



**I/ Etude géologique des Monts Roumpi : un ensemble
plutonique et volcanique de la "Ligne du Cameroun".
II/ Données pétrologiques sur les néphélinites du Mont
Etinde (Cameroun)**

Charles Nkoumbou

► To cite this version:

Charles Nkoumbou. I/ Etude géologique des Monts Roumpi : un ensemble plutonique et volcanique de la "Ligne du Cameroun". II/ Données pétrologiques sur les néphélinites du Mont Etinde (Cameroun). Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 1990. Français. NNT : 1990NAN10460 . tel-01754364

HAL Id: tel-01754364

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01754364>

Submitted on 30 Mar 2018

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

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



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

Université de Nancy I
Centre de Recherches Géosciences et Matériaux
Laboratoire de Pétrologie

THESE

présentée à l'Université de Nancy I
pour l'obtention du titre de Docteur de l'Université de Nancy I
Spécialité Géologie
(Minéralogie-Pétrologie-Géochimie-Géochronologie)

par

Charles NKOUMBOU



1. Etude Géologique des Monts Roumpi:
un ensemble plutonique et volcanique de la
"Ligne du Cameroun".

2. Données pétrologiques sur les néphélinites
du Mont Étinde (Cameroun).

Soutenue publiquement le 2 juillet 1990 devant la commission d'examen composée de :

G. ROCCI,	Université de Nancy I,	Président, Rapporteur
D. VELDE,	Université de Paris VI,	Directeur de Thèse
B. DÉRUELLE,	Université de Paris VI,	Directeur de Thèse
R. BLACK,	C.N.R.S., Université de Paris VI	Rapporteur
P. BARBEY,	Université de Nancy I,	Examineur
D. SOBA,	I.R.G.M., Yaoundé	Examineur
F. WALGENWITZ,	S.N. Elf Aquitaine, Pau.	Invité

ELF - SEREPCA



SNEA(P)

A mon Père, MBWINA Robert (1904 - 1980).

Toute sa vie, il a travaillé, il a toujours réfléchi pour l'épanouissement de la société. Ses nombreux amis admirent encore son ingéniosité, son dynamisme, son humour et sa qualité humaine. A ma connaissance, il n'a participé à aucune dispute. Pourtant, il n'était pas aveugle face aux imperfections humaines ; il gardait toujours une approche constructive de tous les problèmes, il était obstiné à les résoudre malgré les obstacles. Il avait l'esprit ouvert, capable de pressentir et d'enrayer de nombreuses difficultés à leur source. Pour vous assurer que les lignes précédentes traduisent, outre un amour filial, une reconnaissance à tous ceux qui œuvrent pour le bien de tous, je vous convie à lire la lettre ci-dessous :

From Mr. Mbwina Robert,
Hausa Quarters,
Kumba-Meme Division.

25th July, 1979.

The Senior Divisional Officer, i/o.,
Kumba - Meme Division,

Sir,

SUBJECT: FAST DISAPPEARANCE OF OUR LINGUISTIC IDENTITY CONNECTEDLY
WITH THE PRESENT GENERATION OF OUR CHILDREN. IMMEDIATE
RECOVERY IS NOT ONLY NECESSARY BUT ALSO IMPERATIVE. ELSE
THE PRIDE OF A PEOPLE WHICH IS THEIR LANGUAGE WILL CEASE
TO BE. YIELDING PLACE TO ENGLISH AND FRENCH.

Looking at the fast disappearance of the knowledge of our native languages on both spoken and written basis among our children of our present generation; I am emotionally compelled to air my views to your honour our guiding and illustrious young administrator, the Senior Divisional Officer incharge of Kumba-Meme Division, to put it to the higher authorities of National education to include the teaching of our vernacular languages in the school curriculum just as tribally as we have schools in our seven provinces.

If this is not done we may regret at last when none of our children can any longer speak or write our native languages except English and French. What an absurdity then.

This I suggest can be taught at the earliest stage in all the Primary schools from infants one and two while English and French can be taught from class one to seven.

While soliciting in anticipation of your honours most esteemed co-operation and immediate action,

I remain,

Yours most obediently

JURRAT: That the above noble ideal has been to good 75-year old idealist who understandably accepted same as his concept, true and correct vide fee paid per Receipt No. U18/70/AC for 2 copies prepared and typed at his request on this 25th day of July, 1979, by U.I.B., Kumba.
Regd. No. 4650-Bues.



AVANT-PROPOS

C'est en 1985, alors que j'étais étudiant en 1ère année de Doctorat à la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé (D.E.A.), que l'étude de la région des Monts Roumpi me fut proposée comme thème de Thèse de Doctorat de 3^e cycle de cette Université par M. Déruelle Bernard, alors Maître de Conférences au Département des Sciences de la Terre, en accord la Direction Exploration de la Société Elf Serepca (Douala) représentée par MM. Cassat et Coajou.

En Décembre 1986, le sujet a été retenu pour la préparation d'une Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy I et une bourse d'étude de la coopération française m'a été accordée. De décembre 1986 à septembre 1987, le travail s'est déroulé au Laboratoire de Pétrologie (Directeur Pr. G. Rocci) de l'Université de Nancy I. A partir d'octobre 1987, celui-ci s'est poursuivi au Laboratoire de Pétrologie Minéralogique (Directeur Mme le Pr. D. Velde) de l'Université Pierre et Marie Curie à Paris.

Travaux de terrain

En 1985 et 1986, trois campagnes de terrain représentant un total de trois mois ont été effectuées dans les Monts Roumpi et ont permis le levé cartographique au 1/50.000. Les deux premières campagnes ont été faites avec la collaboration de mon camarade de promotion Mouafo Lucas. En décembre 1987, janvier 1988 et en janvier 1989, trois nouvelles campagnes, dont la première en collaboration avec mon ami Emmanuel Njonfang (E.N.S. de Yaoundé), ont permis de prélever des séries d'échantillons destinés aux datations radiochronologiques. Ces campagnes de terrain ont été prise en charge par la société Elf Serepca. La Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé (Doyens Prs. G. Valet, puis L. Sodengam) a mis à notre disposition une voiture tout terrain pour deux campagnes de terrain et a pris en charge le transport aérien des échantillons de Yaoundé à Paris.

Les principales difficultés rencontrées sur le terrain sont liées aux conditions climatiques (pluies durant toute l'année). Les risques d'infections filariennes à la suite de piqûres d'insectes ou lors de traversées des cours d'eau importants sont réels. En outre, les populations locales étant par nature méfiantes et très réticentes à guider des étrangers dans leur région, il a fallu une note d'introduction obtenue auprès des autorités administratives et même se faire annoncer. Hedberg (1969) écrit à ce propos : "Field work in the West Camerounian jungle, without the blessings of the Prime Minister, the many District Commissioners and Chiefs of the various *countries* and *lands* is impossible". L'espacement des villages impose le plus souvent des nuits en forêt qui abrite de nombreux animaux réputés dangereux : éléphants, léopards, serpents...

Travaux de laboratoire

Les travaux de laboratoire ont été successivement menés au Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé (sous la direction de B. Déruelle), au Laboratoire de Pétrologie du Centre de Recherches Géosciences et Matériaux de l'Université de Nancy I (sous la direction de G. Rocci et P. Barbey) et au Laboratoire de Pétrologie Minéralogique de l'Université Pierre et Marie Curie à Paris (sous la direction de D. Velde et de B. Déruelle, actuellement au Laboratoire de Magmatologie et Géochimie Inorganique et Expérimentale du même établissement). Toutes les datations géochronologiques ont été prises en charge par la société Elf Serepca (Directeurs d'exploration : D. Pélerin, puis F. Chapelle) et ont été obtenues au Laboratoire de Géologie de la Société Nationale Elf Aquitaine (production) à Pau (Responsable F. Walgenwitz). Les analyses des minéraux et des roches totales ont été financées (en France) par le Ministère de la Coopération dans le cadre de la bourse d'études.

L'étude du substratum métamorphique a bénéficié des commentaires de J. Macaudière (Ecole Supérieure de Géologie de Nancy), l'étude géochronologique, de ceux de L. Latouche (Muséum d'Histoire Naturelle de Paris) et de Soba Djallo (Directeur de l'Institut de Recherches Géologiques et Minières du Cameroun). Des discussions avec C. Moreau (Université de Clermont Ferrand II) ont apporté de la clarté à la pétrologie des roches plutoniques. Les conseils, les programmes de modélisation des processus magmatiques et les

lectures critiques de B. Villemant et l'assistance de Christine Fléhoc (Laboratoire de Géochimie Comparée et Systématique de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris 6) ont constitué un apport précieux pour l'étude géochimique des différentes séries plutoniques et volcaniques. C. Wagner (Laboratoire de Pétrologie Minéralogique, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6) a fait une lecture critique du chapitre consacré aux micas des roches volcaniques.

En 1988, Mme D. Velde, MM. G. Rocci et B. Déruelle m'ont proposé une étude supplémentaire des néphélinites du Mont Etinde qui constitue la deuxième partie de ce mémoire. Les difficultés analytiques et la complexité des processus de genèse et de différenciation des magmas néphélinitiques ont prolongé mes travaux à Paris de décembre 1989 à juillet 1990.

Remerciements

Du fond du coeur, je remercie le Professeur G. Rocci pour l'attestation qui m'a permis d'obtenir la bourse du gouvernement français, l'accueil dans son laboratoire et les moyens techniques qu'il a mis à ma disposition. Je lui témoigne ma reconnaissance et mon profond respect.

Je remercie Mme le Professeur D. Velde pour m'avoir accueilli dans son laboratoire et m'y avoir fait bénéficier des moyens analytiques disponibles. Je lui exprime ma profonde gratitude pour la rigueur scientifique qu'elle n'a cessé de tenter de m'inculquer et pour ses critiques pertinentes et constructives.

Bernard, les mots sont faibles pour exprimer ma reconnaissance à toi qui as cumulé le rôle d'initiateur, de critique et de coordinateur de mes travaux.

J'ai beaucoup appris auprès du Pr. R. Black qui m'a initié à la géologie structurale, les orogènes et les complexes annulaires africains. Je lui exprime ma profonde gratitude pour avoir accepté de juger ce travail.

Je ne saurais taire ma gratitude au Pr. P. Barbey, au Dr. Soba Djallo.

Je remercie les responsables de la société Elf qui m'ont aidé pendant la réalisation de ce travail, spécialement à M. F. Chappelle à Douala et à M. Walgenwitz à Pau.

La liste des frères et soeurs, des amis et des membres des laboratoires d'accueil et de collaboration est très longue, je prie chacun d'entre eux de se sentir personnellement remercié.

Je suis très sensible au fait que le Ministère de la Coopération (France) m'ait octroyé une bourse d'Excellence pendant la dernière année de préparation de cette thèse.

TABLE DES MATIERES

MONTs ROUMPI

Titres	Pages
1 - Introduction générale	14
1 - 1 Introduction	15
1 - 2 Cadre géographique	18
1 - 3 Cadre géologique	21
2 - Géomorphologie et cartographie	21
2 - 1 Le substratum métamorphique	21
2 - 1 - 1 Les gneiss	21
2 - 1 - 2 Les "gneiss" à silicates calciques	24
2 - 1 - 3 Les amphibolites	24
2 - 1 - 4 Les hornblendites	25
2 - 1 - 5 Les quartzites	25
2 - 2 Les roches plutoniques du substratum	25
2 - 2 - 1 Les "syénites"	25
2 - 2 - 2 Les granites	25
2 - 3 Les formations sédimentaires	26
2 - 3 - 1 Les conglomérats	26
2 - 3 - 2 Les grès	26
2 - 3 - 3 Les schistes argileux	28
2 - 3 - 4 Conclusion sur les formations sédimentaires	28
2 - 4 Les roches plutoniques "ultimes"	28
2 - 4 - 1 Les gabbros	28
2 - 4 - 2 Les microsyénogabbros	29
2 - 4 - 3 Les syénodiorites	29
2 - 4 - 4 Les syénites	29
2 - 4 - 5 Conclusion sur les roches plutoniques "ultimes"	29
2 - 5 Les formations volcaniques	30
2 - 5 - 1 Introduction	30
2 - 5 - 2 Les laves basiques	30
2 - 5 - 2 - 1 Les laves basiques anciennes	30
2 - 5 - 2 - 2 Les laves basiques récentes	33
2 - 5 - 3 Les laves felsiques	33
2 - 5 - 4 Conclusion sur les formations volcaniques	34
3 - Approche structurale des Monts Roumpi	38
3 - 1 Apport de la géophysique	38
3 - 2 Données de télédétection	38
3 - 2 - 1 Apports des documents photosatellites	38
3 - 2 - 2 Apport du document "Mosaic Radar" (East Look)	38
3 - 2 - 3 Interprétation	38
3 - 2 - 4 Conclusion sur l'étude par télédétection	42
3 - 3 Les données de terrain	42
3 - 3 - 1 Les fractures	42
3 - 3 - 2 La foliation	44
3 - 3 - 3 Les plis	44
3 - 3 - 4 Les boudins	44
3 - 3 - 5 conclusion sur les données de terrain	44
4 - Géochronologie et essai de synthèse	46
4 - 1 Géochronologie des Monts Roumpi	46
4 - 1 - 1 Introduction	46
4 - 1 - 2 Procédure analytique	46
4 - 1 - 3 Résultats analytiques	46
4 - 1 - 3 - 1 Le substratum métamorphique	47
4 - 1 - 3 - 2 Le granite lité de Diboki Balue	47

4 - 1 - 3 - 3 Les intrusions plutoniques "ultimes"	47
4 - 1 - 3 - 3 - 1 Le gabbro en dyke de Mokomotombi	47
4 - 1 - 3 - 3 - 2 Les gabbros de Messimba et de Bweme	47
4 - 1 - 3 - 4 Les roches volcaniques	47
4 - 1 - 3 - 4 - 1 Le basalte de Meta Dikome Ngolo	47
4 - 1 - 3 - 4 - 2 Le trachyte à fayalite de Bwembe	50
4 - 1 - 3 - 4 - 3 Le trachyte de Bole Eta	50
4 - 1 - 3 - 4 - 4 La rhyolite hyperalcaline de Mosakoa	50
4 - 1 - 4 Conclusion sur l'étude radiochronologique	51
4 - 2 Essai de synthèse	51
Pétrologie des roches du substratum	
5 - Pétrographie	53
5 - 1 Introduction	53
5 - 2 Le substratum métamorphique	53
5 - 2 - 1 Les gneiss	53
5 - 2 - 1 - 1 Les gneiss à biotite et grenat	50
5 - 2 - 1 - 2 Les gneiss mylonitiques	55
5 - 2 - 1 - 3 Les "gneiss" à silicates calciques	55
5 - 2 - 2 Les amphibolites	57
5 - 2 - 3 Les hornblendites	57
5 - 2 - 4 Les cornéennes	60
5 - 2 - 5 - 1 Récapitulatif	62
5 - 2 - 5 - 2 Le métamorphisme	62
5 - 2 - 5 - 2 - 1 Le métamorphisme de contact	62
5 - 2 - 5 - 2 - 2 Le métamorphisme général	63
5 - 2 - 5 - 2 - 3 Les causes du métamorphisme rétrograde	63
6 - Géochimie du substratum métamorphique	64
6 - 1 Les gneiss à biotite, à biotite et grenat et les gneiss à hornblende et biotite	64
6 - 2 Les "gneiss" à silicates calciques	64
6 - 3 Les hornblendites et les amphibolites	67
6 - 4 Conclusion	67
6 - 5 Paléoenvironnement	67
7 - Roches plutoniques du socle	69
7 - 1 Introduction	69
7 - 2 Les syénites	69
7 - 3 Les granites	71
7 - 3 - 1 Les granites à biotite	71
7 - 3 - 2 Les granites à amphibole et biotite	73
7 - 4 Les microtextures	74
7 - 5 Conclusion	75
8 - Aperçu minéralogique et géochimique des roches plutoniques du substratum	76
8 - 1 Minéralogie	76
8 - 2 Géochimie	79
8 - 2 - 1 Les éléments majeurs	79
8 - 2 - 2 Les éléments en traces	79
8 - 2 - 3 Les terres rares	79
8 - 3 Conclusion	79
Pétrologie des roches plutoniques "ultimes"	
9 - Pétrographie	85
9 - 1 Les gabbros	85
9 - 2 Les microsyénogabbros	88
9 - 3 Les syénodiorites	88
9 - 4 Les syénites	88
10 - Minéralogie	94
10 - 1 Données analytiques	94
10 - 1 - 1 Olivines	94

10 - 1 - 2 Pyroxènes	94
10 - 1 - 3 Amphiboles	94
10 - 1 - 4 Micas	94
10 - 1 - 5 Feldspaths	97
10 - 1 - 6 Oxydes	97
10 - 2 Implications pétrogénétiques	97
11 - Géochimie des roches plutoniques "ultimes"	101
11 - 1 Données analytiques et variations chimiques	101
11 - 1 - 1 Compositions chimiques et norme C.I.P.W.	101
11 - 1 - 2 Nomenclature et série magmatique	101
11 - 1 - 3 Distribution des éléments majeurs	101
11 - 1 - 4 Distribution des éléments en traces	104
11 - 1 - 5 Les terres rares	104
11 - 2 Pétrogénèse des roches plutoniques des Monts Roumpi	107
11 - 2 - 1 Identification du processus de différenciation	107
11 - 2 - 2 Identification des étapes évolutives	107
11 - 3 Discussion	110
11 - 4 Conclusion	110
Pétrographie des laves des Monts Roumpi	113
12 - La première séquence volcanique	114
12 - 1 Les basaltes	114
12 - 1 - 1 Les basanites et les basaltes alcalins à olivine	114
12 - 1 - 2 Les basaltes ankaramitiques	116
12 - 2 Les hawaïites	116
12 - 3 Les enclaves dans les basaltes	118
12 - 4 Conclusion sur l'étude des basaltes et des hawaïites	120
12 - 5 Les benmoréites	120
12 - 5 - 1 Les benmoréites aphyriques	120
12 - 5 - 2 Les benmoréites porphyriques à hématite	120
12 - 5 - 3 Les benmoréites porphyriques à olivine	120
12 - 6 Les trachytes hyperalcalins	121
12 - 6 - 1 Les trachytes sans biotite, ni olivine	121
12 - 6 - 2 Les trachytes à biotite et olivine	121
12 - 6 - 3 Les enclaves dans les trachytes	123
12 - 7 Les phonolites hyperalcalines	124
12 - 8 Les rhyolites	128
12 - 9 Conclusion sur les laves évoluées	128
13 - L'association volcanique supérieure	131
13 - 1 Les basaltes	131
13 - 2 Les hawaïites	132
13 - 3 Conclusion sur les basaltes et les hawaïites	132
13 - 4 Les benmoréites	134
13 - 5 Les trachytes	134
13 - 5 - 1 Les trachytes à kaersutite	134
13 - 5 - 2 Les trachytes leucocrates	136
13 - 6 Les rhyolites	139
13 - 6 - 1 La rhyolite rubefiée	139
13 - 6 - 2 Les rhyolites blanches	139
13 - 7 Les phonolites	139
13 - 8 Conclusion sur les laves évoluées	139
14 - Conclusion sur la pétrographie de l'ensemble des laves des Monts Roumpi	140
Minéralogie des roches volcaniques	145
15 - Association volcanique inférieure	147
15 - 1 Olivines	147
15 - 1 - 1 Caractères généraux	147
15 - 1 - 2 Le nickel	147
15 - 1 - 3 Le manganèse	147

15 - 1 - 4 Le calcium	150
15 - 2 Clinopyroxènes	152
15 - 2 - 1 Caractères généraux	152
15 - 2 - 2 Les clinopyroxènes des laves moins évoluées : diopside - hédénbergite	152
15 - 2 - 3 Les pyroxènes à coeur vert	156
15 - 2 - 4 Les pyroxènes des trachytes, phonolites et rhyolites (salite-hédénbergite-aegyrine)	157
15 - 2 - 5 Conclusion	162
15 - 3 Aenigmatite	163
15 - 3 - 1 Données analytiques	163
15 - 3 - 2 Substitutions et variations chimiques	163
15 - 3 - 3 Conditions de cristallisation	165
15 - 3 - 3 - 1 Roches hôtes	165
15 - 3 - 3 - 2 Conditions physiques	167
15 - 3 - 4 Conclusion	169
15 - 4 Amphiboles	171
15 - 4 - 1 Caractères généraux	171
15 - 4 - 2 Evolution générale des amphiboles	171
15 - 4 - 3 Les amphiboles calciques	171
15 - 4 - 3 - 1 Données analytiques	171
15 - 4 - 3 - 2 Stabilité de la kaersutite et des hornblendes	173
15 - 4 - 4 Les amphiboles alcalines	173
15 - 4 - 4 - 1 Compositions chimiques	173
15 - 4 - 4 - 2 Mécanisme d'incorporation du zirconium	176
15 - 4 - 5 Conclusion	177
15 - 5 Micas	177
15 - 5 - 1 Caractères généraux	177
15 - 5 - 2 Eléments majeurs	177
15 - 5 - 2 - 1 Les micas des phonolites	177
15 - 5 - 2 - 2 Les biotites des trachytes à hornblende	177
15 - 5 - 2 - 3 Les micas des trachytes hyperalcalins	181
15 - 5 - 2 - 4 Evolution générale	181
15 - 5 - 3 Eléments en traces	181
15 - 5 - 4 Les halogènes	181
15 - 5 - 5 Les substitutions	181
15 - 5 - 6 Discussion	184
15 - 5 - 7 Conclusion	184
15 - 6 Les feldspaths	185
15 - 6 - 1 Les feldspaths des laves basiques	185
15 - 6 - 2 Les feldspaths des laves intermédiaires	185
15 - 6 - 3 Les feldspaths des laves felsiques	188
15 - 7 Les feldspathoïdes	188
15 - 7 - 1 Compositions chimiques	188
15 - 7 - 2 Thermométrie	189
15 - 7 - 3 Discussion et conclusion	191
15 - 8 Analcime	192
15 - 9 Oxydes	192
15 - 10 Interprétation et discussion	196
16 - Association volcanique supérieure	201
16 - 1 Olivines	201
16 - 1 - 1 Nickel	201
16 - 1 - 2 Manganèse	201
16 - 1 - 3 Calcium	201
16 - 2 Pyroxènes	204
16 - 2 - 1 Nomenclature	204
16 - 2 - 2 Substitutions et évolution	204
16 - 3 Amphibole	206

16 - 3 - 1 Kaersutite des trachytes	206
16 - 3 - 2 Kaersutite des phonolites	208
16 - 3 - 3 Evolution générale	208
16 - 4 Micas	210
16 - 5 Feldspaths	212
16 - 6 Néphéline	214
16 - 7 Oxydes	216
16 - 8 Interprétation et discussion	219
Géochimie des laves des Monts Roumpi	221
17 - Première séquence volcanique	223
17 - 1 Série magmatique et nomenclature	223
17 - 1 - 1 Série magmatique	223
17 - 1 - 2 Nomenclature	223
17 - 2 Distribution des éléments majeurs	223
17 - 3 Variations des éléments en traces	225
17 - 4 Pétrogénèse	230
18 - Deuxième séquence volcanique	234
18 - 1 Série magmatique et nomenclature	234
18 - 2 Distribution des éléments majeurs	234
18 - 3 Distribution des éléments en traces	234
18 - 4 Pétrogénèse des laves de la deuxième séquence volcanique	238
19 - Modélisation quantitative	249
19 - 1 Principe de calcul et résultats	249
19 - 2 Discussion	250
19 - 3 Caractères de la source : Les terres rares	251
20 - Conclusions générales	257

DONNEES PETROLOGIQUES SUR LES NEPHELINITES DU MONT ETINDE, (CAMEROUN)

1.Introduction générale	261
1.1. But du travail	261
1.2. Cadre géographique	261
1.3. Cadre géologique	263
2.Géomorphologie et cartographie	264
2.1. Géomorphologie	264
2.2. Cartographie	267
2.2.1. Les néphélinites	267
2.2.2. Les tufs néphélinitiques	267
2.2.3. Les néphélinites à haüyne et les haüynophyres	270
2.2.4. Les néphélinites à leucite et les leucitonéphélinites à aegyrine	270
2.2.5. Les néphélinites à mélilite et les leucitonéphélinites à Sr-mélilite	271
2.2.6. Les autres faciès pétrographiques	271
2.2.7. Conclusion	272
3. Géochronologie du Mont Etinde	272
4. Nomenclature	274
5. Pétrographie	275
5.1. Les mélanéphélinites et les néphélinites	275
5.2. Tufs néphélinitiques	276
5.3. Néphélinites à mélilite	277
5.4. Néphélinites à grenat (mélanite)	281
5.5. Leucitonéphélinites	281
5.5.1. Leucitonéphélinites à haüyne	281
5.5.2. Leucitonéphélinites à aenigmatite	282
5.6. Haüynophyres	283

5.7. Enclaves dans les néphélinites s.l.	284
5.8. Conclusion sur la pétrographie des laves du Mont Etinde	288
6. Minéralogie des néphélinites	291
6.1. Données analytiques	291
6.1.1. Olivine	291
6.1.2. Grenat	291
6.1.3. Clinopyroxène	291
6.1.4. Aenigmatite	293
6.1.5. Amphibole et Micas	297
6.1.6. Oxydes	297
6.1.7. Sphène	297
6.1.8. Pérowskite	299
6.1.9. Néphéline	299
6.1.10. Leucite et sodalite	301
6.1.11. Mélilite	301
6.1.12. Hyalophane	301
6.2. Implications pétrogénétiques et conclusions	302
7. Géochimie des néphélinites	305
7.1. Introduction	305
7.2. Distribution des éléments majeurs	308
7.3. Distribution des éléments en traces	313
7.4. Pétrogénèse des néphélinites	315
7.5. Discussion	324
7.6. Caractères de la source	326
8. Conclusions générales	328
Références	329
Liste des figures	345
Liste des planches	350
Liste des tableaux	350
Résumé	353
Abstract	355

Introduction générale

1. ÉTUDE GÉOLOGIQUE DES MONTS ROUMPI :

**UN ENSEMBLE PLUTONIQUE ET
VOLCANIQUE DE LA**

"LIGNE DU CAMEROUN".

1 INTRODUCTION GENERALE

1-1 INTRODUCTION

A la bordure est du bassin sédimentaire Crétacé Supérieur de Rio del Rey et à 80 km au Nord du Mont Cameroun, les Monts Roumpi couvrent environ 1500 km² entre 4° 40' et 5° 00' de latitude Nord et entre 8° 50' et 9° 20' de longitude Est. Ils forment un ensemble de collines (altitude maximum 1768 m au Rata Mount) et plateaux disposés en "fer à cheval" autour d'une dépression ouverte vers le Sud-Ouest. La dépression est elle aussi accidentée par une multitude de crêtes aiguës et de profondes vallées en "V". Les Monts Roumpi correspondent à un ensemble plutonique et volcanique qui recoupent et reposent sur un horst de roches métamorphiques et granitiques panafricaines ou plus anciennes.

Les Monts Roumpi constituent un élément notable de la "Ligne du Cameroun" (fig.1-1) qui est un alignement d'édifices volcaniques depuis le Lac Tchad jusqu'à l'île d'Annobon et de complexes anorogéniques actuellement connus dans la partie continentale, suivant un axe N30°E (Moreau et al., 1987). L'étude détaillée des différentes unités de la "Ligne du Cameroun" en est encore souvent à l'état embryonnaire : parmi la soixantaine de massifs plutoniques "ultimes" dénombrés (Déruelle et al., *sous presse*), trois seulement (Mboutou, Jacquemin, 1981 ; Parsons et al., 1986 ; Ntumbaw, Goghomu, 1984 ; Nda Ali, Njonfang, 1988) sont connus sur les quatre domaines cartographique, pétrographique, minéralogique et géochimique. Beaucoup d'autres massifs (une vingtaine) ont bénéficié d'un inventaire pétrographique nécessaire à l'établissement des Cartes Géologiques de Reconnaissance au 1/500.000 ou aux datations géochronologiques dont la revue est présentée par Déruelle et al. (*sous presse*). Ainsi, des travaux de synthèse générale sur la "Ligne du Cameroun", souvent heurtés au nombre insignifiant de données pétrologiques et géochimiques détaillées et précises, ont quelquefois abouti à des interprétations inconsequentes. Est-il besoin de rappeler l'intérêt de cette province alcaline, unique au monde, qui passe du domaine océanique au domaine continental (Déruelle et al., 1983 ; Fitton et Dunlop, 1985 ; Fitton, 1987 ; Halliday et al., 1988 ; Déruelle et al., *sous presse*) dans la connaissance des sources mantelliques et d'éventuelles interactions des magmas avec la croûte continentale (Parsons et al., 1986).

L'un des buts de ce mémoire est de fournir des études cartographiques, pétrographiques, minéralogiques, géochimiques et géochronologiques détaillées d'un massif plutonique et volcanique de la Ligne du Cameroun : les Monts Roumpi.

Lorsque les travaux ont commencé, les documents suivants étaient disponibles : (1) la carte topographique de Buea-Douala au 1/200.000 ; (2) la carte géologique de reconnaissance au 1/500.000 de Douala-Ouest (Dumort, 1968) ; (3) des photographies aériennes au 1/50.000 ; (4) une image satellite Landsat (L) et Erts au 1/500.000 ; (5) d'autres documents cartographiques qui ont été consultés auprès du service géologique de la société Elf Serepca (Douala).

Les pages suivantes portent sur des études géomorphologique, structurale et cartographique qui permettent d'établir la succession des événements géologiques à l'origine des Monts Roumpi (événements tectono-métamorphiques, ouverture de l'Atlantique et édification de la Ligne du Cameroun).

Ensuite, des études pétrographiques, minéralogiques, géochimiques et géochronologiques des différentes séries métamorphiques, plutoniques et volcaniques s'ensuivent. A chaque étape de ces études, les implications pétrogénétiques sont relevées.

Enfin, la conclusion générale dégage les principaux résultats obtenus pour intégrer les Monts Roumpi dans les contextes régionaux des orogènes précambriens et du magmatisme ultime de la Ligne du Cameroun.

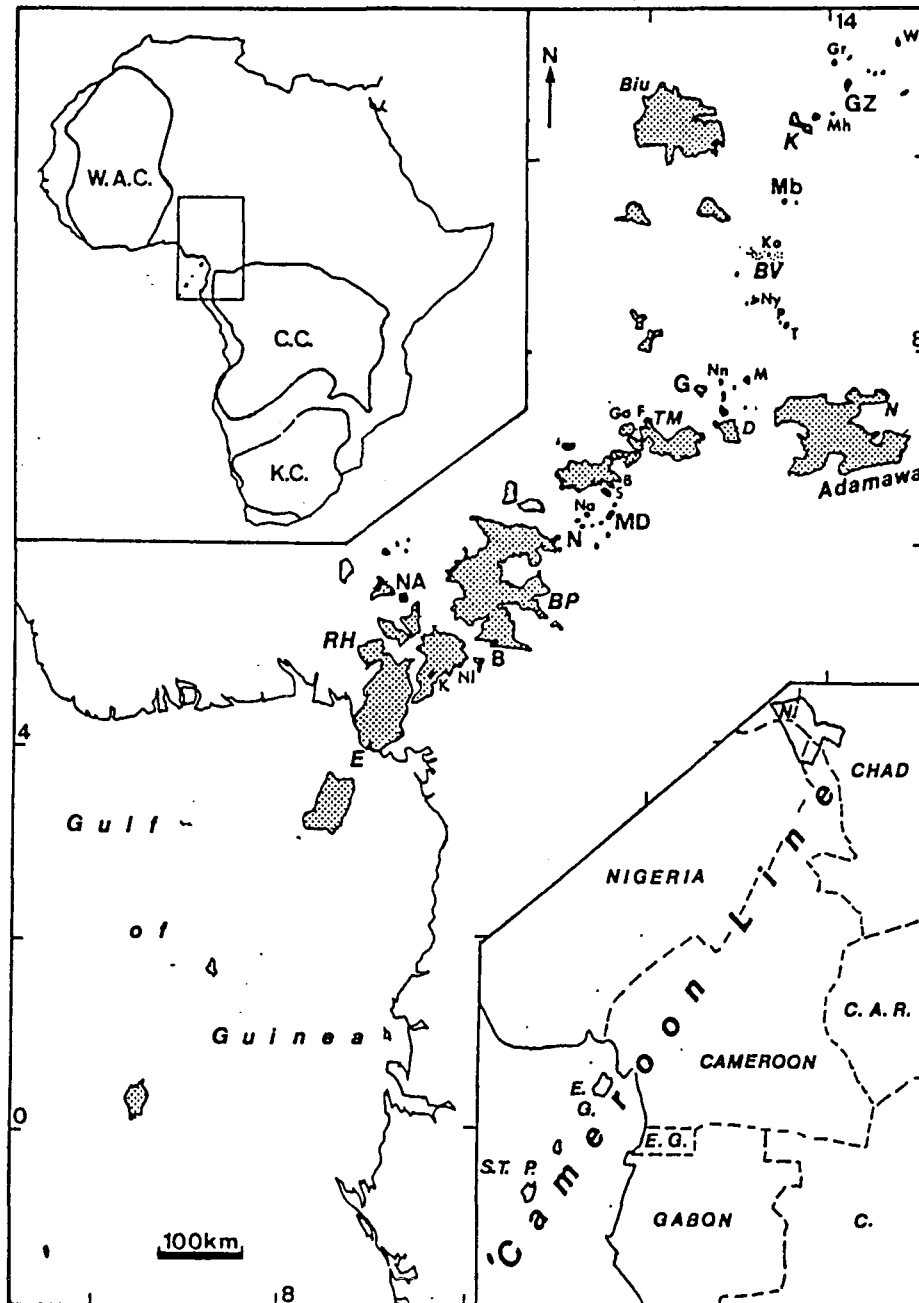


Figure I-1a. Esquisse cartographique de la "Ligne du Cameroun"; WAC: Craton Ouest Africain; CC: Craton du Congo; KC: Craton du Kalahari; C: Congo; C.A.R.: République Centrafricaine; E.G.: Guinée Equatoriale; N: Niger; S.T.P.: São Tomé et Príncipe;. Les roches du volcanisme cénozoïque (domaines pointillés) sont représentés en même temps que les complexes anorogéniques (en lettres romaines); du Sud vers le Nord, les complexes anorogéniques sont en lettres grasses: B: Bana; NA: Nda Ali; N: Ntumbaw; MD: Mayo Darlé; G: Guenfalabo. En lettres fines: K: Koupé; Nl: Nlonako; Na: Namboe; S: Sabri; B: Bonhari; Go: Gounguel; F: Fourou; Nn: Nan; M: Mana; T: Tchégui; P: Poli; Ny:

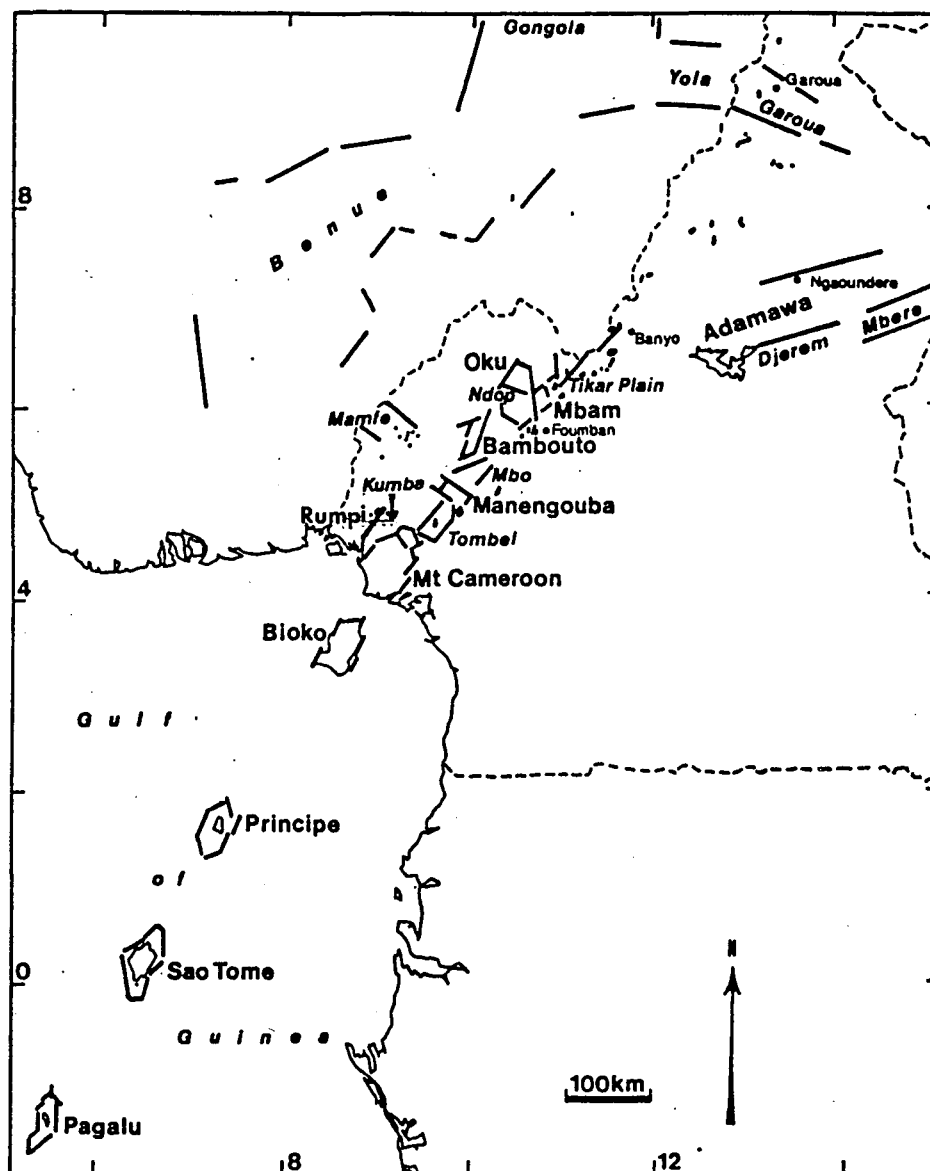


Figure I-1b . Position du horst des Monts Roumpi :

La "Ligne du Cameroun", une succession de horsts (en lettres romaines) et de grabens et rifts (en lettres italiques) (Déruelle et al, 1983). Le horst de l'Adamawa, le graben de Djérem Mbéré et les rifts de Yola-Garoua, Gongola et Bénoué sont indiqués.

Les légendes des figures a et b sont complémentaires.

Nyoré; Ko: Kokoumi; Mn: Mouhour; Gr: Gréa et W: Waza. Les volcans sont en lettres italiques grasses: *E: Etinde; RH: Rumpi Hills; BP: Plateau Bamoun; BV: Vallée de la Bénoué; K: Plateau Kapsiki*. En lettres italiques fines: *TM: Tchabal Mbabo; D: Djinga; N: Nganha et Biu: Biu Plateau* (Déruelle et al., sous presse)

1-2 CADRE GEOGRAPHIQUE

Sur les figures 1-2a et b, la région étudiée apparaît constituée de 4 unités :

- d'un plateau dont l'altitude décroît du Sud au Nord, de 1200 à 600 m, et à 400 m vers l'Ouest et qui est accidenté de bourrelets trachytiques qui culminent vers 1500 m.

- de deux principales lignes de hauteurs qui rendent la région accidentée. La première, orientée N30°E, est située en bordure d'une importante faille au-delà de laquelle se trouve la région du Haut Mounjo, vers le Sud-Ouest. La deuxième ligne des hauteurs principales (N140°E) est la limite sud du plateau basaltique qu'elle sépare de la région de Dikome Balue. D'autres alignements mineurs de collines, orientés N170°E compartimentent la région du Haut Mounjo en arêtes subparallèles. L'ensemble d'arêtes et collines est modelé dans un épais recouvrement basaltique. Les collines s'estompent au Nord du lac Dissoni où les arêtes s'unissent pour former le bas-plateau de Kumba.

- d'une dépression sud-ouest de plus de 700 m de dénivelé par rapport aux lignes N30°E et N140°E des hauteurs principales est limitée sur trois faces par de grands escarpements subverticaux ou en escalier. Ceux-ci sont parfois ponctués d'aiguilles ou dômes trachytiques. L'agressivité du relief s'émousse aux abords de la plaine côtière de Rio del Rey.

Le régime hydrographique est typiquement équatorial avec un écoulement pérenne dans les plus petits cours d'eau. La crue est toujours très importante et l'abondance des eaux interdit alors les communications pédestres entre les villages voisins. Les chutes et rapides, très nombreuses dans les Monts Roumpi, correspondent aux franchissements des différents escarpements ou gradins (fig1-3) limitant les fronts de coulées basaltiques et les unités morphologiques. Elles sont fréquentes au passage du substratum métamorphique au domaine sédimentaire. Le tracé en long des cours d'eau montre en outre une succession des bras rectilignes séparés par des coudes brusques, du fait de la complexité du relief, de la lithologie et de la tectonique. Les Monts Roumpi jouent le rôle de château d'eau et alimentent les bassins de la Cross River au Nord, de la Ndiang et de la Nyangorobe à l'Ouest, de la Meme au Sud et du Mounjo à l'Est.

Le climat est équatorial du type "camerounien" (Moby Etia, 1979), avec des nuances dues à l'altitude et à la modification de la mousson sur l'influence du relief du Mont Cameroun. La saison des pluies va de mars à octobre (maximum des pluies de juin à septembre) avec une rémission en mai et une saison moins humide, de novembre à février. Les précipitations sont importantes : plus de 4600 mm à Boa Ngolo, plus de 5500 mm à Mundemba et 2500 mm à Kumba (Tsalefack, 1983). Les températures varient de 20 à 32 °C.

Toute la région est dans le domaine de la forêt sempervirente ou "rain forest" à césalpiniacées (Letouzey, 1979). Les Monts Roumpi appartiennent à l'une des réserves de forêt équatoriale vierge du Cameroun. La forêt ombrophile est partout très dense et les essences changent en fonction de l'altitude et de la nature des formations géologiques. Vers 800 m d'altitude, sur les formations gneissiques, la forêt tend à s'éclaircir et les arbres sont moins gigantesques, tandis que sur les roches volcaniques (basaltes et trachytes), la forêt s'enrichit en arbustes et, surtout en plantes lianescentes et épineuses rendant le cheminement difficile. Sur les plateaux de basaltes prismés où la couverture pédologique est presque inexistante, abondent les cactacées et les fougères arborescentes.

Figure 1-2a : Les unités morphologiques de la région des Monts Roumpi. 1a : ligne des hauteurs principales N30°E ; 1b : ligne des hauteurs principales N140°E ; 1c & d : alignements mineurs N170°E ; 2a, b & c : arêtes des marges est, sud-est et sud ; 3 : bas-plateau de Kumba ; 4 : zone déprimée sud-ouest ; 5 : plateau des environs de New Madie ; 6 : bassin sédimentaire côtier de Rio del Rey.

Figure 1-2b : Limite de la région étudiée, voies de communication et toponymie. — : piste carrossable ; - - - : piste pour voiture tout terrain ; — : piste piétonne ; - - - : piste de chasse ; . . . : piste abandonnée ou peu fréquentée ; Dikuma : village disparu ; Iwasa : village actuellement habité.

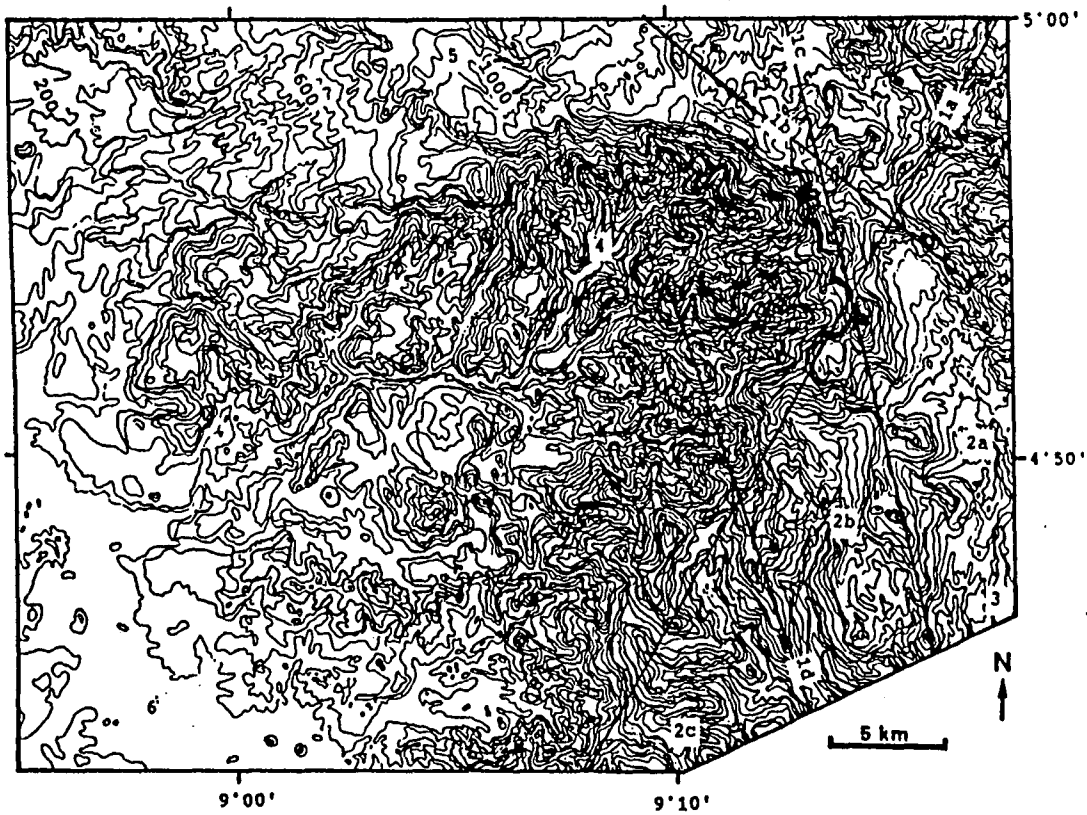


Figure I-2a

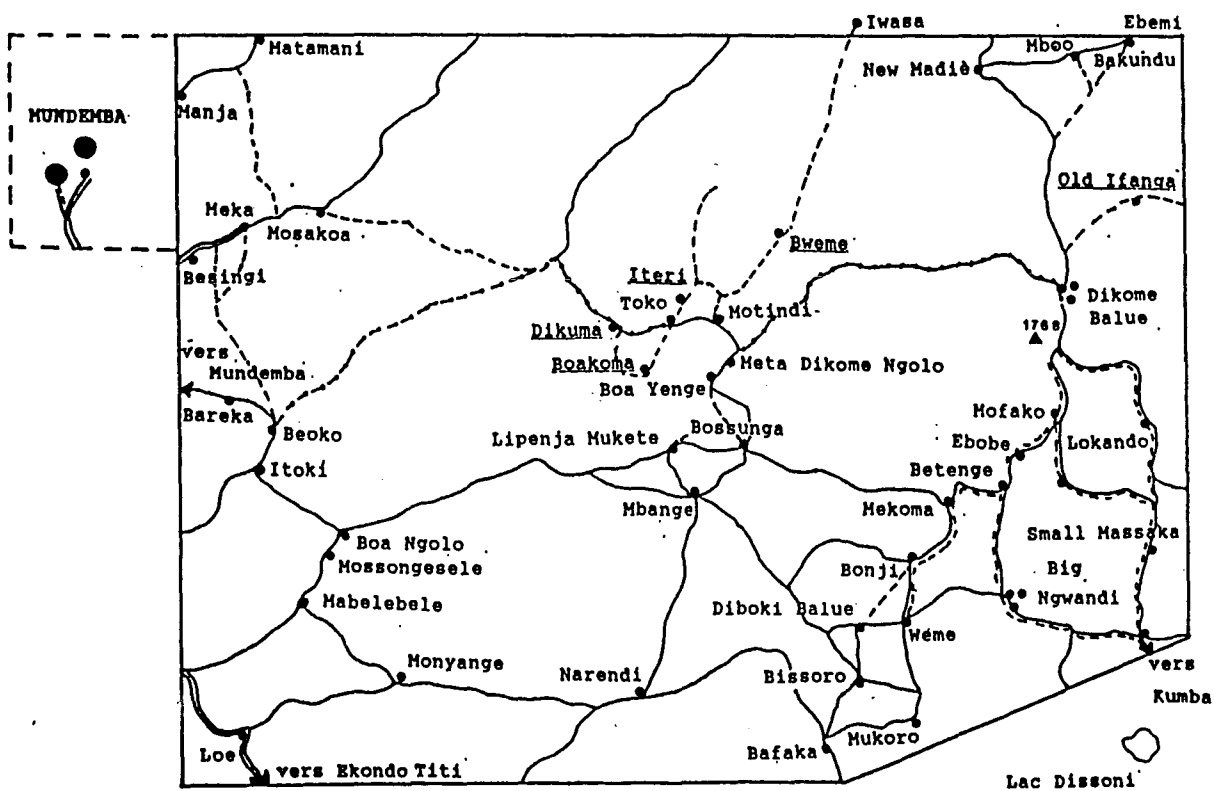


Figure I-2b

Les Monts Roumpi abritent de nombreux animaux parmi lesquels une espèce de caméléon, typique de la région, le *Chamaeleo eiseutrauti* (Amiet, comm. pers., 1986). Beaucoup d'espèces animales sont chassées (braconnage) parmi lesquelles le rat (*Cricetomys gambianus*, Dorst et Dandelot, 1976), hérisson (*Thryonomys* sp.), lièvre (*Néotrapus* sp.), porc-épic (*Atherurus* sp.sp.), mandrill et drill (*Papio*), biche (*Cephalophus* sp.sp.), cochon (*Potamochoerus porcus*), panthère (*Panthera pardus*), chimpanzé (*Pan troglodytes*), éléphant (*Loxodonta africana*), vipère (*Bitis gabonica*), varan (*Varanus* sp.) gorille (*Gorilla gorilla*), python (*Python sebae*) et antilope (cobe de Buffon). Les espèces d'insectes sont variées avec de nombreux papillons bleus chatoyants, au vol très rapide. Les cours d'eau sont très poissonneux (silures).

Les principales populations autochtones de la région sont sommairement groupées en Balué à l'Est, Bakundu au Nord-Est, Toko au Nord et à l'Ouest et Mbange au Sud. L'économie est essentiellement dépendante de l'agriculture (plantations de cacaoyers, bananiers, macabo et légumes). L'extension des champs est limitée du fait de l'absence de voie de communication.

Les pistes carrossables, le plus souvent dépourvues de ponts, sont médiocres à cause du relief très accidenté. Elles décrivent un demi-cercle éloigné de plusieurs kilomètres du massif. Les Monts Roumpi ne possèdent pas de réseau routier et dans l'état actuel des infrastructures, les déplacements s'y font à pied. Les populations des villages de Béoko, Itoki, Boa Ngolo, et Mabelebele situés le long des cours des rivières Nyangorobe, Melange et leurs affluents transportent leurs récoltes par pirogue vers Mundemba ou Ekondo Titi.

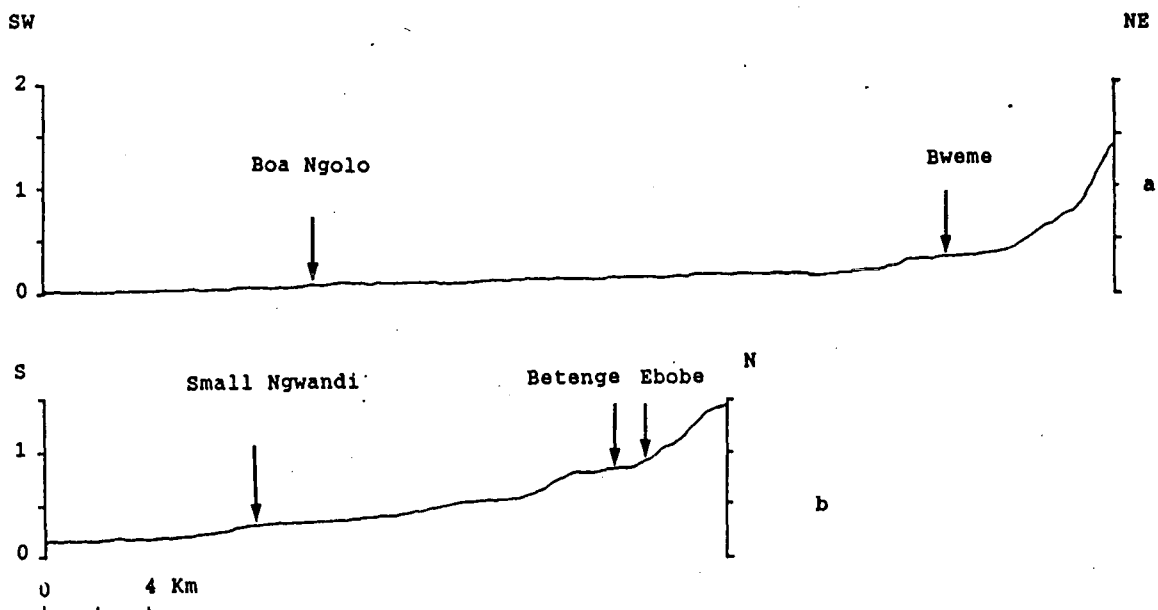


Figure I-3 : Profils en escalier des deux principaux
cours d'eau des Monts Roumpi

a) La Nyangorobe (au Sud-Ouest)
b) La Meme (au Sud-Est)

I-3 CADRE GEOLOGIQUE

Les travaux des géologues pionniers (fig.1-4) se limitent, dans cette région, à quelques descriptions des reliefs volcaniques (Gèze, 1941 ; 1943 ; 1952) et à l'établissement de la Carte Géologique de Reconnaissance (Dumort, 1968). Récemment, les Monts Roumpi ont été abordés pour des observations structurales (Moreau et al., 1987) et un aperçu pétrographique et géochimique (Nkoumbou et al., 1988 ; Déruelle et al., *sous presse*). Les pluies durant toute l'année, l'absence de piste carrossable, la rareté des pistes piétonnes et le relief souvent dangereusement accidenté y rendent le cheminement très difficile. La végétation est très abondante et les affleurements sont réduits. Ainsi, l'établissement d'une carte géologique à l'échelle du 1/50.000 doit recourir à l'étude d'images satellitaires (1/500.000) et radar latéral (1/250.000) et à l'étude des photographies aériennes (1/50.000) pour compléter les observations de terrain acquises par un parcours sur des itinéraires plus ou moins rectilignes.

2 GEOMORPHOLOGIE ET CARTOGRAPHIE

2-1 Le substratum métamorphique

Il fait partie de l'"ensemble pélitique à l'Ouest" de Dumort (1968). Il affleure depuis le bord sud du plateau des environs de Madià jusqu'à la limite des roches sédimentaires. Les roches métamorphiques sont observées jusqu'à 1000 m d'altitude à la limite nord de la dépression sud-ouest où elles sont recouvertes par des basaltes. Leur nature lithologique très variée comporte plus de 80 % de gneiss, et aussi des gneiss mylonitiques, des amphibolites, des hornblendites et un peu de quartzites et des roches à silicates calciques. Des cornéennes sont observées au contact des roches plutoniques "ultimes".

2-1-1 Les gneiss

Suivant les affleurements, plusieurs faciès de gneiss peuvent être distingués : des gneiss à biotite (et grenat) et des gneiss mylonitiques. Tous ces faciès sont intercalés de couches de quartzites roses ou blanches et limpides.

* Les gneiss à biotite (et grenat)

Ils affleurent généralement dans les lits des cours d'eau ou à la suite des fronts de coulées basaltiques, mais forment aussi quelques unes des collines élevées (500 m de dénivellation) dans la zone déprimée sud-ouest.

Dans le lit du cours d'eau au Sud-Ouest d'Ebemi Bakundu et sur une distance d'environ 100 m, des gneiss clairs de puissance métrique alternent par endroits avec des gneiss micacés (1 à 4 cm d'épaisseur) et des veines de quartz d'épaisseur centimétrique. Ces gneiss clairs se présentent comme un empilement de feuillets centimétriques homogènes, leucocrates (quartz et feldspaths), séparés par de fins lits millimétriques riches en biotite. Dans la roche, les cristaux sont de taille millimétrique. L'allongement des cristaux de feldspaths et les grandes faces des cristaux de biotite sont parallèles à la foliation qui a, ici, une direction N45° E et un pendage très relevé (75° NW). Des joints confondus aux plans de foliation, espacés de 30 cm en moyenne, divisent les gneiss en bandes parallèles et confèrent au lit des cours d'eau un relief en "soufflet d'accordéon". Ces gneiss sont aussi parcourus de filons de pegmatites plissés (riches en quartz, orthose et un peu de biotite) (fig. 2-1) et d'amygdales de quartz conformes à la foliation. Les plis des filons de pegmatite ne sont pas continus dans les gneiss environnants. Les gneiss renferment des boudins amphiboliques symétriques généralement allongés en fuseau (environ 60 cm de long et des axes diamétraux de 15 et 30 cm), parallèles à la foliation, dont les grands axes plongent de 15° vers le Sud-Ouest.

Dans la vallée déprimée, les gneiss pélitiques recouverts par endroits par des pellicules de basalte, s'étendent sur plus de dix kilomètres. Plusieurs secteurs peuvent être distingués en fonction de leurs faciès spécifiques et de leurs modes de gisement.

