est-pacifique.

Pour mémoire, de gauche à droite sur ces diagrammes, on a successivement entre 2 et 3 cm/an de taux d'accrétion, les lots d'échantillons MAR par 53°N, MAR par 37°N (analyses publiées par Hekinian, Moore et Bryan, 1976 notamment) et MAR par 25°N; vers 6 cm/an de taux d'accrétion les lots d'échantillons EPR par 23°N et 21°N (analyses publiées par Moore et autres, 1977 notamment); à 7 cm/an un échantillon de la dorsale du Chili, à 8,2 - 9,2 et 10,6 cm/an, trois échantillons EPR respectivement par 54°S, 56°S et 13°N; à 11 cm/an trois échantillons EPR par 33°S; à 11,3 cm/an un échantillon EPR par 11°N; vers 12 cm/an deux lots d'échantillons EPR par 8° et 9°N (analyses publiées par Batiza et autres, 1977, d'échantillons de la zone de fracture Siqueiros notamment); enfin pour finir deux échantillons EPR par 2°N (Leg 9, site 82).

Ces diagrammes dans l'ensemble montrent une variation de la composition des liquides avec le taux d'accrétion. Avant de décrire ces variations, il convient de rappeler deux points. D'abord les échantillons MAR sauf 4 d'entre eux par 25°N sont vraisemblablement du type OSORB puisque provenant de 37°N et 53°N (voir V A). Ensuite les trois échantillons de basaltes picritiques décrits par Batiza et autres (1977) sont très probablement des cas particuliers de roches associés au contexte d'une zone de fracture comme nous l'avons déjà souligné (III D 3-d); pour cette raison, ils ont été cerclés sur les diagrammes du SiO_2 , du MgO , du TiO_2 , du Na_2O , du FeO^*/MgO et " $an/an + ab$ " où ils tranchent par leur comportement abérant comparé à celui des autres échantillons.



Evolution de la composition des verres ou matrices des basaltes en fonction du taux d'accrétion en cm/an le long des dorsales médio-océaniques.

Figure 47

δ) Les courbes de maximum de densité ont été tracées sur chaque diagramme, sauf celui du K_2O étant donné le comportement particulier des éléments LIL et sans tenir compte des basaltes picritiques précédents.

En ce qui concerne les échantillons MAR, la moyenne de leurs compositions, désignée par la hauteur des courbes entre 2 et 2,5 cm/an de taux d'accrétion, confirme très parfaitement la composition moyenne de la série OSORB (V A3 voir page 73) malgré qu'il ne s'agisse pas tout à fait du même échantillonnage et que celui qui est utilisé ici est plus réduit.

Dans le même ordre d'idée, la composition moyenne de la série SORB de la dorsale est-pacifique (V B3 page 94) a été reportée sur les diagrammes sous forme d'un trait horizontal long (entre 8 et 10 cm/an de taux d'accrétion) afin de la comparer à l'évolution moyenne des liquides EPR désignée par la variation des courbes entre 5 et 13 cm/an de taux d'accrétion; ici aussi malgré que les échantillonnages ne correspondent pas, leurs moyennes se confirment l'une l'autre relativement bien en particulier pour le titane et le sodium.

La composition moyenne de la série SORB de la dorsale atlantique (V A3 page 73) figure de même sur ces diagrammes entre 3 et 4 cm/an de taux d'accrétion comme l'implique la répartition géographique de cette série entre $33^\circ N$ et $25^\circ S$ (voir IV 3). Cette composition moyenne ne confirme pas la tendance montrée par les courbes surtout en ce qui concerne le calcium, le titane et le sodium; cette série SORB atlantique s'aligne sur une composition normalement attendue, d'après les courbes, par des taux d'accrétion plus élevés. Comme nous l'avons vu en V B1, il faut incriminer la grande discontinuité de composition entre les populations OSORB et SORB pour expliquer cette anomalie.

ε) Si on se fie à l'échantillonnage qui est l'objet de ce chapitre VI, il faut admettre que la composition des liquides basaltiques tend en moyenne à s'appauvrir en aluminium, en calcium et en magnésium et à s'enrichir en fer, en sodium, en titane et à priori en phosphore avec les taux d'accrétion croissants. Les courbes de variation du FeO^*/MgO et du rapport normatif " $a_n/a_n + a_b$ " confirment celles des oxydes et traduisent que les basaltes générés au niveau des dorsales médio-océaniques sont d'autant plus *basiques* que la dorsale est *lente* ou inversement d'autant plus *évolués et riches en éléments hygromagmatophiles* que la dorsale est *rapide*. Ceci confirme l'utilisation des teneurs

en titane par Nisbet et Pearce (1973) pour évaluer le taux d'accrétion des dorsales fossiles (V B1).

ζ) Si dans l'ensemble ces diagrammes montrent des variations croissantes ou décroissantes apparemment continues des teneurs en oxyde, la silice, le sodium, de façon moins évidente le calcium et le titane, posent quand même un problème. On pourrait s'attendre à ce que les teneurs en silice augmentent en même temps que le FeO^*/MgO , c'est-à-dire avec les taux d'accrétion croissants; or les échantillons MAR contredisent cette tendance en étant trop riches en silice. Bien sûr, on peut affirmer que la faible variation des teneurs en silice accompagnant toujours l'évolution des basaltes est du même ordre que l'incertitude des analyses; néanmoins le calcul des moyennes, comme celui des courbes de maximum de densité, diminue notablement cette incertitude; assez certainement, cette anomalie de la silice témoigne de la tendance sur-saturée des échantillons OSORB comme nous l'avons vue au chapitre V A 4b. Cette hypothèse est confirmée par les teneurs exagérément basses en sodium par rapport à celles qu'on pourrait attendre d'après les courbes, or cette sous-alcalinité est également caractéristique de la série OSORB. Enfin en ce qui concerne le titane, nous avons vu en V B1 que le diagramme de Nisbet et Pearce (1973) confirme une nette discontinuité de l'augmentation des teneurs, par $\sim 2,5$ cm/an de taux d'accrétion, fait explicable par l'existence des deux séries magmatiques OSORB et SORB.

η) Conclusion

L'évolution moyenne des liquides basaltiques en fonction du taux d'accrétion peut être chiffrée. Par des taux d'accrétion croissant respectivement de 2 - 6 et 12 cm/an, la silice a des teneurs moyennes de : 50,7 - 50,3 et 50,6%; l'alumine diminue : 15,3 - 15 et 14,2%; le fer total en tant que FeO augmente : 9,5 - 10 et 10,9%; le magnésium diminue : 8,2 - 7,6 et 7%; le calcium diminue : 12 - 11,7 et 10,9%; le sodium augmente irrégulièrement : 2,3 - 2,7 et 2,8% et le titane de même : 1,1 - 1,5 et 2,1%.

Les coefficients de corrélation ont été calculés en ce qui concerne le FeO/MgO et le TiO_2 ; ils sont respectivement de 0,51 et 0,76, ce qui est relativement bon, compte tenu de la dispersion verticale importante des teneurs en ces oxydes très sensibles à la cristallisation fractionnée (III D 2e). Les relations suivantes peuvent être retenues :

$$FeO^*/MgO = 0,044 TA^1 + 1,06 (\pm 0,4)$$

et

$$\% TiO_2 = 0,1 TA + 0,88 (\pm 0,5)$$

1) TA désigne le Taux d'accrétion en cm/an.

L'explication probable du grand trait de cette évolution magmatique est qu'elle est due à des degrés de fusion partielle du manteau qui diminuent quand le taux d'accrétion des dorsales augmente; nous avons vu en effet que les teneurs en hygromagmatophiles et le FeO^*/MgO des liquides primitifs dépendent essentiellement des taux de fusion partielle (III D2e).

2- LES SPINELLES

α) Etant donné qu'ils sont les premiers cristaux à précipiter comme le prouvent leurs inclusions très fréquentes dans les phénocristaux d'olivines (échantillons CH4-D1-34, V25-1-T9, etc ...) et moins fréquentes dans les plagioclases (échantillon V25-1-T85), d'autre part que leurs compositions répondant à la formule structurale complexe $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) (\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_2 \text{O}_4$ dépendent des lois thermodynamiques des solutions solides, les spinelles, malgré leur quantité négligeable, sont habilités à enregistrer les caractéristiques physico-chimiques des liquides basaltiques à leurs stades primitifs.

Sur une dizaine d'échantillons comprenant des spinelles, seuls ceux de cinq d'entre eux ont été analysés parce que lors de certains passages à la microsonde, le programme d'analyse ne comprenait pas le Cr_2O_3 et quelquefois parce que le ou les spinelles n'étaient pas très facilement accessibles au faisceau électronique.

La vingtaine d'analyses de spinelles provenant d'échantillons de basalte de la dorsale est-pacifique par $22^\circ 47' \text{N}$ (99-08-01) et de la dorsale atlantique par $52^\circ 59' \text{N}$ (CH4-D1-41) et par $25^\circ 24' \text{N}$ (V25-1-T9, T11 et T85) sont comparées aux résultats antérieurs des travaux de Sigurdsson et Schilling (1976) portant sur les spinelles d'une dizaine d'échantillons de basalte provenant de sept stations le long de la dorsale atlantique par respectivement $40^\circ 14'$, $38^\circ 38'$, $36^\circ 50'$, $36^\circ 46'$, $35^\circ 20'$, $34^\circ 56'$, $34^\circ 14'$ et $33^\circ 22'$ de latitude nord; les latitudes sont précisées étant donnée la distribution géographique des populations SORB et OSORB (voir V A2).

Bien qu'il soit possible de calculer les teneurs en fer ferreux et fer ferrique des spinelles à partir du FeO^* , total du fer en tant que FeO , obtenu par la microsonde et de leur formule structurale (Finger, 1972), cette question a été laissée de côté et les analyses brutes, seules, prises en considération.

β) Les diagrammes ternaires $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ et $\text{MgO-Cr}_2\text{O}_3\text{-FeO}^*$ en pourcentages pondéraux (figure 48 et 49, p 114) montrent les compositions des spinelles des cinq échantillons précédents et les champs de composition des spinelles publiés par Sigurdsson et Schilling; chaque cerclage circonscrit les analyses d'un de leurs échantillons.

Ces auteurs ont identifié trois groupes de spinelles de chimies différentes le long de la dorsale atlantique.

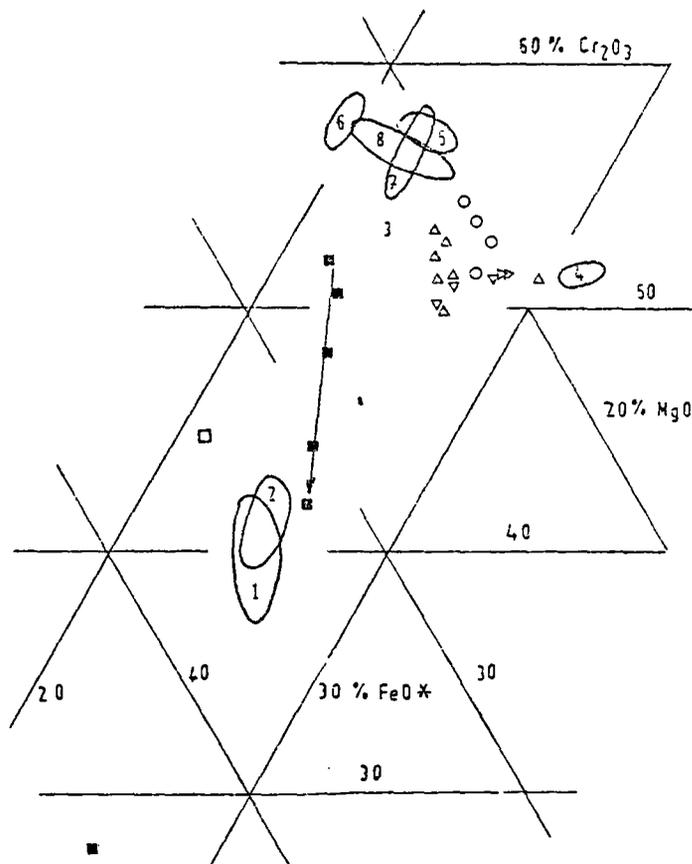
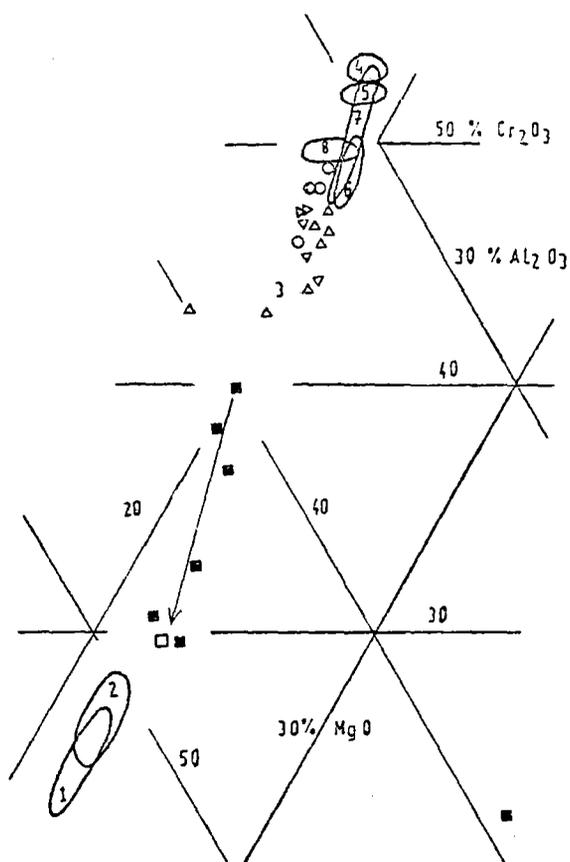
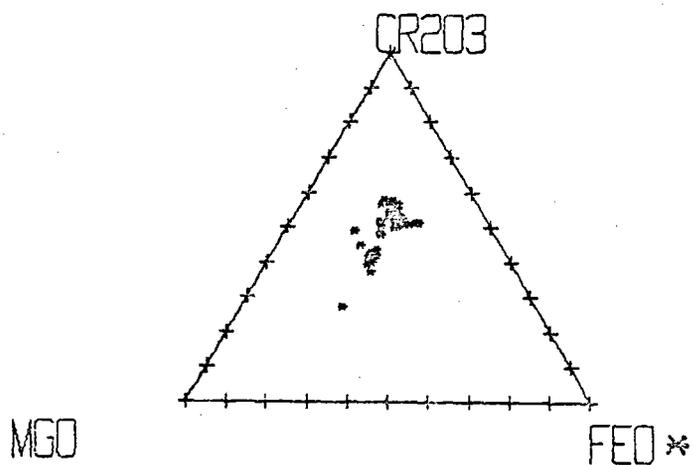
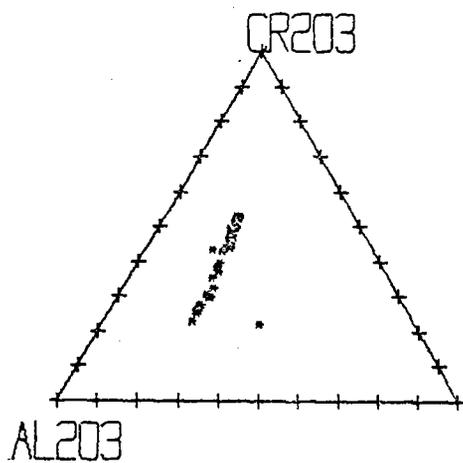
- L'un qu'ils appellent les "chromites magnésiennes" sont d'après eux les spinelles les plus communs, ils sont figurés par l'ensemble des cerclages d'analyses 4, 5, 6, 7 et 8 et l'analyse 3; ils constituent un groupe bien distinct en particulier sur le diagramme $\text{MgO-Cr}_2\text{O}_3\text{-FeO}^*$. Les spinelles de ce groupe sont présents dans les basaltes des régions de la dorsale entre 34° et 40°N .

- Le second groupe sont des "chromites magnésiennes titanifères" rencontrées dans un échantillon de basalte à affinité alcaline par $34^\circ 56'\text{N}$; ce groupe est figuré par le cerclage 4 isolé sur la droite du diagramme $\text{MgO-Cr}_2\text{O}_3\text{-FeO}^*$.

- Le troisième groupe sont des "chrome spinelles" caractérisant des basaltes picritiques hautement alumineux (16,6 et 16,8% d' Al_2O_3) et provenant de $33^\circ 22'\text{N}$; il est figuré par les cerclages 1 et 2 et nettement distinct des deux autres groupes sur les deux diagrammes.

γ) L'échantillon 99-08-01 (EPR par 23°N) présente de nombreux spinelles de différentes générations; sept analyses de trois d'entre eux montrent une évolution importante de leurs compositions; celles-ci sont présentées ci-dessous en fonction du Cr_2O_3 (figure 50) :

Le coeur d'un microphénocristal zoné présente les plus fortes teneurs en chrome; dans la zone intermédiaire entre le coeur et la bordure, le Cr_2O_3 décroît tandis que l' Al_2O_3 , le MgO et le TiO_2 augmentent, le FeO^* reste assez stationnaire. Les analyses de spinelles plus petits confirment l'évolution précédente et commencent à montrer une légère diminution du fer. L'extrême bordure d'un gros spinelle zoné et libre dans la mésostase (analyse 8, voir en annexe) montre une très faible teneur en chrome (11%) mais également une forte anomalie de composition avec la chute de l'alumine (20%) et l'intervention de silice (28%) et de calcium (9%); cette anomalie de composition s'explique peut être par une réaction secondaire de la bordure du spinelle avec la mésostase.



<u>Echantillons</u>	<u>Localisations</u>	
■ : 92-08-01.....	EPR par 23°N	
▽△▷: V25-1-T9, T11 et T85.	MAR par 25°N	
○ : CH4-D1-41.....	" 53°N	
1,2 :	" 33°N	} données de Sigurdsson et Schilling (1976).
4 :	" 35°N	
308 :	" 34 à 40°N	

Figures 48 et 49 : Diagrammes Al₂O₃-Cr₂O₃-MgO et MgO-Cr₂O₃-FeO* des spinelles.

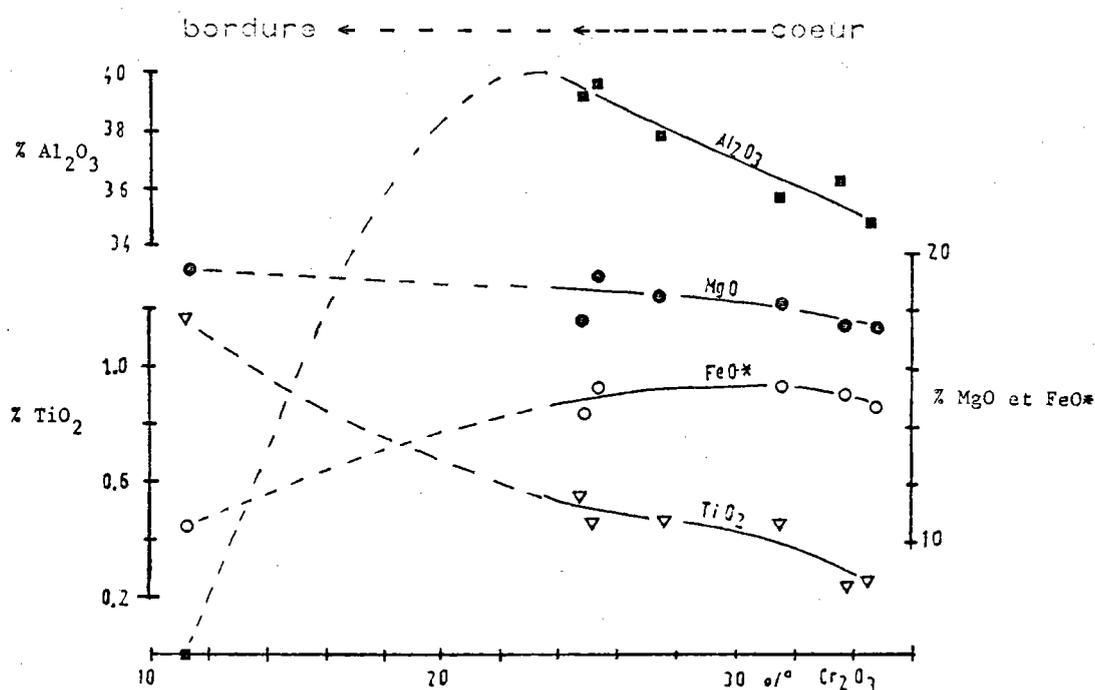


Figure 50 : Evolution de la composition des spinelles de l'échantillon 99-08-01 au cours de leur cristallisation.

la précédente anomalie mise à part, cette évolution dépend à la fois de la raréfaction rapide du chrome et de la concentration de l'alumine et du titane dans le liquide, accompagnant la précipitation des spinelles et des premières olivines, d'où respectivement un appauvrissement et un enrichissement prépondérants de ces spinelles en ces éléments.

δ) Les analyses de cet échantillon sont figurées par des carrés pleins sur les diagrammes $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ et $\text{MgO-Cr}_2\text{O}_3\text{-FeO}^*$; le sens de l'évolution précédemment décrite est visualisé par des flèches. D'après la classification de Sigurdsson et Schilling, il s'agit de "chrome spinelles" intermédiaires entre le premier et le troisième groupe.

L'échantillon CH4-D1-41 est représenté par quatre analyses de spinelles figurées en rond sur les diagrammes ternaires; il s'agit de "chromites magnésiennes" assez riches en fer mais peu titanifères (0,40% de TiO_2 en moyenne); leur chimie reste malgré tout intermédiaire entre celles du premier et du second groupe.

Les échantillons V25-1-T9, T11 et T85 sont représentés par une douzaine d'analyses de spinelles figurées par des triangles; leurs compositions sont remarquablement homogènes et intermédiaires entre le premier et le se-

cond groupe; il s'agit de "chromites magnésiennes à tendance titanifère" comme le suggèrent leurs teneurs moyennes en TiO_2 respectivement de 0,77 - 0,69 et 0,68%.

L'analyse d'un spinelle du leg 54 (EPR par $8^\circ N$) a également été figurée par un carré vide, il s'agit d'un "chrome spinelle" du troisième groupe.

e) En conclusion

Le premier groupe des "chromites magnésiennes" identifié par Sigurdsson et Schilling caractérise les basaltes océaniques MAR entre 34 et $40^\circ N$ autrement dit la population OSORB. Les spinelles de l'échantillon CH4-D1-41 sont également des "chromites magnésiennes" malgré leurs compositions plus riches en fer. Ce groupe de spinelles est caractérisé par des teneurs relativement faibles en Al_2O_3 (21 à 27%); ceci est conforme aux teneurs relativement faibles en Al_2O_3 des liquides primitifs OSORB (voir IV A4b).

Les spinelles des basaltes océaniques de la dorsale atlantique situés en dehors de la zone de répartition de la population OSORB à savoir ceux du deuxième groupe définis par Sigurdsson et Schilling ($33^\circ N$) et ceux des échantillons V25-1-T9, T11 et T85 ($25^\circ N$), de même les spinelles des basaltes de la dorsale est-pacifique, celui du leg 54 ($8^\circ N$) comme ceux de l'échantillon 99-08-01 ($23^\circ N$) montrent une large gamme de composition peut-être du fait des différents taux d'accrétion; néanmoins ils restent caractérisés par des teneurs en Al_2O_3 plus élevées (27 à 48%) que ceux de la population OSORB. Sigurdsson et Schilling prétendent que la teneur en Al_2O_3 des spinelles dépend largement de la teneur en Al_2O_3 du liquide en équilibre et que ces spinelles ont acquis cette caractéristique durant un début de cristallisation à haute pression des liquides primitifs.

Ceci est conforme au rattachement géographique de ces échantillons à la population SORB et à la forte teneur relative en Al_2O_3 ¹ des liquides primitifs de cette population et à l'hypothèse de leur fusion et ségrégation relativement profondes (voir V A4c & e).

A ma connaissance aucun géobaromètre n'a été mis au point à ce jour à partir des équilibres liquide-spinelle des roches océaniques; cette perspective est riche d'avenir en particulier pour quantifier les profondeurs minimums de ségrégation des liquides basaltiques primitifs générés sous les dorsales.

1) Al_2O_3 , Cr_2O_3 (?) et MgO diminuent ensemble avec le taux d'accrétion.

3- LES OLIVINES

Nous avons vu que les microphénocristaux, phénocristaux et xénocristaux d'olivines sont très fréquents (III D3b) dans les basaltes océaniques; les analyses modales montrent que bien que les olivines soient présentes dans plus de 60% des échantillons, elles sont généralement en faible quantité, zéro à quelques pourcents (III D3b) dans les lames minces; elles sont décrites le plus souvent en tant que phénocristaux automorphes de petites tailles et à priori en équilibre avec la matrice.

L'intérêt des olivines en tant que phénocristaux, ou en tant que microlites à défaut de phénocristaux est évident; étant parmi les premiers minéraux apparaissant dans les magmas (voir III D2a), ce que leurs températures de cristallisation par rapport à celles des plagioclases confirment (VI D2), elles enregistrent les conditions physico-chimiques de cristallisation précoce de chaque échantillon.

En tout 58 échantillons sur les 88 utilisés dans cette étude ont fourni 140 analyses d'olivines de matrice ou plus généralement en tant que phénocristaux; voir la source des données au chapitre II 2b et c.

a) La composition des olivines

Une remarque préliminaire : il s'agit de la relative homogénéité des olivines dans chaque échantillon, ceci autant entre le coeur et la périphérie des phénocristaux qu'entre les phénocristaux, microphénocristaux et les cristaux de la matrice, quand ils ont été analysés. Les olivines de l'échantillon V25-1-T91 par exemple, présentent 85% de forstérite dans le coeur des phénocristaux, 84% dans un microphénocristal et 83% dans une microlite (annexe). Don Hermes et Schilling (1976) ont également remarqué cette caractéristique des olivines des basaltes océaniques contrairement à celles des basaltes de l'Islande qui enregistrent fréquemment des variations de composition de plus de 10% fo dans certains échantillons.

Les variations maximum de composition des olivines dans chaque cas ne dépassent pas 2-3% de forstérite. Cette constatation permet de limiter sans problème dans le cas des basaltes océaniques, le nombre des analyses à deux ou trois par échantillon.

Une première approche de la composition des olivines est donnée par les courbes de distribution de leurs teneurs en forstérite respectivement le long des dorsales atlantique et est-pacifique (figure 51).

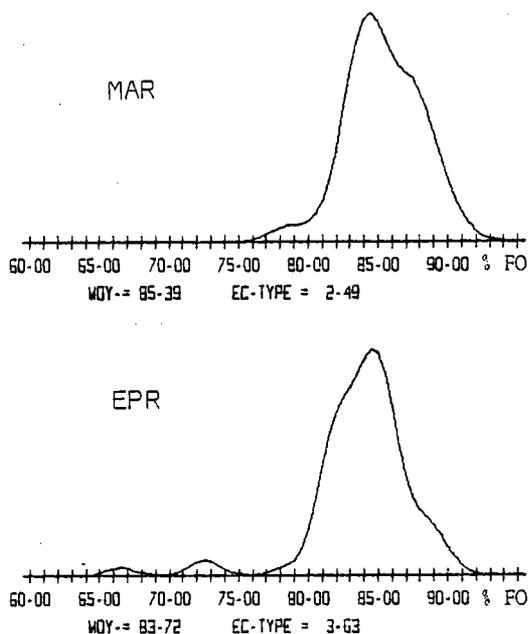


Figure 51 :
Courbes de fréquence des teneurs en forstérite des olivines MAR et EPR.

Les olivines MAR ont des compositions allant de 80 à 91% de forstérite environ (compte tenu du pas de lissage de 2%) avec une moyenne de 85,4%.

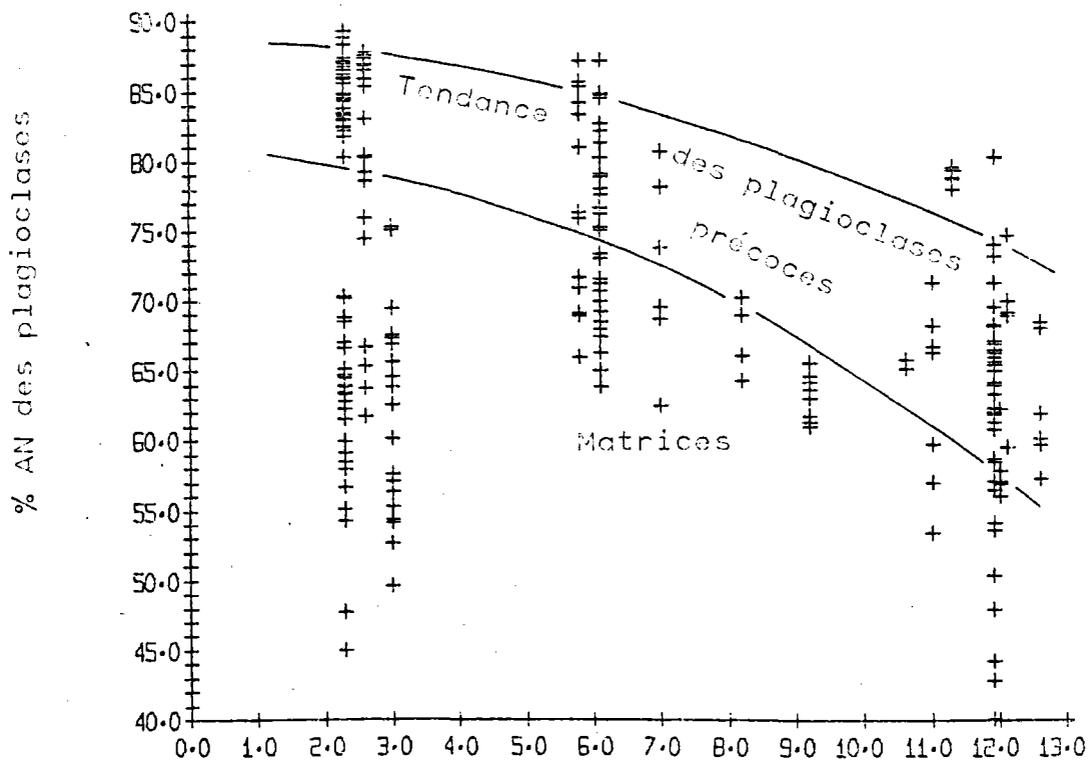
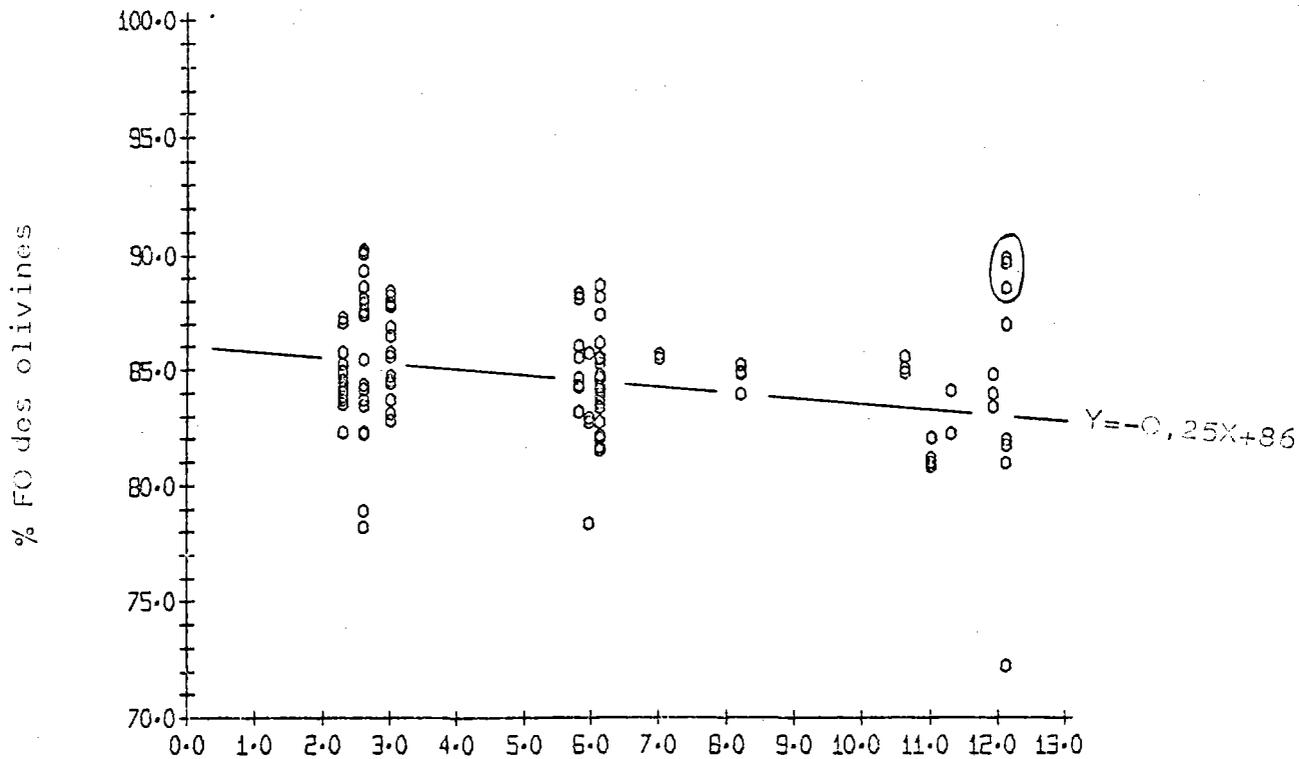
Les olivines EPR ont des compositions s'étendant en gros entre 79 et 90% de forstérite avec une moyenne de 83,7%.

L'homogénéité des olivines considérée globalement n'est pas aussi bonne que celle existant à l'intérieur d'un même échantillon bien sûr, mais elle reste importante; l'amplitude maximum de la variation de leur composition dans tous les basaltes océaniques, est de l'ordre de 11 à 12% de forstérite.

La différence de composition des olivines de ces deux dorsales est très faible, quoiqu'il ne faille pas la négliger; la teneur moyenne en forstérite des olivines semble plus basse dans les basaltes EPR que dans les basaltes MAR.

b) Evolution de la composition des olivines en fonction du taux d'accrétion

La figure 52 met en évidence une corrélation légèrement négative entre la teneur en forstérite des olivines et le taux d'accrétion des dorsales. Si on écarte le lot des olivines (cerclé sur la figure) provenant de basaltes très picritiques de la zone de fracture Siqueiros de la dorsale



: d'accrétion en Cm/an

Figures 52 et 56 : Evolution des teneurs en forstérite des olivines et en anorthite des plagioclases en tant que phénocristaux ou constituant les matrices en fonction du taux d'accrétion.

est-pacifique par 9° N (Batiza et autres, 1977) qui sont exceptionnellement riches en forstérite et représentent un cas particulier comme nous l'avons déjà souligné (III D3b), on a la relation :

$$\% \text{ FO} = - 0,25 \text{ TA} + 86 \pm 4$$

NB : Ce diagramme suggère la facilité d'un découpage des données en trois classes de taux d'accrétion 2-3, 5-8 et 8-13 cm/an.

c) Evolution de la composition des olivines en fonction du FeO*/MgO des matrices

Un contrôle du bon équilibre olivine-liquide dans chaque échantillon est possible à partir du coefficient de distribution :

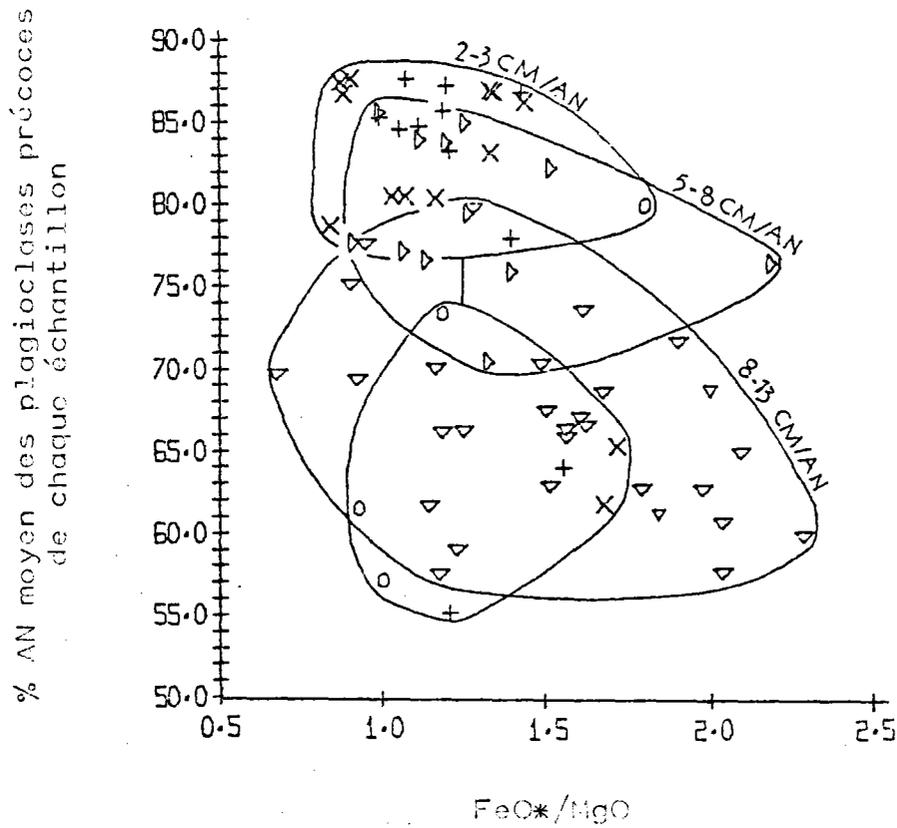
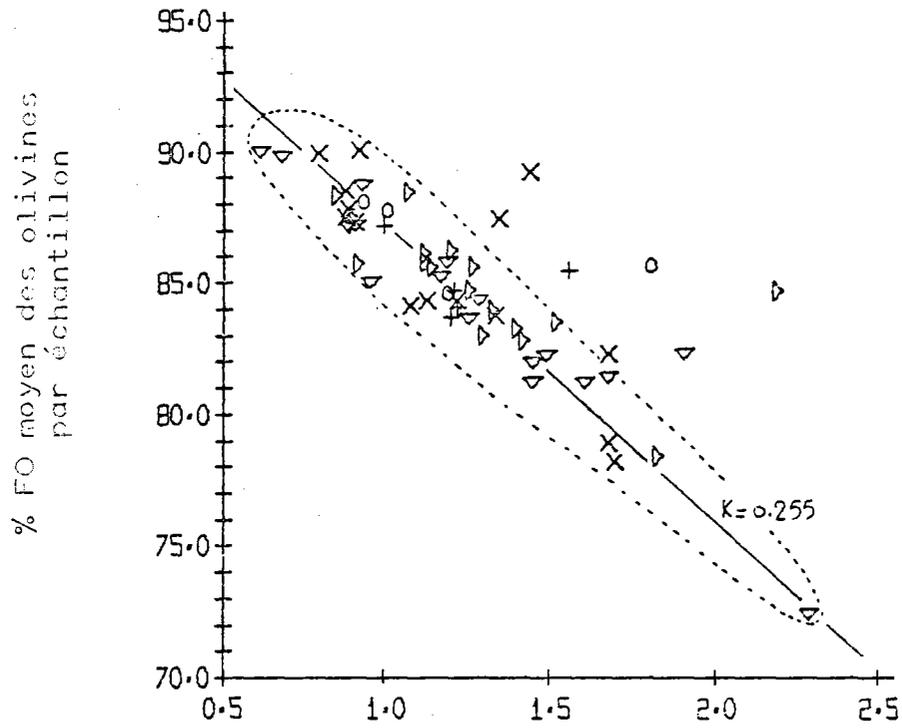
$$K_D = \frac{\begin{pmatrix} \text{ol} \\ X \\ \text{FeO} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \text{liq} \\ X \\ \text{MgO} \end{pmatrix}}{\begin{pmatrix} \text{liq} \\ X \\ \text{FeO} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \text{ol} \\ X \\ \text{MgO} \end{pmatrix}}$$

réglant la répartition du fer ferreux et du magnésium entre l'olivine et le liquide. Ce coefficient a été établi expérimentalement égal à 0,30 et indépendant de la température par Roeder et Emslie (1970).

La microsonde ne donnant pas le détail du Fe₂O₃ et du FeO au sens strict, mais un total du fer en tant que FeO, le rapport FeO*/MgO du verre ou de la matrice de chaque échantillon a été reporté en abscisse; tandis que la teneur en forstérite moyenne des olivines analysées dans chaque échantillon a été reportée en ordonnée; voir la figure 53.

Des figurés différents ont été attribués aux échantillons des diverses régions de la dorsale atlantique et des classes de taux d'accrétion précisées précédemment; chaque signe représente un échantillon de basaltes.

Le résultat prévisible, c'est que la teneur en forstérite des phénocristaux d'olivine diminue quand le FeO*/MgO de leurs matrices respectives augmente; ensuite, les points se répartissent le long d'une droite dont le K, calculé en prenant pour hypothèse de départ que le FeO au sens strict, est égal au FeO*, est de 0,255.



Figures 53 et 59 : Evolutions des teneurs moyennes en forstérite des olivines précoces et en anorthite des plagioclases précoces de chaque échantillon de basaltes en fonction du FeO^*/MgO des verres ou matrices.

Un calcul simple permet rétrospectivement d'estimer le degré d'oxydation moyen de ces liquides basaltiques - on obtient la relation $Fe_2O_3 = 0,15 \times FeO^*$. Cette nouvelle relation ne dément pas beaucoup celle établie au chapitre III D6c; par conséquent les points des échantillons dispersés le long de la droite de $K = 0,255$ correspondent à des olivines très probablement en équilibre avec leurs verres ou leurs matrices.

Seuls, quelques six échantillons d'origines diverses sur 58 présentent des olivines manifestement pas en équilibre avec leurs liquides respectifs; ces liquides montrent des FeO^*/MgO toujours trop faibles, en fait, ils correspondent le plus souvent à des mésostases ou à des verres relativement résiduels en équilibre avec une certaine quantité de plagioclase et de pyroxène apparus postérieurement aux olivines; c'est le cas des échantillons V25-1-T85, RC8-91-20 et 99-01-03.