De Mundemba à Meka, les gneiss constituent un relief pénéplané entaillé par les cours d'eau. Les vallées sont dissymétriques à versants nord, nord-ouest ou ouest très

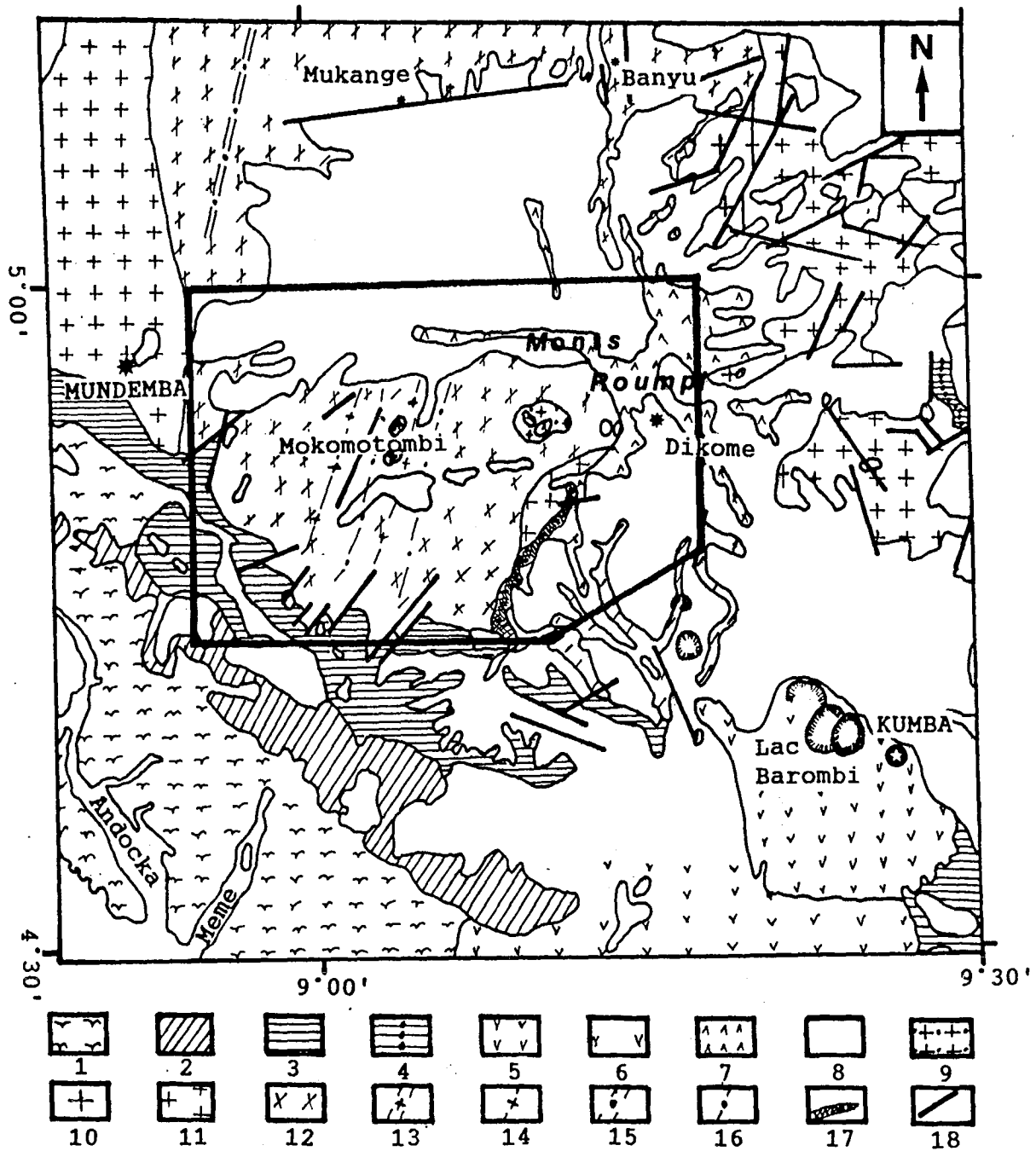


Figure 1-4 : Carte géologique de reconnaissance extraite de la feuille Douala-Ouest (d'après Dumort, 1968).
 1 : alluvions, 2 : sédiments côtiers du Tertiaire, 3 : sédiments côtiers du Crétacé, 4 : sédiments en dehors de la zone côtière Crétacé, 5 : basaltes quaternaires, 6 : recouvrement sporadique par des basaltes quaternaires, 7 : tufs, trachytes, rhyolites, trachyandésites, phonolites ; 8 : basaltes tertiaires ; 9 : roches plutoniques ultimes ; 10 : roches plutoniques du socle ; 11 : embrèchites, leptinites et ectinites du socle ; 12 : gneiss pélitiques à l'Ouest (socle) ; 13 : axe d'anticlinorium ; 14 : axe d'anticlinal ; 15 : axe de synclinorium ; 16 : axe de synclinal ; 17 : mylonites ; 18 : failles

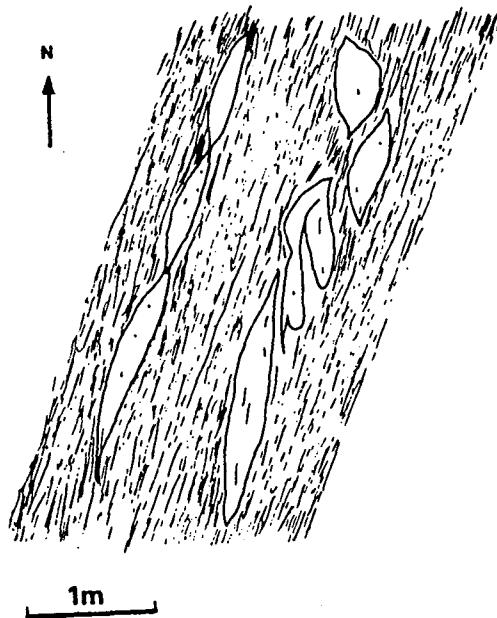


Fig. 2-1 : Boudinage oblique ("pintch and swell") des filons de pegmatites dans les gneiss pélitiques près d'Ebemi Bakundu (plan horizontal).

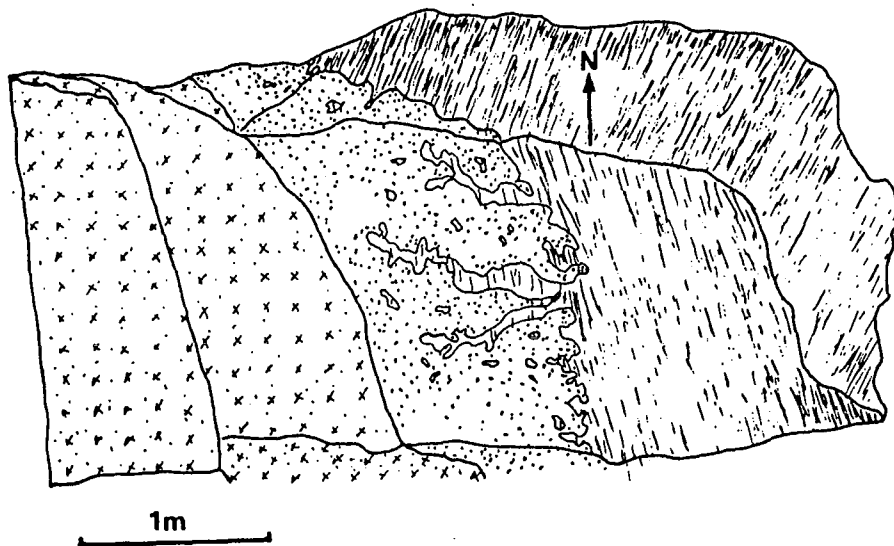


Fig. 2-3 : Auréole thermique dans les gneiss pélitiques au contact du gabbro au Nord de Toko. La foliation est effacée près du gabbro. L'auréole montre des reliques de gneiss dendritiques (plan vertical).

abrupts. Les systèmes de joints et diaclases inventoriés dans la région sont subverticaux, obliques, perpendiculaires ou confondus à la foliation. La conjugaison des directions des joints parallèles à la foliation et celles des diaclases confère aux lits des cours d'eau une morphostructure en "dents de scie". Les gneiss se débitent en plaquettes parallélipipédiques (30 x 70 x 40 cm).

A l'Ouest de Mokomotombi, la foliation ondule avec une amplitude d'environ un mètre pour une longueur voisine de 30 m. Le faciès le plus abondant est un gneiss sombre riche en biotite, quartz et feldspaths. Comme dans les gneiss pélitiques de Mundemba (planche 1 ; photo 1 et 2), un faciès plus sombre y forme des boudins de dimensions très variées (50 x 15 cm, 15 x 6 cm), allongés selon la foliation.

Les gneiss migmatitiques sont rubanés entre les villages de Bareka et de Bioko, l'épaisseur des lits micacés atteignent souvent un centimètre.

Au cœur de la dépression, les gneiss constituent des collines recouvertes ou non par des basaltes et séparées par des vallées profondes. Ici, le faciès rubané est abondant et les gneiss se démantèlent en boules ou bloc polyédriques (0,4 x 1 m). La direction et le pendage du plan de foliation varient suivant la position de l'affleurement par rapport aux diverses intrusions magmatiques de la région.

En descendant certains talwegs (Sud-Ouest de Lipenja Mukete), des migmatites apparaissent formées d'une alternance de lits clairs et de lits sombres, d'environ 5 à 10 mm d'épaisseur. La roche déjà rubannée comporte de nombreuses lentilles quartzofeldspathiques limitées sur chaque face par une pellicule de biotite. Leurs dimensions sont de l'ordre de 20 x 3 cm.

Les gneiss de la marge sud des Monts Roumpi (Ngwandi, Bissoro) affleurent à la partie basse des versants de quelques unes des collines allongées N170°E. Les faciès sont semblables à ceux décrits près de Mundemba (gneiss et boudins).

* Les gneiss mylonitiques

Ils ont été échantillonnés à l'entrée sud de Mundemba et au Nord de Toko, tout à fait à la limite nord de la dépression sud-ouest à laquelle ils semblent être liés. Ce sont des gneiss à biotite et des gneiss à hornblende et biotite. Le faciès leucocrate (pauvre en biotite) au Sud de Mundemba est intercalé de couches et boudins sombres (riches en hornblende verte et biotite). L'échantillon macroscopique est une roche à grain fin où les lamelles de biotite sont bien individualisées. Dans les faciès sombres, les cristaux de hornblende sont fragmentés et orientés parallèlement à la foliation.

2-1-2 Les "gneiss" à silicates calciques

Elles affleurent à Beoko où elles forment un relief émoussé ; la roche saine apparaît dans le lit du cours d'eau au Nord du même village. L'échantillon vert sombre est parsemé de cristaux de grenat rouge violacé. Les proportions des diverses phases minérales constitutives de la roche (grenat, pyroxène et plagioclase) sont identiques. La foliation métamorphique est inexistante ; mais, par endroits, des filonnets feldspathiques de 2 cm d'épaisseur recoupent la roche.

2-1-3 Les amphibolites

Elles n'ont été observées qu'en deux endroits.

- Au Nord du village Meta Dikome Ngolo, des amphibolites affectées par des plis couchés plurimétriques (planche 1, photo 3 et 4) affleurent en un front vertical (plan de faille ?) sur le versant droit de la Nyangorobe. Les joints déterminent à l'échelle de l'affleurement des plans de glissement des couches les unes sur les autres lors de leur plissement. Les surfaces des joints, parallèles au plan de structuration interne des amphibolites (foliation), sont alors striées perpendiculairement aux axes des plis. Les stries sont des cannelures et surtout des rides dont la largeur ne dépasse pas six millimètres. La présence des cristaux de feldspath influe peu sur l'aspect sombre que les cristaux millimétriques d'amphibole et de biotite confèrent à la roche.

- Au Sud du village de Mosakoa, le faciès sombre d'amphibolite, le plus abondant de l'affleurement, alterne avec des gneiss grenatifères et des boudins de pegmatites (quartz et feldspaths) de taille variable (12 x 5 cm, 150 x 15 cm). L'alternance entre

amphibolite et gneiss à biotite et grenat apparaît tous les trente centimètres environ. Souvent, l'affleurement présente des surfaces irrégulières ou curvilignes et est creusé de "marmites de géants" remplies de sables et de galets de basaltes et gneiss.

2-1-4 Les hornblendites

Ce sont des roches sombres, essentiellement constituées d'amphibole verte qu'accompagnent le grenat et la biotite. A deux kilomètres à l'Est de Mbange, elles sont partiellement recouvertes par des éboulis de trachyte. Elles apparaissent sur une largeur de 200 m, dans un faciès de gneiss finement rubané.

2-1-5 Les quartzites

Les quartzites sont généralement observées en couches d'épaisseur inférieure ou égale à un mètre. Toutefois, à Mokomotombi, les quartzites forment des épandages en blocs métriques et galets centimétriques. Bien que l'inclinaison topographique soit conforme à la foliation régionale, l'épaisseur des quartzites y serait de plusieurs mètres (4 à 6 m). La roche est de couleur rose ou blanche et limpide. La taille des cristaux varie de 0,5 à 3 cm. Elles gisent en intercalations dans les gneiss qu'elles ne recoupent jamais. Elles sont peu fréquentes dans la région étudiée.

2-2 Les roches plutoniques du substratum

Les roches plutoniques du substratum, bien que déformées et discordantes sur les formations métamorphiques, présentent des directions de structuration tectonique souvent sub-parallèles à la foliation des roches encaissantes.

2-2-1 Les "syénites"

Elles affleurent à l'entrée nord du village de Baréka. Dans ces roches mésocrates, le litage, matérialisé par une alternance de feuillets clairs et sombres, est du type compositionnel (Bard, 1980). Les feuillets clairs (1 mm d'épaisseur) constitués de cristaux de feldspath sont séparés les uns des autres par des feuillets sombres 5 mm d'épaisseur) riches en pyroxène squelettique. Par endroits, des filonnets obliques (0,5 à 2 cm d'épaisseur) riches en quartz, feldspath et biotite recoupent la foliation ; d'autres lui restent parallèles.

2-2-2 Les granites

Sur le terrain, un contact discordant sépare les gneiss pélitiques des granites déformés intrusifs. Ces derniers sont d'aspect massif et parfois porphyroïde.

Les ectinites à l'Ouest de Batanga (actuel Betenge) telles que les a dénommées Dumort (1988) correspondent davantage à des granites lités à biotite et amphibole (planche 1, photo 5). A l'Ouest de Mekoma, au Nord-Est de Bona et à Diboki Balue, les granites ont le même faciès rose dû à l'abondance des cristaux d'orthose rose. Tous ces affleurements à faciès semblable, situés sur des pentes centrifuges délimitent vraisemblablement un même massif dont le sommet et le flanc nord-est sont recouverts par des basaltes. Le litage y est sub-horizontale et les diaclases verticales. Certains joints sont parallèles au litage. Les affleurements sont parcourus de filonnets d'aplite dont l'épaisseur ne dépasse pas quatre centimètres. Dans la roche, le quartz et l'orthose forment des lits roses centimétriques que séparent des lits discontinus de biotite et d'autres minéraux ferromagnésiens (amphibole).

Le faciès leucocrate a été échantillonné autour du piton trachytique à l'Est de Mosakoa dont il constitue l'encaissant.

Deux affleurements de granites à biotite (sans amphibole) ont été inventoriés dans la région des Monts Roumpi.

Planche 1 : 1 - affleurement de gneiss à intercalations de boudins amphiboliques à l'entrée de Mundemba ; 2 - détail des structures du même affleurement ; 3 - amphibolites plissées de Meta Dikome Ngolo ; 4 - détail dans ces amphibolites ; 5 - granite lité à amphibole, biotite et grenat de Diboki Balue.

Les granites déformés à biotite contenant un peu de muscovite secondaire occupent le talweg de la rivière Bile, au Nord-Est de Bweme. Les lits tortueux de biotite tendent à mouler des lentilles sigmoïdales quartzo-feldspathiques.

Au Sud d'Ebemi Bakundu, d'autres granites à biotite et un peu de muscovite secondaire forment une colline partiellement recouverte par des basaltes. La roche saine peut surtout être observée dans le cours d'eau qui décape la base nord et est du massif. L'affleurement ne présente pas de système de débit net et lorsqu'il est entaillé par la rivière, sa surface est ondulante. D'aspect mésocrate, il présente une foliation fruste et sub-parallèle à celle des gneiss pélitiques encaissants. La taille des cristaux est millimétrique. Macroscopiquement, les cristaux de biotite, en paillettes isolées ou en amas allongés, apparaissent orientés parallèlement à la foliation tandis que les cristaux de feldspath blanc laiteux et ceux de quartz ont une disposition quelconque.

La roche comporte aussi des filons lenticulaires de pegmatite parallèles ou obliques par rapport à la foliation et attribuables à des générations syn-, tardi- et post-tectoniques (fig.2-5). Les grains sont moyens à grossiers (0,3 à 1,5 cm).

En conclusion, l'ensemble plutonique est constitué de "syénites" et granites à foliation magmatique ("syénites" à pyroxène et amphibole et granite à amphibole et biotite) ou, par anticipation sur les observations microscopiques, tectonique (granite à biotite).

2-3 LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES.

Sur la marge sud-ouest des Monts Roumpi, les roches sédimentaires de l'aulacogène du Rio del Rey reposent en discordance sur le socle métamorphique. Elles sont recouvertes par des langues de coulées basaltiques ou traversées par des pitons trachytiques en certains endroits. Les variétés lithologiques de cette série sédimentaire sont des conglomérats, des grès et des schistes argileux.

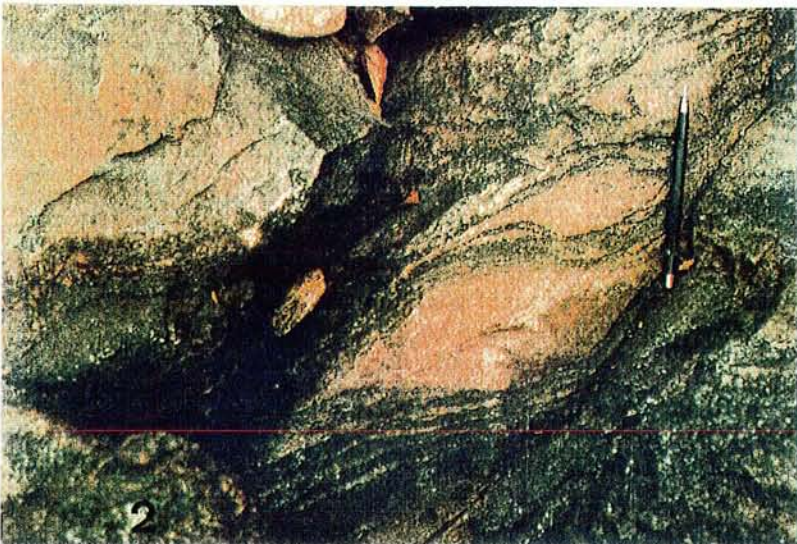
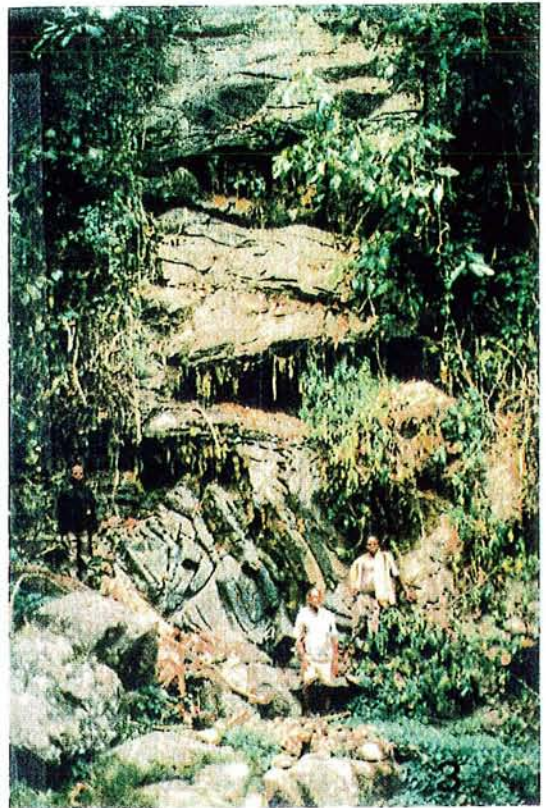
2-3-1 Les conglomérats

Ils affleurent autour de Narendi et sont souvent entaillés en falaises par les affluents de la rive gauche de la rivière Nyangorobe. C'est un empilement de boules de gneiss (de 10 cm à 1 m de diamètre) et de nombreux galets qu'enrobe un ciment gréseux. Certaines boules sont anguleuses et d'autres sub-arrondies. L'épaisseur de la couche conglomératique dépasse 150 m comme en témoignent les buttes résiduelles situées entre les villages de Narendi et Kita. Les conglomérats comportent des intercalations métriques de grès, espacées d'une ou de plusieurs dizaines de mètres. La stratification, surtout matérialisée par les intercalations de grès y est sub-horizontale et discordante sur le socle métamorphique. Au Nord-Est de Narendi, les trachytes et les rhyolites traversent les basaltes prismés qui recouvrent ces conglomérats.

2-3-2 Les grès

Les roches gréseuses mal consolidées ou en voie de désagrégation recouvrent le socle cristallophyllien à Mabelebele et à Monyangi. Le passage progressif des conglomérats au grès est observé entre Narendi et Kita. La stratification dans les grès, indéterminée à Mabelebele et à Monyangi, est monoclinale près de Kita (N115°E, 15°SSW). Ces grès à grain millimétrique contiennent souvent des galets de quartz ovoïdes et centimétriques. La désagrégation des grès par l'altération aboutit au sable dont regorgent les rivières de la région.

Planche 1



2-3-3 Les schistes argileux

Ils semblent reposer sur les grès et constituent avec la couche de graviers qui les recouvre, le faciès sommital de la série sédimentaire observée. Leur épaisseur dépasse 100 m à l'affleurement. Près du pont de Dibonda, ils sont affectés par une faille décrochante senestre N55 E dont le rejet n'a pas pu être précisé par manque de couche repère. A Dibonda, ces schistes argileux plissés forment des plateaux adoucis de pente générale vers le Sud-Ouest ou des plaines marécageuses à nombreuses divagations de méandres libres. La roche grise ou noire est un empilement de feuillets millimétriques. Elle se détache en strates décimétriques ou pluridécimétriques observées dans des tranchées à Ilor.

2-3-4 Conclusion sur les formations sédimentaires

Les conglomérats et les grès des abords sud-ouest des Monts Roumpi constituent le faciès "grès de base". Ils sont hérités du socle cristallophyllien. Les conglomérats (boules de gneiss consolidées par un ciment gréseux riche en quartz, feldspaths et biotite altérée) caractérisent une sédimentation détritique continentale de piémont. La taille des blocs (1 m), l'abondance des galets et leur aspect anguleux ou peu émoussé indiquent un transport plus ou moins bref.

Les schistes argileux turoniens (Dumort, 1968) recouvrent le faciès "grès de base" cénomaniens. La concordance entre les schistes argileux plissés et les grès n'est pas précisée car le contact entre les deux formations n'a pas pu être observé.

2-4 LES ROCHES PLUTONIQUES "ULTIMES"

Les roches plutoniques post-métamorphiques sont qualifiées d'"ultimes" au sens de Lasserre (1978). En général, il s'agit des massifs pluto-volcaniques dont les âges (K-Ar) sont compris entre 85 et 30 Ma (Cantagrel et al., 1978). Elles sont comparables à celles des massifs de Nda Ali qui est intrusif dans le granite d'Okoroba et dans des grès cénomaniens du bassin de Mamfé (Njonfang, 1986) et de Ntumbaw qui est intrusif dans des gneiss (Goghomu, 1984). Elles ont été cartées en diorites (Dumort, 1968). Cependant nous avons découverts de nombreux autres gisements de gabbros, syénogabbros, syénodiorites, syénites et microsyénites qui recoupent l'encaissant métamorphique. Ces gisements sont très dispersés (fig. 3) et affleurent diversement en collines, dalles, croissants de lune et fenêtres subcirculaires.

2-4-1 Les gabbros

Ils affleurent en collines, dalles ou dykes :

- Le massif arqué de Bessimba Hill culmine à 1667 m et couvre environ 10 km². Sur ses flancs, des blocs métriques enracinés dans le sol sont altérés en surface sur plus d'une dizaine de centimètre d'épaisseur. La roche saine à structure grenue porphyroïde peut seulement être échantillonnée dans les lits des cours d'eau qui entaillent le massif. Dans l'échantillon macroscopique sombre, des grands cristaux (1 x 2 cm) de plagioclase diversement orientés se détachent d'un fond à grain moyen (0,2 à 0,6 mm) constitué de pyroxène, de biotite, de plagioclase et d'oxyde. Des filons aplitiques d'environ 3 cm d'épaisseur parcourent les affleurements.

Le massif de Bwémé culmine à 816 m au centre de la dépression sud-ouest. Les petites collines qui le constituent dessinent des faucilles à concavité sud. Sur les flancs ouests de ces collines, le gabbro reste masqué par des gneiss jusqu'à 600 m d'altitude. Au dessus, il affleure en blocs démantelés jusqu'au sommet et aux flancs est et sud, sur environ 8 km². Près du village de Motindi, les basaltes recouvrent le gabbro et remplissent ses diaclases ouvertes. Macroscopiquement, la roche sombre et isogranulaire comporte de l'olivine en plus du plagioclase, du pyroxène et des oxydes.

Des gabbros de faciès semblable au précédant affleurent aussi en massif peu élevé (350 m d'altitude) à 2 km au sud du village de Boa Yenge.

- La dalle (environ 600 m²) de gabbro au Nord de Toko affleure dans la rivière Bes-

salibe et disparaît sous les collines de gneiss qui la surplombent. Le gabbro d'aspect sombre montre une diminution du grain du centimètre au millimètre, du centre vers l'extérieur de l'affleurement. Au contact avec les gneiss, le gabbro développe dans ceux-ci une importante auréole thermique (fig.2-3) où peuvent être observées des reliques dendritiques de gneiss dans des cornéennes entièrement recristallisées.

Une autre dalle gabbroïque (750 m² de surface) occupe le lit de la rivière à 300 m à l'Est du village de Bossunga. Son faciès est semblable à celui du massif de Bwembé.

- Nous n'avons pas, à ce jour, retrouvé les microsyénites hyperalcalines signalées sur la Carte Géologique de Reconnaissance de Douala-Ouest (Dumort, 1968). Nous avons découvert deux dykes N170°E de gabbro sombre et à grain moyen (2 x 6 mm), intrusifs dans des gneiss à biotite. Larges d'environ 45 m et longs de plus d'1 km, ces filons intensément diaclasses et débités en polyèdres s'étendent à l'Ouest du village de Mokomotombi aujourd'hui abandonné.

2-4-2 Les microsyénogabbros

Ils ont été échantillonnés au nord-est des gabbros de Bessimba Hill. L'affleurement n'a pas pu être circonscrit. La roche gris clair, à grain fin (< 1 mm), comporte de nombreuses taches sombres dues aux minéraux ferromagnésiens.

2-4-3 Les syénodiorites

Elles apparaissent en fenêtre dans les basaltes prismés et en massif au sud du village de Bwembé. Sur le massif, la couverture pédologique dépasse un mètre d'épaisseur. Seules des boules non altérées situées au niveau des fenêtres se prêtent à l'échantillonnage. La roche vert sombre est recouverte par une patine d'altération centimétrique.

2-4-4 Les syénites

Limitées au Sud-Est et à l'Est par les microsyénogabbros, elles affleurent sur plus de 60 m à l'Est du village de Bwembé. Elles ont une couleur gris clair mouchetée de minéraux ferromagnésiens noirs. Des enclaves de même nature, mais de texture plus fine et de diamètre centimétrique y ont été observées. Au Sud, près du contact avec le gabbro de Bessimba Hill qu'elle digère et englobe en enclaves centimétriques, la syénite acquiert une texture fine.

2-4-5 Conclusion sur les roches plutoniques "ultimes"

En conclusion, la dispersion des gisements et les différents modes d'affleurement des roches plutoniques ultimes témoignent d'une mise en place complexe différente des styles généralement rapportés dans les complexes annulaires (Jacobson et al., 1958 ; Moreau, 1982). Des intrusions tardives de syénodiorites et syénites sont échantillonnées uniquement autour du gabbro de Bessimba Hill. Les roches sursaturées n'ont pas été observées. Malgré la discontinuité des affleurements, ces roches plutoniques ont été regroupées en un seul ensemble au vu de leur caractère post-métamorphique, de leurs pétrographie et géochimie alcalines et des relations entre roches basiques et roches acides qui soulignent leur caractère co-magmatique. Seuls les gabbros en dyke de Mokomotombi forment un groupe isolé comme l'indique leur âge plus ancien (145 et non 10 Ma, voir géochronologie). Ainsi, la forte représentativité des gabbros (plus de 85 %) rapprochent les Monts Roumpi du massif de Mboutou, nord du Cameroun (Jacquemin, 1981 ; Parsons et al., 1986) et des massifs nigériens de l'Air (Hush et Moreau, 1982). Par ailleurs, l'abondance relative des roches basiques les oppose à la majorité des complexes annulaires d'Afrique où prédominent les termes acides (Jacobson et al., 1958 ; Bowden, 1985).

2-5 LES FORMATIONS VOLCANIQUES

2-5-1 Introduction

De toutes les formations géologiques rencontrées dans la région des Monts Roumpi, les roches volcaniques sont les plus abondantes (3/5 de la surface étudiée, fig.2-2). L'activité volcanique dans cette région a probablement débuté à l'éocène (Dumort, 1968) et ses produits, de nature variée : basaltes porphyriques ou non, hawaïtes, trachytes, phonolites et rhyolites, reposent en discordance sur le socle métamorphique et les roches sédimentaires. En général, dans le Sud-Ouest du Cameroun, les roches volcaniques ont été regroupées (Gèze, 1943) en 3 séries :

- la série noire inférieure,
- la série blanche moyenne,
- la série noire supérieure.

Les laves des Monts Roumpi sont groupées en deux séquences volcaniques selon la stratigraphie. La première séquence volcanique est constituée de basanites et basaltes alcalins à olivine, de basaltes ankaramitiques, d'hawaïtes, de benmoréites, de trachytes hyperalcalins et de phonolites et de rhyolites hyperalcalines. La deuxième séquence volcanique a émis des basaltes alcalins, des hawaïtes, des benmoréites, des trachytes, des phonolites et des rhyolites dépourvues de minéraux ferromagnésiens. L'abondance de la kaersutite s'accroît des trachytes aux phonolites. Toutefois, le mode de présentation ici adopté subdivise ces formations volcaniques en 2 groupes : les laves basiques et les laves felsiques.

2-5-2 Les laves basiques

Ce groupe comporte les basanites, les basaltes alcalins à olivine, les basaltes ankaramitiques et les hawaïtes. Ces laves présentent divers modes de gisement qui reflètent différents types d'émissions volcaniques spécifiques d'épisodes successifs. Le faciès, le degré d'altération et leur position stratigraphique dans le massif permet de distinguer les laves basiques anciennes des laves basiques récentes.

2-5-2-1 Les laves basiques anciennes

* Les basaltes anciens

Ils forment le principal revêtement du socle métamorphique dans les Monts Roumpi. Ces basaltes à phénocristaux d'olivine et de pyroxène sont très étendus, souvent prismés ou parfois stratifiés en coulées successives comme dans la rivière au Nord-Ouest de Madiè. Ils recouvrent partiellement les formations sédimentaires à Dibonda, Loe et Funge. Leur épaisseur varie d'environ 1 m à Dibonda à plus de 80 m à la chute d'Eyowè. Sur le plateau des environs de Madiè et surtout à la limite sud-ouest, les basaltes prismés sont parcourus de fractures ouvertes de plus de 150 m de long sur 0,5 m de large. Ces fractures (N120°E) profondes de plus de 80 m permettent l'infiltration rapide des eaux de ruissellement, favorisent le démantèlement des basaltes en gros blocs qui roulent dans la dépression et contribuent à l'édification d'un paysage ruiniforme. Les basanites ont été échantillonnées à Boa Yengè, Besingi et Méka, et les basaltes ankaramitiques, au Nord de Toko.

Planche 2 : 1 - Rata Mount (principal sommet des Monts Roumpi) vu à partir du village de Dikome Balue situé à l'Est ; 2 - Dépression sud-ouest bordée au Sud-Est par des dômes-coulées (photo prise dans le sens NE-SW) ; 3 - Contact entre deux coulées de basaltes et front de coulée érodé ; 4 - Cascade de Betenge ; 5 - flanc ouest du dôme coulée à l'Est de Boa Yengè.

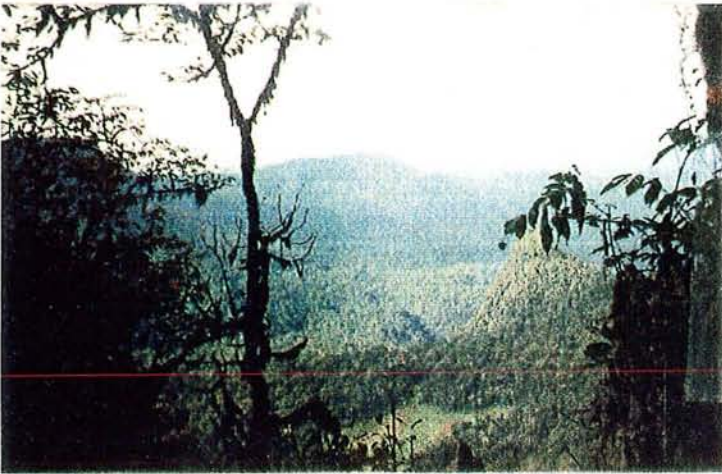
Planche 2



1



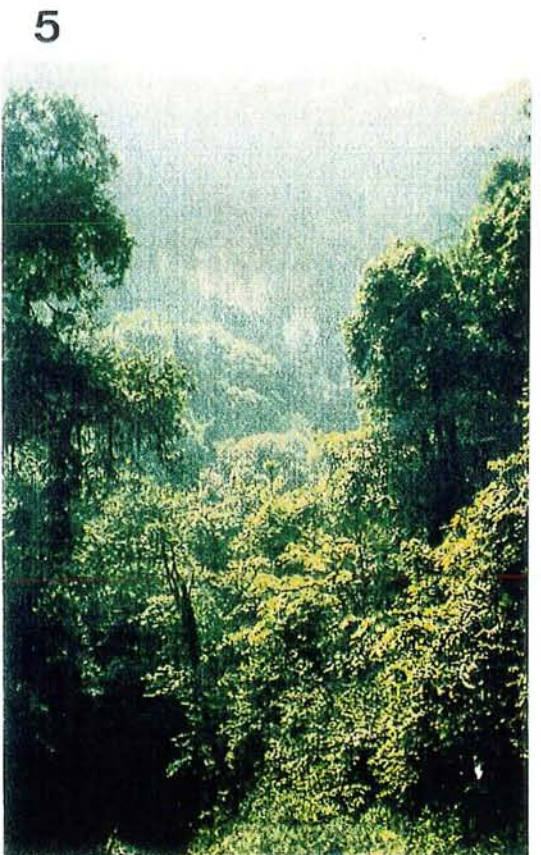
4



2



3



5

* Les hawaïtes

A l'entrée de Dikomé Balué, les hawaïtes de la première séquence volcanique forment un dôme partiellement recouvert par les hawaïtes de la deuxième séquence. Elles se distinguent de ces dernières par un relief émoussé et une patine d'altération décimétrique.

2-5-2-2 Les laves basiques récentes

Elles occupent les principaux sommets de la région étudiée et se subdivisent en coulées inférieures, moyennes et supérieures.

* Les centres d'émission des coulées inférieures forment des cônes rigoureux culminant à 1705 m d'altitude au Nord-Ouest et à 1320 m à l'Est de Dikomé Balué. Ces coulées inférieures se distinguent bien de celles des basaltes anciens par l'absence de stratification et surtout de patine d'altération importante. La roche comporte des phénocristaux d'olivine et de pyroxène.

* Les coulées moyennes sont les plus importantes en volume parmi les laves basiques récentes. En plus du cône principal qui culmine à 1768 m au Rata Mount (planche 2, photo 1), elles forment aussi des dômes-coulées à la limite de la dépression sud-ouest (planche 2, photo 2). Le sommet principal est un cône d'hawaïte porphyrique à plagioclase et pyroxène. La dimension des phénocristaux de plagioclase (1 x 6 cm à la base) diminue progressivement vers le sommet du cône (0,2 x 1 cm) où la lave comporte des vacuoles remplies de zéolites calciques. Les dômes-coulées sont constitués de cônes de basalte ou d'hawaïte à coulées de débordement. Ces coulées étalées et peu diverticulées forment de petites plaines d'altitude, comme à l'Ouest de Diboki Balué (1000 m d'altitude) et au Nord-Ouest d'Ebobé (1200 m d'altitude). Le passage de ces plaines à la coulée inférieure est souvent marqué par des cascades de plusieurs dizaines de mètres de dénivelé (cascade de la rivière Mosinjé près d'Ebobé). Les eaux coulent dans des vallées suspendues et se précipitent dans des reculées en amphithéâtre (planche 2, photos 3 à 5). Les cônes circulaires dominent de 100 à 300 m les plaines d'altitude. Leur diamètre varie de 500 à 1000 m. Partout, les laves sont porphyriques et la nature des phénocristaux permet de distinguer les basaltes à olivine et pyroxène des hawaïtes à pyroxène et plagioclase, respectivement à Ebobé et près de Diboki Balué.

A l'Ouest de Lipenja Mukètè, un important dôme elliptique (2 x 1,5 km), allongé N75°E, domine de 400 m les gneiss encaissant. Les prismes basaltiques verticaux (hexagones d'environ 50 cm de côté), recoupent des trachytes vert-sombre. Le relief jeune du dôme et le faciès de son basalte à phénocristaux de pyroxène et d'olivine (rare) le rapprochent des coulées récentes moyennes.

* La coulée supérieure, de largeur hectométrique, a environ 40 m d'épaisseur ; elle n'est observée qu'à l'Ouest de Bétengè. A son front, elle est démantelée en blocs métriques et sa limite sud-est n'est plus nette. La lave, d'un noir d'ébène, est aphyrique. Par anticipation sur la géochimie, elle a une composition de mugéarite.

2-5-3 LES LAVES FELSIQUES

Dans le chapitre suivant, nous décrivons les vingt neuf gisements dénombrés dans les Monts Roumpi (8 benmoréites, 9 trachytes, 5 phonolites et 9 rhyolites). Les gisements sont des massifs ou des filons (planche 3, photos 1 à 4). Les dénominations des massifs obtenues auprès des populations locales ont été très incomplètes car ils sont souvent inconnus de la plupart des habitants. Dès lors, les noms de certains massifs tiennent surtout compte des localités les plus proches.

La plupart des gisements présentent une composition minéralogique à phénocristaux de feldspath alcalin et/ou de pyroxène ; cependant, certains pitons et filons sont des masses de roches aphyriques. Les divers affleurements sont présentés aux tableaux 2-1.

Un filon principal (10 x 100 m) orienté N-S et deux filons secondaires N90°E et

N120°E (1 et 6 m de puissance) affleurent au Sud du gabbro de Toko. Des systèmes de diaclases (N80°E, 70°N ; N120°E, subvertical ; N130°E, 65°NE ; N160°E, 55°ENE) débitent ces filons en polyèdres. La roche contient des phénocristaux de feldspath alcalin et de pyroxène. Un filon rhyolitique N140°E est longé par la rivière au Nord de Bétengé. La roche blancâtre est subaphyrique.

Les autres gisements, en massifs (pitons ou dômes), recoupent les formations volcaniques antérieures avant d'être parfois recouverts par des émissions tardives comme à l'Ouest de Mekoma, de Diboki Balué ou à Dikomé Balué. Seul un piton de rhyolite recoupe les roches sédimentaires au Nord-Est de Narendi. Certains pitons sont bordés par des failles comme à l'Est de Lokando ou à l'Est de Madié. Un autre aspect particulier de certains dômes et pitons réside dans leur relation avec les cours d'eau. Le piton à l'Ouest de Mbou a une base évidée par un réseau hygraphique en anneau. Le piton de rhyolite de Mosakoa impose au cours des rivières qui confluent à sa base, de brusques déviations orthogonales.

2-5-4 CONCLUSION SUR LES FORMATIONS VOLCANIQUES

Deux épisodes d'émissions volcaniques ont donné les divers types lithologiques observés dans les Monts Roumpi. Le premier épisode commence par des émissions fissurales en coulées étendues (basaltes prismés) et se termine par des émissions plus localisées qui ont abouti à la formation de collines peu élevées (roches intermédiaires et felsiques). Durant le deuxième épisode, les basaltes ont été émis par des cheminées localisées et elles ont édifié des cônes tardifs. Les laves intermédiaires et acides ont érigé des pitons et dômes suivant des mécanismes spécifiques de mise en place :

- certains massifs se débitent en boules fusiformes et présentent des flancs verticaux qui montrent une anastomose des diaclases délimitant des prismes en fuseau. Une telle structure peut résulter d'une croissance rapide d'un dôme de lave visqueuse qui se met en place sans diapirisme prononcé. Le refroidissement immédiat d'une masse homogène engendre un retrait thermique en fentes irrégulières et désordonnées. Le piton ainsi formé, est un assemblage de boules lenticulaires de dimensions métriques à plurimétriques que l'érosion décape facilement. Cette structure caractérise les massifs de Mosakoa et de Mwonda Hill. Nous n'avons pas observé de structure en "gerbes divergentes" ou en "jet d'eau" comme dans certains necks des environs de Ngaoundéré (Déruelle et al., 1987).

- Ici, comme à Ngaoundéré (Déruelle et al., 1987), la plupart des dômes trachytiques montrent une structure en "bulbes d'oignon" semblable à celle des massifs volcaniques de l'Atakor (Girod, 1971). Dans ce cas, il s'agit d'une croissance "endogène" avec une carapace jouant le rôle d'écran thermique. L'inclinaison topographique, l'abondance des laves et peut-être la faible viscosité vont engendrer une croissance dissymétrique des dômes aboutissant parfois à la formation des dômes-coulées.

Planche 3 : 1 - piton de trachyte à kaersutite d'Eta Stone près de Mekoma ; 2 - piton de rhyolite hyperalcaline à l'Est de Mosakoa ; 3 - base évidée du même piton de rhyolite ; 4 - filon de trachyte N120°E au Sud de Mokomotombi.

Planche 3



1



2



3



4

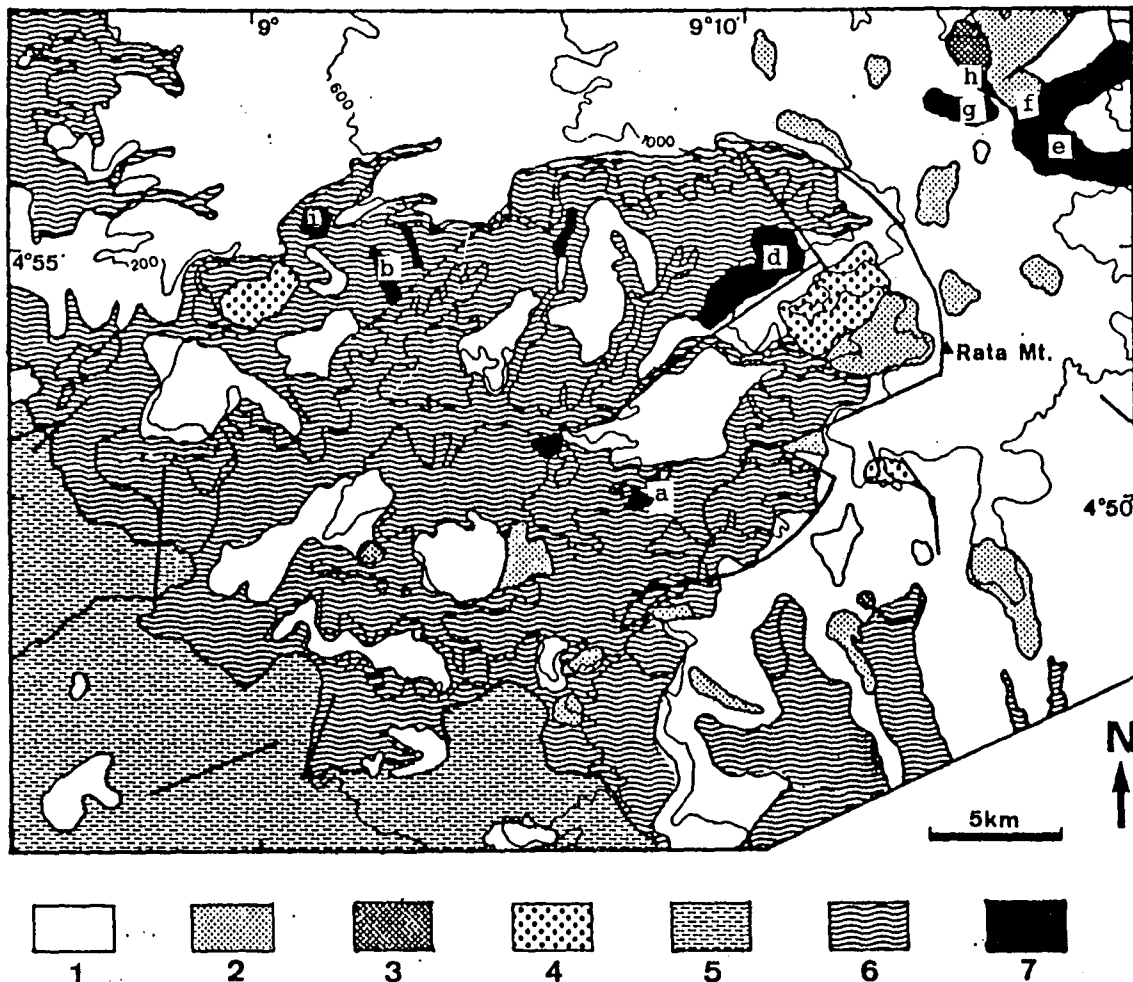


Fig. 2-2 : Carte géologique simplifiée des Monts Roumpi montrant la répartition des roches plutoniques ultimes.

1 : laves basiques ; 2 : laves trachytiques ; 3 : laves phonolitiques ; 4 : laves rhyolitiques ; 5 : roches sédimentaires du Crétacé à actuel ; 6 : roches métamorphiques et intrusives panafricaines ; 7 : roches plutoniques ultimes constituées de roches d'âge Jurassique-Crétacé (a : gabbros en dalle de Bossunga ; b : gabbros en dyke de Mokomotombi) et d'âge Tortonien (c : gabbros à analcime de Toko ; d : gabbro de Bweme ; e : gabbro de Messimba ; f : syénogabbros ; g : syénodiorites ; h : syénites ; i : granites hyperalcalins).

3 APPROCHE STRUCTURALE DES MONTS ROUMPI

3-1 APPORT DE LA GEOPHYSIQUE

Les documents de géophysique sur l'ensemble des Monts Roumpi sont rares. Le seul outil disponible est la carte des anomalies gravimétriques de la côte du golfe de Guinée (Hedberg, 1968). Les Monts Roumpi, comme le Mont Cameroun et l'île de Bioko, constituent un centre de haute gravité (avec des anomalies de Bouger > 20 mgals), tandis que les régions de Rio del Rey et de Manjo ont des valeurs des anomalies de Bouger de $-47,7$ et 0 mgals, respectivement. Il en résulte un gradient de gravité de 3 mgals/km vers les centres de haute gravité. Or la présence de 1000 m de basaltes de densité $2,8$ (légèrement supérieure à $2,67$ utilisée dans les calculs de Bouguer) introduit seulement une différence de $5,7$ mgals avec les régions environnantes. Ce gradient serait plus élevé, n'eût été la couverture sédimentaire (de densité $2,4$) des bassins de Douala et de Rio del Rey dont l'épaisseur supposée est de 5000 m. Son absence élèverait le gradient de plus de 5 mgals/km.

Un gradient régional de 3 mgals/km nécessite un changement de composition et/ou d'épaisseur dans la croûte. Après exploitation des graphes de corrélation entre les anomalies de Bouguer et la profondeur du manteau, ce gradient a été attribué (Hedberg, 1968) à un amincissement de la croûte depuis les épaisseurs continentales (30 à 35 km) jusqu'à des épaisseurs océaniques (18 à 22 km). Des mesures gravimétriques au Mont Koupé montrent aussi des anomalies de Bouguer positives (Fairhead, comm. pers., 1988). L'extension de ces anomalies loin des cheminées volcaniques laisse penser que les Monts Roumpi et d'autres massifs suscités sont des zones à remontée asthénosphérique.

3-2 DONNEES DE TELEDETECTION

Elles ont été obtenues à partir des documents photosatellites (Landsat et Ertis) au $1/500.000$. et des images du radar "Mosaic Radar" (East Look) au $1/250.000$.

3-2-1 Apports des documents photosatellites

L'étude linéamentaire sur les images du satellite Landsat (L) et Ertis des Monts Roumpi et ses environs a fait ressortir plusieurs directions dominantes. Dans les Monts Roumpi, la principale direction $N30^{\circ}E$ est accompagnée des directions secondaires $N60^{\circ}E$, $N135^{\circ}E$ et $N150^{\circ}E$. Aux alentours du même massif (fig. 3-1a, b et c), deux directions principales ($N55^{\circ}E$ et $N90^{\circ}E$) et une direction secondaire ($N145^{\circ}E$) prédominent.

3-2-2 Apport du document "Mosaic Radar" (East Look)

L'étude de ce document est limitée à la région des Monts Roumpi. Les linéaments rectilignes se groupent en quatre faisceaux (fig. 3-2a et b) de forte densité suivant les directions $N25^{\circ}E$, $N50^{\circ}E$, $N125^{\circ}E$ et $N155^{\circ}E$ à subméridienne.

3-2-3 Interprétation

Les documents satellites et radars offrent des faisceaux de linéaments de forte densité : $N25-30^{\circ}E$, $N50-55^{\circ}E$, $N125-N135^{\circ}E$ et $N90^{\circ}E$. La direction $N25-30^{\circ}E$ est celle de l'ensemble de la Ligne du Cameroun. Elle se manifeste surtout dans le substratum où elle correspond parfois à la foliation, à certaines diaclases et failles. Quant aux roches volcaniques, la direction $N25-30^{\circ}E$ coïncide souvent aux alignements de cônes. La direction $N50-55^{\circ}E$ est aussi bien observée dans les roches métamorphiques que dans les roches sédimentaires. Par ailleurs, elle coïncide avec la direction de la Bénoué sud ou des parties sud-ouest de l'Adamaoua. La direction $N125-135^{\circ}E$ correspond à la direction conjuguée de l'Adamaoua. Elle apparaît dans toutes les formations géologiques. La direction $N155^{\circ}E$ est celle de l'allongement de la chaîne panafricaine, sa direction globale méridienne pouvant subir des déviations locales. Sur le terrain, elle est matérialisée par le litage $N5^{\circ}E$ des granites et la direction N-S de certaines failles antévolcani-

Tableau 2-1 : Présentation synthétique des affleurements
des laves felsiques des Monts Roumpi.

LES LAVES FELSIQUES DE LA PREMIERE SEQUENCE VOLCANIQUE

	Nom du gisement et localisation	Forme	Base et hauteur	Caractéristiques
I	ND36, Sud de Lipenja Mukètè	dôme	200 m (D) 90 m (H)	Recoupé par des basaltes récents
	NK37, Est de Madiè	dôme	environ 150 m (H)	associé au trachytes et recoupée par la phonolite hyperalcaline
	CN26, Est de Narendi	filon	2 x 100 m, environ	surplombé par des rhyolites récentes
	CN38b, N-O de Diboki Balué	dôme	indéterminées	recouvert par des basaltes récents
II	CN31, Sud de Madiè	dôme étalé	1000 m (D), 50 m (H)	recouvert par des basaltes récents
	NK33, Colombey Hill, S-O Madiè	dôme étalé	500 m (D), 50 m (H)	lave gris-sombre porphyrique
	NK20, Ouest de Dikomé Balué	piton et filon	1000 m (D), 600 m (H)	filon de largeur indéterminée
	Les filons à l'Est de Toko	filons	indéterminées	laves blanches et porphyriques !
III	NK30, Sud de Madiè	dyke	1 x 100 m	roche vert-sombre, aphyrique !
	NK39, Sud-Est de Madiè	piton	1000 m (D), 450 m (H)	roche verte, prohyrique
IV	CN38, N-O de Diboki Balué	dôme	indéterminées	recouvert par des basaltes récents
	CN2, Est de Mosakoa	piton	2 x 0,8 Km, 300 m (H)	base évidée par les rivières
	NK58, base ouest du Rata Mount	boules éparses	indéterminées	roche tuffacée, gris clair

I = benmoréites ; II = trachytes ; III = phonolites ; IV = rhyolites

LES LAVES FELSIQUES DE LA DEUXIEME SEQUENCE VOLCANIQUE

I	NK26, Est de Dikomé Balué	piton	500 x 1000 m, 370 m (H)	recoupe les basaltes récents
	CN25, Nord-Est de Narendi	piton	500 m (D), 300 m (H)	associé aux rhyolites leucocrates
II	CN40, Mbanda Hill, Diboki Balué	piton elliptique	900 x 400 m, E-O, 125 m	2 sommets contigus
	CN42, Eta Stone, Mekoma	piton pointu	60 m (D), 60 m (H)	roche gris-sombre, porphyrique
	CN35, Nord-Ouest de Mekoma	indéterminée	indéterminées	roche gris-sombre, porphyrique
	NK61, dépression sud-ouest	dôme	indéterminées	roche claire et porphyrique
III	CN43, Funga Hill, Bonji	piton	300 x 500 m, N-S, 200 m	recoupe les hawaïtes
	CN44, Gum Hill, Nord de Bonji	piton	1000 m (D), 300 m (H)	recoupe les hawaïtes
	CN45, Nguley Hill, Big Ngwandi	piton elliptique	500 x 1000 m, 300 m (H)	alignement NW-SE de 3 sommets
IV	CN24, Nord-Est de Narendi	piton	600 x 900 m, 250 m (H)	allongé NW-SE
	CN27, Nord-Est de Narendi	piton	500 x 1100 m, 180 m (H)	allongé SW-NE
	CN30, Mwonda Hill, Sud d'Iwasa	dôme elliptique	700 x 1500 m, 200 m (H)	allongé N-S, intrusif dans les basaltes anciens du plateau de Madiè
	NK52, dyke au Sud d'Ebobè	dyke	8 x 100 m,	recoupe les hawaïtes
	NK53, affleurement d'Ebobè	indéterminée	indéterminées	surfaces sous les basaltes récents
	NK57, dépression sud-ouest	dôme elliptique	1200 x 2000 m, 150 m (H)	allongé NE-SW, avec 2 sommets

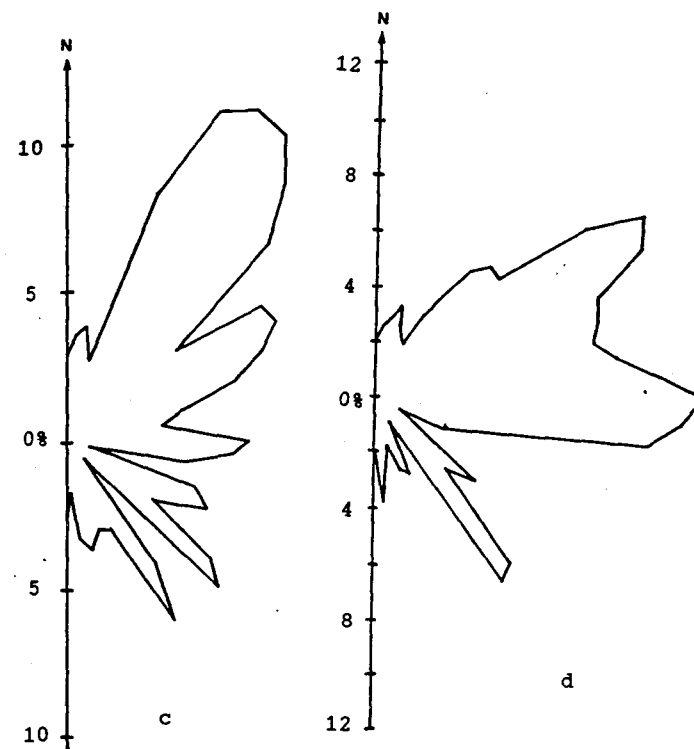
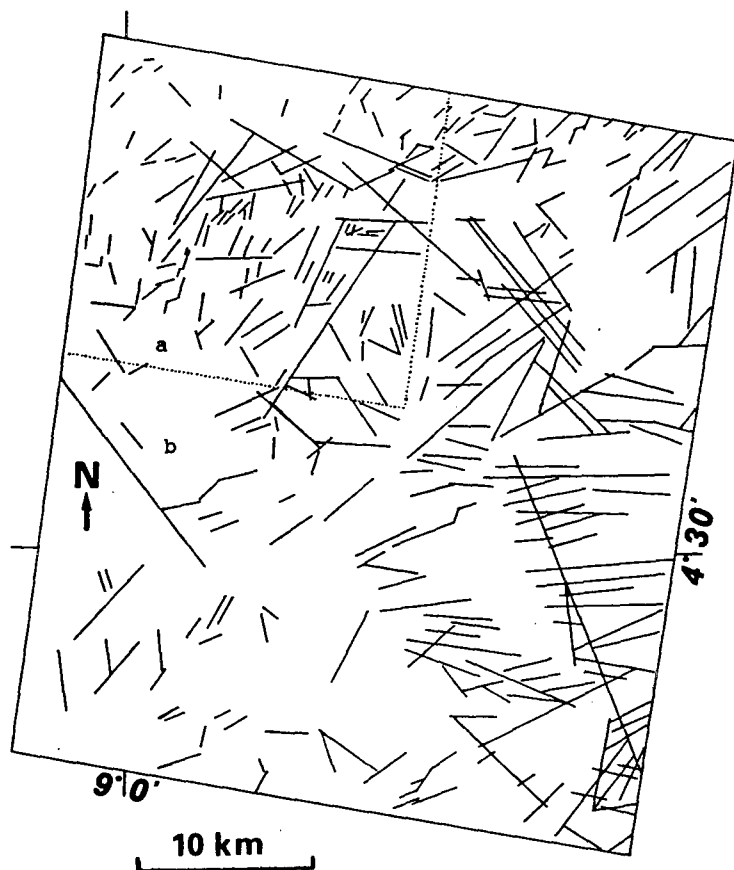


Fig. 3-1 : Carte des linéaments obtenus par image satellite Landsat (L) et Ertis (1/500.000) des Monts Roumpi (a) et ses environs (b), et les rosaces respectives (c) et (d). Les numéros d'orbite et de rang sont 201 et 57, la prise de vue date du 21 / 11 / 1978.

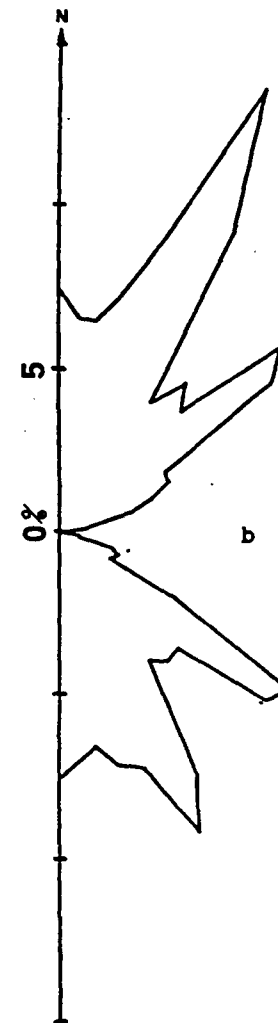
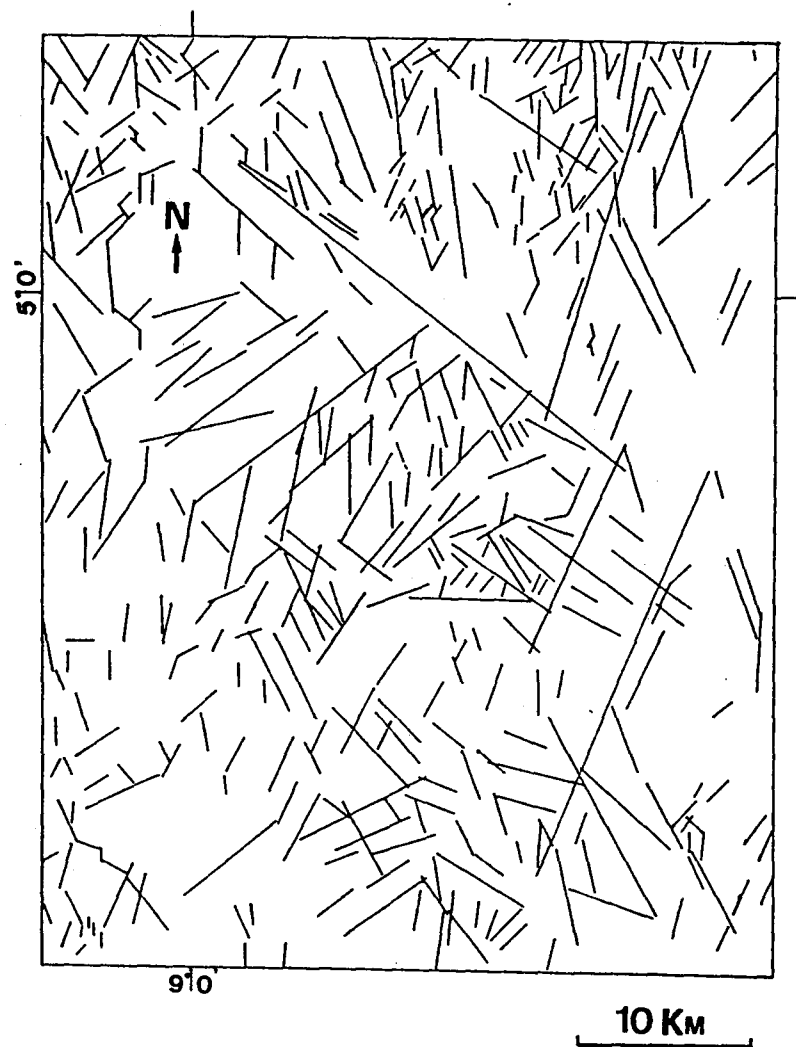


Fig. 3-2 : Carte des linéaments obtenus par image "Mosaic Radar" (East Look) (1/250.000) des Monts Roumpi (a) et la rosace correspondante (b).

ques. Elle coïncide aussi avec certains alignements de cônes volcaniques. La direction E-W est discrète dans les Monts Roumpi. Elle est, au contraire, fréquente dans le secteur volcanique situé entre les Monts Cameroun, Koupé et Roumpi où prédominent des alignements de cônes stromboliens et d'autres dômes volcaniques.

3-2-4 Conclusion sur l'étude par télédétection

Les principaux faisceaux sus-décrits suivent une chronologie dans l'histoire tectonique du Cameroun allant du Pan-Africain à l'albo-aptien et même au quaternaire. En effet, l'événement panafricain (650 ± 100 Ma) a engendré, à l'Est du craton ouest, une direction grossièrement subméridienne (Rocci, 1965 ; Caby et al., 1981) qui connaît, au Cameroun, des déviations vers le Sud-Ouest ou Sud-Sud-Ouest (Bessoles et Lasserre, 1977). Certains linéaments subméridiens dans les roches métamorphiques résultent de l'événement panafricain. Suivant les éléments structuraux considérés, des orientations E-W, au Cameroun, correspondent à des indicateurs locaux des structures panafricaines (Dumont et al., 1985), à des linéaments résultant de l'ouverture de l'Océan Atlantique (Moreau et al., 1987) ou à un système secondaire interne à la Ligne du Cameroun. Selon le nouveau modèle tectonique proposé pour la Ligne du Cameroun (Moreau et al., 1987), la direction $N25-30^\circ E$ est génétiquement liée aux directions $N55^\circ E$ et $N135^\circ E$. Ces deux dernières sont associées à l'Adamaoua qui, apparu au Panafricain, a joué de l'Albo-aptien à l'actuel (rejeux senestres) et dont les fentes de tension se sont organisées selon une direction globale $N25 - 30^\circ E$.

3-3 LES DONNEES DE TERRAIN

L'analyse macroscopique ou macrostructurale a porté sur les fractures, la foliation, les plis et les boudins.

3-3-1 Les fractures

Les fractures ont, les unes les autres, des directions très variées dans la région étudiée où elles se manifestent sous formes de diaclases et joints ou de failles. Le rôle des diaclases consiste en un débit des roches affectées en blocs polyédriques : exemple des diaclases $N90^\circ E$ et $N140^\circ E$ dans les gneiss amphibolitiques au Sud de Mosakoa, et des diaclases $N30^\circ E$ et $N140^\circ E$ dans le gabbro de Bossunga. Les joints se conjuguent avec les diaclases pour débiter la roche ou pour définir à beaucoup d'endroits des morphostructures particulières (voir géomorphologie). Les cisaillements senestres ($N70^\circ E$ ou $N150^\circ E$) ont été observés en bordure du gabbro au Nord de Toko. Ils s'accompagnent d'un léger fauchage du litage de la foliation gneissique (fig. 3-3a et b). D'une manière générale, les cisaillements sont rares dans les Monts Roumpi, comparativement à la région de Poli au Nord-Cameroun (Dumont et al., 1985 ; Angoua Biouélé, 1988 ; Penaye, 1988 parmi d'autres) où la tectonique cisailante est une importante phase de déformation.

Les failles repérées sur les images satellites (Landsat et Ertis) et radar (vue est), et retrouvées sur le terrain sont reportées sur la carte géologique (fig. 2-2). La mise en place de certains dômes de trachytes semblent être fortement contrôlée par des failles : la faille $N135^\circ E$ à l'Ouest d'Ikoko hill et la faille $N55^\circ E$ des trachytes au Sud de Mboou. Les tranchées routières près d'Ilor nous ont permis d'observer des rebroussements liés à une faille normale $N55^\circ E$; celle orientée $N65^\circ E$ à Monyangi n'est pas évidente sur le terrain. Dans la zone déprimée, une faille $N55^\circ E$ limite les amphibolites et les basaltes prismés de Meta Dikomé Ngolo. La région des Monts Roumpi est surtout marquée par une importante faille $N30^\circ E$ qui a guidé l'alignement des pitons trachytiques et les cônes basaltiques depuis Bafaka jusqu'à Ebémi Bakundu en passant par Mekoma et Dikomé Balué. Sur le terrain, elle est matérialisée par des structures verticales dans le substratum métamorphique. Elle sert de contact entre des gneiss à biotite et grenat à l'Ouest (foliation $N40^\circ E$, 30 à 40° NW) et des micaschistes à l'Est (foliation $N10^\circ E$, 10 à 20° SE à la cascade au Sud de Bétengé). Les autres lignes de hauteurs marquées par les produits volcaniques (voir cadre géographique) peuvent cacher des fail-

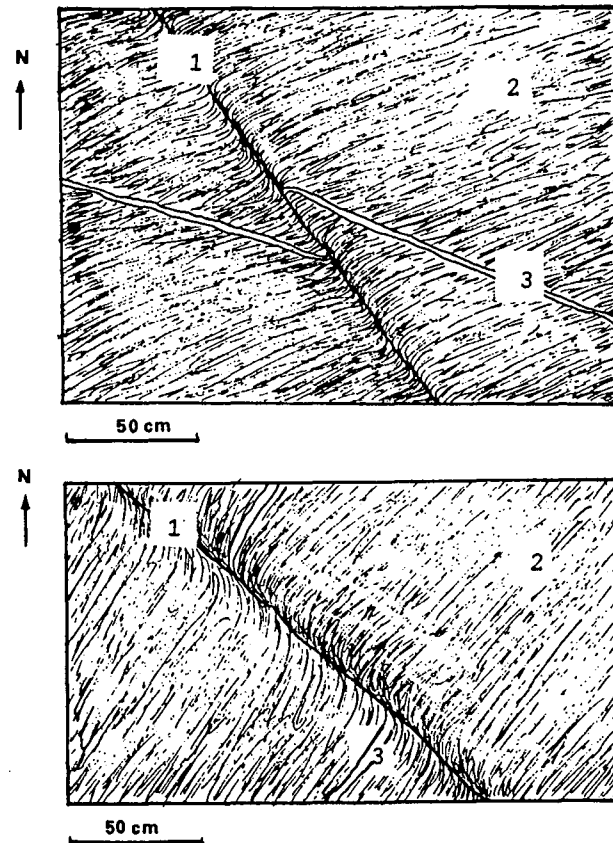


Fig. 3-3 : Joints de cisaillement (1) avec décrochement sénestre dans les gneiss pélitiques (2) près du gabbro de Toko ; les filons de quartzite décalés (3) sont (a) post- ou (b) synmétamorphiques (plans horizontaux).

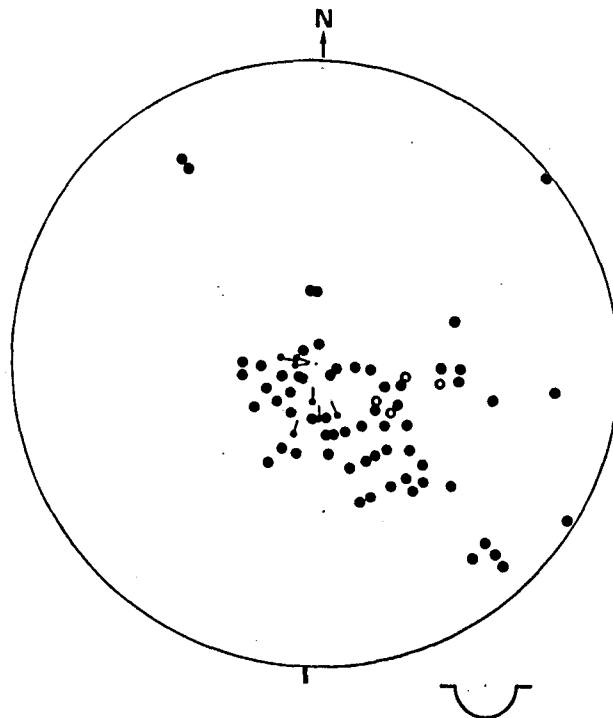


Fig. 3-4 : Pôles des plans de foliation dans le canevas de Schmidt (cercles pleins : gneiss ; cercles centrés sur étoile : amphibolites et hornblendites ; cercles emmanchés : granites)

les qui ont guidé les éruptions.

3-3-2 La foliation

Les caractéristiques géométriques de la foliation (direction, pendage) varient suivant les affleurements. Bien que les conditions d'affleurements aient souvent limité le nombre des mesures, sur une surface de 350 km², 86 mesures (annexe) ont été effectuées et le report sur un canevas de Schmidt indique une abondance des pôles des plans dans le cadran sud-est. Les valeurs des pendages présentent une forte densité entre 15° et 30° vers 310° E. Les directions présentent un maximum d'orientation entre N30 et N50° E. Quelques pôles apparaissent dans le cadran nord-ouest et correspondent aux plans à pendages 65° à 70° vers 145° E. Sur tous les affleurements, la foliation ondule suivant des amplitudes et des longueurs d'onde différentes. Cette ondulation est très irrégulière en bordure du Gabbro de Toko. En plus des plissements qui ont affecté les roches métamorphiques, les intrusions magmatiques relèvent les plans de foliation sur leurs bordures. Des levers des plans de foliation près du gabbro de Toko, du granite d'Ebemi Bakundu et de celui de Diboki Balué donnent des valeurs de pendage proches de la verticale ou tout au moins supérieures à 45°.

3-3-3 Les plis

La déformation souple a affecté les roches métamorphiques et les roches sédimentaires. Ce sous-chapitre traite des plis dans le substratum métamorphique. Après le report des levers de terrain sur la carte, des variations de pendages et de directions apparaissent. Ces variations pouvaient être rapportées à des plis mégascopiques si les multiples intrusions magmatiques n'avaient provoqué des rebroussements notables des roches métamorphiques au cours de leurs mises en place. Il est actuellement difficile de faire la part des variations de pendages antérieures aux intrusions magmatiques. A l'échelle macroscopique, des plis en genou, des plis anisopaques et des plis couchés ont été observés. Un pli métrique en genou (fig. 3-8) apparaît dans des gneiss pélitiques entre Diboki Balué et Bonji. Le flanc ouest de direction N170° E pend de 40° vers l'Ouest et le flanc opposé de direction N160° E, de 5° à 10° vers l'Est. Au Nord de Toko, des écrans de gneiss coincés entre des filons trachytiques se retrouvent en des séries de plis anisopaques d'inégales dimensions (fig. 3-9) et d'axes verticaux. Les amplitudes et les longueurs d'onde varient respectivement de 2 à 12 et de 6 à 40 cm. Les amphibolites de Meta Dikomé Ngolo sont le seul affleurement où des plis couchés ont été observés (planche 1 photo 3 & 4). Les têtes des plis sont orientées vers l'Est comme en témoignent leurs axes (15°, 20° E et 20°, 5° E).

3-3-4 Les boudins

A l'Ouest de Big Ngwandi et précisément dans le lit du fleuve Mémé, des niveaux sombres de boudins amphiboliques ont une épaisseur de 0,3 m. Des strates sombres de boudins intercalés dans des gneiss ont été observées à beaucoup d'affleurements (exemple des amphibolites de Mundemba, planche 1, photo 1 et 2).

3-3-5 Conclusion sur les données de terrain

Les données structurales montrent que plusieurs phases de déformation se sont succédées dans les Monts Roumpi. Le substratum métamorphique est marqué par une première phase qui provoque la foliation métamorphique. La deuxième phase de déformation a engendré des plis couchés et des plis en genou d'axes sensiblement nord-sud. Les amphibolites plissées ou non sont d'âge panafricain comme l'indique des mesures K-Ar (voir géochronologie). Leur intercalation dans les gneiss permet de conclure que les déformations observées sont liées à l'événement panafricain. Nous remarquons que les Monts Roumpi ne montrent pas des plissements superposés comme dans les séries de Yaoundé au Nord du craton de Congo (Nzenti et al., 1988) ou de Poli au Nord du Cameroun (Ngako, 1986 ; Toteu et al., 1987 ; Penaye, 1988 ; Angoua, 1988 parmi d'autres). En effet, du

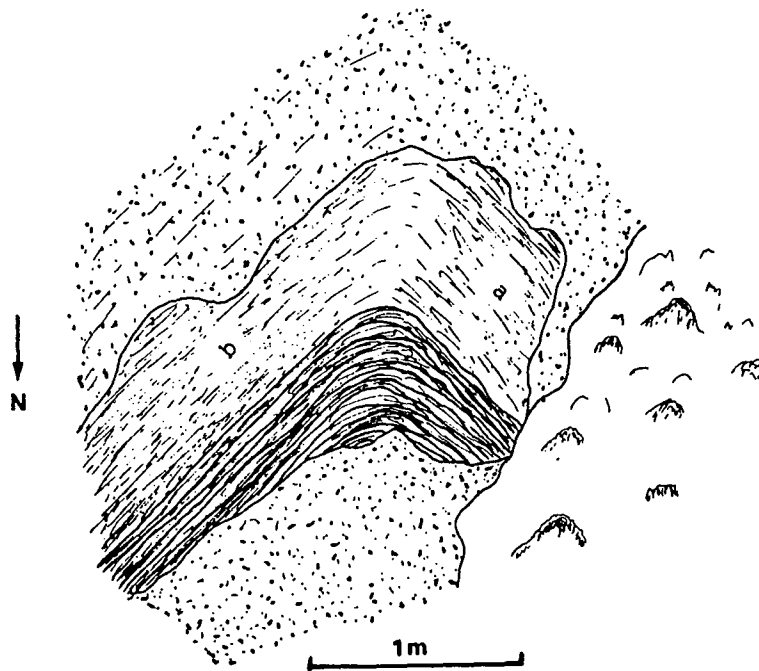


Fig. 3-5 : Pli en genou dans les gneiss entre Diboki Balue et Bonji
foliation en (a) N160°E, 40°W ; N10°E, 50°W et en (b) N160°E,
5-10°E.

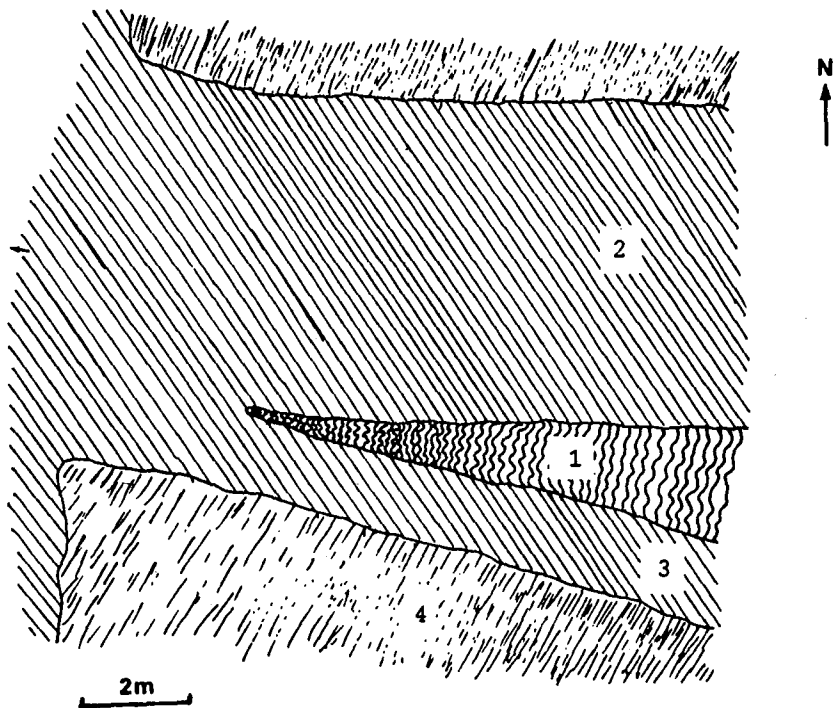


Fig. 3-6 : Ecran de gneiss retroussé (1) entre deux filons
trachytiques orientés E-W (2) et N115°E (3) au Nord de Toko ;
l'encaissant gneissique (4) n'est pas plissé. La petite flèche
est orientée vers le massif de trachyte (vue verticale).

point de vue structural, plusieurs cachets tectoniques spécifiques aux diverses entités sont actuellement bien identifiées dans la zone mobile au Cameroun : accréation crustale (Poli, Toteu et al., 1987), tectonique en nappe (Yaoundé, Nzenti et al., 1988), bassin intracontinental de type "pull apart" (Lom, Soba, 1989), bloc cisailant (Adamaoua, Moreau et al., 1987 ; Dumont, 1987). Les Monts Roumpi, éloignés de ces entités, sont situés au Sud-Est du massif d'Oban au Nigéria où plusieurs phases de déformation probablement liées au polymétamorphisme ont été identifiées (Ekwueme, 1987). Mais les données disponibles ne permettent pas d'y déceler un éventuel événement anté-Panafri-cain.

4 GEOCHRONOLOGIE ET ESSAI DE SYNTHÈSE

4-1 GEOCHRONOLOGIE DES MONTS ROUMPI

4-1-1 Introduction

Dans le but de mieux explorer les Monts Roumpi, 25 datations (K-Ar) sur roche totale et minéraux séparés ont été réalisées.

Les roches appartiennent à plusieurs faciès lithologiques dont deux amphibolites, un granite, trois gabbros, un basalte, deux trachytes et une rhyolite. Pour chaque faciès, les échantillons prélevés sur un même affleurement présentent des caractéristiques semblables (couleur, taille des grains et proportions des divers minéraux). L'effet de rajeunissement ou de vieillissement ainsi que les difficultés liées aux différents rapports isotopiques initiaux ou à leurs variations pendant l'évolution magmatique (McCarthy et Cawthorn, 1980) ont été évités. La durée des cycles magmatiques a été délimitée et les anomalies isotopiques dépistées. Toutes les analyses ont été effectuées par F. Walgenwitz au Laboratoire de Géologie de la Société Nationale Elf Aquitaine (Production) de Pau (France).

4-1-2 Procédure analytique

(F. Walgenwitz, comm. pers., 1988).

Après concassage et tamisage sous eau afin d'éliminer d'éventuelles particules argileuses d'altération, des fractions granulométriques de roches totales comprises entre 60 et 100 μm ont été retenues pour la datation. Le dosage du potassium a été effectué par la méthode de dilution isotopique sur un spectromètre de masse VG Sira 10. L'extraction de l'argon sur des aliquotes quartées est obtenue par fusion sous vide (10^{-6} à 10^{-7} torr) en utilisant un four à induction. Les échantillons déposés dans une feuille de molybdène sont préalablement étuvés sous pompage. Tous les gaz autres que l'argon sont extraits sur des collecteurs de la ligne de préparation avant introduction dans un spectromètre VG Micromass 1100. Le spike de ^{38}Ar délivré par un microvolume est introduit lors de la fusion.

Certaines analyses K-Ar sur roche totale ont dû être complétées par celles de minéraux séparés par des liqueurs denses et le séparateur magnétique Frantz. Les fractions minérales sont suffisamment pures et les proportions des impuretés influent peu sur les analyses K-Ar qui ont été menées dans les mêmes conditions que celles décrites plus haut (voir résultats analytiques).

4-1-3 Résultats analytiques

Les mesures sont reportées au tableau 4-1 et les âges apparents sont calculés suivant la formule : $T = 1804,05 \ln(1 + 0,53078 \frac{^{40}\text{Ar}^*}{\text{K}})$, en utilisant la constante totale de décroissance de ^{40}K de Steiger et Jäger (1977) = $5,543 \times 10^{-10}$. K est exprimé en (%) et $^{40}\text{Ar}^*$ (en 10^{15} atomes par gramme), argon radiogénique corrigé de la dilution atmosphérique à rapport atomique $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$.

4-1-3-1 Le substratum métamorphique

Deux analyses successives d'un échantillon d'amphibolite de Meta Dikome Ngolo ont donné un âge de 567 ± 17 Ma et une analyse sur les amphibolites du Sud de Mundemba, un âge de 576 ± 18 Ma. Ces âges sont nettement inférieurs aux âges Rb-Sr de 1313 ± 37 et 784 ± 31 Ma obtenus sur les gneiss du massif voisin d'Oban au Nigéria (Ekwueme, 1987, 1990), mais ils se rangent parmi les valeurs Rb-Sr de 676 ± 26 et 527 ± 16 Ma obtenues sur des schistes et des schistes retroréformés du même massif et sont semblables aux âges des amphibolites ou des gneiss d'autres régions de la zone mobile du Cameroun (Nguene, 1982 ; Lasserre et Soba, 1979 ; Toteu et al., 1986). Les roches étudiées ont subi un métamorphisme rétrograde marqué et les âges obtenus peuvent lui être attribués. La période de 576 à 567 Ma coïncide nettement avec la dernière phase de l'orogénèse pan-africaine de la région de Poli, Cameroun (Toteu et al., 1987 ; Penaye et al., 1989) et du massif d'Oban, Nigéria (Ekwueme, 1987), prolongement probable, au Nigéria, des schistes de Poli (Toteu et al., 1987).

4-1-3-2 Le granite lité de Diboki Balué

Deux mesures isotopiques K-Ar sur roche totale et amphibole ($\pm$ micas) séparée donnent des résultats très différents : 414 ± 13 Ma et 531 ± 14 Ma respectivement. L'âge suspect de 414 ± 13 Ma est probablement attribuable à une perte partielle d'argon à haute température par les roches plutoniques à refroidissement lent (Faure, 1986). L'âge obtenu sur amphibole ($\pm$ micas) séparée peut alors être interprété comme correspondant à la mise en place et à la cristallisation du pluton granitique (amphibole poécilitique). Des intrusions granitiques de même âge sont connues au Nigéria (Caen-Vachette et Umeji, 1987), à Poli au Cameroun (Dumont et al., 1985 ; Toteu et al., 1986) où elles sont qualifiées de post-tectoniques par rapport à l'orogénèse pan-africaine.

4-1-3-3 Les intrusions plutoniques anorogéniques "ultimes"

4-1-3-3-1 Le gabbro en dyke de Mokomotombi

Trois échantillons analysés présentent des âges apparents compris entre 64 et 145 Ma. Il existe une grossière corrélation entre l'âge et la teneur en potassium, l'âge le plus jeune correspondant à la teneur maximale. Il est vraisemblable que la variation des âges résulte d'une perte d'argon, d'intensité variable d'un échantillon à l'autre, malgré les faibles distances (10 m) entre les prélèvements sur l'affleurement et les critères pétrographiques présentés plus haut. Dans cette hypothèse, la mise en place du gabbro aurait eu lieu il y a au moins $145 \pm 4,5$ Ma, c'est à dire à une période de la limite Jurassique - Crétacé. Une datation en ^{39}Ar - ^{40}Ar par paliers de chauffage leverait l'ambiguïté.

4-1-3-3-2 Les gabbros des massifs de Messimba et de Bweme

Trois mesures K-Ar sur roche totale du massif de Messimba ont donné deux âges apparents de 10,7 et $10,8 \pm 0,5$ Ma, et un âge plus jeune ($5,5 \pm 0,2$ Ma) que ne confirment pas deux datations de pyroxène $\pm$ micas du même échantillon (séparés à 0,4 et 0,5 A) : 9,9 et 10,6 Ma respectivement. L'isochrone dans un diagramme $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en fonction de $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ (fig.4-1), prenant en considération les roches totales à 10,7 et 10,8 Ma et les pyroxène $\pm$ micas du 3^e échantillon donne un âge de $10,8 \pm 0,5$ Ma, soit miocène tardif (tortonien). Une analyse K-Ar du gabbro du massif de Bweme indique un âge de $9,32 \pm 0,76$ Ma proche du massif précédent.

4-1-3-4 Les roches volcaniques

4-1-3-4-1 Le basalte de Meta Dikome Ngolo

L'âge de ce basalte prismé n'a pu être déterminé avec précision en raison des très

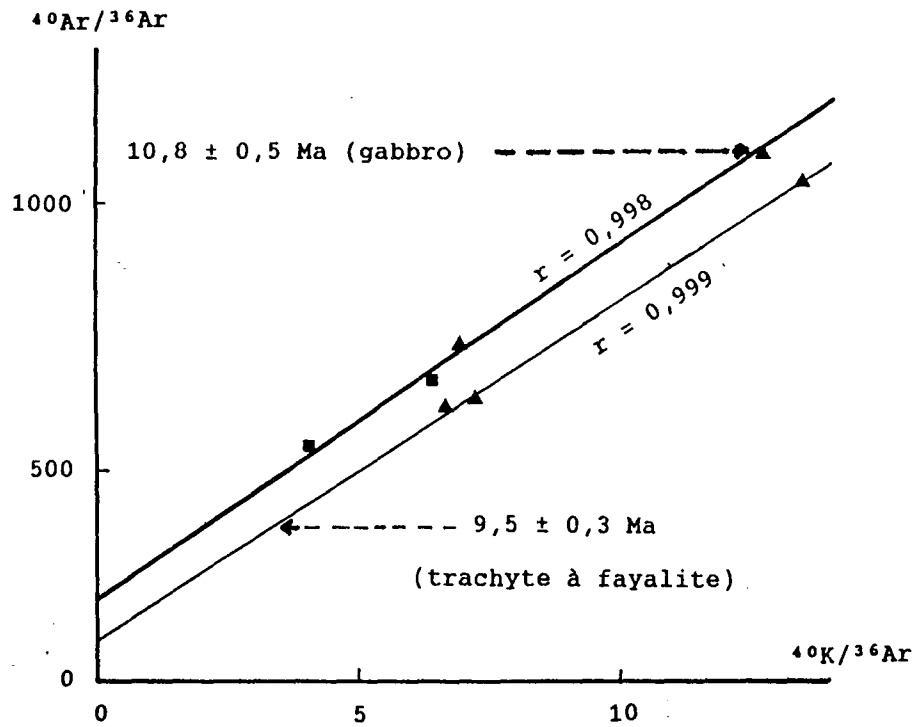


Fig. 4-1 : Isochrones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ du gabbro du massif de Messimba (trait épais) et du trachyte à fayalite de Bwembe (trait fin) ; triangle : roche totale ; carré : clinopyroxène ± micas.

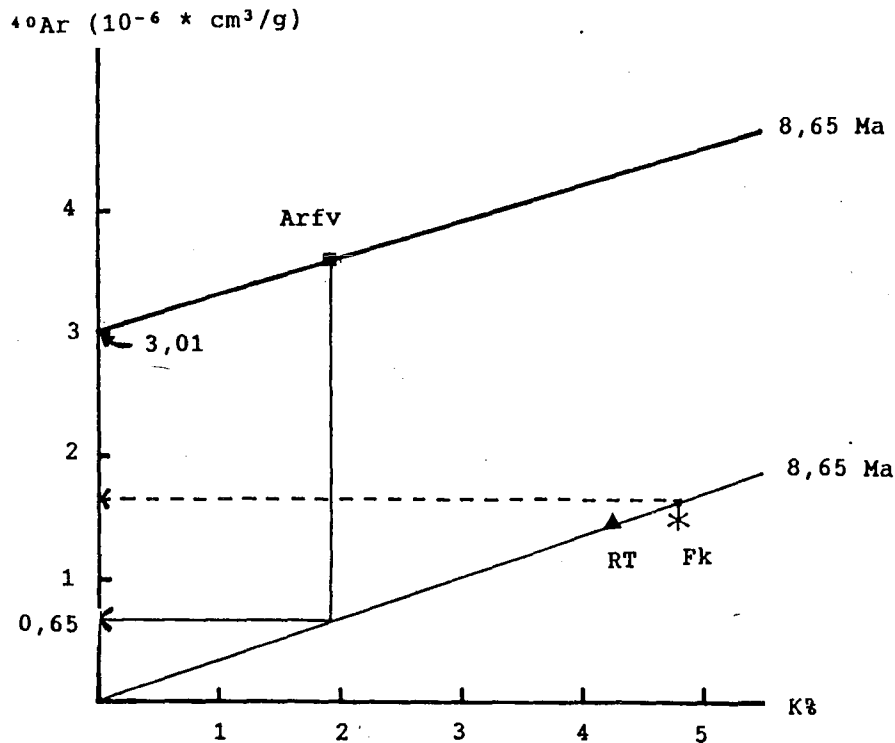


Fig. 4-2 : Illustration de l'excès d'argon dans l'arfvedsonite (carré) et de la perte d'argon dans les feldspaths (astérisque) de la rhyolite hyperalcaline (triangle) de Mosakoa.

Tableau 4-1 : Données analytiques K-Ar des échantillons de roches des Monts Roumpi, S-W Cameroun.

Nom de la roche et localisation	N° d'échantillon et matériau analysé	K (%)	⁴⁰ Ar* (10 ¹¹ at/g)	40Ar at (%)	⁴⁰ Ar ³⁶ Ar	⁴⁰ K ³⁶ Ar	Age (Ma)
Amphibolite du sud de mundemba	NN ₂ RT	2,00	14213	2,13	13850	343500	576 ± 18
Amphibolite au nord-est de Meta Dikome Ngolo	AM ₂ RT	1,25	8692	1,61	18390	468700	566 ± 16
		1,25	8728	2,22	11310	335900	568 ± 17
Granite post- tectonique de Diboki Balue	Yd ₁ RT	4,05	19716	1,26	23500	858800	414 ± 13
	Yd _{1A} amphibole ± micas	2,96	19115	1,84	16050	439400	531 ± 14
Gabbro du dyke de Mokomotombi	G ₁ RT	1,59	1079,8	11,00	2697	637100	64 ± 2
	G ₂ RT	0,86	1376,9	7,90	3332	345700	145 ± 4,5
	G ₃ RT	1,52	1322,1	12,80	2300	415200	81 ± 2,5
Gabbros du massif de Messimba	GA ₁ RT	2,82	318,2	40,30	733	698600	10,7 ± 0,5
	GA ₃ RT	4,62	268,9	31,90	925	1949000	5,6 ± 0,2
	GA ₃ cpx ± mica 0,4A	0,90	93,8	54,30	670	648000	9,9 ± 0,4
	GA ₃ cpx ± mica 0,5A	0,71	79,1	54,00	544	402000	10,6 ± 0,5
	GA ₅ RT	3,06	347,9	26,90	1099	1273000	10,8 ± 0,4
Gabbros du massif de Bweme	GB ₁ RT	0,50	48,9	72,10	410	210800	9,3 ± 0,8
Basalte prismé MetaDikomeNgolo	B ₁ RT	0,99	3,8	95,90	308	593000	0,37 ± 0,16
	B ₂ RT	0,89	6,5	88,60	334	947000	0,69 ± 0,16
	B ₃ RT	0,82	9,5	91,30	324	440700	1,10 ± 0,20
Trachyte à fayalite de Bwembe	F ₁ RT	4,07	408,5	28,40	1040	1336000	9,6 ± 0,3
	F ₂ RT	4,15	408,9	44,70	661	668000	9,4 ± 0,3
	F ₃ RT	4,23	399,7	43,60	674	725000	9,0 ± 0,3
Trachyte de Bole Eta	E ₃ RT	3,80	212,4	37,50	789	159000	5,3 ± 0,2
	E _{3A} kaersutite 0,5A	2,87	216,7	36,80	803	121200	7,2 ± 0,4
Rhyolite hyperalcaline de Mosakoa	T ₂ RT	4,25	385,9	34,10	867	113300	8,7 ± 0,4
	T _{2A} arfved. 0,5A	1,93	984,7	16,70	1769	520200	48,1 ± 1,9
	T _{2B} Fk. d ≤ 2,67	4,80	403,1	52,30	565	578700	8,0 ± 0,4

faibles quantités d'argon radiogénique. L'argon total extrait renferme entre 89 et 96 % d'argon atmosphérique, et les rapports $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ sont ainsi peu élevés. Les âges apparents varient de 0,37 à 1,1 Ma. Les trois points analytiques sont peu corrélés dans un diagramme $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ ($r = 0,58$) ; l'âge calculé en contraignant l'isochrone par une valeur à l'origine de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$ (composition de l'argon atmosphérique), est de $0,63 \pm 0,2$ Ma. Cette méthode de calcul n'est pas satisfaisante (F. Walgenwitz, com. pers.) et il apparaît seulement que ce basalte est probablement d'âge inférieur à 1 Ma.

4-1-3-4-2 Le trachyte à fayalite de Bwembe

Les analyses de trois échantillons donnent des âges apparents comparables, de 9 à $9,6 \pm 0,3$ Ma. L'isochrone (fig.4-1) indique un âge de $9,5 \pm 0,3$ Ma, Tortonien.

4-1-3-4-3 Le trachyte de Bole Eta

La roche totale donne un âge K-Ar de $5,23 \pm 0,23$ Ma. La faible granulométrie de la kaersutite rend difficile son extraction d'autant plus que ce minéral est en voie de déstabilisation en oxydes, augite et sanidine. Ainsi, la fraction de 60 à 100 μm utilisée renferme des grains mixtes et l'homogénéité des cristaux ne constitue pas une preuve absolue de pureté à cause de la transformation en cours. Ainsi, le vieillissement de l'âge de 5,3 à 7,2 Ma peut ne pas constituer le plateau que montrerait une analyse sur 100 % de kaersutite pure. L'âge réel du piton serait donc voisin ou plus ancien que 7,2 Ma.

4-1-3-4-3 La rhyolite hypéralcaline de Mosakoa

Trois analyses K-Ar ont été parallèlement menées sur la roche totale et sur des cristaux séparés de feldspaths alcalins et d'arfvedsonite. La roche totale indique un âge de $8,65 \pm 0,41$ Ma, les feldspaths alcalins, $8,00 \pm 0,35$ Ma tandis que l'âge obtenu sur l'arfvedsonite s'élève à $48,1 \pm 1,9$ Ma. Contrairement à la kaersutite des trachytes, l'arfvedsonite séparée est assez pure ; les teneurs en Na et K des cristaux ayant servi à la datation coïncident nettement avec celles de l'arfvedsonite du même échantillon analysée à la microsonde électronique (48 analyses). A ce stade d'étude, il est difficile de préciser l'origine de ces âges variés à cause de plusieurs indéterminations :

- la reproductibilité des résultats n'est pas encore vérifiée,
- l'âge des basaltes alcalins encaissant demeure inconnu,
- la détermination de l'âge de la rhyolite par d'autres méthodes isotopiques n'est pas encore réalisée,
- par rapport à la roche totale, l'âge des feldspaths alcalins reflèterait une perte d'argon radiogénique.

Des expériences récentes montrent que l'intensité de la perte d'argon par les feldspaths alcalins dépend de la turbidité de leur structure (Parsons et al., 1988) ; cette turbidité peut être causée par un grand nombre de micropores. Les structures de nos feldspaths alcalins ne sont pas encore établies. Par ailleurs, l'effet de l'excès d'argon dans des amphiboles tardimagmatiques ou des amphiboles ayant subi des réactions subsolidus avec des fluides consiste en des âges plus vieux que la mise en place de la roche hôte (par exemple, Foland et al., 1986 ; 1989 ; Lando11 et al., 1989 ; Onstott et al., 1989). La cristallisation tardive de l'arfvedsonite de la rhyolite étudiée ne fait aucun doute, mais il faut davantage d'arguments géologiques et analytiques pour en déterminer l'origine et évaluer l'excès d'argon dans ces amphiboles. Les observations de terrain et les données pétrographiques, minéralogiques et isotopiques actuellement disponibles permettent de retenir l'âge de 8,65 Ma comme correspondant à la période d'extrusion. Une détermination empirique de l'excès d'argon a été effectuée comme suit (d'après F. Walgenwitz, comm. pers., 1989) : si le système K-Ar de la roche totale est représentatif de l'âge, la droite passant par la roche totale et l'origine dans un diagramme ^{40}Ar versus K % (fig.4-2) est alors l'isochrone de référence à 8,65 Ma. Une droite parallèle passant par l'arfvedsonite définit un intercept de $^{40}\text{Ar}_0 = 3,01 \%$

$10^{-6} \text{ cm}^3/\text{g}$ correspondant à l'excès d'argon. La concentration en argon radiogénique de l'amphibole par désintégration du potassium ($K=1,93\%$) est donc de $0,654 * 10^{-6} \text{ cm}^3/\text{g}$ et ne constituerait que 18% de l'argon 40 mesuré. La même opération indique une perte d'argon radiogénique de $0,15 * 10^{-6} \text{ cm}^3/\text{g}$ par les feldspaths, soit 10% de la valeur mesurée. A partir de l'analyse modale, la différence entre les quantités globales de perte d'argon des feldspaths et d'excès d'argon de l'arfvedsonite est presque nulle comme dans un système fermé.

4-1-4 Conclusion sur l'étude radiochronologique

Le substratum métamorphique et les intrusions granitiques litées des Monts Roumpi sont d'âge pan-africain. Leur localisation le long de la Ligne du Cameroun et en bordure des schistes d'Oban constitue un intérêt capital dans l'amorce d'une comparaison entre la zone mobile pan-africaine de la Ligne du Cameroun et des régions avoisinantes. L'existence de métasédiments, d'amphibolites et des intrusions granitiques panafricains est indicatrice d'une évolution du cadre géotectonique dont la reconstitution exige des travaux de détail prenant en compte les reliques de roches anciennes situées sur cette ligne ou de part et d'autre (Ekwueme, 1987 ; Caen-Vachette et Umeji, 1987 ; Toteu et al., 1987 ; Caen-Vachette et Ekwueme, 1988 ; Penaye et al., 1989). Les travaux actuellement publiés ne mettent aucune activité magmatique en évidence pendant la période écoulée entre la fin du Pan-africain (~ 500 Ma) et le début du magmatisme de la Ligne du Cameroun (~ 145 Ma) si ce n'est le magmatisme de Mangbaï (373 à 402 Ma, Lasserre et al., 1977). Seules la réactivation d'accidents tectoniques préexistants (Moreau et al., 1987 ; Déruelle et al., *sous presse*) et l'ouverture de bassins sédimentaires intracontinentaux (Lasserre et al., 1977 ; Ngangom, 1983 ; Dumont, 1987) ont été signalées.

Les gabbros récemment découverts ont la particularité d'élargir l'intervalle des âges des roches plutoniques "ultimes" (145 à 10 Ma) le long de la ligne du Cameroun. Les âges antérieurement connus sont compris entre 73 Ma (Nguéné et Norman, 1985) et 30 Ma (Lasserre, 1978). Le dyke de gabbros d'âge supérieur ou voisin de 145 Ma est situé dans l'alignement N-S des massifs anorogéniques du Nigéria dont les âges décroissent de 215 Ma au Nord à 140 Ma au Sud (Rahaman et al., 1984 ; Bowden et al., 1987). Cependant, les complexes anorogéniques du nord du Nigéria et les gabbros des Monts Roumpi sont symétriques par rapport aux plutons nigériens les plus jeunes. Cette disposition et la présence des gabbros tortoniens (10 Ma) aux Monts Roumpi exclut toute forme de corrélation entre ces massifs par migration de l'activité magmatique.

Les activités volcaniques s'échelonnent depuis plus de 10 Ma (basaltes anciens) jusqu'à des dates historiques, inférieures à 1 Ma.

Enfin, la persistance de l'activité magmatique de 145 Ma à moins de 1 Ma dans une même région contraint à beaucoup de circonspection dans l'établissement de modèles focalisés sur la migration de l'activité magmatique. Les âges obtenus cadrent parfaitement le modèle tectonique de méga-fentes de tension "en échelon" induites par des rejeux senestres de failles N70° E de l'Adamaoua (Moreau et al., 1987). L'activité magmatique dans le fossé de la Bénoué commence à un âge de 104 Ma (Benkhélil, 1988) nettement inférieur à celui des Monts Roumpi.

4-2 ESSAI DE SYNTHÈSE

Divers événements tectoniques et diverses phases de plutonisme et de volcanisme se sont succédés dans la région étudiée pour lui conférer une morphologie en collines et vallées. Sur la marge sud-ouest, l'ouverture de l'Atlantique Sud au Crétacé Inférieur a provoqué un affaissement en graben du bassin de Rio del Rey comblé par des sédiments cénomaniens à turoniens. Sur ces sédiments ultérieurement plissés reposent des langues de coulées de basaltes anciens probablement anté-tortoniens. Des intrusions plutoniques "ultimes" caractérisent la région. Elles sont essentiellement constituées (plus de 90 %) de gabbros à olivine qu'accompagnent des microsyénogabbros, des syénodiorites et des syénites et microsyénites. Les affleurements sur de petites surfaces, en blocs déplacés ou en fenêtres dans les basaltes ne permettent pas de lever structural sur le ter-

rain, la reconstitution des modes de mise en place en est alors rendue délicate. Des fracturations N30°E, N140°E, N55°E et des accidents secondaires ont favorisé la mise en place de deux séquences volcaniques : basalte-hawaïite-trachyte-phonolite et rhyolite.

La conjugaison des événements tectoniques, des intrusions plutoniques panafricaines et "ultimes" et des éruptions volcaniques a marqué la région étudiée d'une mosaïque de massifs aux formes et aux dimensions variées actuellement regroupés sous l'appellation de : MONTS ROUMPI ou "RUMPI HILLS" (fig.4-3). La plupart de ces massifs sont alignés N30°E, N140°E et N170°E ; d'autres se dressent dans la dépression sud-ouest longtemps soupçonnée d'être une caldeira. Bien que sa structure n'obéisse pas à la définition d'une caldeira (prédominance des dômes gneissiques), elle correspond à une zone d'effondrement telle que le prouve la présence de trachytes tuffacés (brèches d'effondrement) à la base ouest du Rata Mount, des stries de glissement de terrain et la dénivellation.

Les stries de glissement généralement masquées par l'abondante couverture végétale, ont été observées sur une petite surface restée sans végétation à cause du ruissellement des eaux.

La dénivellation actuelle est de l'ordre de 600 m du point culminant aux trachytes tuffacés. Elle varie de 500 à 200 m pour les autres sommets situés sur son rebord. La topographie marque parfois plus de 500 m de dénivelé pour une distance horizontale de 200 m. À l'Ouest de la dépression, l'érosion, favorisée par la présence des failles apicales liées aux intrusions plutoniques et du bassin subsident de Rio del Rey (ouverture de l'Atlantique), a contribué au façonnage de la morphologie actuelle.

Les observations de terrain (affleurements, pétrographie, structurale) suivies de l'étude des documents photographiques au stéréoscope nous ont permis d'établir une carte géologique au 1/50.000 des Monts Roumpi et d'effectuer des coupes géologiques. Les contacts sont parfois masqués par des éboulis et/ou des produits d'altération où s'enracine l'important couvert végétal ; il en résulte que certaines limites entre les formations rencontrées restent interprétatives. À l'exception des formations sédimentaires qui ne sont décrites pour des besoins cartographiques qu'aux échelles mégascopique et macroscopique, toutes les autres variétés lithologiques seront l'objet d'une description microscopique détaillée dans les prochains chapitres de ce mémoire.

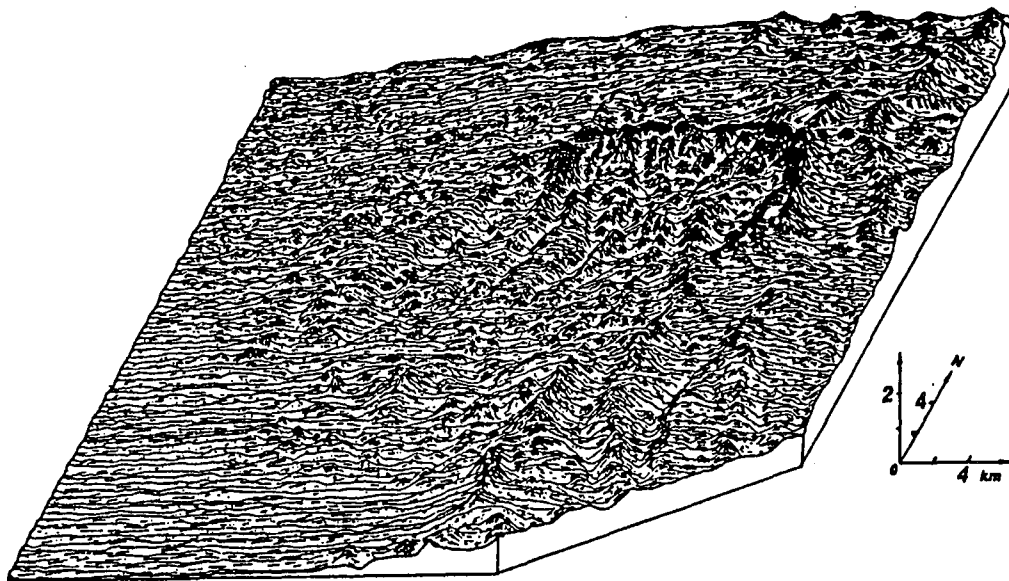


Fig. 4-3 : Vue perspective des Monts Roumpi ; mosaïque de collines et vallées. La marge sud-ouest est le début du bassin sédimentaire pétrolifère de Rio del Rey (bordure est de l'Océan Atlantique).

5 PETROGRAPHIE

5-1 INTRODUCTION

Depuis l'établissement de la Carte Géologique de Reconnaissance (Dumort, 1968), aucune observation de détail n'a été portée sur les Monts Roumpi. Les Monts Roumpi offrent un large éventail de faciès pétrographiques tant dans le substratum métamorphique (gneiss, roches à silicates calciques, amphibolites, hornblendites et cornéennes), que pour les roches plutoniques (gabbros, syénogabbros, syénodiorites, syénites, granites) et les roches volcaniques (basaltes, hawaïites, mugéarites, benmoréites, phonolites, trachytes et rhyolites).

5-2 LE SUBSTRATUM METAMORPHIQUE

Il comporte selon l'importance décroissante des surfaces d'affleurement, des gneiss et gneiss mylonitiques (85%), des amphibolites (10%), des hornblendites (5%) et des cornéennes.

5-2-1 Les gneiss

5-2-1-1 Les gneiss à biotite et grenat (fig.5-1)

Ces gneiss sont homogènes et composés de quartz, orthose, plagioclase, grenat, biotite qu'accompagnent l'épidote, le zircon et les oxydes ferrotitanés. Ces divers minéraux s'organisent dans une texture granolépidoblastique. La foliation métamorphique est parfois affectée par une schistosité oblique fruste et tardive.

Les cristaux de quartz (≤ 2 mm) sont déformés et présentent une extinction roulante. Ils renferment des inclusions de zircon. Les cristaux d'orthose, en moyenne plus petits que ceux de quartz (0,5 à 1 mm), présentent des inclusions de zircon et un début d'altération en kaolinite. L'orthose est l'un des principaux minéraux des lits quartzofeldspathiques. Les cristaux de plagioclase (An₂₅) les plus développés ont deux millimètres de long et environ un millimètre de large. Leur bords sont légèrement altérés. Ils prennent en inclusions des cristaux de biotite et de quartz.

Dans tous les échantillons de gneiss, des paillettes de biotite sont allongées parallèlement à la foliation ou à une éventuelle schistosité. Elles sont groupées en faisceaux plus ou moins flexueux dans des lits sombres. Cependant des cristaux isolés sont disséminés dans les lits clairs, entre le quartz et l'orthose. La biotite forme aussi des couronnes plus ou moins complètes autour des cristaux de grenat aux dépens desquels elle se développe. Elle est l'hôte préférentiel du zircon.

Le grenat est squelettique, chagriné (fig. 5-1). Les plages encore saines sont criblées d'inclusions plus ou moins bien alignées suivant la foliation ou parfois disposées en spirales (inclusions hélicitiques). Parmi ces inclusions de nature variée (plagioclase, orthose, épidote), le quartz prédomine en cristaux de forme polygonale, amiboïde ou arrondie.

Certains cristaux (0,05 x 0,01 mm) de zircon présentent une large auréole pléochroïque dans les teintes foncées. L'apatite est accessoire dans les lits sombres. Les oxydes ferrotitanés, peu abondants (< 1 % du volume de la roche) sont associés au grenat et/ou à la biotite. La muscovite est toujours associée à la biotite.

5-2-1-2 Les gneiss mylonitiques

Les gneiss mylonitiques se caractérisent par une texture à granulométrie hétérogène. La plupart des espèces minérales des porphyroclastes apparaissent aussi en microcristaux. Les porphyroclastes polygonisés et allongés selon la foliation forment des "yeux" polycristallins. Le cristal principal, ovoïde, est flanqué aux deux extrémités par d'autres minéraux, de même nature ou non, caractérisant une texture mylonitique ocellée glandulaire. Parfois le quartz est très effilé et disposé en lanières polycristallines le long des cristaux d'orthose ou de microcline. La matrice microcristalline (chapelets de quartz et de feldspaths étirés entremêlés de minéraux ferromagnésiens)

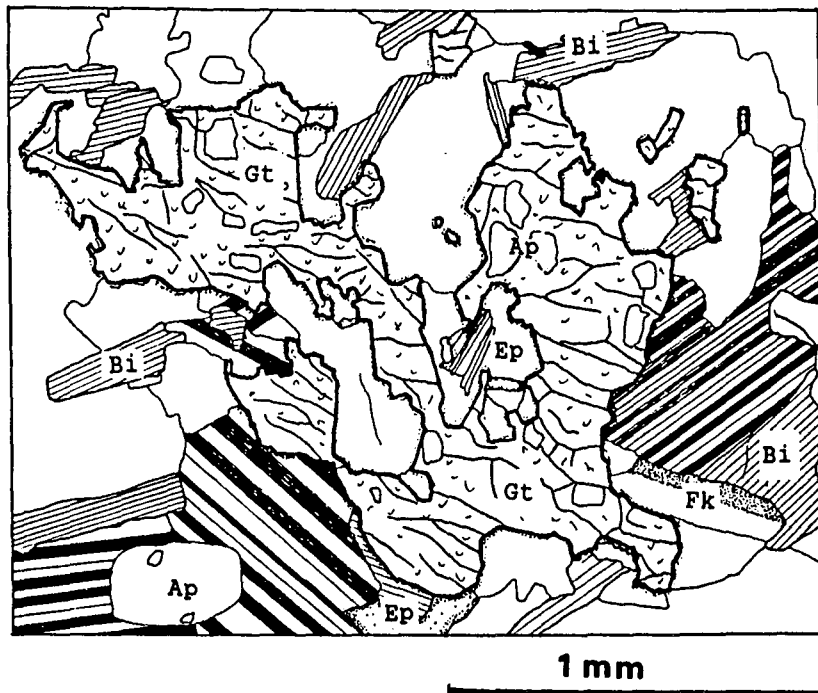


Fig. 5-1 : Grenat chagriné, déstabilisé en biotite, plagioclase, quartz et épidote dans un gneiss pélitique. Bi : biotite ; Ep : épidote ; Fk : feldspath alcalin ; Gt : grenat ; Pl : plagioclase

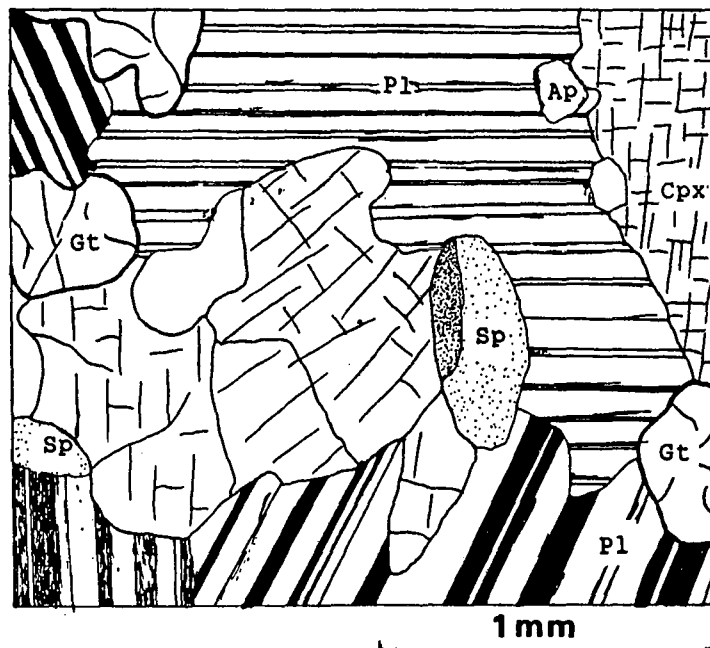


Fig. 5-2 : Texture granoblastique des "gneiss" à silicates calci-ques. Ap : apatite ; Cpx : clinopyroxène ; Gt : grenat ; Pl : plagioclase ; Sp : sphène.

moule les porphyroclastes. Le quartz et les feldspaths sont ubiquistes et seule l'inégale répartition des micas et des amphiboles permet de distinguer trois faciès.

- Les gneiss mylonitiques leucocrates sont constitués de plus de 95% de quartz et de feldspaths (orthose, microcline et plagioclase An10). La biotite, peu abondante parmi les porphyroclastes, forme des lamères ondulantes et parfois diverticulées autour des lentilles polycristallines.

- Les gneiss mylonitiques à hornblende verte ont un plagioclase plus calcique (An35) que celui du faciès précédent. Les porphyroclastes de hornblende verte sont criblés d'inclusions d'apatite, de quartz et d'épidote. Les cristaux de hornblende sont cassés et redistribués dans des microlithons que délimitent des plans de cisaillement (planche 4, photo 1). Certains fragments d'amphibole atteignent deux millimètres.

L'apatite automorphe est aussi disséminée dans la matrice microcristalline ou incluse dans la biotite. Des cristaux de zircon (0,2 mm) suivent la même répartition que l'apatite. Le sphène est isolé ou groupé en amas.

- Les gneiss mylonitiques à biotite ont une matrice microcristalline plus abondante que dans les faciès précédents (60 % du volume de la roche contre 40%), riche en biotite (et aussi en muscovite). Des paquets flexueux de biotite accompagnée de muscovite suivent les déformations subies par la roche. Des cristaux de biotite sont inclus dans les cristaux de grenat (inclusions associées à l'épidote, au quartz, aux oxydes et à l'apatite) ou dans les "zones d'ombre" aux extrémités des lentilles quartzo-feldspathiques. Le sphène est disséminé dans la matrice.

5-2-1-3 Les "gneiss" à silicates calciques (fig.5-2)

Les "gneiss" à silicates calciques de Békoko sont riches en clinopyroxène, grenat et plagioclase. L'apatite, le sphène, les oxydes ferrotitanés, l'épidote, la hornblende verte et les carbonates sont en proportions accessoires (planche 4, photo 2). La roche présente une rétro-morphose peu intense avec apparition de quelques longues baguettes de hornblende verte ; les cristaux d'épidote commencent à occuper les craquelures dans les cristaux de grenat et de diopside. Cependant, la roche conserve très bien sa texture granoblastique.

Le clinopyroxène est un diopside. Les cristaux (0,1 à 1 mm) au contours irréguliers constituent le tiers du volume de la roche. Ils renferment des cristaux d'apatite et de sphène en inclusions ; les carbonates et l'épidote, produits d'altération, remplissent les craquelures et les plans de clivage.

De composition labradorique (An60), le plagioclase apparaît en cristaux subautomorphes diversement orientés. De nombreux gros cristaux de plagioclase (0,2 à 2 mm de long) comportent des associations de macles polysynthétiques et du péricline ; d'autres sont zonés (zonation normale continue). Les petits cristaux de plagioclase interstitiels ont une forme irrégulière.

Le grenat, de forme généralement arrondie, a un diamètre variable (0,1 à 2 mm). Il est moins abondant que le diopside et le plagioclase. Les cristaux de grenat sont automorphes et semblent se superposer à une matrice essentiellement constituée de plagioclase et diopside, alors qu'ils moulent les cristaux associés.

L'apatite et l'épidote sont fréquents en inclusions tandis que les inclusions de sphène sont sporadiques. L'altération en chlorite commence sur la bordure des cristaux, puis va en s'élargissant vers les craquelures. De rares aiguilles (0,05 x 3 mm) de hornblende verte se développent autour de quelques cristaux de diopside déstabilisés (fig.5-3). Elles recoupent indistinctement le plagioclase et le diopside. La plupart des cristaux de sphène sont de petite taille (0,2 x 0,5 mm), pourtant, exceptionnellement, ils atteignent deux millimètres de long sur un millimètre de large. Les individus, généralement losangiques, sont tantôt groupés, tantôt isolés les uns des autres. Ils forment aussi des inclusions dans les autres minéraux de la roche à l'exception du diopside et de l'apatite. Les cristaux d'apatite (0,01 à 0,3 mm) sont toujours automorphes. Tous les autres minéraux de la roche les moulent ou les prennent en inclusions. L'épidote, secondaire dans la roche, dérive de la déstabilisation du diopside et du grenat. La chlorite et les carbonates proviennent de l'altération du grenat, du plagioclase et du diopside.

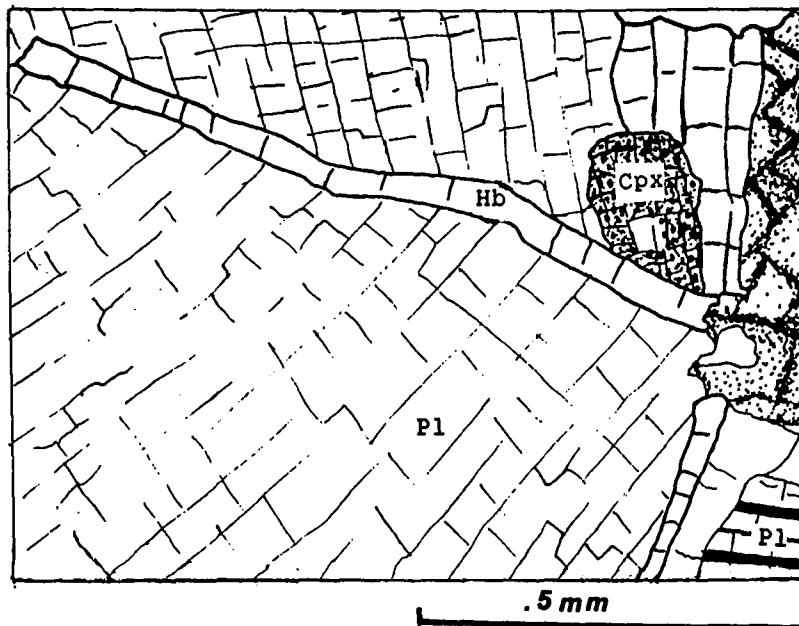


Fig. 5-3 : Développement tardif de hornblende en aiguille dans les "gneiss" à silicates calciques. Cpx : clinopyroxène ; Hb : hornblende ; Pl : plagioclase.