Ce diagramme démontre et confirme la description des lames minces comme quoi les phénocristaux d'olivine sont généralement automorphes et en relativement bon équilibre avec leurs liquides dans la plupart des cas.

Ceci suggère en fait que les olivines des basaltes océaniques sont soit rapidement ségréguées dans des magmas profonds rarement épanchés ou bien, au contraire, que les phénocristaux d'olivines remontés représentent quantitativement et qualitativement la totalité de celles qui sont cristallisées à partir des liquides primitifs; alors il faut conclure d'après les analyses modales à un potentiel de cristallisation d'olivine faible (à l'exception des quelques rares liquides picritiques rencontrés) des basaltes océaniques en général, ou d'une autre manière, que les basaltes à olivines sont relativement primitifs. L'étude de Sato (1977) sur le nickel des olivines des basaltes océaniques confirme cette conclusion. Cette remarque est importante si on veut estimer la température des liquides primitifs d'après celle de leurs olivines (VI D2).

d) Les éléments mineurs dans les olivines

La figure 54 montre la constance des teneurs moyennes en calcium des olivines de chaque échantillon en fonction du taux d'accrétion; ces teneurs fluctuant autour de $0,30 \pm 0,04\%$ sont fiables, malgré l'imprécision de chaque analyse, si l'on considère qu'elles résultent de moyennes de plusieurs olivines (2, 3 ou 4) par échantillon; le calcium entre par conséquent systématiquement dans le réseau des olivines; en effet leur formule structurale est : $(Mg, Fe^{2+}, Ca)_2 SiO_4$ (Papike et Cameron, 1976).

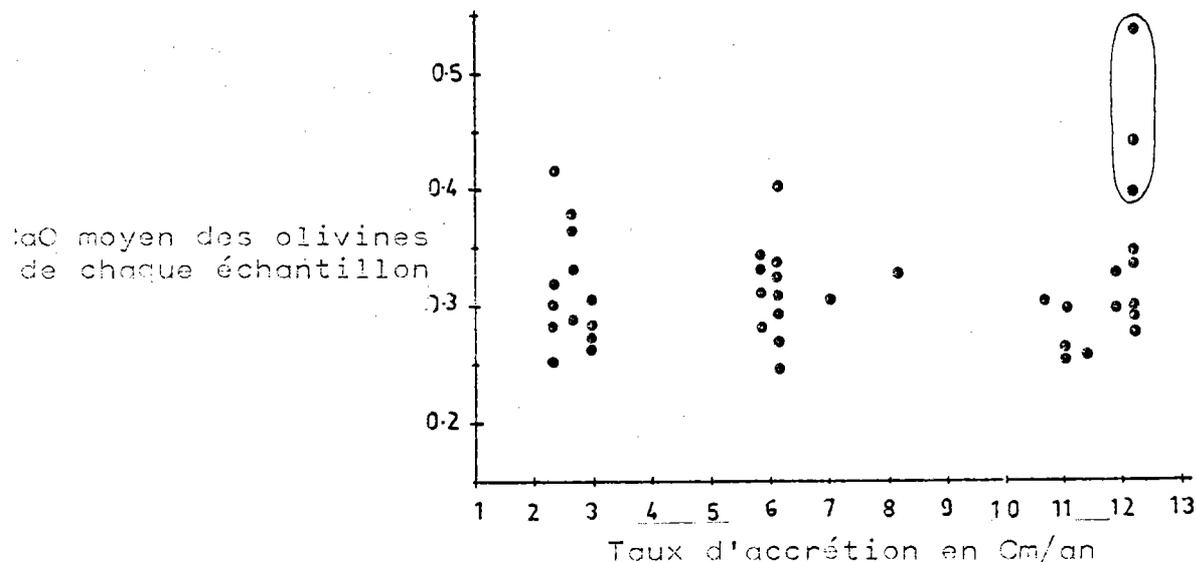


Figure 54 : Teneurs moyennes en CaO des olivines de chaque échantillon en fonction du taux d'accrétion.

Selon Stormer (1972) la teneur initiale en CaO des olivines dépend du degré d'activité de la silice dans le type de magma considéré; les olivines de certains magmas sous-saturés (néphéline) contiennent 0,4 à plus de 1% de CaO; tandis que dans des tholéiites et autres magmas relativement siliceux, on a des teneurs plus basses de 0,2 à 0,35%. Ici on doit conclure que les différences de saturation et d'activité de la silice entre les séries OSORB et SORB ne sont pas suffisantes pour montrer une discontinuité des teneurs en CaO de leurs olivines.

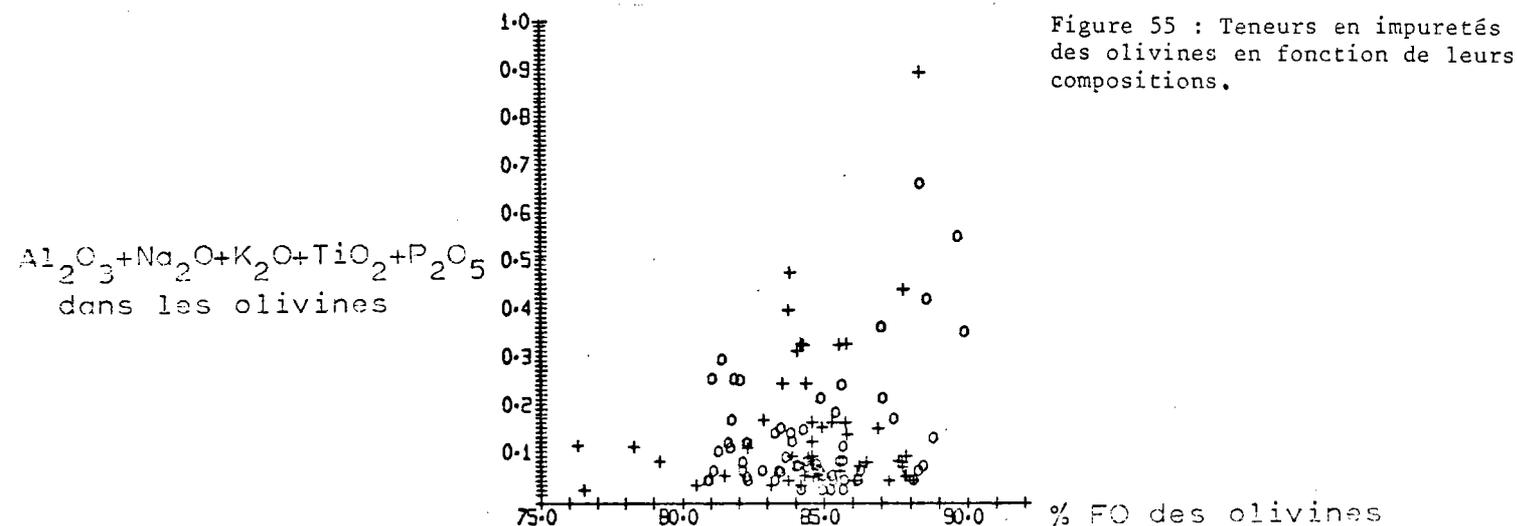


Figure 55 : Teneurs en impuretés des olivines en fonction de leurs compositions.

Les autres éléments, à savoir Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , TiO_2 et P_2O_5 se comportent réellement comme des impuretés difficilement analysables; leur somme peut être due en partie à l'incertitude analytique et dépasse rarement 0,3% du total. Paradoxalement, les olivines à plus fortes teneurs en forstérite (> 84%) semblent, pour certaines, plus riches en impuretés (figure 55).

4- LES PLAGIOCLASES

Les liquides basaltiques peuvent tous produire du plagioclase, mais le taux de cristallisation de la roche peut limiter leur présence (cas des verres très peu porphyriques à olivines). Les lames minces des échantillons spécialement analysés pour cette étude ont en particulier souvent été taillées dans la frange de verre de la périphérie des pillows, d'où leurs faibles cristallinités fréquentes; pour cette raison surtout, seuls 74 sur 88 des échantillons utilisés ont permis de disposer d'analyses de plagioclases, soit en tant que microphénocristaux, phénocristaux ou mégacristaux (66 sur 88), soit à défaut des précédents, c'est-à-dire dans le cas des roches aphyriques, en tant que cristaux de la matrice (8/88).

En ce qui concerne les 45 échantillons de basaltes océaniques spécialement sélectionnés pour cette étude, le coeur des plus gros phénocristaux a été systématiquement analysé, quelquefois aussi leur périphérie, et les phénocristaux de moindre taille, et également un ou deux cristaux de la matrice quand celle-ci était suffisamment cristalline; ceci, afin de contrôler la continuité de composition existant entre les phénocristaux et leurs matrices respectives.

Les plagioclases sont normalement la troisième phase cristalline apparaissant dans les basaltes après les spinelles et les olivines (voir III D 4-b); cependant certains auteurs ont déduit de leur présence fréquente en tant que seule phase phénocristalline qu'ils pouvaient apparaître avant les olivines - d'où une classification des basaltes en fonction de l'ordre de cristallisation - (Miyashiro et autres, 1969; Shido et autres, 1971); ainsi Scheidegger (1973) n'a pas hésité à les utiliser pour en déduire les températures primitives des magmas, sans considérer que les plagioclases apparaissent tardivement par rapport aux olivines.

En outre, si les pressions fluides croissantes retardent l'apparition des plagioclases, on peut penser à priori que l'ordre de cristallisation va en dépendre; or nous verrons que même dans le cas optimum correspondant à une pression fluide négligeable ou nulle, ce qui est le cas dans la nature (III D2b), les plagioclases n'apparaissent pas avant les olivines, sauf peut-être dans quelques cas statistiquement rares.

Ceci est confirmé par la composition des verres basaltiques qui ne tombent jamais dans le champ de composition du diagramme normatif pyroxène-plagioclase-olivine permettant la précipitation primaire de plagioclase. Les plus primitifs d'entre eux ayant soit des compositions cotectiques, soit des compositions situées dans le champ de précipitation d'olivine. (voir planche page 216). Certains cas rares de verres évolués peuvent exceptionnellement être situés dans le champ de précipitation primaire de plagioclase; mais alors, on peut soupçonner les processus de dissolution (III D4) d'en être la cause.

Pourtant l'intérêt des plagioclases a été démontré par Scheidegger puisqu'il trouve que leurs compositions varient en fonction du taux d'accrétion des dorsales (VI A); étant donné l'échantillonnage restreint qu'il utilise et le manque de précision résultant, il est intéressant de confirmer cette relation. En outre, l'utilisation récemment généralisée des microsondes électroniques permet une meilleure fiabilité des résultats. Il se trouve que des méthodes d'analyse non identiques (VI A) ne favorisant pas le mélange des résultats, la totalité des analyses ainsi que des échantillons utilisés ici diffèrent de ceux de Scheidegger.

Un problème relatif à la volatilité du sodium, sous l'impacte du faisceau d'électrons des microsondes, se traduit dans les analyses par une fluctuation non négligeable des teneurs en cet oxyde par rapport à celles attendues théoriquement d'après la formule structurale des plagioclases conjointement à leurs teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et CaO ; notons que le K_2O entre en quantité infime dans la constitution des plagioclases des basaltes des dorsales médio-océaniques (voir VI C4a); par conséquent les teneurs en anorthite de ces plagioclases ont été évaluées d'après les pourcentages des seuls constituants SiO_2 , Al_2O_3 et CaO , et de leur formule structurale.

a) Evolution des compositions des plagioclases en fonction du taux d'accrétion

La figure 56 page 119 utilise la totalité des analyses de mégaphéno-cristaux, phénocristaux et microlithes de plagioclases. Les plus gros plagioclases de chaque échantillon étant de toute façon toujours analysés, la limite des teneurs maximum en anorthite correspond donc à celle des plagioclases les plus précoces; par contre, la limite inférieure est fonction précisément du degré de cristallisation des échantillons vus précédemment.

La figure 57 représente la teneur en anorthite moyenne des plagioclases précoces de chaque échantillon en fonction du taux d'accrétion; elle confirme la corrélation négative observée par Scheidegger (1973).

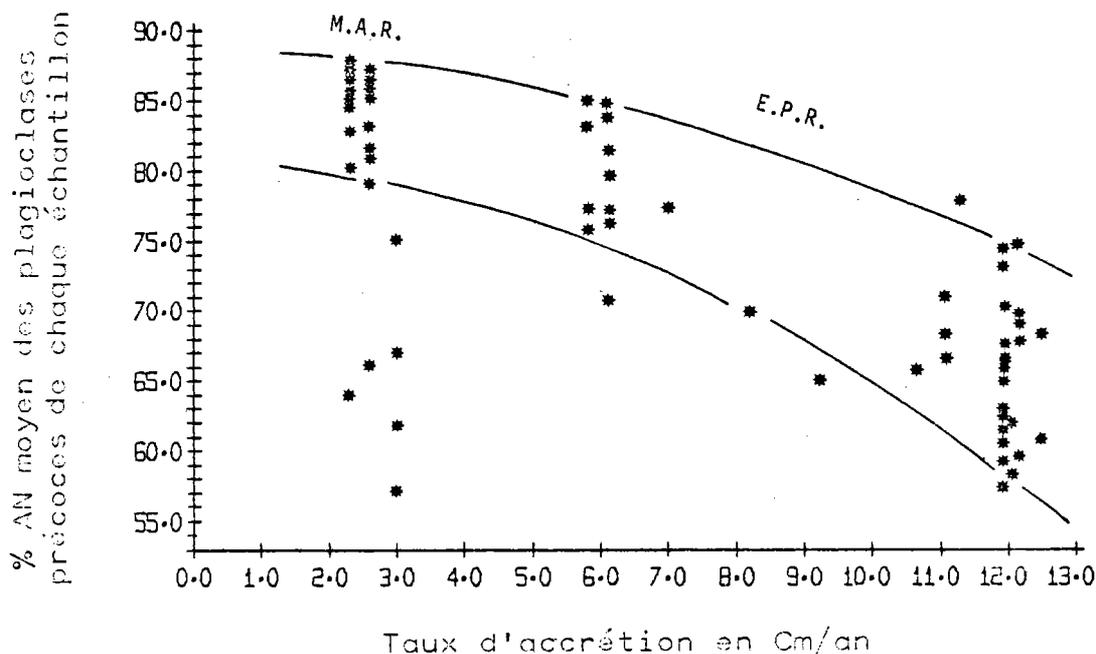


Figure 57 : Evolution de la teneur moyenne en anorthite des plagioclases précoces de chaque échantillon en fonction du taux d'accrétion.

1) Entre 2 et 3 cm/an de taux d'accrétion, les échantillons correspondent de gauche à droite sur les figures 55 et 56.

α) à ceux dragués près de la zone de fracture GIBBS (MAR par 53°N et 2 cm/an de taux d'accrétion), qui présentent toujours des matrices bien cristallisées, d'où le grand nombre d'analyses des matrices à faibles teneurs en anorthite; en effet, les morceaux de pillows dragués résultent vraisemblablement d'un éboulis de pente et peu d'entre eux présentaient des franges de verres. Un échantillon est aphyrique; c'est le cas des tholéiites à pyroxène décrites par Hekinian et Aumento (1973).

La plupart des échantillons présentent des gros phénocristaux à te-

neurs moyennes en anorthite élevées (88 à 80% d'AN); les plagioclases des matrices des échantillons phyriques et aphyriques ont entre 70 et 54% d'anorthite; ceci laisse une lacune de composition importante (80 à 70% d'an) que nous expliquerons au prochain chapitre.

β) Le deuxième lot correspond à des échantillons de la zone FAMOUS (MAR par 37°N et 2,5 cm/an de taux d'accrétion) prélevés essentiellement par submersibles, ce qui permettait le choix de morceaux de pillows en place et frais et par conséquent la possibilité de tailler des lames dans les franges de verres, d'où la rareté des analyses de plagioclases de matrice. Les phénocristaux présentent des teneurs moyennes en anorthite élevées (88 à 79% an).

γ) Le troisième lot correspond à un échantillonnage restreint de roches draguées au niveau de la dorsale atlantique par 25°N (3cm/an de taux d'accrétion). Il n'est vraisemblablement pas représentatif des basaltes à tendance saturée en silice (SORB) de cette région de la dorsale; rappelons que malheureusement, les échantillons de basaltes prélevés lors de la récente campagne VEMA n'étaient pas disponibles. Ces échantillons que j'ai analysés sont presque tous aphyriques, leurs matrices présentent entre 70 et 52% d'anorthite et quelques phénocristaux de plagioclases sont à relativement faible teneur en anorthite (80 à 75% an).

2) Entre 5 et 8 cm/an de taux d'accrétion, les échantillons correspondent principalement de gauche à droite :

α) A ceux dragués à l'entrée du Golfe de Californie (EPR par 23°N et 6 cm/an de taux d'accrétion). Les lames minces ont été taillées dans la frange de verre de la périphérie des pillows, d'où l'absence de plagioclases à basse teneur en anorthite. Les phénocristaux précoces d'échantillons de cinq dragages montrent des teneurs moyennes entre 85 et 76% an.

β) Le second lot d'échantillons a été prélevé par submersible lors de la campagne CYAMEX (EPR par 21°N et 6 cm/an de taux d'accrétion), les lames minces proviennent toutes de la bordure de verre porphyrique des pillows d'où l'abondance de mésostase et de microlithes; dans la plupart des cas les phénocristaux ont des teneurs moyennes de 85 à 76% an.

On peut remarquer la continuité des compositions entre phénocristaux et microlithes comme dans le cas de 23°N. et contrairement aux échantillons de la dorsale atlantique.

3) Entre 8 et 13 cm/an de taux d'accrétion, les échantillons correspondent à quelques uns par des latitudes isolées, et principalement à ceux des forages du leg 54 (EPR par 8 et 9°N et 12 cm/an de taux d'accrétion).

Ces échantillons sont généralement entièrement cristallisés, d'où l'abondance d'analyses de plagioclase de matrices (70 à 48% an); de plus, ils montrent tous une tendance nettement aphyrique et les plagioclases précoces présentent en moyenne entre 76 et 59% an. Ces teneurs sont relativement faibles; ceci corrobore la tendance aphyrique et la continuité de composition entre les phénocristaux et les matrices. Les échantillons isolés par des taux d'accrétion voisins, confirment dans l'ensemble les teneurs moyennes d'anorthite faibles des phénocristaux des régions de dorsale à taux d'accrétion assez élevé.

Les droites de régression ont été calculées en tenant compte de tous ces échantillons ($Y = - 1,7 x + 86,1$ et $Y = - 3,1 x + 96,4$); leur coefficient de corrélation de $- 0,74$ est indiscutablement bon, compte tenu de certains échantillons MAR aphyriques.

En conclusion, malgré la variation non linéaire des teneurs en anorthite des plagioclases précoces en fonction des taux d'accrétion, comme le suggère le diagramme précédent, ces teneurs peuvent être estimées par la relation :

$$\% \text{ an} = - 2,2 \text{ T.A.} + 91,2 (\pm 7)$$

b) Continuité de composition entre les phénocristaux et les matrices

Les courbes de fréquence (figure 58) des teneurs en anorthite des plagioclases d'échantillons à matrice bien cristallisée respectivement de la dorsale atlantique, et de la dorsale est-pacifique entre 8 et 13 cm/an de taux d'accrétion, montrent dans le premier cas une lacune de composition franche entre les phénocristaux et les matrices; et dans le second cas, une

continuité parfaite des compositions. Dans le premier cas, on a à faire souvent à des roches porphyriques à gros phénocristaux à fortes teneurs en anorthite (MAR par 37°N et 53°N), dans le second cas, les roches montrent une tendance aphyrique, et les phénocristaux ont de relativement faibles teneurs en anorthite; ceux-ci sont quelquefois juste un peu plus gros que les cristaux des matrices (échantillons EPR du leg 54). Dans les deux cas, il semble que la composition des matrices soit comparable (70 à 50% an).

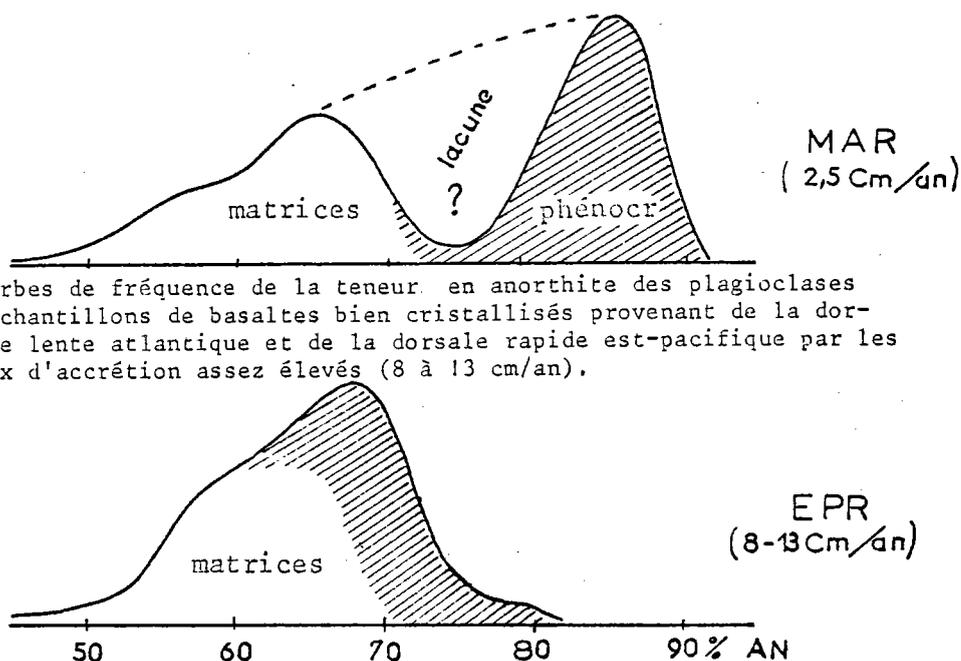


Figure 58 : Courbes de fréquence de la teneur en anorthite des plagioclases d'échantillons de basaltes bien cristallisés provenant de la dorsale lente atlantique et de la dorsale rapide est-pacifique par les taux d'accrétion assez élevés (8 à 13 cm/an).

Ces courbes peuvent s'expliquer dans le cas de la dorsale atlantique par une assez forte cristallisation fractionnée de plagioclase suivie de leur transfert et cumulation dans des liquides bien évolués et peut être saturés en pyroxènes constituant les matrices. Mais on se demande où peuvent être passés les plagioclases de composition intermédiaire (80 à 70% an).

Différents processus peuvent être invoqués; un en particulier que nous avons déjà vu (IIID3-a), il s'agit du comportement ambigu des plagioclases qui, statistiquement coulent quand ils ont de fortes teneurs en anorthite, et tendent à flotter dans l'autre cas. On peut envisager que les phénocristaux de plagioclase précoces à teneurs en anorthite supérieures à 80-85% germent et croissent lentement ($4d\beta$) et en petit nombre dans les liquides, d'où leurs tailles respectables, puis ils coulent et s'accumulent dans des magmas profonds; tandis que les plagioclases de composition entre 65 et 85%, surtout ceux entre 70 et 80% d'anorthite, ont tendance à cristalliser juste avant les matrices, sous forme de microphénocristaux plus légers

que les liquides, ce qui autorise leur flottage et leur cumulation sous le toit des chambres magmatiques. Dans cette hypothèse, seuls les magmas profonds où se sont accumulés les phénocristaux les plus précoces, sont épanchés; c'est peu probable, car les magmas enrichis en plagioclases flottants (70-80% an) auraient plus de chance d'être épanchés.

Une autre explication envisageable, c'est que l'histoire de ces magmas ménage deux périodes de cristallisation, comme nous le verrons dans le chapitre sur les impuretés dans ces plagioclases, l'une à refroidissement lent et haute température, l'autre à refroidissement rapide, occultant entre les deux la formation de plagioclases à 80-70% an.

En conclusion, la cristallisation fractionnée et les cumulations de phénocristaux apparaissent comme des processus magmatiques importants le long de la dorsale atlantique; ceci confirme la dispersion forte des compositions de roches totales, représentant des magmas généralement enrichis, par rapport aux verres qui ont des compositions de magmas primitifs ou plus ou moins appauvris en phénocristaux (V c).

Dans le cas de la dorsale est-pacifique entre 8 et 13 cm/an de taux d'accrétion, la tendance aphyrique et la continuité de composition entre matrices et phénocristaux, montrent que la cristallisation fractionnée a relativement moins d'importance et, que les fortes cumulations de phénocristaux sont peu fréquentes; ce qui corrobore la faible dispersion des compositions des roches totales par rapport aux verres basaltiques telle qu'on l'a constatée au chapitre V C.

c) Evolution des compositions des plagioclases précoces en fonction du FeO^*/MgO des liquides

La figure 59, page 121 montre en ordonnée les teneurs moyennes en anorthite des plagioclases les plus précoces de chaque échantillon, et en abscisse, les rapports FeO^*/MgO de leurs matrices ou verres respectifs. Ces teneurs moyennes sont *approximatives*, puisque contrairement aux olivines, la composition des phénocristaux de plagioclase, ou dans quelques cas de roches aphyriques, des cristaux des matrices, varie relativement beaucoup dans un même échantillon; la moyenne de 2, 3 ou 4 analyses, puisque ce sont les quantités dont on dispose généralement par échantillon (voir en annexe), en effet ne peut donner qu'un ordre de grandeur de la composition moyenne réelle.

Ce qui est intéressant de remarquer c'est que des liquides de FeO^*/MgO équivalents mais de taux d'accrétion différents, produisent des plagioclases de pourcentages d'anorthite nettement différents. Si on assume que la

dispersion verticale, c'est-à-dire par FeO^*/MgO constant, est imputable, dans chaque classe de taux d'accrétion, pour une petite part à la largeur des classes (respectivement de 1 - 3 et 5 cm/an), pour une autre part aux aléas des enrichissements en phénocristaux, en effet les cristaux en migration peuvent provenir de liquides différents, et surtout pour une grande part à la marge d'incertitude sur la composition moyenne des plagioclases précoces de chaque échantillon, comme on vient d'en expliquer la cause; de plus, si on estime que toutes ces causes de dispersion n'affectent pas l'évolution moyenne de chaque classe, en annulant leurs effets; alors on peut chiffrer en gros que les basaltes océaniques de FeO^*/MgO égales à 1 provenant de zones de dorsale de taux d'accrétion respectivement de 2 - 6 et 12 cm/an, contiennent des plagioclases précoces de compositions moyennes respectivement de 85 (± 4)%an, 81 (± 5)%an et 72 (± 7)%an (les chiffres entre parenthèses donnent une idée des variances mesurées autour des moyennes et ne sont pas les incertitudes sur ces moyennes).

Ceci signifie clairement que les liquides basaltiques de départ, c'est à-dire primitifs, ont en fonction des taux d'accrétion des dorsales, des potentiels de cristallisation *qualitativement* différents; ceci même dans les cas particuliers où leurs degrés d'évolution, évalués par le FeO^*/MgO , sont équivalents. Par conséquent l'hypothèse que les basaltes affleurant le long des dorsales avec des degrés de cristallisation fractionnée croissant avec les taux d'accrétion, puisque nous avons vu que le FeO^*/MgO des basaltes croît avec la cristallisation fractionnée (III D2e) et d'autre part avec l'augmentation du taux d'accrétion (figure 47, page 109), n'est pas valable pour rendre compte de la variation de composition des plagioclases avec le taux d'accrétion; par contre, l'hypothèse d'une variation des taux de fusion partielle des basaltes avec les taux d'accrétion reste envisageable.

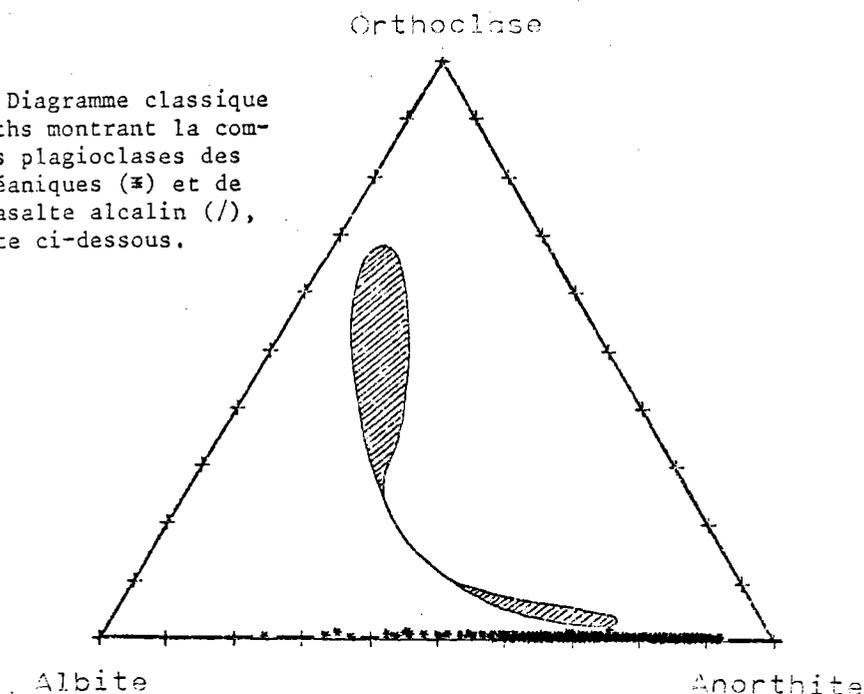
d) Les éléments mineurs dans les plagioclases

a) Le potassium

Les plagioclases sont des solutions solides d'anorthite, d'albite et d'orthoclase, mais le K_2O entre dans leurs réseaux cristallins en quantité variable suivant la série des roches considérées (basaltes océaniques, basaltes alcalins, andésites, etc ...).

La figure 60 montre la composition des plagioclases des basaltes océaniques comparée à celle d'un échantillon de basalte alcalin de la dorsale assismique Rio Grande (Fodor, Husler et Kumar, 1977) dans le diagramme classique des feldspaths.

Figure 60 : Diagramme classique des feldspaths montrant la composition des plagioclases des basaltes océaniques (⊗) et de ceux d'un basalte alcalin (/), voir le texte ci-dessous.



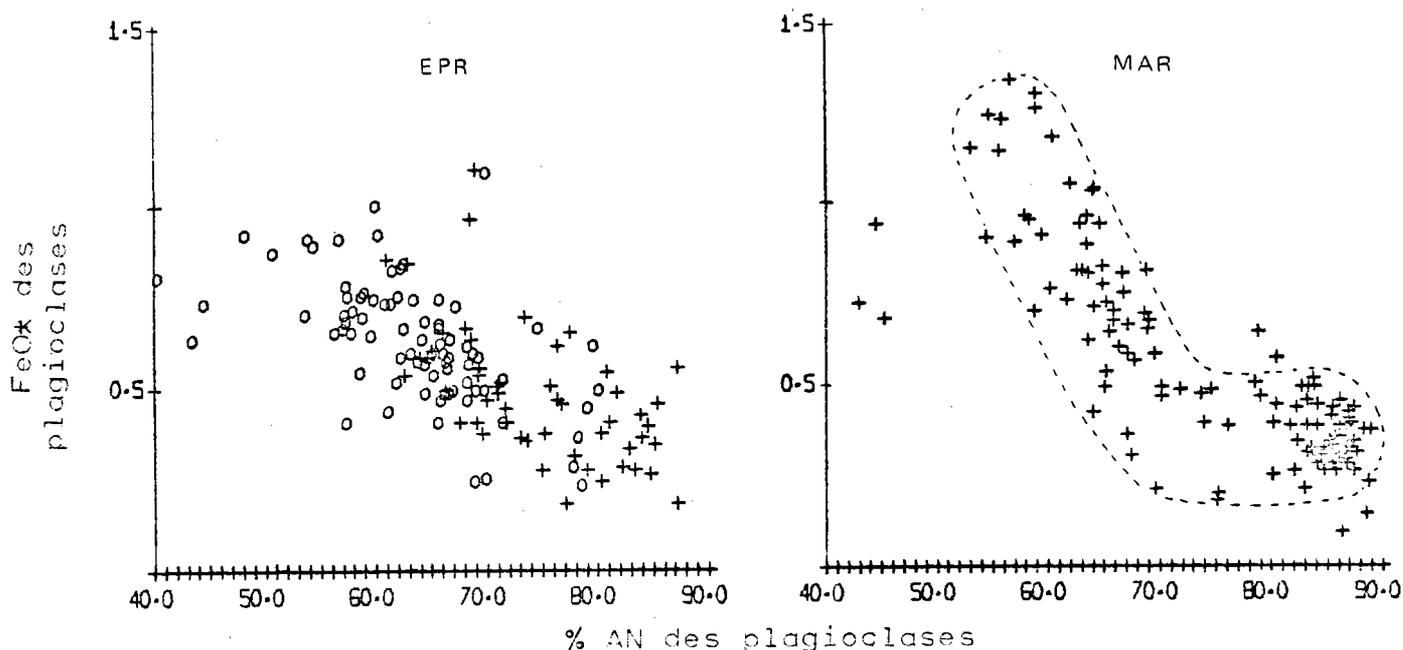
Les plagioclases des basaltes de la série alcaline s'enrichissent rapidement en orthoclase (ici de 3 à 20%or), tandis que ceux des basaltes océaniques évoluent avec des teneurs comparativement négligeables (0 à 0,5%or).

β) Le fer et les impuretés

Du fait du plus grand nombre de sites disponibles dans leur réseau et de leur cristallisation tardive, les plagioclases ont des compositions comprenant beaucoup plus d'impuretés; la teneur en impuretés des plagioclases des basaltes océaniques est de l'ordre de 1% en faisant la somme du FeO^* , MnO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 et Cr_2O_3 ; seul le FeO^* est analysé de façon significative par la microsonde électronique étant donné que ses teneurs varient entre 0,2 et 1,3 avec une moyenne de 0,5%; le MgO , le TiO_2 , le P_2O_5 , à plus forte raison les autres éléments avec des teneurs respectives en gros de 0,1 à 0,6- de 0 à 0,1 - de 0,1 à 0,4% et moins sont par conséquent laissés de côté.

D'après Papike et Cameron (1976), le Fe^{2+} et le Fe^{3+} se substituent en quantité limitée respectivement au Ca et à l'Al dans les plagioclases. L'intérêt du fer, c'est que sa teneur varie en fonction de la composition des cristaux (40 à 90%an) par le biais des substitutions, en fonction de leurs concentrations dans les liquides, mais également en fonction des conditions physiques et surtout dynamiques de cristallisation; ces derniers facteurs peuvent dépendre de l'histoire de la remontée et du refroidissement des magmas. En effet, un refroidissement lent à haute température permet la constitution de réseaux cristallins bien ordonnés; inversement, un refroidissement rapide entraîne la formation de réseaux plus désordonnés, renfermant par conséquent

plus d'impuretés que précédemment. Le comportement du fer peut de ce fait, renseigner sur l'histoire de la cristallisation des magmas.



Figures 61 et 62 : Evolutions de la teneur en FeO* des plagioclases EPR et MAR au cours de leurs cristallisations.

Les deux diagrammes 61 et 62 montrent en abscisse les teneurs en anorthite, et en ordonnée, les teneurs en FeO* des plagioclases, respectivement des dorsales est-pacifique et atlantique; dans le premier, les signes distinguent les zones de taux d'accrétion de 5 - 8 cm/an (+) et de 8 - 13 cm/an (0).

Ces diagrammes montrent des corrélations essentiellement négatives, par conséquent en désaccord à priori avec ce que l'on pouvait attendre d'après les affinités à se substituer au Ca et à l'Al de cet élément.

L'allure des dispersions traduit à mon avis, deux périodes de cristallisation :

- 1^{ère} entre 90 et 70% d'anorthite où le FeO* reste en quantité assez constante et relativement faible (0,2 - 0,6%); ceci est la preuve d'une cristallisation lente de réseaux bien ordonnés; elle correspond à la période de formation des phénocristaux, vraisemblablement pendant la stagnation des magmas dans une chambre magmatique.

- La deuxième période de cristallisation entre 70 et 50% d'anorthite est variable suivant les régions. Dans l'atlantique, les teneurs en FeO* augmentent rapidement, passant de 0,3 à 1,3%; ceci traduit le refroidissement rapide des matrices pendant l'épanchement des magmas.

5- LES PYROXENES

Pour les mêmes raisons que les plagioclases, c'est-à-dire en fonction du taux de cristallisation des échantillons, en conséquence de leur apparition tardive, et également parce que les pyroxènes ne sont pas le centre d'intérêt de cette étude, seules les analyses de pyroxènes de 27 échantillons sur 88 sont disponibles, soit en tant que phénocristaux, ou le plus souvent en tant que cristaux de la matrice.

a) Compositions comparées des pyroxènes MAR et EPR

La figure 63 page 135 montre trois collections de pyroxènes respectivement MAR, EPR, et ceux provenant d'une unité basaltique du forage 319 dans la croûte océanique de la plaque Nazca (Initial Report DSDP leg 34) dans des diagrammes classiques des pyroxènes; les phénocristaux sont figurés en ronds pleins, tandis que les cristaux des matrices sont en ronds vides. La troisième collection de pyroxènes provenant du leg 34 est utilisée afin de donner une idée de la dispersion des compositions des pyroxènes cristallisés à partir d'un même liquide.

La première constatation, c'est que dans les trois cas, l'essentiel des compositions sont celle d'augites, et qu'il n'y a pas de différence frappante entre les compositions des pyroxènes MAR et EPR.

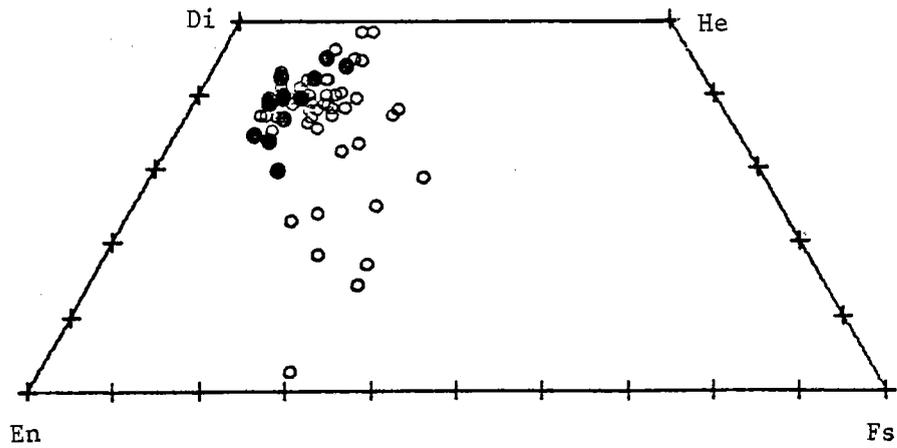
α) Compositions principales

La grande majorité des compositions concernant les phénocristaux, mais également la matrice, se situe dans un champ de composition de 44 à 35% wo, 55 à 43% en et 7 à 20% fs.

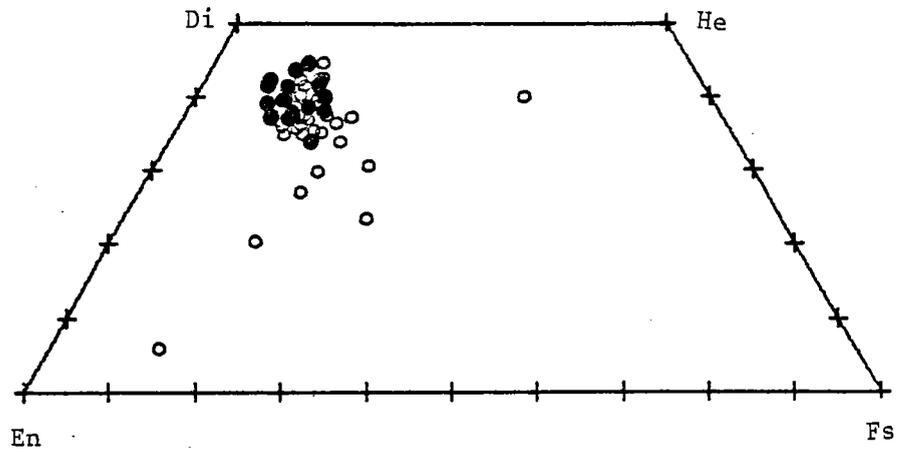
β) Compositions particulières

Au delà de ce champ de composition principale, un certain nombre de compositions se retrouvent dispersées, essentiellement par enrichissement en ferrosilite (> 20% fs); il s'agit dans la plupart des cas de pyroxènes tardifs précipités à partir des liquides interstitiels des matrices.