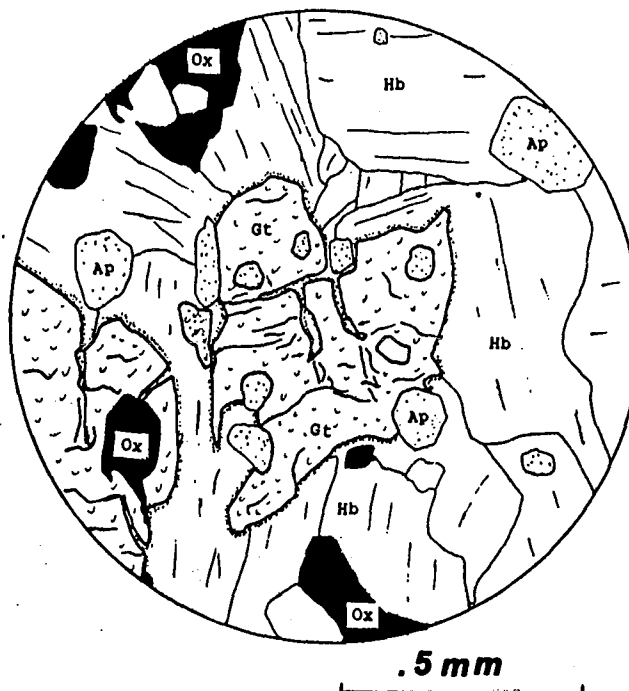


Fig. 5-4 : Déstabilisation du grenat en amphibole dans les hornblendes. Les flèches indiquent les filonnets d'amphibole ramifiés. Ap : apatite ; Gt : grenat ; Hb : hornblende ; Ox : oxydes ferrotitanés.

5-2-2 Les amphibolites

Sur le terrain, le mode d'affleurement des amphibolites diffère d'un gisement à l'autre. Au Sud de Mosakoa, des lits d'amphibolites (30 cm d'épaisseur) alternent avec des lits de gneiss grenatifères de même épaisseur, tandis que les amphibolites très plissées du Nord-Est de Méta Dikomé Ngolo sont massives et homogènes.

Au microscope, les amphibolites révèlent un microrubanement où alternent de lits de 6 mm d'épaisseur constitués de minéraux colorés (hornblende verte, biotite, sphène et reliques de clinopyroxène) et des lits de 1 mm d'épaisseur constitués de minéraux clairs (plagioclase, microcline, orthose, grenat et quartz). Les minéraux accessoires (apatite et zircon) ont une répartition quelconque. L'extinction, toujours roulante dans les minéraux clairs, est uniforme dans l'amphibole et le sphène. De rares plans de schistosité obliques et des cordons de petits minéraux sont à lier à des contraintes tectoniques. La différence de taille entre les minéraux colorés (3 mm) et les minéraux clairs (0,5 mm) confère à la roche une texture granoblastique hétérogranulaire. La foliation est du type litage granulométrique et compositionnel (Bard, 1980).

Le faciès de Méta Dikomé Ngolo diffère de celui de Mosakoa par les critères suivants :

- absence de grenat, 50 % de hornblende verte contre 60 %,
- disposition de la hornblende verte selon deux schistosités sécantes qui délimitent des interstices losangiques allongés tantôt selon la première schistosité, tantôt selon la deuxième, ce qui dirige la forme et l'orientation des fractions quartzofeldspathiques,
- la biotite se développe aux dépens de la hornblende verte et épouse surtout la schistosité tardive.

Les sections amiboïdes de hornblende verte présentent des lobes de croissance séparés par des agrégats de quartz, feldspaths et apatite. La hornblende verte prend en inclusions l'apatite, le zircon, les oxydes, le quartz et parfois des subsistants de clinopyroxène avant de poursuivre un développement à la fois centrifuge et centripète.

Le clinopyroxène apparaît en plages démantelées où se développent de nombreuses aiguilles d'amphibole, des cristaux de sphène et d'oxydes. Quelques cristaux encore sains ont leurs clivages élargis et remplis de granules d'oxydes.

Des cristaux de zircon et de biotite se trouvent en inclusions dans des individus xénomorphes de plagioclase généralement associés à l'orthose et au quartz dans les lits clairs.

Le microcline accompagne l'orthose dans les lits clairs. Malgré sa position interstitielle, le quartz atteint parfois un millimètre de diamètre. Les plus grands cristaux (toujours à extinction roulante) sont allongés dans la foliation métamorphique.

Le grenat connaît une retromorphose en épidote et les cristaux relictuels ont parfois une forme de croissant de lune.

En dehors des inclusions, le sphène est éparpillé dans la roche, souvent il se trouve aux interfaces hornblende verte - plagioclase - grenat. De rares lamelles de biotite et muscovite sont associées à la hornblende verte ; leur taille reste faible (0,1 x 0,5 mm).

5-2-3 Les hornblendites

Les hornblendites ont une texture granoblastique. Elles sont essentiellement composées de hornblende verte (environ 70 à 80 %) de grenat, d'apatite, d'oxydes ferrotitanés et de clinopyroxène relictuel. L'allongement des cristaux d'amphibole, d'apatite et de grenat matérialise plus ou moins une foliation microscopique. La plupart des cristaux d'amphibole se joignent en formant des points triples parfois occupés par de l'apatite et quelques cristaux d'oxydes ferrotitanés. L'apatite et les oxydes s'y trouvent en inclusions. Certains cristaux de hornblende verte sont associés au clinopyroxène aux dépens duquel ils se développent. Ceux-ci constituent une génération. Lorsque la hornblende pseudomorphose un cristal de diopside constitué de lamelles parallèles, avant la réhomogénéisation complète, l'amphibole conserve la macle polysynthétique longitudinale qui lui confère une striation multicolore en lumière analysée. Parfois, elle conserve aussi une macle simple suborthogonale à la macle polysynthétique.

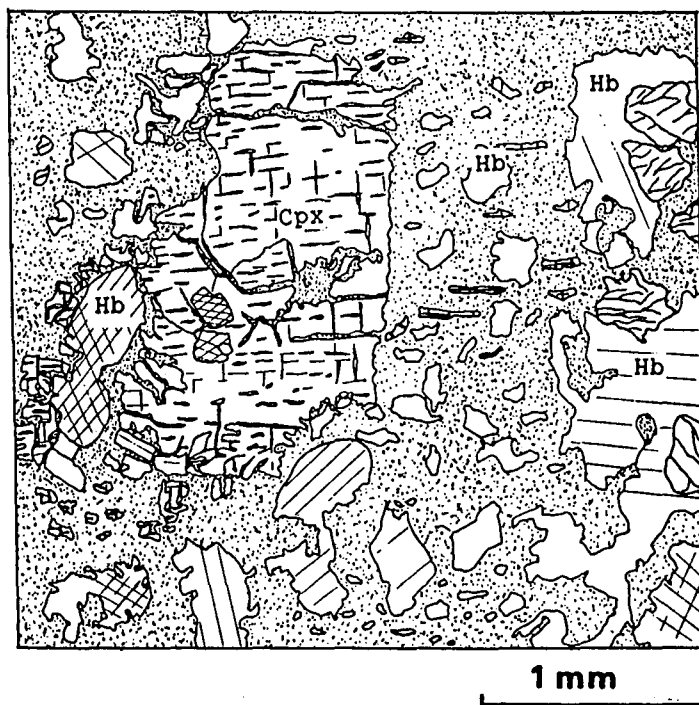


Fig. 5-5 : Déstabilisation du clinopyroxène et développement centrifuge et centripète de la hornblende. Cpx : clinopyroxène ; Hb : hornblende. (hornblendites).

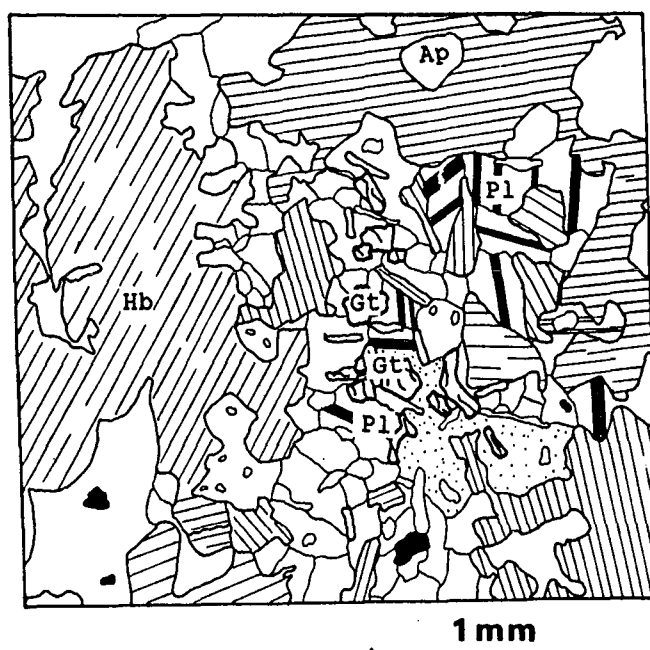


Fig. 5-6 : Déstabilisation quasi-totale du grenat. Il ne reste plus que de petites tâches relictuelles de grenat. La hornblende et le plagioclase sont abondants. Ap : apatite ; Gt : grenat ; Hb : hornblende ; Pl : plagioclase.

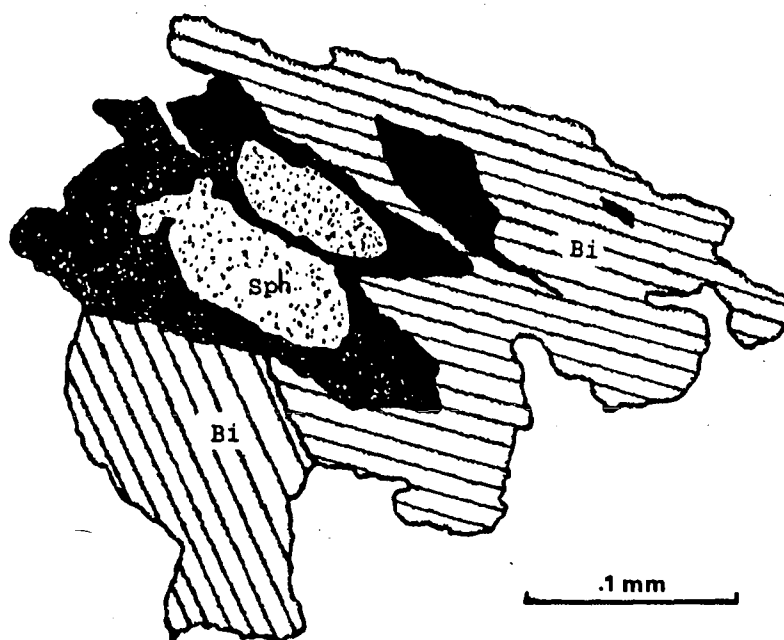
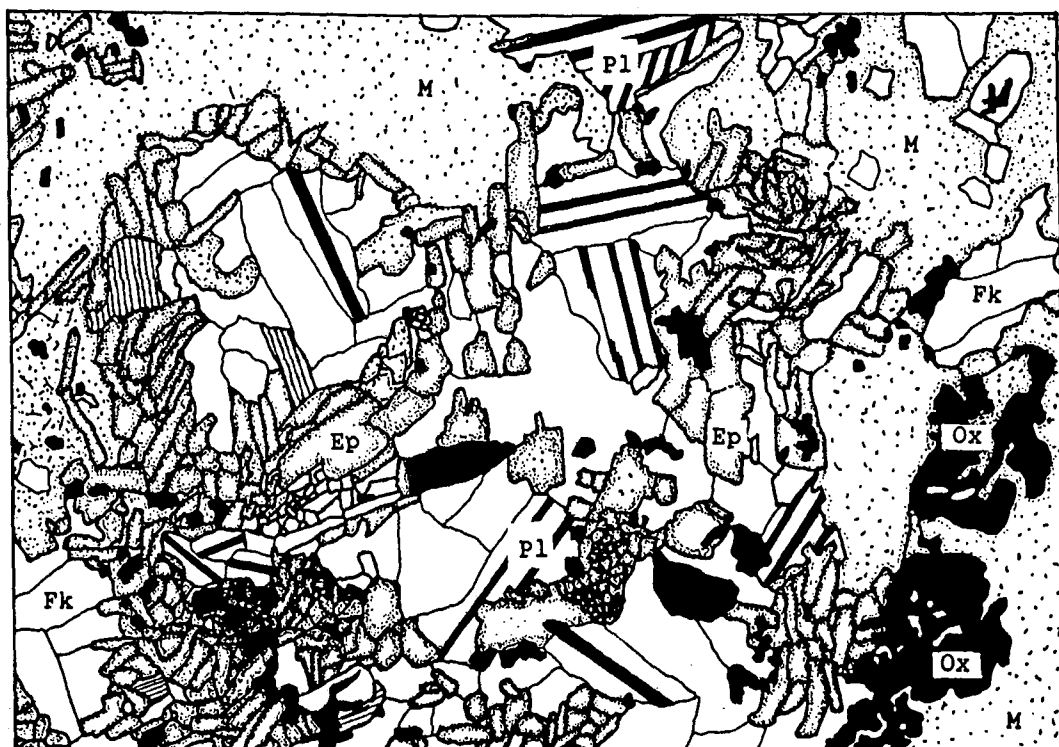


Fig. 5-7 : Cornéennes à épidote. a) Vue d'ensemble ; b) Apparition d'oxyde ferrotitané autour du sphène et le long des clivages de la biotite. Bi : biotite ; Ep : épidote ; Fk : feldspath alcalin ; M : matrice finement cristalline ; Ox : oxyde ferrotitané ; Pl : plagioclase.

Une autre génération de hornblende verte cristallise aux dépens du grenat. Dans ce cas, les cristaux apparaissent en filonnets arborisés dans les craquelures du grenat relictuel (fig.5-4). Des reliques de cristaux d'augite de formes irrégulières subsistent à la suite d'une déstabilisation incomplète en hornblende verte et oxydes. Les cristaux xénomorphes encore sains n'atteignent pas plus de 1,5 mm de diamètre. Ils sont criblés de nombreux petits cristaux squelettiques d'amphibole (fig.5-5). Dans l'ensemble de la roche, la proportion du clinopyroxène relictuel est faible (< 10%). Les cristaux de grenat sont de taille moyenne (0,5 mm de diamètre). Les inclusions les plus fréquentes sont celles d'apatite et d'oxydes. L'apatite est aussi rencontrée aux interfaces grenat-hornblende verte, grenat-hornblende verte-oxydes ou oxydes-grenat où elle occupe les points triples. Des cristaux isolés et des amas polycristallins ont été observés. Parfois, les oxydes prennent en écharpe des associations de grenat-apatite-hornblende verte.

Le faciès à l'Est de Mbanze est caractérisé par l'apparition d'épidote et de rares cristaux de plagioclase. Le grenat très instable offre un aspect chagriné. Par sa grande taille, il rompt la monotonie de la granulométrie de la roche. Ses limites très contournées lui confèrent une morphologie étoilée (grenat kéliphitique, fig.5-6 et planche 4, photo 3). Entre les lobes, se trouvent des minéraux néoformés (hornblende, biotite, plagioclase, oxydes). Dans la plage centrale, de minuscules cristaux de quartz, de hornblende brun vert, de sphène et un peu de rutile sont alignés parallèlement à la foliation de la roche. Le plagioclase se localise surtout autour des cristaux de grenat.

5-2-4 Les cornéennes

Elles dérivent de la transformation des gneiss mylonitiques à biotite au contact du gabbro au Nord de Toko. Ici, la texture mylonitique ocellée glandulaire fait place à une texture granoblastique fine et hétérogranulaire. La foliation reste matérialisée par l'alternance des lits de biotite rougeâtres et des lits quartzo-feldspathiques devenus gris sombre. Tous les anciens cristaux (porphyroclastes et microcristaux) recristallisent en une mosaïque de cristaux fins. Les minéraux néoformés sont le quartz, la calcite, l'orthose, l'apatite, le plagioclase, surtout l'épidote et des oxydes.

La distinction au microscope des cristaux de plagioclase de ceux des feldspaths alcalins n'est plus aisée. Le seul critère souvent applicable est l'association des minéraux néoformés. Ainsi, les nouveaux cristaux de plagioclase se développent sur les anciens cristaux de plagioclase et ceux d'orthose sur les anciens cristaux d'orthose. En outre, il se développe près de l'orthose et de la biotite, de nombreux cristaux d'épidote (fig.5-7 et planche 4, photo 4). La pistachite forme des amas jaunâtres et jaune-verdâtres à répartition quelconque. Les nombreuses petites sections (0,1 mm) accolées ont chacune des teintes de polarisation vives et variées ("manteau d'arlequin").

La biotite s'entoure d'oxydes. Quand la biotite recristallise, son pléochroïsme est brun clair-jaune pâle. Le sphène aussi s'entoure d'oxydes qui estompent les contours initiaux. La calcite est souvent associée au plagioclase. Des microjoints remplis de zéolites calciques en rosette recoupent les cornéennes.

Planche 4 : 1 - Amphibole cisailée et redistribuée dans les microlithons des gneiss mylonitiques du Sud de Mundemba ; 2 - "gneiss" à silicates calciques (salite, grenat almandin, labrador) ; 3 -grenat kéliphitique des hornblendites à l'Est de Mbanze ; 4 -cornéennes à épidote au contact des gabbros au Nord de Toko.

Planche 4



1



2



3



4

5-2-5-1 Récapitulatif

- Les gneiss se distinguent par :
 - . une foliation du type litage compositionnel,
 - . une texture granolépidoblastique,
 - . un grenat squelettique,
- Ils montrent les associations minérales suivantes :
 - * FK - Pl - Gt - Bi - Q
 - * FK - Bi - Q
 - * Bi - Ep - Ox avec grenat rélictuel.

Un cas particulier des roches à silicates calciques (Labrador, diopside, grenat riche en andradite, sphène) caractérisées par :

- . une absence de foliation microscopique,
- . une texture granoblastique,
- . une légère retromorphose marquée par de rares aiguilles de hornblende et de petits cristaux d'épidote dans les craquelures du grenat et de l'augite.

Les associations minérales sont les suivantes :

- * Gt - Cpx - Pl - Sp - Q
- * Hb - Ep

- Les gneiss mylonitiques révèlent par endroits des restes d'associations minérales telles que :

- * FK - Pl - Hb - Q

* FK - Pl - Bi - Q suivant les faciès déformés. Dans les plans de cisaillement (schistosity mylonitique) ont cristallisé beaucoup d'épidote et chlorite, de muscovite et de carbonates.

- Les amphibolites montrent :
 - . un microrubanement compositionnel,
 - . une texture granonématoblastique hétérogranulaire,
 - . une amphibolitisation du clinopyroxène,
 - . des signes de biotitisation et d'épidotisation de la hornblende verte.

Il en ressort les associations minéralogiques suivantes :

- * Hb - Gt - Sp - Pl - FK - Q avec le clinopyroxène relictuel,
- * Bi - Ep avec hornblende rélictuelle.

- Les hornblendites sont marquées par :

- . l'abondance de hornblende verte (jonctions en point triple),
- . une kéliphitisation du grenat qui s'entoure de hornblende verte, de plagioclase et de biotite,

- . une amphibolitisation du clinopyroxène,
- . une épidotisation de la hornblende verte et du grenat.

Il s'en dégage les associations minérales suivantes :

- * Hb - Gt - Ox - Ap avec clinopyroxène relictuel,
- * Hb - Pl - Bi - Ep - Q avec grenat relictuel,
- * Bi - Ep avec hornblende relictuelle.

- Les cornéennes s'individualisent par les caractères pétrographiques suivant :

- . déstabilisation des anciens minéraux en une mosaïque cryptocristalline,
- . apparition d'abondants cristaux d'épidote,
- . recristallisation des minéraux (quartz, biotite, plagioclase, orthose, apatite),
- . exsolution d'oxydes autour des anciens cristaux de biotite et de sphène.

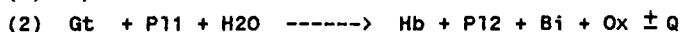
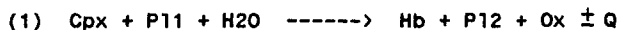
5-2-5-2 Le métamorphisme

5-2-5-2-1 Le métamorphisme de contact

Toutes les textures observées (déstabilisation des minéraux, exsolution, recristallisation) témoignent d'un flux thermique lié aux venues magmatiques. La recristallisation du feldspath alcalin, du plagioclase, de la biotite et des épidotes (pistachite) constitue un assemblage caractéristique du métamorphisme de haut degré, malgré la distance de deux mètres qui sépare le point d'échantillonnage et la limite de l'intrusion.

5-2-5-2-2 Le métamorphisme général

La phase prograde n'a pas été observée. La phase paroxysmale, ou la plus élevée de la phase prograde, est conservée dans les roches à silicates calciques qui n'ont presque pas connu de diaphtorèse. Elle est caractérisée par l'assemblage Cpx-Gt-Pl qu'accompagne le sphène. Dans les formations basiques, des reliques de clinopyroxène et de grenat peuvent être observées. Ces associations correspondent à celles du métamorphisme de faciès granulite (Winkler, 1979) probablement de moyenne pression. A l'exception des gneiss à silicates calciques qui ont constitué un milieu anhydre ou pauvre en fluides, le substratum métamorphique des Monts Roumpi a, dans son ensemble, enregistré des transformations rétrogrades continues qui, selon les critères de Winkler (1979), correspondent à divers degrés de métamorphisme.



Les paragénèses qui résultent des transformations (2) et (3) correspondent respectivement au métamorphisme de degrés moyen (faciès amphibolite) et faible (faciès schistes verts). La rétromorphose a surtout marqué les minéraux ferromagnésiens. Elle est très intense dans les hornblendites et les amphibolites. La diaphtorèse est pseudomorphique pour les hornblendites et les amphibolites qui conservent la texture granoblastique de la phase paroxysmale telle qu'elle est observée dans les roches à silicates calciques. Les gneiss et les gneiss mylonitiques se rangent parmi les exemples de rétrogression cinématique car la biotite issue des déstabilisations du grenat et de la hornblende s'organise parallèlement à une schistosité tardive généralement oblique sur la schistosité principale.

5-2-5-2-3 Les causes du métamorphisme rétrograde

Les Monts Roumpi correspondent au schéma classique du métamorphisme de haut degré où la rétromorphose pénétrative (caractérisée par la formation des minéraux hydroxylés aux dépens des moins hydroxylés ou des minéraux anhydres) domine sur la phase paroxysmale très peu conservée et sur la phase prograde entièrement dissipée.

Deux causes principales sont susceptibles d'avoir engendré ces transformations :

- une des causes de la rétromorphose est le polymétamorphisme. Si c'est bien le cas, le substratum des Monts Roumpi aurait subi deux périodes de métamorphisme. La première, de plus haut degré, serait celle des assemblages Cpx-Gt-Ox-Pl encore conservés dans les hornblendites et les amphibolites et, peut-être dans les roches à silicates calciques ; la deuxième période, de degré moyen, aurait favorisé la circulation prolongée des fluides et la rétromorphose générale des minéraux préexistants. Cette deuxième période correspondrait à la "réactivation panafricaine de roches anciennes" des anciens auteurs (voir les revues de Nzenti, 1987 et de Angoua Biouélé, 1988). Les travaux relatifs aux régions voisines d'Oban (Ekwueme, 1987, 1990) ; Lokoja (Caen-Vachette et Ekwueme, 1988) et d'Okene (Caen-Vachette et Umeji, 1987) au Nigéria indiquent la superposition des séries appartenant à plusieurs cycles orogéniques (ébournéen, kibirien et/ou panafricain). Certaines roches des séries anciennes sont plus ou moins affectées par les cycles récents. Des datations absolues K-Ar des roches totales des amphibolites indiquent un âge de 576 à 567 Ma attribué au métamorphisme rétrograde.

- l'hypothèse d'une seule période métamorphique de phase rétrograde dominante est envisageable et est corroborée par des arguments de terrain. Les traits structuraux actuellement relevés appartiennent tous à l'événement panafricain. Les structures caractéristiques des Monts Roumpi sont l'existence des mylonites et des amphibolites en plis plurimétriques couchés. Ces structures sont des témoins indubitables d'une tectonique complexe probablement relative à un charriage. Des travaux de détails sont nécessaires pour préciser si les mylonites sont liées à cette structure en nappe ou à des rejeux tardifs. Dans tous les cas, la mylonitisation est un facteur favorable à la circulation des fluides et donc, à la rétromorphose. En outre, les roches métamorphiques étudiées sont recoupées par de nombreuses intrusions tardi-à post-panafricaines. Les rebroussements de la foliation des gneiss autour de ces intrusions panafricaines sont une preuve de mise en place profonde qui a favorisé le maintien d'un flux thermique pou-

vant intensifier la rétrogenèse générale.

6 GEOCHIMIE DU SUBSTRATUM METAMORPHIQUE

Huit analyses chimiques des éléments majeurs et en traces sont reportées aux tableaux 6-1

6-1 Les gneiss à biotite, à biotite et grenat, les gneiss à hornblende et biotite.

Ils ont des teneurs en alcalins largement variables, mais le rapport K_2O/Na_2O reste élevé ($> 2,2$), sauf dans les gneiss mylonitiques à biotite où il est proche de 1. A l'exception des gneiss à hornblende et biotite où elle est voisine de 5 %, la teneur en chaux est toujours inférieure à 2,25 % corrélativement avec la moindre abondance du plagioclase modal. De toutes les séries métamorphiques du Cameroun déjà étudiées, seules les schistes de Lom (Soba, 1989) présentent des rapports K_2O/Na_2O aussi élevés que ceux des gneiss des Monts Roumpi. Dans un diagramme discriminant $Fe_2O_3+CaO+TiO_2-SiO_2-Al_2O_3$ (fig. 6-1), les compositions chimiques se placent dans le champ des arkoses et des grauwackes, mais non loin de la lignée des roches magmatiques. Ces compositions correspondent à celles des arkoses, grauwackes et shales dans la figure 6-2 où sont reportées les limites du système "SandClass" (Herron, 1988). Du fait de leur forte teneur en chaux, les gneiss à hornblende et biotite correspondent à des équivalents métamorphiques de grauwackes calcareux. Sur le terrain, les gneiss à hornblende et biotite forment des couches boudinées intercalées avec des gneiss leucocrates. Le domaine des gneiss des Monts Roumpi (fig. 6-2) recouvrent partiellement les compositions des schistes et des micaschistes du bassin de Lom, Est Cameroun (Soba, 1989). Les compositions des quartzites de ce bassin s'étendent des arkoses aux subarkoses, puis aux quartzites sédimentaires. Nos quartzites n'ont pas été analysées.

Les gneiss des Monts Roumpi sont aussi caractérisés par des teneurs en baryum et strontium très élevées (1871 à 6944 et 1430 ppm, respectivement). Les analyses des éléments en trace dans les séries métamorphiques du Cameroun sont rares. Celles déjà publiées sur les séries de Yaoundé (Nzenti et al., 1988) ou de Poli (Angoua Biouélé, 1988) ne montrent aucun gneiss aux teneurs en baryum et strontium si élevées. Les teneurs en Rb, Nb, Y et Sr des échantillons autres que ND4 sont semblables à celles des métagrauwackes de Yaoundé (Nzenti et al., op.cit.) et d'Ilesha, Nigéria (Elueze, 1982). Celles du zirconium, nickel, cuivre, zinc et chrome varient largement comme dans la région voisine d'Uwet (Ekwueme et Onyegocha, 1986). Cette composition hétérogène des gneiss pour des lieux d'échantillonnage parfois proches d'un mètre est attribuable à une nature immature de leurs protolites. Leurs fortes teneurs en strontium et baryum excluent une période d'altération entre la période de dépôt des sédiments et le métamorphisme (Wyborn et Chappell, 1983 ; Sawyer, 1986). Similairement aux schistes de Lom (Soba, 1989), ces gneiss ont bien préservé l'héritage magmatique.

Les gneiss à hornblende et biotite montrent un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes $(La/Lu)_N = 19$ avec un taux d'enrichissement des terres rares légères $((La/Sm)_N = 3,5)$ supérieur à celui des terres rares lourdes $(Gd/Yb)_N = 2,9$. L'anomalie positive en europium $(Eu/Eu^* = 1,15)$, fig. 6-3 peut être attribuée à une forte contribution du feldspath magmatique comme le témoignent aussi les fortes teneurs en baryum. Le strontium serait issu de l'apatite.

6-2 Les "gneiss" à silicates calciques.

En concordance avec les observations pétrographiques et minéralogiques qui rapportent l'abondance des minéraux calciques (clinopyroxène diopsidique, sphène, grenat et plagioclase), les analyses chimiques des gneiss à silicates calciques révèlent de fortes teneurs en CaO , MgO , FeO et de faibles teneurs en Na_2O et K_2O . Ces gneiss sont caractérisés par une faible proportion de carbonate (perte au feu $< 1\%$) et des teneurs en éléments en traces semblables à celles d'une roche magmatique basique. De plus, sur le terrain, ils affleurent continuellement sur plusieurs dizaines de mètres sans présenter de stratification (foliation du type compositionnel) comme les gneiss environnants. Ce mode d'affleurement diffère des lentilles et strates de métasédiments carbonatés des

Tableau 6-1 : Analyses chimiques des roches métamorphiques et plutoniques du substratum des Monts Roumpi
 Elements majeurs (wt %), en traces et terres rares (ppm).

Roches métamorphiques												Roches plutoniques					
N'd'éch.	CN17a	CN17b	CN15	ND4	ND5	CN12	B	E	ND25	CN41	3	CN13	NK36	ND26	CN39	CN34	CN28
SiO ₂	50.66	50.41	66.35	60.47	72.04	75.21	63.13	75.38	53.00	50.69	44.58	55.51	66.45	69.02	71.58	71.98	72.65
TiO ₂	1.55	1.56	0.90	0.59	0.14	0.44	1.00	0.33	1.61	1.28	3.68	1.00	0.77	0.58	0.30	0.33	0.30
Al ₂ O ₃	11.42	11.54	14.60	14.78	15.17	11.84	15.09	10.88	14.04	13.02	11.69	15.04	16.31	15.41	13.68	13.10	13.15
Fe ₂ O ₃ ^t	9.94	9.97	6.31	6.00	1.11	3.48	7.51	3.61	10.41	11.83	24.61	6.16	3.41	2.67	3.49	3.43	3.14
MnO	0.18	0.18	0.13	0.08	0.03	0.06	0.12	0.06	0.18	0.19	0.23	0.08	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05
MgO	5.75	5.79	3.08	3.27	0.43	0.36	3.14	0.49	6.43	8.62	3.86	4.43	1.00	0.84	0.19	0.14	0.07
CaO	17.49	17.53	2.25	4.81	0.96	1.37	1.79	0.44	9.38	11.04	8.87	7.23	2.78	2.41	1.40	1.29	1.18
Na ₂ O	1.16	1.18	2.49	1.67	2.86	1.72	3.03	3.79	2.57	1.21	0.20	1.60	3.62	3.98	2.94	3.10	2.96
K ₂ O	0.67	0.69	2.68	6.40	6.34	4.87	3.78	3.46	1.09	0.73	0.11	7.31	4.20	4.17	5.54	5.63	5.53
P ₂ O ₅	0.37	0.38	0.25	0.90	0.08	0.07	----	----	0.22	0.18	----	0.25	0.31	0.25	0.08	0.09	0.08
P.F	0.90	0.85	0.76	0.90	0.68	0.16	0.77	1.01	1.08	0.97	0.86	1.26	0.86	0.42	0.61	0.51	0.58
Total	99.88	99.79	99.80	99.87	99.84	99.58	99.36	99.45	100.01	99.76	98.69	99.87	99.76	99.80	99.86	99.66	99.69
Nb		24	10	11	5	13	15	85	17	12	21	17	8	10	41	36	43
Zr		177	202	148	76	474	175	457	159	119	125	213	335	211	460	550	502
Y		43	30	28	10	62	31	90	26	23	54	33	8	9	80	70	96
Sr		222	178	1430	526	336	410	72	310	140	43	497	560	493	179	233	184
Rb		50	92	98	107	62	122	51	30	25	28	157	156	145	185	149	195
Ni		114	58	43	22	21	61	<5	104	192	56	76	13	24	12	25	23
Cr		230	193	28	<10	<10	121	<5	284	637	58	119	<10	<10	<10	<10	<10
V		197	146	81	18	<10	155	<10	252	237	236	138	63	34	<10	<10	<10
Zn		106	96	85	24	28	114	165	83	84	252	87	153	108	96	84	104
Cu		85	13	26	<10	9	35	<5	29	82	103	13	9	<10	<5	<10	12
Ba		135	521	6944	2445	1871	851	424	335	413	20	3110	1014	1136	1457	2445	1370
La			45.83						26.71	13.21		44.16					240.60
Ce			85.79						58.70	30.29		86.93					406.00
Nd			37.36						26.63	14.01		35.22					140.48
Sm			8.33						6.75	4.11		8.01					27.12
Eu			2.75						1.97	1.30		2.04					3.37
Gd			5.85						5.12	3.78		6.03					18.61
Dy			3.96						4.77	3.65		4.93					16.44
Er			1.86						2.39	1.87		2.57					8.72
Yb			1.83						2.52	1.99		2.78					9.93
Lu			0.25						0.34	0.27		0.38					1.32
Y(CRPG)			25.83						31.26	24.49		37.55					130.40

Gneiss à silicates calciques (CN17a&b) ; à biotite et grenat (CN12&E) ; mylonitiques leucocrates (ND5), à biotite (CN15), à hornblende et biotite (ND4) ; B : micaschiste ; hornblendite (3 & CN41) ; amphibolite (ND25) ; "syénite" (CN13) ; granite syntectonique (NK36 & ND26) ; granite post-tectonique (CN39, CN34 & CN28). Nos "syénites" correspondent à des équivalents plutoniques des shoshonites dont la nomenclature n'est pas encore bien établie.

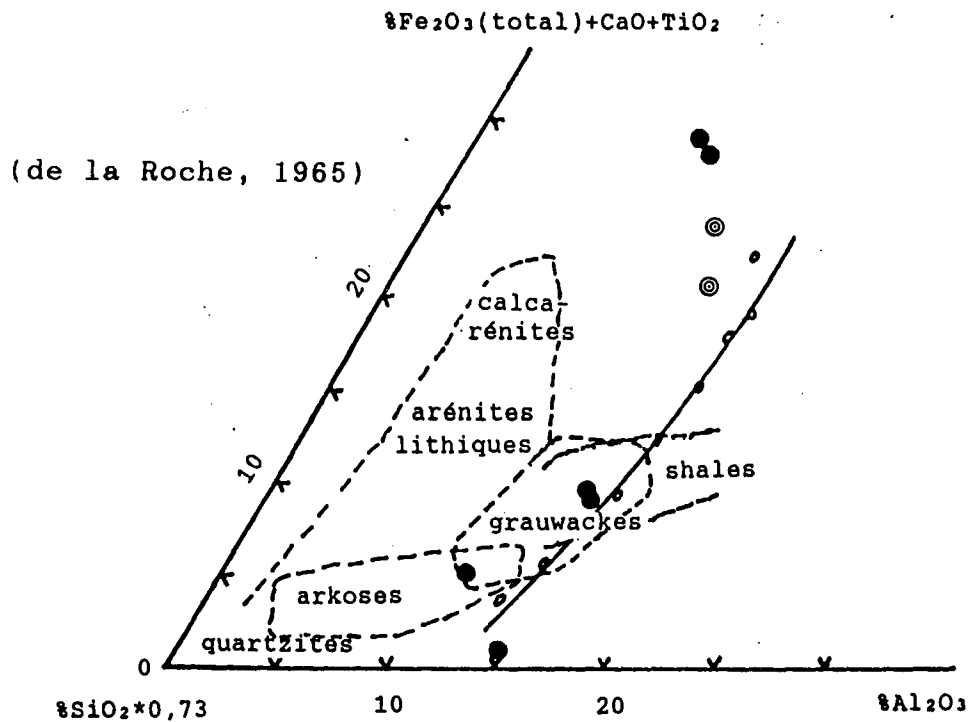


Fig. 6-1 : Présentation globale des roches métamorphiques des Monts Roumpi dans un diagramme de corrélation entre roches métamorphiques et protolites vraisemblables. La lignée des roches magmatiques est indiquée en trait continu. Cercle plein : métasédiments ; cercle centré : amphibolite et hornblendite.

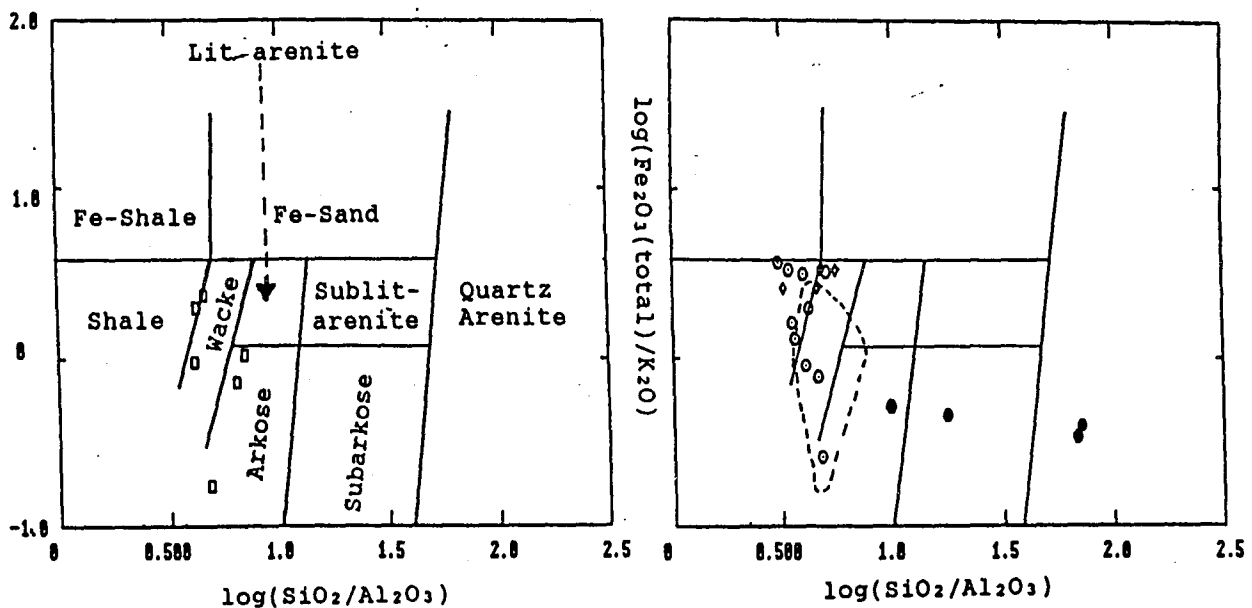


Fig. 6-2 : Distribution des métasédiments des Monts Roumpi dans un diagramme discriminant des roches sédimentaires (a) de Herron (1988) et comparaison avec les schistes (losange), micashistes (cercle pointé) et quartzites (cercle plein) de la série de Lom (b) ; données de Soba (1989).

séries de Yaoundé (Nzenti et al., 1988) et de Zambézi, Zambie (Munyanyiwa et Hanson, 1988). Cependant, les teneurs en éléments majeurs et en traces sont semblables à celles des régions suscitées. Ils sont probablement issus de mélanges de calcaires impurs et de roches basiques, respectivement en fraction évaporitique et fraction détritique comme dans les roches homologues de Yaoundé (Nzenti, 1987).

6-3 Les hornblendites et les amphibolites

Sur le terrain, le contact très franc (sans lithologie intermédiaire entre amphibolites ou hornblendites et les gneiss environnants) montre que les hornblendites et les amphibolites représentent des types de roches originellement distincts. Les dimensions décimétriques à hectométriques de la plupart des affleurements et l'absence d'intercalations de roches à silicates calciques militent en faveur d'une origine ignée. Aucun des critères de reconnaissance des amphibolites d'origine sédimentaire (Orville, 1969) n'a été retrouvé dans la région étudiée. La discrimination fondée sur les éléments mineurs et en traces immobiles (Ti, Zr, Y, Nb) pendant l'altération et le métamorphisme (Stephenson et Hensel, 1982) révèle leur affinité alcaline à partir du diagramme Ti/100 - Zr -3Y de Pearce et Cann (1973). Les hornblendites et les amphibolites montrent aussi un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (fig.6-3) et ne présentent pas d'anomalie en europium. L'allure des spectres de leurs terres rares est assimilable à celle des roches faiblement basiques à affinité alcaline : (La/Lu)_N = 8,1 pour les amphibolites. Les hornblendites ont un rapport de 5,1 et représentent des intrusions ultrabasiques anté-métamorphiques.

6-4 Conclusion

Les protolites des roches métamorphiques des Monts Roumpi sont regroupés dans le tableau ci-dessous.

Types pétrographiques	protolites
gneiss à	
-biotite et grenat	arkose et volcanite acide (VA)
-hornblende et biotite	arkose et VA
-riche en biotite	grauwackes, shales et VA
-silicates calciques	mélange de calcaires impurs et de roche ignée basique
Amphibolites	roches ignées basiques à affinité alcaline
Hornblendites	roches ignées ultrabasiques

Tableau 6-2 : Types pétrographiques et protolites vraisemblables.

6-5 Paléo-environnement

Dans les Monts Roumpi, le substratum est constitué de métasédiments et de roches ignées basiques à affinité alcaline. Les roches sédimentaires sont semblables à celles des milieux continentaux (intra-continental ou épicontinental). Elles sont caractérisées par une contribution magmatique (probablement volcanique) acide pour les arkoses, les grauwackes et les shales et basique pour les roches à silicates calciques. Les métasédiments dont le matériel magmatique contaminant est acide se singularisent par des teneurs en K₂O, Ba, Sr élevées comme pour certaines roches plutoniques et acides de la série panafricaine de Lom (Soba, 1989). Par ailleurs, la nature chimique des roches métamorphiques des Monts Roumpi est relativement identique à celle des roches de la série migmatitique de Yaoundé (Nzenti, 1987 ; Nzenti et al., 1988 ; Barbey et al., 1990). La seule différence majeure réside dans les fortes teneurs en quelques éléments en traces

(Ba et Sr) enregistrées dans les roches des Monts Roumpi. Comme l'inventaire des roches panafricaines correspond à un ensemble constitué de roches ignées ultrabasiques, basiques alcalines et des sédiments immatures métamorphisé dans lequel se trouvent des granites subalcalins intrusifs, tardi-à post-tectoniques, la région peut être interprétée en termes de structure intracontinentale.

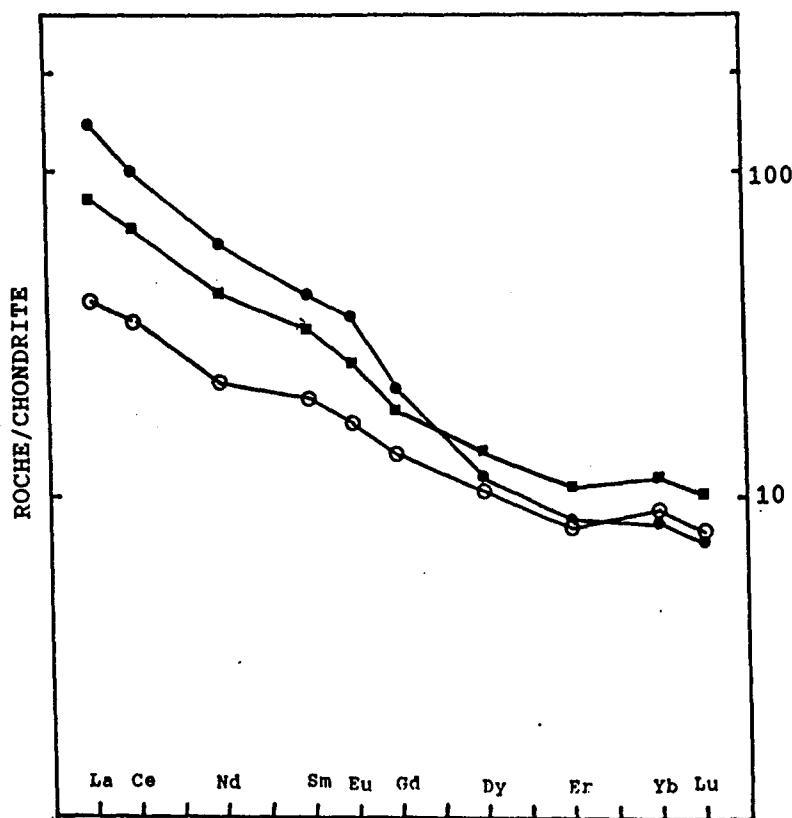


Fig. 6-3 : Spectres des terres rares des gneiss amphiboliques (cercle plein, ND4), des amphibolites sans grenat (carré, ND25) et des hornblendites (cercle vide, CN41) des Monts Roumpi. Les valeurs des chondrites utilisées sont celles de Haskin et al. (1968) et de Nakamura et al. (1974) in Rock (1987).

7 ROCHES PLUTONIQUES DU SOCLE

7-1 INTRODUCTION

Les roches plutoniques du socle sont des syénites et des granites déjà évoqués et dont l'éloignement des affleurements respectifs pose le problème des relations pétrogénétiques entre ces roches pénécontemporaines. Une discussion de ce problème nécessite des descriptions pétrographiques détaillées et des études minéralogiques et géochimiques des roches concernées.

7-2 LES SYENITES

L'examen microscopique des syénites révèle une prédominance du microcline sur les autres espèces minérales de la roche. Le clinopyroxène est en voie de transformation en amphibole, les cristaux encore frais sont ceux inclus dans les feldspaths. L'orthose, la biotite, le sphène, l'épidote, l'apatite, le zircon et les oxydes ferrotitanés complètent la composition minéralogique de la roche. Le quartz est observé dans des bourgeons myrmékittiques. Le clinopyroxène, du type salite, apparaît en deux populations ayant cristallisé en deux épisodes distincts.

* Une population de petits cristaux automorphes (0,3 x 0,1 mm) inclus dans les feldspaths alcalins représente vraisemblablement les premiers cristaux de la roche. Ils sont de couleur vert clair avec un pléochroïsme du brun vert au vert.

* Une deuxième population de clinopyroxène tardif se démarque par ses gros cristaux xénomorphes (5 à 6 mm) poécilitiques et squelettiques. Ils englobent des cristaux de microcline, d'orthose, de zircon et d'oxydes ferrotitanés. Les sections plus ou moins déstabilisées et transformées en hornblende verte et épidote et les plages encore saines présentent les mêmes caractéristiques optiques que les cristaux de la première génération.

Les cristaux de hornblende secondaire se développent en plages xénomorphes ou en aiguilles très allongées, aux dépens du clinopyroxène. Les individus sont de taille variable (quelques microns à 2 mm). Lorsqu'ils sont suffisamment développés, ils sont poécilitiques et englobent les minéraux autrefois inclus dans le clinopyroxène qu'ils ont pseudomorphosé.

La biotite est pléochroïque du brun clair au rouge sombre. Elle, aussi, appartient à deux générations comme le clinopyroxène. De petits cristaux automorphes et précoces sont inclus dans ceux d'orthose. Les cristaux xénomorphes de biotite secondaire se forment au dépens de l'amphibole (fig.7-1) ou du clinopyroxène. Dans tous les cas, les individus sont de petite taille (0,1 x 0,3 mm).

Des grains de zircon automorphes sont inclus dans le microcline, l'épidote ou l'amphibole. Les plus gros cristaux mesurent 0,2 mm de long sur 0,1 de large.

Les plus gros cristaux de sphène atteignent le millimètre ; la moyenne des tailles avoisine 0,5 mm. Ils sont automorphes avec des inclusions de zircon. Leurs cristaux apparaissent groupés (fig.7-2) ou isolés les uns des autres. La plupart des cristaux de sphène sont maclés polysynthétiques. Ils sont inclus dans le clinopyroxène, l'amphibole et les feldspaths ou moulés par ces derniers.

Les cristaux d'orthose, plus ou moins parcourus de flammèches de perthites, à nombreuses inclusions d'épidote et de zircon bordières, sont peu abondants. Les cristaux de plagioclase sont rares et apparaissent essentiellement en inclusions dans ceux d'orthose.

Le microcline constitue l'essentiel des feldspaths (80 %) et presque la moitié de la roche. Les cristaux xénomorphes forment des plages d'environ 2 mm de diamètre moyen. Ils sont tous perthitiques (perthites tigrées, perthites en flammèches). Leurs contours sinueux épousent bien ceux du clinopyroxène et de la hornblende verte avant de mouler le sphène et l'apatite. Les inclusions de biotite, de zircon et de clinopyroxène y sont fréquemment observées. Par endroits des simplectites et des myrmékites les séparent respectivement des plages poécilitiques de clinopyroxène et des cristaux d'orthose. Lorsque la frange simplectitique est absente entre le microcline et l'orthose, les cristaux sont séparés par une bande de microcristaux parfois riche en épidote.

L'épidote et l'apatite sont très accessoires.

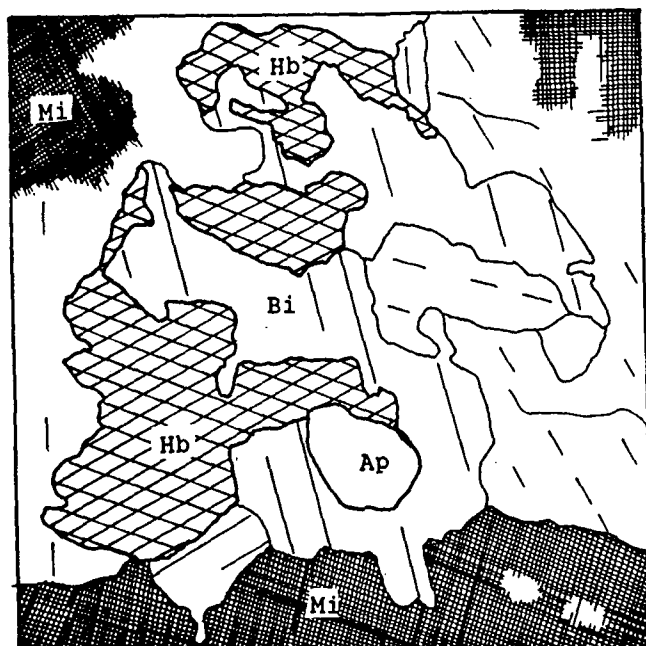


Fig. 7-1 : Developpement de la biotite (Bi) aux dépens de la hornblende (Hb) dans les "syénites" du substratum panafricain des Monts Roumpi. Les autres minéraux de la roche présents sur la figure sont l'apatite (Ap) et le microcline (Mi).

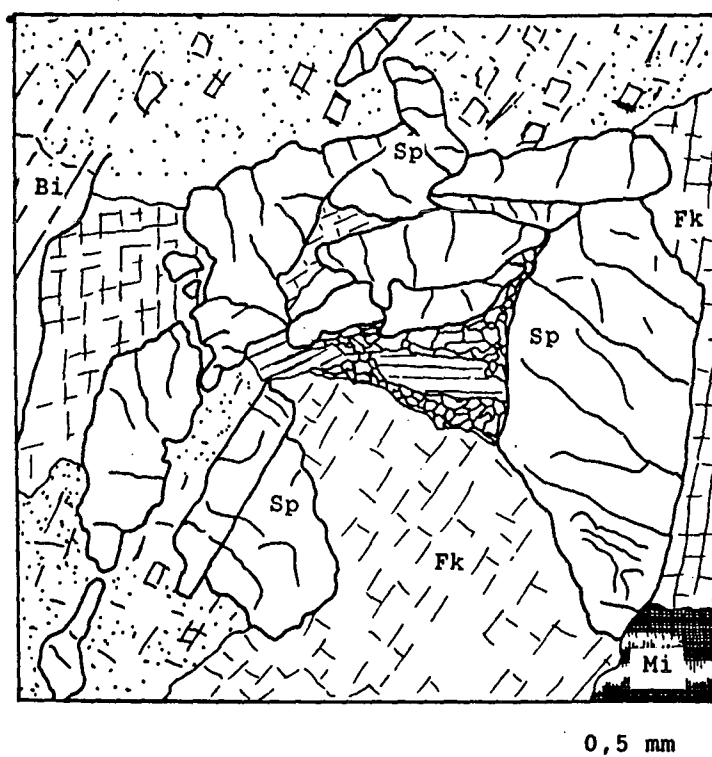


Fig. 7-2 : Groupement de cristaux de sphène dans les "syénites" du substratum panafricain. Bi : biotite ; Fk : orthose ; Mi : microcline ; Sp : sphène.

Il ressort des observations précédentes que la roche provient de deux phases de cristallisation distinctes :

* Une phase précoce pendant laquelle se forment le clinopyroxène et la biotite automorphes, le zircon, l'apatite et le sphène.

* Puis une deuxième phase avec la cristallisation du plagioclase, de l'orthose, du clinopyroxène poecilitique ; la biotite, l'amphibole, l'épidote et le microcline sont secondaires et tardives.

L'ordre de cristallisation des syénites peut se résumer par le tableau suivant :

Minéraux	1 ^è phase	2 ^e phase	phase tardive
Clinopyroxène	-----	-----	
Biotite	-----		-----
Plagioclase	-----		
Orthose		-----	
Sphène	-----		
Apatite	---		
Zircon	---		
Hornblende			-----
Microcline			-----
Epidote			-----
Quartz			---

7-3 LES GRANITES

Suivant la nature des minéraux ferromagnésiens présents, les granites du substratum peuvent être classés en granites à biotite et en granite à amphibole et biotite. ces derniers comportent du grenat.

7-3-1 Les granites à biotite

Le quartz y tient une place importante (~ 30 % en volume). Il est suivi par l'orthose, la biotite, le plagioclase et la muscovite. Les minéraux en faibles proportions sont le sphène, le microcline, l'apatite, le zircon, l'épidote et les oxydes. Ces minéraux sont organisés dans une texture faiblement cataclastique (mylonitisation) où les divers cristaux sont séparés par de minces chapelets microcristallins. Les espèces minérales observées en phénocristaux se trouvent aussi en microcristaux.

De gros cristaux de quartz xénomorphes de taille variable (1 à 2 mm) sont déformés (extinction roulante) et mécaniquement maclés. De forme généralement subcirculaire, ces cristaux sont égrénés à leurs périphéries et les microcristaux se disposent en couronne ou constituent la matrice de la roche. Le quartz regorge d'inclusions de nature variée (muscovite, apatite, zircon, biotite, sphène).

L'orthose présente des relations texturales semblables à celles du quartz, mais ses cristaux ont une taille moyenne (~ 1 mm). Ils sont partiellement altérés et renferment parfois de nombreuses inclusions de biotite et de muscovite.

Les cristaux de microcline flanquent ceux d'orthose perthitique qu'ils remplacent. Les deux systèmes de macles de la grille typique du microcline se recoupent suivant des angles droits ou aigus. Ce dernier cas serait lié à la déformation qui a affecté la roche.

Les porphyroblastes de plagioclase sont subcirculaires. Les sections propices aux mesures optiques indiquent une composition limite entre l'oligoclase et l'andésine. Certains cristaux de plagioclase albitique renferment de petits cristaux de plagioclase différemment orientés (fig.7-3). Dans ces mêmes cristaux, des inclusions de quartz et de biotite sont observées. Cette texture peut être tenue pour preuve d'une albitisation postmagmatique.

La biotite, pléochroïque du jaune clair au marron rouge, apparaît en phéno et microcristaux bordés de liséré d'oxydes. Le zircon et l'apatite y constituent les principales inclusoins.

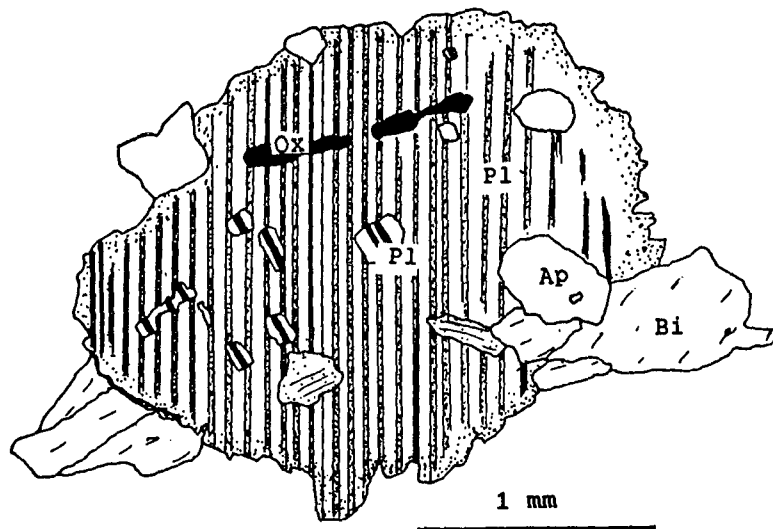


Fig. 7-3 : Albitisation du plagioclase dans le granite à biotite.

Ap : apatite ; Bi : biotite ; Ox : oxyde ferrotitané ; Pl : plagioclase.

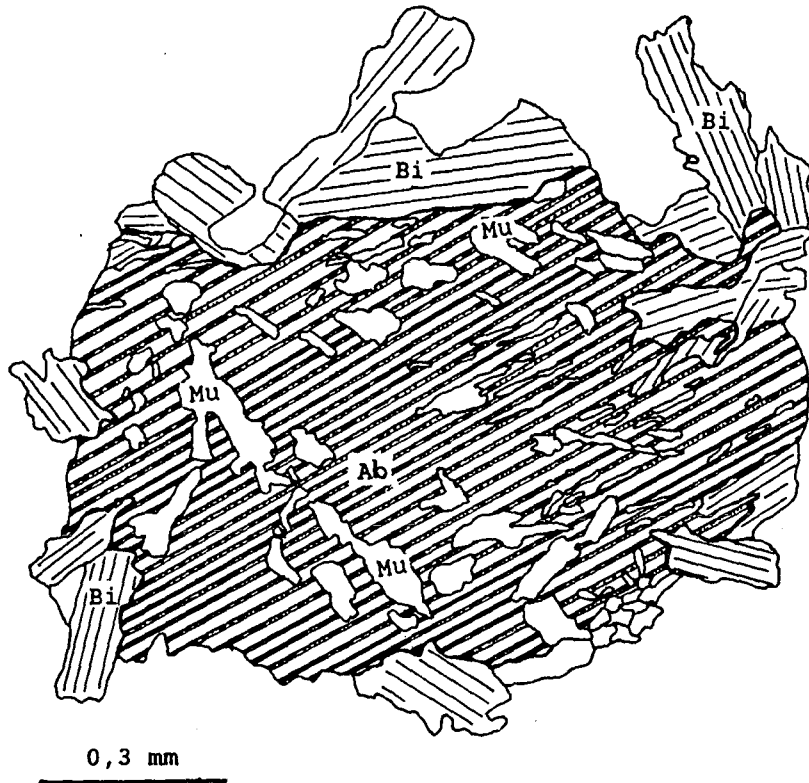


Fig. 7-4 : Disposition concentrique de la muscovite secondaire dans du plagioclase albitisé. Ab : albite ; Bi : biotite ; Mu : muscovite.

La muscovite est moins abondante que la biotite. Ses cristaux xénomorphes forment de grandes plages (0,5 à 1 mm) parfois maclées polysynthétiques. La muscovite est associée à la biotite aux dépens de laquelle elle se développe. En outre, au centre de certains cristaux de plagioclase, des individus de muscovite secondaire se logent le long des plans de macle, d'autres s'organisent en auréole concentrique vers la bordure (fig. 7-4) ; ils définissent ainsi des exemples types d'"inclusions de Frasl inverse" de mécanisme de formation contraire à la croissance des minéraux et des accollements épitaxiaux (Bard, 1980).

Les cristaux de sphène automorphes sont isolés dans la matrice ou regroupés en amas au milieu des phénoclastes de quartz. L'apatite et l'épidote sont généralement associées à la biotite. Les oxydes aussi forment des inclusions dans cette dernière. D'autres petits cristaux d'oxydes sont disséminés dans la matrice.

A partir des diverses relations texturales sus-décrites, il peut être établi que les minéraux ont cristallisé dans l'ordre suivant : zircon - apatite - oxydes - sphène - biotite - plagioclase - orthose - quartz - épidote - microcline - albite - muscovite

7-3-2 Les granites à amphibole et biotite

La composition minéralogique des granites à amphibole et biotite est la même pour tous les affleurements. Partout, la taille des grains (8 mm en moyenne) est constante. Le quartz, les feldspaths alcalins (orthose et microcline), le plagioclase, l'amphibole et la biotite forment l'essentiel de la roche du massif de Diboki Balué. Ils sont accessoirement complétés par le grenat, le sphène, l'apatite, le zircon, les épidotes, la fluorine et les oxydes. De gros cristaux de quartz parfois mécaniquement maclés sont allongés parallèlement à une fluidalité fruste. Les oxydes et les épidotes se développent au dépens de l'amphibole.

L'orthose essentiellement perthitique, est parcourue de nombreux filonnets albitiques. Les contours des cristaux indentés s'imbriquent à ceux de quartz, du plagioclase ou de l'amphibole. Des inclusions d'apatite y sont fréquentes. Dans le faciès riche en fluorine, l'orthose est moins abondante que le microcline (8,5 contre 39 % du volume de la roche). Au contraire, le faciès pauvre en fluorine recèle une forte abondance d'orthose et très peu de microcline (30 contre 10 %). Les cristaux de microcline, généralement plus développés que ceux d'orthose (~ 1 cm), englobent le quartz, l'apatite et le plagioclase. Ils présentent des macles déformées.

Les cristaux de plagioclase subautomorphes sont de taille inférieure à celle de l'orthose (2 x 1 mm). Leur abondance varie de 9 % dans les faciès riches en orthose à environ 11,5 % dans les faciès riches en microcline. Les cristaux forment des agrégats parfois associés au grenat, à la biotite et à l'épidote.

L'amphibole est pléochroïque du brun vert au vert sombre. Des plages poecilites englobent des cristaux de quartz, de plagioclase et d'apatite. Les arborisations périphériques peuvent s'étrangler pour libérer de minuscules cristaux d'amphibole en position interstitielle entre l'orthose et le plagioclase. En considérant les espaces balayés par les arborisations périphériques, les diamètres des individus d'amphibole varient de 2 à 0,2 mm. L'angle maximum d'extinction est de 30° environ ; l'analyse à la microsonde indique que l'amphibole étudiée est une hornblende ferro-édénétique (Leake, 1978). De légères déstabilisations en épidote apparaissent quelquefois vers la bordure des cristaux d'amphibole. Les cristaux de biotite pléochroïques du vert au marron sombre, allongés selon la fluidalité fruste, sont disséminés dans la roche, il s'assemblent aussi au voisinage des cristaux d'amphibole.

Le grenat est rare dans la roche. Partout, les cristaux xénomorphes mesurent 1 mm environ. Le sphène est plus rare que le grenat. Ses cristaux automorphes montrent des sections carrées ou losangiques incluant du zircon.

Les cristaux de quartz sont interstitiels, xénomorphes et de taille variable (quelques microns à 3 mm). Ils présentent tous une extinction roulante. Dans l'ensemble de la roche, le quartz est abondant à l'interface des plages d'amphibole qu'il moule et englobe.

Le zircon se trouve essentiellement en inclusion dans la chlorite, le quartz ou les feldspaths. Les oxydes apparaissent en deux populations, l'une sous forme de granule autour des cristaux de biotite et dans les craquelures de l'amphibole, l'autre en

gros cristaux disséminés dans la roche. Les cristaux d'allanite brun-jaune, d'environ 0,5 mm de côté, sont automorphes et zonés. Ils sont souvent associés au sphène et à la biotite. La pistachite est poecilitique et légèrement pléochroïque dans les teintes jaunes. Les plages xénomorphes sont criblées de fluorine. Les cristaux de fluorine limpides ou violacés et de formes irrégulières (planche 5, photo 1) mesurent 0,1 à 0,2 mm en moyenne. La fluorine limpide se distingue des autres minéraux incolores par un relief faible et surtout par son caractère isotrope. Certaines sections sont un peu biréfringentes (gris-sombre). La fluorine est plus abondante dans les granites riches en microcline que dans ceux riches en orthose. L'apatite apparaît surtout en inclusion dans les autres minéraux de la roche.

Le caractère poecilitique de l'amphibole reflète bien sa cristallisation tardive par rapport au zircon, plagioclase, apatite et orthose. La biotite lui semble contemporaine. Le grenat (planche 5, photo 2) aussi a cristallisé avant la biotite et l'amphibole. Le microcline est surtout lié à l'altération postmagmatique qui a engendré la formation de la fluorine et de la chlorite. Les minéraux ont cristallisé dans l'ordre suivant :

Minéraux	temps de cristallisation
=====	
Zircon	-----
Apatite	----- - - - - -
Plagioclase	----- - - -
Orthose	-----
Amphibole	- - -----
Biotite	-----
Oxydes	-----
Epidotes	-----
Microcline	-----
Quartz	-----
Chlorite	-----
Fluorine	-----
=====	

Le faciès de granite à l'Est de Mosakoa ne comporte pas de grenat.

7-4 MICROTEXTURES

L'étude pétrographique met en évidence des myrmékites, de la microclinisation et une texture protoclastique ou en mortier.

- Diverses associations impliquant le quartz vermiculé ou cunéiforme ne répondent pas à la définition des myrmékites et provoquent de nombreuses controverses (Barker, 1970 ; Smith, 1974). Afin d'éviter la confusion, le terme de symplectite est retenu en complément avec les noms des minéraux concernés (Phillips, 1974 ; Smith, 1974). De toutes les interprétations regroupées et commentées par Phillips (1974) et Smith (1974), il ressort qu'il n'existe pas une origine unique pour les myrmékites. L'exsolution à l'état solide est le modèle génétique le plus plausible à la formation des myrmékites par réaction d'une molécule instable avec les feldspaths alcalins. Ce modèle est applicable aux myrmékites des syénites qui semblent être liées à des transformations postmagmatiques. Il est applicable aux myrmékites des granites.

- La microclinisation désigne l'apparition secondaire de microcline dans les roches étudiées en remplacement du plagioclase et de l'orthose. Le degré de ce remplacement (ou microclinisation) varie d'une roche à l'autre. Il est assez élevé dans les filons pegmatitiques qui recoupent les granites à biotite (et muscovite) ; à peine est-il déviné dans le granite avoisinant. Les syénites sont largement affectées par la microclinisation (30 à 40 % de microcline modal). L'intensité de la microclinisation est vraisemblablement en rapport direct avec l'importance des fluides et l'environnement géologique. Si au microscope, une microclinisation importante est toujours associée à des textures d'exsolution (myrmékite) et la présence des epidotes, de la chlorite (et de la fluorine), il est vrai que sur le terrain, les roches concernées sont localement traversées par des filons pegmatitiques et, parfois, par des pitons trachytiques.

- La texture protoclastique observée dans les granites du sud d'Ebemi Bakundu est généralement induite par des contraintes cisailantes sur des matériaux magmatiques largement cristallisés et relativement refroidis. Cette texture nous permet donc de définir des granites anté- ou syntectoniques précoces.

7-5 CONCLUSION

Les roches plutoniques du substratum des Monts Roumpi ont été affectées par des processus secondaires tardi- à post-magmatiques (myrmékites, microclinisation). Cependant la composition minéralogique originelle est bien conservée. Certaines de ces roches plutoniques se sont mises en place avant ou pendant la dernière déformation tectonique qui leur a conféré une texture protoclastique. L'abondance des feldspaths alcalins dans les syénites (plus de 70 % en volume) et l'association amphibole calcique et grenat dans les granites opposent les deux groupes de roches qui ont respectivement des affinités alcaline et subalcaline.

Echantillon :	!	CN13	NK36	CN34	CN39	!
Minéraux	!					!
Quartz	!		30.8	32.6	29.0	!
Microcline	!	39.1	0.1	9.7	39.3	!
Orthose	!	30.7	30.5	31.3	8.4	!
Plagioclase	!	0.1	11.2	9.0	11.3	!
Clinopyroxène	!	21.3				!
Amphibole	!	2.7		12.3	7.4	!
Biotite	!	0.5	19.8	1.3	3.2	!
Muscovite	!		4.6			!
Sphène	!	4.4	1.7	0.1	<0.1	!
Opacques	!		<0.1	0.1	0.1	!
Apatite	!	0.3	1.1	<0.1	<0.1	!
Zircon	!	0.3	<0.1	0.6	0.1	!
Epidote	!	0.9	0.1	3.1	1.3	!
Grenat	!			<0.1	<0.1	!
I.C.	!	30.2	27.3	17.4	12.1	!

Tableau 7-1 : Analyses modales des plutonites du substratum des Monts Roumpi. 2500 points par échantillon, résultats en %.
 "Syénite" (CN13) ; granite à biotite et muscovite (NK36) ; granite à amphibole, biotite et grenat (CN34 & CN39).

8 APERÇU MINÉRALOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES ROCHES PLUTONIQUES DU SUBSTRATUM

8-1 MINÉRALOGIE

Les phases minérales suivantes ont été analysées à la microsonde électronique de l'université de Nancy I : amphibole, biotite, grenat, sphène, allanite, feldspaths (tableau 8-1). Le sphène, l'allanite, le zircon et d'autres phases accessoires ont été étudiés au microscope électronique à balayage. Les analyses n'ont porté que sur les granites. La minéralogie des syénites reste inexplorée.

L'amphibole est calcique et a une composition de hornblende ferro-pargasitique ou de ferro-pargasite selon la classification de Leake (1978). Cette amphibole contient très peu de titane ($< 0,013$ cations) et de magnésium [$Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,05$]. Le coefficient de distribution du fer et du magnésium entre l'amphibole et la roche hôte (KD) est de 0,6 pour les échantillons provenant de l'Est du massif et de 0,9 à 1,1 pour ceux du flanc ouest. Le mica est très riche en fer [$Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+}) > 0,9$]. Dans le quadrilatère phlogopite-annite-sidérophyllite-eastonite, ses compositions s'alignent sur le joint annite-sidérophyllite, entre 5,3 et 5,8 cation de Si. Le rapport Al^{IV}/Al^T varie de 0,70 à 0,85 sans être corrélé à la silice. Les teneurs en titane sont notables (1 à 4,5 % de TiO_2). Les coefficients de distribution du fer et du magnésium entre l'amphibole et l'annite associée sont différents d'un gisement à l'autre (0,7 à 1,3 dans les échantillons prélevés sur le flanc est du massif et de 0,6-0,7 dans les échantillons provenant du flanc ouest). Parallèlement, les coefficients de distribution des mêmes éléments entre la biotite et la roche sont disproportionnés (0,4 et 0,7 à l'Est à 2,9 à l'Ouest).

Sachant que les teneurs en magnésium des roches sont plus élevées à l'Est qu'à l'Ouest du massif de granite, les différences de valeurs de KD entre les minéraux s'expliquent par une cristallisation de la biotite antérieurement à l'amphibole à l'Ouest du massif. Les deux minéraux ont cristallisé de manière synchrone à l'Est. La présence du grenat va aussi contrôler la distribution du fer et du magnésium entre les autres minéraux de la roche. Toutes les analyses montrent que le grenat est riche en almandin (60 % en moyenne) et en grossulaire (35 % en moyenne). Au contraire, le grenat des gneiss encaissants (aussi riche en almandin que le grenat des granites), contient 15 % de pyrope et 15 % de spessartine calculées. Les grenats des granites des Monts Roumpi ne sont pas chimiquement liés aux grenats des roches métamorphiques dans lesquelles ces granites sont intrusifs. En outre, les relations texturales ne montrent pas de déséquilibre des grenats des granites. Les relations minéral-granite hôte peuvent être déterminées par comparaison des rapports $100 Mg / (Mg+Fe^{2+})$ de la roche (Hensen et Green, 1973) et $100 \text{ pyrope} / (\text{pyrope} + \text{almandin})$ du grenat. Les couples de valeurs obtenues (tableau 8-2) s'alignent sur la droite de corrélation entre les grenats magmatiques et les roches plutoniques hôtes (Hentschke, 1987). En conclusion, les différences chimiques entre les grenats des granites et ceux des gneiss encaissants, l'absence de texture réactionnelle des grenats des granites et les relations d'équilibre chimique entre le minéral et la roche-hôte sont autant d'arguments en faveur de la formation de ces grenats par nucléation au liquidus dans le magma granitique. Le problème est de savoir si la composition des grenats des gneiss est uniforme de la surface à la profondeur. Dans les granites étudiés, aucune enclave capable d'apporter d'éventuelles informations sur les roches en profondeur n'a été découverte. Le plagioclase a des compositions de An17-2-8 Ab78-91 Or5-1 et le feldspath alcalin, de An1-0 Ab98-99 Or1 et de Ab31-21 Or68-79. L'étude au microscope électronique à balayage indique que le sphène des granites à grenat et annite est riche en fer. Les fortes teneurs en terres rares légères caractérisent l'allanite (fig.8-1). Le spectre du zircon montre un pic élevé à la raie de l'hafnium. Il existe parfois des couronnes de carbonates riches terres rares autour des cristaux d'allanite.

N° anal.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
N° éch.	CN39	CN28	ND26	ND25	ND25	CN39	CN28	CN28	CN46	CN46
SiO ₂	38.54	38.54	45.36	46.51	43.86	38.25	36.79	36.54	38.01	38.10
TiO ₂	1.06	1.03	1.31	1.01	1.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	11.84	11.65	8.67	10.99	15.11	21.33	21.66	21.62	21.96	21.82
FeO	27.77	29.90	20.17	14.20	14.02	25.94	27.62	27.23	27.49	26.94
MnO	0.32	0.48	0.29	0.21	0.21	1.34	2.16	2.09	5.93	6.75
MgO	0.90	0.79	10.69	10.76	10.76	0.14	0.15	0.10	3.55	3.21
CaO	10.88	10.68	11.52	12.16	11.67	12.87	10.80	11.62	2.30	2.30
Na ₂ O	1.95	1.81	1.31	0.73	0.95					
K ₂ O	2.26	2.02	01.13	0.63	0.53					
Si	6.357	6.291	6.866	6.849	6.308	6.078	5.942	5.906	6.057	
Ti	0.131	0.126	0.149	0.112	0.112	0.000	0.000	0.002	0.000	
Al	2.302	2.242	1.547	1.908	2.561	3.995	4.123	4.119	4.125	
Fe ²⁺	3.831	3.889	2.469	1.743	1.084	3.447	3.731	3.681	3.663	
Fe ³⁺	0.000	0.193	0.084	0.006	0.602					
Mn	0.045	0.066	0.051	0.036	0.026	0.180	0.295	0.286	0.800	
Mg	0.221	0.192	1.834	2.346	2.306	0.033	0.036	0.024	0.843	
Ca	1.923	1.868	1.868	1.919	1.798	2.191	1.869	2.013	0.393	
Na	0.624	0.573	0.384	0.208	0.265					
K	0.476	0.421	0.218	0.118	0.134					
N° anal.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
N° éch.	CN41	CN11	CN39	CN34	CN28	ND26	CN41	CN17	CN17	
SiO ₂	38.95	38.28	35.18	33.76	34.65	33.15	52.71	51.83	52.17	
TiO ₂	0.00	0.10	2.06	2.36	3.51	2.74	0.12	0.02	0.17	
Al ₂ O ₃	21.74	21.46	19.45	19.33	15.86	26.74	2.21	1.63	1.49	
FeO	22.88	21.17	18.20	30.92	32.48	17.67	6.26	12.08	11.56	
MnO	1.97	1.36	0.18	0.20	0.34	0.21	0.12	0.23	0.08	
MgO	5.53	1.34	9.45	1.46	1.31	7.56	13.22	10.24	10.23	
CaO	8.03	16.63	0.00	0.00	0.00	0.00	23.26	23.12	23.50	
Na ₂ O			0.20	0.07	0.10	0.04	0.41	0.53	0.42	
K ₂ O			9.59	8.31	8.56	8.06				
Si	6.071	5.992	5.389	5.350	5.541	4.891	1.985	1.972	1.986	
Ti	0.000	0.012	0.237	0.281	0.422	0.304	0.003	0.001	0.005	
Al	3.994	3.959	3.512	3.611	2.989	4.651	0.098	0.073	0.067	
Fe ²⁺	2.982	2.771	2.332	4.098	4.344	2.180	0.197	0.364	0.368	
Fe ³⁺							0.000	0.021	0.000	
Mn	0.260	0.180	0.023	0.027	0.046	0.026	0.004	0.007	0.003	
Mg	1.285	0.313	2.157	0.345	0.312	1.662	0.742	0.581	0.580	
Ca	1.341	2.789	0.000	0.000	0.000	0.000	0.938	0.943	0.959	
Na			0.059	0.022	0.031	0.011	0.030	0.039	0.031	
K			1.874	1.680	1.746	1.517				

Tableau 8-1 : Analyses représentatives des principales phases minérales des roches plutoniques et métamorphiques du substratum des Monts Roumpi. 1 à 5 : amphibole ; 6 à 12 : grenat ; 13 à 16 : micas ; 17 à 19 : clinopyroxène. CN34, CN39, CN28, ND26 : granites ; ND25, CN11 : amphibolites, CN41 : hornblendite ; CN46 : gneiss à biotite et grenat ; CN17 : gneiss à silicates calciques.

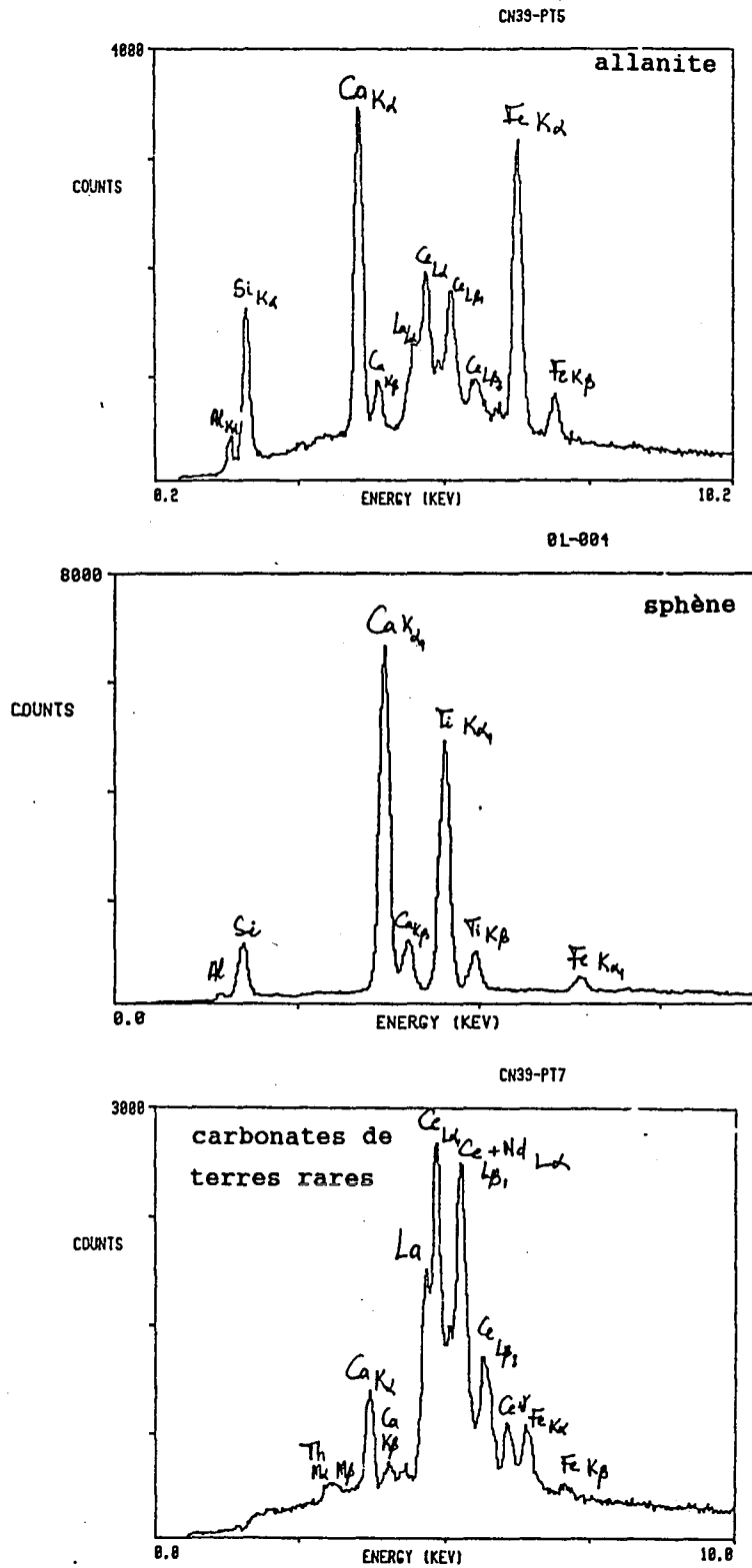


Fig. 8-1 : Spectre de composition de l'allanite (a) obtenu au microscope électronique à balayage (MEB). Les spectres du sphène (b) et des carbonates de terres rares (c) sont présentés pour comparaison.

8-2 GEOCHIMIE

8-2-1 Les éléments majeurs

Les granites ne comportent pas de diopside normatif, si oui en traces inférieures à 0,5 %. Au contraire, le calcul montre 10 % d'anorthite. La principale caractéristique chimique des syénites et des granites étudiés réside dans les valeurs élevées du rapport K_2O/Na_2O . Ce rapport est de 4,5 dans les syénites et de 2 dans les granites (tableau 6-1). Les analyses modales montrent des volumes notables d'orthose saine en dépit de la microclinisation. Il apparaît que les transformations post-magmatiques ont seulement exacerbé un caractère potassique préexistant. Dans le diagramme A-B de Debon et Le Fort (1989), les granites sont à cheval sur la droite séparant le domaine des roches moyennement alumineuses des roches très alumineuses. Elles sont donc de nature aluminocafémique (amphibole et micas). L'ensemble des granites s'étend du domaine des granites tardi-orogéniques (granites à biotite) à celui des granites post-orogéniques (granites à amphibole, biotite et grenat) (fig.8-2) suivant les limites de Batchelor et Bowden (1985).

8-2-2 Les éléments en traces

Dans le diagramme discriminant récemment établi par Thiéblemont et Cabanis (1990), les granites concordants se regroupent dans le domaine des granites syn-collisions et les granites lités de Diboki Balué, dans le domaine des roches magmatiques acides post-collisions (fig.8-3).

Les teneurs en baryum des syénites sont élevées (3110 ppm) et les rapprochent de certaines roches plutoniques de la région du Lom (Soba, 1989). Nos syénites diffèrent de ces dernières par de fortes teneurs en nickel et chrome (tableau 6-1). Bien que les granites de Diboki Balué et les syénites de Baréka aient des rapports Zr/Nb , Y/Nb , Rb/Nb et Zr/Y semblables (tableau 6-1), la petite surface d'affleurement des syénites par rapport à celle des granites ($\sim 1/100$) va à l'encontre des relations magma parental-magma différencié.

8-2-3 Les terres rares

Les pentes des spectres des terres rares (fig.8-4), très marquées pour les terres rares légères ($La/SmN = 8$), s'estompent vers les terres rares lourdes ($Gd/YbN = 2$). Seuls les granites montrent une anomalie négative en europium. Les granites, d'affinité subalcaline, sont aussi riches en terres rares ($LaN \sim 800$ et $YbN \sim 50$) que les granites alcalins à pyroxène ou à amphibole du complexe anorogénique de Tagouadji au Niger (Pérez, 1985) et des granites hyperalcalins du Nigéria (Bowden et Whitley, 1974). Les spectres esquissent une variation inverse au niveau de l'ytterbium. Cette relative tendance à l'enrichissement en terres rares lourdes, généralement développées dans les granites alumineux et hyperalcalins du Nigéria, résulte de l'affinité de ces éléments pour le fluor ou les carbonates (Drysda11 et al., 1984 ; Strong et al., 1984). La fluorine et les carbonates, moins exprimés dans nos roches que dans les granites alumineux et hyperalcalins du Nigéria (Bowden et Withley, 1974) ne constituent pas l'unique source de concentration des terres rares lourdes. Le grenat, l'amphibole et le zircon sont autant de minéraux privilégiés (Schnetzler et Philpotts, 1970 ; Gromet et Silver, 1983, Bender et al., 1984). La magnétite aussi est un minéral qui concentre les terres rares lourdes dans les granites (Ohlander et al., 1989). Les terres rares légères sont concentrées essentiellement dans l'allanite (fig.8-1), et dans l'annite comme l'indiquent les spectres observés au microscope électronique à balayage.

8-3 CONCLUSION

La minéralogie des granites est caractéristique des roches de nature subalcaline (présence de grenat almandin-grossulaire et d'amphibole calcique, Hentschke, 1987 ; Plank, 1987). Les roches plutoniques du substratum des Monts Roumpi ont une nature potassique accentuée par des transformations post-magmatiques. La richesse en terres rares

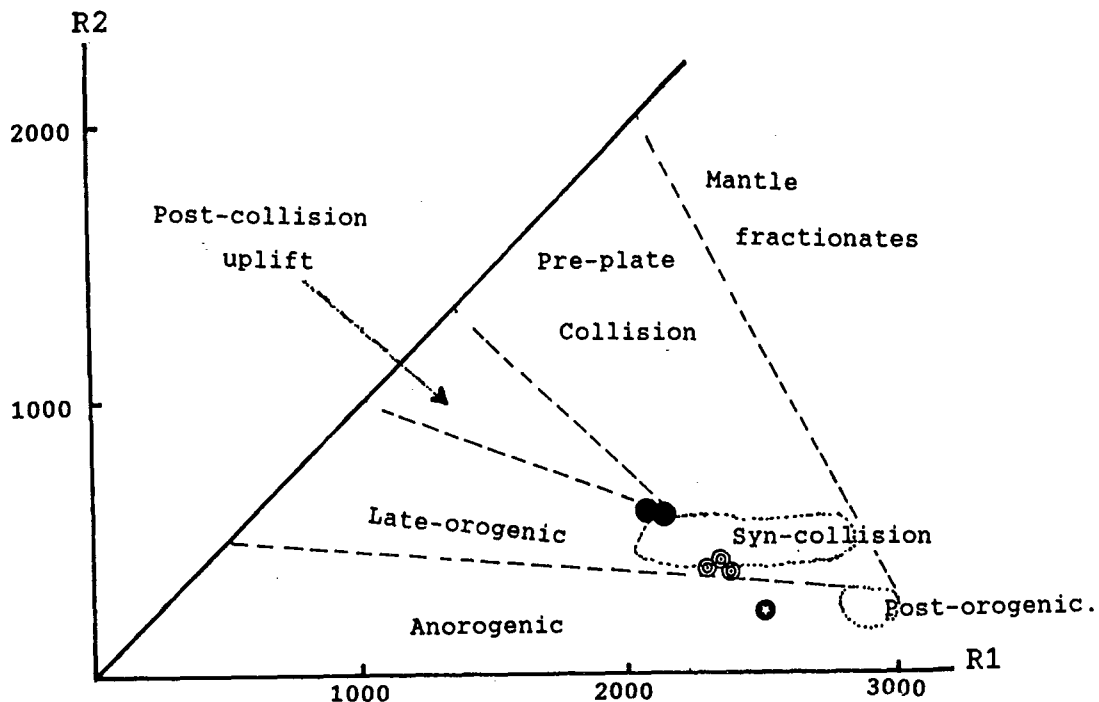


Fig. 8-2 : Position des granites du substratum des Monts Roumpi dans un diagramme de corrélation entre les teneurs de l'ensemble des éléments majeurs et le site géotectonique. La grille pétrogénétique est établie par Batchelor et Bowden (1985). Les granites anorogéniques hyperalcalins sont aussi reportés.
 $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ (millications, de La Roche, 1986).

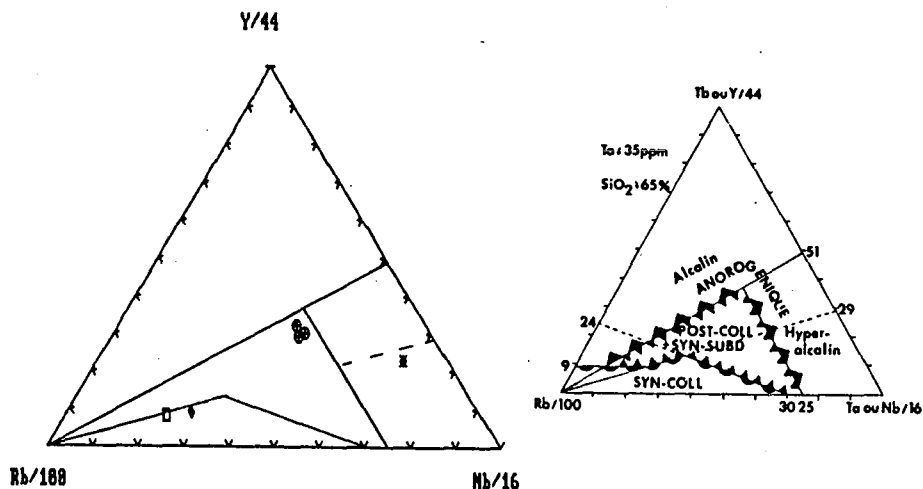


Fig. 8-3 : Distribution des granites du substratum panafricain des Monts Roumpi dans le diagramme de corrélation entre les teneurs en certains éléments en traces et le site géotectonique. La grille est celle proposée par Thiéblemont et Cabanis (1990). Les granites hyperalcalins ultimes (étoile) sont aussi reportés. Carré vide et losange plein : granite à biotite et muscovite secondaire ; cercle avec croix : granite à amphibole et biotite.

de ces granites moyennement ou fortement alumineux est probablement héritée de la source. Toutefois, il apparaît évident que la différenciation a eu pour rôle d'exacerber des teneurs en terres rares déjà notables dans le magma parental. Pendant la cristallisation des granites, les terres rares sont concentrées dans les minéraux accessoires (amphibole, annite, allanite, zircon, grenat et fluorine).

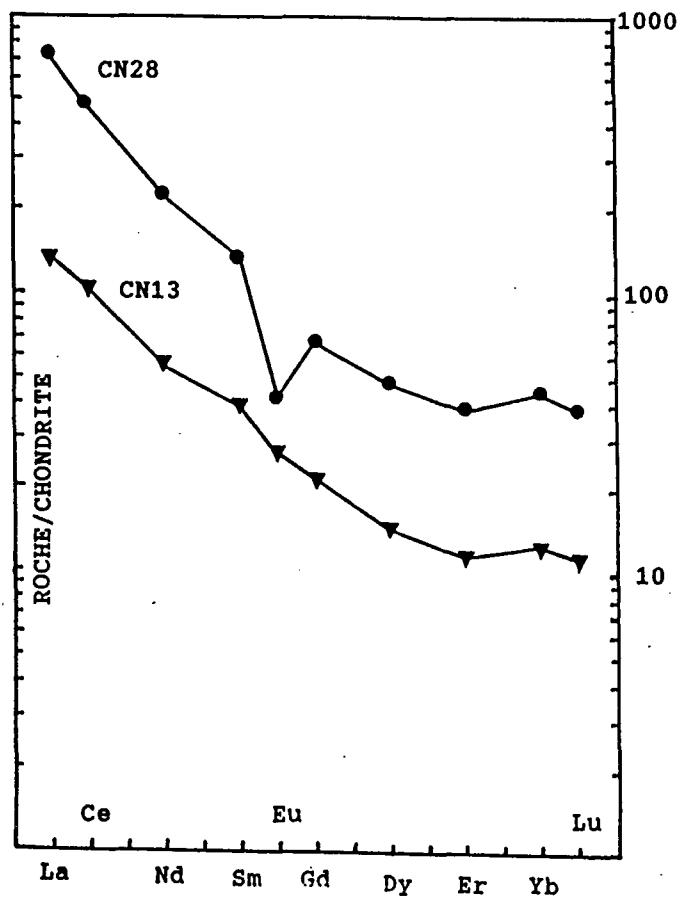


Fig. 8-4 : Spectres des terres rares des "syénites" (CN13) et des granites à biotite et amphibole (CN28) panafricains. [Normalisation aux chondrites de Haskin et al. (1968) et de Nakamura et al. (1974) in Rock (1987)]

Pétrologie et géochimie

des roches plutoniques "ultimes"

9 PETROGRAPHIE DES ROCHES PLUTONIQUES "ULTIMES"

9-1 LES GABBROS

Selon la nomenclature de Streckeisen (1976), les gabbros de Bessimba Hill sont anorthositiques (I. C. = 23 ; tableau 9-1). Les critères minéralogiques permettent de distinguer des gabbros à analcime ou à quartz micropegmatitique des faciès riches en olivine, en apatite et/ou oxydes.

Les gabbros à analcime proviennent de la petite dalle au Nord du village de Toko. Ils montrent un cortège minéralogique étendu (tableau 9-1) à plagioclase, salite, olivine, oxydes, biotite, apatite, analcime et carbonates. Epidote et chlorite sont secondaires. De grands cristaux centimétriques de labrador (An60) définissent le faciès porphyroïde où ils constituent les minéraux précoces. De nombreuses inclusions colorées ou opaques y dessinent des anneaux (fig. 9-1) qui alternent avec des couronnes de plus en plus sodiques (An30). Des associations en synneusis sont fréquentes. Les individus d'andésine moyens, zonés en tâches, comportent des inclusions d'apatite avant d'être englobés par le pyroxène ou l'amphibole. L'olivine (Fo60) est souvent altérée et remplacée par les carbonates. Les plages (6 mm) poecilites de diopside mauves englobent du plagioclase, de l'apatite et des oxydes. La titanomagnétite est associée à la biotite. Elle comporte des franges brunes intensément pléochroïques du rouge au rouge sombre qui polarisent dans des teintes plus sombres (biotite). La biotite forme des plages de pléochroïsme variant du jaune clair au rouge. L'analcime apparaît en cristaux xénomorphes aux interstices des individus de plagioclase, automorphes dans des poches de carbonates. La calcite primaire et l'analcime comportent des inclusions d'apatite.

Les gabbros à olivine sont texturalement trachytoïdes : des lattes (1x5 mm) de labrador (An60-55) zonées, intimement serrées les unes contre les autres, forment une charpente qui occupe 60 % du mode de la roche (planche 5, photo 3) et reflète un caractère cumulatif lors de l'écoulement filonien (Gagny, 1978 ; Nsifa, 1978 ; André et Gagny, 1982). La zonation du plagioclase cumulus est accentuée par le nourrissage postcumulus (Jackson, 1967). La charpente délimite des poches de minéraux intercumulus (olivine, clinopyroxène, biotite, titanomagnétite, apatite rare). Le plagioclase intercumulus apparaît en plages (0,2 mm) à contact interpénétratif avec le clinopyroxène, les oxydes et le labrador précoce qu'elles englobent parfois. L'altération y est plus intense. Des cristaux d'olivine (Fo65) automorphes sont inclus dans ceux de salite. Des individus xénomorphes (0,1 à 1 mm) montrent des inclusions subophitiques de plagioclase. Ils s'altèrent par leurs craquelures. Les cristaux de salite sont plus abondants que ceux d'olivine (27 contre 14 % du mode). Ils moulent et englobent des individus d'olivine et de plagioclase et s'imbriquent à la titanomagnétite. La biotite forme de petites plages accolées aux cristaux de salite et surtout de titanomagnétite. La chlorite apparaît par altération du pyroxène et du plagioclase.

Le faciès riche en apatite du massif de Bwémé diffère du précédent par une texture isotrope, une pseudomorphose partielle du diallage par la kaersutite et la faible proportion de l'olivine. Le clinopyroxène apparaît selon deux générations précoce (cristaux automorphes inclus ou moulés par le plagioclase) et tardive (plages poecilites englobant apatite, olivine et plagioclase ; elles connaissent une déstabilisation en kaersutite qui en garde la forme et les inclusions. La biotite, aussi en plages poecilites à inclusions d'apatite, reste associée au diallage et aux oxydes ferrotitanés qu'elle entoure souvent. Elle présente des franges d'altération en epidote et chlorite. Le plagioclase apparaît en prismes à cœur zoné en tâches (patchy zoning de An86-70) bordé de couronnes de plus en plus sodiques (jusqu'à An50). Souvent groupées en synneusis, les individus de plagioclase moulent et englobent l'olivine, le pyroxène et la biotite. En dehors des franges d'altération autour de la biotite, du clinopyroxène et de l'amphibole, l'epidote et la chlorite forment des amas polycristallins de 3 mm de côté aux interstices des individus de plagioclase.

Les gabbros de Bossunga présentent une curieuse association minérale : la roche constituée d'olivine, d'augite calcique, d'oxydes ferrotitanés, de biotite, d'amphibole et d'apatite comportent du quartz micropegmatitique (planche 5, photo 3) aux interstices des cristaux d'andésine. Il s'agit d'interdigitations quartz-plagioclase albitique (fig. 9-2) dont la signification pétrogénétique sera discutée dans la conclusion.

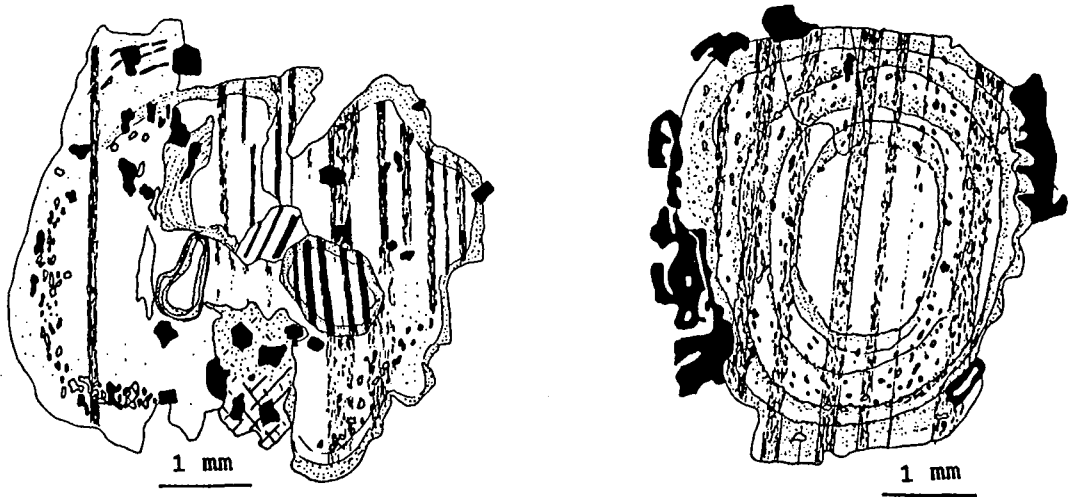


Fig. 9-1 : Cristaux de plagioclase montrant des inclusions de pyroxène et d'oxydes ferrotitanés disposées en anneaux.

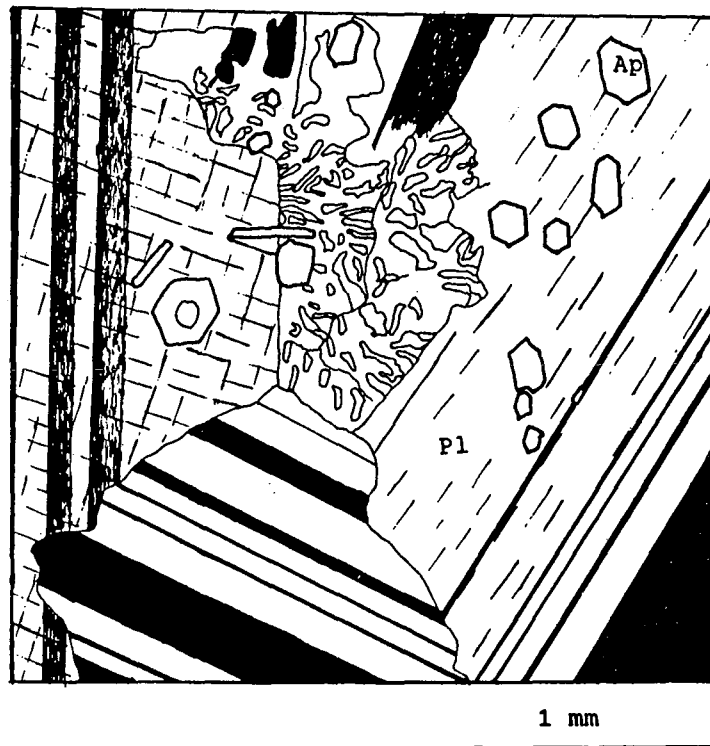


Fig. 9-2 : Texture micropegmatitique par interdigitation quartz (Q)-plagioclase albitique (Pl) dans le gabbro de Bossunga.

D'autres interstices entre les grands cristaux sont occupés par de petits cristaux d'olivine, clinopyroxène et plagioclase (planche 5, photo 4). Les carbonates sont accessoires et moulent les interstices entre les autres minéraux. Les cristaux d'olivine automorphes montrent des bords et des craquelures altérés autour des plages encore saines. La biotite semble dériver des oxydes ferrotitanés qu'elle englobe. Les cristaux de kaersutite sont rares. Les oxydes ferrotitanés sont souvent imbriqués aux clinopyroxène et au plagioclase (fig.9-3). Les leucogabbros ou gabbros anorthositiques de Bessimba Hill ne comportent pas d'olivine (tableau 9-1). Le grand développement des phénocristaux (2,5 x 1 cm) de plagioclase dans une matrice à grain millimétrique confère à la roche une texture grenue pegmatitoïde (Bard, 1980). En plus des minéraux fréquents (salite, bytownite (An82-74), biotite, Fe-Ti-oxydes et apatite) auxquels se joignent l'épidote et la chlorite, l'albite apparaît en position interstitielle. La calcite s'y forme secondairement sur les minéraux altérés.

Au terme de cette description des gabbros, le caractère cumulatif, les différents ordres de cristallisation et les microtextures témoins des évolutions pétrogénétiques sont à retenir. Dans la plupart des échantillons, l'apatite et l'olivine ont une cristallisation précoce, mais le plagioclase isole les cristaux les uns des autres et ils sont alors des primocristaux (Wager et Brown, 1988). A l'exception des gabbros riches en apatite où il est accompagné par le clinopyroxène, le plagioclase constitue le seul minéral cumulus.

Bien que l'ordre de cristallisation soit conforme à celui de Bowen, le développement précoce de l'apatite et la prédominance du plagioclase sur les autres minéraux traduirait le caractère évolué du magma parental (voir aussi minéralogie et géochimie).

Sur le plan textural, la signification de l'apparition du quartz micropegmatitique en présence d'une olivine stable doit être précisée. Il est souvent remarqué que le liquide résiduel piégé dans l'espace intercumulus et les cristaux environnants se comportent comme un système centimétrique fermé (Powell, 1978). Mais ce mécanisme n'explique pas les textures ici observées car le liquide résiduel devrait avoir une composition phonolitique. Aussi, nos imbrications de quartz-albite au contact des andésines seraient une miniaturisation du mécanisme d'infiltration d'un liquide grantique dans les espaces intercumulus ; mécanisme proposé pour les anorthosites à cumulus plagioclasi-que et abondant intercumulus quartzo-feldspathique du complexe de Taguel, Niger, (Moreau et al., 1987b). En l'absence d'intrusion granitique tardive, le quartz micropegmatitique refléterait une digestion d'encaissant gneissique et quartzique par un magma gabbroïque largement cristallisé. Le liquide silicique bouche donc les pores de la charpente plagioclasi-que. Par contre, les simplectites biotite titanifère-oxydes ferrotitanés correspondent à une déstabilisation de ces derniers au passage des fluides riches en potassium (Powell, 1978). Au même moment, la kaersutite remplace la salite et l'épidote et la chlorite cristallisent dans certains interstices de la roche.

Ech.	ND13	ND14	CN8A	ND28	CN3B	ND35	CN3A	ND23	NK40	NK29	NK42	NK32	NK28
Q						1,0						3,7	
Ol	3,6	3,6	13,9	0,7	12,4	10,3	8,9	0,6					
Cpx	25,8	25,3	19,8	16,1	26,6	16,2	26,6	12,6	1,0	9,1	14,6		5,7
Amph.			0,1	9,5	0,2	4,8	0,2	7,9					
Biot.	2,5	2,9	2,0	3,9		0,2		2,6	15,2	8,7	12		5,3
Pl.	46,0	46,1	49,8	53,3	57,9	57,1	62,1	65,4	74,9	72	46,4	44,7	7,1
FK.				0,5		0,2		0,4	2	4,9	19,1	35,8	78,5
Ox.	11,3	12,9	14,2	6,9	2,7	3,3	1,9	4,2	2,1	3,3	7,9	1,3	1,5
Apat.	3,5	4,1	0,2	9,2		1	0,1	4,9	4,1	1,5		1,3	
Calc.	6,5	5,1				5,4		2	0,8	0,5			
E/Ch.	0,9	0,3			0,2	0,7	0,4	0,1			0,1	13,3	2
I.C	54	54	50,2	46,3	42,1	41,7	37,9	34,2	23,1	23,1	34,5	15,8	14,5

Tableau 9-1 : Analyses modales des plutonites des Monts Roumpi
2500 points par échantillon, résultats en %.

ND13, ND14 : gabbros à analcime ; CN8A, CN3B, CN3A : gabbros trachytoïdes ; ND23, ND28 : Gabbros à apatite ; ND35 : gabbros à quartz micropegmatitique ; NK40, NK29 : leucogabbros ; NK42 : microsyénogabbros ; NK32 : syénodiorites ; NK28 : syénites.

*Comprend les produits d'altération des minéraux ferromagnésiens.

9-2 LES MICROSYENOGABBROS

Les gabbros de Bessimba sont flanqués au Nord par des microsyénogabbros à clinopyroxène et biotite automorphes. Le plagioclase et les feldspaths alcalins présentent des contours très indentés et imbriqués qui reflètent une syncristallisation rapide en une texture consertale. Seuls l'apatite et les oxydes ferrotitanés sont accessoires. Le labrador (An58-50) apparaît seul en phénocristaux parfois groupés en synneusis (1 x 0,2 mm). L'andésine (An43-38), minéral essentiel de la roche, forme aussi des couronnes autour de quelques phénocristaux de feldspath alcalin (texture rapakivi, fig. 9-4). Les cristaux de salite englobent la titanomagnétite avant d'être inclus par la biotite. Les fines baguettes d'apatite ne constituent pas l'épaisseur entière de la lame mince et sont suppléées par le minéral-hôte qui masque leur extinction. Ainsi, les cristaux aciculaires ont une extinction oblique tandis que les sections basales sont toujours éteintes.

9-3 LES SYENODIORITES

Dans les syénodiorites, l'oligoclase et l'orthose occupent 60 % de la roche. Le reste correspond aux minéraux ferromagnésiens altérés et aux oxydes, quartz et apatite. La chlorite, l'hématite et la calcite sont des produits d'altération. Des cristaux d'oligoclase zonés (An28-22) s'imbriquent avec ceux d'orthose (fig. 9-5) qui peuvent aussi les mouler. Le quartz occupe tous les volumes disponibles entre les feldspaths et les poches de minéraux ferromagnésiens altérés. Les syénodiorites renferment des enclaves millimétriques homogènes et polygonales avec lesquelles elles présentent des contacts francs. Leur texture est tantôt microgrenue doléritique pour celles à quartz modal, tantôt microgrenue trachytoïde pour les autres.

9-4 LES SYENITES

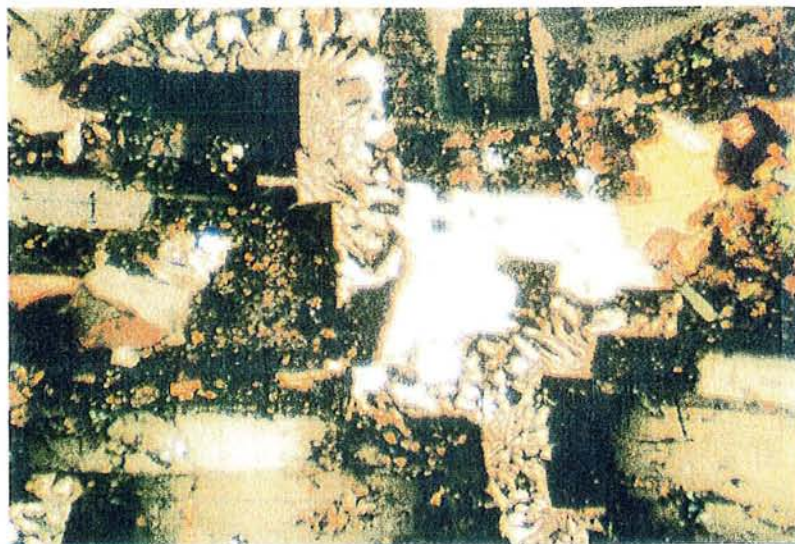
Elles se distinguent des diorites du socle par la relative fraîcheur de leurs minéraux et l'absence de filons quartzo-feldspathiques identiques à ceux des migmatites environnantes. Le feldspath alcalin domine sur le plagioclase, le clinopyroxène, la biotite et les oxydes (tableau 9-1). L'apatite est accessoire et la chlorite et l'épidote, secondaires. Le pyroxène (salite sodique à augite) toujours automorphe comporte des inclusions d'oxydes. La biotite pléochroïque du brun foncé au jaune clair moule le pyroxène et connaît un début d'altération (fig. 9-6 ; planche 5, photo 5) en oxydes, épidote, chlorite et quartz. Le plagioclase est fortement zoné (An80-53) et moulé par le feldspath alcalin qui, lui aussi est zoné. Des enclaves homogènes et microgrenues montrent un passage graduel (fig. 9-7) à la syénite-hôte. De forme subsphérique, elles ont en moyenne 3 cm de diamètre avec une minéralogie identique à celle de la syénite.

Planche 5 : 1 - association épidote-fluorine-biotite ferrifère dans les granites à amphibole et biotite ; 2 - association grenat-biotite ferrifère dans le même granite ; 3 - texture micropegmatitique dans les gabbros de Bossunga ; 4 - association olivine-salite-andésine dans d'autres interstices du même gabbro (même lame mince) ; 5 - déstabilisation de la plogopite des syénites. Chaque photo mesure 3 x 1,8 mm. Les photos 3 et 4 sont prises en lumière analysée et les autres, en lumière naturelle.

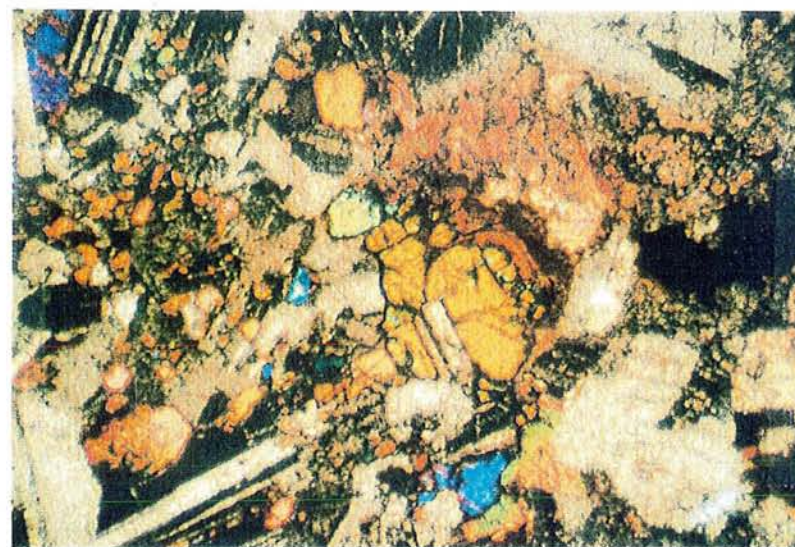
Planche 5



1



3



4



2



5



Fig. 9-3 : Imbrication oxydes ferrotitanés (Ox) - plagioclase (Pl) - salite (S) dans le gabbro de Bossunga.

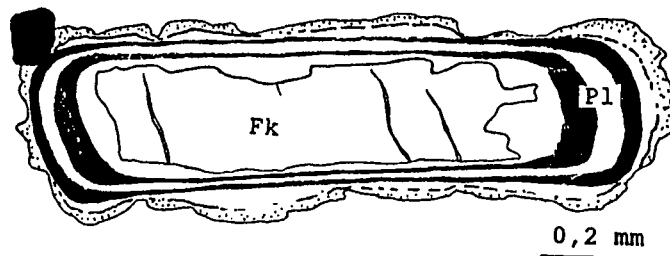


Fig. 9-4 : Texture rapakivi dans les microsyénogabbros de Bessimba Hill. Fk : orthose ; Pl : plagioclase.

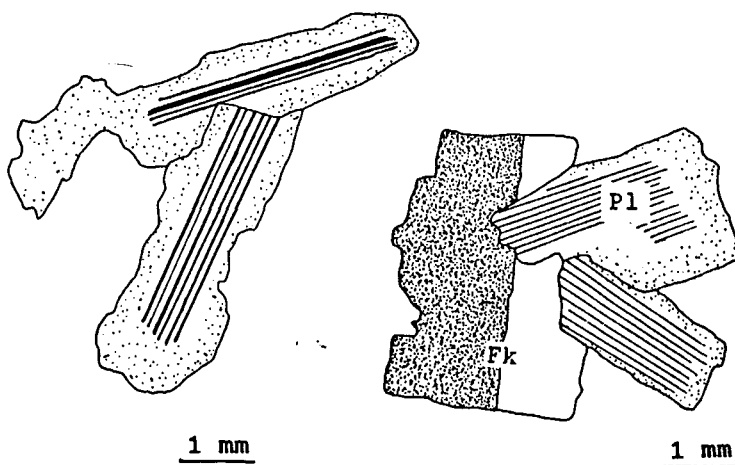


Fig. 9-5 : Imbrication plagioclase (Pl) - orthose (Fk) dans les syénodiorites.

Texturalement, les associations rapakiviques et le faciès microgrenu marquent les roches intermédiaires et acides. Le premier caractère révèle des fluctuations de conditions physiques pendant la cristallisation et le second témoigne d'un niveau de mise en place proche de la surface. Sur le terrain, seules les microsyénogabbros affleurent sur une grande surface. Les microsyénodiorites et les microsyénites sont enclavées dans les faciès grenus correspondants. Elles expriment vraisemblablement une digestion incomplète du toit figé de l'intrusion. Il peut s'agir aussi de fragments de filons précoces injectés et engloutis par le même magma pendant son ascension. Elles se distinguent bien des enclaves homogènes à grain grossier originaires des conditions de cristallisation profonde (Nono, 1987) avec accumulation des minéraux ferromagnésiens précoces (Naïfa, 1978).

La distribution des modes de tous les faciès décrits dans le diagramme QAP (fig. 9-8) suit la lignée alcaline (Lameyre, 1980) sous-saturée ou saturée (Lameyre et Bowden, 1982).

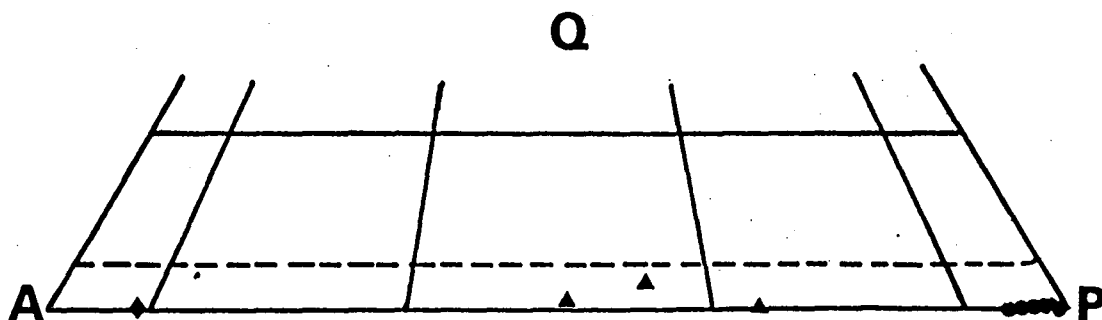


Fig. 9-8 : Diagramme QAP des roches plutoniques ultimes des Monts Roumpi.

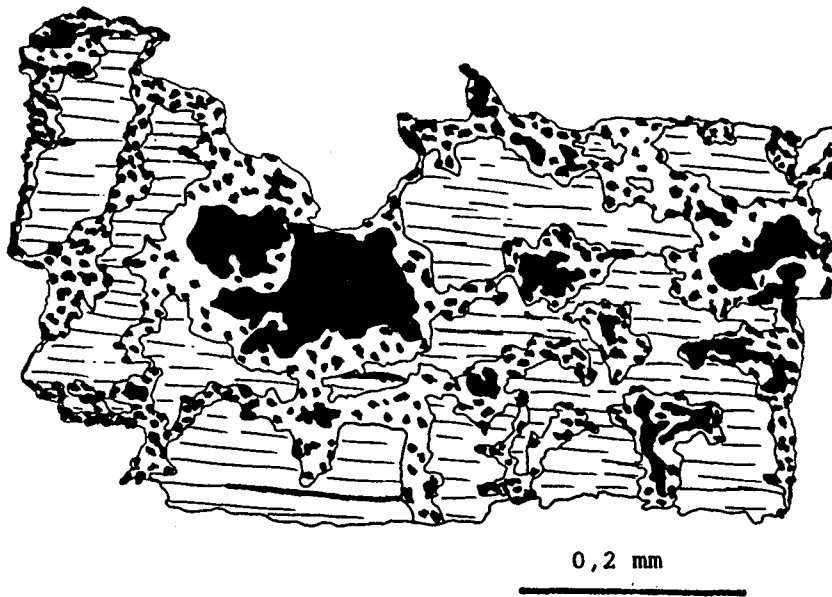


Fig. 9-6 : Phlogopite montrant une déstabilisation marginale en feldspath, oxydes ferrotitanés, cholrite et quartz.



Fig. 9-7 : Passage des syénites aux enclaves de microsyénites par diminution graduelle de la taille des minéraux.

10 MINÉRALOGIE

10-1 DONNÉES ANALYTIQUES

Des analyses ponctuelles ont été effectuées à la microsonde automatique (CAMEBAX) de l'Université de Nancy I sous des conditions de : 10 nA, 15 KV et 6 s d'intégration par élément. L'étude porte essentiellement sur l'olivine, le pyroxène, l'amphibole, les micas, les feldspaths et les oxydes.

10-1-1 Olivines

Elles sont reconnues dans tous les gabbros sauf dans les leucogabbros de Bessimba Hill et les roches évoluées de la région. La variation de leur composition chimique est peu étendue : Fo65-63 dans les gabbros trachytoïdes, Fo60-58 dans les gabbros riches en apatite et Fo62-54 dans les gabbros à quartz micropegmatitique (fig.10-1). Les concentrations en nickel sont presque nulles. Les teneurs en Mn et Ca sont très variées pour les mêmes valeurs de forstérite d'un faciès à l'autre (tableau 10-1).

10-1-2 Pyroxènes

Ils sont les minéraux ferromagnésiens ubiquistes des roches étudiées. Leur composition chimique correspond à celle des salites (Wo47-45 En41-38 Fs12-17) dans tous les gabbros, seul le faciès à quartz micropegmatitique comporte plutôt des augites calciques (fig.10-1). Les teneurs en titane atteignent un maximum de 3 % dans les gabbros à analcime. Le pyroxène des leucogabbros ont parfois moins d'1 % de TiO₂. Les concentrations en alumine sont aussi moyennes ou faibles (6 à 1,5 % Al₂O₃). Le pyroxène des microsyénogabbros et des syénites occupent une position limite entre salite et augite calcique (fig.10-1). Il est plus proche du pôle d'hedenbergite que les salites des gabbros. Les teneurs en TiO₂ et Al₂O₃ sont faibles (0,96 à 0,42 et 2,24 à 1,08 % respectivement). Tous les pyroxènes ne comportent ni de nickel, ni de chrome et la teneur en manganèse est très faible (< 1 % MnO). Pour toute la série, Al, Ti et Mn montrent des distributions diversifiées (fig.10-2) en fonction de l'indice d'évolution Na - Mg (Stephenson, 1972).