MAR



EPR



319 Leg 34

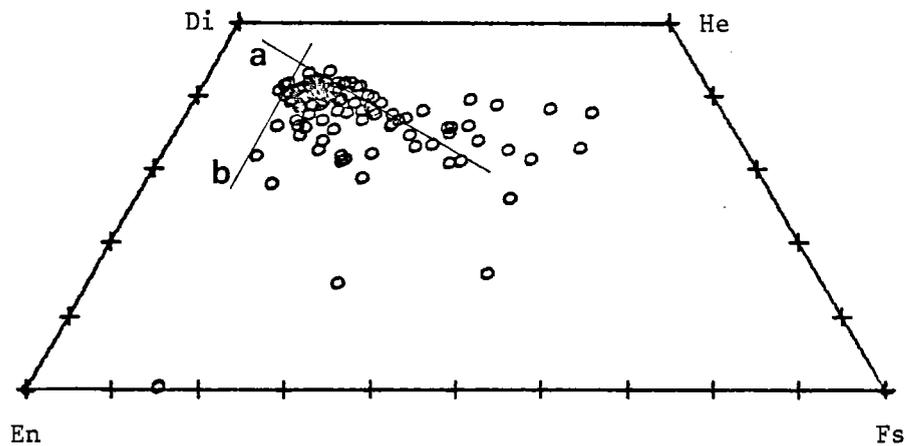
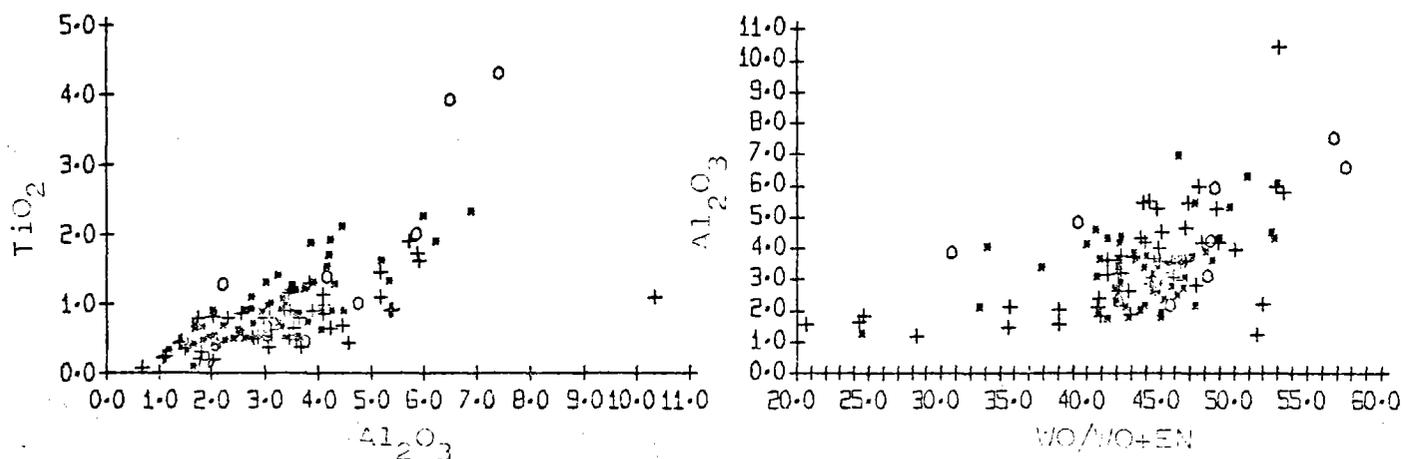


Figure 63 : Diagrammes Mg - Ca - Fe+Mn en % atomique des pyroxènes de 27 échantillons de basalte de la dorsale atlantique et de la dorsale est-pacifique, et ceux d'une unité basaltique du forage 319 du Leg 34 (Initial Report DSDP).

Les dispersions des compositions d'augites riches en ferrosilite des pyroxènes MAR et EPR restent très limitées par rapport à celle des ferro-augites de l'unité basaltique du leg 34 prise pour comparaison, car les analyses micro-sondes de cette étude ont été effectuées surtout sur les phases précoces.

Quelques échantillons de microgabbros (CH4-D1-19, CH4-D1-31, etc... voir annexe et les planches pages 213 et 214) montrent l'apparition tardive d'augites subcalciques (< à 25% wo).

Certains pyroxènes, d'échantillons MAR surtout, semblent enrichis en wollastonite (45 à 50% wo); bien que les pyroxènes d'affinité alcaline montrent précisément cette tendance (voir LeBas, 1962; Schweitzer, et autres, 1979 et l'échantillon alcalin E21-17B page 214), il s'agit ici peut être d'un comportement pouvant affecter les pyroxènes des tholéiites océaniques dans le cas d'une solidification très lente du magma d'après Mevel et Velde (1975); ils ont montré en effet qu'au centre d'un pillow les pyroxènes avaient des compositions de salites riches en alumine et titane, alors que dans sa bordure variolitique rapidement cristallisée, ils avaient des compositions d'augites pauvres en calcium; Coish et Taylor (1979) par contre mettent en évidence l'enrichissement en alumine et titane des pyroxènes quand leur cristallisation devient plus rapide. Le diagramme 64 montrent bien qu'en ce qui concerne les pyroxènes de cette étude, l' Al_2O_3 et le TiO_2 se comportent de la même façon; le diagramme 65 décèle que les pyroxènes les plus calciques sont également les plus riches en alumine et titane; ces deux diagrammes permettent de constater que, malgré la différence d'alcalinité des séries OSORB et SORB, cette différence reste trop faible pour distinguer les deux séries par les teneurs en alumine et calcium de leurs pyroxènes.



Figures 64 et 65 : Diagrammes Al_2O_3 - TiO_2 et $wo/wo+en$ - Al_2O_3 des pyroxènes MAR (OSORB:○ et SORB:+) et EPR (SORB:✱).

b) Evolution de la composition des clinopyroxènes en fonction du FeO*/MgO des matrices

La figure 66 montre en abscisse le rapport FeO*/MgO des verres ou matrices, et en ordonnée, les teneurs minimum en ferrosilite des phénocristaux (\blacktriangle) et cristaux de pyroxène de la matrice (\triangle) les plus précoces de chaque échantillon; les échantillons MAR et EPR sont distingués par des signes différents.

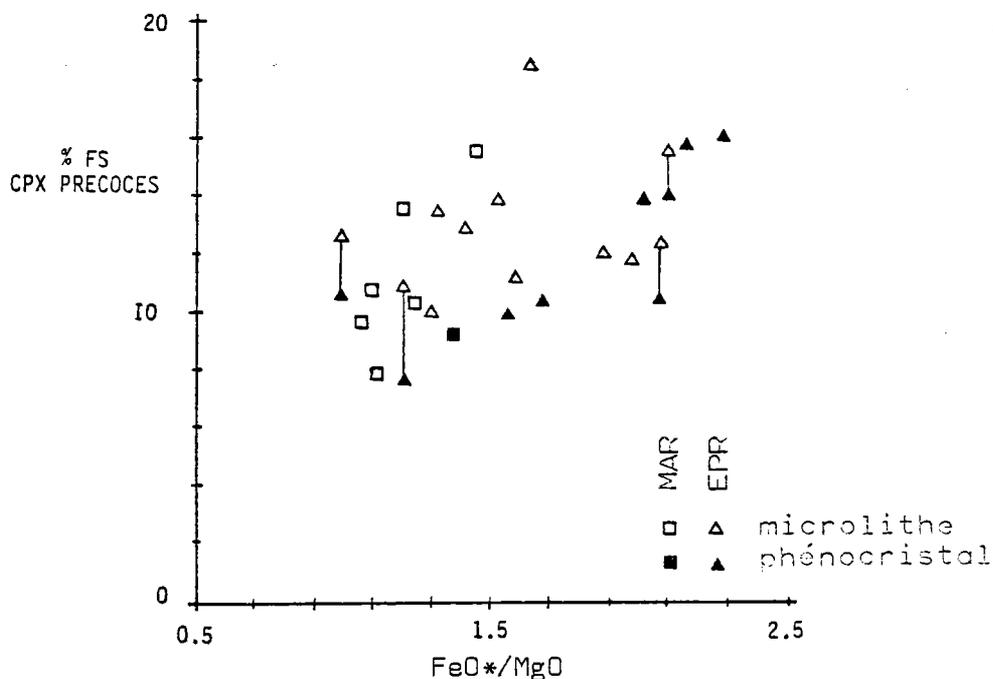


Figure 66 : Evolution de la composition des pyroxènes précoces de chaque échantillon en fonction du FeO*/MgO des verres ou matrices.

La relation est dans l'ensemble négative; en effet, la teneur en ferrosilite des pyroxènes augmente quand les liquides évoluent. La dispersion verticale importante provient essentiellement du fait que certains échantillons présentent trop peu d'analyses, par conséquent, les chances d'avoir analysé leurs cristaux les plus précoces restent faibles.

Le nombre d'échantillons concernés est trop restreint pour mettre en évidence une variation de la composition des pyroxènes avec le taux d'accrétion des dorsales; néanmoins étant donné l'évolution moyenne du FeO*/MgO des liquides basaltiques en fonction de ce facteur (VI C1), une telle variation peut être envisagée.

En gros, les pyroxènes précoces des liquides peu évolués, peuvent apparaître dès un FeO^*/MgO de 1 avec des teneurs de 7 à 10% fs; tandis que les pyroxènes précoces des liquides évolués jusqu'à des FeO^*/MgO de 2 ont des teneurs de 11 à 15 % fs.

c) Le chrome et les impuretés dans les pyroxènes

a) Les commentaires relatifs aux analyses microsondes (voir en annexe) nous ont permis de constater qu'en général les pyroxènes précoces étaient souvent riches en chrome. Le diagramme 67 montre la relation rigoureuse existant entre le Cr_2O_3 et le FeO (autrement dit la teneur en ferrosilite) des pyroxènes des échantillons CH4-D1-19 (MAR) et RS-15-15 (EPR) pris comme exemple; malgré l'incertitude analytique importante à la microsonde électronique sur les quantités inférieures à 0,5%, il n'en reste pas moins vrai que la variation en teneurs relatives reste significative.

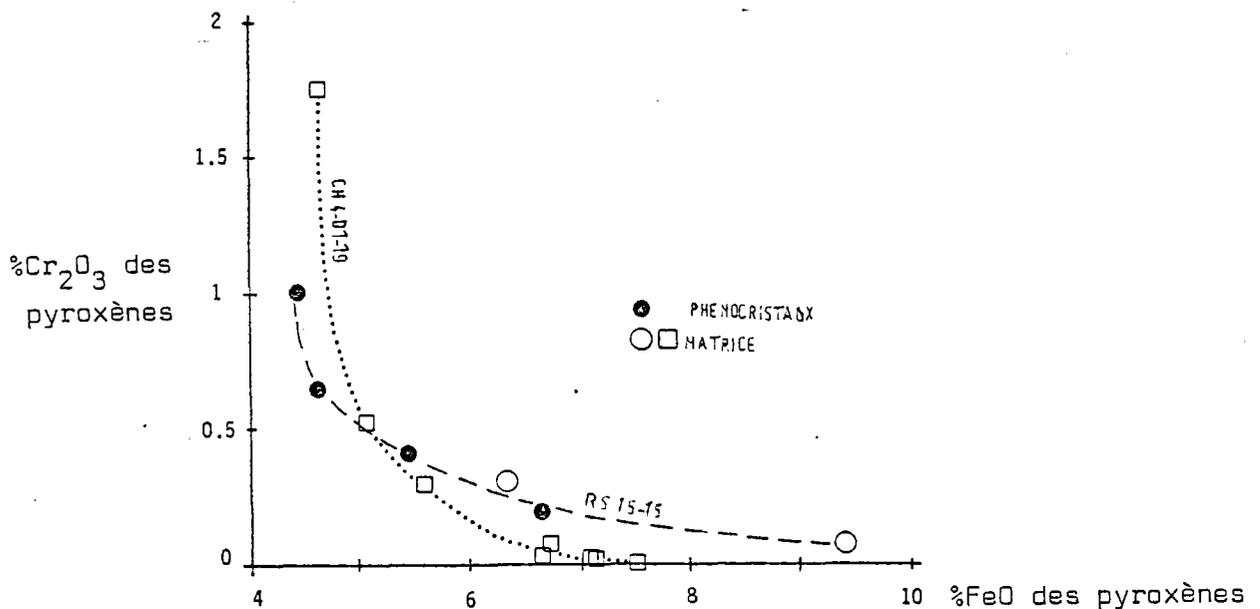


Figure 67 : Evolution rapide de la teneur en Cr_2O_3 au cours de la cristallisation, des pyroxènes de deux échantillons de basaltes l'un de type OSORB (CH4-D1-19, MAR par 53°N) et l'autre de type SORB (RS 15-15, EPR par 56°S)

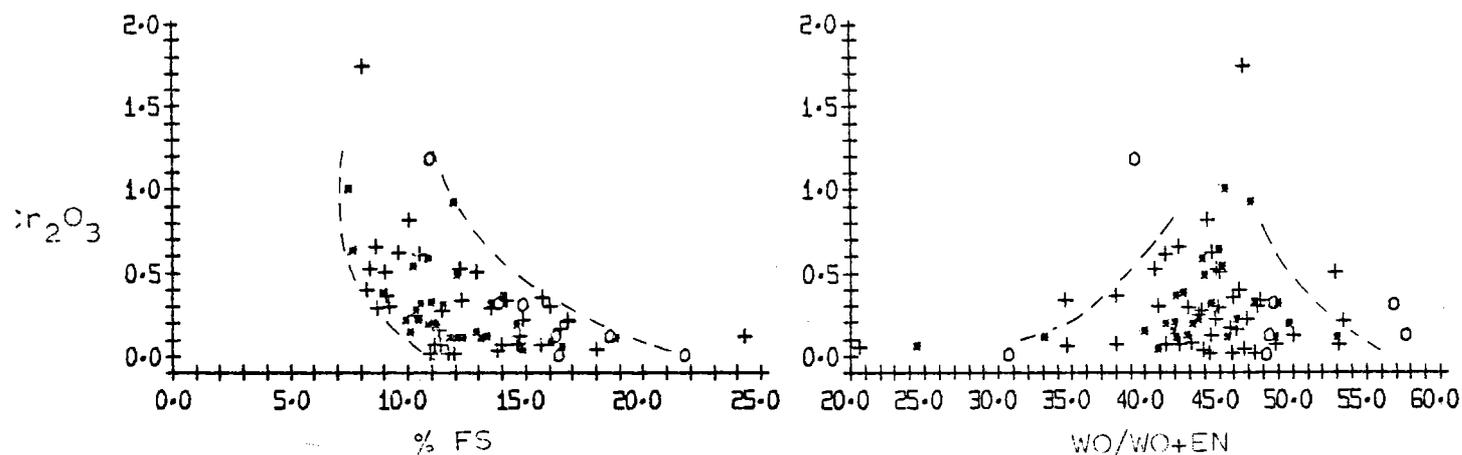
On remarque en particulier que la teneur élevée en Cr_2O_3 (1%) des tous premiers pyroxènes chute très rapidement au cours de la cristallisation qui suit; ceci signifie qu'une petite quantité de pyroxène suffit à pomper tout le chrome restant dans les liquides; en effet rappelons que les liquides primitifs contiennent au départ environ 600 ppm de chrome ce qui est très peu, la précipitation des spinelles commence par en emporter la plus grande partie, ensuite la précipitation des olivines et surtout des plagioclases qui acceptent peu de chrome

dans leurs réseaux appauvrissent très lentement les liquides résiduels en cet élément, mais dès l'apparition des premiers pyroxènes, les liquides résiduels ne devraient pratiquement plus contenir de chrome; le chrome se révèle donc comme un bon marqueur des liquides saturés en pyroxène.

On peut ainsi utiliser le chrome des pyroxènes (0 à 2% de Cr_2O_3) pour identifier leurs compositions précoces relativement chromifères dans l'ensemble des basaltes océaniques (Schweitzer et autres, 1979).

Sur le diagramme relatif au leg 34, sont figurés deux segments, l'un (a) dans la direction d'enrichissement en ferrosilite (% fs), l'autre (b) dans la direction transversale à la précédente (wo/en + wo).

Les diagrammes qui suivent (figures 68 et 69) montrent la projection des analyses des pyroxènes sur ces deux segments. Le diagramme Cr_2O_3 - % fs permet de constater que les pyroxènes de 7 à 10% fs sont toujours chromifères (0,2 à 2% Cr_2O_3) tandis que les pyroxènes à plus de 16% fs ont des teneurs en chrome négligeables.



Figures 68 et 69 : Evolution de la teneur en Cr_2O_3 des pyroxènes en fonction de leur % de ferrosilite et de leur wo/wo+en.

β) - Le sodium, le potassium et le phosphore entrent en quantité relativement faible et constante dans les pyroxènes (en moyenne : 0,24% de Na_2O , 0% de K_2O et 0,28% de P_2O_5).

D - EVOLUTION DE LA TEMPERATURE DE CRISTALLISATION DES BASALTES EN FONCTION DU TAUX D'ACCRETION

1- Les géothermomètres utilisés

α) Certains géothermomètres permettent de calculer les températures d'équilibre spinelles-olivine (Jackson, 1969; Roeder et autres, 1979; Fabriés, 1979). Malheureusement, il semble que ces géothermomètres sont valables dans le cas des péridotites, mais qu'ils ne sont pas pour l'heure applicables avec suffisamment de fiabilité aux roches volcaniques, ceci en dépit de leurs récentes révisions (Evans et Wright, 1972; Sigurdsson et Schilling, 1976; Roeder et autres, 1979); de plus le calcul de la teneur en Fe^{3+} des spinelles en fonction de leur formule structurale, puisque la microsonde ne la donne pas directement, est une source supplémentaire d'erreur ; enfin, trop peu d'échantillons parmi ceux qui sont étudiés ici présentent conjointement des analyses d'olivines et de spinelles. Pour ces raisons, aucune tentative de calcul de température d'apparition des spinelles n'a été faite, bien qu'ils soient incontestablement les phases les plus précoces, comme le prouvent leurs inclusions fréquentes dans les olivines.

β) Roeder et Emslie (1970) puis Leeman et Scheidegger (1977) ont établi des géothermomètres basés sur les équilibres liquide-solide, et permettant d'obtenir la température de cristallisation des olivines. La méthode de Leeman et Scheidegger est récente et sûrement plus précise du fait qu'elle s'appuie sur plusieurs relations "température-coefficient de distribution" d'éléments entrant dans la constitution des olivines, à savoir Mg, Fe^{2+} , Mn, Ni, Co, etc... Une divergence ($> 100^{\circ}C$) des températures obtenues par ces différentes relations permet d'écarter les olivines (xénocristaux) manifestement pas en équilibre avec leurs liquides; dans le cas contraire, une moyenne des résultats permet d'obtenir une température de cristallisation optimum.

Malheureusement au cours de cette étude, les éléments mineurs (Ni, Co, etc...) n'ont pas été analysés, et le MnO l'a été trop imprécisément étant donné sa présence en faibles quantités ($< 0,30\%$) dans les verres et les olivines, conjointement à un temps de comptage relativement court (6 secondes)

auquel on a opéré à la microsonde; les teneurs analysées en MnO fluctuent en effet beaucoup (0,15 à 0,25%) dans les olivines de teneur en forstérite constante dans un même échantillon (par exemple RC-8-91 60, 99-01-03, etc...); enfin, dernier problème, la microsonde permet d'analyser le fer total en tant que FeO (FeO*), mais non pas le fer ferrique des verres.

Par conséquent deux solutions seulement ont été envisagées. La première a consisté à ne tenir compte que des températures relatives à la distribution du magnésium entre verres et olivines. La seconde a consisté à estimer les teneurs en fer ferrique des liquides à partir de la relation $Fe_2O_3 = 0,14 \times FeO^*$ (III D6c) et à comparer les températures obtenues avec celles relatives au magnésium; mais cette solution reste critiquable quoiqu'elle confirme souvent les températures relatives au magnésium à moins de 30° celsius près.

Seule la première solution a été conservée, en prenant soin d'écarter les quelques 6 échantillons présentant des olivines manifestement en déséquilibre avec leurs verres, comme ils ont été mis en évidence par le diagramme %fo-FeO*/MgO (figure 53 , page 121).

Les relations température -coefficient de distribution du magnésium établies d'une part par Roeder et Emslie (1970) et d'autre part par Leeman et Scheidegger (1977) donnent des résultats équivalents à moins de 10°C près; la relation ⁽¹⁾ de Roeder et Emslie a été utilisée pour estimer la température de cristallisation moyenne des olivines précoces de chacun des 52 échantillons restant concernés; les températures obtenues par cette méthode simplifiée semblent fiables à $\pm 20^\circ C$ près d'après le diagramme empirique dont se sont servi ces auteurs pour établir leur relation.

γ) Kudo et Weill (1970) de leur côté, ont mis au point un géothermomètre basé sur les équilibres liquide-solide permettant d'approcher la température de cristallisation des plagioclases pour différentes pressions fluides dans les magmas.

Plusieurs problèmes se sont présentés pour calculer ces températures:

(1) Relation 11 page 56 de leur publication.

- D'abord celui de la pression fluide qui tend à retarder l'apparition des plagioclases; or nous avons vu que la présence des fluides était négligeable dans les basaltes océaniques (III D2b); les calculs ont été effectués par conséquent suivant la relation⁽¹⁾ que ces auteurs ont établie à P_{H_2O} nul.

- Un second problème a été posé par la volatilité du sodium, comme nous l'avons déjà remarqué en VI C4; il a été résolu en basant les calculs sur les seuls oxydes SiO_2 , Al_2O_3 et CaO qui, dans le cas des plagioclases très pauvres en potassium des basaltes océaniques (VI C4 dα), sont suffisant pour connaître leurs compositions. L'introduction du Na_2O dans les calculs ne change en rien l'allure des résultats mais présente l'inconvénient, comme j'ai pris soin de le constater, de disperser un peu plus les températures obtenues.

- En dernier lieu, Kudo et Weill précisent que dans le cas des cristaux de plagioclases, il faut considérer que seule leur zone périphérique est en équilibre avec le liquide; ici cependant, une composition moyenne des cristaux les plus précoces de chaque échantillon a été estimée comme une approximation suffisante de la composition en "équilibre" avec le verre ou la matrice dans chaque cas. Aussi la plupart du temps, les phénocristaux de plagioclases sont de part leurs quantités souvent importantes d'après les analyses modales (voir en annexe) peut être déplacés dans les magmas; or, plutôt que de se restreindre à travailler sur quelques échantillons aux équilibres liquide-plagioclase vérifiés, tous ont été considérés en supposant que les transferts de plagioclases, s'il y en a eu, se sont effectués dans leurs propres liquides respectifs, c'est-à-dire en système clos; cette hypothèse de travail n'est pas infirmée, d'une façon générale, par la variation des teneurs en anorthite des plagioclases précoces (VI C4), conjointement à la variation en $an/an + ab$ des liquides en fonction du taux d'accrétion (VI C1); les liquides à plus forts $an/an + ab$ normatifs contiennent effectivement les plagioclases précoces à plus fortes teneurs en anorthite (figures 47 page 109 et 57 page 126).

Ces auteurs estiment leur méthode fiable à $\pm 34^\circ C$ près; compte tenu qu'elle n'est pas utilisée ici avec tous les soins qu'ils préconisent, ceci afin de l'appliquer à un maximum d'échantillons, il faut par conséquent élargir cette incertitude.

(1) Relation 7a page 282 de leur publication.

2- Les diagrammes de température de cristallisation précoce des basaltes

La figure 70, page 144 montre les diagrammes des températures moyennes de cristallisation précoce, respectivement des olivines et des plagioclases de chaque échantillon de basalte en fonction du taux d'accrétion le long des dorsales.

α) Les olivines ont des températures de cristallisation précoce pratiquement constantes autour de 1200° Celsius en fonction du taux d'accrétion; leur fluctuation moyenne de $\pm 30^\circ \text{C}$ autour de cette mesure est plutôt faible, compte tenu de la fiabilité à $\pm 20^\circ \text{C}$ de la méthode utilisée.

Les seules remarques particulières sont d'abord une température moyenne et une variabilité légèrement plus élevées en ce qui concerne les échantillons MAR ($1210^\circ \pm 40^\circ \text{C}$), mais la différence n'est pas très significative. Ensuite le cas des échantillons provenant de la zone de fracture Siqueiros, qui montrent des températures de leurs olivines variant entre celles généralement rencontrées au niveau des dorsales (1190°C) et celles plus élevées de quelques échantillons particuliers de basaltes picritiques (jusqu'à 1370°C).

β) Les plagioclases ont des températures de cristallisation précoces qui, contrairement à celles des olivines, varient beaucoup en fonction du taux d'accrétion.

- Par les taux d'accrétion de 2 à 3 cm/an le long de la dorsale atlantique, les plagioclases précoces apparaissent en général dans la même gamme de température que les olivines ($1210 \pm 40^\circ \text{C}$); par contre, certains échantillons aphyriques montrent des températures de cristallisation des plagioclases correspondant bien sûr à celles de leurs matrices ($1000 \text{ à } 1080^\circ \text{C}$).

- Par les taux d'accrétion d'environ 6 cm/an le long de la dorsale est-pacifique, les températures d'apparition précoce des plagioclases diminuent jusqu'à une moyenne de 1180°C avec une variabilité de $\pm 60^\circ \text{C}$.

- Enfin par les taux d'accrétion d'environ 12 cm/an le long de la dorsale est-pacifique, les plagioclases apparaissent par une température

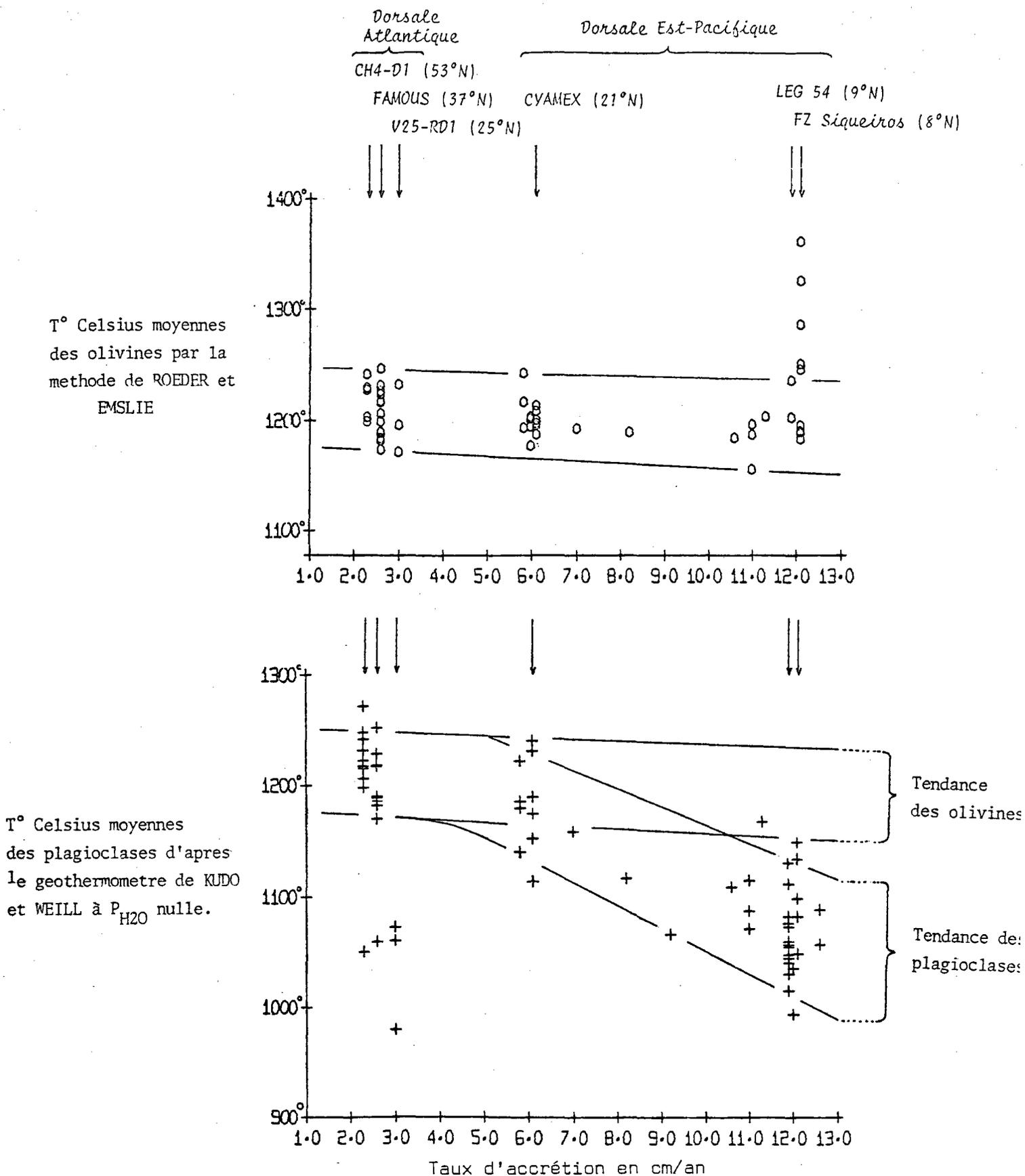


Figure 70 : Evolution de la température de cristallisation des olivines et (ou) plagioclases précoces de chaque échantillon de basalte en fonction du taux d'accrétion le long des dorsales atlantique et est-pacifique.

moyenne de 1070°C avec une variabilité importante de $\pm 75^\circ\text{C}$; ces températures sont relativement basses, et correspondent en général lorsqu'elles sont inférieures à 1080°C, à celles d'échantillons pratiquement aphyriques.

γ) En conclusion, alors que les olivines gardent des températures de cristallisation relativement constantes autour de 1200°C en fonction du taux d'accrétion, l'apparition des plagioclases se fait, soit simultanément à celle des olivines dans le cas des dorsales lentes, soit de plus en plus tardivement quand les dorsales deviennent plus rapides. Il faut remarquer que l'augmentation nette du FeO^*/MgO des liquides (VI C1), ainsi que la légère diminution de la teneur en forstérite des olivines (VI C2b) sont tout à fait compatibles avec une température de cristallisation relativement constante de ces olivines en fonction du taux d'accrétion; puisque, comme l'ont fait remarquer Roeder et Emslie, la composition des olivines dépend de la composition des liquides et est indépendante de la température.

D'autre part, on peut noter la fréquence relativement faible des échantillons présentant des olivines par les forts taux d'accrétion; ceci, conjointement aux faibles teneurs en anorthite des plagioclases et à la teneur dans aphyrique des échantillons provenant des zones de taux d'accrétion élevés de la dorsale est-pacifique (VI C2 et 3), corrobore l'hypothèse que le potentiel de cristallisation des basaltes océaniques diminue quand le taux d'accrétion des dorsales augmente, comme nous l'avons vu d'après les roches totales EPR (VC); ce potentiel peut diminuer pour la raison que les liquides primitifs voient leur taux de fusion partielle décroître avec le taux d'accrétion (VI C1), par conséquent, ils sont moins mafiques et plus proches des compositions eutectiques que dans le cas des basaltes des dorsales lentes.

Une autre hypothèse peut être proposée, c'est que seuls les magmas très fractionnés et peu enrichis sont épanchés au niveau des dorsales rapides, ce qui semble compatible avec l'existence d'une chambre magmatique sous la dorsale est-pacifique (III D1e), mais reste en contradiction avec la présence de phénocristaux d'olivine conjointement à l'absence totale, s'ils existent, de ceux de plagioclase à forte teneur en anorthite et s'accumulant normalement moins facilement (III D3a).

3- Application sur la profondeur initiale du manteau générant les basaltes

a) Scheidegger (1973) a extrapolé à partir de la température de cristallisation des plagioclases, des profondeurs de genèse des liquides pri-

mitifs (VI A); ses conclusions se révèlent criticables, puisque les olivines montrent une température relativement *constante* des liquides primitifs malgré la variation de la température de cristallisation des plagioclases en fonction du taux d'accrétion.

β) Les températures primitives, à priori, peuvent être supérieures à ces températures minimum enregistrées par les olivines; en effet, rien n'empêche les liquides de commencer leur refroidissement sans aucune cristallisation; puis précipitent les spinelles suivis de près par les olivines. Mais à défaut de plus amples informations, on peut envisager comme hypothèse de travail que la température d'apparition des olivines donne une idée suffisante de celle des liquides primitifs. Dans ce cas, contrairement aux conclusions de Scheidegger, on peut supposer que la profondeur dont provient le matériel ayant généré les basaltes est à peu près constante le long des dorsales médio-océaniques. En effet, la température des liquides primitifs est héritée de celle du manteau, puisque sa montée se fait relativement rapidement dans des conditions adiabatiques. Si on considère que la température du matériel en ascension dépend de sa profondeur d'origine, et si on se conforme au gradient géothermique régnant sous les océans, établi par de nombreux auteurs, (Clarck et Ringwood, 1964; Boyd, 1973; Hensen, 1973; Wilshire et Jackson, 1975; Mercier et Carter, 1975; Presnall, 1976; Mori, 1977; Herzberg, 1978; ...) en se servant des pyroxènes et des grenats des xénolithes ultramafiques en tant que géothermomètre et géobaromètre, on peut envisager une profondeur minimum où s'initialise la remontée du manteau sous les dorsales; suivant les travaux assez récents de Mercier et Carter (1975) qui mettent en évidence les géothermes différents des bassins et des zones de dorsale (voir figure 8 page 30), cette profondeur est de 80 à 110 kilomètres (27 à 33 Kbars).

La remontée du manteau peut s'effectuer à ces températures, sans fusion partielle jusqu'à 30-35 km (9-11 Kbars) de profondeur vers où le solide d'une composition pyrolitique de $FeO^*/MgO = 0,22$ -conformément à notre estimation de la composition du manteau supérieur (V A4e, page 87)- étudiée par Green et Ringwood (1970) est franchi (figure 8 page 30).

Au-dessus de ces profondeurs, commence par conséquent la LVZ telle qu'elle a été définie en III A3.

VII- CONCLUSION

A- RECAPITULATIF DES RESULTATS ET DES IMPLICATIONS DE CETTE ETUDE

1) D'après les éléments majeurs des verres basaltiques (V A et B), ont été définis deux modes de saturation en silice et d'alcalinité permettant de regrouper les basaltes rencontrés le long des dorsales océaniques en deux populations; celle des basaltes à tendance sur-saturée et nettement sous-alcaline (OSORB) et celle des basaltes à tendance saturée et à alcalinité normale¹ (SORB), qui sont différentes de celle des basaltes associés surtout aux îles océaniques et aux "seamounts" à tendance sous-saturée et typiquement alcaline.

Ces deux populations sont peut-être explicables par la génération des liquides primitifs à des profondeurs de fusion partielle et de ségrégation différentes associées aux paragenèses mantelliques respectivement à plagioclase (0-30 km) et à pyroxène et spinelle (30-70 km). Rappelons que les données géophysiques qui ont permis de reconnaître la LVZ (III A3) situent le début de la fusion partielle c'est-à-dire le passage du solidus vers 30 km de profondeur dans le manteau.

2) On constate que la série OSORB caractérise des domaines de dorsales souvent peu profondes et très lentes avec en gros moins de 2,5 cm/an de taux d'accrétion; tandis que la série SORB caractérise les dorsales de profondeur normale et plus rapides avec en gros 3 à 4 cm/an de taux d'accrétion dans le cas de la dorsale atlantique et 5 à 18 cm/an de taux d'accrétion dans le cas de la dorsale est-pacifique (IV 3, et V A et B).

3) Contrairement aux éléments traces (La, Ta...) dont le comportement bimodal correspond à celui des séries SORB et OSORB, le potassium (comme d'autres éléments LIL, voir S. Le Douaran, 1979) varie surtout avec la profondeur de la dorsale atlantique; les enrichissements en cet élément sont prononcés sur le plateau des Açores.

1) dans le sens que cette alcalinité est celle de la majorité des basaltes océaniques.

4) La série OSORB est également caractérisée par la précipitation précoce de chromites magnésiennes; tandis que la série SORB l'est par celle de chrome-spinelles dont les teneurs relativement élevées en alumine suggèrent une profondeur de début de cristallisation donc de stagnation des liquides, plus importante que dans le cas de la série OSORB (VI B2).

5) L'apparition précoce des olivines par des températures de $1200 \pm 35^\circ$ Celsius relativement constantes en fonction du taux d'accrétion, laisse supposer que les liquides primitifs ont des températures de cet ordre et par conséquent qu'ils sont toujours générés, en ce qui concerne les séries OSORB et SORB et à l'exclusion de cas particulier existant dans le contexte de certaines zones de fracture, à partir de manteau dont la remontée au niveau des dorsales océaniques s'initialise autour de 95 ± 10 km de profondeur (VI D3). Etant donné les températures relativement constantes des liquides primitifs en fonction du taux d'accrétion, on peut estimer que le manteau débute sa fusion partielle toujours autour de 30-35 km de profondeur d'après le solidus de compositions pyrolitiques en fonction de la température et de la pression (III B2).

6) Contrairement à leurs températures primitives, les liquides basaltiques voient leur composition évoluer, à la seule *discontinuité* OSORB-SORB près, de façon relativement *continue* en fonction du taux d'accrétion le long des dorsales océaniques atlantiques et pacifiques. D'une façon générale, leurs teneurs en hygromagmatophiles (sauf K_2O) et leur rapport FeO^*/MgO augmentent (VI C1), tandis que leurs potentiels de cristallisation d'olivine et de plagioclase précoces à fortes teneurs respectivement en forstérite et anorthite, diminuent (VI B1, 3 et 4) quand la dorsale devient plus rapide.

Conjointement on remarque que les enrichissements importants en phénocristaux caractérisent les populations OSORB et SORB des domaines de dorsale assez lente (< 4 cm/an de taux d'accrétion); tandis que la population SORB des domaines de dorsale plus rapide (5 à 18 cm/an) montre des compositions d'une large diversité mais dont les différents degrés d'évolution restent inexplicables par le seul processus de cristallisation fractionnée étant donné l'importance relativement faible des enrichissements en phénocristaux révélée par la comparaison des compositions de roches totales à celles des verres basaltiques correspondants (V C). Ceci est parfaitement confirmé par les descriptions et analyses modales d'un échantillonnage représentatif de basaltes océaniques (voir en annexe) où l'on distingue statistiquement une tendance nettement aphyrique des échantillons provenant des

domaines de dorsales assez rapide (~ 12 cm/an) par rapport à ceux des domaines de dorsale moins rapide (6 à 2 cm/an).

L'explication de cette variation continue des compositions ne peut donc pas correspondre à un processus de cristallisation fractionnée important dans le cas des dorsales rapides au contraire; par conséquent il faut l'attribuer à une diminution des taux de fusion partielle et à la g n se de basaltes primitifs plus évolués quand le taux d'accrétion des dorsales augmente.

7) Des taux de fusion partielle faibles impliquent une quantité moindre de basaltes générée par unité volumique de manteau; étant donné que la croûte basaltique (couche 2) ne montre pas d'amincissement appréciable au niveau des dorsales rapides (III Ala), il faut estimer qu'une quantité de matériel plus important que dans le cas de dorsales lentes, est concernée par la fusion partielle; ceci suggère que le manteau supérieur, tout en initialisant sa remontée à profondeur constante, est mis en mouvement dans des cellules de convection plus rapides sous les dorsales à grande vitesse d'expansion que dans le cas des dorsales lentes; ceci est compatible avec le point de vu mécanique du fonctionnement d'une dorsale.

B- HYPOTHESES SPECULATIVES SUR LE FONCTIONNEMENT DES DORSALES MEDIO-OCEANQUES ET LA GENESE DES BASALTES

Le modèle de la fusion dynamique convient nous l'avons vu (III B 5) pour expliquer le comportement varié des éléments traces; il peut permettre également de comprendre le comportement des éléments majeurs si on admet quelques modalités complémentaires.

 ) En particulier, si on admet que la vitesse de convection du manteau augmente avec la vitesse d'expansion des dorsales, alors il devient possible d'envisager la g n se de deux types de basaltes OSORB et SORB en supposant dans le cas de taux d'accrétion inférieur à 2,5 cm/an qu'une remontée suffisamment lente du manteau permet le rééquilibrage des paragénèses et donc la fusion de liquides sous-alcalins à tendance sur-saturée ; par contre dans le cas plus général des dorsales de 2,5 à 18 cm/an de taux d'accrétion, un régime de convection rapide du manteau peut ne pas donner le temps nécessaire au rééquilibrage complet des paragénèses et par conséquent, tout en permettant la fusion du manteau aux mêmes profondeurs que précédemment, engendrer des liquides basaltiques à tendance saturée et alcalinité normale.

La bimodalité de composition franche montrée tant par les éléments majeurs et mineurs (saturation, alcalinité, TiO_2 ...) que par certains éléments traces (voir Bougault et autres, 1979) suggère bien deux régimes de convection du manteau; l'un lent, est peut être la conséquence d'une dynamique des plaques passive (dorsale atlantique au nord de $33^\circ N$); l'autre relativement rapide et ne présentant pas de vitesse intermédiaire avec le précédent, peut vraisemblablement entretenir une dynamique des plaques active (dorsale atlantique de profondeur normale au sud de $33^\circ N$ et dorsale est-pacifique).

β) Les taux de fusion partielle qui évoluent inversement à la vitesse d'expansion des dorsales, ne peuvent pas être expliqués par des différences de température donc de profondeur initiale du matériel générant les basaltes; par contre ils peuvent l'être par une variation de la décompression subie par ce matériel. Etant donné que la fusion du manteau semble débiter, d'après les conclusions faites précédemment, par des profondeurs relativement constantes en fonction du taux d'accrétion des dorsales, alors seule peut convenir une augmentation de la profondeur de ségrégation des liquides avec la vitesse d'expansion des dorsales; corollairement la fusion partielle se trouve alors restreinte, dans le cas des dorsales rapides, à des conditions de pression plus élevée que dans le cas des dorsales lentes, ce qui favorise, on l'a vu, la gènèse de liquide SORB.

Ceci peut impliquer l'existence d'une réserve de liquides basaltiques plus ou moins volumineuse sous la lithosphère au sommet de la LVZ, comme nous l'avions envisagé en III D1d; elle peut correspondre à la chambre magmatique importante impliquée par les données sismiques sous la dorsale est-pacifique relativement rapide (Rosendahl et autres, 1976); et dans le cas des dorsales lentes ce réservoir peut être réduit à quelques poches de magmas piégés sous la croute comme le suggèrent certains auteurs toujours d'après la sismique (III D1b, figure 15; Fowler, 1978).

γ) La différence qualitative de la cristallisation fractionnée entre les dorsales lentes et rapides peut s'expliquer par la différence de leurs *liquides primitifs* respectivement peu évolués, c'est-à-dire riches en magnésium et calcium, et évolués, c'est-à-dire riches en hygromagmatophiles.

La différence quantitative cette fois peut d'une part, être due au potentiel de cristallisation fractionnée plus important des liquides primitifs

peu évolués des dorsales lentes que celui des liquides évolués des dorsales rapides; et d'autre part précisément cette différence peut dépendre de l'importance des réservoir ou chambre magmatiques considérés; il est vraisemblable qu'un grand réservoir dans le cas des dorsales rapides, soit soumis à moins de déperdition de chaleur donc moins de cristallisation fractionnée par unité volumique de magma, qu'un plus petit réservoir, dans le cas des dorsales lentes.