10-1-3 Amphiboles

La présence de l'amphibole est limitée à quelques faciès de gabbros où elle pseudomorphose les cristaux de salite squelettiques. Les différents cristaux ont une composition chimique identique et homogène (tableau 10-1) de kaersutite (Ti : 0,63 à 0,56 et le rapport Mg/Mg + Fe : 0,66 à 0,48) riche en potassium. Par comparaison au pyroxène qu'elle remplace, la kaersutite est plus riche en fer, aluminium, titane et alcalins et pauvre en magnésium. Les rapports Mg/Mg+Fe de la kaersutite compris entre 0,48 et 0,66 sont inférieurs à ceux des salites, 0,71 à 0,75. Cette amphibole est moins alumineuse et moins magnésienne que la kaersutite primaire des gabbros de Brossard, Montréal (Gunn, 1972).

10-1-4 Micas

Suivant les faciès, les micas appartiennent à deux paragénèses distinctes. Dans les gabbros, ils forment des couronnes tardives autour des oxydes ferrotitanés aux dépens desquels ils cristallisent. Ils constituent des franges associées au pyroxène et à la kaersutite. Par contre, dans les syénogabbros et les syénites, les micas forment avec les pyroxènes les ferromagnésiens primaires et précoces. Les individus automorphes de micas des syénites s'entourent d'une couronne de déstabilisation en chlorite, feldspath, oxydes et quartz. Les analyses des micas (tableau 10-1) révèlent une nature de phlogopite (avec Fe/Fe+Mg de 0,28 à 0,3 et Al/Al+Si) dans les leucogabbros et les syénites et une nature de biotite (Fe/Fe+Mg de 0,43 à 0,46 et Al/Al+Si de 0,3 à 0,4) pour les autres faciès. Tous les micas sont titanifères (4 à 10 % de TiO₂). Les valeurs de

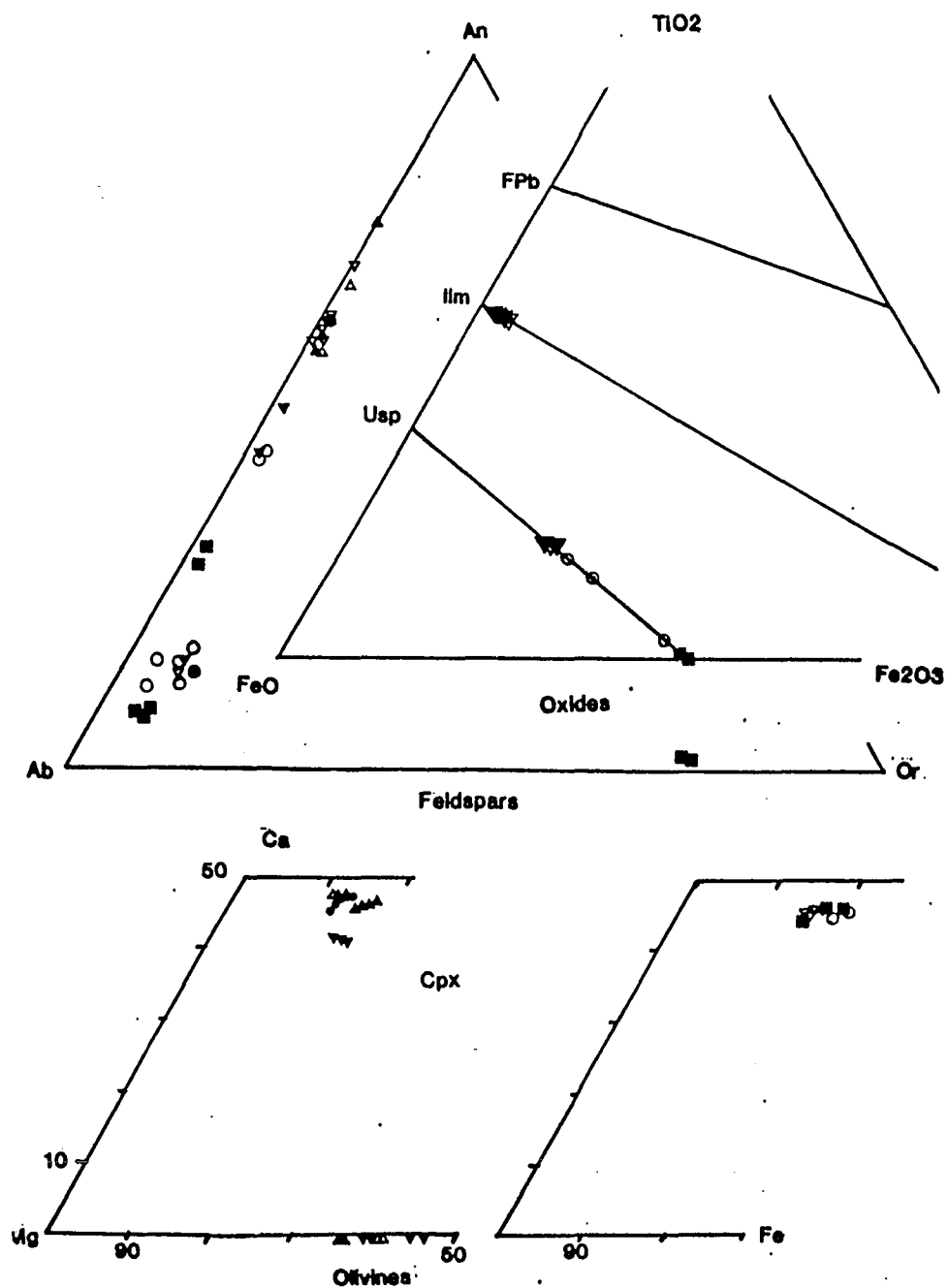


Fig. 10-1 : Variations des compositions des principales phases minérales des roches plutoniques ultimes des Monts Roumpi (feldspaths, oxydes ferrotitanés, pyroxènes et olivines associées) :

- gabbros à analcime ;
- △ gabbros à apatite ;
- ▽ leucogabbros ;
- ▲ gabbros à olivine ;
- ▼ gabbros à quartz micropegmatitique ;
- syénogabbros ;
- syénite.

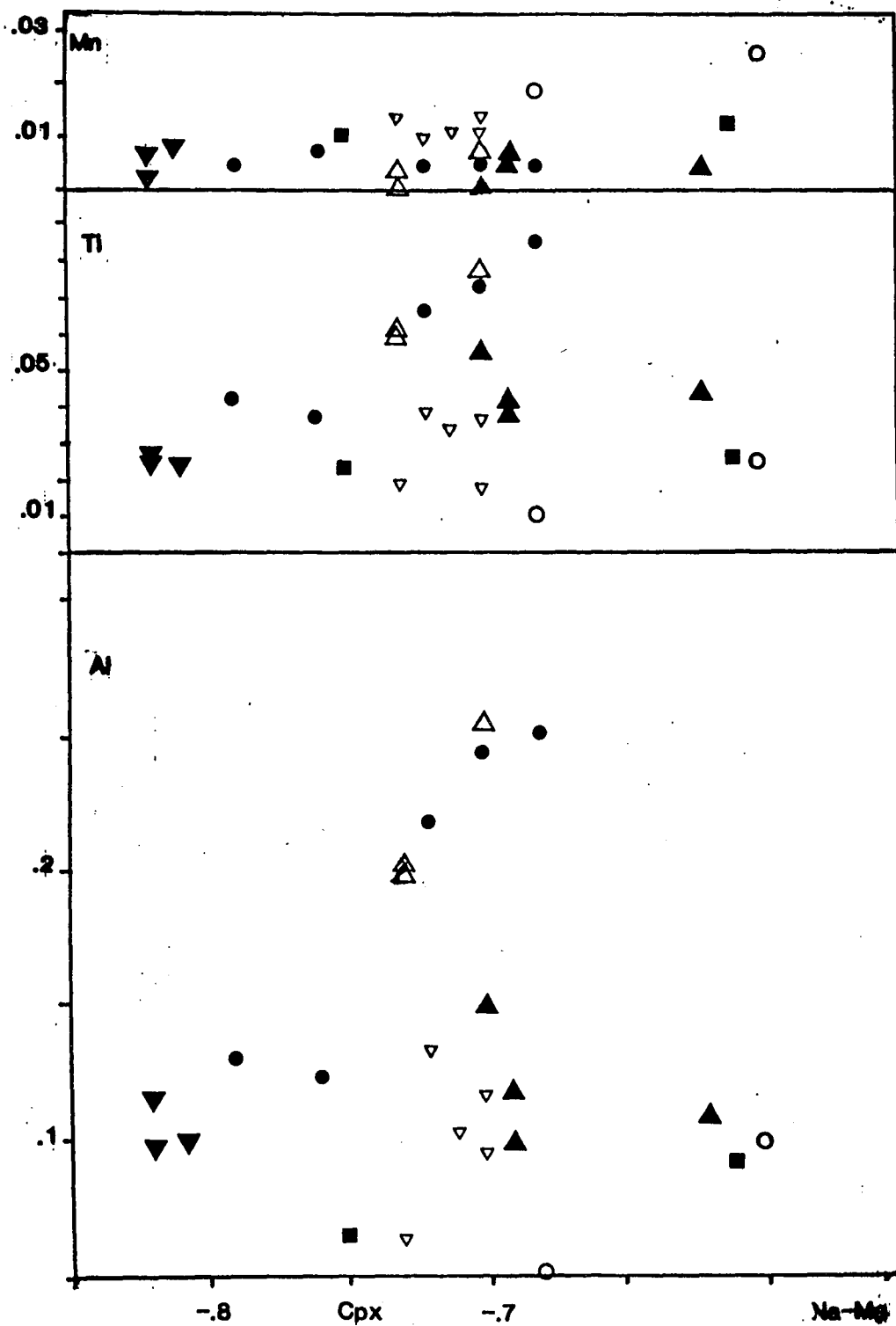


Fig. 10-2 : Distribution des atomes de Ti, Al et Mn en fonction de l'indice d'évolution (Na-Mg) des pyroxènes.

Si et Al suffisent souvent pour remplir le site tétraédrique, sinon la valeur du fer ferrique complémentaire est très faible ($<0,01$ cation). Seules les phlogopites des syénites sont alumineuses, 14 à 26 % de Al_2O_3 . La distribution des phlogopites et biotites en fonction de Mg, Fe^{2+} et Al (fig. 10-3) montre qu'elles diffèrent nettement des biotites des complexes du nord de la province alcaline de Chilwa, Malawi (Woolley et Platt, 1986). Les micas des roches plutoniques des Monts Roumpi occupent le même domaine que les biotites du massif de Mboutou (Parsons, 1986) dans le diagramme Mg, Fe^{2+} et Ti (fig. 10-4) ; les biotites les plus titanifères se décalent vers le domaine des biotites du complexe gabbro-syéénitique de Klokken (Parsons, 1979). Compte non tenu des phlogopites des syénites qui sera interprétée plus loin et, malgré une dispersion de $Al/(Al+Si)$, les micas définissent une lignée évolutive avec une augmentation du rapport $Fe/(Fe+Mg)$.

10-1-5 Feldspaths

Leur composition calcique (An77-45 Ab23-54 Or0-1) dans les gabbros évolue vers le p6-le sodique (An71-05 Ab29-85 Or0-10) dans les leucogabbros et microsyénogabbros (fig. 10-1). Le plagioclase sodique (An30-8 Ab67-86 Or3-6) coexiste avec le feldspath potassique (An1,5 Ab23 Or75,5) dans les syénites. Les feldspaths ne montrent aucune texture perthitique et la coexistence plagioclase zoné et orthose dans les syénites témoignent d'une cristallisation à faible température à des conditions subsolvus.

10-1-6 Oxydes

Les exsolutions d'ilménite dans la titanomagnétite sont importantes dans les gabbros à quartz micropegmatitique et très réduits dans les autres roches ; les syénites et les microsyénogabbros comportent des cristaux de titanomagnétite automorphes et limpides. Les minéraux opaques des gabbros à analcime correspondent à un silicate (rhönite ?) opacifié (70 à 75 % TiO_2 et 21 à 10 % SiO_2).

La teneur en titane de la titanomagnétite diminue au cours de l'évolution et s'annule dans la magnétite pure des syénites (tableau 10-1, fig. 10-1). Les concentrations en éléments mineurs (MgO , Al_2O_3 et CaO) sont fluctuantes mais les plus faibles valeurs sont celles des syénites. Inversement, les teneurs en manganèse augmentent avec la différenciation.

Les analyses de ferri-ilménite sont limitées aux gabbros et leucogabbros. Contrairement à la titanomagnétite, sa composition est très homogène à travers chaque cristal et identique dans tous les faciès (tableau 10-1). Seuls quelques éléments mineurs (MnO et MgO) montrent des variations caractéristiques d'une évolution magmatique (Carmichael et al., 1974). Le couple ferri-ilménite -titanomagnétite dans les gabbros à quartz micropegmatitique indique un rééquilibrage ou une démixion à $750^\circ C$ pour $\log fO_2 = -15$ dans le diagramme de Spencer et Lindsley (1981).

10-2 IMPLICATIONS PETROGENETIQUES

Les olivines et les clinopyroxènes pauvres en nickel et chrome ont cristallisé à partir d'un magma évolué par rapport aux magmas mantelliques primaires (Sato, 1977). Les distributions irrégulières de Ca et Mn dans les olivines en fonction des valeurs de fayalite croissantes et d'Al, Ti et Mn dans les clinopyroxènes en fonction de l'indice de différenciation (Na-Mg) traduisent des conditions physiques de cristallisation différentes. Chaque intrusion a été régie par des températures, des pressions totales, des fugacités d'oxygène et d'eau indépendantes de celles des autres. Cependant, la diminution des valeurs de forstérite des olivines, de diopside des clinopyroxènes et de l'anorthite des feldspaths des gabbros aux syénites suggèrent une différenciation magmatique par cristallisation fractionnée. La diminution du rapport $Mg/(Mg+Fe)$ des micas, perturbée par la phlogopite des syénites, reconforte ce mode de différenciation. La présence de la phlogopite dans les syénites est à mettre en parallèle avec celle de la kaersutite ou de l'hastingsite généralement décrite dans les trachytes et les syénites (Giret et al., 1980 ; Déruelle et al., 1987 ; Cotton et al., 1988). Il s'agit de cristaux précoces formés dans un liquide moins évolué qui seraient arrivés dans la roche-hôte

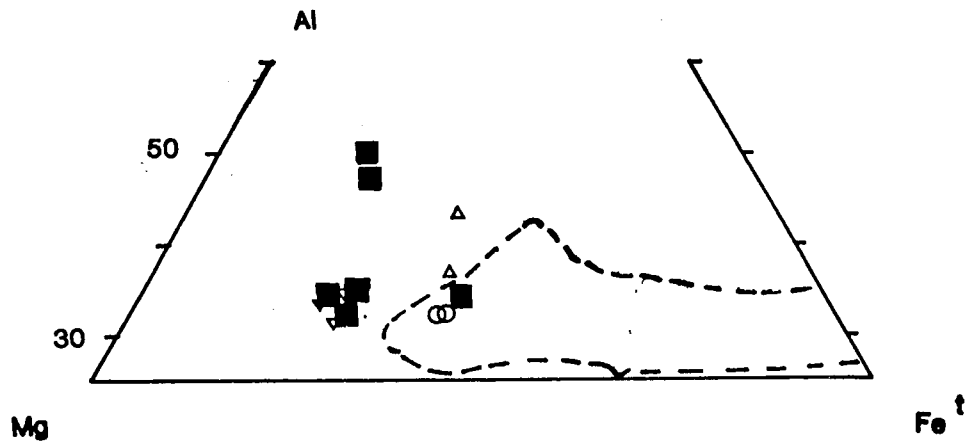


Fig. 10-3 : Position des micas dans un triangle Al, Mg, $\text{Fe}^{2+}(\text{t})$; le champ des biotites des syénites néphéliniques de Chilwa, Malawi (Woolley et Platt, 1986) est délimité pour comparaison.

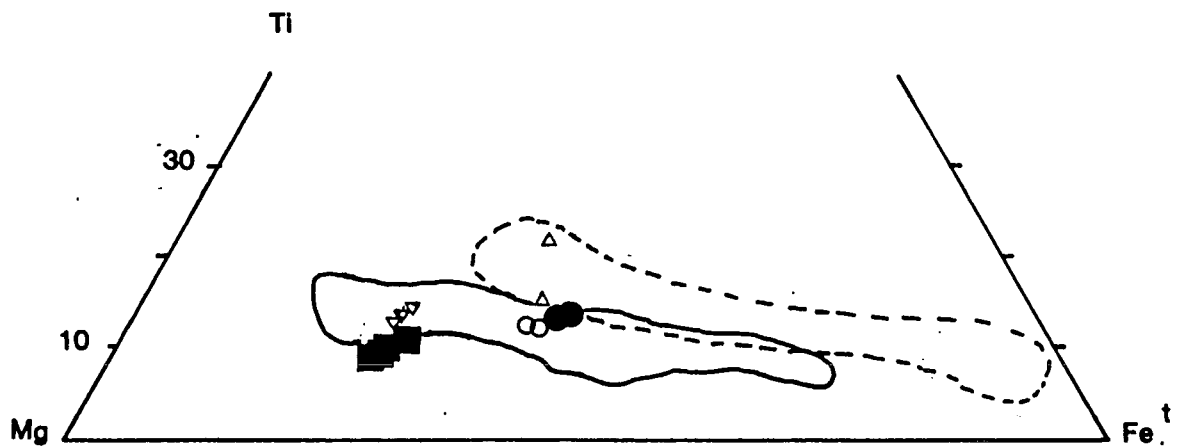


Fig. 10-4 : Position des micas dans un triangle Ti, Mg, $\text{Fe}^{2+}(\text{t})$; les champs des micas des complexes de Mboutou (Parsons et al., 1986) et de Klokken (Parsons, 1979) sont délimités pour comparaison. Même légende que la figure 10-1.

R.typ.	al-Ga		a-Ga		q-Ga		o-Ga		lo-Ga		s-Ga		s-Di		Sy		p-Gr		p-Gr	
Samp :	ND14	ND13	ND23	ND35	CN8	NK29	NK40	NK42	NK32	NK28	CN1	Y3								
SiO ₂	40.93	42.09	45.76	48.95	49.18	48.80	49.55	55.34	52.04	59.83	74.37	74.87								
TiO ₂	3.93	4.04	2.84	1.43	2.86	2.27	2.08	1.70	1.33	1.08	0.40	0.45								
Al ₂ O ₃	14.43	14.36	20.63	15.47	14.12	18.29	19.40	16.56	15.62	16.77	11.25	10.89								
Fe ₂ O ₃ ^t	14.27	13.09	8.68	10.76	13.86	9.78	8.64	7.92	10.23	5.89	4.63	4.57								
Feo																				
MnO	0.21	0.20	0.18	0.19	0.22	0.20	0.17	0.19	0.27	0.12	0.16	0.07								
MgO	5.43	4.23	3.54	5.63	5.20	3.31	2.84	1.95	1.54	1.10	0.12	0.41								
CaO	10.37	10.11	12.07	9.09	7.69	8.55	8.79	4.27	1.59	2.57	0.47	0.21								
Na ₂ O	3.21	3.19	3.60	3.34	2.91	4.67	4.76	6.43	5.32	6.57	3.85	2.76								
K ₂ O	1.10	1.18	0.81	0.98	1.49	1.76	1.66	2.69	3.32	4.45	4.11	4.31								
P ₂ O ₅	0.76	0.49	0.82	0.26	0.83	0.88	0.80	0.47	0.39	0.26	0.05									
L.O.I.	5.22	6.85	0.97	3.28	0.94	1.33	1.17	2.38	7.83	0.72	0.33	0.94								
Total	99.86	99.83	99.90	99.42	99.30	99.84	99.86	99.90	99.48	99.36	99.74	99.50								
Q																				
Or	6.49	7.00	4.78	5.78	8.79	10.39	9.80	15.88	19.60	26.27										
Ab	12.23	16.85	20.42	28.23	24.59	29.59	31.26	48.51	44.96	51.69										
An	21.71	21.38	37.73	24.32	21.06	23.75	26.66	8.39	5.34	3.14										
Ne	8.08	5.48	5.42			5.36	4.86	3.16		2.08										
C									1.32											
Di	20.53	21.29	13.84	15.75	9.71	10.78	9.78	8.21		6.75										
Hy				6.53	23.49				7.72											
Ol	13.61	9.69	7.74	10.07	0.67	10.40	8.84	7.50	7.31	4.89										
Mt	2.70	2.47	1.64	2.03	2.62	1.85	1.63	1.50	1.93	1.11										
Il	7.48	7.69	5.40	2.72	5.44	4.32	3.96	3.23	2.53	2.06										
Ap	1.66	1.07	1.79	0.57	1.81	1.92	1.75	1.03	0.85	0.57										
D.I.	26.80	29.29	30.63	34.01	33.39	45.33	45.92	67.55	64.56	80.03										
Rb	52	41	10	22	42	35	34	57	73	97	72	75								
Sr	827	891	1419	391	517	957	931	588	436	334	29	49								
Ba	395	427	293	324	916	568	500	777	876	1238	353	440								
V	282	254	194	127	154	126	124	52	30	<10	<10	<10								
Cr	25	<10	-	134	116	<10	<10	<10	13	<10	<10	14								
Co																				
Ni	55	40	30	70	84	29	31	25	23	24	16	≤5								
Cu	40	66	17	60	37	12	13	<10	<10	<10	<5	≤5								
Zn	96	113	75	97	154	88	97	108	121	163	156	107								
Y	30	29	25	20	54	32	32	39	41	44	80	75								
Zr	215	245	152	122	395	244	305	481	414	453	655	936								
Nb	49	61	36	13	26	47	50	90	77	87	87	81								
La		45.22		12.97		46.66		67.28	37.30	70.40	231.16									
Ce		93.47		29.63		97.25		135.13	131.08	133.50	379.64									
Nd		42.33		14.52		45.14		56.06	54.44	53.90	176.26									
Sm		9.54		4.11		9.67		11.57	11.63	11.06	33.83									
Eu		3.09		1.59		2.98		3.16	3.32	3.17	6.19									
Gd		7.10		3.83		7.41		8.41	8.61	8.07	21.90									
Dy		5.37		3.46		5.39		6.96	7.08	6.89	17.28									
Er		2.32		1.61		2.46		3.34	3.42	3.41	8.00									
Yb		2.04		1.45		2.22		3.55	3.57	3.66	8.09									
Lu		0.27		0.19		0.31		0.48	0.50	0.48	1.09									
Y(CRPG)		31.59		21.45		33.26		44.55	46.09	47.23	104.11									

Tableau 11-1 : Analyses chimiques des roches plutoniques ultimes des Monts Roumpi. Eléments majeurs et norme CIPW en poids %, éléments en trace et terres rares en ppm. anal- : analcime, a- : apatite, Q- : à quartz micropegmatitique, o- : à olivine, S- : syéno, Ga : gabbros, Di : diorite, Sy : syénite. Norme calculée avec une estimation de FeO selon Green et al. (1974).

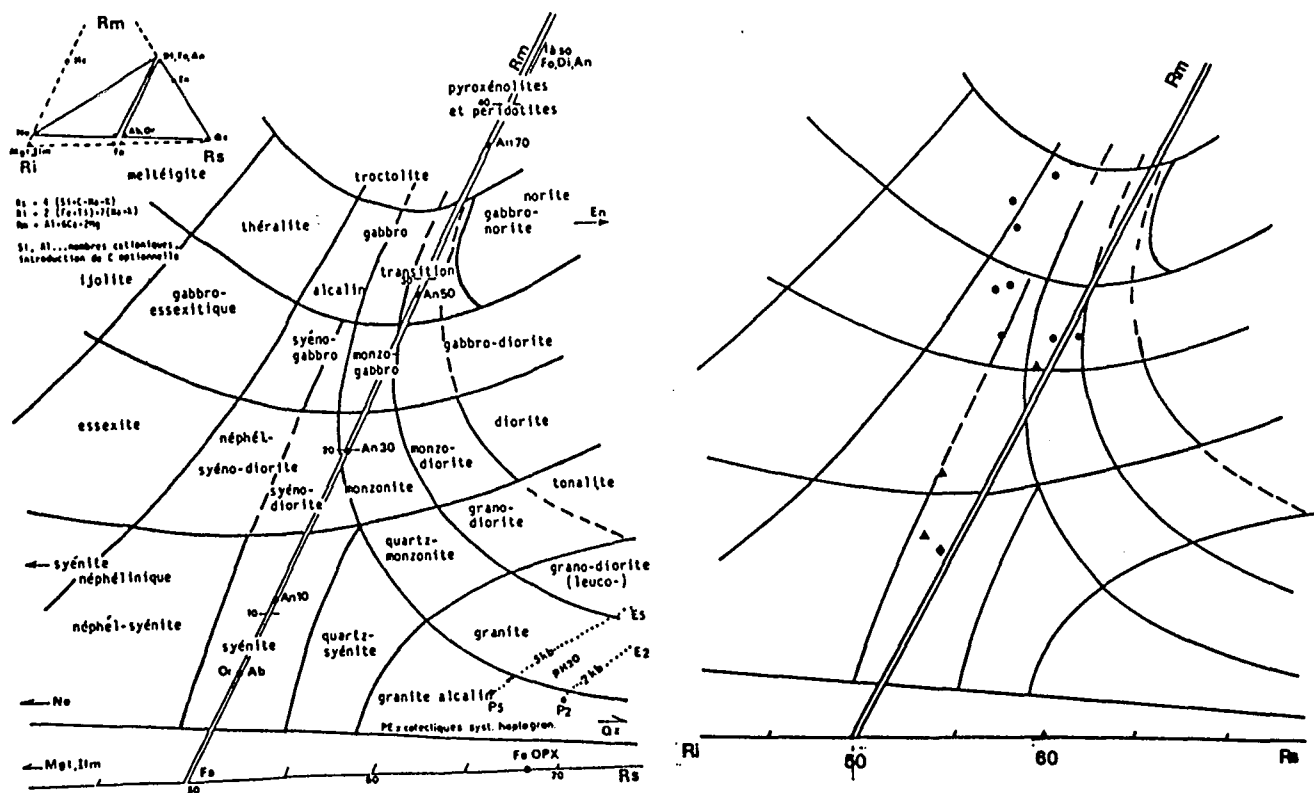


Fig. 11-1 : Nomenclature des roches plutoniques ultimes des Monts Roumpi dans un diagramme Ri-Rs-Rm selon les champs définis par de La Roche (1986). Jurassique-Crétacé : ● gabbros ; Tortoniens : ● gabbros ; ▲ syénogabbros et syénodiorites ; ◆ syénites.

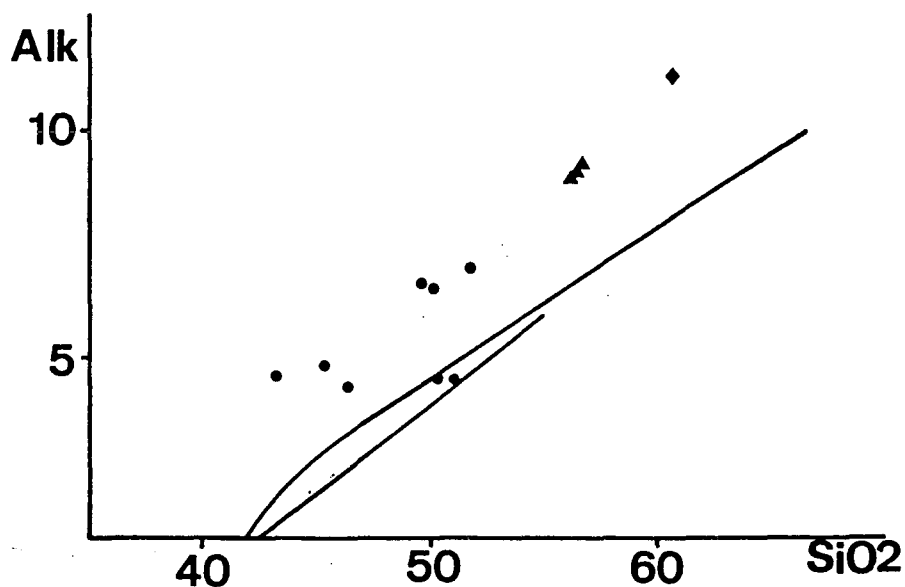


Fig. 11-2 : Diagramme alcalins - silice montrant la nature alcaline des roches plutoniques ultimes des Monts Roumpi ; courte limite (Macdonald et Katsura, 1964) ; longue limite (Irvine et Baragar, 1971). Même légende que la figure 11-1.

par flottaison. Dans ce liquide différencié, la phlogopite instable amorce une déstabilisation en oxydes, chlorite, feldspath et quartz. Cette instabilité peut être intensifiée par la baisse de pression et l'enrichissement en eau (Luth, 1967 ; 1974) survenus pendant la mise en place du massif.

En plus des évolutions minéralogiques liées à la différenciation magmatique, les teneurs élevées en calcium des pyroxènes et la diminution progressive du rapport $Al/Al+Si$ des micas sont caractéristiques de la nature alcaline des associations minérales étudiées. La présence de l'analcime et celle soupçonnée de la rhönite dans les gabbros renforcent cette nature alcaline qui sera précisée par la géochimie.

Les températures et les pressions de cristallisation ne peuvent être estimées avec précision. Au regard des enclaves homoeogènes microgrenues et des intrusions de même texture, il peut être admis que la pression de mise en place était inférieure ou voisine de 2 Kb. Cependant, des signes de cumulat magmatique observés dans la plupart des roches indiquent une faible proportion de cristallisation in situ. Le plagioclase, seul feldspath des roches les moins évoluées, est souvent antérieur au clinopyroxène ; ce qui suggère que le magma était pauvre en eau. Le plagioclase est aussi antérieur aux oxydes qui ont subi une démixion à $750^{\circ}C$ pour $\log fO_2 = -15$. Les syénogabbros et les syénites où le pyroxène et la titanomagnétite sont précoces comportent du plagioclase et des feldspaths alcalins. En l'absence de perthite, il apparaît que la cristallisation des feldspaths s'est déroulée dans des conditions subsolvus, avec une augmentation de la fugacité en eau (Martin et Bonin, 1976). Les fluides tardifs occasionnent la cristallisation de la kaersutite aux dépens des pyroxènes et de la biotite autour des oxydes des gabbros. La fugacité d'oxygène et l'activité de la silice demeurent moyennes n'ont pas incité des concentrations élevées en sodium dans les pyroxènes des syénites.

11 GEOCHIMIE DES ROCHES PLUTONIQUES ULTIMES

11-1 DONNEES ANALYTIQUES ET VARIATIONS CHIMIQUES

11-1-1 Compositions chimiques et normes C.I.P.W.

Les roches étudiées sont plus riches en soude qu'en potasse (tableau 11-1). L'olivine virtuelle est présente dans toute la série. Elle atteint une valeur maximale de 12 % dans des gabbros à analcime ; les valeurs fréquentes oscillent autour de 6 % avec une amplitude de 2. La néphéline normative atteint 7 % dans les gabbros ; l'hypersthène virtuel apparaît dans les faciès évolués. Seuls les gabbros à quartz micropegmatitique et ceux à texture trachytoïde montrent le couple olivine-hypersthène par opposition au couple olivine-néphéline des autres gisements. Ils diffèrent des gabbros à grain fin de Nda Ali (Njonfang, 1986) qui ne contiennent ni orthose, ni hypersthène normatifs, mais présentent quelques traits de ressemblance avec certains faciès du massif de Mboutou, Nord-Cameroun (Parsons et al., 1986). Même dans les syénodiorites à quartz modal, le quartz normatif est absent.

11-1-2 Nomenclature et série magmatique

La nomenclature obtenue à partir du diagramme millicationique $Ri-Rm-Rs$ (De la Roche, 1986) est identique à celle utilisée en pétrographie, à l'exception des gabbros à analcime qui occupent le domaine des théralites tandis que les gabbros trachytoïdes se décalent à la limite des syénogabbros et des gabbros-diorites (fig.11-1). Les roches sont alcalines, seuls les gabbros en dyke ou à quartz micropegmatitique se trouvent à la limite des domaines alcalin-subalcalin (fig.11-2).

11-1-3 Distribution des éléments majeurs

La potasse apparaît comme l'élément le plus incompatible. Les distributions des éléments, telles qu'illustrées par les figures 11-3, concordent avec les prévisions des analyses modales. Les éléments majeurs se répartissent en deux groupes évoluant en pen-

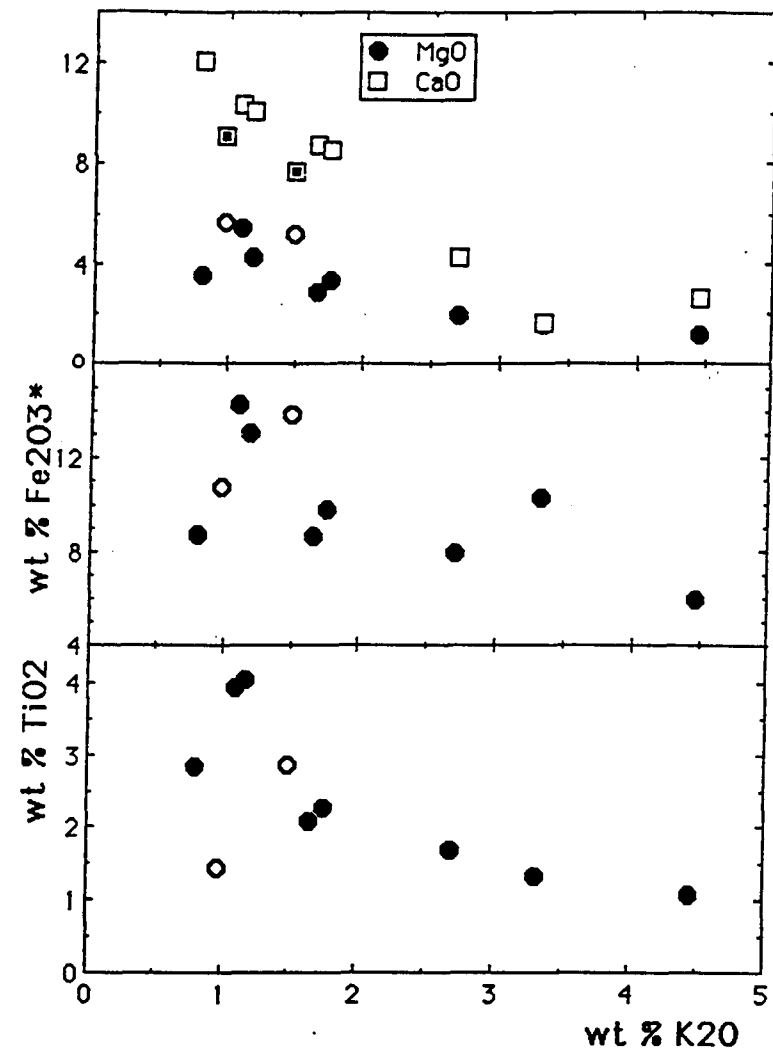
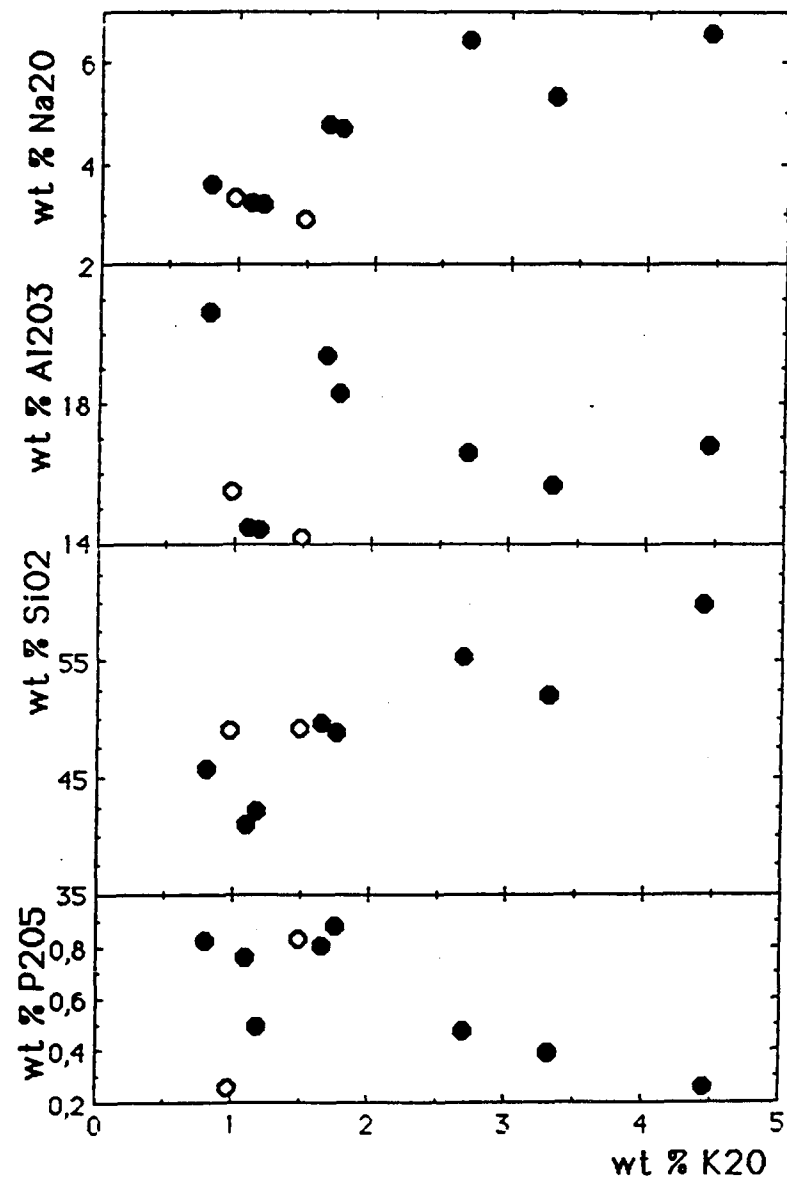


Fig. 11 - 3 : Variations des éléments majeurs en fonction de la potasse. Hexagones vides ou carrés centrés : gabbros jurassiques-crétacés ; hexagones pleins ou carrés vides : série (gabbros aux syénites) tortonienne

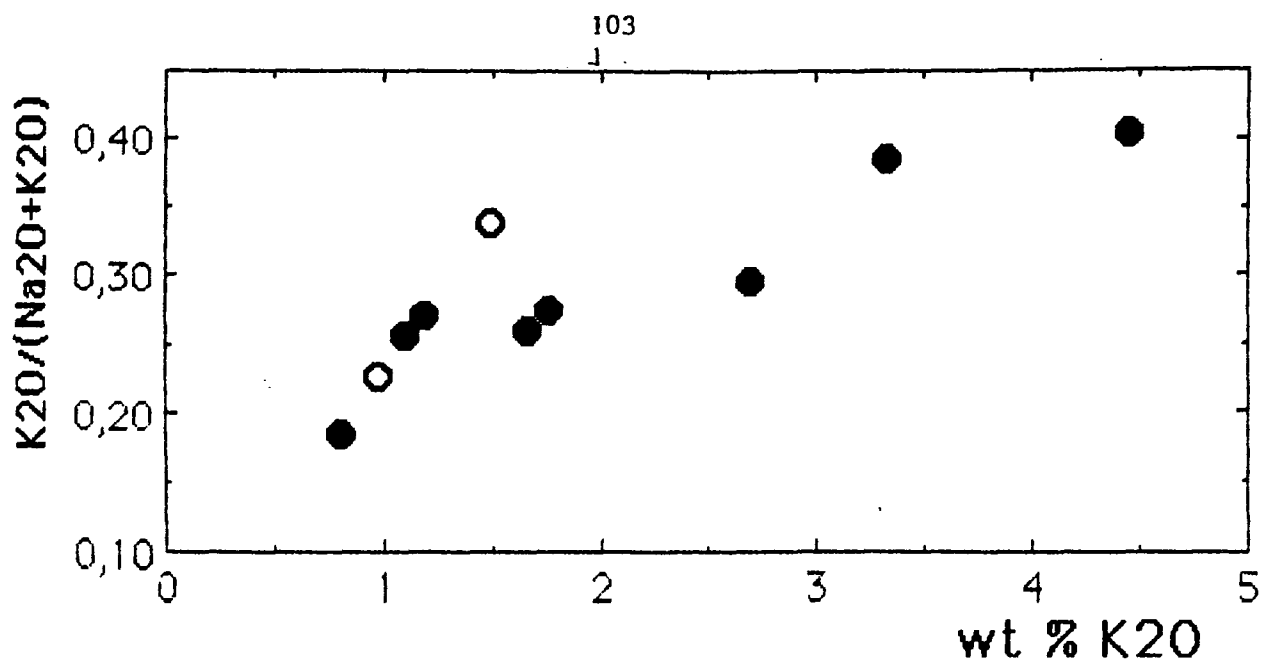


Fig. 11-4 : $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ en fonction de K_2O (explication dans le texte). Même légende que Fig. 11-3.

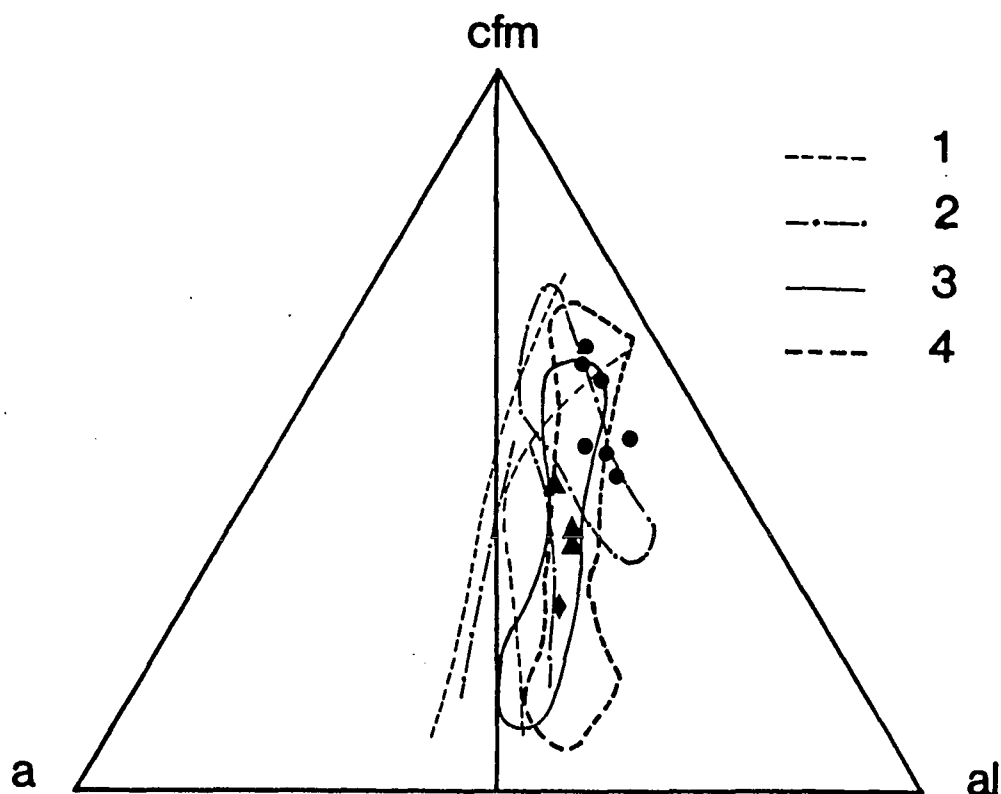


Fig. 11-5 : Illustration du caractère alumineux des roches plutoniques ultimes des Monts Roumpi par rapport aux "Younger Granites" (1) du Nigéria (Jacobson et al., 1958). Les domaines des massifs plutoniques de l'Aïr (2), Niger (Moreau, 1982 ; Bowden et al., 1987), Ntumbaw (3), W-Cameroun (Ghogomu, 1984) et Nda Ali (4), S-W Cameroun (Njonfang, 1986) sont reportés pour comparaison. Légende identique à celle de la figure 11-1.

te négative (MgO , CaO , TiO_2 , $Fe_2O_3(t)$, P_2O_5) ou positive (Na_2O , SiO_2). L'alumine évolue en "dents de scie". Sur tous les diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction de la potasse, les gabbros en dyke de Mokomotombi et les gabbros à quartz micropegmatitique ont une distribution erratique par rapport à la lignée générale. Ils appartiennent à un épisode magmatique antérieur à celui des autres gisements (145 contre ~ 10 Ma, p.). Comme la potasse ne participe pas à la constitution des phases minérales principales des roches basiques, tandis que le plagioclase, soit-il basique, incorpore de la soude (la soude est aussi présente dans les clinopyroxènes calciques, 1 % Na_2O), les teneurs en potasse dans les évoluées augmentent plus rapidement que les teneurs en soude (fig.11-4). Reportées dans un triangle a-cfm-al de Jacobson et al. (1958), les roches des Monts Roumpi forment une trainée subverticale dans la moitié droite du diagramme (fig.11-5). Ces roches sont autant alumineuses que celles des massifs camerounais de Ntumbaw (Goghomu, 1984) et de Nda Ali (Njonfang, 1986). Les échantillons des Monts Roumpi sont plus alumineux que les "Younger Granites" du Nigeria et occupent une position intermédiaire entre les deux séries magmatiques indépendantes de l'Air (Hush, 1982 ; Moreau, 1982).

11-1-4 Distribution des éléments en traces

Onze éléments en traces (Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Ni, Cr, V, Zn, Cu, Ba) ont été dosés.

Malgré la dispersion de quelques points représentatifs des gabbros, une corrélation positive est nette entre le rubidium ou le baryum et la potasse (fig.11-6). Seul le gabbro à texture trachytoïde se place loin de la lignée matérialisée par une parfaite corrélation entre le baryum et la potasse. Les valeurs du rapport K/Rb sont très dispersées dans les gabbros (175 à 670) avec une moyenne à 370 ; les valeurs de ce rapport sont plus régulières dans les syénodiorites et les syénites où elles esquissent une décroissance (406 à 380) commune dans la plupart des suites alcalines (exemple des massifs de Nda Ali au Cameroun (Njonfang, 1986), Evisa en Corse (Bonin et al., 1978) et Kunavaran en Inde (Bose et al., 1982)). Dans le diagramme K-Rb (fig.11-7), la lignée "hydrothermale pegmatitique" de Shaw (1968), habituelle dans les complexes annulaires (Vidal et al., 1977 ; Njonfang, 1986), est inexistante. La distribution du strontium en fonction de la potasse (ou du rubidium) suit une corrélation négative (fig.11-6 et 11-8).

Les teneurs en nickel et vanadium décroissent rapidement pendant que celles de la potasse augmentent (fig.11-6). Les teneurs en nickel sont faibles, la teneur maximale de 84 ppm est inférieure à celles obtenus des massifs camerounais de Nda Ali (Njonfang, 1986), Golda Zuelva et Mboutou (Jacquemin, 1981) et Ntumbaw (Ghogomu, 1984).

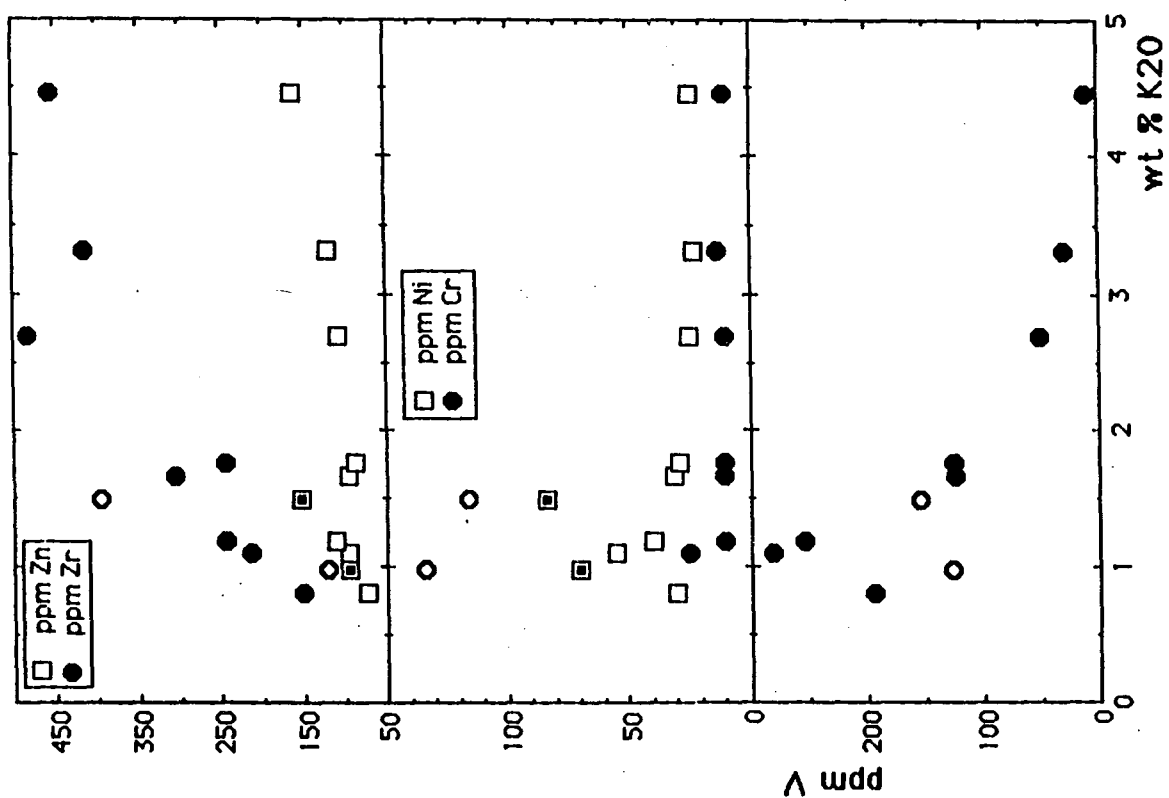
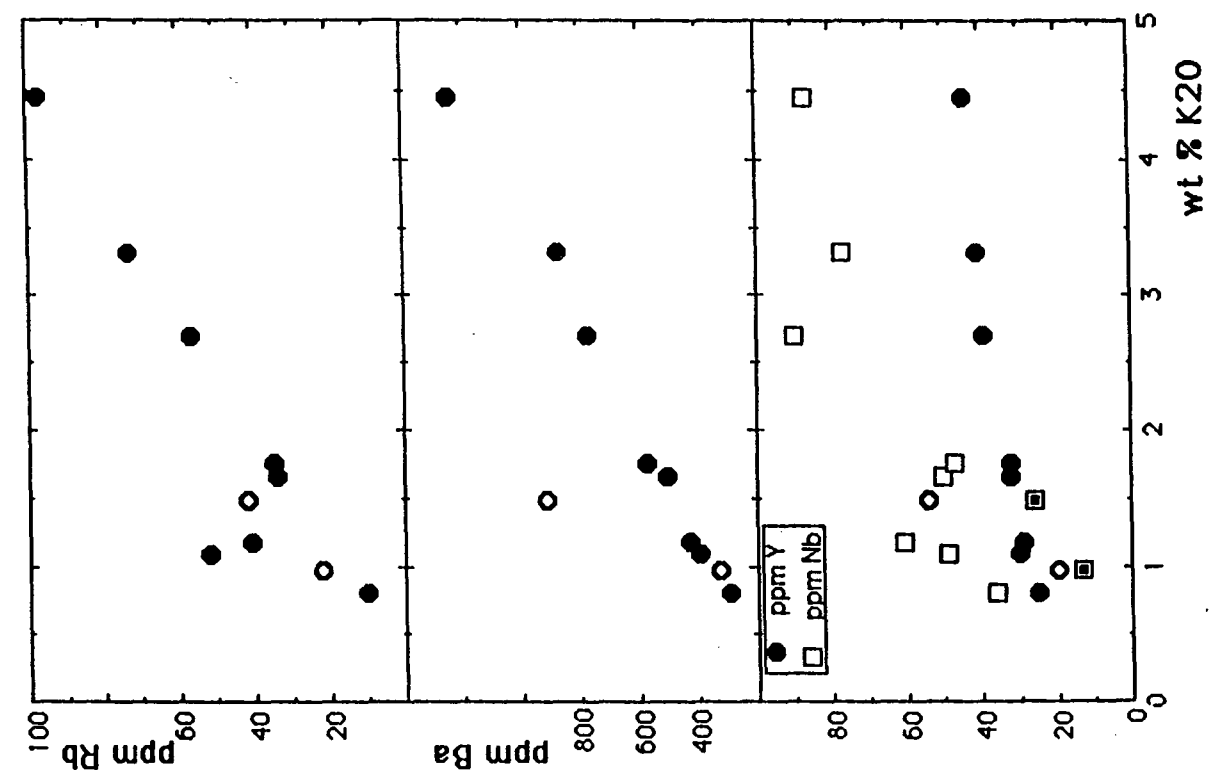
Le zinc, l'yttrium, le niobium, le zirconium et les terres rares sont positivement corrélés à la potasse. Il existe sur tous les diagrammes, un fléchissement de la pente de corrélation vers les fortes valeurs de potasse (fig.11-6) qui peut être expliqué par une diminution du caractère incompatible des éléments en traces sus-cités à la fin de la différenciation.

11-1-5 Les terres rares

En fonction des teneurs en terres rares, les roches plutoniques alcalines des Monts Roumpi se subdivisent en deux groupes :

- Un groupe constitué de gabbros dont les teneurs sont faibles. La moyenne des sommes est de 215 ± 5 ppm.
- Un groupe de roches constitué de microsyénogabbros, syénodiorites et syénites ; avec des valeurs extrêmes de 290 à 295 ppm.

Toutes ces moyennes obtenues dans les gabbros et les roches felsiques s'intègrent bien dans les intervalles de 90 à 610 et de 154 à 1750 ppm des roches basiques alcalines et des roches felsiques associées (Cullers et Graf, 1984). Les rapports $(La/Yb)_N$ élevés révèlent aussi cette nature alcaline, généralement caractérisée par un très grand enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Cependant, dans l'ensemble de la série, un taux élevé d'enrichissement des terres rares lourdes au cours de la différenciation induit une diminution du rapport $(La/Yb)_N$. Par-



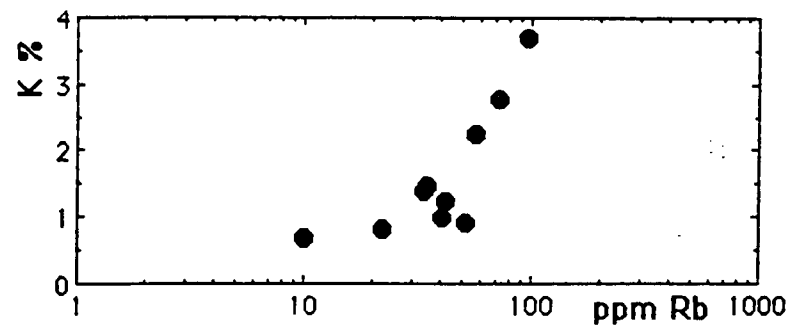


Fig. 11-7 : Variation de K % en fonction de Rb : la lignée "hydrothermale pegmatitique" de Shaw (1968) ou l'enrichissement en Rb à K constant est inexistant.

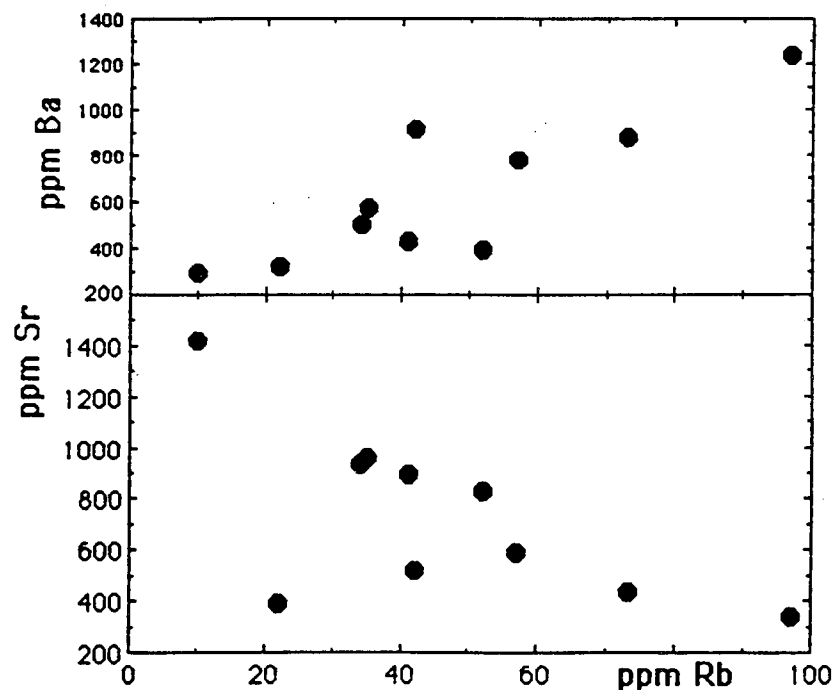


Fig. 11-8 : Ba - Rb et Sr - Rb ; corrélations nettes.

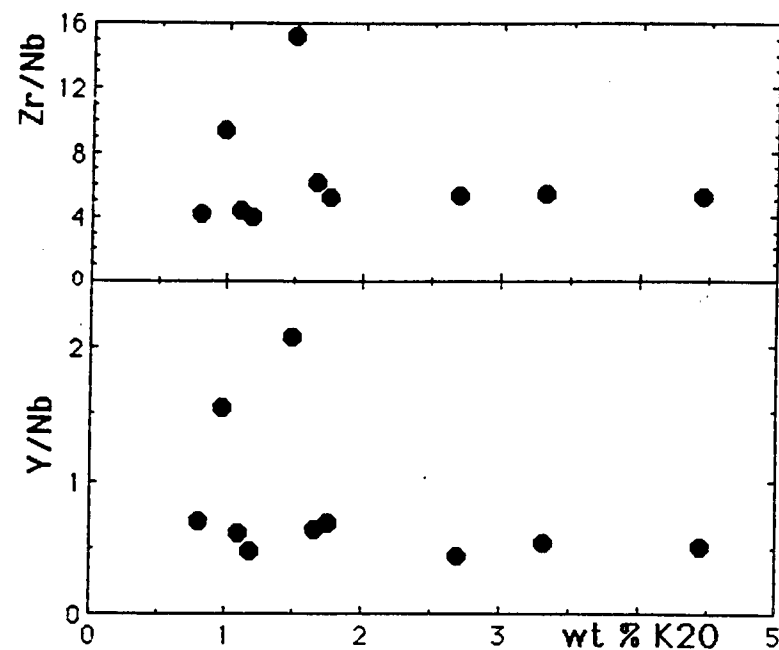


Fig. 11-10 : Zr/Nb et Y/Nb en fonction de K2O. Les valeurs des rapports sont constantes pour la série des roches tortoniennes.