A N N E X E

Description des lames minces, analyses modales, commentaires et analyses chimiques à la microsonde des verres et minéraux de 46 échantillons de basaltes sélectionnés pour cette étude (voir II, 2, C).

1. Echantillon CH4 D1 1 M - Planche 1

Description de la lame mince :

Basalte microlithique très porphyrique à plagioclases.

La matrice est constituée d'une mésostase grise, contenant des cristaux minuscules de titanomagnétite, des microlithes de plagioclase (0,08 mm) et de pyroxène.

Le caractère porphyrique de l'échantillon est assuré par des xénocristaux trapus et composites de plagioclase (4 à 7 mm) ; ils contiennent souvent des noyaux ronds d'anciens plagioclases résorbés, c'est la preuve que ces cristaux ont transité à travers différents liquides dans un réservoir magmatique.

L'ensemble est assez altéré et présente des filonnets et des cavités remplis de palagonite partiellement recristallisée en zéolites et de l'albite postmagmatique dans la texture de certains xénocristaux.

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase	: 35,8 %
		Plagioclase	: 22,9 %
		Pyroxène	: 10,3 %
		Titanomagnétite	: 5,8 %
Xénocristaux de plagioclase		: 14,9 %	
Palagonite et zéolite		: 10,1 %	
Albite		: trace	

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles d'un mégaphénocrystal de plagioclase ; 3 est celle d'un autre phénocrystal moins gros (86 à 84 % an).

Les analyses 4, 5 et 6 sont celles de microlithes de plagioclase (70 à 57 % an). Une remarque est à faire dès maintenant ; c'est l'absence presque systématique, comme nous le verrons, de compositions entre 80 et 70 % an dans les échantillons de basaltes provenant de la dorsale atlantique (53°N et 37°N).

Les analyses 7, 8, 9 et 10 sont celles de clinopyroxènes de la matrice (14 à 24 % fs) ; leurs compositions ont été reportées sur un diagramme classique des pyroxènes (voir la planche 32), ce sont des augites non chromifères.

La roche totale (Hékinian et Aumento, 1973) est très hydratée (2,56 % d'H₂O) et polluée en alcalins comme le témoignent les cristallisations secondaires d'albite et de zéolite.

2. Echantillon CH4 D1 8T - Planche 1

Description de la lame mince :

Basalte microlithique peu porphyrique à plagioclases et olivines.

La matrice est constituée d'une frange de verre clair passant à une mésostase grise vers l'intérieur de l'échantillon, de microlithes de plagioclase et de pyroxène.

La partie phénocristalline comprend quelques lattes automorphes de plagioclase (0,4 mm), des gros xénocristaux arrondis et zonés de plagioclase (1,5 mm) et quelques rares phénocristaux d'olivines (0,6 mm). On a aussi des vésicules et des traces de palagonite.

Analyse modale :

Matrice	{	Verre et mésostase	: 76,7 %
		Plagioclase	: 10,6 %
		Pyroxène	: 6,7 %
		Titanomagnétite	: 1,4 %
Phénocristaux	{	Olivine	: trace
		Plagioclase	: 0,3 %
Xénocristaux de plagioclase			: 1,8 %
Vésicules			: 2,4 %
Palagonite			: trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles d'un phénocristal d'olivine (87 % fo).

Les analyses 3 et 4 sont celles de xénocristaux de plagioclase ; 5, 6 et 7 sont celles de grandes lattes ; les compositions de ces plagioclases ne montrent pas de différences notables entre xénocristaux et phénocristaux (86 à 82 % an) ; les phénocristaux appartiennent vraisemblablement au liquide qui les contient, tandis que les xénocristes ont transité à travers différents liquides avant de se retrouver dans celui-là.

L'analyse 8 est celle du verre clair ; ses teneurs en MgO (9,1 %), en CaO (12,5 %) et en TiO₂ (0,88 %) lui donnent un caractère de verre assez primitif ; il descend vraisemblablement par faible cristallisation fractionnée des présents phénocristaux d'olivines et plagioclases, d'un liquide primitif à fort taux de fusion partielle.

Roche totale (Hékinian et Aumento, 1973).

3. Echantillon CH4 D1 9T - Planche 2

Description de la lame mince :

Microgabbro porphyrique à plagioclases.

La matrice a une texture ophitique ; les baguettes de plagioclase (0,15 mm) sont relativement moins abondantes que les pyroxènes (0,08 à 0,5 mm) ; les minéraux d'oxyde de fer sont assez nombreux et subautomorphes et certains d'entre eux sont des pyrites.

Le caractère porphyrique est assuré par des phénocristaux automorphes à xénomorphes de plagioclase de tailles assez variées (0,5 à 2 mm).

En outre de nombreuses chlorites verdâtres postmagmatiques et un peu de palagonite se sont formés au dépend de la mésostase interstitielle.

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase interstitielle :	3,7 %
		Olivine :	trace
		Plagioclase :	36,9 %
		Pyroxène :	39,1 %
		Minéraux d'oxyde de fer :	6,1 %
Phénocristaux de plagioclase :			6,4 %
Chlorite :			7,8 %
Palagonite :			trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles du coeur et du bord d'un phénocristal de plagioclase ; 3, 4 et 5 ont été effectuées du coeur au bord d'un autre phénocristal ; leurs compositions varient dans une marge assez étroite entre 87 et 80 % d'anorthite.

L'analyse 6 est celle d'un plagioclase de la matrice (67 % an) ; bien que les phénocristaux ne montrent aucun caractère morphologique permettant de supposer leur cumulation dans cet échantillon, l'écart de leurs compositions à celles de la matrice reste important et reproduit celui également observé dans les roches enrichies en plagioclase (par exemple CH4 D1 1M). Seules leur faible quantité, 6 %, et leur tendance xénomorphique, suggèrent une cristallisation précoce appartenant au même liquide que la matrice. La question reste posée de savoir pourquoi il n'y a pas de composition intermédiaire entre 80 et 70 % an.

Les analyses de 7 à 11 sont celles de clinopyroxènes de la matrice (11 à 19% fs) ; ils sont très peu chromifères et leurs compositions s'appauvrissent rapidement en calcium (41 à 23 % wo, voir planche 32). Roche totale (Hékinian et Aumento, 1973).

4. Echantillon CH4 D1 15 - Planche 3Description de la lame mince :

Basalte très peu porphyrique à olivines et plagioclases.

Il est constitué essentiellement d'un verre jaune clair, d'une zone de sphérulites brunes claires, monocristallines parfois à nucléus de plagioclase ou d'olivine, également de quelques rares cristallites d'olivine (inférieur à 0,1 mm) et quelques rares microphénocristaux de plagioclase (0,15 mm).

De plus, surimposées à la zone des sphérulites monocristallines, on a des varioles brunes foncées à structure radiante.

Analyse modale :

Verre	:	99,9 %	
Nucleus et Microphéno- cristaux	}	Olivine :	trace
		Plagioclase :	trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles de nucleus d'olivine (84% fo) au centre de deux sphérulites monocristallines.

L'analyse 4 est celle d'un microphénocristal de plagioclase au centre d'une sphérulite ; sa composition (87 % an) est typiquement celle des phénocristaux de plagioclase très précoces et seule la sphérulite s'est formée tardivement.

L'analyse 5 est celle d'un verre clair.

5. Echantillon CH4 D1 18 - Planche 3

Description de la lame mince :

Basalte très peu porphyrique à olivines.

La lame mince a été taillée dans du verre ; ce verre contient des sphérulites claires, monocristallines parfois à nucléus d'olivines, et de très rares cristallites d'olivines (inférieur à 0,07 mm).

Analyse modale :

Verre : 99,9 %
Nucléus et cristallites d'olivine : trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles de cristallites d'olivine (84 % fo).

L'analyse 3 est celle du verre ; la précipitation d'olivine seule et en quantité négligeable suggère que ce liquide n'a pas encore atteint une composition cotectique comme l'échantillon précédent ; il s'agit vraisemblablement d'un verre peu fractionné.

6. Echantillon CH4 D1 19 - Planche 4

Description de la lame mince :

Microgabbro porphyrique à plagioclases.

La matrice a une texture intergranulaire (grain de 0,3 mm) ; les titanomagnétites sont assez peu abondantes.

Le caractère porphyrique est assuré par des phénocristaux de plagioclase (0,5 à 2,6 mm) ; ils montrent un grand coeur homogène et automorphe entouré d'une zone xénomorphe.

Une cristallisation postmagmatique est intervenue sous forme de chlorites brunes à fort relief (0,05 à 0,8 mm) et sans altération manifeste de l'échantillon.

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase interstitielle	: trace
		Olivine	: trace
		Plagioclase	: 42,2 %
		Pyroxène	: 41,3 %
		Titanomagmatite	: 2,9 %
Phénocristaux de plagioclase		: 9,2 %	
Chlorites brunes		: 3,8 %	

Analyses microsondes :

Les analyses de 1 à 4 proviennent des coeurs de différents phénocristaux de plagioclase (87 à 83 % an) ; tandis que l'analyse 5 est celle de la bordure d'un phénocristal (82 % an).

L'analyse 6 a été effectuée sur une baguette de plagioclase de la matrice (62 % an). La texture microgrenue de cet échantillon suggère qu'il s'est solidifié assez lentement ; il s'agit vraisemblablement d'une roche filonienne ; malgré cette différence fondamentale avec les échantillons précédents, la lacune de composition entre 80 et 70 % an est confirmée.

Les analyses 7 et 8 sont celles du centre d'un assez grand clinopyroxène de la matrice (8 % fs), tandis que 9 correspond au bord de ce même cristal (12 % fs) ; on remarque l'enrichissement en ferrosilite conjointement à l'appauvrissement rapide en chrome (1,7, 0,5 puis 0,0 % de Cr₂O₃) du coeur à la périphérie de ce pyroxène. L'analyse 10 est celle du coeur d'un autre clinopyroxène (0,3 % de Cr₂O₃). Les analyses de 11 à 14 sont celles de clinopyroxènes plus petits et non chromifères (11 à 13 % fs et 40 % wo). Les analyses 15 et 16 sont celles de

pyroxènes subcalciques de la matrice (18 et 14 % wo). Le diagramme des pyroxènes de cet échantillon (planche 32) montre des compositions d'augite et de pigeonite. Une courbe du Cr_2O_3 contre le FeO des pyroxènes de cet échantillon (figure 67 p.138) met en évidence la rapide absorption du chrome par le coeur des pyroxènes, c'est-à-dire dès leur apparition. Une teneur de 1,74 % en Cr_2O_3 est proche de la teneur maximum possible pour un pyroxène compte tenu de la teneur généralement observée d'environ 600 ppm de chrome dans les basaltes les plus primitifs ; ceci permet de supposer que la matrice de cet échantillon provient d'un liquide n'ayant subi antérieurement à sa cristallisation aucun fractionnement important ni en pyroxène dans des conditions de haute pression et haute température, ni en spinelle dans des conditions de plus basse pression, parce que s'il en avait été ainsi, la cristallisation précoce de ces phases aurait pompé la quasi-totalité du chrome du liquide et il ne serait plus question d'observer une matrice à pyroxènes si chromifères.

L'analyse 17 est celle d'une titanomagmatite (22 % de TiO_2). Roche totale (Hékinian Aumento, 1973).

7. Echantillon CH4 D1 30 - Planche 5

Description de la lame mince :

Basalte très peu porphyrique à olivines.

Il est constitué d'un verre jaune clair évoluant par une zone à sphérulites monocristallines jusqu'à une mésostase treillissée en plages monocristallines et coalescentes.

Quelques sphérulites ont des nucléus d'olivine suggérant que toutes ces sphérulites à extinction droite sont constituées d'olivine ; on rencontre également de rares phénocristaux d'olivine squelettiques et automorphes (0,2 mm).

Des varioles éparses brunes à structure polycristalline radiante se sont surimposées à cet ensemble ; leurs centres sont souvent occupés par une gerbe de plagioclases tardifs et mal cristallisés ; ces varioles sont des formations postérieures à la solidification du verre.

Analyse modale :

Verre et mésostase	: 99,8 %
Nucléus et microphénocristaux d'olivine	: trace
Gerbes de plagioclase	: trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1, 2, 3 et 4 sont celles de trois microphénocristaux d'olivine, 3 et 4 étant du même cristal (85 % fo).

L'analyse 5 est celle de verre inclus dans le coeur d'une olivine squelettique ; c'est un verre résiduel très appauvri en fer et magnésium (8,6 % de FeO et 3,4 % de MgO), il est évident que le fer et le magnésium manquants sont entrés dans le réseau cristallin de l'olivine ; il ne faut pas déduire d'un verre inclus dans une phase précoce qu'il a forcément conservé une composition primitive.

L'analyse 6 est celle d'une aiguille de plagioclase (56 % an) au centre d'une variole, sa teneur en anorthite est remarquablement basse et explicable par une cristallisation tardive accompagnant la formation des varioles. Remarquons que l'hypothèse d'une pression fluide élevée apparaissant dans les magmas au cours de leur épanchement, permet d'expliquer l'absence de plagioclase à teneur intermédiaire en anorthite (> 70 % an), compte tenu de la similitude des teneurs en Al_2O_3 , CaO et Na_2O du verre de cet échantillon avec respectivement celles de l'échantillon CH4 D1 15 qui contient des microphénocristaux à 87 % an.

Les analyses 7 et 8 sont celles du verre clair.

8. Echantillon CH4 D1 31 - Planche 6

Description de la lame mince :

Microgabbro peu porphyrique à plagioclases.

Cet échantillon montre trois stades de cristallisation. Le plus précoce est représenté par quelques phénocristaux xénomorphes de plagioclase (1 à 1,7 mm). Ensuite s'est constituée une matrice à texture intergranulaire, les baguettes de plagioclase sont subautomorphes (0,4 à 0,8 mm), les clinopyroxènes et quelques orthopyroxènes sont xénomorphes (0,2 à 0,5 mm). Le dernier stade de cristallisation est de la matrice interstitielle ; elle est formée par des extensions de plagioclases de la matrice intergranulaire et du quartz xénomorphe contenant de nombreuses zéolites en inclusion, par du pyroxène et de la mésostase en grande partie hydroxydés en plages fibreuses en lumière réfléchie et irrisés ou hétérogènes rougeâtres et par des cristaux de titanomagnétites subautomorphes (0,12 mm).

On a parfois des traces de palagonite sous forme de bouillie jaune dans les lacunes de la matrice interstitielle, ainsi que quelques minéraux rouges translucides et globuleux d'oxyde de fer sans doute postmagmatiques.

Analyse modale :

Matrice interstitielle	{	Quartz, zéolite et plagioclase	: 1,6 %
		Mésostase et pyroxène hydroxydés	: 15,6 %
		Titanomagnétite	: 5,5 %
Matrice intergranulaire	{	Plagioclase	: 40,2 %
		Pyroxène	: 35,7 %
Phénocristaux de plagioclase			: 1,3 %
Palagonite et minéraux d'oxyde de fer			: trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles du coeur d'un grand phénocristal de plagioclase (84 % an), 3 et 4 celles de deux phénocristaux (67 et 55 % an) juste un peu plus développés que les plagioclases de la matrice. La lacune de composition entre 80 et 70 % d'anorthite systématiquement observée dans les échantillons précédents ne sépare donc pas forcément la composition des phénocristaux de celle de la matrice ; cette lacune traduit certainement les effets d'un processus magmatique particulier pouvant intervenir avant l'épanchement. Ici on peut supposer que se sont succédées deux périodes de refroidissement calmes, l'une, dans une chambre magmatique profonde, et l'autre, précédant un éventuel épanchement, c'est-à-dire un refroidissement lent dans un filon à faible profondeur sous la surface d'épanchement.

L'analyse 5 est celle d'une baguette de plagioclase de la matrice (45 % an).

Les analyses 6 à 10 sont celles des clinopyroxènes de la matrice intergranulaire ; le diagramme des pyroxènes (planche 32) montre leur évolution continue de compositions augitiques à celle d'augites subcalciques (39 à 17 % wo). Ils ont des teneurs en ferrosilite relativement élevées (16 à 31 % fs) ; et sauf pour le plus précoce (0,35 % de Cr₂O₃), ils ne sont pas chromifères.

L'analyse 11 est celle d'une titanomagnétite dans la matrice interstitielle (19% de TiO₂).

Roche totale (Hékinian et Aumento, 1973).

9. Echantillon CH4 D1 33 - Planche 5

Description de la lame mince :

Basalte très porphyrique à plagioclases et olivines.

Il présente deux stades de cristallisation.

Le premier a généré de nombreux microphénocristaux de plagioclase et d'olivine ; les olivines sont fréquemment euhédrales et ramassées (0,05 à 0,3 mm), mais certaines sont sous forme d'aiguilles courtes, de cristallisation plus tardive, (0,3 mm) ; elles occupent souvent le centre de gerbes de plagioclases mais sont rarement pénétrées ; ceci montre leur précocité relative ; les plagioclases sont sous forme d'aiguilles très longues, creuses, atteignant parfois 1,5 mm et arrangées en gerbes enchevêtrées ; ils restent difficiles à classer en tant que microlithes à cause de leur taille.

Le second stade de cristallisation a généré une mésostase cryptocristalline grise et assez uniforme ; cette mésostase présente des lacunes difformes, de très nombreuses vésicules quelquefois partiellement remplies de mésostase sombre et très fine, et également des traces de palagonite.

Analyse modale :

Mésostase	:	79,9 %
Microphénocristaux	{ Olivine	: 5,6 %
	{ Plagioclase	: 13,7 %
Vésicules et lacunes	:	0,8 %
Palagonite	:	trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1, 2 et 3 sont celles des coeurs de microphénocristaux d'olivine de tailles diverses, 4 et 5 sont respectivement celles du coeur et du bord d'un autre microphénocristal (86 à 84 % fo) ; la gamme de composition des olivines est relativement large (46 à 44,3 % de MgO) comparée à celles généralement rencontrées dans les autres échantillons.

Les analyses 6 à 11 sont celles de microphénocristaux de plagioclase, 7 et 8 ayant été effectuées sur la même aiguille (64 à 59 % an). Leurs teneurs relativement constantes en anorthite (autour de 62 % an) sont remarquablement basses si l'on considère qu'ils sont apparus peu après des olivines à 84 % fo ; leur morphologie en aiguilles rappelant des microlithes suggère qu'ils ont cristallisé rapidement et donc tardivement ; étant donné les nombreuses vésicules qui traversent uniformément la mésostase, leur cristallisation a eu lieu au cours de l'épanchement et sous une pression fluide à priori importante ; cette pression fluide associée au dégazage du magma, explique vraisemblablement les teneurs en anorthite basses constatées

L'analyse 12 est celle d'un minuscule cristal de titanomagnétite appartenant à la mésostase cryptocristalline (17 % de TiO₂).

Roche totale (Hékinian et Aumento, 1973).

10. Echantillon CH4 D1 34 - Planche 7

Description de la lame mince :

Basalte microlithique très porphyrique à plagioclases, olivines et spinelles.

La matrice est formée d'une mésostase variolitique et de microlithes de plagioclase. La partie phyrrique est surtout composée de mégaphénocristaux (1 à 8 mm) quelquefois légèrement arrondis et également de phénocristaux de plagioclase, de microphénocristaux automorphes d'olivine (0,1 à 0,6 mm) dont il ne reste que les fan-

tômes de serpentine dans la mésostase, et enfin de quelques rares microphénocristaux de spinelle (0,05 à 0,25 mm) automorphes et souvent inclus dans les olivines. L'échantillon est parcouru de fissures remplies d'une microbrèche de plagioclases cimentés par des produits d'altération divers.

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase	: 74,5 %
		Microlithe	: 1,1 %
Microphénocristaux et phénocristaux	{	Spinelle	: trace
		Olivine	: 1,9 %
		Plagioclase	: 1,2 %
Macrophénocristaux de plagioclase			: 21,3 %

Analyses microsondes :

Les analyses 1, 2 et 3 sont respectivement celles du coeur d'un mégaphénocristal de plagioclase et de deux phénocristaux (89 à 84 % an).

L'analyse 4 est celle d'une microlithe de plagioclase (65 % an). L'écart de composition entre les phénocristaux et la matrice est également manifeste dans cet échantillon.

L'analyse 5 est la moyenne de deux analyses en scanning de la mésostase vitreuse ; la teneur relativement élevée en Na_2O (3,2 %) peut être due au fait que le sodium est très volatile, par conséquent il a pu contaminer la surface de la lame, ce qui peut perturber les analyses en scanning beaucoup plus que celles effectuées ponctuellement.

Roche totale (Hékinian et Aumento, 1979).

11. Echantillon CH4 D1 41 - Planche 8

Description de la lame mince :

Microgabbro très porphyrique à plagioclases et spinelles.

La matrice a une texture intergranulaire (grain de 0,05 mm) et est assez altérée. L'échantillon est caractérisé par une quantité importante de mégaphénocristaux trapus et subautomorphes de plagioclase (0,5 à 8 mm) et quelques microphénocristaux automorphes de spinelle (0,07 mm) à l'état libre dans la matrice.

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase interstitielle	: 15,7 %
		Plagioclase	: 17,9 %
		Pyroxène	: 19,2 %
Microphénocristaux de spinelle			: trace
Mégaphénocristaux de plagioclase			: 36,9 %
Séricite et palagonite			: 10,2 %

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles d'un même mégaphénocristal de plagioclase, 3 et 4 celles de deux autres mégaphénocristaux ; leurs teneurs en anorthite (89 à 86 % an) sont parmi les plus fortes rencontrées dans les basaltes océaniques, comme dans l'échantillon précédent (CH4 D1 34).

L'analyse 5 est celle d'un plagioclase de la matrice (67 % an). La lacune de composition est manifeste ici également.

Les analyses 6 à 11 sont celles de clinopyroxènes de la matrice (voir planche 32). Les plus précoces (10 % fs) sont assez chromifères (0,82 % de Cr_2O_3), la matrice de cet échantillon semble plus primitive que celle de l'échantillon CH4 D1 9T.

Les analyses 12 à 15 sont celles de microphénocristaux de spinelle (36 à 39 % de Cr_2O_3) ; le spinelle a une densité élevée tandis que le plagioclase a une densité assez voisine de celle des liquides basaltiques ; leur présence simultanée peut

confirmer que les plagioclases à fortes teneurs en anorthite coulent (III D3b).
Roche totale (Hékinian et Aumento, 1973).

12. Echantillon CH4 D1 42 - Planche 7

Description de la lame mince :

Basalte microlithique porphyrique à plagioclases et olivines et spinelles.

Il présente quatre stades de cristallisation.

Le premier est représenté par des microphénocristaux automorphes d'olivine (0,05 à 0,14 mm) et par de rares microphénocristaux de plagioclase trapus et zonés (0,44 mm) et de spinelle (0,05 mm).

Le second stade a généré de nombreuses microlithes d'olivine et de plagioclase ; les plagioclases sont tous sous forme d'aiguilles atteignant 1,3 mm et arrangées en gerbe ; les olivines sont subautomorphes et largement traversées par les plagioclases ou bien fréquemment s'arrangent elles aussi en faisceaux d'aiguilles courtes alternant avec celles de plagioclase.

Le troisième stade a généré des plumosités de plagioclase ainsi que quelques microcristaux de titanomagnétite (0,03 mm).

Le dernier stade a constitué une mésostase cristalline grise.

L'altération a en particulier serpentinisé les olivines.

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase	: 71,8 %
		Plumosité de plagioclase	: 11,3 %
		Titanomagnétite	: trace
Microlithes	{	Olivine	: 3,2 %
		Plagioclase	: 10,5 %
Microphénocristaux	{	Spinelle	: trace
		Olivine	: 3,2 %
		Plagioclase	: trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles du cœur d'un microphénocristal de plagioclase de la première génération (83 % an), tandis que 3, 4, 5 et 6 sont celles de microlithes de tailles décroissantes (64 à 59 % an) ; aucune composition entre 80 et 70 % an n'apparaît, comme dans tous les échantillons précédents.

L'analyse 8 est celle de la mésostase à plumosité de plagioclase prise en scanning.
Roche totale (Hékinian et Aumento, 1973).

13. Echantillon ALV 521-1 - Planche 9

Description de la lame mince :

Basalte très porphyrique à plagioclases, olivines et pyroxènes.

Il est composé d'un verre clair, de microphénocristaux et phénocristaux automorphes et sans classement de taille (0,05 à 0,8 mm) de plagioclase, d'olivine et de pyroxène et de xénocristaux trapus et ébréchés de plagioclase (0,4 à 1,4 mm).

Analyse modale :

Verre	:	79,6 %	
Microphénocristaux et phénocristaux	{	Olivine	: 2,6 %
		Plagioclase	: 6,8 %
		Pyroxène	: 1,8 %
Xénocristaux de plagioclase	:	7,6 %	
Vésicules	:	1,6 %	

Analyses microsondes :

Les analyses 1, 2 et 3 sont celles de trois phénocristaux d'olivines (84 à 83 % fo). Les analyses 4, 5 et 6 sont celles de trois gros xénocristaux de plagioclase (88 à 79 % an) et 7 celle d'un microphénocristal (67 % an) ; ce dernier se trouve isolé dans du verre clair constituant encore 80 % de l'échantillon ; on peut prétendre qu'il s'agit d'un plagioclase précoce par rapport à tous ceux que le verre peut potentiellement cristalliser, et pourtant sa teneur en anorthite correspond déjà à celle des matrices (50 à 70 % an).

Les analyses 8 à 11 sont respectivement celles du coeur à la périphérie d'un phénocristal assez homogène de clinopyroxène et 12 est celle d'un autre phénocristal (voir planche 32) ; ils sont pauvres en ferrosilite (9 à 10 % fs) et légèrement chromifères (0,66 à 0,29 % de Cr₂O₃).

Les analyses 13 et 14 sont celles du verre clair.

14. Echantillon V25 1 T9 - Planche 10Description de la lame mince :

Basalte peu porphyrique à olivines et spinelles.

La matrice est formée d'un verre craquelé gris très clair passant à une mésostase cryptocristalline grise, de gerbes de plagioclases aciculaires, et de nombreux cristallites et microcristaux d'olivines (inférieurs à 0,08 mm).

Le caractère porphyrique de l'échantillon est donné par une génération précoce de microphénocristaux automorphes d'olivine (0,2-0,4 mm) et de spinelle (0,02 mm) ; ces spinelles sont fréquemment libres dans la matrice ou bien inclus dans les microphénocristaux d'olivines.

On trouve de la palagonite jaune dans certaines vésicules.

Analyse modale :

Matrice	{	Verre et mésostase	: 86 %
		Olivine	: 6,6 %
		Plagioclase	: 5,1 %
		Titanomagnétite	: trace
Phénocristaux	{	Spinelle	: trace
		Olivine	: 2,2 %
Vésicules		: trace	

L'ordre de cristallisation est le suivant : spinelle, spinelle + olivine, olivine + plagioclase, olivine (!) + plagioclase + titanomagnétite + mésostase cryptocristalline.

Analyses microsondes :

Les analyses 1, 2 et 3 sont respectivement celles d'un microphénocristal et de deux microcristaux d'olivine (88 à 86 % fo).

Les analyses 4, 5 et 6 sont celles de plagioclases aciculaires (57 à 53% an).

Les analyses 7, 8 et 9 sont celles de spinelles ; 7 et 8 sont incluses dans des olivines tandis que 9 est libre dans la matrice ; ce dernier est plus riche en chrome malgré son rapport FeO*/MgO plus élevé.

Les analyses 10 et 11 sont celles de microtitanomagnétites dans la mésostase (16 % de TiO₂).

L'analyse 12 est celle du verre craquelé ; 13 est une moyenne de 6 analyses effectuées pour pallier à une faible hétérogénéité du verre craquelé

15. Echantillon V25 1 T11 - Planche 11

Deux lames minces ont été taillées, l'une sur la bordure vitreuse et l'autre à une dizaine de centimètres vers le centre d'un pillow.

Description de la lame mince :

Basalte peu porphyrique à olivines et spinelles.

La première lame présente une mince frange de verre jaune clair formant la périphérie du pillow. Dans ce verre on distingue trois générations d'olivine : la plus tardive est constituée de sphérulites monocristallines claires avec parfois un nucléus à leurs centres; la génération moyenne se présente sous forme de quelques cristallites (0,08 mm) squelettiques et hérissés d'aiguilles ; enfin la plus précoce est constituée de microphénocristaux euhédraux d'olivine (0,25 mm) souvent syncristallisés en grappes de trois, quatre ou plus et associés à des spinelles. Dans le verre, on observe également de nombreuses sphérulites monocristallines brunes dont certaines ont un nucléus polyédrique et brun rouge de spinelle ces sphérulites de spinelle ont parfois micro-sédimenté le long de la limite de passage entre le verre et la mésostase; ceci confirme leurs densités élevées par rapport au verre et aux sphérulites d'olivines (III D3a). Toujours dans le verre, on remarque quelques vésicules et bulles de dégazage aux parois constituées de microglobules de sulfide en "nid d'abeilles". Le passage à la mésostase, vers le centre du pillow, correspond d'abord à une forte densité de sphérulites claires et brunes, jointives ; puis à un "treilli" gris où les taches brunes microfibreuses de spinelle s'étiolent et disparaissent; seuls subsistent quelques rares microcristaux de spinelle et les olivines incluent souvent ces spinelles.

On observe en outre dans cette mésostase deux gros opaques (respectivement 0,44 à 0,16 mm) globuleux et à contour scoriacé.

Enfin, on a quelques belles varioles (1,6 mm) à structure radiante surimposées à la mésostase.

La deuxième lame présente une cristallinité un peu meilleure ; cette fois, dans une mésostase cryptocristalline grise, on distingue de nombreuses gerbes de plagioclases aciculaires, mais également des gerbes plus grossières et des baguettes d'olivine. Les microphénocristaux de spinelle et d'olivine sont toujours présents. Les vésicules sont rondes et très fréquentes ; certaines contiennent de la mésostase noire.

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase	: 82 %
		Olivine	: 7 %
		Plagioclase	: 5,6 %
		Titanomagnétite	: 2,8 %
Microphénocristaux de spinelle		: trace	
Phénocristaux d'olivine		: 1,8 %	
Vésicules		: 0,7 %	

Analyses microsondes :

Les analyses 1, 2 et 3 sont celles de phénocristaux d'olivine (88 % fo).

L'analyse 4 est celle d'une baguette d'olivine dans la matrice de la seconde lame ; sa composition (87 % fo) reste très voisine de celle des phénocristaux.

Les analyses 5, 6 et 7 sont celles des microaiguilles de plagioclase apparemment syncristallines de l'olivine précédente ; leurs teneurs en anorthite (60 % an) sont plutôt faibles malgré le caractère primitif de l'échantillon (olivine à 88 % fo et nombreux spinelles).

Les analyses de 8 à 13 sont celles des spinelles ; 8 et 9 sont inclus dans une même olivine, 10 et 11 sont inclus dans deux autres olivines, 12 est à l'état libre dans la matrice et 13 est dans le verre ; on peut noter leur évolution significative en alumine (27,5 % à 30,5 %) et en chrome (37,5 % à 34,8 %) suivant

qu'ils sont précoces et inclus dans des olivines, ou bien qu'ils sont plus tardifs comme le suggère leur état libre dans la matrice ou le verre.

Les analyses 14 et 15 sont celles du verre clair ; elles montrent une forte teneur en MgO (9 %) ; mais elles ne décelent que des teneurs insignifiantes en chrome par rapport à celles qu'on pouvait espérer d'après la grande quantité de spinelle en formation dans le verre ; de toute façon, la méthode opératoire (temps d'analyse de 6 secondes) ne permet aucune précision sur d'aussi faibles quantités de chrome

16. Echantillon V25 1 T85 - Planche 12

Description de la lame mince :

Basalte peu porphyrique à plagioclases et olivines.

La matrice est constituée d'une mésostase vitreuse noire, de nombreuses microlithes de plagioclase, de microcristaux d'olivine et de pyroxène.

La partie porphyrique comprend quelques microphénocristaux d'olivine (0,2 mm) et de plagioclase (0,3 mm), quelques rares phénocristaux de plagioclase (1,5 mm) et un gros xénocristal de plagioclase (5 mm), rond, contenant en inclusion du verre brun craquelé et des microphénocristaux de spinelle (0,1 mm).

Les vésicules se présentent sous forme de lacunes sans contour précis et nombreuses.

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase	: 72,2 %
		Olivine	: 4,6 %
		Plagioclase	: 14,4 %
		Pyroxène	: 2,5 %
Microphénocristaux	{	Olivine	: 0,5 %
		Plagioclase	: 1,8 %
Xénocristes de plagioclase	:	2 %	
Vésicules	:	2 %	

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles du xénocristal de plagioclase (80 % an).

Les analyses 3 et 4 sont celles d'un microphénocristal de spinelle inclus dans le xénocristal précédent.

Les analyses 5 et 6 sont celles de deux inclusions de verre brun clair dans le xénocristal de plagioclase ; ces deux inclusions semblent de composition voisine et très primitives ; la plus primitive montre une teneur de 12 % de MgO et des teneurs plus faibles que dans l'autre inclusion en TiO₂, P₂O₅ et Na₂O.

Ce xénocristal et ses diverses inclusions constituent sans doute un système de solide et liquide cogénétiques ; on peut les considérer séparément du reste de l'échantillon. Il est curieux de constater que le spinelle a été capturé malgré sa forte densité et sa propension à couler rapidement par un plagioclase normalement plus tardif.

L'analyse 7 est celle d'un microphénocristal d'olivine (86 % fo) associé au microphénocristal de plagioclase 11, tandis que 8 et 9 sont celles de microcristaux d'olivine (87 % fo).

Les analyses 10, puis 11 et 12, sont respectivement celles de deux microphénocristaux de plagioclase (68 à 67 % an), tandis que 13, 14 et 15 sont celles de microlithes (66 à 56 % an).

Les analyses 16 et 17 sont celles de deux microcristaux jaunes clairs et à contours indistincts de clinopyroxène ; il faut remarquer leurs fortes teneurs en alumine (7 %), en titane (4 %) et en calcium (48 % wo) ; leurs compositions semblent

semblent franchement perturbées par les impuretés et cette particularité est due à une cristallisation très rapide (VI C5) ; leurs compositions sont celles de salites titanifères (voir la planche 32).

L'analyse 18 est celle d'une minuscule titanomagnétite (12 % de TiO_2) plutôt précoce.

L'analyse 19 est celle d'une zone de mésostase noire vitreuse et opaque en lumière polarisée ; on ne doit pas la retenir comme une très bonne analyse, car expérimentalement, le verre noir présente des hétérogénéités.

17. Echantillon V25 1 T91 - Planche 13

Description de la lame mince :

Basalte très porphyrique à plagioclase et olivine.

La matrice est composée d'une mésostase cryptocristalline, de microlithes de plagioclase et de microcristaux de pyroxène (0,02 à 0,06 mm).

La partie porphyrique comprend des microphénocristaux et des phénocristaux sans classement de taille (0,2 à 2,5 mm) de plagioclase et d'olivine automorphes et subautomorphes.

Analyse modale ;

Matrice	{	Mésostase	: 47,8 %
		Olivine	: trace
		Plagioclase	: 13,8 %
		Pyroxène	: 15,9 %
Microphénocristaux et phénocristaux	{	Titanomagnétite	: 6,8 %
		Olivine	: 3,2 %
Vésicules	{	Plagioclase	: 11,9 %
			: 0,5 %

Analyses microsondes :

Les analyses 1, 2 et 3 sont respectivement celles des coeurs de deux phénocristaux d'olivine et celles d'un microphénocristal (85 à 84 % fo) ; cette dernière olivine est plantée de microphénocristaux de plagioclase (analyse 7) suggérant un oursin. Les analyses 4 et 5 sont celles d'un même gros phénocristal de plagioclase, 6 celle d'un autre phénocristal, et 7 celle d'un microphénocristal planté dans une olivine ces phénocristaux de plagioclase (75 à 64 % an) bien que nombreux et assez gros, ne montrent pas les teneurs entre 80 et 90 % d'anorthite généralement observées.

L'analyse 8 est celle d'un microcristal d'olivine de la matrice (83 % fo). Les olivines de cet échantillon ont des teneurs en forstérite plutôt basses (voir diagramme p. 118) ; il faut remarquer que certaines d'entre elles ont des teneurs significatives en chrome (0,12 % de Cr_2O_3).

L'analyse 9 est celle d'un microlithe de plagioclase (55 % an).

Les analyses 10, 11, 12 et 13 sont celles de clinopyroxènes de la matrice (11 à 29 fs) ; il s'agit d'augite (planche 32) ; les plus précoces sont très chromifères (1,18 et 0,32 % de Cr_2O_3).

Les analyses du verre et de la roche totale proviennent de Miyashiro, Shido et Ewing (1969) ; elles montrent des teneurs en MgO assez faibles (7,4 et 7 %) en rapport avec des taux d' Al_2O_3 exceptionnels (16,7 et 17,1 %).

18. Echantillon 99 01 03 - Planche 14

Description de la lame mince :

Basalte microlithique porphyrique à plagioclases et olivines.

Il comprend une mésostase vitreuse noire passant à une mésostase cryptocristalline grise et trois générations de cristaux : l'une tardive de microlithes de plagioclase et microcristaux d'olivine (inférieurs à 0,1 mm) ; la seconde de microphénocristaux de plagioclase en baguettes et d'olivine euhédrale (0,1 à 0,6 mm), ces olivines contiennent rarement des spinelles ; enfin, une génération précoce, peut-être d'origine cumulative, de phénocristaux trapus et quelquefois ébréchés de plagioclase (0,5 à 1,4 mm).

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase	: 88,7 %
		Olivine	: 0,4 %
		Plagioclase	: 2,6 %
Microphénocristaux	{	Spinnelle	: trace
		Olivine	: 2,1 %
		Plagioclase	: 4,8 %
Phénocristaux de plagioclase			: 1,2 %

Analyses microsondes :

Les analyses 1, 2 et 3 sont celles de trois microphénocristaux d'olivine (84 % fo). Les analyses 4, 5 et 6 sont respectivement celles d'un gros phénocristal de plagioclase (76 % an) et de deux microphénocristaux ; on peut remarquer la teneur maximum d'anorthite assez basse et la relative continuité des compositions de ces plagioclases (76, 69 et 66 % an) jusqu'à celle des matrices.

L'analyse 7 est celle d'une titanomagnétite minuscule appartenant à la mésostase cryptocristalline.

L'analyse 8 est celle de la mésostase vitreuse noire.

19. Echantillon 99 02 04 - Planche 14

Description de la lame mince :

Basalte porphyrique à plagioclases et olivines.

Il est formé d'un verre clair, de quelques cristallites de plagioclase et d'olivine, au milieu de sphérulites brunes amorphes et de phénocristaux de plagioclase et d'olivine souvent intriqués et de tailles diverses (0,2 à 1,3 mm).

On trouve également dans le verre des globules noirs de sulfides et des bulles de dégazage à paroi en "nid d'abeilles".

Analyse modale :

Matrice	{	Verre	: 82 %
		Olivine	: 0,5 %
		Plagioclase	: 3,1 %
Microphénocristaux et phénocristaux	{	Olivine	: 5,5 %
		Plagioclase	: 8,9 %
Vésicules			: trace
Sulphides			: trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles d'un gros et d'un moyen phénocristal d'olivine (83 % fo).

Les analyses 3 et 4 sont celles d'un même phénocristal et 5 celle d'un autre phénocristal de plagioclase (76 à 69 % an).

Les analyses 6 et 7 sont celles du verre clair.

20. Echantillon 99 08 01 - Planche 15

Description de la lame mince :

Basalte porphyrique à olivines et spinelles.

La matrice est constituée d'une frange de verre clair passant à une zone de germination d'olivine sous forme de cristallites à structure très fine en "papillon". Chacune présente un léger halo dendritique clair en lumière polarisée et elles cristallisent quelquefois suivant des alignements parallèles à la frange de verre ; les tailles de ces cristallites croissent vers le centre de l'épanchement jusqu'à former des sphérolites monocristallines puis une mésostase treillisée uniforme, puis enfin une mésostase grise à gerbes de plagioclases aciculaires.

Le caractère pyrique de l'échantillon est assuré par de nombreux phénocristaux automorphes d'olivine (0,2 à 1,5 mm) et des microphénocristaux abondants de spinelle de deux générations, les uns petits (inférieurs à 0,08 mm) translucides et généralement dans le verre ou inclus dans les phénocristaux d'olivine, les autres plus gros jusqu'à 0,18 mm, de couleur rouge mat, quelquefois zonés et libres dans la matrice.

Cet échantillon présente en outre une formation tardive de nombreuses varioles coalescentes brunes foncées à structure radiante, concentrées dans la zone de désolidarisation entre le verre et la mésostase treillisée.

Analyse modale :

Matrice	Verre et mésostase	: 83,7 %
	Olivine	: 2,3 %
	Plagioclase	: 3,8 %
Microphénocristaux d'olivine		: 0,9 %
Phénocristaux d'olivine		: 6,9 %
Vésicules		: 2,2 %
Quartz		: trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles d'un gros phénocristal d'olivine et d'un plus petit phénocristal, 3 et 4 sont celles d'un même phénocristal (88 % fo).

L'analyse 5 est celle d'une enclave ovoïde de verre clair dans l'olivine 2, il est appauvri en fer et magnésium (3,3% de MgO) et réciproquement enrichi en tout le reste ; c'est donc un verre résiduel et anormal, très différent du liquide primitif qu'on pouvait espérer.

Les analyses 6, 7 et 8 sont celles du coeur à la périphérie d'un gros microphénocristal de spinelle zoné (0,18 mm), 9 est celle d'un minuscule microphénocristal inclus dans une olivine (34,4 à 11 % de Cr₂O₃). La composition de ces spinelles varie beaucoup et leur croissance semble limitée rapidement par la raréfaction du chrome dans le liquide.

Les analyses 10, 11 et 12 sont celles d'une plage de quartz cristallisé entre des varioles et celle de liquide hyalin dans l'une de ces varioles ; la formation des varioles est vraisemblablement due ici à l'intervention tardive d'un liquide résiduel sursaturé.

Les analyses 13 à 17 sont celles du verre clair ; les deux premières ont été effectuées par la microsonde Camebax du CNRS - BRGM à Orléans, et les suivantes au COB ; les différences (faibles) des teneurs moyennes en MgO, Na₂O et P₂O₅ illustrent les erreurs systématiques qu'on peut obtenir d'une microsonde à une autre. Ce verre est très riche en MgO (9,7 %) mais il ne contient plus de chrome puisque celui-ci est entré dans la constitution des spinelles ; néanmoins on peut le considérer comme un verre de composition primitive.

21. Echantillon 99 09 04 - Planche 16

Description de la lame mince :

Basalte porphyrique à olivines et plagioclases.

Il est constitué d'un verre clair passant à une zone à sphérulites brunes et amorphes, puis à une mésostase noire, opaque en lumière polarisée et enfin à une matrice à texture microlithique ; on a également quelques microphénocristaux (taille inférieure à 0,2 mm) et phénocristaux automorphes (0,5 à 2 mm) de plagioclase et d'olivine associés.

Analyse modale :

Matrice	{ Verre et mésostase	: 92 %
	{ Plagioclase	: 2,8 %
Microphénocristaux	{ Olivine	: 0,6 %
	{ Plagioclase	: 0,7 %
Macrophénocristaux	{ Olivine	: 0,9 %
	{ Plagioclase	: 3 %

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles d'un même phénocristal d'olivines (86 % fo).

Les analyses 3, 4 et 5 sont celles d'un même grand phénocristal de plagioclase (87 à 81 % an).

Les analyses 6 et 7 sont celles de deux microphénocristaux de plagioclase (71 % an) plantés dans une olivine.

L'analyse 8 est celle du verre clair.

22. Echantillon 99 12 07 - Planche 16

Description de la lame mince :

Basalte peu porphyrique à plagioclases et olivines.

La matrice est constituée d'une frange de verre jaune clair puis d'une zone à minuscules cristallites "papillon" d'olivine passant progressivement à des cristallites plus grosses mêlées à des sphérulites amorphes brunes, puis à une mésostase sphérulitique brune foncée.

On a quelques phénocristaux (0,2 à 0,5 mm) soit isolés, soit en paquets d'olivine ou de plagioclase ; on rencontre de très rares et minuscules spinelles dans certaines olivines.

Analyse modale :

Matrice	{ Verre et mésostase	: 96,2 %
	{ Olivine	: 2,6 %
Phénocristaux	{ Spinelle	: trace
	{ Olivine	: 0,2 %
	{ Plagioclase	: 1 %

Analyses microsondes :

Les analyses 1, 2 et 3 sont celles de trois phénocristaux de plagioclase (86 à 84 % an).

Les analyses 4 et 5 sont celles du verre clair.

23. Echantillon CYP 78 02 03 - Planche 23

La lame mince a été taillée dans une protubérance vitreuse, cassée sur un pillow.

Description de la lame mince :

Basalte microlithique porphyrique à plagioclases, olivines et spinelles.

La matrice est constituée d'un verre clair passant à une mésostase sphérulitique amorphe, ainsi que de quelques microlithes de plagioclase et microcristaux d'olivine (0,08 mm).

La partie phyrrique comprend des phénocristaux de plagioclase et d'olivine sans classement de taille (0,1 à 0,5 mm), également quelques très rares microphénocristaux de spinelle libres dans le verre, et enfin des xénocristaux de plagioclase souvent cassés, ébréchés ou corrodés (0,5 à 2 mm). Cette échantillon montre un xénocriste de plagioclase à un stade de dissolution avancé.

On a aussi quelques globules noirs de sulfides dans le verre.

Analyse modale :

Matrice	{	Verre et mésostase	: 85,4 %
		Olivine	: trace
		Plagioclase	: 1,6 %
Microphénocristaux de spinelle		:	trace
Phénocristaux	{	Olivine	: 1,9 %
		Plagioclase	: 5,1 %
Xénocristaux de plagioclase		:	5,9 %

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles de deux phénocristaux d'olivine (86 % fo).

Les analyses 3 et 4 sont celles de deux xénocristaux de plagioclase (85 et 83 % an).

L'analyse 5 est celle d'un phénocrystal de plagioclase (82 % an).

Les analyses 6 et 7 sont celles du verre clair.

24. Echantillon CYP 78 03 05 - Planche 17

La lame mince a été taillée dans un gros morceau de pillow altéré.

Description de la lame mince ;

Basalte microlithique porphyrique à plagioclases et olivines.

Il est constitué d'une frange de verre clair à sphérulites brunes amorphes passant à une mésostase vitreuse brune et de deux générations de cristaux, l'une sous forme de microlithes de plagioclases et microcristaux d'olivine, l'autre plus précoce sous forme de phénocristaux de plagioclases (0,6 mm) et d'olivine (0,3 mm) ; la mésostase a de nombreuses lacunes sans forme déterminée.

Analyse modale :

Matrice	{	Verre et mésostase	: 80,1 %
		Olivine	: 2,1 %
		Plagioclase	: 5,1 %
Phénocristaux	{	Olivine	: 2,7 %
		Plagioclase	: 6,5 %
Varioles		:	3,4 %

Analyses microsondes :

L'analyse 1 est celle d'un gros phénocrystal indépendant et automorphe d'olivine ; tandis que les analyses 4 et 5 sont celles de microcristaux d'olivine (84 à 83 % fo) souvent plantés de microlithes de plagioclase et constituant ainsi des sortes d'ourcin. Ces analyses montrent, comme en général, la bonne homogénéité de composition des olivines.

Les analyses 2 et 3 sont celles d'un même phénocrystal de plagioclase (71 % an) ; tandis que 6, 7 et 8 sont celles de microphénocristaux et microlithes ; le microlithe 8 est planté dans l'olivine 4. Ces analyses mettent en évidence des teneurs maximum d'anorthite (71 %) plutôt faibles et une relative homogénéité et continuité de composition entre les phénocristaux et les microlithes (71, 68, 66 et 64 % an) ; ces microlithes ont des compositions proches de celles des matrices.

Les analyses 9 et 10 sont celles du verre clair.

25. Echantillon CYP 78 06 10 - Planche 18

La lame mince a été taillée dans une corne de verre.

Description de la lame mince :

Basalte porphyrique à plagioclases et olivines.

Il est composé d'un verre clair, de quelques rares microlithes de plagioclase, de phénocristaux d'olivine (0,2 à 1 mm) et de plagioclase de tailles diverses (0,5 à 2 mm) ; les plagioclases sont quelquefois ébréchés et les plus grosses olivines résorbées.

On a aussi quelques globules noirs de sulfides.

Analyse modale :

Matrice	{ Verre	: 87,4 %
	{ Plagioclase	: trace
Phénocristaux	{ Olivine	: 2,7 %
	{ Plagioclase	: 9,9 %
Sulfides		: trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles d'un gros phénocrystal d'olivine (89 % fo) et 3 celle d'un phénocrystal moyen (87 % fo).

Les analyses 4 et 5 sont respectivement celles d'un phénocrystal (75 % an) et d'un microlithe de plagioclase (69 % an).

Les analyses 6 et 7 sont celles du verre clair.

26. Echantillon CYP 78 07 12 - Planche 18

La lame mince a été taillée dans une coulée tabulaire.

Description de la lame mince :

Basalte peu porphyrique à plagioclases et sulfides.

Il est constitué d'un verre assez foncé à sphérulites amorphes brunes, de minuscules cristaux (0,02 mm) de plagioclase et d'olivine en germination, de globules noirs de sulfide (0,01 à 0,1 mm) et de phénocristaux en baguettes quelquefois zonés de plagioclase (0,4 à 1,4 mm).

On a quelques vésicules et des bulles de dégazage à paroi constituée de microglobules de sulfide en "nid d'abeilles".

Analyse modale :

Verre	:	94 %
Matrice { Olivine	:	0,6 %
{ Plagioclase	:	0,9 %
Phénocristaux de plagioclase	:	2,6 %
Sulfide	:	1,2 %
Vésicules et bulles	:	0,7 %

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles d'un phénocristal de plagioclase, 3 celle d'un microphénocristal (82 à 71 % an).

Les analyses 4 et 5 sont celles de minuscules olivines dans le verre (86 % fo).

Les analyses 6 et 7 sont celles d'un microlithe et d'un minuscule cristal de plagioclase de la même taille que les olivines précédentes (77 et 69 % an).

Les analyses 8 et 9 sont celles du verre clair.

27. Echantillon CYP 78 09 15B - Planche 19

La lame mince a été taillée dans un tube de verre.

Description de la lame mince :

Basalte porphyrique à plagioclases et olivines.

Il est constitué d'un verre jaune à sphérolites amorphes évoluant vers le centre du tube en une mésostase variolitique brune foncée.

Les phénocristaux se rangent en deux classes de tailles : l'un comprend des microphénocristaux et des phénocristaux de plagioclase et d'olivine ; les plagioclases sont des baguettes allongées et souvent associées aux olivines sous forme d'oursins ; leurs tailles varient continûment dans des gammes assez larges (0,1 à 1,5 mm pour les plagioclases - 0,2 à 0,4 mm pour les olivines).

La deuxième classe de phénocristaux comprend des plagioclases plus grands, trapus et souvent zonés (0,8 à 1,7 mm), ils sont sans doute d'origine cumulative.

Analyse modale :

Verre et mésostase	:	92,6 %
Microphénocristaux { Olivine	:	1,8 %
et phénocristaux { Plagioclase	:	5,1 %
Xénocristaux de plagioclase	:	0,5 %

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles de deux phénocristaux d'olivine (86 % fo) associés à des plagioclases.

Les analyses 3 et 4 sont celles de deux xénocristaux trapus de plagioclase (78 et 75 % an), tandis que 5 est celle d'une baguette de plagioclase (68 % an) associée à l'olivine 1.

Les analyses 6 et 7 sont celles du verre clair.

28. Echantillon CYP 78 10 16 - Planche 20

La lame mince est taillée dans un morceau de pillow.

Description de la lame mince :

Basalte très peu porphyrique à plagioclases, olivines, pyroxènes et titanomagnétites.

Il est composé d'une mésostase variolitique brune foncée et d'une assez grande quantité de phénocristaux d'origine cumulative, de toutes tailles (0,1 à 3 mm) de plagioclase et d'olivine, de clinopyroxène et de titanomagnétite ; ces phénocristaux sont quelquefois ébréchés et quelques-uns des plus gros montrent de la résorption.

Analyse modale :

Mésostase	:	77,8 %
Microphénocristaux	{ Olivine	: 0,5 %
	{ Plagioclase	: 2,1 %
Phénocristaux et xénocristaux	{ Olivine	: 5,7 %
	{ Plagioclase	: 13 %
	{ Pyroxène	: 0,9 %
	{ Titanomagnétite	: trace

Analyses microsondes :

L'analyse 1 est celle d'un gros xénocristal arrondi d'olivine (84 % fo), 2 et 3 sont celles de microphénocristaux automorphes (82 % fo) ; d'autres analyses de nucléus montrent 81 % de forstérite ; donc, malgré leurs grandes diversités de taille et d'allure, ces olivines s'insèrent dans une gamme de composition assez étroite entre 84 et 81 % de forstérite.

Les analyses 4, 5 et 6 sont celles de gros xénocristaux et phénocristaux de plagioclase et 7 est celle d'un microphénocristal enfermé dans une olivine (87 à 78 % an) ; 8, 9 et 10 sont celles de phénocristaux moyens souvent associés aux pyroxènes (73 à 65 % an) ; les analyses 16 et 17 sont celles de microlithes et 18 celle d'un nucléus de plagioclase (76 à 61 % an). La gamme de composition de ces plagioclases est donc large (87 à 61 % an) ; ceci est d'autant plus frappant que quantitativement ils ne représentent que 15 % de la roche.

Les analyses 11 à 15 sont celles de phénocristaux euhédraux de clinopyroxène (10 à 11 % fs), ils sont relativement chromifères (1,08 à 0,35 % de Cr₂O₃).

Les analyses 19 à 22 sont celles de titanomagnétites qui ne proviennent peut-être pas du liquide de cet échantillon car elles sont habituellement plus tardives (12 à 19 % de TiO₂).

Les analyses 23 à 26 sont celles de verre clair qui forme une très mince frange sur la bordure du pillow.

29. Echantillon CYP 78 18 62 - Planche 19

La lame mince a été taillée dans une corne de verre.

Description de la lame mince :

Basalte très porphyrique à plagioclases et olivines.

Il est constitué de verre clair passant à une zone sphérulitique au centre de la corne ; de phénocristaux de plagioclase sous forme de lattes automorphes (0,7 mm) quelquefois associées à quelques microphénocristaux d'olivines, enfin de macrophénocristaux et xénocristes trapus de plagioclase (2 à 4 mm) et d'olivine (0,5 à 1 mm).

Analyses microsondes :

L'analyse 1 est celle du coeur d'un phénocristal d'olivine (84 % fo).

L'analyse 2 est celle du coeur d'un macrophénocristal de plagioclase (85 % an).

Les analyses 3 et 4 sont celles du verre clair.

30. Echantillon RC 10 243 - Planche 21

Description de la lame mince :

Basalte peu porphyrique à olivines et plagioclases.

Il est constitué d'un verre jaune clair, de quelques microphénocristaux d'olivine et de plagioclase (0,2 mm) et de rares phénocristaux d'olivine (0,5 mm).

Analyse modale :

Verre	:	95,4 %
Microphénocristaux	{ Olivine	: 1,3 %
	{ Plagioclase	: 1,9 %
Phénocristaux d'olivine	:	0,4 %
Vésicules	:	0,9 %

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles d'un même phénocristal d'olivine, tandis que 3 est celle d'un microphénocristal ; la composition de ces olivines reste constante autour de 85 % de forstérite.

Les analyses 4 et 5 sont celles d'un même microphénocristal de plagioclase (66 % an). L'analyse 6 est celle du verre ; il diffère peu de la roche totale (Hékinian, 1971)

31. Echantillon V18 330 - Planche 21

Description de la lame mince :

Basalte peu porphyrique à plagioclases et olivines.

Il est constitué d'un verre jaune brun, de quelques microlithes et microcristaux et de microphénocristaux (0,4 mm) d'olivine et de plagioclase souvent assemblés.

Analyse modale :

Matrice	{ Verre	: 96,6 %
	{ Olivine	: 0,7 %
	{ Plagioclase	: 0,8 %
Microphénocristaux	{ Olivine	: 0,5 %
	{ Plagioclase	: 1,4 %

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles de microphénocristaux d'olivine (84 et 82 % fo).

Les analyses 3, 4, 5 et 6 sont celles de microphénocristaux de plagioclase (79 à 78 % an).

Les analyses 7 et 8 sont celles du verre ; vu le faible degré de cristallinité de cet échantillon, le verre ne diffère pas de la roche totale (Hékinian, 1971).

32. Echantillon RC 8-91 20 - Planche 22

Description de la lame mince :

Basalte très porphyrique à plagioclases et olivines.

Il est constitué d'un verre clair passant à une zone à sphérolites amorphes brunes puis à une mésostase grise, de microphénocristaux et de phénocristaux sans classement de taille de plagioclase (0,6 à 1,5 mm) et d'olivine (0,2 à 0,5 mm).

Analyse modale :

Verre et mésostase	:	89,7 %
Microphénocristaux	{ Olivine	: 0,4 %
	{ Plagioclase	: 2,7 %
Phénocristaux	{ Olivine	: 0,7 %
	{ Plagioclase	: 6,5 %
Vésicules et bulles	:	trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles d'un phénocrystal d'olivine (82 % fo).

L'analyse 3 est celle du coeur d'une grande latte de plagioclase (71 % an) ;

4 et 5 sont celles du coeur et du bord d'un phénocrystal plus petit (60 et 54 % an)

L'analyse 6 est celle du verre clair.

33. Echantillon RC 8-91 30 - Planche 22Description de la lame mince :

Basalte très porphyrique à plagioclases et olivines.

Il est composé d'un verre jaune brun clair, de quelques microphénocristaux de tailles inférieures à 0,3 mm et de phénocristaux de plagioclase (0,8 à 1,5 mm) et d'olivine (0,4 mm).

Dans le verre on a quelques globules noirs de sulfide et des bulles de dégazage à paroi constituée de microsulfides en "nid d'abeilles".

Analyse modale :

Verre	:	87,0 %
Microphénocristaux	{ Olivine	: 1,6 %
	{ Plagioclase	: 2,4 %
Phénocristaux	{ Olivine	: 0,7 %
	{ Plagioclase	: 7,8 %
Sulfide et bulles	:	trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles d'un assez gros phénocrystal d'olivine (81 % fo).

L'analyse 3 est celle d'un phénocrystal de plagioclase (57 % an).

Les analyses 4 et 5 sont celles du verre clair.

34. Echantillon RC 8-91 60 - Planche 23Description de la lame mince :

Basalte très porphyrique à plagioclases et olivines.

Il est constitué d'un verre clair évoluant jusqu'à une zone à sphérulites amorphes brunes, de microphénocristaux et phénocristaux sans classement de taille (0,2 à 2 mm) de plagioclase et d'olivine.

Analyse modale :

Verre et mésostase	:	88,8 %
Microphénocristaux	{ Olivine	: 1,2 %
	{ Plagioclase	: 1,9 %
Phénocristaux	{ Olivine	: 1,3 %
	{ Plagioclase	: 5,7 %
Vésicules	:	0,9 %

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles de deux phénocristaux d'olivine (81 % fo).

Les analyses 3 et 4 sont celles d'un même phénocrystal de plagioclase (68 à 66 % an).

Les analyses 5 et 6 sont celles du verre clair.

Les trois échantillons RC 8-91 sont identiques tant par leur description, leurs analyses modales que par leurs analyses microsondes ; ils proviennent de la même carotte.

Leurs olivines montrent des compositions constantes autour de 81 % de forstérite, ces teneurs en forstérite sont parmi les plus faibles observées en ce qui concerne les basaltes océaniques (voir fig. 51, p. 118).

Les plagioclases ont des compositions variant continûment et à relativement faibles teneurs en anorthite (71, 68, 66, 60, 57 et 54 % ^{an}). Ces phénocristaux de plagioclase sont vraiment différents de ceux de basalte des dorsales plus lentes (voir les échantillons de Cyamex et de la dorsale atlantique : 80 à 90 % an).

Leurs verres ont des compositions très voisines avec des taux de MgO autour de 7 % ; l'échantillon RC 8-91 20 semble peut-être un peu plus fractionné avec un rapport FeO*/MgO de 2 au lieu de 1,7.

35. Echantillon E 21-17 B - Planche 23

L'échantillon se présente sous forme d'un bloc anguleux aux arêtes arrondies, il peut s'agir d'un bloc transporté par les glaces de l'Antarctique.

Description de la lame mince :

Basalte microlithique très porphyrique à plagioclases, olivines et pyroxènes. Il est composé d'une mésostase brune, de microlithes de plagioclase et de microcristaux de pyroxène.

La partie porphyrique comprend de nombreux phénocristaux de plagioclase souvent ébréchés, des phénocristaux et xénocristaux d'olivine, enfin, on a quelques gros xénocristes résorbés de pyroxène.

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles d'un même gros phénocristal de plagioclase (79 à 78 % an).

Les analyses 3 à 5 sont respectivement celles d'un phénocristal euhédral de pyroxène (12 % fs) et les deux suivantes, celles d'un gros xénocristal arrondi (14 à 15 % fs). Les analyses 6 et 7 sont celles de microlithes de plagioclase (59 et 56 % an).

L'analyse 8 est celle de mésostase vitreuse.

La roche totale est une analyse quantométrique effectuée pour cette étude par le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy ; ces deux analyses confirment qu'il s'agit d'un échantillon de basalte de la série alcaline ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \approx 5\%$) ; pour cette raison il a été rétrospectivement écarté de cette étude.

36. Echantillon E 21-11 - Planche 24

Description de la lame mince :

Basalte très porphyrique à plagioclases et olivines.

Il est constitué d'un verre clair jaune pâle et de trois générations de cristaux ; l'une de microphénocristaux (0,15 mm), l'autre de phénocristaux d'olivine (0,35 mm) et surtout de plagioclase (0,7 mm), ces derniers constituent parfois des agrégats (1 à 2,2 mm) ; on a enfin quelques beaux mégaphénocristaux, l'un d'olivine corrodée (3,5 mm) et les autres de plagioclase zoné (3 mm) associés à des microphénocristaux euhédraux de titanomagnétite (0,1 mm) et, aussi, à un minéral opaque, rond à contour scoriacé (0,09 mm).

Le verre présente en outre de nombreux microglobules denses et noirs de sulfides, des vésicules et bulles de dégazage dont les parois sont souvent constituées de microsulfides en "nid d'abeilles".

Analyse modale :

Verre	:	83,4 %
Microphénocristaux	{ Olivine	: 1,3 %
	{ Plagioclase	: 5,9 %
Phénocristaux	{ Olivine	: 1,2 %
	{ Plagioclase	: 3,8 %
Macrophénocristaux	{ Olivine	: 1,4 %
	{ Plagioclase	: 2,0 %
Phénocristaux de Titanomagnétite	:	trace
Vésicules et bulles	:	0,9 %

Analyses microsondes :

Les analyses 1, 2 et 3 sont celles du xénocriste d'olivine corrodé (86 % fo).
Les analyses 4, 5 et 6 sont celles de mégaphénocristaux de plagioclase (81 à 74 % an).

Les analyses 7 et 8 sont celles de deux inclusions de verre brun dans un mégaphénocrystal de plagioclase ; elles sont identiques aux incertitudes de mesure près et présentent un taux moyen de titane de 0,93 %.

Les analyses 9, 10 et 11 sont celles de grandes lattes de plagioclase (70 à 63 % an).

Les analyses 12, 13 et 14 sont celles du verre clair ; elles présentent un taux moyen de titane de 1,46 %.

Le verre inclus dans les plagioclases est très différent de celui constituant l'essentiel de l'échantillon ; il semble plus primitif ce qui est corroboré par les taux de Cr₂O₃ qui passent de 0,07-0,08 à une moyenne de 0,02 dans le liquide le plus résiduel ; ces taux de Cr₂O₃ sont beaucoup trop faibles pour être mesurés de façon fiable par la microsonde. Cependant ils sont interprétables dans leurs variations relatives à condition d'avoir plusieurs analyses se confirmant comme c'est le cas ici.

Roche totale (Hékinian, 1971).

37. Echantillon E 21-16 - Planche 25

L'échantillon est un morceau de pillow.

Description de la lame mince :

Basalte microlithique peu porphyrique à clinopyroxènes et plagioclases.

Il est constitué d'une mésostase brune foncée, de microlithes de plagioclase et microcristaux de pyroxène, et de quelques beaux phénocristaux automorphes et allongés de clinopyroxène (1 à 2 mm) et de plagioclase (1 mm).

Ces phénocristaux sont souvent associés et regroupés dans des zones de mésostase vitreuse et plus foncée ; ceux de clinopyroxène présentent quelquefois en inclusion des microphénocristaux de plagioclase (0,15 mm).

De la palagonite rouge remplie souvent les vésicules.

Analyse modale :

Matrice	{ Mésostase	: 90,9 %
	{ Plagioclase	: 3,3 %
	{ Pyroxène	: 4,1 %
Phénocristaux	{ Plagioclase	: 1,0 %
	{ Pyroxène	: 1,0 %
Vésicules	:	trace

Analyses microsondes :

Les analyses de 1 à 7 sont celles des coeurs de gros phénocristaux de plagioclase, à l'exception de l'analyse 2 qui correspond à un petit cristal inclus dans un phénocristal de pyroxène. Les deux premières analyses montrent des traces de chrome (0,09 % de Cr₂O₃) et correspondent sans doute à du plagioclase précoce (66 à 65 % an) ; les suivantes présentent des teneurs de 64 à 61% d'anorthite ; l'analyse 7 est celle de la périphérie d'un phénocristal (61 % an).

Malgré leur précocité, ces phénocristaux sont très pauvres en anorthite.

Les analyses de 8 à 14 sont celles des coeurs de gros phénocristaux de pyroxène (10 à 12 % fs). Les analyses 12 et 13 en particulier sont celles de macles d'un même cristal.

L'analyse 15 est celle d'un petit microlithe de plagioclase (62 % an).

Les analyses 16 à 21 sont celles de minuscules cristaux de pyroxène dans la mésostase (12 à 20 % fs).

Les analyses 22 à 24 sont celles du verre clair.

La roche totale est une analyse quantométrique réalisée pour cette étude par le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy.

38. Echantillon RS 15-15 - Planche 26

La lame a été taillée dans un morceau de pillow.

Description de la lame mince :

Microgabbro très porphyrique à plagioclases, olivines et pyroxènes.

La matrice est constituée d'une mésostase cryptocristalline à microlithes de plagioclase (< 0,1 mm) et percée abondamment de vésicules ; elle passe à une texture intergranulaire.

La partie phyrique comprend de nombreux phénocristaux de plagioclase souvent xénomorphes d'une grande diversité de taille (0,5 à 0,9 mm) et quelques rares macrophénocristaux automorphes de plagioclase (> 2 mm) ; on a également des phénocristaux de pyroxène et d'olivine.

Certaines vésicules contiennent de la palagonite.

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase	: 42 %
		Plagioclase	: 20,3 %
		Pyroxène	: 22,2 %
		Titanomagnétite	: 1,9 %
Phénocristaux	{	Olivine	: trace
		Plagioclase	: 9,2 %
		Pyroxène	: 2,2 %
Macrophénocristaux de plagioclase		: trace	
Vésicules		: 2,1 %	

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles du coeur d'un gros phénocristal d'olivine craquelé ; 3 et 4, celles d'un phénocristal moyen, et 5 celle d'un microphénocristal. Leurs compositions restent assez constantes en dépit des différences de taille (85 à 84 % fo).

Les analyses 6, 7 et 8 sont celles des coeurs de trois phénocristaux de plagioclase, le premier étant une très grande latte de 2,5 mm ; leurs teneurs en anorthite sont relativement modestes (69 à 64 % an).

Les analyses 9, 10 et 11 sont celles du coeur à la périphérie de phénocristaux de pyroxène (8 à 11 %) ; les coeurs pauvres en ferrosilite sont riches en Cr₂O₃ (8 % FS et 1 % Cr₂O₃).

Les analyses 12, 13 et 14 sont celles de plagioclases de la matrice. Leurs compositions semblent assez constantes (59 à 58 % an).

Les analyses 15 et 16 sont celles de pyroxènes de la matrice.

Un diagramme $\text{FeO} - \text{Cr}_2\text{O}_3$ de quatre analyses de phénocristaux et deux de cristaux de la matrice montre l'évolution continue et assez rigoureuse des compositions des pyroxènes de cet échantillon vis-à-vis de ces éléments. En particulier, on remarque l'appauvrissement très rapide en Cr_2O_3 des phénocristaux et de la matrice par rapport aux parties précoces constituant le coeur des phénocristaux (voir fig. 67, p. 138) ; ceci démontre que cet échantillon est peu fractionné.

Roche totale (Hékinian, 1971).

39. Echantillon 422 9-4 50 - Planche 27

Description de la lame mince :

Microgabbro très peu porphyrique à plagioclases.

La matrice a une texture ophytique (grain de 0,5 mm).

Les rares phénocristaux de plagioclase (0,8 mm) sont trapus subautomorphes et souvent zonés jusqu'au coeur.

On a quelques plages de calcite recristallisées dans les cavités de la mésostase.

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles du coeur et de la périphérie d'un phénocristal de plagioclase (80 et 66 % an).

Les analyses 3 et 4 sont celles d'olivines de la matrice (85 à 84 % fo).

Les analyses 5 et 6 sont celles de plagioclases de la matrice (71 à 68 % an).

Les analyses 7, 8 et 9 sont celles de pyroxènes de la matrice (11 à 14 % fs) ; le premier est de grande taille.

Les analyses 10 et 11 sont celles de liquides très résiduels sombres entre les cristaux de la matrice.

Roche totale (Hékinian et Morel, à paraître).

40. Echantillon 423 8-1 51 - Planche 27

Description de la lame mince :

Basalte très peu porphyrique à plagioclases et pyroxènes.

La matrice est composée d'une mésostase brune, de microlithes de plagioclase et microcristaux de pyroxènes (0,2 mm) associés.

La partie phénocristalline comprend quelques phénocristaux automorphes de plagioclase (0,8 mm) et de clinopyroxènes (0,4 mm) regroupés.

On a également quelques plages de calcite à la place de lacunes et dans certaines vésicules.

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase	: 90,1 %
		Verre	:
		Plagioclase	: 5,2 %
		Pyroxène	: 2,9 %
		Titanomagnétite	: trace
Phénocristaux	{	Plagioclase	: 0,6 %
		Clinopyroxène	: 0,4 %
Vésicules		:	0,6 %
Calcite		:	trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles d'un même phénocrystal automorphe, et 3 celle d'un phénocrystal subautomorphe de plagioclase (66 % an).

Les analyses 4 et 5 sont celles d'un même phénocrystal de clinopyroxène (10 % fs), il est relativement chromifère (planche 33).

L'analyse 6 est celle de mésostase noire, vitreuse ; elle ne peut pas être retenue comme une bonne analyse de verre par suite de l'hétérogénéité de la mésostase ; aussi cette analyse (10,5 % de MgO) est aberrante par rapport à celle de la roche totale (6,9 % de MgO) obtenue par fluorescence (Hékinian et Morel, à paraître).

41. Echantillon 427 9-1 50 - Planche 28Description de la lame mince :

Microgabbro peu porphyrique à plagioclases.

La matrice a une texture intergranulaire (grain de 0,2 mm) comprenant de nombreuses titanomagnétites subautomorphes et une mésostase interstitielle abondante.

On a de plus quelques phénocristaux automorphes de plagioclase (1,4 mm).

La roche n'est pas altérée mais présente des microfailles concrétionnées de calcite.

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase	: 23,6 %
		Plagioclase	: 35,8 %
		Pyroxène	: 27,4 %
		Titanomagnétite	: 10,2 %
Phénocristaux de plagioclase		: 2,7 %	
Vésicules		: trace	
Calcite		: trace	

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles de phénocristaux de plagioclase (62 à 59 % an).

Les analyses 3 et 4 sont celles de plagioclases de la matrice (48 à 44 % an).

Les analyses 5 et 6 sont respectivement celles du coeur d'un gros clinopyroxène de la matrice et celle d'un clinopyroxène de taille moyenne (planche 33).

Roche totale (Centre Océanologique de Bretagne).

42. Echantillon 428 6-2 2 - Planche 28Description de la lame mince :

Microgabbro aphyrique.

Il est constitué d'une matrice à texture ophytique.

Les baguettes de plagioclase (0,2 à 0,8 mm) et les quelques olivines rondes sont subautomorphes et uniformément réparties ; tandis que, dans l'espace restant, des plages monocristallines ou polycristallines de clinopyroxène (0,6 mm) englobent partiellement plusieurs d'entre eux et alternent avec des plages de matrice plus finement grenue et lacuneuse.

Les phases constitutives de cette matrice fine sont difficilement discernables et on peut la considérer comme de la mésostase cryptocristalline ; de plus, il s'y concentre tous les microcristaux et les baguettes de titanomagnétite (0,02 à 0,12 mm), ce qui la rend sombre.

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase	(sauf titanomagnétite)	: 28,9 %
			Titanomagnétite	: 4,3 %
		Olivine	: 3,1 %	
		Plagioclase	: 34,6 %	
		Pyroxène	: 29 %	
Vésicules				: trace

Analyses microsondes :

L'analyse 1 est celle d'une olivine (83 % f_0).

Les analyses 2, 3, 4 et 5 sont celles de plagioclases de diverses tailles (68 à 54 % an).

Les analyses 6 et 7 sont celles de clinopyroxènes (planche 33).

Les phases de la matrice fine n'ont pas été analysées par suite de son caractère lacuneux et de son mauvais polissage, sauf dans le cas des titanomagnétites dont 8 et 9 sont des analyses (20 % de TiO_2).

Roche totale (Hékinian et Morel, à paraître).

43. Echantillon 429 A 2-1 88 - Planche 29Description de la lame mince :

Microgabbro très peu porphyrique à plagioclases.

La matrice a une texture intergranulaire (grain de 0,06 mm) et on a quelques rares microphénocristaux subautomorphes de plagioclase (0,24 mm).

Analyse modale ;

Matrice	{	Mésostase	: 13,4 %
		Olivine	: 6,7 %
		Plagioclase	: 35,3 %
		Pyroxène	: 43,7 %

Microphénocristaux de plagioclase : trace

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles de phénocristaux de plagioclase (73 à 70 % an).

L'analyse 3 a été effectuée dans une plage verdâtre et correspond à la formule structurale de plagioclase tardif (49 % an).

Les analyses 4 et 5 sont celles de pyroxènes de la matrice (19 et 38 % fs), la seconde correspond sans doute à une cristallisation tardive (voir planche).

Roche totale (Hékinian et Morel, à paraître).

44. Echantillon 429 A 3-1 - Planche 29Description de la lame mince :

Microgabbro peu porphyrique à plagioclases.

Sa cristallisation s'est effectuée en quatre générations.

La plus ancienne est représentée par quelques phénocristaux de plagioclase (0,4 à 1,6 mm) subautomorphes et souvent groupés.

La seconde constitue l'essentiel de l'échantillon sous forme de matrice à texture intersercal (grain de 0,05 mm).

On a enfin une cristallisation magmatique peu abondante de matrice cryptocristalline, interstitielle et lacuneuse.

Une dernière cristallisation postmagmatique cette fois est intervenue par la formation de chlorites brunes très claires (0,02 à 1 mm) au dépend des pyroxènes et surtout de la mésostase interstitielle.

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase	: 8,2 %
		Plagioclase	: 45,6 %
		Pyroxène	: 31,3 %
		Titanomagnétite	: 6,6 %
Phénocristaux de plagioclase		: 1,9 %	
Vésicules		: trace	
Chlorite		: 6,2 %	

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 sont celles des coeurs de deux phénocristaux de plagioclase (67 % an).

Les analyses 3 et 4 sont celles de plagioclases de la matrice à texture intersertale (54 et 40 % an) ; tandis que l'analyse 5 a été effectuée dans la matrice cryptocristalline interstitielle et répond exactement à la formule structurale d'un plagioclase à 31 % d'anorthite.

Les analyses 6, 7 et 8 sont celles de clinopyroxènes de la matrice à texture intersertale. (planche 33).

Roche totale (Hékinian et Morel, à paraître).

45. Echantillon 82 7-1 60 - Planche 30

Description de la lame mince :

Microgabbro aphyrique assez altéré.

La matrice a une texture intergranulaire et présente de nombreuses titanomagnétites concentrées entre les grains de clinopyroxène et de plagioclase.

Certaines zones de la lame montrent une forte altération ; il n'y subsiste que des baguettes de plagioclases des microcristaux de titanomagnétite désolidarisés les uns des autres, et des oxydes de fer sous forme de minéraux globuleux rouges sans doute postmagmatiques, dans une bouillie jaune ou rougeâtre de palagonite. Cette palagonite remplit invariablement les nombreuses vésicules des zones non altérées.

Analyse modale :

Matrice	{	Plagioclase	: 35,9 %
		Clinopyroxène	: 40,6 %
		Titanomagnétite	: 9,9 %
Vésicules		: 2,1 %	
Palagonite en dehors des vésicules		: 11,3 %	
Oxyde de fer		: trace	

Analyses microsondes :

Les analyses 1, 2 et 3 sont celles de plagioclases (57 à 62 % an) ; 4, 5, 6, 7 et 8 celles de clinopyroxènes (12 à 25 % fs) ; 9, 10, et 11 celles de titanomagnétites (22 % de TiO₂).

L'analyse 6 est remarquablement différente des autres analyses de pyroxène ; elle montre un pyroxène très riche en enstatite (63 % en), relativement pauvre en wollastonite (20 % wo) et, de façon surprenante, pauvre en alumine (1,18 %), en sodium (0,04 %), en titane (0,31 %) et aussi en chrome (0,06 % Cr₂O₃).

Les analyses 12 et 13 sont celles de palagonite orange et homogène remplissant une vésicule.

La roche totale est une analyse quantométrique réalisée pour cette étude par le Centre de Recherches Pétrologiques et Géochimiques de Nancy ; elle montre une teneur faible en MgO (6,5 %) et forte en TiO₂ (2 %).

Etant donné que les liquides primitifs basaltiques ont des teneurs en chrome d'environ 600 p.p.m., que les premières phases à apparaître au cours de la cristallisation fractionnée sont les spinelles et les olivines, la teneur en chrome dans le liquide résiduel décroît rapidement.

Une teneur de 0,49 % de Cr₂O₃ dans des pyroxènes est assez forte pour supposer qu'ils sont parmi les premiers pyroxènes, et peut-être même, parmi les premières phases à avoir cristalliser à partir du liquide primitif. De toute façon le liquide qui a généré la matrice de l'échantillon 82 7-1 60 contenait assez de chrome pour exclure qu'il résulte d'une longue évolution par cristallisation fractionnée comme semble le montrer le faible taux de MgO et les forts taux de FeO*, Na₂O et TiO₂ de la roche totale ; il est possible de supposer que cet échantillon soit proche d'un liquide primitif résultant d'un très faible taux de fusion partielle.

46. Echantillon 82 7-1 80 - Planche 31

Description de la lame mince :

Basalte très peu porphyrique à plagioclases.

La matrice est constituée d'une mésostase grise, de quelques microlithes de plagioclase et microcristaux de pyroxène (0,05 mm) et de nombreux minuscules cristaux de titanomagnétite (0,01 mm).

On a enfin quelques très rares phénocristaux automorphes, et parfois zonés jusqu'au coeur, de plagioclase (0,35 mm).

Les vésicules présentent des remplissages de palagonite.

Analyse modale :

Matrice	{	Mésostase	: 75,1 %
		Plagioclase	: 9,8 %
		Clinopyroxène	: 6,3 %
		Titanomagnétite	: 8,7 %
Phénocristaux de plagioclase		: trace	
Vésicules		: trace	

Analyses microsondes :

Les analyses 1 et 2 ont été effectuées au coeur de deux phénocristaux de plagioclase (69 % an).

L'analyse 3 est celle d'un microlithe de plagioclase (60 % an).

Les analyses 4, 5, 6 et 7 sont celles de microcristaux de clinopyroxènes (12 à 14 % fs).

La Roche totale est une analyse quantométrique réalisée pour cette étude (voir 82 7-1 60).

Les deux échantillons 80 7-1 60 et 80 ont des analyses de roches totales identiques aux incertitudes de mesure près ; leurs matrices montrent des plagioclases et des clinopyroxènes de mêmes compositions ; seuls leurs degrés de cristallinité diffèrent.

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON : CH4 D1 1M

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	ROCHE
	XENOCR	XENOCR	XENOCR	MATRICE	MATRICE	MATRICE	MATRICE	MATRICE	MATRICE	MATRICE	TOTALE
	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PYROX	PYROX	PYROX	PYROX	
SiO2	45.75	45.85	46.54	49.78	49.27	53.48	49.29	50.98	49.44	48.09	45.80
AL2O3	33.58	33.72	33.62	30.41	30.60	27.96	5.17	3.63	3.49	3.84	17.70
FeO*	0.33	0.38	0.31	0.46	0.49	0.89	8.04	8.66	10.48	13.75	8.37
MNO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.17	0.01	0.15	0.40	0.13
MGO	0.11	0.17	0.26	0.26	0.30	0.34	14.49	16.08	14.51	12.38	7.06
CAO	17.25	16.83	16.62	14.46	14.14	12.11	19.22	16.96	17.64	17.25	11.49
NA2O	1.50	1.05	1.46	2.85	3.01	4.25	0.25	0.27	0.24	0.24	2.77
K2O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.15
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.08	1.08	0.79	1.19	1.30	1.05
P2O5	0.35	0.41	0.29	0.23	0.27	0.00	0.36	0.24	0.26	0.37	0.15
CR2O3	0.01	0.04	0.00	0.00	0.08	0.00	0.07	0.08	0.04	0.12	
TOTAL	98.89	98.44	99.11	98.47	98.15	99.16	98.13	97.71	97.43	97.73	94.67
	AN 86	AN 86	AN 84	AN 70	AN 70	AN 57	WO 42 EN 44 FS 14	WO 37 EN 49 FS 15	WO 38 EN 44 FS 18	WO 38 EN 38 FS 24	F/M 119 A/C 154 Q -6

PLANCHE 1

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON : CH4 D1 8T

	1	2	3	4	5	6	7	8	ROCHE
	PHENOCR	PHENOCR	XENOCR	XENOCR	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	VERRE	TOTALE
	OLIVINE	OLIVINE	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO		
SiO2	40.25	40.25	45.49	46.42	46.88	47.16	47.55	50.80	48.00
AL2O3	0.02	0.00	33.22	33.12	33.05	32.94	32.83	15.67	17.75
FeO*	11.85	11.96	0.28	0.28	0.31	0.43	0.38	7.91	7.12
MNO	0.14	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.13
MGO	47.14	46.76	0.00	0.21	0.22	0.17	0.21	9.14	6.37
CAO	0.33	0.27	17.40	17.18	16.97	16.44	16.92	12.54	14.21
NA2O	0.01	0.00	1.47	1.45	1.48	1.42	1.67	2.11	2.01
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.08
TiO2	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.88	0.78
P2O5	0.00	0.00	0.27	0.37	0.00	0.22	0.21	0.27	0.15
CR2O3	0.04	0.05	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.07	
TOTAL	99.78	99.45	98.12	99.04	98.96	98.80	99.76	99.57	96.60
	FO 87	FO 87	AN 86	AN 84	AN 83	AN 83	AN 82	F/M 87 A/C 125 Q 0	F/M 112 A/C 125 Q -1

F/M = FeO*/MgO, A/C = Al₂O₃/CaO, Q = saturation en silice.