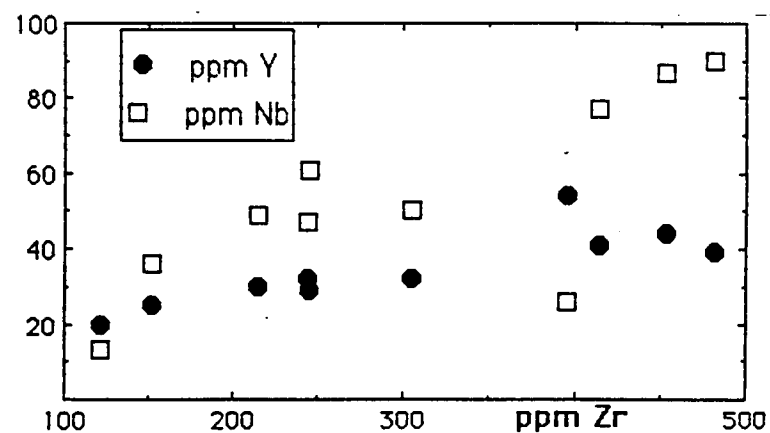


Fig. 11-11 : Y et Nb en fonction de Zr ; corrélations nettes.

mi les roches étudiées, les gabbros ont des valeurs du rapport Eu/Eu^* légèrement supérieures à l'unité (1,14 à 1,18) ; par contre, les syénogabbros et les syénites présentent des valeurs du même rapport légèrement inférieures à l'unité (0,94 et 0,98). La particularité de la série réside dans le fait que tous les spectres se joignent au niveau de l'euporium (fig.11-9). Le rapport Ce/Ce^* tend vers 1 par défaut.

11-2 PETROGENESE DES ROCHES PLUTONIQUES DES MONTS ROUMPI

11-2-1 Identification du processus de différenciation

A l'exception des gabbros en dyke et de ceux à quartz micropegmatitique qui appartiennent à l'épisode magmatique précoce, toutes les roches plutoniques "ultimes" des Monts Roumpi forment une lignée unique dans les diagrammes de variation. De plus elles conservent des valeurs constantes des rapports Zr/Nb et Y/Nb (fig.11-10) au cours de la différenciation. Elles obéissent aux critères généralement retenus pour définir une suite comagmatique (Allègre et al., 1977). Par ailleurs, les observations suivantes :

- rapide diminution des teneurs en éléments de transition (Ni, Cr, V) et de MgO , CaO , TiO_2 et $\text{FeO}(t)$ avec la différenciation,
- corrélations linéaires entre les éléments hygromagmaphiles (Zr, Nb, Y, Rb ; fig.11-11),
- droites de régression linéaires entre éléments hygromagmaphiles passant par l'origine sont les critères d'identification d'un processus de différenciation compatible avec le modèle de cristallisation fractionnée (Treuil et Varet, 1973 ; Allègre et Minsster, 1978 ; Villemant et al., 1981). La distribution des "primocristaux" et des cristallites "cumulus" dans les roches basiques, les variations de la nature et des compositions des minéraux dans l'ensemble de la série s'accordent bien avec une différenciation largement dominée par la cristallisation fractionnée. Toutefois, le caractère cumulatif des gabbros, relevé en pétrographie à partir des critères d'Irvine (1982), se traduit chimiquement par une dispersion sporadique des teneurs en certains éléments (Zn, Nb, Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(t)$, P_2O_5 , Sr, SiO_2). Ce phénomène apparaît comme un mécanisme accessoire de la différenciation.

11-2-2 Identification des étapes évolutives

La différenciation des roches étudiées comporte deux étapes dont les phases minérales impliquées peuvent être déduites des observations pétrographiques, des variations des éléments ou des ruptures de pentes dans les diagrammes de variations en coordonnées logarithmiques (fig. 11-12).

La pauvreté des roches basiques en nickel et leur faible proportion modale d'olivine révèlent le caractère évolué du magma parent par rapport au magma primitif mantélique où les concentrations en nickel sont estimées entre 300 et 500 ppm. En outre, les concentrations en nickel des olivines et des clinopyroxènes des gabbros n'atteignent pas 0,1 % en poids. Les teneurs en chrome des roches plutoniques "ultimes" des Monts Roumpi sont si faibles qu'elles échappent à la détection ; celles quantifiées restent inférieures à 25 ppm et diminuent rapidement avec la différenciation. Pendant la première étape ont fractionné l'olivine, le clinopyroxène et la titanomagnétite pour engendrer, respectivement, une diminution rapide de Ni, Cr, et TiO_2 . En plus du titane, la diminution des teneurs en vanadium aussi est liée au fractionnement des oxydes ferrotitanés (Mason et Moore, 1982).

La deuxième étape de différenciation est marquée par le fractionnement du plagioclase, du clinopyroxène et de l'apatite qui peut être déduit des figures 11-3. La titanomagnétite continue de fractionner et d'engendrer une diminution du vanadium et du titane. La variation de la soude en fonction de la chaux (fig.11-13) concordent bien avec le changement progressif des compositions (depuis le pôle calcique jusqu'au pôle sodique) de plagioclase qui fractionne, des gabbros aux syénites. Les variations similaires du phosphore et du strontium (fig.11-12) peuvent être expliquées par un fractionnement des deux éléments par un même minéral. Dans nos roches, seule l'apatite est capable de jouer ce rôle.

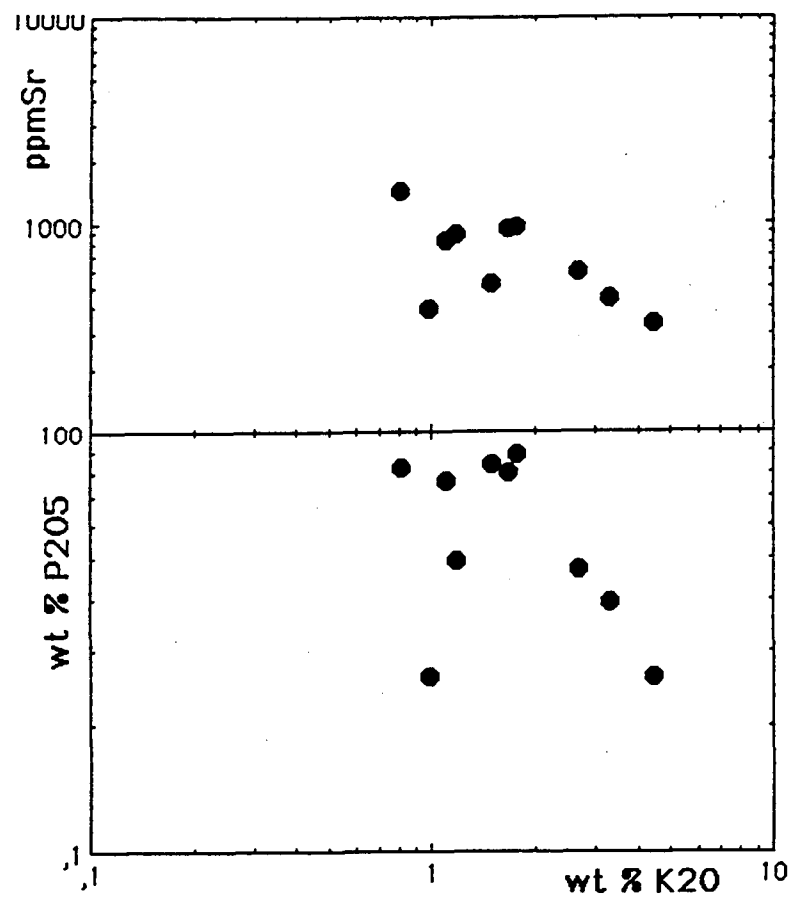
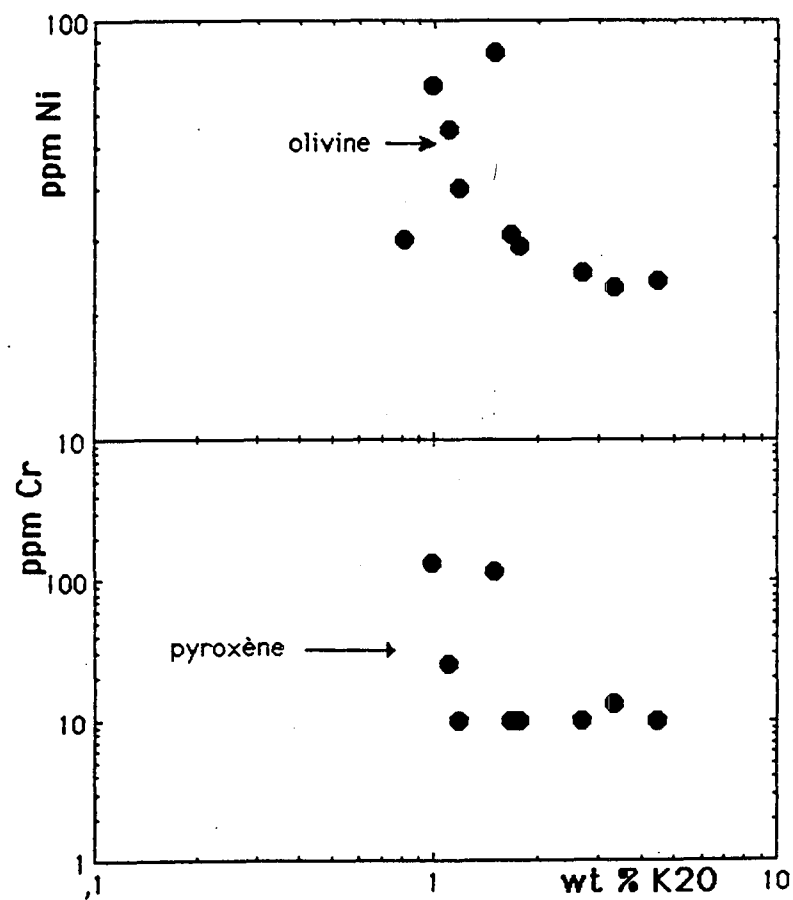


Fig.11-12: Variations de quelques éléments en fonction de la potasse (coordonnées logarithmiques) ; reconstitution des étapes évolutives vraisemblables et des fractionnements des minéraux.

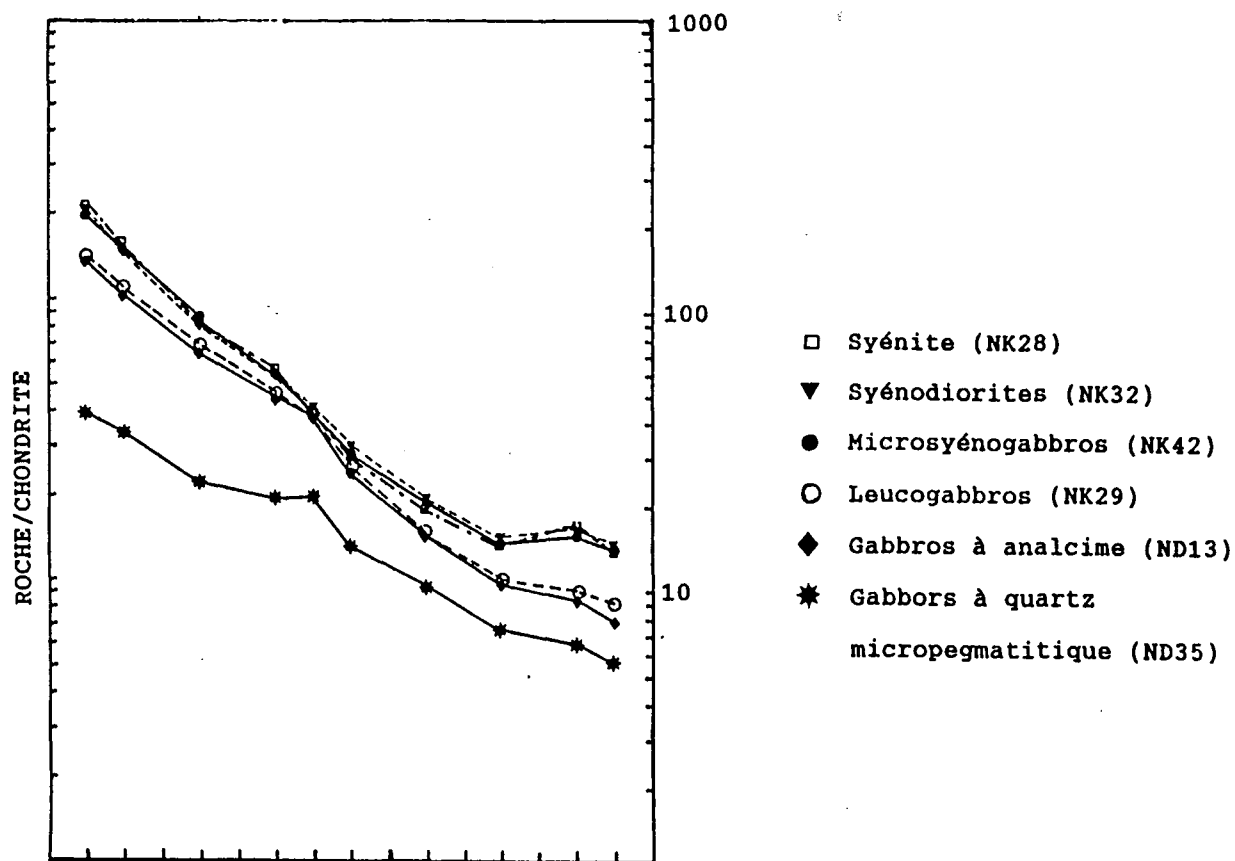


Fig. 11-9 : Spectres des terres rares des roches plutoniques ultimes des Monts Roumpi, normalisées aux chondrites de Haskin et al. (1968) et de Nakamura et al. (1974) *in* Rock (1987). Les teneurs en terres rares des gabbros jurassique-crétacé sont nettement inférieures à celles des gabbros tortoniens.

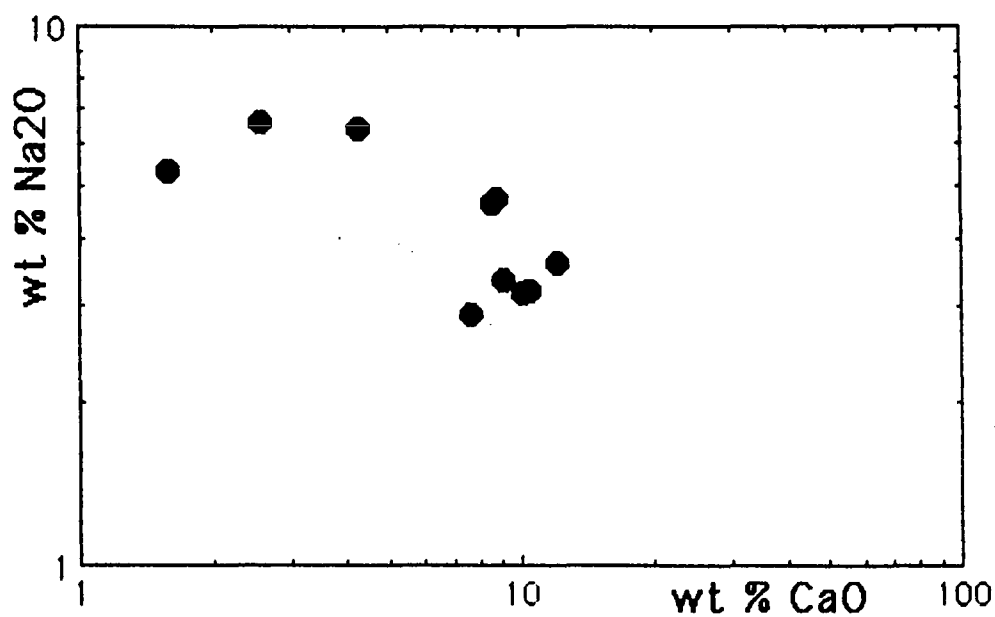


Fig. 11-13 : diagramme Na₂O en fonction de CaO ; illustration de la variation de composition du plagioclase au cours de l'évolution de la série (explication dans le texte).

11-3 DISCUSSION

De tous les gabbros étudiés, un seul échantillon a été notablement affecté par l'effet d'accumulation magmatique. Cet échantillon présente des phénocristaux de plagioclase jointifs et de fortes teneurs en alumine et rubidium par rapport au reste de la lignée magmatique. La différenciation des autres gabbros et du reste de la série est dominée par la cristallisation fractionnée. Cependant, quelques échantillons de gabbros montrent un enrichissement en rubidium (fig.11-12). Ils correspondent aux faciès où il y a eu une pseudomorphose tardive du clinopyroxène par la kaersutite et la biotite, vraisemblablement en présence de fluides tardifs qui auraient apporté l'excès de rubidium.

Toutes les roches de la série ont, néanmoins, des rapports $100 \cdot \text{Rb/Ba}$ compris entre 3,5 et 6,8 qui sont des valeurs caractéristiques des liquides mantéliques (4,1 à 9,7 ; Frey et al., 1978). Seuls, les gabbros à analcime ont de fortes valeurs (9,6 à 13,2) probablement dues à un enrichissement secondaire contemporain du remplacement de l'olivine par des carbonates.

Les roches plutoniques "ultimes" des Monts Roumpi sont de nature cafémiques (selon Debon et Le Fort, 1988) comme en témoigne la présence de pyroxène et de titanomagnétite et elles sont plus susceptibles de provenir du manteau que de la croûte. Si c'est bien le cas, la cause du caractère métalumineux de nos roches doit être précisée. Le caractère métalumineux des roches magmatiques alcalines a été attribué au degré de fusion partielle du manteau (Leger, 1985) ou à la contamination crustale (Johnson et Lipman, 1988). Parmi les roches ici étudiées un seul faciès de gabbro montre des signes pétrographiques de contamination crustale (quartz micropegmatitique). Un tel phénomène accessoire ne saurait servir d'explication au caractère général de toute la série. Les caractères de la source et le degré de fusion partielle du manteau sont délicats à reconstituer car les roches les plus basiques analysées dérivent d'un magma parental évolué par rapport au liquide pouvant être en équilibre avec le manteau. L'hypothèse d'une différenciation précoce à haute pression de magmas primaires mantéliques vers des compositions alumineuses (Green, 1968) peut être invoquée dans notre cas.

11-4 CONCLUSION

Les roches plutoniques "ultimes" des Monts Roumpi forment une suite alcaline ininterrompue des gabbros aux syénites. La série est sous-saturée en silice et montre des caractères cafémique et métalumineux. Seuls les gabbros en dyke et les gabbros à quartz micropegmatitique sont saturés en silice (sans néphéline, ni quartz normatifs). La différenciation a été dominée par le processus de cristallisation fractionnée impliquant l'olivine, le clinopyroxène, les oxydes ferrotitanés, puis, le plagioclase et l'apatite. Il est parfois légèrement perturbé par un effet cumulatif dans les gabbros et/ou par un enrichissement sélectif tardif en rubidium et éventuellement en baryum.

Pétrologie et géochimie
des laves des Monts Roumpi.

PETROGRAPHIE DES LAVES DES MONTS ROUMPI

Nous présenterons séparément les divers faciès de la première séquence volcanique (chapitre 12), puis ceux de la deuxième séquence volcanique (chapitre 13) afin de suivre distinctement les variations des espèces et des compositions minéralogiques au sein de chaque unité.

12 LA PREMIERE SEQUENCE VOLCANIQUE

Elle comporte des basanites, des basaltes alcalins à olivine, des basaltes ankaramitiques, des hawaïtes, des benmoréites, des phonolites, des trachytes et des rhyolites hyperalcalines.

12-1 LES BASALTES

Ils correspondent aux basaltes anciens des coulées prismées et dômes décrits dans le chapitre "Géomorphologie et cartographie". Au microscope, ils ont tous une texture microlitique porphyrique et la nature et la proportion des phénocristaux permettent de distinguer les basanites (et basaltes alcalins à olivine) des basaltes ankaramitiques.

12-1-1 Les basanites et les basaltes alcalins à olivine

Les basanites sont caractérisés par la présence exclusive des phénocristaux d'olivine ou par leur prépondérance sur ceux de clinopyroxène ; le plagioclase, absent en phénocristaux, est peu abondant parmi les microlites. Les basaltes alcalins à olivine désignent les échantillons peu riches en olivine modale (< 10 %). Dans les basanites et basaltes alcalins à olivine, la mésostase est constituée de cristallites de clinopyroxène, d'oxydes, de plagioclase baignés dans un verre parfois abondant. La fluidalité apparaît nettement dans les échantillons les plus riches en microlites de plagioclase ; au contraire, elle est fruste ou inexistante dans ceux qui en sont presque dépourvus. Des zéolites calciques ont cristallisé secondairement dans les cavités et les fissures.

L'olivine (Fo83-62) apparaît toujours en phéno- et microphénocristaux automorphes dont la taille varie largement de 50 µm à 2 cm de côté. Les contours rectilignes sont souvent interrompus par des golfes qui, par ramification, peuvent conférer un aspect squelettique aux cristaux (fig. 12-1). Des craquelures sinueuses recoupent les plages limpides. La fréquence des inclusions d'oxydes croît du cœur vers la bordure des cristaux. La plupart des individus d'olivine sont zonés ; d'autres présentent en outre des plans de dislocation sinueux ou subrectilignes (planche 8, photo 1). En plus des cristaux isolés, des amas de deux à six individus sont observés. Rarement, les cristaux d'olivine commencent à s'altérer le long des craquelures en un minéral phylliteux. Des microlites micrométriques de ce minéral phylliteux sont alors disposés perpendiculairement aux surfaces des cassures. Lorsque l'altération est avancée, les microcristaux néoformés sont plus ou moins coalescents à partir du centre et il en résulte un gros cristal central dont l'allongement est plus ou moins parallèle à la cassure. Les microcristaux et le gros cristal présentent chacun un pléochroïsme normal du vert clair au brun jaune. Le contraste entre leurs pléochroïsmes leur confère une texture "coronitique", et une inversion des teintes de polarisation en lumière analysée.

Le clinopyroxène, peu abondant parmi les phénocristaux (1,5 % modal), constitue la majeure partie de la mésostase (37 % modal). Les sections des phénocristaux (0,5 à 1 mm) allongées ou carrées sont brunes et légèrement pléochroïques. Une zonation est soulignée par le passage d'un cœur brun clair à une bordure brune. Il s'agit d'une salite calcique (Wo49-46 En37-42 Fs14-12) titanifère (2 à 3,5 % de TiO₂). Les inclusions d'oxydes suivent une répartition semblable à celle observée dans les cristaux d'olivine. La macle 100 est fréquente. Les phénocristaux de clinopyroxène sont soit isolés dans la mésostase où ils moulent ceux d'olivine, soit groupés en amas irréguliers de deux à quinze individus. Dans certaines laves, il existe en plus de ces phénocristaux bruns, des phénocristaux dont le cœur vert et intensément pléochroïque est ceint par une couronne brun clair ou subincolore. L'origine de ce dernier groupe sera discutée à partir des données minéralogiques. Les microlites de clinopyroxène sont plus riches en inclusions d'oxydes ; ceux de plagioclase tendent à les mouler.

Les microlites de labrador An60 mesurent au maximum 0,5 x 0,1 mm. Ils tendent à mouler les oxydes et sont disposés plus ou moins parallèlement, conférant ainsi une fluidalité nette aux laves.

Les cristallites d'oxydes plus ou moins automorphes sont inclus dans les cristaux d'olivine et de clinopyroxène ou imbriqués avec les microlites de plagioclase.

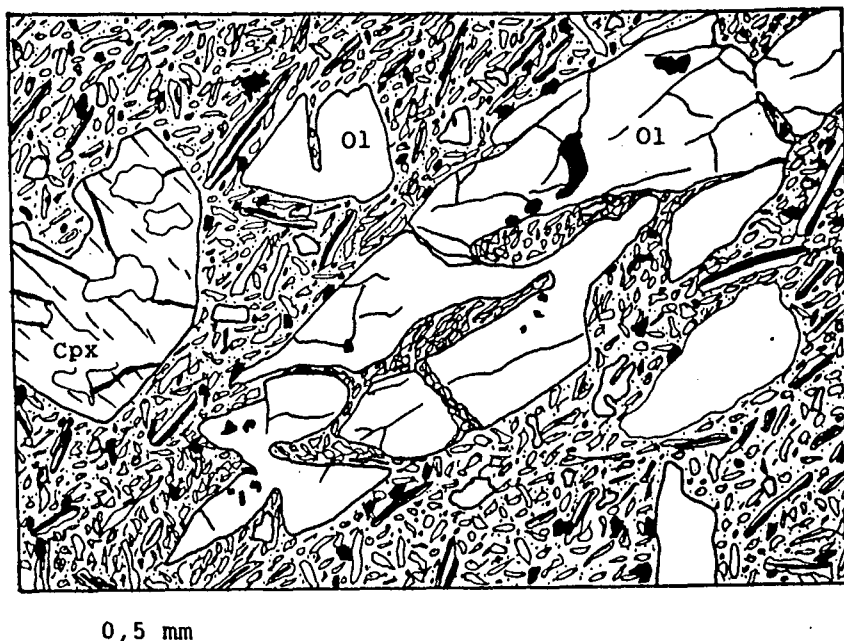


Fig. 12-1 : Olivine squelettique (Ol) résultant d'une cristallisation rapide des basanites. Le phénocrystal de salite (Cpx) titanifère (partie gauche du dessin) présente aussi des contours lobés.

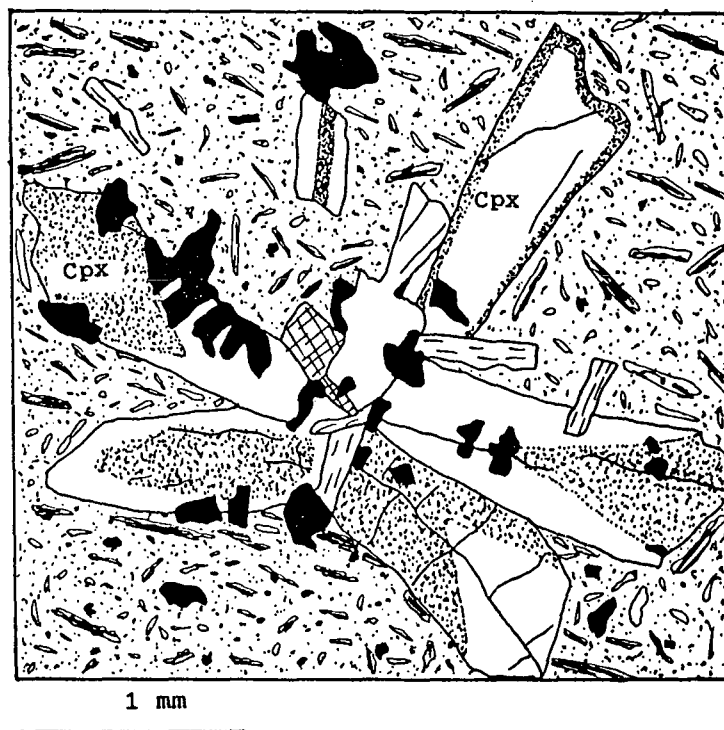


Fig. 12-2 : Association de phénocristaux de salite titanifère (Cpx) disposés en rosette (basaltes ankaramitiques).

Leur taille moyenne est de 100 μ m.

Le verre brunâtre, d'abondance variable d'un échantillon à l'autre, constitue la trame interstitielle.

12-1-2 Les basaltes ankaramitiques

Les basaltes ankaramitiques offrent, au microscope, une composition minéralogique constante (olivine, clinopyroxène, plagioclase, oxydes et apatite), mais les proportions et les dimensions des phénocristaux varient largement. Certains échantillons ne comportent pas de l'olivine, d'autres en comportent en quantité inférieure ou égale au clinopyroxène. Le mode élevé des phénocristaux de clinopyroxène dans les faciès ankaramitiques les distingue des basaltes alcalins s.s.. La proportion des phénocristaux de plagioclase demeure faible (tableau 12-1). La fluidalité est nette dans les échantillons riches en microlites de plagioclase et pauvres en verre. Les zéolites remplissent des cavités dans la lave. Les basaltes ankaramitiques renferment plusieurs xénocristaux (quartz, orthopyroxène, clinopyroxène, olivine) et des nodules de péridotites.

Les cristaux (2×1 à $0,1 \times 0,1$ mm) d'olivine (Fo76-88) automorphes ou squelettiques sont zonés en couronne et parcourus de craquelures irrégulières. Des inclusions sont fréquentes dans les bordures. Leur volume dans les échantillons baisse (8,8 à 0 % modal) rapidement par rapport à celui du clinopyroxène (33 à 21 %). L'altération en iddingsite est poussée dans les faciès faiblement porphyriques.

Dans tous les échantillons étudiés, les cristaux de clinopyroxène du type salite (Wo48-41 En37-42 Fs15-17) sont brun clair avec des couronnes de zonage brun marron. Les clivages grossiers sont entrecoupés par des craquelures. Entre le cœur et la bordure des cristaux, de nombreuses inclusions cristallines peuvent former un anneau discontinu. Des phénocristaux (2×1 mm) aux microlites (0,1 mm), la variation de la taille est parfois progressive. Des sections maclées 100 ou zonées en sablier sont parfois groupées en rosette (fig. 12-2). Des accollements en synneusis (planche 6, photo 2) montrent un zonage convolute. Les cristaux renferment des inclusions d'olivine ou d'apatite.

Le plagioclase a une composition de labrador An63-55 à andésine sodique An35. Les phénocristaux sont peu abondants et moins grands que ceux d'olivine et de salite sur lesquels ils se moulent. Lorsque les microlites ($0,2 \times 0,1$ mm) de plagioclase sont nombreux (34 % modal), ils s'allongent parallèlement et matérialisent ainsi la fluidalité magmatique.

Les oxydes se rencontrent en microphénocristaux (0,3 mm de côté), parfois inclus dans des phénocristaux de salite et d'olivine, et en microlites (0,05 mm) disséminés dans la mésostase. Leur proportion modale (13 %) est inférieure à celle des autres espèces minérales de la roche. Les cristaux d'oxydes isolés sont automorphes tandis que des associations de deux à quatre individus ont des limites indentées.

Les cristaux d'apatite ($0,5 \times 0,1$ mm) automorphes sont inclus dans ceux de salite ou isolés dans la mésostase.

12-2 LES HAWAIIITES

La distinction entre hawaïites et basaltes est basée sur l'abondance dans celles-ci des phénocristaux de plagioclase souvent moins calcique que dans les basaltes alcalins et la rareté des phénocristaux d'augite et d'olivine qui sont un peu plus riches en fer. La texture microlitique porphyrique peut être fluidale ou doléritique. Dans le faciès doléritique, le hiatus granulométrique entre les phénocristaux et les microlites est moins prononcé que dans les faciès à mésostase fluidale. Le cortège minéralogique comporte des phénocristaux de plagioclase, d'augite, d'oxydes et de rares cristaux d'olivine complètement altérés. L'apatite est présente. Très peu de verre subsiste dans les interstices délimités par les microlites. Parfois ces interstices sont occupés par de la chlorite secondaire.

Tous les cristaux d'olivine observés dans les laves hawaïtiques sont complètement altérés en iddingsite. Malgré l'intense altération, la forme originelle des cristaux est conservée ; ils apparaissent en sections allongées dont les plus grandes attei-

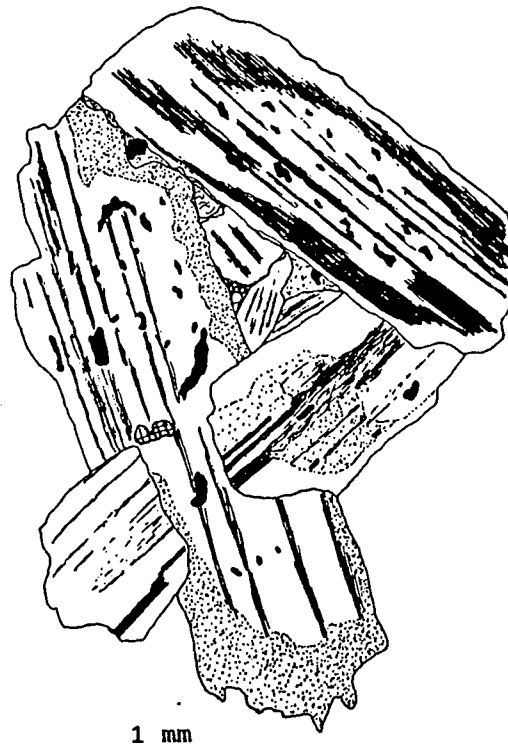


Fig. 12-3 : Association en croix de Saint-André des phénocristaux de plagioclase des hawaïites. Les inclusions d'oxydes ferrotitanés forment grossièrement des anneaux dans les cristaux hôtes (épitaxie).

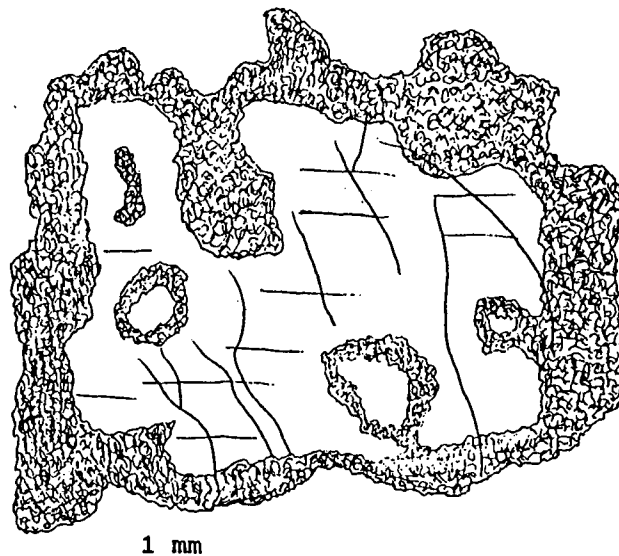


Fig. 12-4 : Xénocrystal de feldspath alcalin montrant une frange de fusion trempée à l'éruption.

gnent 1 x 0,4 mm et en sections équilatérales mesurant en moyenne 0,3 mm de côté. Des inclusions automorphes d'oxydes et d'apatite encore saines persistent dans ces "fantômes" d'olivine.

Les cristaux de salite - augite calcique vert clair sont légèrement pléochroïques. Les phénocristaux (1,5 x 1 mm) peuvent être maclés selon le plan 100, zonés en sablier ou accolés en synneusis imparfait. Ils renferment des inclusions d'oxyde et d'apatite. Leurs contours s'imbriquent avec ceux du plagioclase. Les microphénocristaux (0,1 mm de diamètre ou 0,5 x 0,3 mm) sont nombreux dans les hawaïtes à texture doléritique où ils sont moulés par les microlites de plagioclase. Ils peuvent former des associations complexes.

Les cristaux de plagioclase zonés ont un cœur de bytownite-labrador An72-60 et une bordure d'oligoclase An25-30. Les cristaux de taille moyenne ont une composition d'andésine. Le plagioclase constitue l'essentiel des phénocristaux et plus de la moitié des microlites. Les phénocristaux atteignent de grandes dimensions dans le faciès à texture doléritique où ils mesurent jusqu'à 1,5 x 0,5 cm. Leur mode d'extinction permet de distinguer des zonages en taches et souvent en couronnes observés dans un même cristal. Ils s'associent en synneusis imparfait ou en croix de Saint-André (fig. 12-3). Les microlites de plagioclase prédominent sur les autres minéraux de la roche.

Quelques phénocristaux d'oxydes (0,5 x 0,2 mm) subautomorphes ou automorphes apparaissent dans la roche. Les cristallites d'oxydes sont le troisième constituant (en abondance) de la mésostase après le plagioclase et les augites où ils sont aussi observés en inclusions.

Les sections d'apatite hexagonales (< 0,1 mm) ou allongées (0,3 x 0,1 mm) sont incluses dans les cristaux d'olivine, d'augite, de plagioclase ou disséminées dans la mésostase.

La chlorite, apparue secondairement, occupe les interstices entre les microlites de la mésostase qui contrôlent sa forme et ses dimensions. Elle est de petite taille (0,2 mm de longueur).

12-3 LES ENCLAVES DANS LES BASALTES

Les basanites et les basaltes ankaramitiques renferment des enclaves de nature et taille variées.

Les enclaves en déséquilibre sont des xénocristaux de quartz, d'orthopyroxène et de feldspath alcalin.

Les plages de quartz craquelées, à extinction roulante, sont criblées de taches xénomorphes qui correspondent vraisemblablement à des figures de résorption. Chacune de ces plages est ceinte par des microlites d'augite disposés selon une texture rayonnante.

Un xénocrystal (2 x 1 mm) d'orthopyroxène (bronzite, Wo4 En80 Fs16) a été observé. Il est auréolé par un chapelet de cristaux de clinopyroxène (planche 7, photo 3). L'olivine (Fo80-75) est intimement accolée à l'orthopyroxène qu'il semble protéger localement. Légèrement pléochroïque dans les tons brun clair, le cristal d'orthopyroxène est parcouru par un système de fins clivages parallèles à son allongement. En certains endroits, ces clivages sont continus dans un liséré de clinopyroxène (Wo44-41 En40-46 Fs16-13) de bordure avec lequel ils présentent un angle de 43° 30' à l'extinction.

Les xénocristaux de feldspath alcalin sont résorbés ; leur bordure réactionnelle est une frange de fusion commençante caractéristique d'une trempe thermique (fig. 12-4).

Les enclaves en équilibre apparent sont de nature basique. Elles ont des contours irréguliers sur lesquels se moulent les microlites de clinopyroxène et de plagioclase de la roche-hôte. Les cristaux constitutifs de ces enclaves présentent tous des extinctions roulantes dues à des déformations antérieures. Leur composition modale varie des monocristaux d'olivine ou de clinopyroxène isolés à des agglomérats de clinopyroxène et d'olivine. Ces enclaves présentent, néanmoins, des traces de déstabilisation thermique beaucoup plus intense à leur bordure. Les cristaux de clinopyroxène sont bruns.

Tableau 12-1a : Analyses modales des roches de l'association volcanique inférieure (basaltes et hawaïtes).

Echantillon n°:	ND32	CN4	ND3	ND18	CN7	NK14	NK18	NK17
Olivine	23,8	27,0	15,0	8,8	-	4,0	0,3	0,9
Clinopyroxène	-	1,5	0,3	18,6	11,5	8,0	0,5	1,2
Oxydes	-	-	-	1,8	6,1	4,4	0,3	0,6
Plagioclase	-	-	-	3,8	-	31,7	16,1	2,2
Total phénocr.	23,8	28,5	15,3	33,0	17,6	48,1	17,2	4,9
Clinopyroxène	21,0	18,0	37,3	14,5	9,1	8,6	19,3	32,0
Oxydes	19,0	15,6	15,5	15,0	12,6	7,1	28,3	12,7
Plagioclase	25,6	13,5	3,5	33,8	27,2	32,7	34,6	50,0
Apatite	-	-	-	tr	2,9	0,6	0,2	0,3
Zéolite/Chlorite	tr	2,7	1,3	-	0,4	2,8	0,5	tr
Verre/Pâte	10,7	21,7	27,1	3,7	30,2	-	tr	0,2
Total plites	76,3	71,5	84,7	67,0	82,4	51,8	82,9	95,2
To. Fe-Mg	46,5	44,8	52,6	41,9	20,6	20,6	20,1	34,1
Col.	63,7	64,8	69,4	58,7	42,6	35,6	49,3	47,6
	basanites			basaltes an-		hawaïtes		
				karamitiques				

Tableau 12-1b : Analyses modales des roches de l'association volcanique inférieure (benmoréites, trachytes, phonolites et rhyolites).

Ech. N°	NK37	CN38b	ND36	CN26	NK30	NK39	CN31	NK33	NK20	NK53	CN2
Olivine	-	1,9	-	0,7	-	-	1,2	1,9	-	-	tr
Cpx.	-	2,1	0,5	0,8	-	-	2,9	3,7	0,3	1,4	0,7
Amph.	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2	0,2	0,8
Aenigm.	-	-	-	-	-	-	1,4	0,7	-	4,5	1,4
Biotite	-	-	-	-	-	-	2,2	0,8	-	-	-
Titanomg.	-	1,3	-	0,4	-	-	2,5	1,6	0,2	-	-
Hématite	-	-	2,4	-	-	-	-	-	-	-	-
Plagio.	-	4,3	12,8	9,1	-	-	-	-	-	-	-
Fk.	-	7,4	37,7	18,5	2,5	0,4	23,8	17,5	-	6,4	10,8
Néphéline	-	-	-	-	3,3	7,7	-	-	-	-	-
Nosé./Soda.	-	-	-	-	8,4	3,4	-	-	-	-	-
Apatite	tr	-	0,2	tr	0,3	-	-	-	-	-	tr
Total Ph.	0,0	17,0	53,6	29,5	14,5	11,5	34,0	26,2	0,7	12,5	13,7
Cpx.	36,6	-	14,0	7,0	14,5	16,7	8,6	12,7	15,6	1,9	18,5
Amph.	-	-	-	-	8,8	7,3	-	-	6,5	2,2	2,8
Aenigm.	-	-	-	-	12,8	7,3	4,7	3,5	3,0	8,0	2,0
Biotite	-	-	-	-	-	-	3,8	3,6	-	-	-
Titanomg.	20,3	-	5,6	6,7	-	-	3,2	3,3	2,3	3,7	-
Hématite	0,2	-	5,1	10,2	-	-	-	-	-	-	-
Felds.	42,9	-	21,9	45,0	-	-	45,7	50,6	72,0	71,4	50,9
Pâte/ver.	-	83,1	-	-	49,4	57,2	-	-	-	-	-
Zircon	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	1,3	tr
Quartz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12,2
To. plites	100	83,1	46,6	69,9	25,6	98,5	66,0	73,7	99,4	87,5	86,4
To. Fe-Mg	36,6	4,0	14,5	8,5	36,1	31,3	24,6	32,5	25,6	18,2	26,2
Col.	57,1	5,3	27,6	27,4	36,4	31,3	30,5	31,9	28,0	22,2	26,1
To. Fel.	42,9	94,8	72,4	72,6	51,9	57,6	69,5	68,1	72,0	77,8	61,7

! benmoréites ! phonolites! trachytes ! rhyolite!

Comptage sur 2500 points par échantillon. Résultats en %.

To. Fe-Mg. signifie total des minéraux ferromagnésiens.
Col. signifie indice de coloration
To. Fel. signifie total des feldspaths

12-4 CONCLUSION SUR L'ETUDE DES BASALTES ET DES HAWAIIITES

Les basaltes et les hawaiiites de l'association volcanique inférieure contiennent des phénocristaux et microcristaux d'olivine, des phénocristaux et des microlites de clinopyroxène, d'oxydes, de plagioclase et d'apatite et du verre.

L'ordre d'apparition des minéraux et les variations de leur distribution (tableau 12-1) correspondent à celle d'une série continue. L'olivine apparaît en premier et cristallise abondamment dans les basanites, puis son mode diminue progressivement vers les hawaiiites. Dans certains basaltes, l'olivine s'altère en un minéral phylliteux. Les basaltes ankaramitiques comportent d'abondants phénocristaux de salite qui, parfois, moulent ou englobent ceux d'olivine et d'apatite. Les phénocristaux de plagioclase prédominent dans les hawaiiites où l'ordre de cristallisation est varié par l'apparition précoce de l'apatite (inclusions dans les cristaux d'olivine et de titanomagnétite). Accessoirement, de l'anorthose est observée dans les hawaiiites.

Ces roches satisfont bien au critère d'évolution parallèle à l'équilibre de l'olivine et des clinopyroxènes calciques retenu pour définir les laves alcalines. Les cristaux de quartz et d'orthopyroxène sont systématiquement entourés par des auréoles réactionnelles, ce qui prouve bien leur nature de xénocristaux.

12-5 LES BENMOREITES

En l'absence de mugéarites, les benmoréites représentent le terme de passage des hawaiiites aux trachytes et sont parfois caractérisées par l'abondance de plagioclase sodique et de feldspaths alcalins. Des benmoréites aphyriques et porphyriques ont été échantillonnées. Dans ces derniers échantillons, les phénocristaux peuvent correspondre aux ensembles olivine, oxydes et feldspaths ou feldspaths et hématite uniquement.

12-5-1 Les benmoréites aphyriques

Des granules (0,05 mm de ϕ) de titanomagnétite (20 % modal) et des microlites (0,1 x 0,02 mm) d'augite (36 % modal) sont éparpillés dans une trame claire (43 % modal) constituée par des baguettes (0,5 x 0,1 mm) d'anorthose ou de sanidine. Le verre est absent. La disposition parallèle des microlites de feldspaths et de clinopyroxène définit une fluidalité nette (fig. 12-5). Des zéolites secondaires occupent les rares fissures de la roche.

12-5-2 Les benmoréites porphyriques à hématite

La mésostase (46 % modal) est constituée de granules d'anorthose - sanidine et de titanomagnétite équidimensionnels (0,05 mm). Elle occupe les interstices délimités par les nombreux phénocristaux (50 % modal) de feldspaths. Les individus d'hématite apparaissent en plages rouges de formes irrégulières qui se moulent aux phénocristaux de feldspaths et il en résulte pour celles-ci des contours polygonaux. Ces plages renferment aussi des inclusions de clinopyroxène et de titanomagnétite. Des inclusions partielles ou totales de titanomagnétite ont été observées dans les feldspaths.

Il existe un hiatus granulométrique entre les granules de la mésostase et les phénocristaux (1 x 0,2 à 0,3 x 0,1 cm).

12-5-3 Les benmoréites porphyriques à olivine

La caractéristique essentielle de ces laves est la présence de phénocristaux d'olivine et d'oxydes. La mésostase a une composition minéralogique semblable à celle du faciès sus-décrit, à la seule différence que les individus sont plus grands (0,2 à 0,1 mm). L'hématite appartient essentiellement à la phase microcristalline. Les phénocristaux de feldspaths se rapprochent de ceux du faciès précédent.

Les phénocristaux (1,5 mm) d'olivine (Fo47-18) sont limpides, peu abondants (au plus 2% modaux) et comportent des inclusions de titanomagnétite et d'apatite. Ils sont

isolés les uns des autres. Dans certains échantillons, ils sont entièrement altérés en iddingsite ou remplacés par des zéolites et des carbonates : les formes et les dimensions des cristaux sont bien conservées.

Les individus de titanomagnétite (1,3 % modal) atteignent rarement un millimètre. Leur répartition dans la roche est quelconque.

12-6 LES TRACHYTES HYPERALCALINS

Les trachytes ont été subdivisés en deux groupes en fonction de la présence ou non des cristaux de biotite et d'olivine.

12-6-1 Les trachytes sans biotite, ni olivine

Les faciès porphyriques sont caractérisés par la prédominance des cristaux millimétriques d'aenigmatite sur les autres minéraux ferromagnésiens, et les trachytes aphyriques (fig. 12-6) par de nombreux microcristaux (< 0,1 mm) d'arfvedsonite. Les minéraux ferromagnésiens occupent un faible volume de roche (8 % modal). Les trachytes aphyriques contiennent de tout petits cristaux (100 µm) d'oxydes, d'augite et surtout d'arfvedsonite. Dans les faciès porphyriques, l'aenigmatite est légèrement altérée ; son pléochroïsme et sa polarisation sont peu intenses.

Des enclaves de phonolite à sodalite et néphéline ont été observées dans un échantillon de trachyte aphyrique.

12-6-2 Les trachytes à biotite et olivine

Toutes les laves trachytiques à biotite et olivine présentent une texture microclitique porphyrique au microscope. Les microlites s'organisent en des paquets flexueux diversément orientés. L'ensemble des faisceaux flexueux offrent une texture tourbillonnaire typique (fig. 12-5). Les phénocristaux sont plus ou moins craquelés ; quelquefois, ils se sont imbriqués pour former des figures complexes. L'apatite et les oxydes représentent les minéraux accessoires. A l'exception des olivines et du zircon, toutes les phases minérales de la paragenèse phénocristalline sont aussi exprimées en microlites ou microcristaux de la mésostase.

De rares cristaux d'hortonolite (Fa61) et de ferrohortonolite voire de fayalite (Fa92) apparaissent disséminés dans les laves de ce faciès. Les plages incolores ou jaune clair mesurent 0,3 à 0,1 mm de diamètre. Leur transformation plus ou moins avancée en biotite a lieu avec conservation des formes originelles des individus. Les reliques centrales d'olivine connaissent un début d'altération en iddingsite. Leur volume modal atteint 2 % dans quelques échantillons.

Le clinopyroxène (hedenbergite et aegyrine), plus abondant que les olivines, constitue environ 10% du volume de la roche. Les phénocristaux montrent un zonage du cœur clair vers la bordure verdâtre. Ce zonage est corrélé aux variations chimiques (voir minéralogie). Les phénocristaux (1 x 0,4 à 0,2 x 0,1 mm) restent isolés les uns des autres, au contraire, sont groupés en flots hétérogènes (*flots à biotite et oxydes*). Dans certains assemblages, le clinopyroxène entremêlé à des oxydes s'arrange en "chapelet" autour des phénocristaux de biotite. Ils constituent aussi des enclaves homogènes et même énallogènes qui seront décrites à la fin du présent chapitre. Seules sont présentes des inclusions d'apatite et d'oxydes.

Les microlites (0,15 x 0,05 ou moins) colorés du vert au vert sombre ont une composition d'aegyrine (Na₂O > 10%). Leur abondance modale est voisine de 12 %.

La plupart des phénocristaux de biotite atteignent un millimètre de long sur 0,5 de large. Ils sont zonés : une large plage centrale (plus de 90% de la surface du cristal) est ceinte de deux couronnes de couleur et d'épaisseur différentes (planche 6, photo 5) :

- le noyau central pléochroïque du rouge au jaune a des limites dentelées ;
- la première couronne présente un pléochroïsme du rouge léger au jaune. L'intensité de la coloration augmente vers la bordure des cristaux ;
- la deuxième couronne, généralement discontinue, montre un pléochroïsme intense

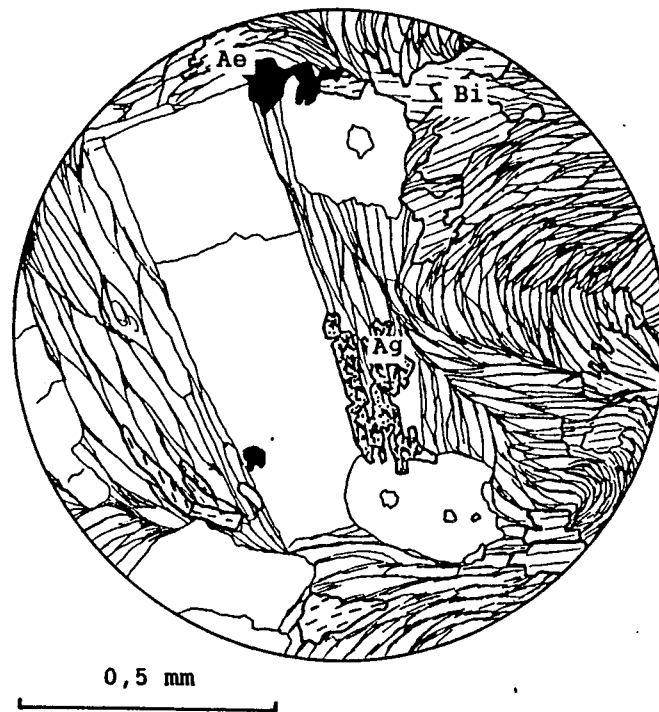


Fig. 12-5 : Texture tourbillonnaire des trachytes à Fe^{3+} -annite (Bi) - aenigmatite (Ag) - aegyrine (Ae) - fayalite.

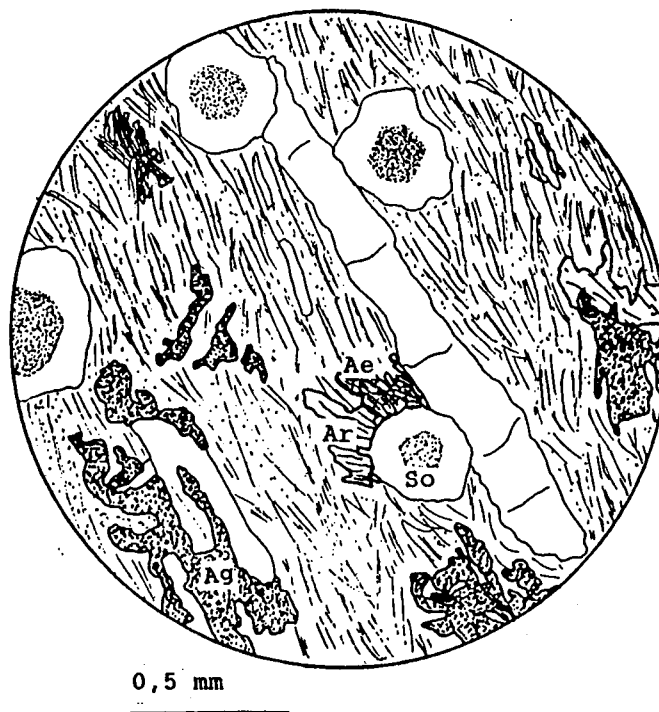


Fig. 12-6 : Les cristaux de sanidine des phonolites à arfvedsonite (Ar) - aenigmatite (Ag) - aegyrine (Ae) moulent ceux de sodalite.

du rouge sombre au rouge sang. Elle est observée aux extrémités des denticules que dessinent la première couronne. Le passage d'une couronne à l'autre est progressif. Le zonage se traduit chimiquement par la variation des teneurs en fer et aluminium (cf minéralogie).

Les inclusions d'apatite et de titanomagnétite sont abondantes.

Il existe un hiatus granulométrique entre les phénocristaux et les microlites de biotite. Ces derniers, disposés conformément à la texture tourbillonnaire, apparaissent en paquets (0.1 x 0.05 mm) aux extrémités effilochées ou en individus isolés. D'autres s'enracinent sur les phénocristaux d'olivine qu'ils moulent et semblent pseudomorphoser. Ils ont, alors, une coloration moins vive ou un noyau rouge vif et une couronne jaunâtre.

Les feldspaths (sanidine et anorthose) forment, évidemment, la majeure partie de la roche (75% modaux). Les phénocristaux atteignent 4 x 1.5 mm, la moyenne étant de 2 x 1 mm. Dans tous les prismes craquelés, maclés longitudinalement (Carlsbad) ou suivant la diagonale (Manebach), l'association de fines macles albite et péricline dessinent un quadrillage typique de l'anorthose. La disparition progressive du quadrillage vers la bordure des cristaux traduit un passage de l'anorthose à la sanidine observé à la microsonde. Les feldspaths incluent des cristaux de biotite, de clinopyroxène, d'apatite, d'aenigmatite et d'olivine en leur sein.

Les microlites (200 x 50 µm) de sanidine forment des paquets diversement orientés dont les extrémités indentées s'engrènent mutuellement. Leur extinction en série harmonise la texture tourbillonnaire.

L'aenigmatite apparaît surtout sous forme de baguettes aciculaires (200 x 40 µm) incluses dans l'anorthose, libres dans la mésostase microlitique ou accolées aux cristaux de biotite (planche 7, photo 4) ; des sections trapues sont aussi présentes parmi les phénocristaux. Le pléochroïsme du brun foncé au brun rouge est parfois masqué chez les cristaux subopaques.

Quand les microlites d'aenigmatite ne sont pas associés au clinopyroxène ou à la biotite, ils sont localisés aux extrémités des paquets de microlites de sanidine. La forme aciculaire prédomine sur les sections trapues ovoïdes à digitations plus ou moins radiales.

Les phénocristaux automorphes ou sub automorphes de titanomagnétite ont des sections carrées, rectangulaires ou subcirculaires. Les cristaux les plus grands (environ 0.25 mm de côté) sont ceux isolés dans la mésostase. En plus des associations avec la biotite et le clinopyroxène, ils forment aussi des inclusions dans le feldspath. Les microcristaux de la mésostase, allongés ou carrés, présentent parfois des lobes.

Des sections prismatiques ou hexagonales d'apatite constituent la plupart des inclusions dans les cristaux de clinopyroxène, de biotite, de titanomagnétite et de sanidine. Leur allongement maximal est de 0,1 mm et leur proportion dans la roche reste faible (<1% modal).

12-6-3 Les enclaves dans les trachytes

Des enclaves de gabbros et des xénocristaux de plagioclase, d'olivine, de salite et de biotite ont été observés.

Des enclaves de gabbros ont été trouvées dans les trachytes à biotite, olivine et aenigmatite. Ce sont des nodules de 3 à 5 cm de diamètre constitués de cristaux automorphes d'olivine magnésienne et de salite, de plagioclase calcique et d'oxydes. La biotite et l'apatite sont accessoires. A l'exception de la biotite qui est disséminée dans les enclaves, les autres minéraux ferromagnésiens et les oxydes sont parfois groupés en nodules millimétriques.

Les cristaux d'olivine (0,5 à 1 mm) limpides et craquelés comportent de nombreuses inclusions d'oxydes et d'apatite. Une ceinture d'iddingsite témoigne d'un début d'altération. Les cristaux de salite maclés 100 et zonés en couronnes ou en taches sont parfois plus grands (4 x 1 mm) que ceux d'olivine avec lesquels ils présentent des inclusions de nature identique. Quand les cristaux d'oxydes ne sont pas inclus dans ceux d'olivine, de salite ou de labrador, ils sont situés aux interfaces des cristaux de plagioclase ou associés aux agglomérats décrits plus haut. Les plages de plagioclase poeci-

litiques (~ 55 % modaux) zonées en taches et en couronnes englobent ceux des autres minéraux de la roche. Les individus de biotite se sont confinés aux inclusions subophitiques dans de petits cristaux de plagioclase tardifs. Ils apparaissent en baguettes (1 x 0,3 mm) ou aiguilles (1 x 0,05 mm) intensément pléochroïques du rouge sang au jaune clair. Les individus d'apatite sont inclus dans les autres minéraux ou moulés par ces derniers.

Au contact entre les enclaves de gabbro et le trachyte-hôte, les microlites de feldspath moulent les cristaux automorphes d'olivine, de salite et d'oxydes. Les limites dentelées des individus de labrador témoignent d'une résorption.

Les trachytes à texture tourbillonnaire renferment des enclaves d'un trachyte à texture microlitique où ont été observés des xénocristaux d'olivine, de salite et de biotite résorbés ou partiellement déstabilisés et une enclave de trachyte à phénocristaux de hornblende entourés par la biotite, le clinopyroxène, l'apatite et la titanomagnétite (planche 6, photo 3).

12-7 LES PHONOLITES HYPERALCALINES

Au microscope, l'éventail des espèces minéralogiques des laves phonolitiques des Monts Roumpi couvre, par ordre d'abondance décroissante, les feldspaths alcalins (anorthose à sanidine), l'aégyrine, les feldspathoïdes (sodalite à noséane et néphéline), l'arfvedsonite, l'aenigmatite et la biotite. L'analcline est accessoire et la mésostase est finement cristallisée. Toutes les laves ont une texture microlitique porphyrique où les feldspathoïdes représentent l'essentiel sinon la totalité des phénocristaux. L'aégyrine et l'aenigmatite apparaissent en cristaux effilochés, disséminés dans la mésostase ou disposés en rosettes autour de la néphéline et de la sodalite (planche 7, photo 1).

Selon la prépondérance de l'un ou l'autre des feldspathoïdes, deux faciès peuvent être distingués. Les phonolites à sodalite sont caractérisées par la présence de l'aenigmatite et de l'arfvedsonite tandis que l'aégyrine constitue le principal minéral ferromagnésien dans le faciès riche en néphéline.

Du point de vue texture, la fluidalité est fruste dans les deux faciès ; les formes, les dimensions et les relations géométriques entre les espèces minérales communes sont identiques. Ainsi, une description distincte de chaque faciès ne s'avère pas nécessaire et mènerait à une répétition fastidieuse.