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON : CH4 D1 9T

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	ROCHE
	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	MATRICE	MATRICE	MATRICE	MATRICE	MATRICE	MATRICE	TOTALE
	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PYROX	PYROX	PYROX	PYROX	PYROX	
SiO2	46.04	47.59	46.37	46.86	47.29	50.77	51.42	51.42	51.42	51.20	53.06	49.40
AL2O3	34.39	32.89	33.60	33.52	33.61	30.48	3.44	2.97	3.12	3.08	1.06	15.50
FeO*	0.40	0.25	0.26	0.51	0.34	0.66	6.75	8.74	8.78	9.62	11.35	8.81
MNO	0.00	0.02	0.00	0.08	0.05	0.00	0.21	0.23	0.17	0.36	0.41	0.17
MGO	0.14	0.23	0.17	0.20	0.17	0.27	16.44	16.17	16.87	16.99	20.00	8.39
CAO	17.19	16.24	17.13	16.88	16.53	13.64	19.60	18.01	17.22	17.20	10.95	12.44
NA2O	1.26	1.99	1.51	1.55	1.83	3.39	0.00	0.21	0.23	0.20	0.02	2.17
K2O	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
TiO2	0.02	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.49	0.79	0.61	0.79	0.21	0.95
P2O5	0.03	0.37	0.23	0.30	0.00	0.02	0.44	0.34	0.21	0.26	0.17	0.15
CR2O3	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.12	0.07	0.00	0.00	
TOTAL	99.52	99.59	99.26	99.89	99.89	99.24	98.94	98.99	98.69	99.69	97.22	98.08
	AN 87	AN 80	AN 85	AN 84	AN 82	AN 67	WO 41 EN 48 FS 11	WO 38 EN 47 FS 15	WO 36 EN 49 FS 15	WO 35 EN 49 FS 16	WO 23 EN 58 FS 19	F/M 105 A/C 125 Q -1

PLANCHE 2

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON : CH4 D1 15

	1 PHENOCR OLIVINE	2 PHENOCR OLIVINE	3 PHENOCR PLAGIO	4 VERRE
SI02	39.41	39.32	45.12	49.91
AL2O3	0.26	0.01	33.74	14.88
FE0*	14.63	14.89	0.35	9.97
MNO	0.21	0.19	0.00	0.28
MGO	44.05	44.00	0.13	8.12
CAO	0.37	0.27	16.60	10.26
NA2O	0.16	0.12	1.24	2.33
K2O	0.00	0.04	0.03	0.05
TIO2	0.03	0.07	0.00	1.14
P2O5	0.02	0.00	0.20	0.25
CR2O3	0.01	0.00	0.10	0.00
TOTAL	99.14	98.90	97.50	97.18
	FO 84	FO 84	AN 87	F/M 123 A/C 145 Q 1

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON : CH4 D1 18

	1 PHENOCR OLIVINE	2 PHENOCR OLIVINE	3 VERRE
SI02	39.48	39.70	50.17
AL2O3	0.08	0.22	14.71
FE0*	14.61	14.22	10.32
MNO	0.22	0.18	0.16
MGO	44.81	44.02	8.39
CAO	0.34	0.41	11.20
NA2O	0.01	0.06	2.16
K2O	0.04	0.00	0.04
TIO2	0.04	0.04	1.17
P2O5	0.14	0.00	0.46
CR2O3	0.00	0.01	0.05
TOTAL	99.76	98.85	98.82
	FC 84	FO 84	F/M 123 A/C 131 Q 1

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON : CH4 D1 19

	1 PHENOCR PLAGIO	2 PHENOCR PLAGIO	3 PHENOCR PLAGIO	4 PHENOCR PLAGIO	5 PHENOCR PLAGIO	6 MATRICE PLAGIO	7 MATRICE PYROX	8 MATRICE PYROX	9 MATRICE PYROX	10 MATRICE PYROX	11 MATRICE PYROX	12 MATRICE PYROX
SIO2	45.76	46.79	46.48	46.75	47.10	52.80	51.03	52.90	51.80	53.64	52.37	52.20
AL2O3	33.74	34.08	33.26	33.33	33.06	29.04	4.56	2.01	2.96	1.75	3.05	2.77
FE0*	0.32	0.45	0.30	0.38	0.26	0.73	4.66	5.04	7.06	5.58	6.74	6.68
MNO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.14	0.16	0.25	0.24	0.16
MGO	0.18	0.14	0.12	0.20	0.27	0.28	16.45	18.81	16.17	19.04	17.86	17.36
CAO	17.55	17.33	17.18	16.97	16.74	12.92	20.01	17.89	19.02	18.31	17.56	19.23
NA2O	1.23	1.14	1.36	1.77	1.79	3.58	0.23	0.11	0.19	0.13	0.39	0.32
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00
TIO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.42	0.20	0.52	0.19	0.37	0.48
P2O5	0.28	0.28	0.27	0.26	0.26	0.13	0.27	0.26	0.20	0.18	0.27	0.46
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	1.74	0.52	0.02	0.30	0.07	0.02
TOTAL	99.05	100.20	98.96	99.65	99.49	99.54	99.52	97.88	98.09	99.40	98.91	99.67
	AN 87	AN 86	AN 85	AN 83	AN 82	AN 62	WO 43 EN 49 FS 8	WO 37 EN 54 FS 8	WO 40 EN 48 FS 12	WO 37 EN 54 FS 9	WO 37 EN 52 FS 11	WO 39 EN 50 FS 11

	13 MATRICE PYROX	14 MATRICE PYROX	15 MATRICE PYROX	16 MATRICE PYROX	17 TITANO MAGNET	ROCHE TOTALE
SIO2	52.14	52.17	52.74	51.79	0.11	48.40
AL2O3	2.74	2.85	1.55	1.44	1.28	16.80
FE0*	7.02	7.59	14.63	18.96	70.06	9.12
MNO	0.13	0.26	0.36	0.55	1.28	0.16
MGO	15.89	16.29	19.65	19.16	0.15	8.18
CAO	19.94	19.22	8.78	6.91	0.13	13.19
NA2O	0.16	0.12	0.11	0.07	0.25	1.88
K2O	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.54
TIO2	0.54	0.50	0.39	0.44	21.83	0.81
P2O5	0.28	0.29	0.21	0.21	0.00	0.00
CR2O3	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	
TOTAL	98.87	99.28	98.42	99.57	95.08	99.07
	WO 42 EN 46 FS 12	WO 40 EN 47 FS 13	WO 18 EN 57 FS 24	WO 14 EN 55 FS 31		F/M 111 A/C 127 Q -4

PLANCHE 4

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON : CH4 D1 30

	1	2	3	4	5	6	7	8
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	VERRE INCLUS	MATRICE PLAGIO	VERRE	VERRE
SI02	40.13	40.07	39.51	39.66	51.46	52.60	49.22	50.07
AL2O3	0.03	0.07	0.06	0.04	16.87	26.90	14.86	14.76
FE0*	14.29	13.57	14.35	14.37	8.65	1.23	10.15	10.14
MNO	0.31	0.22	0.25	0.20	0.09	0.00	0.11	0.23
MGO	45.55	44.50	45.01	45.00	3.41	0.67	8.46	8.39
CAO	0.22	0.34	0.28	0.29	12.57	11.50	10.77	10.89
NA2O	0.00	0.02	0.00	0.01	2.57	4.00	2.25	2.20
K2O	0.03	0.00	0.02	0.00	0.05	0.04	0.01	0.01
TiO2	0.00	0.00	0.02	0.00	1.32	0.10	1.17	1.13
P2O5	0.03	0.06	0.14	0.00	0.35	0.21	0.24	0.25
CR2O3	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00
TOTAL	100.58	98.87	99.63	99.56	97.33	97.24	97.31	98.06
	FO 85	FO 85	FO 84	FO 84	F/M 254 A/C 134 Q 6	F/M 120 AN 56	F/M 121 A/C 138 Q 0	F/M 121 A/C 136 Q 1

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON : CH4 D1 33

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	ROCHE TOTALE
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	TITANO MAGNET	
SI02	39.57	39.50	39.80	39.54	39.60	51.43	51.70	50.59	50.93	52.45	52.42	14.42	49.70
AL2O3	0.02	0.10	0.00	0.03	0.06	29.62	29.22	29.26	29.16	29.03	28.01	4.16	14.40
FE0*	13.16	13.66	14.04	14.40	14.62	0.71	0.81	1.04	0.96	0.76	1.26	56.51	11.97
MNO	0.18	0.12	0.30	0.29	0.11	0.00	0.09	0.00	0.01	0.00	0.00	0.90	0.19
MGO	45.97	45.91	44.82	44.82	44.29	0.47	0.52	0.48	0.53	0.32	0.55	0.23	7.70
CAO	0.29	0.26	0.21	0.22	0.29	12.62	12.38	12.82	12.61	11.94	11.82	0.57	11.62
NA2O	0.12	0.01	0.00	0.00	0.02	3.29	3.50	3.57	3.51	3.87	3.73	0.58	2.33
K2O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.15	0.11
TiO2	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	17.22	1.15
P2O5	0.00	0.03	0.16	0.24	0.00	0.14	0.19	0.18	0.00	0.00	0.37	0.00	0.15
CR2O3	0.00	0.07	0.19	0.05	0.07	0.06	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
TOTAL	99.32	99.67	99.51	99.63	99.06	98.33	98.45	97.93	97.72	98.37	98.22	94.33	99.32
	FO 86	FO 85	FO 85	FO 84	FO 84	AN 64	AN 62	AN 64	AN 63	AN 60	AN 59		F/M 156 A/C 124 Q -1

PLANCHE 5

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON : CH4 D1 31

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	MATRICE	MATRICE	MATRICE	MATRICE	MATRICE	MATRICE	TITANO	ROCHE
	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PYROX	PYROX	PYROX	PYROX	PYROX	MAGNET	TOTALE
SIO2	47.09	47.04	51.20	54.09	56.52	50.29	51.50	50.55	50.70	50.97	6.97	49.40
AL2O3	32.91	33.56	30.76	28.64	26.94	3.36	2.29	2.54	2.01	1.74	1.95	14.50
FEO*	0.49	0.21	0.36	0.90	0.68	9.36	12.44	13.52	17.33	19.24	62.38	11.62
MNO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.27	0.24	0.22	0.34	0.51	0.19
MGO	0.26	0.16	0.16	0.12	0.00	15.86	16.47	15.68	16.50	18.55	1.88	8.31
CAO	17.04	16.88	14.12	11.55	9.71	18.72	15.74	16.31	12.18	8.41	0.17	12.49
NA2O	1.73	1.84	3.64	5.27	6.27	0.26	0.32	0.32	0.26	0.16	0.34	2.11
K2O	0.00	0.00	0.00	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.66	0.10
TIO2	0.00	0.00	0.00	0.08	0.13	0.90	0.78	0.84	0.80	0.78	18.82	1.23
P2O5	0.25	0.27	0.14	0.25	0.12	0.19	0.37	0.14	0.00	0.09	0.00	0.15
CR2O3	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.35	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	
TOTAL	100.76	99.96	100.41	100.96	100.43	99.64	100.17	100.13	100.05	100.30	93.67	100.09
	AN 84	AN 83	AN 67	AN 55	AN 45	WO 39	WO 32	WO 33	WO 25	WO 17		F/M 140
						EN 46	EN 47	EN 45	EN 47	EN 52		A/C 116
						FS 16	FS 20	FS 22	FS 28	FS 31		Q -2

PLANCHE 6

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON : CH4 D1 34

	1	2	3	4	5	
	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	MATRICE	MESOSTASE	ROCHE
	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	VITREUSE	TOTALE
SI02	44.88	45.76	46.30	50.99	50.78	48.60
AL2O3	33.68	33.62	33.21	28.91	14.84	14.30
FE0*	0.23	0.30	0.44	0.94	7.68	10.26
MNO	0.00	0.07	0.01	0.00	0.28	0.19
MGO	0.18	0.25	0.15	0.47	7.83	7.19
CAO	17.93	17.01	16.73	13.38	11.26	12.60
NA2O	0.94	1.17	1.35	3.23	3.21	2.18
K2O	0.01	0.00	0.00	0.05	0.08	0.13
TIO2	0.00	0.00	0.02	0.05	0.85	1.23
P2O5	0.23	0.43	0.33	0.13	0.27	0.15
CR2O3	0.00	0.07	0.00	0.00	0.04	
TOTAL	98.07	98.67	98.53	98.14	97.11	96.83
	AN 89	AN 86	AN 84	AN 65	F/M 143	
					A/C 113	
					Q -1	

PLANCHE 7

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON : CH4 D1 42

	1	2	3	4	5	6	7	
	PHENOCR	PHENOCR	MATRICE	MATRICE	MATRICE	MATRICE		ROCHE
	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	MESOSTASE	TOTALE
SI02	46.93	47.05	51.53	52.50	51.63	52.85	46.90	49.40
AL2O3	33.31	33.56	28.74	29.46	28.59	28.46	12.40	14.60
FE0*	0.49	0.49	0.80	0.81	0.88	0.91	12.50	9.23
MNO	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.20	0.17
MGO	0.16	0.13	0.35	0.42	0.46	0.36	7.30	7.66
CAO	16.87	16.93	13.65	13.38	13.56	12.70	12.00	12.85
NA2O	1.80	1.69	3.49	3.65	3.34	4.10	2.30	2.22
K2O	0.00	0.00	0.08	0.00	0.05	0.00	0.23	0.10
TIO2	0.02	0.00	0.06	0.03	0.01	0.00	1.80	1.02
P2O5	0.36	0.42	0.25	0.43	0.21	0.20	0.31	0.15
CR2O3	0.00	0.01	0.00	0.00	0.11	0.00	0.06	
TOTAL	99.93	100.27	98.94	100.74	98.83	99.57	95.99	97.40
	AN 83	AN 83	AN 64	AN 63	AN 63	AN 59		F/M 121
								A/C 114
								Q -1

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

CH4 D1 41

	1 PHENOCR PLAGIO	2 PHENOCR PLAGIO	3 PHENOCR PLAGIO	4 PHENOCR PLAGIO	5 MATRICE PLAGIO	6 MATRICE PYROX	7 MATRICE PYROX	8 MATRICE PYROX	9 MATRICE PYROX	10 MATRICE PYROX	11 MATRICE PYROX	12 CHROME SPINEL
SiO2	45.60	46.16	45.80	46.78	50.87	49.99	50.57	50.29	50.58	49.33	48.78	0.00
AL2O3	34.47	34.31	33.88	33.94	29.82	5.41	4.23	5.36	4.09	5.38	4.10	27.26
FeO*	0.37	0.14	0.39	0.35	0.80	5.96	6.28	6.82	8.46	8.76	14.51	18.93
MNO	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.20	0.16	0.24	0.23	0.14	0.28	0.10
MGO	0.17	0.21	0.18	0.22	0.32	17.21	17.77	17.21	17.04	15.21	13.43	15.07
CAO	18.27	18.45	17.60	17.87	14.29	19.01	19.11	18.66	18.56	18.63	17.90	0.05
NA2O	1.23	1.20	1.16	1.54	3.48	0.19	0.18	0.21	0.00	0.24	0.29	0.78
K2O	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.91	0.63	0.90	0.84	0.90	0.97	0.51
P2O5	0.25	0.36	0.20	0.26	0.19	0.29	0.33	0.27	0.31	0.29	0.32	0.00
CR2O3	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.82	0.25	0.27	0.03	0.22	0.00	35.82
TOTAL	100.48	100.84	99.20	100.98	99.88	99.98	99.50	100.22	100.13	99.09	100.57	98.51

AN 89	AN 88	AN 87	AN 86	AN 67	WO 40	WO 39	WO 39	WO 38	WO 40	WO 37
					EN 50	EN 51	EN 50	EN 48	EN 45	EN 39
					FS 10	FS 10	FS 11	FS 14	FS 15	FS 24

	13 CHROME SPINEL	14 CHROME SPINEL	15 CHROME SPINEL	ROCHE TOTALE
SiO2	0.08	0.04	0.00	49.20
AL2O3	27.51	26.76	25.83	14.50
FeO*	18.60	19.80	19.11	8.43
MNO	0.19	0.26	0.10	0.16
MGO	15.19	14.99	15.01	7.87
CAO	0.00	0.21	0.67	12.60
NA2O	0.00	0.00	0.00	2.21
K2O	0.00	0.00	0.00	0.20
TiO2	0.31	0.35	0.50	1.02
P2O5	0.03	0.00	0.00	0.15
CR2O3	39.40	38.49	38.63	
TOTAL	101.30	100.89	99.84	96.34

F/M 107
A/C 115
Q -1

PLANCHE 8

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON : ALV 521-1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	XENOCR PLAGIO	XENOCR PLAGIO	XENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PYROX	PHENOCR PYROX	PHENOCR PYROX	PHENOCR PYROX	PHENOCR PYROX
SI02	39.19	39.83	39.46	45.40	46.34	47.56	50.10	50.56	51.37	52.52	51.61	52.78
AL203	0.00	0.00	0.00	33.91	34.00	32.42	30.15	4.44	3.67	1.78	3.58	1.92
FE0*	14.55	15.28	14.59	0.43	0.26	0.46	0.75	5.37	5.15	5.31	5.76	5.71
MNO	0.30	0.17	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.15	0.19	0.11	0.05
MGO	45.07	44.71	43.70	0.30	0.17	0.19	0.02	17.10	18.11	18.52	17.25	19.97
CAO	0.35	0.30	0.19	17.65	17.28	15.98	13.02	19.50	18.43	19.32	19.23	17.00
NA2O	0.01	0.00	0.02	1.26	1.41	2.09	3.28	0.15	0.18	0.12	0.19	0.21
K2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TIO2	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.68	0.37	0.29	0.47	0.16
P2O5	0.02	0.00	0.33	0.19	0.30	0.23	0.40	0.27	0.33	0.29	0.21	0.31
CR203	0.01	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.01	0.51	0.66	0.29	0.62	0.36
TOTAL	99.49	100.28	98.72	99.14	99.78	98.93	97.78	98.72	98.41	98.62	99.02	98.46

	FO 84	FO 83	FO 84	AN 88	AN 86	AN 79	AN 67	WO 41	WO 39	WO 39	WO 40	WO 35
								EN 50	EN 53	EN 52	EN 50	EN 56
								FS 9	FS 9	FS 9	FS 10	FS 9

	13	14
	VERRE	VERRE
SI02	50.15	51.06
AL203	14.65	14.49
FE0*	10.02	10.01
MNO	0.15	0.11
MGO	7.60	7.45
CAO	11.75	11.73
NA2O	2.07	2.18
K2O	0.24	0.26
TIO2	1.23	1.11
P2O5	0.29	0.27
CR203	0.07	0.00
TOTAL	98.21	98.66

F/M 132 F/M 134
A/C 125 A/C 124
Q . 1 Q 2

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON : V25 1 T 9

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	PHENOCR OLIVINE	MATRICE OLIVINE	MATRICE OLIVINE	MATRICE PLAGIO	MATRICE PLAGIO	MATRICE PLAGIO	CHROME SPINEL	CHROME SPINEL	CHROME SPINEL	TITANO MAGNET	TITANO MAGNET	VERRE	VERRE
SIO2	40.50	40.32	40.18	53.04	53.46	55.25	0.05	0.07	0.10	4.09	12.62	51.37	50.49
AL2O3	0.07	0.05	0.07	26.39	27.90	27.10	27.94	27.83	27.19	2.58	4.08	16.69	16.95
FE0*	11.64	11.80	12.90	1.61	1.34	1.15	18.65	19.04	20.23	71.23	60.83	7.63	7.40
MNO	0.15	0.00	0.14	0.01	0.00	0.00	0.09	0.16	0.06	0.59	0.50	0.19	0.14
MGO	48.46	49.11	48.04	1.59	0.89	0.69	16.43	15.94	15.02	1.50	3.85	7.31	6.82
CAO	0.28	0.30	0.24	13.67	12.22	11.37	0.03	0.01	0.23	0.53	1.67	13.51	13.26
NA2O	0.00	0.02	0.00	4.08	4.45	4.26	0.20	0.00	0.10	0.44	0.38	2.97	3.26
K2O	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.13	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.03	0.07
TIO2	0.00	0.00	0.01	0.32	0.10	0.13	0.69	0.80	0.82	15.67	16.52	1.15	1.17
P2O5	0.01	0.00	0.00	0.19	0.17	0.17	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.33	0.34
CR2O3	0.01	0.00	0.19	0.04	0.03	0.00	35.14	35.71	36.75	0.00	0.07	0.00	0.10
TOTAL	101.11	101.59	101.76	100.97	100.59	100.24	99.21	99.55	100.50	96.83	100.51	101.17	99.99
	FO 88	FO 88	FO 86	AN 57	AN 57	AN 53						F/M 104 A/C 124 Q -2	F/M 109 A/C 128 Q -4

PLANCHE 10

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON : V25 1 T11

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	MATRICE OLIVINE	MATRICE PLAGIO	MATRICE PLAGIO	MATRICE PLAGIO	CHROME SPINEL	CHROME SPINEL	CHROME SPINEL	CHROME SPINEL	CHROME SPINEL
SI02	40.95	40.77	40.32	40.65	52.33	52.94	53.98	0.07	0.02	0.06	0.22	0.12
AL2O3	0.04	0.04	0.13	0.05	29.39	28.85	27.66	27.82	27.41	27.31	27.38	28.16
FE0*	11.48	11.10	11.37	12.38	0.94	1.18	1.24	18.42	18.81	18.21	17.95	18.60
MNO	0.22	0.20	0.24	0.23	0.00	0.00	0.00	0.21	0.07	0.37	0.18	0.06
MGO	48.40	47.95	47.56	47.68	0.55	0.46	0.58	16.36	16.06	16.11	15.56	16.36
CAO	0.25	0.26	0.25	0.31	13.56	13.11	11.88	0.00	0.02	0.00	0.09	0.09
NA2O	0.01	0.00	0.11	0.00	3.87	4.08	4.76	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TIO2	0.00	0.00	0.01	0.00	0.09	0.04	0.06	0.72	0.68	0.58	0.60	0.82
P2O5	0.00	0.00	0.16	0.10	0.25	0.39	0.23	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
CR2O3	0.00	0.20	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	37.75	36.70	38.34	37.26	34.80
TOTAL	101.34	100.51	100.17	101.39	100.99	101.07	100.44	101.34	99.85	101.02	99.23	99.00

FO 88 FO 88 FO 88 FO 87 AN 63 AN 60 AN 55

	13	14	15
	CHROME SPINEL	VERRE	VERRE
SI02	0.21	49.22	50.15
AL2O3	30.47	15.83	16.09
FE0*	17.58	8.42	8.49
MNO	0.21	0.02	0.13
MGO	15.60	8.96	9.09
CAO	0.22	10.99	10.77
NA2O	0.03	2.81	2.72
K2O	0.01	0.08	0.09
TIO2	0.68	1.33	1.23
P2O5	0.00	0.29	0.39
CR2O3	34.81	0.01	0.03
TOTAL	99.81	97.95	99.17

F/M 94 F/M 93
A/C 144 A/C 149
Q -3 Q -2

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

V25 1 T85

	1 XENOCR PLA310	2 XENOCR PLAGIO	3 CHROME SPINEL	4 CHROME SPINEL	5 VERRE INCLUS	6 VERRE INCLUS	7 PHENOCR OLIVINE	8 MATRICE OLIVINE	9 MATRICE OLIVINE	10 PHENOCR PLAGIO	11 PHENOCR PLAGIO	12 PHENOCR PLAGIO
SI02	48.30	48.39	0.09	0.06	48.85	50.40	40.64	40.42	40.65	51.21	51.57	51.47
AL203	33.40	33.14	27.08	27.27	10.29	11.14	0.04	0.04	0.13	30.93	31.06	30.73
FEO*	0.25	0.64	20.58	20.68	12.50	11.45	14.49	13.52	13.38	0.56	0.30	0.58
MNO	0.09	0.00	0.14	0.12	0.24	0.06	0.30	0.24	0.22	0.00	0.00	0.00
MGO	0.15	0.12	15.07	15.10	12.06	10.71	46.34	47.43	47.04	0.21	0.21	0.29
CAO	16.20	16.22	0.04	0.04	10.70	10.82	0.25	0.29	0.32	14.07	14.14	14.16
NA2O	2.05	2.43	0.00	0.00	2.14	2.88	0.01	0.01	0.01	3.46	3.51	3.54
K2O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.09	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04
TIO2	0.00	0.00	0.69	0.67	1.59	1.94	0.00	0.01	0.03	0.04	0.06	0.06
P2O5	0.25	0.28	0.00	0.00	0.23	0.35	0.00	0.08	0.16	0.21	0.25	0.23
CR203	0.00	0.17	37.18	37.39	0.09	0.00	0.11	0.00	0.11	0.01	0.00	0.00
TOTAL	100.70	101.39	100.86	101.32	98.77	99.79	102.17	102.03	102.04	100.69	101.12	101.09

AN 80 AN 79

F/M 104 F/M 107
A/C 96 A/C 103
Q -4 Q -3

FO 85 FO 86 FO 86 AN 68 AN 67 AN 67

	13 MATRICE PLAGIO	14 MATRICE PLAGIO	15 MATRICE PLAGIO	16 MATRICE PYROX	17 MATRICE PYROX	18 TITANO MAGNET	19 MESOSTASE VITREUSE
SI02	51.43	52.03	54.16	45.84	45.16	0.37	50.54
AL203	30.59	30.34	28.30	6.50	7.41	1.58	10.32
FEO*	0.67	0.82	1.14	9.49	8.52	77.95	10.83
MNO	0.07	0.06	0.13	0.20	0.09	0.36	0.25
MGO	0.34	0.27	0.33	11.85	11.90	1.96	5.99
CAO	13.65	13.64	12.02	22.46	21.80	0.30	14.65
NA2O	3.74	3.79	4.78	0.75	0.92	0.00	0.85
K2O	0.00	0.01	0.08	0.04	0.09	0.00	0.38
TIO2	0.06	0.07	0.04	3.92	4.30	11.94	2.63
P2O5	0.13	0.15	0.17	0.50	0.42	0.05	0.65
CR203	0.00	0.00	0.00	0.12	0.31	0.06	0.12
TOTAL	100.67	101.17	101.14	101.66	100.91	94.56	97.20

AN 66 AN 65

AN 56

WO 48 WO 48
EN 35 EN 37
FS 16 FS 15

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

V25 1 T91

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	MATRICE OLIVINE	MATRICE PLAGIO	MATRICE PYROX	MATRICE PYROX	MATRICE PYROX
SiO2	40.18	39.84	39.90	48.90	50.35	48.85	51.86	39.70	52.55	49.93	48.18	49.82
Al2O3	0.02	0.01	0.02	31.89	31.23	31.94	30.00	0.00	26.08	4.76	5.84	4.16
FeO*	14.11	14.53	15.24	0.18	0.21	0.20	0.42	15.64	2.28	6.42	8.17	11.10
MnO	0.31	0.13	0.32	0.00	0.00	0.02	0.00	0.25	0.02	0.18	0.14	0.17
MgO	45.75	45.94	45.64	0.19	0.18	0.23	0.20	44.84	1.24	18.26	14.89	14.30
CaO	0.25	0.33	0.29	15.34	14.45	15.60	13.41	0.25	12.22	16.45	19.63	18.67
Na2O	0.00	0.01	0.02	2.55	3.40	2.65	3.84	0.01	4.54	0.31	0.42	0.37
K2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.05	0.00	0.22	1.00	1.99	1.37
P2O5	0.03	0.06	0.00	0.33	0.20	0.27	0.27	0.01	0.18	0.23	0.43	0.24
CR2O3	0.12	0.07	0.09	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.03	1.18	0.32	0.12
TOTAL	100.76	100.92	101.51	99.41	100.04	99.84	100.04	100.70	99.35	98.71	100.02	100.31

FO 85	FO 84	FO 84	AN 75	AN 70	AN 75	AN 64	FO 83	AN 55	WO 35	WO 42	WO 39
									EN 54	EN 44	EN 42
									FS 11	FS 14	FS 19

	13 MATRICE PYROX	VERRE	ROCHE TOTALE
SiO2	49.66	50.55	50.59
Al2O3	2.20	16.69	17.12
FeO*	18.75	8.83	8.14
MnO	0.53	0.16	0.13
MgO	13.47	7.43	7.07
CaO	13.63	11.39	11.51
Na2O	0.33	2.86	3.00
K2O	0.04	0.16	0.21
TiO2	1.27	1.30	1.21
P2O5	0.24	0.12	0.12
CR2O3	0.00	0.00	
TOTAL	100.11	99.49	99.10

WO 29	F/M 119	F/M 115
EN 40	A/C 147	A/C 149
FS 32	Q -2	Q -2

PLANCHE 13

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

99-01-03

	1	2	3	4	5	6	7	8
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	TITANO MAGNET	MESOSTASE VITREUSE
SI02	39.42	39.67	39.98	48.54	50.56	50.96	14.79	50.91
AL2O3	0.00	0.00	0.04	32.13	30.72	30.32	3.90	13.85
FEO*	14.23	14.72	14.77	0.46	1.10	0.65	63.17	10.79
MNO	0.17	0.10	0.28	0.00	0.04	0.00	0.71	0.20
MGO	46.20	46.43	46.41	0.15	0.35	0.24	0.33	4.90
CAO	0.31	0.32	0.32	15.52	14.31	13.42	1.01	14.04
NA2O	0.00	0.00	0.00	2.37	3.17	3.54	0.69	2.80
K2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.07	0.02	0.04	0.01
TIO2	0.01	0.00	0.00	0.01	0.04	0.07	15.82	1.09
P2O5	0.00	0.00	0.02	0.29	0.16	0.24	0.16	0.41
CR2O3	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
TOTAL	100.39	101.23	101.85	99.46	100.51	99.48	100.61	98.99
	FO 85	FO 84	FO 84	AN 76	AN 69	AN 66		

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

99-02-04

	1	2	3	4	5	6	7
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	VERRE	VERRE
SI02	40.52	39.93	48.61	50.29	50.49	51.01	50.82
AL2O3	0.04	0.02	31.55	30.22	30.57	14.24	14.45
FEO*	15.43	15.56	0.50	0.40	0.53	10.26	10.72
MNO	0.06	0.46	0.00	0.02	0.00	0.13	0.09
MGO	44.76	45.08	0.22	0.25	0.20	7.47	7.38
CAO	0.32	0.36	15.58	14.67	14.59	12.01	11.74
NA2O	0.00	0.00	2.27	3.08	3.11	2.72	2.44
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.06
TIO2	0.00	0.00	0.04	0.11	0.00	1.35	1.95
P2O5	0.00	0.12	0.00	0.02	0.00	0.17	0.01
CR2O3							
TOTAL	101.12	101.52	98.76	99.05	99.49	99.39	99.65
	FO 83	FO 83	AN 76	AN 69	AN 69	F/M 137 A/C 119	F/M 145 A/C 123
						Q 0 Q	1

PLANCHE 14

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

99-08-01

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR		CHROME	CHROME	CHROME	CHROME		
	OLIVINE	OLIVINE	OLIVINE	OLIVINE		SPINEL	SPINEL	SPINEL	SPINEL	QUARTZ	
SiO2	40.35	40.57	39.80	40.34	50.07	0.07	0.07	28.62	0.11	99.63	99.58
AL2O3	0.10	0.00	0.07	0.01	20.12	35.04	35.83	19.81	39.82	0.03	0.02
FeO*	11.07	11.31	10.84	11.09	7.61	14.70	15.23	10.41	15.48	0.02	0.14
MNO	0.22	0.27	0.03	0.08	0.08	0.08	0.17	0.16	0.02	0.03	0.00
MGO	48.93	49.18	48.34	47.87	3.28	17.59	18.20	19.78	19.19	0.00	0.00
CAO	0.30	0.28	0.30	0.25	12.62	0.02	0.04	8.79	0.01	0.00	0.03
NA2O	0.00	0.00	0.00	0.00	4.01	0.00	0.00	0.96	0.00	0.00	0.00
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02
TiO2	0.18	0.00	0.00	0.03	1.66	0.26	0.47	1.19	0.44	0.00	0.01
P2O5	0.38	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00
CR2O3	0.18	0.00			0.00	34.43	31.32	11.17	25.02	0.00	0.00
TOTAL	101.72	101.61	99.37	99.66	99.99	102.18	101.32	101.11	100.08	99.71	99.79

FO 88 FO 88 FO 88 FO 88

	12	13	14	15	16	17
		VERRE	VERRE	VERRE	VERRE	VERRE
SiO2	64.08	48.72	47.89	48.91	48.87	48.70
AL2O3	0.00	17.07	16.79	17.27	17.22	17.21
FeO*	0.60	9.05	8.57	8.38	8.46	8.54
MNO	0.00	0.06	0.25	0.03	0.00	0.22
MGO	0.00	9.60	9.57	9.84	9.82	9.74
CAO	0.00	11.06	11.36	11.11	11.12	11.00
NA2O	13.28	2.85	2.92	3.04	3.08	3.17
K2O	0.13	0.06	0.11	0.11	0.11	0.12
TiO2	0.00	1.36	1.29	1.31	1.41	1.23
P2O5	0.00	0.03	0.14	0.35	0.25	0.39
CR2O3	0.01			0.00	0.00	0.02
TOTAL	78.09	99.85	98.88	100.34	100.33	100.33

F/M 94 F/M 90 F/M 85 F/M 86 F/M 88
 A/C 154 A/C 148 A/C 155 A/C 155 A/C 156
 Q -6 Q -8 Q -7 Q -7 Q -8

PLANCHE 15

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

99-09-04

	1	2	3	4	5	6	7	8
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	MATRICE PLAGIO	MATRICE PLAGIO	VERRE
SI02	39.82	39.62	46.95	47.05	47.70	49.83	49.88	49.09
AL2O3	C.03	0.04	34.37	33.00	32.97	30.88	30.89	15.25
FE0*	13.40	12.95	0.55	0.27	0.40	0.40	0.48	9.50
MNO	0.14	0.05	0.00	0.11	0.02	0.05	0.02	0.08
MGO	46.49	46.93	0.16	0.21	0.18	0.40	0.33	3.43
CAO	0.39	0.29	17.53	17.29	16.70	15.15	15.01	12.28
NA2O	0.00	0.00	0.89	1.53	1.90	2.83	3.07	2.32
K2O	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.05
TIO2	C.04	0.00	0.07	0.04	0.00	0.05	0.05	1.41
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.02
CR2O3								
TOTAL	100.31	99.87	100.51	99.56	99.86	99.62	99.75	98.42
	FO 86	FO 86	AN 87	AN 83	AN 81	AN 72	AN 71	F/M 113 A/C 124 Q -2

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

99-12-07

	1	2	3	4	5
	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	VERRE	VERRE
SI02	45.73	46.03	46.52	49.44	49.16
AL2O3	33.68	33.99	33.54	15.40	15.44
FE0*	0.45	0.34	0.36	8.75	9.13
MNO	0.00	0.09	0.00	0.04	0.24
MGO	C.19	0.15	0.19	8.85	8.76
CAO	16.96	16.97	16.90	12.14	12.12
NA2O	1.49	1.64	1.61	2.08	2.27
K2O	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06
TIO2	0.00	0.00	0.00	0.99	1.01
P2O5	0.00	0.21	0.18	0.35	0.24
CR2O3	0.00	0.00	0.03	0.12	0.00
TOTAL	98.48	99.41	99.32	98.21	98.42
	AN 86	AN 85	AN 84	F/M 99 A/C 127 Q -1	F/M 104 A/C 127 Q -2

PLANCHE 16

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

CYP78 02 03

	1	2	3	4	5	6	7
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	XENOCR PLAGIO	XENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	VERRE	VERRE
SI02	40.04	39.56	46.18	47.64	47.50	50.42	49.86
AL2O3	0.06	0.04	33.22	33.43	33.60	15.90	15.69
FE0*	12.43	13.32	0.39	0.33	0.48	9.65	9.50
MNO	0.18	0.04	0.02	0.00	0.15	0.11	0.09
MGO	45.43	45.32	0.13	0.18	0.17	7.85	7.95
CAO	0.31	0.22	17.47	17.48	17.06	12.25	12.34
NA2O	0.00	0.00	1.64	1.86	1.91	2.97	2.78
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.08
TIO2	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	1.30	1.37
P2O5	0.00	0.09	0.00	0.05	0.00	0.02	0.13
CR2O3							
TOTAL	98.44	98.63	99.04	100.96	100.86	100.53	99.78
	FO 86	FO 85	AN 85	AN 83	AN 82	F/M 123 A/C 130 Q -4	F/M 119 A/C 127 Q -3

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

CYP78 03 05

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	MATRICE OLIVINE	MATRICE OLIVINE	MATRICE PLAGIO	MATRICE PLAGIO	MATRICE PLAGIO	VERRE	VERRE
SI02	40.20	50.57	50.09	38.76	39.59	50.98	50.82	51.85	51.11	49.20
AL2O3	0.07	31.25	30.48	0.01	0.04	30.40	29.75	29.60	14.66	14.52
FE0*	15.07	0.50	0.46	14.97	15.40	0.40	0.49	0.58	10.29	10.13
MNO	0.11	0.11	0.15	0.15	0.23	0.09	0.00	0.00	0.21	0.11
MGO	45.42	0.21	0.25	45.36	45.27	0.30	0.22	0.33	7.67	7.48
CAO	0.30	15.18	14.64	0.37	0.40	14.38	14.17	13.41	11.86	11.54
NA2O	0.00	3.15	2.96	0.00	0.00	3.42	3.51	3.55	2.62	2.85
K2O	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.08	0.06
TIO2	0.00	0.06	0.00	0.09	0.04	0.23	0.12	0.00	1.47	1.68
P2O5	0.03	0.04	0.00	0.02	0.07	0.00	0.00	0.00	0.10	0.07
CR2O3										
TOTAL	101.23	101.10	99.02	99.72	101.03	100.25	99.09	99.31	100.06	97.63
	FO 84	AN 71	AN 70	FO 84	FO 83	AN 68	AN 66	AN 64	F/M 134 A/C 124 Q 0	F/M 135 A/C 126 Q 0

PLANCHE 17

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

CYP78 06 10

	1	2	3	4	5	6	7
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR PLAGIO	MATRICE PLAGIO	VERRE	VERRE
SI02	40.29	40.18	40.15	48.87	50.40	48.70	48.57
AL203	0.13	0.00	0.10	31.75	30.49	15.71	15.98
FE0*	10.67	11.13	11.91	0.37	0.55	8.90	9.43
MNO	0.13	0.23	0.13	0.00	0.07	0.10	0.15
MGO	49.18	48.83	48.23	0.18	0.29	8.09	8.77
CAO	0.29	0.32	0.33	15.43	14.73	11.77	11.88
NA2O	0.00	0.00	0.00	2.44	3.16	2.76	2.59
K2O	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04	0.06	0.00
TIO2	0.00	0.04	0.04	0.04	0.04	1.59	1.23
P205	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.14	0.02
CR203							
TOTAL	100.68	100.74	100.91	99.12	99.76	97.81	98.61

FO 89 FO 88 FO 87 AN 75 AN 69 F/M 110 F/M 108
 A/C 133 A/C 135
 Q -3 Q -5

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

CYP78 07 12

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	MATRICE OLIVINE	MATRICE OLIVINE	MATRICE PLAGIO	MATRICE PLAGIO	VERRE	VERRE
SI02	47.24	48.97	49.11	38.89	39.43	48.83	50.45	49.42	49.02
AL203	33.02	31.26	30.36	0.09	0.08	32.35	30.20	15.75	15.71
FE0*	0.28	0.36	0.51	13.38	13.74	0.45	0.96	9.00	9.55
MNO	0.00	0.09	0.00	0.17	0.15	0.00	0.08	0.08	0.17
MGO	0.21	0.22	0.19	46.46	44.89	0.27	0.71	6.81	7.62
CAO	17.11	15.16	15.05	0.43	0.40	15.88	14.13	11.80	11.63
NA2O	1.86	2.90	3.00	0.00	0.00	2.41	2.99	2.82	2.63
K2O	0.00	0.03	0.05	0.01	0.00	0.00	0.02	0.17	0.17
TIO2	0.00	0.12	0.06	0.00	0.00	0.17	0.00	1.53	1.44
P205	0.00	0.01	0.02	0.01	0.13	0.06	0.00	0.19	0.00
CR203									
TOTAL	99.71	99.11	98.34	99.43	98.81	100.41	99.53	97.56	97.93

AN 82 AN 73 AN 71 FO 86 FO 85 AN 77 AN 69 F/M 132 F/M 125
 A/C 133 A/C 135
 Q -1 Q -3

PLANCHE 18

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

CYP78 09 15B

	1	2	3	4	5	6	7
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	XENOCR PLAGIO	XENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	VERRE	VERRE
SiO2	39.74	40.00	47.58	48.24	50.77	49.68	50.48
AL2O3	0.06	0.02	32.52	31.54	30.50	14.61	15.09
FeO*	13.48	13.26	0.31	0.27	0.66	9.03	9.59
MNO	0.22	0.19	0.00	0.00	0.01	0.16	0.09
MGO	46.58	46.27	0.17	0.27	0.31	8.20	7.99
CAO	0.34	0.33	15.50	15.14	14.23	11.94	11.78
NA2O	0.00	0.00	2.37	2.55	3.29	2.50	2.60
K2O	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.06	0.02
TiO2	0.01	0.02	0.01	0.00	0.03	1.25	1.44
P2O5	0.15	0.00	0.20	0.21	0.15	0.45	0.30
CR2O3	0.10	0.03	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.69	100.11	98.74	98.24	99.94	97.87	99.37
	FO 86	FO 86	AN 78	AN 75	AN 68	F/M 110 A/C 122 Q -1	F/M 120 A/C 128 Q 0

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

CYP78 18 62

	1	2	3	4
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR PLAGIO	VERRE	VERRE
SiO2	39.48	46.57	49.60	49.53
AL2O3	0.07	33.17	15.81	16.25
FeO*	14.21	0.26	9.66	9.80
MNO	0.32	0.00	0.11	0.22
MGO	43.74	0.12	7.64	7.59
CAO	0.26	17.75	11.54	11.34
NA2O	0.00	1.47	2.90	3.03
K2O	0.00	0.01	0.14	0.14
TiO2	0.00	0.02	1.63	1.13
P2O5	0.00	0.00	0.27	0.00
CR2O3				
TOTAL	98.08	99.36	99.29	99.02
	FO 84	AN 85	F/M 125 A/C 137 Q -3	F/M 129 A/C 143 Q -4

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

CYP78 10 16

	1 XENOCR OLIVINE	2 PHENOCR OLIVINE	3 PHENOCR OLIVINE	4 XENOCR PLAGIO	5 XENOCR PLAGIO	6 XENOCR PLAGIO	7 PHENOCR PLAGIO	8 PHENOCR PLAGIO	9 PHENOCR PLAGIO	10 PHENOCR PLAGIO	11 PHENOCR PYROX	12 PHENOCR PYROX	13 PHENOCR PYROX
SiO2	39.56	39.77	39.98	45.89	47.62	47.89	48.22	49.78	49.96	51.17	52.04	51.13	51.59
Al2O3	0.07	0.03	0.05	34.11	33.07	32.45	32.42	31.70	31.39	30.15	3.51	3.37	3.51
FeO*	14.60	16.02	16.95	0.18	0.37	0.27	0.65	0.69	0.44	0.60	5.77	5.78	5.84
MnO	0.21	0.25	0.25	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.25	0.27	0.25
MgO	45.88	45.00	44.25	0.10	0.18	0.14	0.08	0.14	0.19	0.28	16.53	17.28	17.21
CaO	0.28	0.30	0.36	17.71	16.26	16.31	15.67	15.23	14.76	13.50	20.10	19.64	20.12
Na2O	0.00	0.00	0.06	1.35	2.08	2.15	2.29	2.68	2.95	3.83	0.30	0.33	0.33
K2O	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO2	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.64	0.68	0.63
P2O5	0.00	0.03	0.01	0.35	0.20	0.33	0.17	0.18	0.16	0.25	0.39	0.24	0.30
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.86	1.08	0.76
TOTAL	100.61	101.39	101.95	99.67	99.79	99.57	99.60	100.44	99.86	99.80	100.38	99.79	100.52
	FO 84	FO 83	FO 82	AN 87	AN 80	AN 79	AN 78	AN 73	AN 72	AN 65	WO 42 EN 48 FS 10	WO 41 EN 50 FS 10	WO 41 EN 49 FS 10

	14 PHENOCR PYROX	15 PHENOCR PYROX	16 MATRICE PLAGIO	17 MATRICE PLAGIO	18 MATRICE PLAGIO	19 TITANO MAGNET	20 TITANO MAGNET	21 TITANO MAGNET	22 TITANO MAGNET	23 VERRE	24 VERRE	25 VERRE	26 VERRE
SiO2	53.27	53.33	48.53	51.93	52.31	16.93	8.75	10.37	6.70	50.44	50.22	50.15	50.60
Al2O3	1.95	1.77	32.48	29.70	29.12	4.75	3.80	3.63	2.82	14.06	13.97	13.95	14.19
FeO*	5.91	6.95	0.61	0.84	0.85	61.30	70.87	66.04	66.76	11.45	11.49	10.45	11.02
MnO	0.17	0.20	0.00	0.00	0.04	0.40	0.53	0.42	0.44	0.30	0.18	0.16	0.22
MgO	17.68	19.32	0.19	0.26	0.38	0.60	0.72	0.29	0.25	7.45	7.47	7.42	6.82
CaO	19.52	17.17	15.65	13.06	12.67	0.82	0.60	0.57	0.55	11.24	11.16	10.67	11.13
Na2O	0.27	0.21	2.71	3.91	4.01	1.72	0.44	1.12	0.40	3.11	3.09	3.04	3.17
K2O	0.05	0.00	0.00	0.01	0.02	0.48	0.38	0.40	0.16	0.09	0.10	0.16	0.07
TiO2	0.45	0.41	0.05	0.11	0.16	11.97	14.37	15.10	18.99	1.76	1.64	1.70	1.70
P2O5	0.28	0.29	0.33	0.08	0.22	0.28	0.02	0.00	0.00	0.32	0.25	0.25	0.30
CR2O3	0.53	0.33	0.00	0.00	0.06	0.02	0.08	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.05
TOTAL	100.07	99.97	100.54	99.89	99.83	99.26	100.55	97.93	97.08	100.22	99.56	97.97	99.26
	WO 40 EN 50 FS 10	WO 35 EN 54 FS 11	AN 76	AN 63	AN 61					F/M 154 A/C 125 Q -2	F/M 154 A/C 125 Q -3	F/M 141 A/C 131 Q -1	F/M 162 A/C 127 Q -1

PLANCHE 20

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

RC 10 243

	1	2	3	4	5	6	ROCHE
	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	VERRE	TOTALE
	OLIVINE	OLIVINE	OLIVINE	PLAGIO	PLAGIO		
SIO2	40.53	40.51	40.18	51.33	50.92	49.42	51.40
AL2O3	0.00	0.03	0.01	29.95	29.71	15.85	15.50
FEO*	12.87	13.82	13.55	0.62	0.53	8.38	9.10
MNO	0.20	0.08	0.13	0.03	0.11	0.12	0.16
MGO	44.72	45.49	45.38	0.16	0.16	7.18	7.20
CAO	0.32	0.25	0.35	13.89	13.45	10.68	10.60
NA2O	0.00	0.00	0.00	3.48	3.56	3.61	3.40
K2O	0.00	0.02	0.00	0.04	0.02	0.53	0.15
TIO2	0.02	0.00	0.01	0.06	0.00	1.85	1.30
P2O5							0.28
CR2O3	0.06	0.01	0.00	0.01	0.00	0.05	
TOTAL	98.71	100.20	99.60	99.56	98.45	97.66	99.09
	FO 86	FO 85	FO 85	AN 66	AN 65	F/M 117 A/C 148 Q -3	F/M 127 A/C 146 Q -2

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

V 18-330

	1	2	3	4	5	6	7	8	ROCHE
	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	VERRE	VERRE	TOTALE
	OLIVINE	OLIVINE	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO			
SIO2	40.27	40.46	48.30	47.63	47.44	47.46	51.24	50.41	51.60
AL2O3	0.02	0.04	32.85	32.57	32.49	31.94	14.46	14.37	14.60
FEO*	14.55	16.27	0.61	0.23	0.44	0.28	9.95	9.58	10.28
MNO	0.10	0.15	0.00	0.00	0.02	0.00	0.17	0.11	0.20
MGO	45.02	44.10	0.13	0.13	0.21	0.12	7.45	7.71	7.60
CAO	0.33	0.31	16.23	15.76	15.73	15.88	11.04	10.91	11.00
NA2O	0.00	0.00	1.97	2.24	2.04	2.32	2.76	2.78	2.70
K2O	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.04	0.12	0.09	0.15
TIO2	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	1.59	1.63	1.60
P2O5				0.12	0.27	0.30		0.58	0.18
CR2O3	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.04	
TOTAL	100.28	101.35	100.13	98.70	98.64	98.33	99.00	98.20	99.91
	FO 84	FO 82	AN 79	AN 79	AN 79	AN 78	F/M 134 A/C 131 Q 1	F/M 124 A/C 132 Q 1	F/M 135 A/C 133 Q 1

PLANCHE 21

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

RC 8 91 20

	1	2	3	4	5	6
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	MATRICE PLAGIO	MATRICE PLAGIO	MATRICE PLAGIO	VERRE
SI02	40.25	40.00	50.58	53.15	55.38	50.99
AL203	0.04	0.04	31.29	28.61	28.32	13.68
FE0*	16.43	17.39	0.40	0.74	0.70	12.26
MNO	0.01	0.16	0.08	0.00	0.01	0.11
MGO	44.00	43.40	0.25	0.35	0.18	6.26
CAO	0.26	0.27	15.32	13.17	11.38	11.12
NA20	0.01	0.02	3.00	4.09	4.75	2.89
K20	0.00	0.00	0.04	0.09	0.07	0.12
TIO2	0.01	0.00	0.05	0.10	0.00	2.16
P205						
CR203	0.00	0.02	0.06	0.03	0.03	0.00
TOTAL	101.00	101.29	101.06	100.32	100.81	99.58
	FO 82	FO 81	AN 71	AN 60	AN 54	F/M 196 A/C 123 Q 1

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

RC 8 91 30

	1	2	3	4	5
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR PLAGIO	VERRE	VERRE
SI02	39.56	40.06	53.48	50.33	50.32
AL203	0.00	0.04	28.28	13.55	13.90
FE0*	17.36	17.11	0.40	11.45	11.46
MNO	0.26	0.25	0.00	0.23	0.06
MGO	43.29	42.29	0.11	7.59	6.73
CAO	0.33	0.27	11.97	10.72	10.73
NA20	0.00	0.00	4.21	2.82	2.76
K20	0.00	0.00	0.02	0.09	0.13
TIO2	0.00	0.00	0.06	2.13	2.11
P205					
CR203	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
TOTAL	100.79	100.01	98.52	98.91	98.19
	FO 81	FO 81	AN 57	F/M 151 A/C 126 Q 0	F/M 170 A/C 130 Q 1

PLANCHE 22

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

RC 8 91 60

	1	2	3	4	5	6
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	VERRE	VERRE
SiO2	39.81	38.93	50.11	50.87	50.32	50.44
AL2O3	0.10	0.00	30.20	29.87	13.63	13.83
FeO*	16.93	17.10	0.61	0.55	11.62	11.86
MNO	0.27	0.07	0.00	0.10	0.04	0.13
MGO	42.77	42.15	0.19	0.19	7.03	6.98
CAO	0.32	0.21	14.50	13.73	11.17	10.79
NA2O	0.00	0.00	3.45	3.29	3.02	2.65
K2O	0.00	0.04	0.04	0.00	0.16	0.12
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.03	2.02	2.20
P2O5						
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06
TOTAL	100.19	98.49	99.09	98.61	99.03	99.05
	FO 81	FO 81	AN 68	AN 66	F/M 165 A/C 122 Q -1	F/M 170 A/C 128 Q 1

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

E: 21-178

	1	2	3	4	5	6	7	8	
	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PYROX	XENOCR PYROX	XENOCR PYROX	MATRICE PLAGIO	MATRICE PLAGIO	MESOSTASE VITREUSE	ROCHE TOTALE
SiO2	48.06	48.28	48.44	49.57	49.46	53.62	53.87	49.89	44.74
AL2O3	32.25	32.19	5.98	4.44	4.23	29.12	27.83	11.38	16.00
FeO*	0.33	0.62	7.18	7.85	8.39	0.95	0.90	11.14	11.15
MNO	0.00	0.04	0.16	0.26	0.31	0.01	0.00	0.36	0.25
MGO	0.09	0.08	13.80	13.57	13.60	0.14	0.09	5.52	4.57
CAO	16.57	16.49	21.63	20.96	21.12	12.30	11.71	11.96	10.05
NA2O	2.13	2.20	0.36	0.57	0.09	4.18	4.31	3.26	3.36
K2O	0.16	0.16	0.00	0.00	0.00	0.40	0.41	1.66	1.44
TiO2	0.07	0.09	2.25	2.10	1.91	0.21	0.20	2.23	3.16
P2O5									0.69
CR2O3	0.05	0.18	0.11	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.70	100.32	99.90	99.31	99.10	100.95	99.31	97.39	95.41
	AN 79	AN 78	WO 46 EN 41 FS 12	WO 45 EN 41 FS 14	WO 45 EN 40 FS 15	AN 59	AN 56		F/M 244 A/C 159 Q -6

PLANCHE 23

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

E 21-11

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	XENOCR OLIVINE	XENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	VERRE INCLUS	VERRE INCLUS	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	VERRE
SiO2	40.35	39.77	40.51	46.80	47.42	48.76	49.61	50.29	49.82	50.12	51.71	49.79
Al2O3	0.00	0.03	0.01	32.14	31.84	31.20	14.13	13.80	30.75	30.50	29.16	14.87
FeO*	13.28	13.55	13.14	0.24	0.31	0.35	8.95	8.94	0.37	0.63	0.53	8.86
MnO	0.18	0.18	0.24	0.00	0.05	0.03	0.17	0.17	0.00	0.00	0.08	0.15
MgO	46.61	46.55	46.19	0.22	0.18	0.34	9.74	9.40	0.23	0.22	0.25	7.38
CaO	0.37	0.28	0.29	16.29	16.00	15.21	11.12	10.87	13.82	14.03	12.94	11.43
Na2O	0.00	0.00	0.00	1.84	2.27	2.67	2.86	2.90	2.96	3.20	3.69	3.22
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.04	0.03	0.00	0.00	0.05
TiO2	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.95	0.91	0.00	0.03	0.12	1.44
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.33	0.26	0.21	0.23	0.19	0.04	0.16	0.00	0.29
CR2O3	0.06	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.07	0.08	0.00	0.00	0.00	0.05
TOTAL	100.85	100.40	100.39	97.85	98.32	98.77	97.91	97.58	98.01	98.88	98.48	97.52
	FO 86	FO 86	FO 86	AN 81	AN 78	AN 74	F/M 92 A/C 127 Q -4	F/M 95 A/C 127 Q -3	AN 70	AN 69	AN 63	F/M 120 A/C 130 Q -3

	13	14	ROCHE TOTALE
	VERRE	VERRE	
SiO2	49.58	50.50	51.10
Al2O3	14.61	14.60	14.50
FeO*	9.42	9.38	9.06
MnO	0.02	0.27	0.16
MgO	7.42	7.64	7.50
CaO	12.16	11.75	11.60
Na2O	2.99	2.92	2.60
K2O	0.05	0.08	0.22
TiO2	1.48	1.47	1.20
P2O5	0.30		0.16
CR2O3	0.00	0.01	
TOTAL	98.02	98.61	98.10

F/M 127 F/M 123 F/M 121
A/C 120 A/C 124 A/C 125
Q -2 Q -2 Q 1

PLANCHE 24

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

E 21-16

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PYROX	PHENOCR PYROX	PHENOCR PYROX	PHENOCR PYROX	PHENOCR PYROX	
SI02	51.51	52.70	52.30	52.27	52.22	52.79	52.91	53.66	53.32	53.28	52.61	53.12	
AL2O3	30.53	30.82	30.25	30.38	30.14	29.22	29.57	2.50	2.61	1.94	2.53	1.64	
FEO*	0.66	0.58	0.56	0.57	0.59	0.51	0.43	6.26	6.03	6.61	6.49	7.19	
MNO	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.12	0.15	0.25	0.13	
MGO	0.21	0.19	0.12	0.21	0.16	0.17	0.00	17.33	17.89	18.29	17.84	19.15	
CAO	13.87	13.94	13.70	13.27	13.43	13.07	12.57	19.56	17.91	19.71	19.89	18.78	
NA2O	3.85	3.97	3.81	3.91	4.18	3.67	3.91	0.30	0.25	0.24	0.24	0.26	
K2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	
TIO2	0.06	0.04	0.06	0.06	0.00	0.10	0.00	0.62	0.48	0.51	0.55	0.40	
P2O5	0.29	0.27	0.26	0.23	0.22					0.32	0.34	0.40	
CR2O3	0.09	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.15	0.22	0.32	0.19	
TOTAL	101.09	102.60	101.09	100.90	100.98	99.59	99.38	100.71	98.75	101.30	101.05	101.25	
	AN 66	AN 65	AN 64	AN 64	AN 63	AN 62	AN 61	WO 40 EN 49 FS 10	WO 38 EN 52 FS 10	WO 39 EN 50 FS 10	WO 40 EN 50 FS 11	WO 37 EN 52 FS 11	
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	ROCHE TOTALE
	PHENOCR PYROX	PHENOCR PYROX	MATRICE PLAGIO	MATRICE PYROX	MATRICE PYROX	MATRICE PYROX	MATRICE PYROX	MATRICE PYROX	MATRICE PYROX	VERRE	VERRE	VERRE	
SI02	52.23	52.44	52.45	51.86	50.75	51.46	50.97	50.69	47.23	50.66	50.79	50.94	49.44
AL2O3	2.54	2.78	29.83	3.39	4.17	3.75	3.59	3.55	6.89	13.68	13.75	13.60	13.24
FEO*	7.38	7.07	0.82	7.29	7.95	9.04	9.05	9.45	10.95	12.27	12.23	12.91	13.17
MNO	0.13	0.15	0.16	0.27	0.09	0.13	0.27	0.37	0.33	0.20	0.25	0.26	0.22
MGO	18.32	17.33	0.23	16.78	15.31	17.03	17.65	18.78	13.93	6.30	6.15	6.39	6.06
CAO	18.51	19.27	12.82	19.56	20.34	17.99	16.99	16.01	16.68	9.74	10.16	9.99	10.64
NA2O	0.49	0.24	4.28	0.28	0.28	0.26	0.27	0.33	0.32	2.98	3.26	3.43	2.98
K2O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.08	0.08	0.23
TIO2	0.60	0.69	0.05	0.99	1.52	1.21	1.18	0.87	2.31	2.18	2.33	2.08	2.12
P2O5	0.33	0.33	0.20	0.31	0.32	0.33	0.28	0.30	0.38	0.38	0.43	0.34	0.29
CR2O3	0.11	0.31	0.00	0.11	0.11	0.19	0.04	0.22	0.00	0.01	0.00	0.00	
TOTAL	100.64	100.60	100.84	100.83	100.84	101.38	100.28	100.56	98.67	98.46	99.42	100.01	98.39
	WO 37 EN 51 FS 12	WO 39 EN 49 FS 12	AN 62	WO 40 EN 48 FS 12	WO 42 EN 44 FS 13	WO 37 EN 49 FS 15	WO 35 EN 50 FS 15	WO 32 EN 52 FS 15	WO 37 EN 43 FS 20	F/M 195 A/C 140 Q 2	F/M 199 A/C 135 Q 1	F/M 202 A/C 136 Q -1	F/M 217 A/C 124 Q -1

PLANCHE 25

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

RS 15-15

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR OLIVINE	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PLAGIO	PHENOCR PYROX	PHENOCR PYROX	PHENOCR PYROX	MATRICE PLAGIO
SI02	39.78	40.08	39.82	39.90	39.62	49.65	50.96	51.22	51.78	52.53	52.41	52.09
AL2O3	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	30.08	29.93	29.69	3.09	1.83	2.22	27.80
FE0*	13.80	13.41	14.78	13.56	13.80	0.24	0.48	0.48	4.41	4.56	6.62	0.69
MNO	0.14	0.19	0.20	0.26	0.20	0.00	0.00	0.00	0.14	0.19	0.26	0.00
MGO	45.05	45.26	45.17	45.62	45.22	0.21	0.19	0.23	17.14	17.62	17.94	0.29
CAO	0.36	0.34	0.35	0.27	0.33	13.98	13.37	12.89	19.83	20.07	18.04	12.37
NA2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	2.99	3.18	3.45	0.13	0.29	0.21	4.04
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
TiO2	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.02	0.03	0.08	0.48	0.47	0.67	0.02
P2O5												
CR2O3	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.64	0.20	0.00
TOTAL	99.12	99.32	100.38	99.67	99.18	97.16	98.13	98.05	97.99	98.19	98.56	97.31
	FO 85	FO 85	FO 84	FO 85	FO 85	AN 69	AN 66	AN 64	WO 42 EN 50 FS 8	WO 42 EN 51 FS 8	WO 37 EN 52 FS 11	AN 59

	13	14	15	16	ROCHE TOTALE	ROCHE TOTALE
	MATRICE PLAGIO	MATRICE PLAGIO	MATRICE PYROX	MATRICE PYROX		
SI02	52.79	52.48	49.54	49.71	50.20	51.60
AL2O3	28.08	27.98	5.35	3.51	14.80	15.50
FE0*	0.65	0.54	6.43	9.44	9.42	7.61
MNO	0.00	0.01	0.02	0.30	0.13	0.13
MGO	0.27	0.26	15.41	16.45	7.45	7.15
CAO	12.33	12.40	19.32	16.68	11.84	12.45
NA2O	4.38	4.15	0.23	0.43	2.82	2.89
K2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.13	0.13
TiO2	0.10	0.10	1.31	1.26	1.42	1.42
P2O5					0.14	0.14
CR2O3	0.02	0.03	0.33	0.09		
TOTAL	98.61	97.94	97.94	97.86	98.35	99.02
	AN 58	AN 58	WO 42 EN 47 FS 11	WO 35 EN 49 FS 16	F/M 127 A/C 125 Q -1	F/M 106 A/C 124 Q 0

PLANCHE 26

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

422 9-4 50

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	ROCHE
	PHENOCR	PHENOCR	MATRICE	MATRICE	MATRICE	MATRICE	PHENOCR	MATRICE	MATRICE	DERNIER	DERNIER	ROCHE
	PLAGIO	PLAGIO	OLIVINE	OLIVINE	PLAGIO	PLAGIO	PYROX	PYROX	PYROX	LIQUIDE	LIQUIDE	TOTALE
SI02	47.51	51.52	40.98	40.44	50.30	50.40	50.21	49.41	53.30	70.15	71.74	49.64
AL2O3	32.58	30.53	0.06	0.00	31.38	30.37	5.20	4.21	1.68	13.89	12.07	15.96
FE0*	0.49	0.40	14.08	14.67	0.52	0.46	6.02	7.74	8.02	0.81	2.02	8.37
MNO	0.00	0.00	0.15	0.27	0.05	0.07	0.31	0.30	0.30	0.05	0.00	0.15
MGO	0.23	0.29	45.86	45.08	0.24	0.20	14.61	14.65	17.31	0.00	0.59	8.73
CAO	15.96	13.65	0.30	0.30	14.54	14.07	20.09	19.61	18.01	0.25	0.81	11.67
NA2O	1.76	3.77	0.00	0.00	2.76	3.20	0.33	0.35	0.28	1.36	1.03	2.80
K2O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.08	0.03	0.00	0.05	2.57	2.31	0.25
TIO2	0.00	0.04	0.00	0.00	0.11	0.00	1.61	1.69	0.64	0.26	0.77	1.40
P2O5												0.20
CR2O3	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.02	0.19	0.32	0.12	0.00	0.00	
TOTAL	98.53	100.22	101.42	100.79	99.90	98.86	98.59	98.27	99.70	89.33	90.83	99.17
	AN 80	AN 66	FO 85	FO 84	AN 71	AN 68	WO 44 EN 45 FS 11	WO 42 EN 44 FS 14	WO 37 EN 50 FS 13			F/M 96 A/C 137 Q -4

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

423 8-1 51

	1	2	3	4	5	6	ROCHE
	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	PHENOCR	MESOSTASE	ROCHE
	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PYROX	PYROX	VITREUSE	TOTALE
SI02	51.33	51.65	51.57	52.25	51.93	50.86	51.34
AL2O3	25.86	29.82	29.70	2.24	2.40	12.10	13.66
FE0*	0.57	0.59	0.46	6.34	6.00	9.35	11.16
MNO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.23	0.04	0.18
MGO	0.19	0.15	0.23	17.12	17.11	10.47	6.87
CAO	14.23	14.20	14.09	19.69	20.39	13.03	10.96
NA2O	3.39	3.31	3.35	0.18	0.26	2.13	2.59
K2O	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.04	0.35
TIO2	0.03	0.00	0.03	0.47	0.48	2.05	2.11
P2O5							0.22
CR2O3	0.00	0.01	0.00	0.54	0.22	0.00	
TOTAL	99.59	99.74	99.44	98.85	99.03	100.06	99.44
	AN 66	AN 66	AN 66	WO 41 EN 49 FS 10	WO 42 EN 49 FS 10		F/M 163 A/C 125 Q 2

PLANCHE 27

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

427 9-1 50

	1 PHENOCR PLAGIO	2 PHENOCR PLAGIO	3 MATRICE PLAGIO	4 MATRICE PLAGIO	5 MATRICE PYROX	6 MATRICE PYROX	ROCHE TOTALE
SiO2	52.52	52.78	55.95	57.51	50.98	51.04	50.16
AL2O3	29.07	28.47	27.03	26.38	3.33	3.24	13.33
FeO*	0.58	0.75	0.92	0.73	8.38	9.73	12.59
MNO	0.00	0.00	0.06	0.00	0.08	0.21	0.20
MGO	0.14	0.12	0.10	0.04	16.79	15.63	6.19
CAO	13.38	12.55	10.09	9.55	16.98	17.69	10.09
NA2O	3.73	4.33	5.42	5.70	0.24	0.27	2.70
K2O	0.01	0.09	0.03	0.07	0.00	0.00	0.09
TiO2	0.02	0.04	0.07	0.10	1.05	1.39	2.47
P2O5							0.26
CR2O3	0.02	0.00	0.00	0.00	0.36	0.00	
TOTAL	99.46	99.12	99.66	100.07	98.18	99.19	98.08
	AN 62	AN 59	AN 48	AN 44	WO 36 EN 50 FS 14	WO 37 EN 46 FS 16	F/M 204 A/C 132 Q 3

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

428 6-2 2

	1 MATRICE OLIVINE	2 MATRICE PLAGIO	3 MATRICE PLAGIO	4 MATRICE PLAGIO	5 MATRICE PLAGIO	6 MATRICE PYROX	7 MATRICE PYROX	8 TITANO MAGNET	9 TITANO MAGNET	ROCHE TOTALE
SiO2	38.78	51.06	50.76	51.74	54.19	51.24	52.18	0.08	0.22	50.01
AL2O3	0.00	30.57	29.64	29.95	28.07	2.05	1.82	1.91	2.13	14.17
FeO*	15.12	0.56	0.59	0.68	0.91	6.34	7.41	74.26	72.49	9.41
MNO	0.19	0.07	0.12	0.00	0.15	0.22	0.24	0.95	0.93	0.20
MGO	44.25	0.24	0.29	0.32	0.09	17.74	18.58	0.51	1.10	7.52
CAO	0.33	14.68	13.71	13.77	11.62	19.31	17.75	0.03	0.14	11.84
NA2O	0.00	3.31	3.78	3.91	5.15	0.14	0.22	0.00	0.08	2.44
K2O	0.00	0.04	0.11	0.00	0.04	0.00	0.02	0.02	0.03	0.08
TiO2	0.00	0.07	0.00	0.02	0.00	0.52	0.65	19.79	20.50	1.45
P2O5	0.06	0.00	0.00	0.11	0.00	0.07	0.00	0.08	0.00	0.14
CR2O3										
TOTAL	98.72	100.59	98.99	100.49	100.21	97.62	98.86	97.62	97.61	97.26
	FC 83	AN 68	AN 65	AN 64	AN 54	WO 39 EN 50 FS 10	WO 36 EN 52 FS 12			F/M 125 A/C 120 Q 1

PLANCHE 28

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

429A 2-1 88

	1 PHENOCR PLAGIO	2 PHENOCR PLAGIO	3 MATRICE PLAGIO	4 MATRICE PYROX	5 MATRICE PYROX	ROCHE TOTALE
SiO2	49.31	50.59	54.36	51.26	46.64	50.05
Al2O3	31.13	30.81	26.56	3.30	3.86	13.84
FeO*	1.52	0.49	1.96	11.48	21.66	10.84
MnO	0.01	0.09	0.03	0.41	0.44	0.18
MgO	0.22	0.27	0.19	17.54	7.06	6.73
CaO	15.29	14.70	10.54	14.26	18.09	11.51
Na2O	2.66	3.10	5.74	0.16	0.41	2.40
K2O	0.27	0.03	0.24	0.00	0.00	0.05
TiO2	0.00	0.00	0.20	0.91	1.87	1.66
P2O5	0.24	0.00	0.15	0.04	0.00	0.14
CR2O3						
TOTAL	100.64	100.07	99.96	99.35	100.02	97.40
	AN 73	AN 70	AN 49	WO 30 EN 51 FS 19	WO 40 EN 22 FS 38	F/M 161 A/C 120 Q 2

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

429A 3-1-130

	1 PHENOCR PLAGIO	2 PHENOCR PLAGIO	3 MATRICE PLAGIO	4 MATRICE PLAGIO	5 MATRICE PLAGIO	6 MATRICE PYROX	7 MATRICE PYROX	8 MATRICE PYROX	ROCHE TOTALE
SiO2	51.26	51.14	54.54	57.98	61.18	52.02	51.67	51.25	50.57
Al2O3	30.04	29.82	28.04	25.79	24.48	3.31	3.06	2.75	13.89
FeO*	0.49	0.48	0.89	0.80	0.74	6.54	10.46	11.99	10.71
MnO	0.00	0.03	0.08	0.00	0.00	0.25	0.70	0.37	0.16
MgO	0.27	0.17	0.18	0.04	0.00	17.53	15.73	16.13	7.07
CaO	14.09	13.89	11.52	8.91	6.80	19.06	17.56	16.45	11.44
Na2O	3.19	3.15	4.72	6.66	7.47	0.22	0.29	0.22	2.42
K2O	0.03	0.03	0.05	0.11	0.04	0.00	0.00	0.00	0.08
TiO2	0.11	0.03	0.07	0.10	0.08	0.65	0.96	1.09	1.61
P2O5									0.15
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.59	0.00	0.00	
TOTAL	99.47	98.73	100.18	100.43	100.78	100.16	100.42	100.24	98.10
	AN 67	AN 67	AN 54	AN 40	AN 31	WO 39 EN 50 FS 11	WO 36 EN 45 FS 18	WO 34 EN 46 FS 20	F/M 152 A/C 121 Q 2

PLANCHE 29

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

82 7-1 60

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	MATRICE PLAGIO	MATRICE PLAGIO	MATRICE PLAGIO	MATRICE PYROX	MATRICE PYROX	MATRICE PYROX	MATRICE PYROX	MATRICE PYROX	TITANO MAGNET	TITANO MAGNET	TITANO MAGNET
SIO2	52.00	51.95	53.30	50.85	50.50	53.06	49.40	50.60	0.10	0.15	2.20
AL2O3	29.25	29.27	28.43	3.65	4.05	1.18	4.30	3.01	1.57	1.45	2.14
FEO*	0.75	1.00	0.75	7.31	7.67	10.25	9.82	14.64	67.75	70.14	67.55
MNO	0.00	0.06	0.00	0.12	0.13	0.37	0.25	0.42	0.33	0.29	0.24
MGO	0.20	0.20	0.18	17.01	17.74	22.68	15.98	15.25	0.87	0.89	0.77
CAO	13.00	12.75	12.40	18.64	16.40	10.23	16.30	14.51	0.11	0.14	0.19
NA2O	3.94	4.11	4.56	0.25	0.24	0.04	0.26	0.39	0.00	0.00	0.00
K2O	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13
TIO2	0.04	0.09	0.03	0.85	0.89	0.31	1.27	1.30	22.68	21.56	21.91
P2O5	0.25	0.11	0.16	0.32	0.19	0.09	0.26	0.17	0.00	0.00	0.00
CR2O3	0.00	0.04	0.00	0.49	0.15	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.12
TOTAL	99.45	98.59	99.80	99.48	97.95	98.26	97.83	100.28	93.40	94.62	95.24

AN 62	AN 60	AN 57	WO 39	WO 35	WO 20	WO 35	WO 31
			EN 49	EN 52	EN 63	EN 48	EN 45
			FS 12	FS 13	FS 17	FS 17	FS 25

	12	13	ROCHE TOTALE
	PALAGONITE		
SIO2	45.44	45.50	49.95
AL2O3	3.77	3.76	13.97
FEO*	32.13	32.95	12.10
MNO	0.00	0.13	0.26
MGO	0.77	0.98	6.52
CAO	0.73	0.79	11.75
NA2O	0.18	0.09	2.81
K2O	2.78	2.68	0.36
TIO2	0.02	0.00	2.00
P2O5	0.00	0.03	0.20
CR2O3	0.00	0.09	
TOTAL	85.81	86.99	99.92

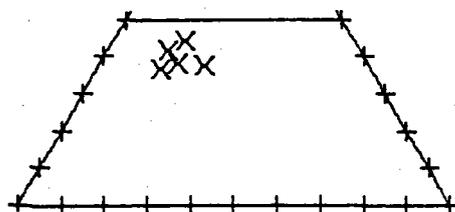
F/M 186
A/C 119
0 -2

ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE DE L ECHANTILLON

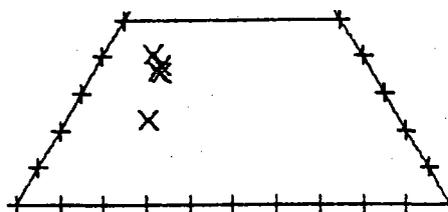
82 7-1 80

	1	2	3	4	5	6	7	ROCHE
	PHENOCR	PHENOCR	MATRICE	MATRICE	MATRICE	MATRICE	MATRICE	TOTALE
	PLAGIO	PLAGIO	PLAGIO	PYROX	PYROX	PYROX	PYROX	
SiO2	51.60	50.74	53.52	51.75	50.68	48.43	50.78	50.17
AL2O3	31.13	30.44	28.93	3.24	4.07	6.22	4.25	13.83
FeO*	0.59	0.51	0.92	7.53	7.89	7.37	8.56	12.65
MNO	0.00	0.00	0.00	0.15	0.18	0.15	0.19	0.22
MGO	0.21	0.16	0.25	17.89	17.57	14.33	17.76	6.28
CAO	14.46	14.72	13.33	18.14	17.83	20.68	17.43	11.02
NA2O	3.19	3.48	4.06	0.26	0.00	0.28	0.19	2.80
K2O	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.36
TiO2	0.03	0.00	0.14	0.73	0.61	1.89	0.90	1.98
P2O5	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07	0.00	0.19
CR2O3								
TOTAL	101.24	100.06	101.15	99.68	98.83	99.41	100.05	99.50
	AN 69	AN 68	AN 60	WO 37	WO 37	WO 44	WO 36	F/M 201
				EN 51	EN 50	EN 43	EN 50	A/C 125
				FS 12	FS 13	FS 13	FS 14	Q -1

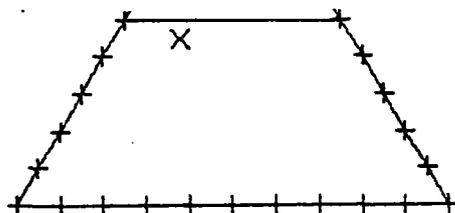
PLANCHE 31



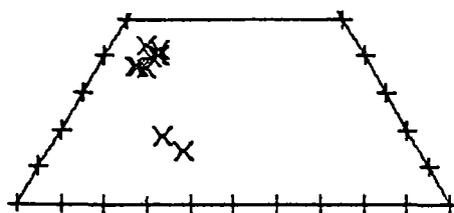
CH4-D1-1M



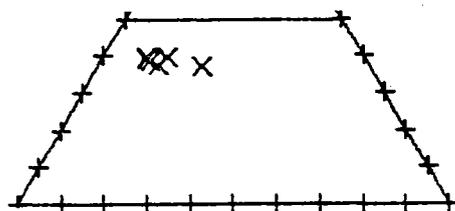
CH4-D1-9T



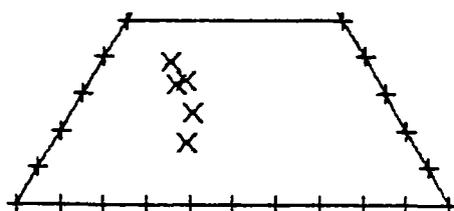
CH4-D1-8T



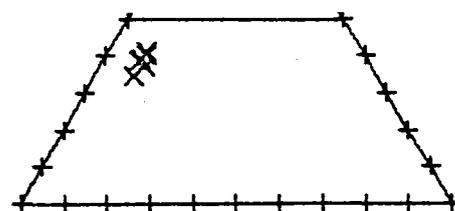
CH4-D1-19



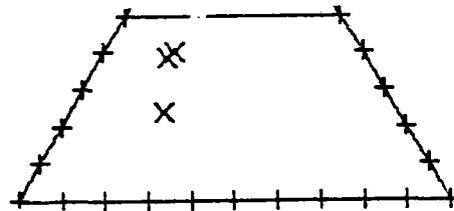
CH4-D1-41



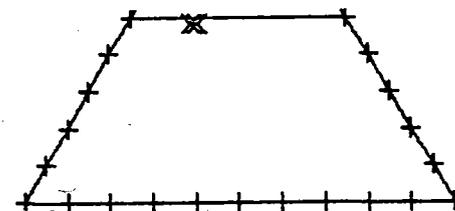
CH4-D1-31



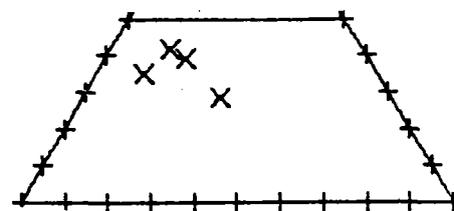
ALV 521-1



CH80-D8-26 (1)



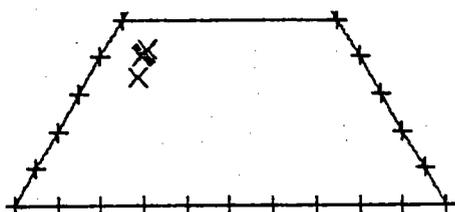
V25-1-T85



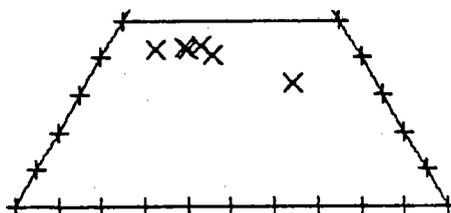
V25-1-T91

Diagrammes classiques des pyroxènes des échantillons de basaltes décrits en annexe.

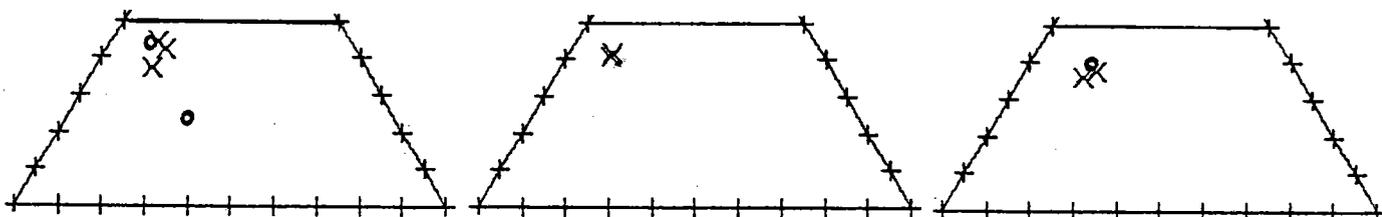
(1): échantillon de basalte provenant de la zone de fracture de la Romanche, MAR par 0°N (Centre Océanologique de Bretagne).



CYP78 10-16



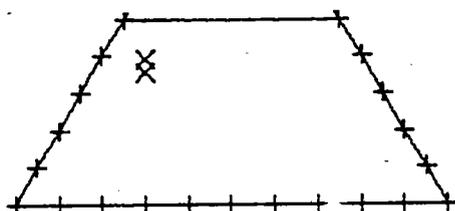
Tortuga Island (1)



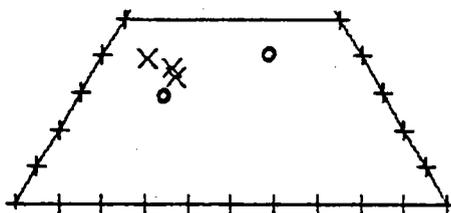
X: 422 9-4 50 et
o: 422 8-5 133 (2)

X: 423 8-1 51

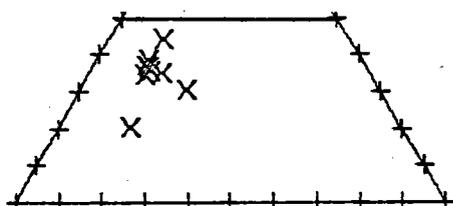
X: 427 9-1 50
o: 427 10-3 (2)



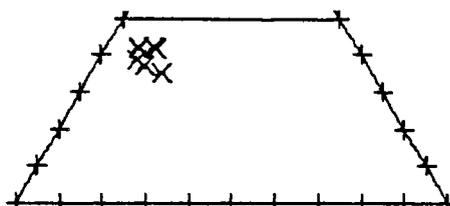
428 6-2 2



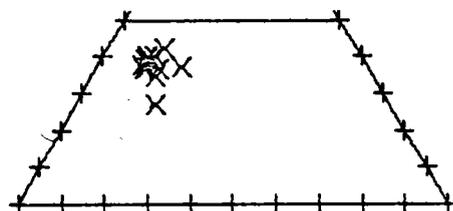
X: 429A 3-1 130
o: 429A 2-1 88



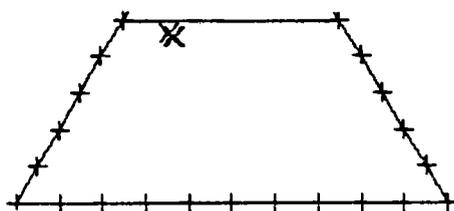
82 7-1 60 et 80



RS 15-15



E 21-16



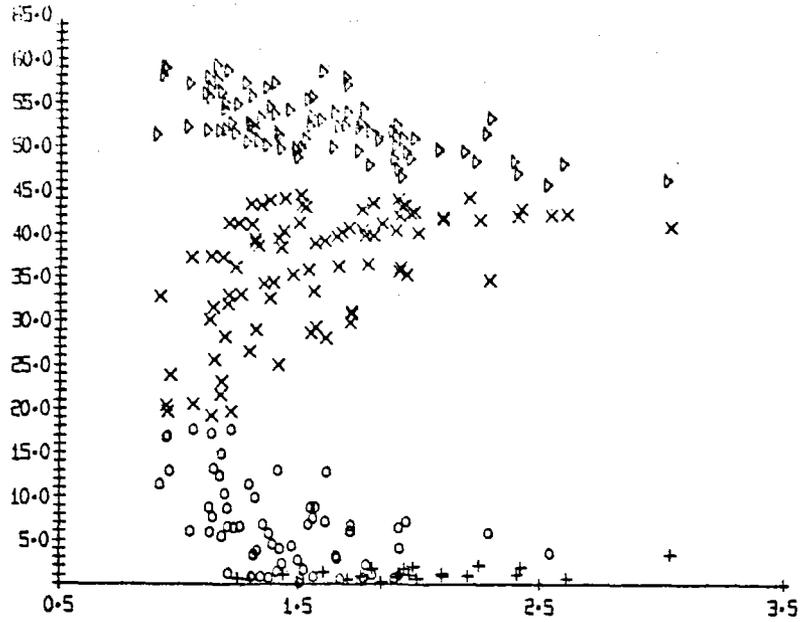
E 21-17B

Diagrammes classiques des pyroxènes des échantillons décrits en annexe.

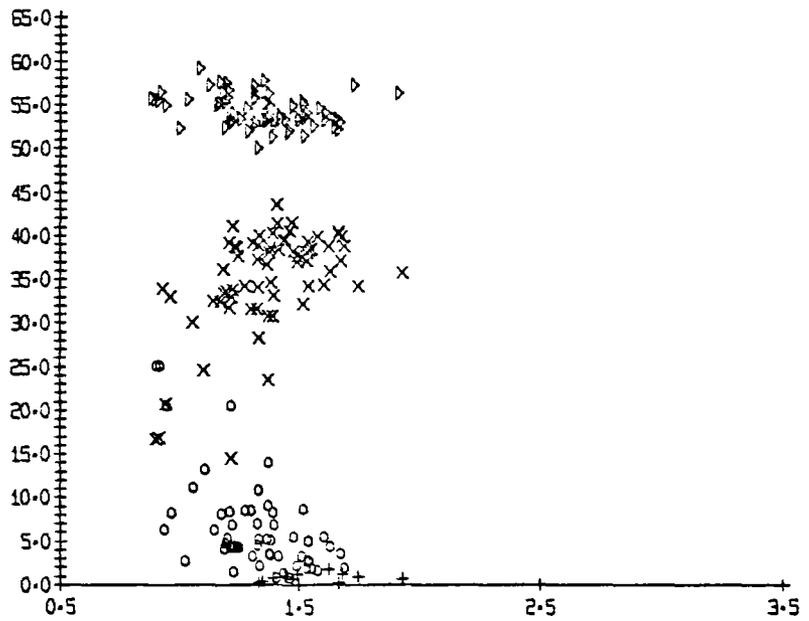
(1) : échantillons alcalins d'une île dans le Golfe de Californie d'après les données de Batiza (1978).

(2) : échantillons du Leg 54, EPR par 9°N d'après les données de Schrader & Furbish (1979).

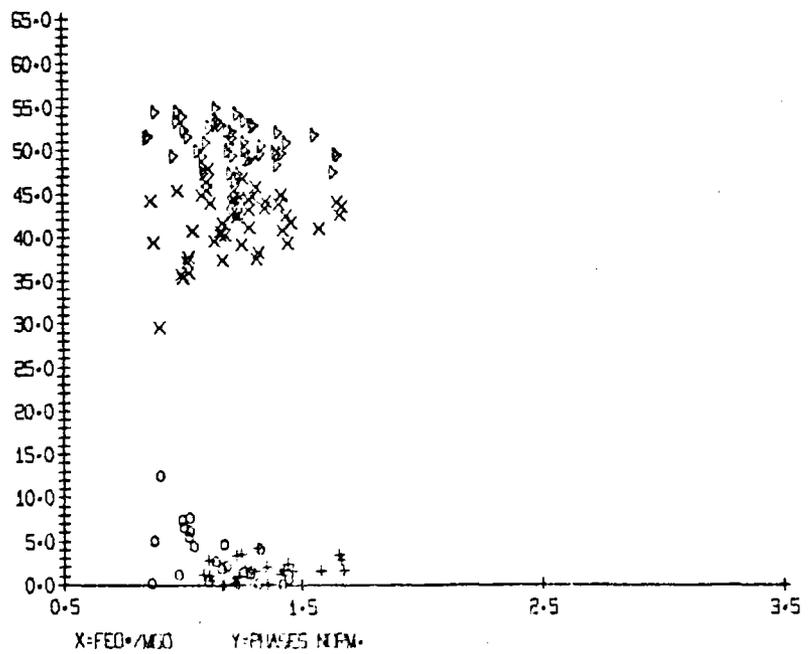
EPR



MAR
(25°S à 33°N)



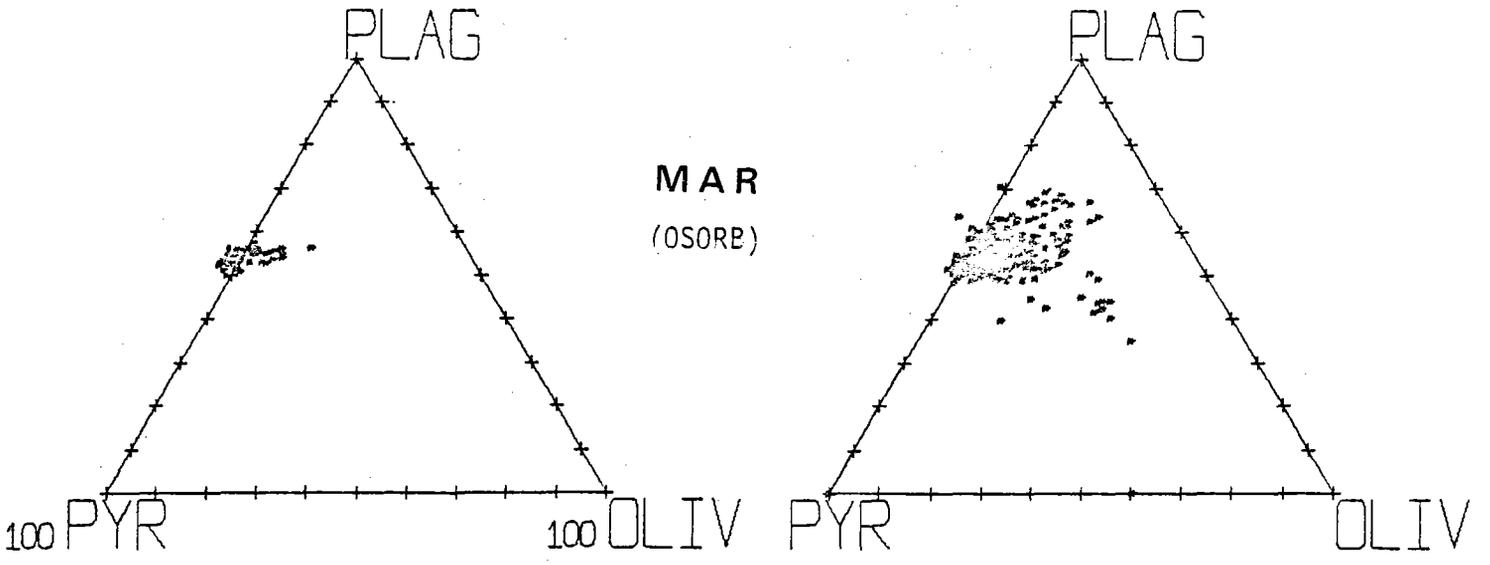
MAR
(33°N à 55°N)



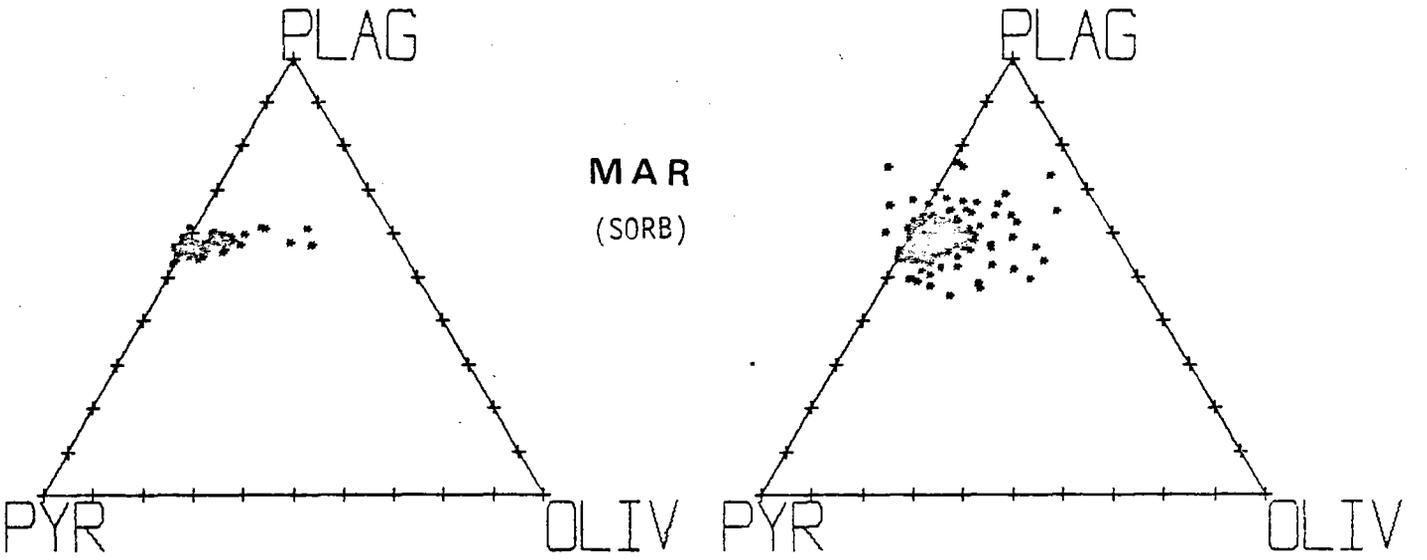
- o olivine
- ▷ plagioclase
- X pyroxène
- + quartz

X=FEO/MO Y=PI/AFES NFM.

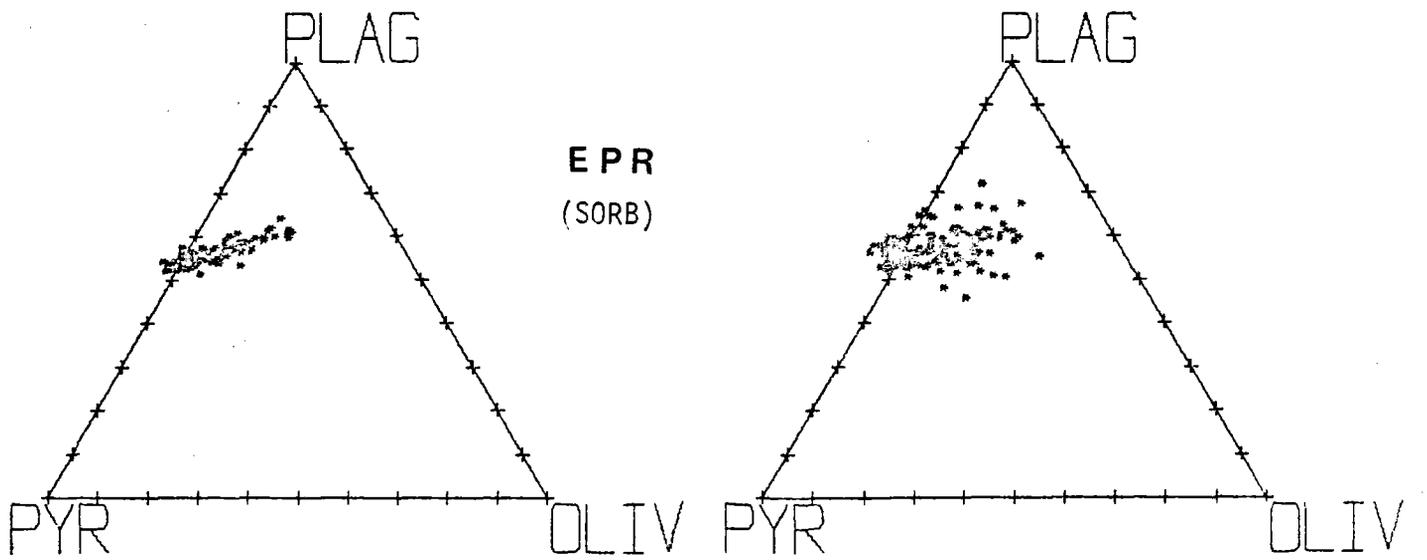
PLANCHE 35



MAR
(OSORB)



MAR
(SORB)



EPR
(SORB)

Verres pondérés

Roches totales

Diagrammes olivine-plagioclase-pyroxène-quartz normatifs des verres pondérés et des roches totales MAR et EPR.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEGRE C., MONTIGNY R. & BOTTINGA Y., 1973 .- Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de gènes. *Bull. Soc. Geol. France*, vol. 15, p. 461-477.
- ANDERSEN O., 1915 .- The system anorthite-forsterite-silice. *Am. J. Sci.*, vol. 39 (4ème série), p. 407-454.
- ANDERSON A.T., 1975 .- Some basaltic and andesitic gases. *Rev. Geophys. Space Phys.*, vol. 13, p. 37-56.
- ANDERSON D.L. & SAMMIS C., 1970 .- Partial melting in the upper mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 3, p. 41.
- ANDERSON R.N. & SCLATER J.G., 1972 .- Topography and evolution of the East Pacific Rise between 5°S and 20°S. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 14, p. 433-441.
- ARCULUS R.J., 1979 .- Silica activity and the classification of alkalic and tholeiitic basalts. *American Mineralogist.*, 64, p. 436-439.
- ARCYANA, 1975 .- Transform fault and rift valley from bathyscaphe and diving saucer. *Sci.*, vol. 190, n° 4210, p. 108-116.
- ARTH J.G., 1976 .- Behavior of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. USGS*, vol. 4, n° 1, p. 41-47.
- ATWATER T., 1970 .- Implications of plate Tectonics for the Genozoic tectonic evolution of western North America. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 81, p. 3513-3536.
- AUMENTO F., 1967 .- Magmatic evolution on the Mid-Atlantic Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 2, p. 225-230.
- AUMENTO F., 1968 .- The Mid-Atlantic Ridge near 45°N II. Basalts from the area of Confederation Peak. *Can J. Earth Sci.*, vol. 5, p. 1-21.
- AUMENTO F., 1969 .- Diorites from the Mid-Atlantic Ridge at 45°N, *Sci.*, vol. 165, p. 1112.
- BALLARD R.D., BRYAN W.B., HEITZLER S.R., KELLER G., MOORE J.G. & Von ANDEL T.J., 1975 .- Manned submersible observations in the FAMOUS area : Mid-Atlantic Ridge. *Sci.*, vol. 190, p. 103-108.
- BALLARD R.D. & Von ANDEL T.H., 1977 .- Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat. 36°50'N on the Mid-Atlantic Ridge. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 88, p. 507.

- BARAGAR W.R.A., PLANT A.G., PRINGLE G.J. & SCHAU M., 1977 .- Petrology and alteration of selected units of Mid-Atlantic Ridge basalts sampled from sites 332 and 335, DSDP, *Can. J. Earth Sci.*, vol. 14, p. 837.
- BASS M.N., 1970 .- Variable abyssal basalt populations and their relation to sea-floor spreading rates: *Earth and Plan. Sci. Lett.*, vol. 11, p. 18.
- BATIZA R., 1978 .- Geology, pétrology and géochimistry of Island Tortuga, a récently formed tholeiitic island in the Gulf of Californie. *Géol. Soc. Am. Bull.*, vol. 89, p. 1309-1324.
- BATIZA R., ROSENDAHL B.R. & FISHER R.L., 1977 .- Evolution of oceanic crust 3) Petrology and chemistry of basalts from the East-Pacific Rise and the Siqueiros transform fault. *J. Geophys. Res.*, 81-2, p. 265.
- BENCE A.E., & TAYLOR S.R., 1977 .- Petrogenesis of Mid-Atlantic Ridge basalts at DSDP Leg 37, holes 332A and 332B from major and trace elements geochemistry; Init. Rept. DSDP Leg 37, *US Gov. Printing Office, Washington, DC.*, p. 705-710.
- BENDER J.F., HODGE F.N. & BENCE A.E., 1978 .- Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area : experimental study from 0 to 15 k.bars. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 41, p. 277-302.
- BOGDANOV Y.A. & PLOSHKO V.V., 1967 .- Magmatic and metamorphic rocks of the Romanche trench, *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, vol. 177, p. 909-912.
- BOTTINGA Y. & ALLEGRE C.J., 1973 .- Termal aspects of sea-floor spreading and the nature of the oceanic crust. *Tectonophysics*, vol. 18, p. 1-17.
- BOTTINGA Y. & ALLEGRE C., 1976 .- Geophysical, petrological and geochemical models of the oceanic lithosphere. *Tectonophysics*, vol. 32, p. 9-59.
- BOUGAULT H., CAMBON P., CORRE O., JORON J.L. & TREUIL M., 1979 .- Evidence for variability of magmatic processes and upper mantle heterogeneity in the axial region of the Mid-Atlantic ridge near 22° and 36°N. *Tectonophysics*, vol. 55, p. 11-34.
- BOUGAULT H. & HEKINIAN R., 1974 .- Rift valley in the atlantic ocean near 36°50'N : petrology and geochemistry of basaltic rocks. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, vol. 24, p. 249.
- BOWEN N.L., 1914 .- The ternary system : diopside-forsterite-silica. *Am. J. Sci.*, série 4, vol. 38, p. 207-264.
- BOWEN N.L., 1928 .- The evolution of Igneous rocks. *Princeton Univ. Press, Princetown, New Jersey.*

- BOYD F.R., 1973 . - A pyroxene geotherm. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 37, p. 2533-2546.
- BROOKS C.K., 1976 .- The Fe_2O_3/FeO ratio of basalt analyses : an appeal for a standardized procedure. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, vol. 25, p.117.
- BRYAN W.B. & MOORE J.G., 1977 .- Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near lat. $36^{\circ}49'N$. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 88, p. 556.
- BRYAN W.B. & THOMPSON G., 1977 .- Basalts from DSDP Leg 37 and the FAMOUS area : compositional and petrogenetic comparisons. *Can J. Earth Sci.*, vol. 14, p. 875.
- BRYAN W.B., THOMPSON G. & MICHAEL P.M., 1978 .- Compositional variation in a steady-state zoned magma chamber : Mid-Atlantic Ridge at $36^{\circ}50'N$. *Tectonophysics*. (in press).
- BRYAN W.B., THOMPSON G., FREY F.A. & DICKEY J.S., 1976 .- Inferred geologic settings and differentiation in basalts from the Deep Sea Drilling Project. *J. Geophys. Res.*, vol. 81, p.4285-4304.
- BYERLY G.R., MELSON W.G., NELEN J.A. & JAROSEWICH E., 1977 .- Abyssal basaltic glasses as indicators of magma compositions. *Smithson. contrib. Earth Sci.* vol. 19.
- CAMPBELL I.H., ROEDER P.L. & DIXON J.M., 1978 .- Plagioclase buoyancy in basaltic liquid as determined with a centrifuge furnace. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 67, p. 369-377.
- CAMPSIE J., BAILEY J.C., RASMUSSEN M. & DITTMER F., 1973. - Chemistry of tholeiites from the Reykjanes Ridge and Charlie Gibbs fracture zone. *Nat. Phys. Sci.*, vol. 244, p. 71.
- CANN J.R., 1968 .- Geological processes at Mid ocean Ridge crests. *Geophys. J. Roy Astr. Soc.*, vol. 15.
- CANN J.R., 1971 .- Major element variations in ocean floor basalts. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, série A 268, p. 495-505.
- CAWTHORN R.G., 1975 .- Degrees of melting in mantle diapirs and the origin of ultrabasic liquids. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 27, p.113.
- CHASE C.G., 1972 .- The N-plate problem of plate tectonics. *Geophys. J. Roy Astr. Soc.*, vol. 29, p. 117.
- CHRISTENSEN N.I. & SALISBURY M.H., 1975 .- Structure and constitution of the lower oceanic crust. *Rev. Geophys. Space phys.*, vol. 13 -1, p.57.

- CLARK S.P. & RINGWOOD A.E., 1964 .- Density distribution and constitution of the mantle. *Rev. Geophys. Space Phys.*, vol. 2, p. 35-68.
- CLARK S.P., 1966 .- Handbook of Physical Constants. *Geol. Soc. Am. Mem.*, vol. 97, p. 75-96.
- CLARK J.G. & DYMOND J., 1977 .- Geochronology and petrochemistry of Easter and Sola y Gomez Islands : Implications for the origin of the Sola y Gomez ridge. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 2, p. 29.
- COISH R.A. & TAYLOR L.A., 1979 .- The effects of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP Leg 34 basalt : a microprobe study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 42, p. 389-398.
- CORLISS J.B., 1970 .- Mid-Ocean Ridge basalts. *Ph. D. thesis, Scripps Inst. Oceanographer, La Jolla, California.*
- DALY R.A., 1933 .- Igneous rocks and the depths of the earth. *New York, London, Mac Grow-Hill.*
- DAWSON K.R. & MAXWELL J.A., 1958 .- Identification of plagioclase by fusion technique. *Can. Mineral. Petrol.*, vol. 6, p. 390-394.
- DELANEY J.R., MUENOW D.W. & GRAHAM D.G., 1978 .- Abundance and distribution of water, carbon and sulfur in the glassy rims of submarine pillow basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 42, p. 581-594.
- DEWEY J.F. & BIRD J.M., 1971 .- Origin and emplacement of the ophiolite suite : Appalachian ophiolites in New foundland. *J.G.R.*, vol.76, p. 3179-3206.
- DEWEY J.F. & KIDD W.S.F., 1977 .- Geometry of plate accretion. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 88, p. 960-968.
- DICKEY J.S., Jr., FREY F.A., HART S.R., WATSON E.B. & THOMPSON G., 1977 .- Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouvet triple junction, South-atlantic. *Geochim. & Cosmochim. Acta.*, vol. 41, p. 1105-1118.
- DIMITRIEV L. & AUMENTO F., 1976 .- Geochemical characteristics and evolution of basalts from DSDP, site 332. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 14, p.899.
- DON HERMES O. & SCHILLING J.G., 1976 .- Olivine from Reykjanes Ridge and Iceland tholeiites, and its significance to the two-mantle source model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 28, p. 345.

- DUNGAN M.A. & RHODES J.M., 1978 .- Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP, Legs 45 & 46 : Evidence for magma mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 67, p. 417.
- ENGEL A.E.J. & ENGEL C.G., 1964 .- Igneous rocks of the East Pacific Rise. *Science*. vol. 146 - 3643, p. 477.
- ENGEL A.E.J. & ENGEL C.G., 1964 .- Composition of basalts from the Mid-Atlantic Ridge. *Science*, vol. 144, p. 1330-1333.
- ENGEL A.E.J., ENGEL C.G. & HAVENS R.G., 1965 .- Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol.76, p. 719.
- ENGEL C.G. & CHASE T.E., 1965 .- Composition of basalts dredged from seamounts of the west coast of Central America. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, vol. 525c, p. 161.
- EVANS B.W. & WRIGHT T.L., 1972 .- Composition of liquidus chromite from the 1959 (Kilauea Iki) and 1965 (Makaopuhi) eruptions of Kilauea volcano, Hawaii. *Am. Mineral.*, vol. 57, p. 217-230.
- FABRIES J., 1979 .- Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Can. Mineral. Petrol.*, vol. 69, p. 329-336.
- FINGER L.W., 1972 .- The uncertainty in the calculated ferric iron content of a microprobe analysis. *Ann. Rep. Director Geophys. Lab. Year Book*, vol. 71, p. 600-603.
- FISHER R.L., 1977 .- Evolution of oceanic crust.3) Petrology and chemistry of basalts from the East Pacific Rise and the Siqueiros transform fault. *J. Geophys. Res.*, vol. 81 -2, p. 265.
- FODOR R.V., HUSLER J.W. & KUMAR N., 1977 .- Petrology of volcanic rocks from an aseismic rise : implications for the origin of the rio grande Rise, south atlantic ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.35,p.225.
- FORBES R.B., DUGDALE R.G., KATSURA T., MATSUMOTO H. & HARAMURA H., 1969 .- Dredged basalt from Giacomini seamount. *Science*, vol. 221, p. 849.
- FORBES R.B. & HOSKIN C.M., 1969 .- Dredged trachyte and basalt from Kodiak seamount and the adjacent Aleutian Trench Alaska. *Science*, vol. 166, p. 502.
- FOWLER C.M.R., 1976 . Crustal structure of the Mid-Atlantic Ridge crest at 37°N. *Geophys. J. Roy Astr. Soc.*, vol. 47, p. 459-491.

- FOWLER C.M.R., 1978 .- The Mid-Atlantic Ridge : structure at 45°N. *Geophys. J. Roy Astr. Soc.*, vol. 54, p. 167-183.
- FREY F.A., BRYAN W.B. & THOMPSON G., 1974 .- Atlantic ocean floor : geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep Sea Drilling project. *J. Geophys. Res.*, vol. 79 -35, p. 5507.
- FURNES H., 1975 .- Experimental palagonitization of basaltic glasses of varied compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 50, p. 105.
- GREEN D.H., 1973 .- Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under watersaturated and waterundersaturated conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 19, p. 37.
- GREEN D.H. & RINGWOOD A.E., 1967 .- The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 15, p. 103-190.
- GREEN D.H. & RINGWOOD A.E., 1970 .- Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions. *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol.3, p. 359.
- GUNN B.M., 1971 .- Trace element partition during olivine fractionation of Hawaiian basalts. *Chem. Geol.*, vol. 8, p. 1-13.
- HARRIS P.G., 1957 .- Zone refining and the origin of potassic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 12, p. 195-208.
- HART R.A., 1970 .- Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 9, p. 269-279.
- HART R.A., 1973 .- A model for chemical exchange in the basalts-seawater system of oceanic layer II. *Can. J. Earth Sci. Lett.*, vol. 10, p. 799-816.
- HEKINIAN R., 1971 .- Chemical and mineralogical difference between abyssal hill basalt and ridge tholeiites in the eastern pacific ocean. *Marine Geol.*, vol. 11, p. 77-91.
- HEKINIAN R. & AUMENTO F., 1973 .- Rocks from the Gibbs fracture zone and the Minia seamount near 53°N in the Atlantic ocean. *Marine Geol.*, vol. 14, p. 47.
- HEKINIAN R., MOORE J.G. & BRYAN W.B., 1976 .- Volcanic rocks and processes of the Mid-Atlantic Ridge rift valley near 36°49'N. *Contrib. Mineral. Petrol.* vol. 58, p. 83-110.
- HEKINIAN R. & MOREL J.M. Petrology of rocks from the East Pacific Rise near 9°N compared to other ocean floor volcanic provinces. *In Initial*

Rep. of the DSDP, vol. LIV. (in press).

- HENSEN B.J., 1972 .- Pyroxenes and garnets as geothermometers and geobarometers. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, vol. 72, p. 527.
- HERRON E.M., 1972 .- Sea floor spreading and the Cenozoic history of the East-Central Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 83, p. 1671.
- HERTOGEN J. & GLJBELS R., 1976 .- Calculation of trace element fractionation during partial melting. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 40, p. 313.
- HERTZBERG C.T., 1978 .- Pyroxene geothermometry and geobarometry : thermodynamic evolution of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 42, p. 945-957.
- HESS H.H., 1964 .- Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *Nature*, vol. 203, p. 4945.
- IRVINE T.N., 1965 .- Chromian spinel as a petrogenetic indicator I. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 2, p. 648-672.
- IRVINE T.N., 1967.- Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 4, p. 71-103.
- IRVINE T.N., 1977 .- Definition of primitive liquid compositions for basic magmas. *Geophys. Lab. Year Book, Carnegie Inst.*, vol. 76 , p.454-461.
- ITO K. & KENNEDY G.C., 1974 .- The composition of liquids formed by partial melting of eclogites at high temperatures and pressures. *J. Geol.*, vol. 82, p. 383.
- JACKSON E.D., 1969 .- Chemical variation in coexisting chromite and olivine in the chromitite zone of the Stillwater complex. *Econ. Geol. Mon.*, vol. 4, p. 41-71.
- JORON J.L., BOUGAULT H., TREUIL M. & ALLEGRE C.J., 1976 .- Etude géochimique des roches magmatiques de la zone FAMOUS et de l'archipel des Açores. *Bull. Soc. Geol. France XVIII*, vol. 4, p. 811.
- KAY R., HUBBARD N.J. & GAST P.W., 1970 .- Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, vol. 75- 8, p.1585.
- KUDO A.M. & WEILL D.F., 1969 .- An Igneous plagioclase thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 25, p. 52.
- KUSHIRO I., 1963 .- The system diopside - forsterite- enstatite. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, p. 101-108.
- KUSHIRO I., 1973 .- Origin of some magmas in oceanic and circum oceanic region. *Tectonophysics*, vol. 17, p. 211-222.
- KUSHIRO I. & SCHAIRER J.F., 1963 .- New data on the system diopside - for-

- terite - silica. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, vol. 62, p. 95-103.
- LANGMUIR C.H., BENDER J.F., BENICE A.E., HANSON G.N. & TAYLOR S.R., 1977 .- Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area : Mid-Atlantic Ridge *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, p. 133-156.
- LEBAS M.J., 1962 .- The role of aluminum in igneous clinopyroxènes with relation to their parentage. *Am. Journ. of Sci.*, vol. 260, p. 267-288.
- LE DOUARAN S., 1979 .- Caractéristiques structurales et géophysiques de la dorsale médio-atlantique de 10° à 50° de latitude Nord. *Thèse, Centre Océanologique de Bretagne.*
- LEEMAN W.P. & SCHEIDEGGER K.F., 1977 .- Olivine/liquid distribution coefficients and a test for crystal-liquid equilibrium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 35, p. 247-257.
- LE PICHON X., 1968 .- Sea-floor spreading and continental drift. *JGR*, vol. 73, p. 3661.
- LE PICHON X., 1969 .- Models and structure of the oceanic crust. *Tectonophysics*, vol. 7, p. 385-401.
- LOPEZ M.M., PEREZ J.R., URRUTIA J.F., PAL S. & TERRELL D.J., 1978 .- Geochemistry and petrology of some volcanic rocks dredged from the Gulf of California. *Geochemical J.*, 12, p. 127-132.
- LUDWIG W.J., HAFE J.E. & DRAKE C.L., 1970 .- Seismic refraction. In : A.E. Maxwell (Editeur), *The Sea, Wiley, New York*, vol. 4 (1); p.53-84.
- MAALOE S. & AOKI K.I., 1977 .- The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 63, p. 161-173.
- Mc. BIRNEY A.R. & GASS I.G., 1967 .- Relations of oceanic volcanic rocks to Mid-Oceanic Rises and heat flow. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 2 p. 265.
- Mc. DONALD K.C., 1977 .- Near-botton magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge near lat. 37°N. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 88, p. 541-555.
- MELSON W.G., AUMENTO F. & SHIPBOARD PARTY, 1974 .- Deep Sea Drilling Project Leg 37; the volcanic layer, *Geotimes*, vol. 19, p. 16-19.
- MELSON W.G., VALLIER T.L., WRIGHT T.L., BYERLY G. & NELEN J., 1976 .- Chemical diversity of volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian Ocean sea-floor spreading centers, in : *Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margins. Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, vol. 19, p. 351.

- MELSON W.G., BYERLY G.R., NELEN J.A., O'HEARN T., WRIGHT T.L. & VALLIER T., 1977 .- A catalog of the major element chemistry of abyssal volcanic glasses. *Smithson. contrib. Earth Sci.*, vol. 19, p. 31.
- MERCIER J.C. & CARTER N.L., 1975 .- Pyroxene geotherms. *JGR.* vol. 80, n° 23, p. 3349-3362.
- MEVEL C. & VELDE D., 1976 .- Clinopyroxenes in mesozoic pillow lavas from the french Alps : Influence of cooling rate on compositional trends. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 32, p. 158-164.
- MINSTER J.B., JORDAN T.H., MOLNAR P. & HAINES E., 1974 .- Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. *Geophys. J. Roy Astr. Sci.*, vol. 36, p. 541-576.
- MIYASHIRO A., SHIDO F. & EWING M., 1969 .- Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N latitude. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 23, p. 38.
- MIYASHIRO A., SHIDO F. & EWING M., 1970 .- Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from Mid-oceanic Ridges. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 7, p. 361-365.
- MIYASHIRO A., SHIDO F. & EWING M., 1969 .- Petrology of the Mid-Atlantic ridge near 24° north latitude. *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 50, p. 353.
- MOORE J.G., 1970 .- Water content of basalt erupted on the ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, p. 272-279.
- MOORE J.G. & CALK L., 1971 .- Sulfide spherules in vesicles of dredged pillow basalt. *Am. Mineral.*, vol. 56, p. 476.
- MOORE J.G. & SCHILLING J.G., 1973 .- Vesicles, water and sulfur in Reykjanes ridge basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 41, p. 105-118.
- MOORE J.G., NORMARK W.R., HESS G.R. & MEYER C.E., 1977 .- Petrology of basalt from the East-Pacific Rise near 21° north latitude. *J. Res. US Geol. Survey*, 5-6, p. 753.
- MOORES E.M. & VINE F.J., 1971 .- The troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust : evolution and implication. *Philos. Trans. R. Soc. London*, vol. A 268, p. 443-466.
- MORGAN W.J., VOGT P.R. & FALLS D.C., 1968 .- Magnetic anomalies and sea-floor spreading on the Chile Rise. *Nature*, vol. 222, p. 137-142.
- MORI T., 1977 .- Geothermometry of spinel lherzolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 59, p. 261-279.

- MUIR I.D. & TILLEY C.E., 1964 .- Basalts from the northern part of the rift zone of the mid-Atlantic ridge. *J. Petrol.*, vol. 5, p. 409-434.
- MUIR I.D. & TILLEY C.E., 1966 .- Basalts from the northern part of the mid-Atlantic ridge, part II. *J. Petrol.*, vol. 7, p. 193-201.
- MUTSCHLER F.E., ROUGON D.J. & LAVIN O.P. : Petros, 1976 .- A data bank of major element chemical analysis of igneous rocks for research and teaching. *Computers and Geoscience*, vol. 2, p. 51-57.
- NASON R.D. & LEE W.H.K., 1962 .- *Nature*, vol. 196, p.975.
- NICHOLLS G.D., 1965 .- Basalts from the deep ocean floor. *Mineral. Mag.* 34.
- NICHOLLS G.D., NALWALK A.J. & HAYS E.E., 1964 .- The nature and composition of rock samples dredged from the Mid-Atlantic ridge between 22°N and 52°N, *Marine Geol.*, vol. 1, p. 333.
- NISBET E.G. & FOWLER C.M.R., 1978 .- The Mid-Atlantic ridge at 37° and 45° N, some geophysical and petrological constraints. *Geophys. J. Roy Astr. Sci.*, vol. 54, p. 631-660.
- NISBET E. & PEARCE J.A., 1973 .- TiO₂ and a possible guide to past oceanic spreading rates. *Nature*, vol. 246, p. 468, 470.
- NOCKOLDS S.R., 1954 .- Average chemical compositions of some igneous rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 65, p. 1007-1032.
- OHNENSTETTER D. & OHNENSTETTER M., 1976 .- Modèle de fonctionnement d'une ride médio-océanique à partir de l'étude pétrologique des ophiolites corses. *Bull. Soc. Geol. France*, vol. 7, tome XVIII, n°4, p.889-894.
- ORCUTT J.A., KENNETT B.L.N., DORMAN L.M. & PROTHERO W.A., 1975. - Evidence for a low velocity zone underlying a fast spreading rise crest. *Nature*, vol. 256, p. 475.
- PAPIKE J.J. & CAMERON M., 1976 .- Crystal chemistry of silicate minerals of geophysical interest. *Rev. Geophys. Space Phys.*, vol. 14- 1, p.37.
- PARKER R. & OLDENBURG D., 1973 .- Thermal model of oceanic ridge. *Nature*, vol. 242, p. 137-139.
- PASTER T.P., 1968 .- Petrologic variations within submarine basalt pillows of the South Pacific-Antartic Ocean, Ph.D.Dissertation, Florida State University.
- POLDERVAART A. & PARKER A.B., 1964 .- The crystallization index as a parameter fo igneous differentiation in binary variation diagrams.

- PRESNALL D.C., 1976 .- Aluminium content of enstatite as a geobarometer for plagioclase and spinel lherzolites. *Am. Mineral.*, vol. 61, p. 582-588.
- PRESNALL D.C., DIXON J.R., O'DONNELL T.H. & DIXON S.A., 1979 .- Generation of mid-ocean ridge tholeiites. *J. Petrology*, 20, n°1, p. 3-35.
- RAMBERG H., 1972 .- Mantle diapirism and its tectonic and magmatic consequences. *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 5, p. 45-60.
- REA D.K. & SCHEIDEGGER K.F., 1979 .- Eastern pacific spreading rate fluctuation and its relation to pacific area volcanic episodes. *J. Volcanol. Geotherm. R.*, vol. 5, p. 135-148.
- REAY A., & HARRIS P.G., 1964 .- The partial fusion of peridotite. *Bull. Volcanol.*, vol. 27, p. 115-127.
- RHODES J.M., DUNGAN M.A., BLANCHARD D.P. & LONG P.E., 1979 .- Magma mixing at mid-ocean ridges : Evidence from basalts drilled near 22°N on the mid-Atlantic ridge. *Tectonophysics*, vol. 55, p. 35-61.
- ROEDER P.L., CAMPBELL I.H. & JAMIESON H.E., 1979 .- A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 68; p. 325-334.
- ROEDER P.L. & EMSLIE R.F., 1970 .- Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 29, p. 275-289.
- ROEDER P.L., DIXON J.M. & CAMPBELL I.H., 1977 .- Plagioclase flotation and lunar crust formation. *Geology*, vol. 5, p. 712.
- ROSENDAHL B.R., 1976 .- Evolution of oceanic crust : 2) Constraints, implications and inference. *JGR*, vol. 81, n° 29, p. 5305.
- SATO H., 1977 .- Nickel content of basaltic magmas : identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, vol. 10, p. 113-120.
- SCHEIDEGGER K.F., 1973 .- Temperatures and compositions of magmas ascending along mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, vol. 78 -17, p. 3340.
- SCHILLING J.G., 1973 .- Iceland mantle plume : Geochemical evidence along Reykjanes ridge. *Nature*, vol. 242 - 5400, p. 565.
- SCHRADER E.L. & FURBISH W.J., 1979 .- Mineralogy and Geochemistry of ore minerals from basalt related to spreading centers of the Eastern Pacific with speculations on ore forming processes.
- SCHWEITZER E.L., PAPIKE J.J. & BENICE A.E., 1979 .- Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist.*, vol. 64, p. 501-513.

- SCLATER J.G. & FRANCHETEAU J., 1970 .- The implications of terrestrial heat flow observation on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. *Geophys. J. Roy Astr. Soc.*, vol. 20, p. 509-542.
- SHIBATA T., 1976 .- Phenocryst-bulk rock composition relations of abyssal tholeiites and their petrogenetic significance. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 40, p. 1407.
- SHIBATA T., DELONG S.E. & WALKER D., 1979 .- Petrology and fractionation of abyssal tholeiites from the oceanographer fracture zone (35°N, 35°W). (*in press*).
- SHIBATA T. & FOX P.J., 1975 .- Fractionation of abyssal tholeiites : samples from the oceanographer fracture zone (35°N, 35°W). *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 27, p. 62.
- SHIDO F. , MIYASHIRO A. & EWING M., 1971 .- Crystallization of abyssal tholeiites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 31, p. 251.
- SHIDO F. & MIYASHIRO A., 1973 .- Compositional difference between abyssal tholeiites from north and south of the Azores on the mid-Atlantic ridge. *Nature, Physc. Sci.*, vol. 245, n° 143, p. 59-60.
- SIGURDSSON H. & SCHILLING J.G., 1976 .- Spinel in Mid-Atlantic ridge basalts : chemistry and occurrence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 29, p.7.
- SIGVALDASON G.E., STEINTHORSSON S., ORKARSSON N. & IMSLAND P., 1976 .- The simultaneous production of basalts, enriched and depleted in large lithophilic trace ions (LIL), within the same fissure swarms in Iceland. *Bull. Soc. Geol. France XVIII*, vol. 4, p. 863.
- SLEEP N.H., 1975 .- Formation of oceanic crust : some thermal constraints. *JGR*, vol. 80, n° 29, p. 4037-4042.
- SUBBARAO K.V. & HEKINIAN R., 1970 .- Alkali-enriched rocks from the Central Eastern Pacific ocean. *Contrib. N°527 of the Departement Sci., Centre Océanologique de Bretagne*.
- TALWANI M., LE PICHON X. & EWING M., 1965 .- Crustal structure of the mid-oceanic ridges. 2) Computed model from gravity and seismic refraction data. *J. Géophys. Res.*, vol. 70, p. 341-352.
- TAPPONNIER P. & FRANCHETEAU J., 1977 .- Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly-accreting plate boundaries. *Contrib. n°491 du département Scientif., Centre Océanologique de Bretagne*.
- THOMPSON R.N., 1973 .- Titanian chromite and chromian titanomagnetite from a Snake River plain basalt, a terrestrial analogue to lunar spinels. *Am. Mineral.*, vol. 58, p. 826-830.

- TREUIL M. & VARET J., 1973 .- Critères volcaniques, pétrologiques et géochimiques de la g n se et de la différenciation des magmas basaltiques : Exemple de l'Afar. *B.S.G.F.* XV n  5-6.
- VINE F.J. & MATTHEWS D.H., 1963 .- Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, vol. 199, n  4897.
- WALKER D. & HAYS J.F., 1977 .- Plagioclase flotation and lunar crust formation. *Geology*, vol. 5, p. 425 -8.
- WALKER D., SHIBATA T. & DELONG S.E. - Fractionation and mixing in oceanographer fracture zone basalts. (in press).
- WHITE W.N. & SCHILLING J.G., 1978 .- The nature and origin of geochemical variation in mid-Atlantic ridge basalts from the Central north atlantic. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 42, p. 1501-1516.
- WILSHIRE H.G. & JACKSON E.D., 1975 .- Problems in determining mantle geotherms from pyroxene composition of ultramafic rocks. *J. Geol.*, vol. 83, p. 313-329.
- WYLLIE P.J., 1970 .- Ultramafic rocks and the upper mantle. *Mineral. Soc. Am. Spec. Pap.*, vol. 3, p. 3-32.
- YODER H.S., STEWART D.B. & SMITH J.R., 1957 .- Feldspars. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, vol. 56, p. 206-214.