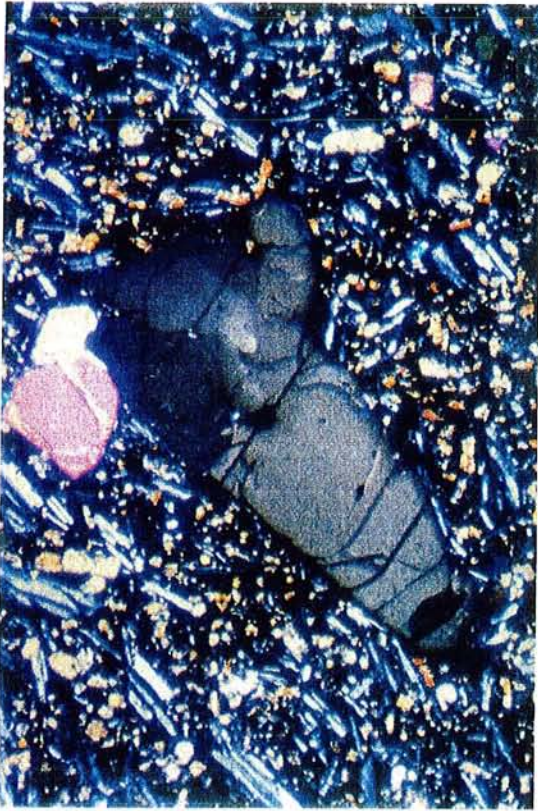
Le faciès riche en néphéline regorge de nombreuses enclaves de gabbros et des xénocristaux d'olivine, clinopyroxène et plagioclase.

Les phénocristaux de sanidine apparaissent en baguettes aciculaires de taille variable (1 x 0,1 à 0,5 x 0,02 mm). Leur proportion modale, nulle dans le faciès riche en néphéline, atteint 2,5% dans les échantillons riches en sodalite. De fréquentes craquelures subperpendiculaires à l'allongement des cristaux les subdivisent en segments de dimensions variées. Les individus, généralement isolés les uns des autres, baignent dans la mésostase feldspathique s'ils ne sont pas moulés par l'aenigmatite, l'arfvedsonite et l'aégyrine. Toutes les sections sont de couleur brunâtre.

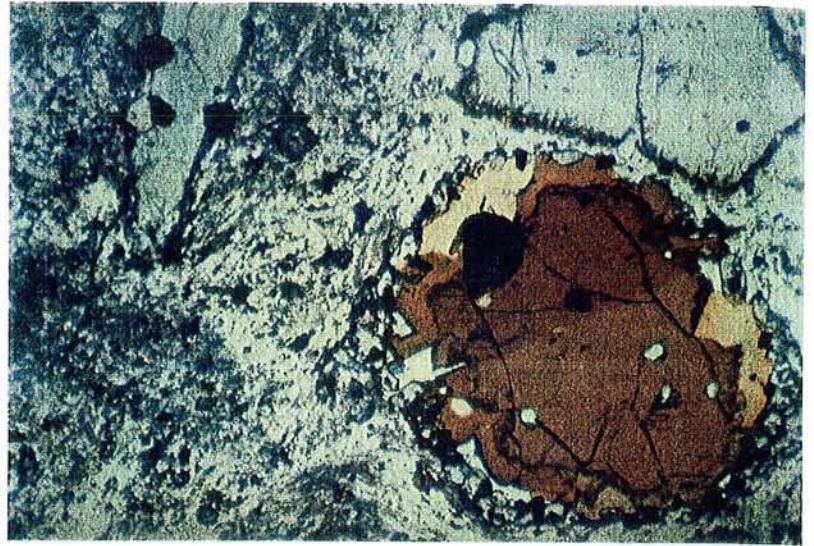
Les microlites de sanidine (49 % modal) sont allongés de 0,25 mm en moyenne sur environ 20 microns de large et sont orientés selon la fluidalité. Leurs sections, brunâtres, se définissent aisément quand elles sont invariablement limitées sur toutes les faces par l'aégyrine, l'arfvedsonite et l'aenigmatite. Celles de la mésostase ont des contours irréguliers et peu nets.

Planche 6 : 1 - olivine disloquée ; 2 - salite à zonation convolute et salite zonée en sablier ; 3 - hornblende et sa couronne de biotite, hedenbergite, titanomagnétite et apatite (enclave de trachyte dans un trachyte hyperalcalin) ; 4 -et 5 - association annite-aenigmatite et zonation de l'annite du même trachyte hyperalcalin. Chaque photo mesure 3 x 1,8 mm sauf la photo 4 qui couvre 0,4 x 0,225 mm. Les photos 1 et 2 sont prises en lumière analysée et les autres, en lumière naturelle. En outre, les images 1 et 2 sont en fausses couleurs (filtre bleu).

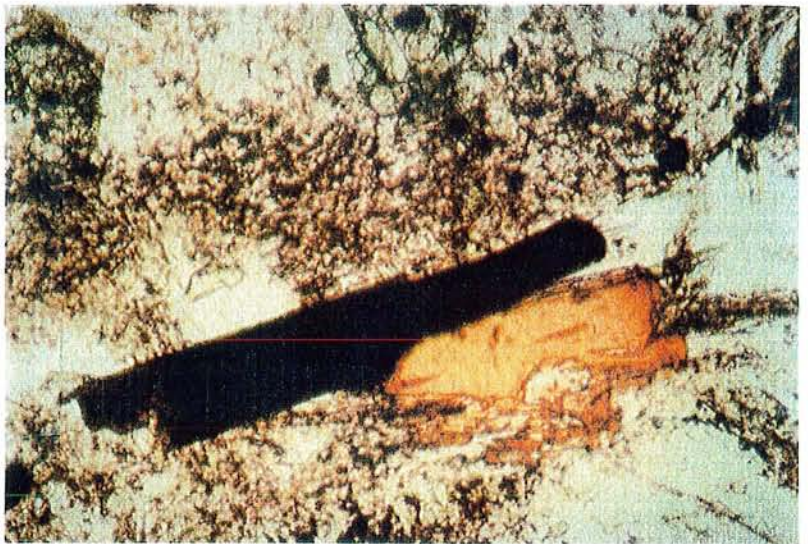
Planche 6



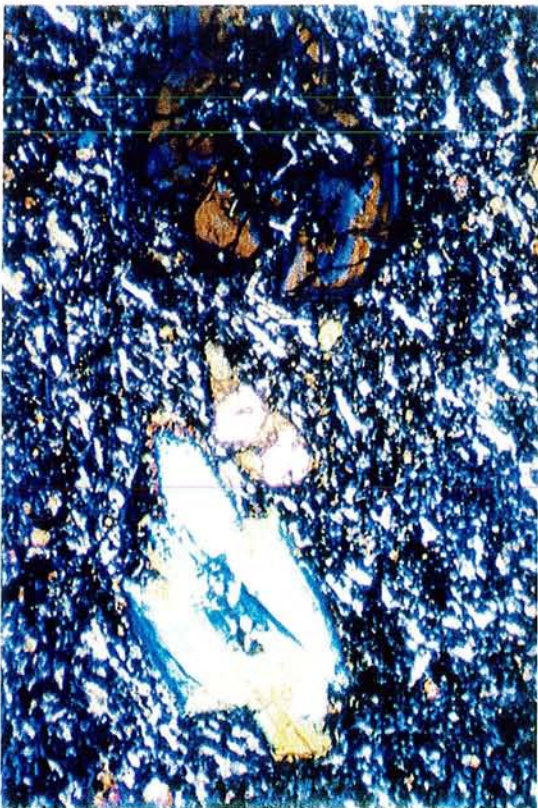
1



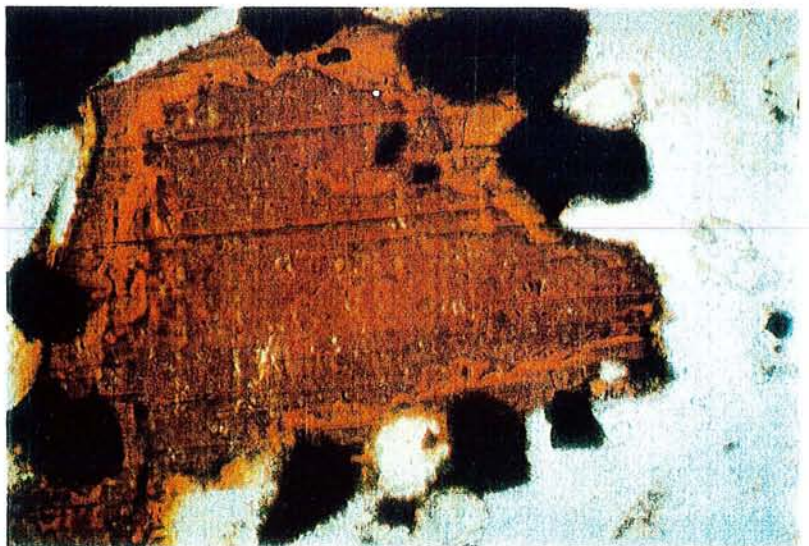
3



4



2



5

Les proportions et les dimensions des cristaux de néphéline, de noséane et de sodalite varient d'un échantillon à l'autre. La néphéline apparaît essentiellement en phénocristaux dans les phonolites riches en sodalite et uniquement en microlites dans le faciès où elle prédomine sur la sodalite.

Les phénocristaux de néphéline sont systématiquement moulés par les minéraux ferromagnésiens (aegyrine, arfvedsonite et aenigmatite) ; ce qui rend délicate la détermination de leurs relations avec le feldspath ou la sodalite. Certains individus comportent des faces rectilignes se terminant par des golfes et des baies attribuables à une croissance rapide; d'autres comportent des inclusions vitreuses. Aucun accollement de plusieurs cristaux n'a été observé. Exceptionnellement, deux phénocristaux voisins se touchent par leurs extrémités lobées. Les sections limpides et automorphes, de forme variable, mesurent en moyenne 0.3 mm de côté. Le clivage n'est pas évident, mais les craquelures sont parfois importantes. Leur abondance dans la roche reste faible (3,3 % modal).

Les microcristaux de néphéline (7,7 % du volume de la roche) abondent dans les faciès pauvres en sodalite. Les microlites d'aegyrine et d'arfvedsonite les entourent et font ressortir leurs formes hexagonales, carrées ou subcirculaires. Les diamètres des sections dépassent rarement le dixième du millimètre. Ils incluent uniquement des oxydes et conservent des relations microtexturales avec les minéraux ferromagnésiens semblables à celles des phénocristaux.

En plus de la néphéline, les phonolites des Monts Roumpi comportent un feldspathoïde du groupe *hauyne-sodalite-noséane*. En l'absence de coloration bleue et de fines inclusions, les critères microscopiques convergent vers ceux généralement retenus pour la sodalite. Les cristaux sont isotropes. Cependant, en lumière naturelle, certains cristaux subcirculaires montrent des bords limpides et des coeurs brun léger. Dans ces parties centrales se trouvent de minuscules inclusions d'aegyrine et/ou d'arfvedsonite. Les diamètres des cristaux s'échelonnent de 0.4 mm à quelques microns. Les cristaux d'arfvedsonite et/ou d'aegyrine et/ou d'aenigmatite moulent ceux de sodalite et les isolent de la néphéline et de la sanidine. Toutefois, parmi de rares cristaux restés libres dans la mésostase, certains imposent des déviations aux limites de la sanidine (fig. 12-6).

La noséane apparaît uniquement sous forme de microlites disséminés dans la mésostase. Les cristaux limpides ou à coeur grisâtre présentent des contours peu nets. Leur taille est semblable à celle des microlites de sanidine pourpres. En effet, la distinction précise entre sodalite et noséane est rendue délicate par leurs caractères voisins. La confirmation, obtenue à l'aide du détecteur solide du C.A.M.PARIS., est basée sur la présence exclusive du chlore dans la sodalite et du soufre dans la noséane.

Les microlites d'aegyrine forment des associations diverses dans toutes les laves phonolitiques étudiées. (1) Ils se disposent en rosettes serrées autour des cristaux de néphéline. (2) Ils s'assemblent en amas sphériques formés de coeurs touffus d'où rayonnent des aiguilles < à 0.2 mm. (3) Les microlites s'accollent et constituent des faisceaux (0.4 x 0.2 mm) aux bouts effilochés. Ces schémas se compliquent quand les microlites d'aegyrine, ainsi assemblés, s'imbriquent à ceux d'aenigmatite et/ou d'arfvedsonite. De minuscules cristaux isolés ont des formes capricieuses relatives à leur position interstitielle. Leur taille moyenne est de 50 µm. Le pléochroïsme s'étend du vert sombre au vert clair.

L'arfvedsonite a l'habitus et des dimensions semblables à ceux de l'aegyrine avec laquelle elle est intimement imbriquée. Son pléochroïsme s'étale du brun vert au bleu et la polarisation, dans de vives teintes brunes et vertes. Dans les échantillons riches en sodalite ou dans ceux riches en néphéline, l'aegyrine prédomine sur l'arfvedsonite (14,5 à 16,7 contre 8,8 à 7,3%).

L'aenigmatite apparaît dans les phonolites riches en sodalite et arfvedsonite, avec un habitus et des dimensions semblables à ceux de l'arfvedsonite et de l'aegyrine. L'aenigmatite occupe environ 12 % du volume total de la roche.

Seules les phonolites riches en néphéline contiennent de la biotite dans leur cortège minéralogique. Elle y apparaît en plages de dimensions variées (0.5 mm à quelques µm), auréolées par l'aegyrine. Malgré les caractères optiques semblables à ceux des biotites des enclaves de gabbros et de syénites (couleur brune, clivage net et pléochroïs-

me intense du brun clair au rouge), elle est de nature différente ($0.4 < FM < 0.5$).

L'analcite est disséminée dans la mésostase.

12-8 LES RHYOLITES

Dans les rhyolites de Mosakoa, l'aenigmatite, l'aegyrine et l'arfvedsonite représentent les seuls minéraux ferromagnésiens (planche 7, photo 2). La sanidine, l'anorthose et le quartz prédominent. Le sphène est accessoire. Les phénocristaux de sanidine et d'anorthose s'associent entre eux ou avec les minéraux ferromagnésiens et la roche acquiert une texture microlitique glomérporphyrique (fig. 12-7). Il existe un important hiatus granulométrique entre les phénocristaux et les microlites.

La sanidine et l'anorthose (80% du volume total de la roche) constituent l'essentiel des phénocristaux et de la mésostase. Les phénocristaux d'anorthose (1 x 0.5 à 0.2 mm de côté) finement quadrillés par deux systèmes de macles sont moins abondants que ceux de sanidine, parfois maclés Carlsbad. Pour toutes les sections de feldspaths, les prismes cassés ou déformés ont une extinction ondulante ; le clivage, peu apparent, est discontinu. Dans les franges bordières, se localisent de minuscules cristaux d'aenigmatite et d'arfvedsonite ; seules des inclusions d'apatite et d'aenigmatite sont observées au centre des cristaux de feldspaths alcalins.

L'amphibole est une arfvedsonite pléochroïque dans les tons bleus et verts. Les cristaux allongés s'éteignent à 28° par rapport à la trace unique des clivages. En général, les phénocristaux d'arfvedsonite sont moins volumineux que ceux des feldspaths alcalins, à l'exception de rares individus contenant de l'aenigmatite et de l'aegyrine (fig. 12-8). A certains endroits, ils englobent la sanidine. Leurs formes xénomorphes épousent les limites des cristaux de sanidine ou d'anorthose.

L'aenigmatite apparaît rarement en phénocristaux (0.2 mm au plus). Elle est caractérisée par un pléochroïsme dans les teintes bruns sombres et ses teintes de polarisation sont masquées par la couleur du minéral. Seuls les cristaux inclus dans le feldspath ou dans l'arfvedsonite présentent des formes automorphes.

Divers modes d'association de l'aegyrine avec les autres minéraux de la roche ont été observés : inclusion dans l'arfvedsonite, accollement avec l'aenigmatite et/ou l'arfvedsonite. Par rapport aux autres minéraux ferromagnésiens, son volume est élevé (18,5 % modal contre 2 % pour l'aenigmatite et 3 % pour l'arfvedsonite). En outre, tous ses cristaux sont de petite taille (< 0.1 mm) ; cependant, l'automorphie se traduit par des sections subhexagonales ou en baguettes. Dans la mésostase, les microlites peuvent être isolés ou accolés à l'arfvedsonite.

Le quartz forme des globules localisés aux confluences des limites des autres minéraux de la roche. Du fait même de leur position interstitielle, les cristaux de quartz sont xénomorphes et leurs diamètres dépassent rarement 0.05 mm. Ils renferment de l'aegyrine en cristaux micrométriques.

L'apatite apparaît en microcristaux (20 à 50 μ m) inclus dans les feldspaths.

La chevkinite, très rare, est pléochroïque du brun sombre au jaune pâle. Elle est englobée par des zéolites. Son diamètre de 0.1 mm est largement supérieur à ceux des cristaux d'apatite et d'aenigmatite qui coexistent avec elle.

Les zéolites ont été observées, exclusivement, dans l'association sus-décrite. Elles forment un agrégat sphérique (0.5 mm) entouré par l'arfvedsonite et l'aegyrine. Aucun plan de clivage n'est visible. Les limites entre les divers individus sont peu nettes.

12-9 CONCLUSION SUR LES LAVES ÉVOLUÉES

La série pétrographique des laves évoluées de l'association volcanique inférieure s'étend des benmoréites aux rhyolites et phonolites en passant par les trachytes. Les laves ont une texture microlitique aphyrique ou porphyrique. Les agencements de microlites peuvent être quelconques ou conférer à la roche une texture fluidale ou tourbillonnaire. En plus de la présence des feldspathoïdes (néphéline, noséane - sodalite), les phonolites sont distinguées du reste des laves évoluées par les nombreux critères suivants :

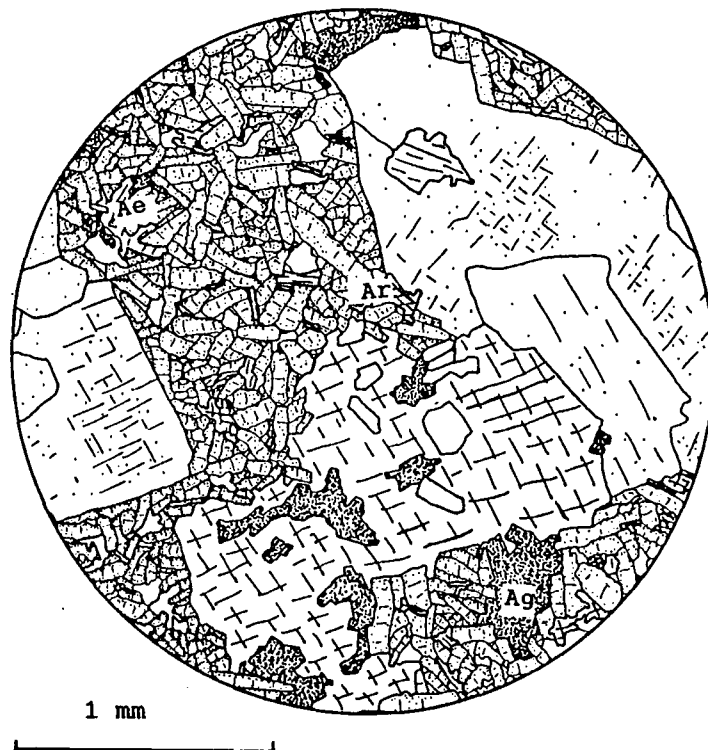


Fig. 12-7 : Texture gloméroporphyrique des rhyolites à aegyri-
ne (Ae) - arfvedsonite (Ar) - aenigmatite (Ag).

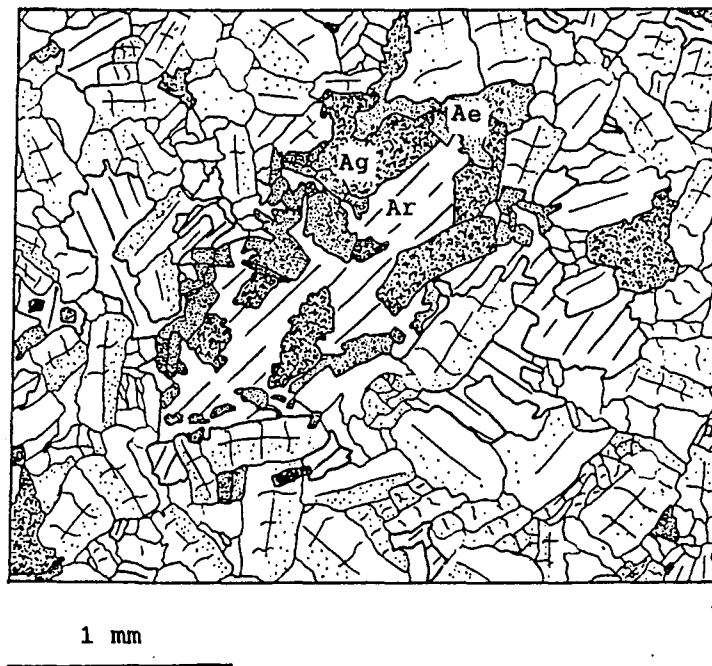


Fig. 12-8 : L'arfvedsonite poecilitique englobe des cristaux
d'aegyrine (Ae) et d'aenigmatite (Ag).

- absence d'olivine dans les phonolites
- la pâte cryptocristalline est très abondante (~ 55 % en volume),
- seuls les feldspathoïdes et les feldspaths sont présents en phénocristaux,
- les cristaux d'aenigmatite, d'arfvedsonite et d'aegyrine apparaissent uniquement en microlites effilochés rayonnant autour des cristaux de néphéline et de sodalite. Ils s'imbriquent mutuellement les uns dans les autres et forment des amas.

Ces deux dernières caractéristiques indiquent une apparition précoce des feldspathoïdes puis des feldspaths par rapport aux minéraux ferromagnésiens.

L'olivine existe dans toutes les autres laves de la série avec une évolution vers le pôle fayalite. Les clinopyroxènes calciques évoluent vers les espèces sodiques. La titanomagnétite, l'anorthose et la sanidine sont toujours présentes. La biotite existe uniquement dans certains trachytes. Le plagioclase sodique et l'hématite sont restreints aux benmoréites. L'ensemble basalte - hawaïite - benmoréite - trachyte - phonolite - rhyolite forme une suite alcaline étendue avec une lacune de mugéarite. La coexistence de l'aenigmatite, de l'arfvedsonite et de l'aegyrine indique le caractère hyperalcalin des trachytes, des phonolites et des rhyolites. Les données minéralogiques et chimiques étayeront ce dernier aspect.

13 L'ASSOCIATION VOLCANIQUE SUPERIEURE

Comme dans l'association volcanique inférieure, l'éventail pétrographique va des basaltes aux rhyolites en passant par les hawaïites, les benmoréites, les trachytes et les phonolites ; mais il n'y a pas de roches hyperalcalines.

13-1 LES BASALTES

Les basaltes récents ont une composition minéralogique semblable à celui des basaltes ankaramitiques anciens. Les phénocristaux d'olivine et de salite sont disséminés dans une mésostase fluidale constituée de microlites de plagioclase, de salite, de titanomagnétite et de verre. Les phénocristaux sont fréquemment groupés en amas de 2 à 6 individus, ce qui confère à la roche une texture glomérporphyrique. Il existe en outre un important hiatus granulométrique entre les phénocristaux de la lave et les microlites de la mésostase.

L'olivine (Fo80-61) apparaît en cristaux automorphes ou lobés (2 à 1 mm) plus ou moins altérés. Quand l'altération est totale, l'olivine est remplacée par l'iddingsite et la chlorite.

Les cristaux de salite (Wo49-46, En34-42, Fs17-12) sont plus petits (< 1 mm), mais plus abondants que ceux d'olivine (42 à 22 % contre 11 à 6 %). Son pléochroïsme dans les tons mauves est plus intense vers la bordure des cristaux. Les individus peuvent être maclés selon le plan 100 et zonés en sablier. La plupart des individus de salite ont des teintes de polarisation complexe du fait de l'association zonage en sablier - zonage en couronne et/ou en taches. Les autres sont criblés d'inclusions d'oxydes, d'apatite, de plagioclase et de verre recristallisé (fig. 13-1) et même de clinopyroxène. Ils peuvent aussi résulter d'un accollement en synneusis. Les microlites de salite sont moins abondants que ceux de plagioclase et d'oxydes.



Fig. 13-1 : Phénocristal de salite titanifère aux multiples inclusions de plagioclase, oxydes ferrotitanés, apatite et verre cristallisé (basalte alcalin).

Les phénocristaux de plagioclase ont une composition de labrador An65 tandis que les microlites sont du labrador An52 et surtout d'andésine An40-30. Comparativement à l'olivine et à la salite, les phénocristaux (0,5 x 0,1 mm) de plagioclase sont rares. Les microlites, fraction la plus importante de la mésostase, moulent tous les autres minéraux de la roche. Alignés ou disposés parallèlement, ils matérialisent une fluidalité nette.

La titanomagnétite se présente en grains microlitiques (50 à 100 μ m) inclus dans les cristaux de salite et de plagioclase ou disséminés dans la mésostase.

Le verre est plus ou moins cristallisé.

Un xénocrystal de quartz auréolé de microlites de clinopyroxène a été observé.

13-2 LES HAWAIIITES

Elles constituent les laves du sommet principal (Rata Mount) et des coulées qui ont débordé à l'Ouest, au Nord et au Sud de Dikome Balue. En certains endroits, elles ne recouvrent pas les basaltes à olivine récents et elles reposent alors, directement sur les basaltes prismés anciens (Lokando, Ndonono, Small Masaka et Bakumba). Les phénocristaux de plagioclase prédominent sur ceux de clinopyroxène et d'olivine (tableau 13-1). La taille des phénocristaux diminue de la base vers le sommet des coulées. Le mode des phénocristaux baisse jusqu'à s'annuler (36 à 0,5 %) dans les faciès aphyriques (Bentenge, Ndonono et Lokando).

Au microscope, les phénocristaux de plagioclase sont disposés parallèlement, matérialisant la fluidalité de la mésostase, tandis que ceux d'olivine et de clinopyroxène sont invariablement disposés de manière quelconque.

Les cristaux millimétriques d'olivine (Fo73-60) totalement ou partiellement altérés en iddingsite sont inclus dans ceux de clinopyroxène et de plagioclase ou sont disséminés dans la mésostase. Ils renferment des inclusions d'oxyde et d'apatite. Leur abondance atteint rarement 3 % de la roche.

Les phénocristaux de clinopyroxène montrent un zonage aussi complexe que celui décrit dans les basaltes. Ils sont plus nombreux (5 % du mode) que ceux d'olivine. Ils ont une composition qui correspond à la limite entre salite et augite calcique (Wo46-44, En38-40, Fs16) riche en titane ($TiO_2 = 2$ à 3 %) qui évolue vers les augites (Wo42-39, En41-38, Fs17-23) à leur périphérie. Certains phénocristaux sont accolés en synneusis ou associés en amas irréguliers. Les microlites (37 à 14 %) ne dépassent pas 200 μ m.

Le plagioclase est prépondérant tant en phénocristaux (29 %) qu'en microlites (55 %). Il a une composition étalée, des phénocristaux de bytownite An79 aux microlites de labrador sodique An50. Dans certains faciès (base du Rata Mount), les phénocristaux de plagioclase atteignent 6 cm de long sur 1 de large. Ils montrent souvent des zonations complexes (en couronnes et en taches). Les coeurs des cristaux sont parfois criblés d'inclusions d'oxydes ou de verre cristallisé. Les individus précoces sont englobés ou moulés par le clinopyroxène.

Les oxydes (titanomagnétite et ilménite) sont inclus dans les cristaux d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase ou disséminés dans la mésostase. Les phénocristaux d'oxydes sont isolés ou groupés en amas.

L'apatite est accessoire, mais précoce (inclusions dans l'olivine, le clinopyroxène et le plagioclase).

13-3 CONCLUSION SUR LES BASALTES ET LES HAWAIIITES

Les basaltes de l'association volcanique supérieure ne présentent pas de faciès basanitiques. Ces basaltes et les hawaiiites associées ont des assemblages minéralogiques et des ordres de cristallisation semblables à ceux des laves de la première phase volcanique et se rangent dans le groupe des laves alcalines.

Tableau 13-1a : Analyses modales des roches de l'association volcanique supérieure (basaltes et hawaïtes)

Ech. N°	NK19	NK21	CN37	NK34	NK8	NK25	NK4	NK45	CN36	NK49
Olivine	11,5	9,1	6,2	2,8	1,2	0,6	0,4	0,4	0,3	-
Cpx	1,5	6,4	11,5	2,5	4,8	5,2	tr	0,6	tr	0,5
Oxydes	-	1,0	0,3	0,6	1,0	2,0	0,3	0,3	0,3	4,1
Plagioclase	-	1,4	0,3	16,6	28,8	8,0	21,0	33,9	-	-
Total ph.	13,0	17,9	18,3	22,5	35,8	15,8	21,7	35,2	0,6	4,6
Cpx	40,8	22,4	11,6	14,9	14,2	35,0	20,0	18,0	25,7	37,1
Oxydes	23,4	23,5	19,5	7,2	22,4	18,6	27,4	14,0	19,8	10,6
Plagioclase	22,8	34,8	19,5	55,2	27,2	30,5	30,3	28,8	52,0	47,7
Apatite	-	-	-	0,1	-	tr	tr	0,1	-	tr
Verre/Pâte	-	1,4	31,2	-	0,3	-	0,5	4,0	2,1	-
To. plites	87,0	82,1	81,8	77,4	64,1	84,0	78,2	64,9	99,6	95,4
To. Fe-Mg	53,8	37,9	29,3	20,2	20,2	40,8	20,4	19,0	26,0	37,6
Col.	77,2	62,4	49,0	28,2	43,7	61,5	48,2	33,3	45,9	52,3
	!	basaltes	!			hawaïtes				!
	!	alcalins	!							!

Tableau 13-1b : Analyses modales des roches de l'association volcanique supérieure (benmoréites, trachytes, phonolites et rhyolites).

Ech. N°	CN35	NK26	CN25	CN27	CN40	CN30	NK61	CN44	CN43	CN45	NK57
Olivine	3,0	-	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-
Cpx	-	0,5	0,2	-	-	-	-	1,8	0,2	0,2	-
Amph.	2,8	-	-	-	0,4	-	-	4,0	1,5	3,6	-
Biotite	2,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Oxydes	1,7	0,3	6,0	-	0,2	0,8	-	0,5	-	0,4	-
Plagio.	21,6	8,0	6,3	-	-	-	-	-	-	-	-
Fk.	9,1	11,9	3,3	-	43,4	24,4	0,2	27,3	4,3	10,0	6,2
Néphéline	-	-	-	-	-	-	-	n.d.	0,3	3,4	-
Analcime	-	-	-	-	-	-	-	-	30,4	-	-
Apatite	0,9	tr	tr	-	tr	tr	-	tr	tr	0,2	-
Quartz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,7
Total ph.	39,8	20,7	16,3	0,0	44,0	25,2	0,2	33,6	36,7	17,8	10,9
Cpx	-	25,5	10,2	-	16,8	0,2	33,3	19,2	15,9	18,8	-
Oxydes	5,6	5,2	9,5	20,0	7,6	9,3	7,6	8,7	5,3	6,0	11,7
Plagio.	23,4	23,9	38,8	n.d.	-	-	-	-	-	-	-
FK.	28,5	24,7	25,2	76,3	29,5	3,6	-	5,5	42,0	56,6	-
Zircon	0,8	-	-	-	tr	tr	-	-	-	-	-
Verre/Pâte	-	-	-	3,7	2,1	61,8	58,9	33,0	-	0,8	77,4
To. plites	58,3	79,3	83,7	100	56,0	74,9	99,8	66,4	63,2	82,2	89,1
To. Fe-Mg	8,4	26,0	10,9	0,0	17,2	0,2	33,3	25,0	17,6	22,6	0,0
Col.	27,4	31,5	26,4	20,0	25,0	10,2	40,9	34,2	23,0	29,2	11,7
To. Felds.	72,6	68,5	73,6	76,3	72,9	28,0	0,2	32,8	46,3	66,6	6,2
			!				!				!
		benmoréites	!		trachytes		!	phonolites			rhyo- lite

Comptage sur 2500 points par échantillon. Résultats en %.

To. Fe-Mg. signifie total des minéraux ferromagnésiens.
Col. signifie indice de coloration
To. Felds. signifie total des feldspaths

13-4 LES BENMORÉITES

Dans les benmoréites aphyriques ou porphyriques, les feldspaths alcalins prédominent sur le plagioclase acide. Les cristaux des minéraux ferromagnésiens sont peu nombreux. L'assemblage minéralogique est constitué d'olivine, augite, plagioclase, anorthose, sanidine et oxydes. L'apatite est accessoire. Les modes des divers minéraux varient d'un échantillon à l'autre (tableau 13-1). Ces benmoréites diffèrent de celles de l'association sous-jacente par la présence de la kaersutite en voie de déstabilisation et remplacée par la titanomagnétite et l'augite.

De rares cristaux d'olivine (0,5 %) disséminés dans la roche ont au plus 0,5 mm de côté.

Les individus d'augite ont des dimensions semblables ou inférieures à celles des cristaux d'olivine.

Les cristaux de plagioclase (An22, Ab71, Or7), moins grands et moins nombreux (8 %) que dans les hawaïites, sont parfois supplantés par l'anorthose (An5, Ab67, Or28) et la sanidine qui occupent jusqu'à 40 % du volume de la lave.

Les oxydes apparaissent rarement en phénocristaux, ses cristallites s'assemblent avec les microlites de plagioclase et de feldspath alcalin de la mésostase où sont éparpillés des cristaux d'apatite.

Il existe aussi un faciès de benmoréite à kaersutite et biotite qui ne contient pas de pyroxène. La kaersutite est alors saine. Ses cristaux mesurent 0,8 x 0,3 cm et occupent 2,8 % du volume de la roche. La biotite brune riche en titane (6,5 %) et moyennement riche en alumine (14,5 %) apparaît en cristaux automorphes (2,6 % du mode, tableau 13-1) de taille semblable à celle des individus de kaersutite. Ils subissent un début d'altération centripète en oxydes et chlorite. Le zircon et l'apatite (0,8 et 0,9 % du mode, respectivement) sont accessoires dans la roche. Les cristaux de zircon limpides et automorphes atteignant souvent 0,5 mm de côté. Ils sont disséminés dans la mésostase ou inclus dans les phénocristaux de plagioclase, d'anorthose et d'oxydes.

13-5 LES TRACHYTES

Deux faciès de trachytes sont distingués du fait de la présence ou non des minéraux ferromagnésiens : les trachytes à kaersutite et les trachytes leucocrates.

13-5-1 Les trachytes à kaersutite

Les trachytes à kaersutite comportent un éventail minéralogique simple. Il s'agit des feldspaths (alcalins et calcosodiques), de l'amphibole (kaersutite), du clinopyroxène et, accessoirement, de l'apatite et des minéraux opaques. Leur texture microlitique porphyrique s'accompagne parfois d'une fluidalité matérialisée par les microlites de feldspath. Les caractéristiques essentielles de ces roches sont :

- la présence de phénocristaux de kaersutite partiellement ou totalement transformés en clinopyroxène et oxydes ;
- l'absence de phénocristaux de clinopyroxène ayant cristallisés précocement.

Les feldspaths occupent le plus grand volume de la roche (70 % modal). Les phénocristaux, très abondants (45 %) dans les échantillons sans fluidalité apparente, ne constituent que 2 à 5 % dans les faciès microlitiques fluidaux. Les sections de sanidine à coeur d'anorthose, aux contours indentés, montrent des formes variées (rectangulaire, subcarrée, courbe et même amiboïdale, squelettique ou poreuse). Le plagioclase, en plages (1 mm de ϕ) poecilolitiques englobant du clinopyroxène et des oxydes, s'entoure d'une couronne de sanidine d'épaisseur variable (0,05 μ m à 1 mm). Les microlites de feldspath, lorsqu'ils sont orientés suivant une même direction, montrent la fluidalité due à l'écoulement du magma. Ils ont une composition d'anorthose potassique ou de sanidine pure et mesurent 0,5 mm à quelques μ m de long. La plupart des cristaux sont mâclés Carlsbad.

L'amphibole est une kaersutite partiellement ou entièrement transformée en clinopyroxène et titanomagnétite (fig. 13-2). Les parties centrales encore saines sont large-

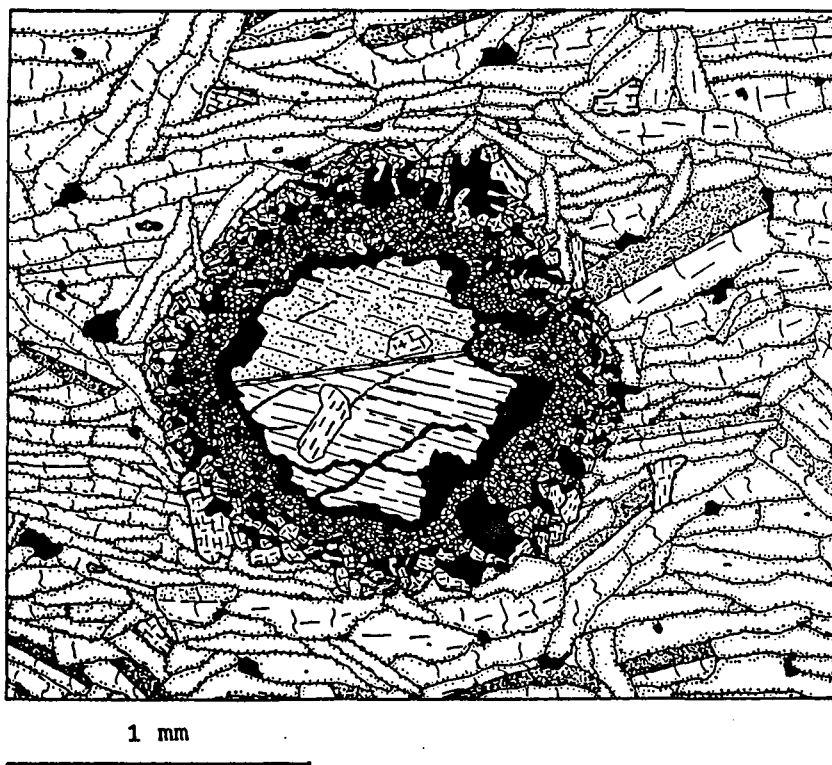


Fig. 13-2 : Texture microlitique porphyrique et fluidale des trachytes à kaersutite coronitique d'Eta Stone.



Fig. 13-3 : Texture ignimbritique de la rhyolite rubefiée à l'Ouest de Dikome Balue.

ment pléochroïques du brun clair au brun rouge sombre. Le clivage y est fin et régulier. Dans la plupart des cas, les parties centrales en voie de déstabilisation s'assombrissent et les clivages élargis se remplissent de matériaux opaques. Ces substances, différentes des oxydes car comportant plus de 30% de SiO₂, forment aussi une couronne continue autour de la kaersutite et l'isolent des granules de clinopyroxène et de titanomagnétite de la couronne externe. Elles constituent une phase intermédiaire entre la kaersutite d'une part, et les produits finaux de la transformation d'autre part. L'épaisseur de la couronne opaque varie de quelques dizaines de microns à 0.5 mm. A certains endroits, il ne subsiste plus de kaersutite saine et le composé intermédiaire simule un noyau central. Au stade de transformation extrême, des granules de clinopyroxène et de titanomagnétite occupent le site de la kaersutite disparue. Comme ces cristaux secondaires respectent les contours du minéral-parent, les formes et les dimensions initiales peuvent être estimées, aisément. Des sections aciculaires (1 x 0.1 à 2 x 0.4 mm) ou trapues (2 x 1 à 1 x 1 mm) sont fréquentes. L'apatite s'y trouve en inclusion. Les cristaux de kaersutite, généralement isolés les uns des autres, peuvent aussi s'associer en croix de St-Antoine ou de St-André (planche 7, photo 5).

Des salites et ferrosalites, au léger pléochroïsme dans les verts clairs, représentent les clinopyroxènes. Deux populations peuvent être distinguées sur la base des relations texturales.

- La première, issue de la transformation de la kaersutite, forme des auréoles autour des cristaux-parents ou des agrégats aux endroits antérieurement occupés par ces derniers. Les cristaux sont toujours associés à la titanomagnétite cogenétique. Au niveau des auréoles, les grains de salite sont de plus en plus automorphes au contact de la phase opaque intermédiaire vers la périphérie.

- La deuxième population de clinopyroxène, de loin la plus abondante, correspond aux microlites disséminés dans la mésostase. Isolés les uns des autres, ils présentent des caractères optiques et chimiques semblables à ceux issus de la transformation de la kaersutite. Ils mesurent en moyenne 0.25 x 0.10 mm, avec un angle d'extinction par rapport à l'allongement des cristaux de 42°. Les inclusions de titanomagnétite y sont fréquentes.

Les oxydes (8 % modal) apparaissent en phénocristaux et surtout en microlites. Les phénocristaux de forme carrée, rectangulaire ou plus complexe mesurent en moyenne 0.4 mm de côté. Les microlites de titanomagnétite, comme ceux de salite, dérivent de la transformation de la kaersutite ou cristallisent à partir du magma. Leur petite taille (0.05 mm) leur permet de constituer des inclusions dans des microlites de clinopyroxène. La plupart des cristaux sont automorphes et montrent des sections carrées ou rectangulaires.

Des cristaux d'apatite automorphes (1.5 x 0.4 à 0.5 x 0.05 mm) sont englobés par la salite, les feldspaths, la titanomagnétite et la kaersutite. D'autres sont éparpillés dans la mésostase. Leur proportion dans la roche reste faible (< à 0,5% modaux).

13-5-2 Les trachytes leucocrates

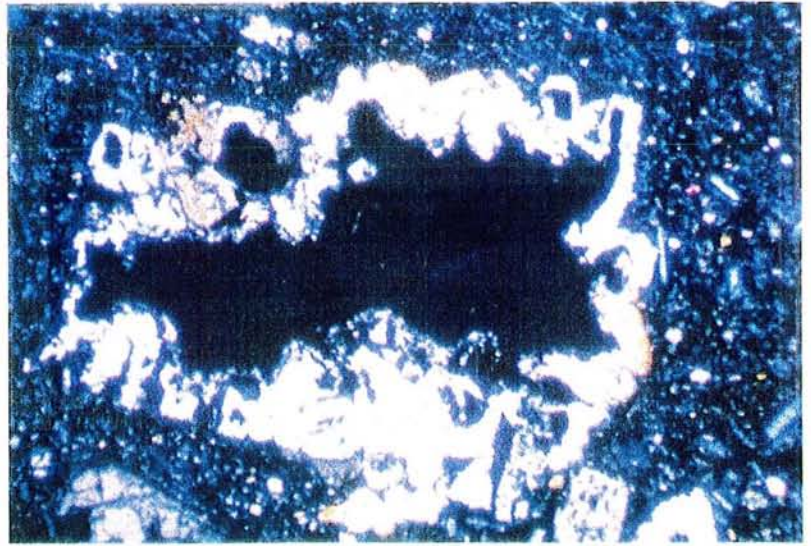
Ils sont constitués uniquement de cristaux de sanidine et d'anorthose. Ils présentent une texture microlitique porphyrique ou non (tableau 13-1), trachytique ou quelconque. Dans certains échantillons, des cristallites de titanomagnétite sont éparpillés dans la mésostase ou inclus dans les feldspaths.

Planche 7 : 1 - phonolite hyperalkaline où l'aenigmatite, l'aegyryne et l'arfvedsonite forment fréquemment une couronne autour de la néphéline ; 2 - rhyolite hyperalkaline à aenigmatite (sombre), arfvedsonite bleu et à aegyryne (verte) ; 3 - orthopyroxène et sa couronne d'olivine et salite ; 4 - disposition en croix des cristaux de kaersutite des trachytes ; 5 - complexe anorthose-plagioclase-anorthose-néphéline des phonolites. Chaque photo mesure 3 x 1,8 mm. Les photos 3 et 4 sont prises en lumière analysée et les autres, en lumière naturelle. En outre, les photos 3, 4 et 5 sont en fausses couleurs (filtre bleu).

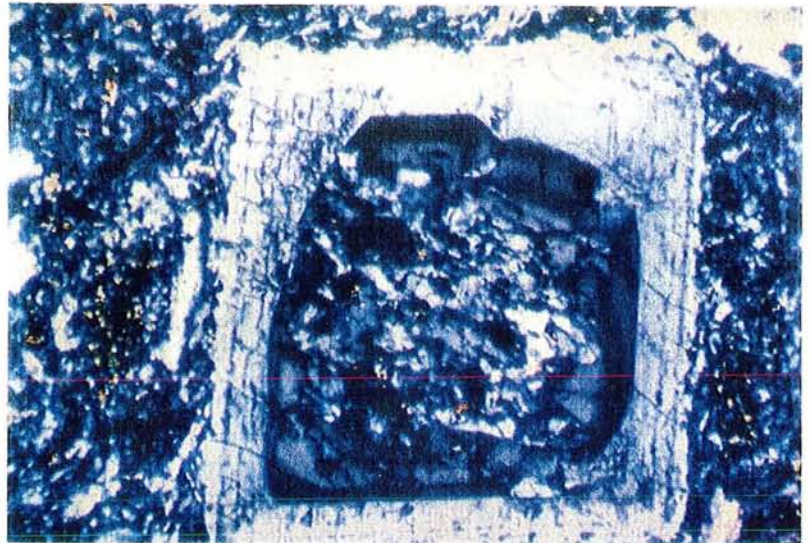
Planche 7



1



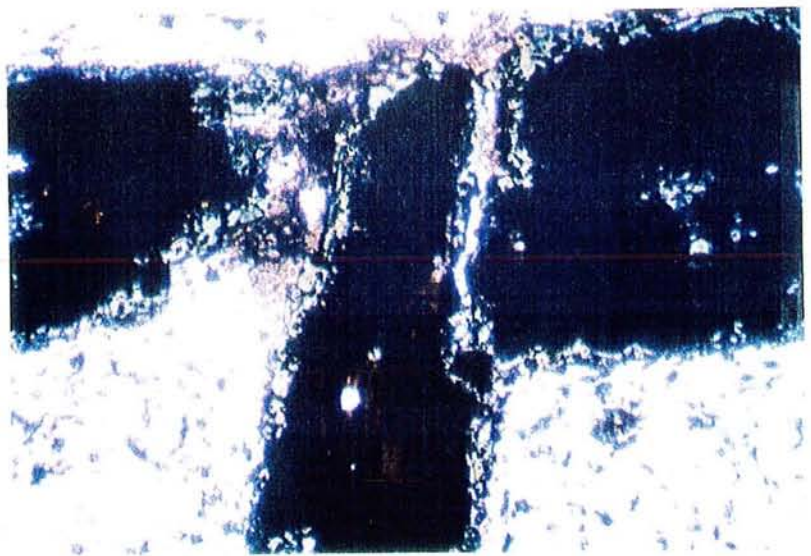
3



4



2



5

Des trachytes leucocrates bréchiques résultant de l'effondrement de la partie centrale du volcan principal affleurent à la base de la falaise à l'Ouest du Rata Mount. Il s'agit de fragments centimétriques à millimétriques de trachyte leucocrate aphyrique et fluidal pris dans un fin ciment de même nature. Les fragments ont des angles arrondis. Leurs cristaux de sanidine mesurent $0,1 \times 0,05$ mm.

13-6 LES RHYOLITES

13-6-1 La rhyolite rubefiée

Des chapelets d'oxydes de fer et de microcristaux de quartz confèrent une texture ignimbritique (fig. 13-3) à la rhyolite rubefiée. Ces chapelets dont l'épaisseur varie de 50 à 200 μ m sont souvent séparés par 0,5 à 5 mm de fine mésostase fluidale dans laquelle baignent des phénocristaux millimétriques de sanidine intensément craquelés.

13-6-2 Les rhyolites blanches

Le faciès de rhyolite blanche constitue des sommets près de Narendi et aux environs de Diboki Balue. La roche est essentiellement constituée de baguettes de sanidine disposées selon une fluidalité ou non. Le quartz apparaît rarement en grain individualisé dans la mésostase généralement vitreuse. Les cristaux de titanomagnétite ont une répartition semblable à celle du même minéral dans les trachytes leucocrates. Les rhyolites leucocrates se distinguent des trachytes leucocrates par l'abondance de la silice à l'analyse chimique, si le quartz modal n'est pas exprimé.

13-7 LES PHONOLITES

Dans l'association volcanique supérieure des Monts Roumpi, deux pitons phonolitiques (Funga hill et Gum hill près de Bonji) représentent l'un des pôles des laves les plus évoluées. L'examen microscopique de ces phonolites montre des feldspaths alcalins (sanidine et anorthose), de la néphéline ou de l'analcime, de la titanomagnétite, de l'augite, de la kaersutite et du verre, tous organisés dans des textures microlitiques porphyriques fluidales ou non. L'apatite est accessoire, les carbonates sont secondaires. Les textures sont semblables à celles observées dans les trachytes à kaersutite et seules les différences suivantes ont été relevées :

- dans les phonolites non fluidales, les minéraux ont des contours très indentés et montrent une extinction roulante typique des réseaux cristallins déformés. Ainsi, il est difficile de distinguer la sanidine de la néphéline qui est devenue anormalement biaxe. Même les cristaux de néphéline inclus dans ceux de sanidine ou de plagioclase (planche 7, photo 4) n'ont pas échappé à cette anomalie.

- dans les phonolites à mésostase fluidale, les minéraux ont une extinction régulière. Les phénocristaux de sanidine sont disposés parallèlement à la fluidalité. La roche apparaît tachetée par de nombreuses plages d'analcime xénomorphes. Dans ces plages millimétriques à centimétriques, les formes initiales des cristaux de sanidine pseudomorphosés sont encore perceptibles. Quelques fois, il en subsiste des plages saines au contours irréguliers. Les cristaux d'augite, de titanomagnétite et d'apatite ne sont pas affectés. L'analcime est occasionnellement associée aux carbonates.

Des enclaves de clinopyroxénites sont séparées de la lave par des couronnes d'augite et de titanomagnétite semblables à celles observées autour des cristaux de kaersutite. Le clinopyroxène de l'enclave est un diopside presque incolore ; il est maclé selon le plan 100 et zoné en taches et en couronnes. Certains cristaux millimétriques de diopside comportent des inclusions (0,2 mm) de kaersutite zonée en sablier (fig. 13-4).

13-8 CONCLUSION SUR LES LAVES EVOLUEES

L'olivine cristallise dans les basaltes, les hawaiiites et les benmoréites et dans quelques échantillons de trachytes où elle est complètement altérée et remplacée par

des carbonates. Un échantillon de benmoréite contient de la biotite, de la titanomagnétite, et de la kaersutite sans auréole d'augite et d'oxydes. Dans d'autres benmoréites, certains trachytes et dans toutes les phonolites, la biotite n'a pas été observée. La kaersutite y est plus ou moins déstabilisée et recristallisée en augite et titanomagnétite. L'augite est tardive et constitue rarement des phénocristaux (tableau 13-1). D'autres trachytes et les rhyolites ne comportent aucun minéral ferromagnésien et sont qualifiés de leucocrates. Dans les phonolites, les phénocristaux précoces de néphéline sont englobés par ceux de plagioclase et d'anorthose. Les microtextures permettent de déduire que l'analcime résulte d'une pseudomorphose des feldspaths sous l'effet de fluides tardifs. La constitution minéralogique des roches felsiques ne montre pas de faciès hyperalcalins, néanmoins il existe des roches sous- ou sursaturées en silice.

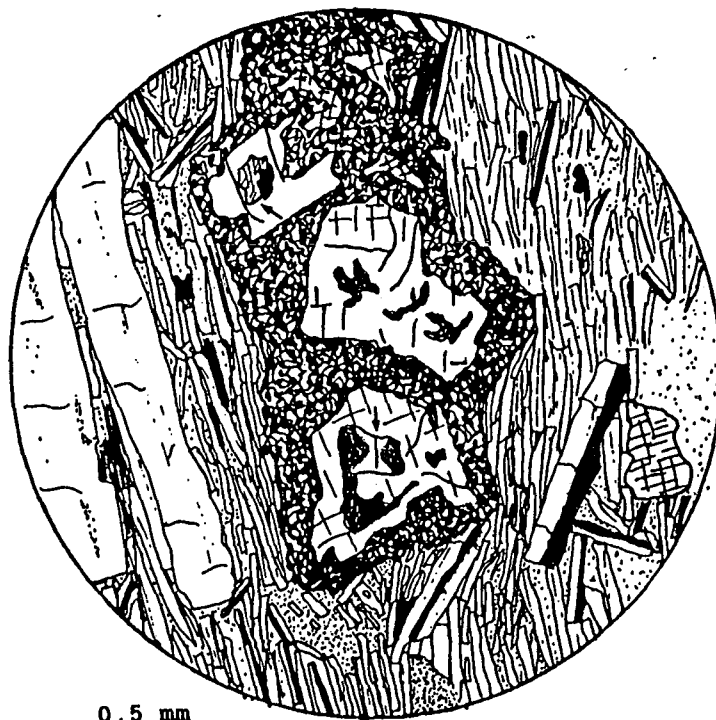
14 CONCLUSION SUR LA PETROGRAPHIE DE L'ENSEMBLE DES LAVES DES MONTS ROMPI

Dans les deux suites volcaniques décrites, le mode du plagioclase diminue des basaltes aux rhyolites. L'anorthose commence à cristalliser dans les hawaïtes et devient abondante dans les rhyolites et les phonolites où, par zonation progressive, elle est enrobée par la sanidine. Les oxydes sont omniprésents dans tous les faciès pétrographiques et sont surtout abondants dans les basaltes ankaramitiques et les hawaïtes. Des olivines fortement magnésiennes et la salite abondent dans les basanites et les basaltes ; les hawaïtes et les benmoréites renferment de l'olivine et de l'augite calcique ou de l'hedenbergite. A partir des benmoréites, les deux suites évoluent différemment :

- Les trachytes de l'association volcanique inférieure sont à olivine ferrique (fayalite), hedenbergite-aegyrine, aenigmatite et parfois arfvedsonite ou biotite. Les rhyolites et phonolites contiennent de l'arfvedsonite, de l'aenigmatite et de l'aegyrine.

- Des benmoréites à biotite et kaersutite, des phonolites et trachytes où l'augite et la titanomagnétite cristallisent aux dépens de la kaersutite, et enfin des trachytes et des rhyolites leucocrates appartiennent à l'association volcanique supérieure.

La suite alcaline précoce a donc évolué vers une composition hyperalcaline et la suite tardive a conservé son caractère alcalin originel (tableau 14-1 et 2).



0,5 mm

Fig. 13-4 : Enclave de clinopyroxénite à inclusion de kaersutite zonée en sablier (flèche) dans un diopside. La roche hôte est une phonolite à analcime, à texture microlitique porphyrique et fluidale.

Tableau 14-1 : Résumé de la pétrographie des laves de la première séquence volcanique

ROCHES (textures)	MINÉRAUX	PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DES CRISTAUX
Basanites et basaltes alcalins à olivine <i>microlitique</i> <i>porphyrique parfois</i> <i>fluidale</i>	- 15 à 27 % d'olivine (Fo ₅₃₋₆₂) - 0 à 1,5 % de phénocristaux de salite Wo ₄₉₋₄₈ En ₃₇₋₄₂ Fs ₁₄₋₁₂ , 2 à 3,5 % TiO ₂ 37 à 18 % de microlites de salite - microlites de Fe-Ti oxydes (15 à 19 %) labrador-andésine (An ₆₀₋₃₈ , 24 à 44 %) - 10 à 27 % de verre	- olivine squelettique, altération en phyllites (bowlingite ?) - automorphes à inclusions d'olivine et d'opaques, maclés 100, cristaux à coeur vert. xénocrystal de quartz.
Basaltes ankaramitiques <i>microlitique</i> <i>porphyrique parfois</i> <i>fluidale</i>	- 0 à 9 % d'olivine (Fo ₇₆₋₆₅) - 12 à 19 % de phénocristaux de salite Wo ₄₈₋₄₁ En ₃₇₋₄₂ Fs ₁₅₋₁₇ , - 1,6 à 6 % de phénocristaux de labrador andésine (An ₆₃₋₃₅) - 0 à 4 % de phénocristaux de Ti-magnétite - microlites de salite, Ti-magnétite, plagioclase, apatite et 4 à 30 % de verre	- squelettiques ou automorphes altération en iddingsite - automorphes à inclusions vitreuses, d'olivine et d'apatite, zonation en sablier ou convolute - zonés - moulé par l'olivine, inclus dans la salite - xénocristaux de quartz, bronzite, feldspath alcalin et enclaves ultrabasiques (ol+cpx)
Hawaïites <i>microlitique</i> <i>porphyrique parfois</i> <i>fluidale ou</i> <i>doléritique</i>	- 4 à 0 % d'olivine (Fo ?) - 8 à 0,5 % de phénocristaux de salite ou augite calcique Wo ₄₇₋₄₃ En ₃₅₋₄₃ Fs ₁₈₋₁₄ - 4,5 à 0,5 % de phénocristaux d'oxydes - 32 à 2 % de phénocristaux de bytownite andésine (An ₇₂₋₂₅) - microlites (cpx, pl, ap, ilm, Ti-mgtite)	- altérés et remplacés par des carbonates, inclusions d'oxydes et d'apatite - automorphes, maclés 100, zonés en sablier synneusis imparfait, inclusions (oxy + apa) - essentiel des phénocristaux, fortement zonés en taches et en couronnes, synneusis imparfait, inclusions d'oxydes
Benmoréites <i>aphyriques</i>	- Ti-magnétite - salite à augite calcique - anorthose-sanidine - verre	
Benmoréites <i>porphyriques</i>	* faciès à anorthose et hématite - 50 % d'anorthose-sanidine - 50 % de Ti-magnétite + salite + hématite * faciès à olivine, - 1-2 % d'olivine Fo ₄₇₋₁₈ - 1-2 % de phénocristaux de salite-augite calcique (Wo ₄₆₋₄₃). - mésostase de cpx, ox, Fk et verre	- olivines à inclusions d'oxydes et d'apatite, parfois altérées en iddingsite ou remplacées par des zéolites et des carbonates

Tableau 14-1 (suite et fin) :

!-----! !-----! !-----!		
! Trachytes	* faciès à biotite et olivine	
! (tous à aenigmatite)	- 1-2 % Fe-olivines Poss-ss	- automorphes à couronne d'annite
!	- 3-4 % hédénbergite - aegyrine	- fortement zoné
! porphyrique	- 1 à 1,5 % d'aenigmatite en phénocristaux	
! tourbillonnaire	- 1-2 % d'annite riche en ferriannite	- micas zoné à inclusion de Ti-mgtite
!		- et apatite, accolé à l'aenigmatite
!	- 17 à 23 % anorthose-sanidine	- inclusion de cpx, ap, aenig et ol.
!		- enclaves de trachytes à kaersutite
!		- et biotite, de gabbros
!-----! !-----! !-----!		
! ou aphyrique	* faciès sans biotite, ni olivine	
!-----! !-----! !-----!		
! Phonolites	- 2,5 % de phénocristaux de Feldspath alcalin	- automorphes, entourés d'aenig + arfv + aeg
!	- 3 à 8 % de phénocristaux de néphéline	- automorphes, entourés d'aenig + arfv + aeg
! porhyrique	- 8 à 3 % de noséane/sodalite	- automorphes, entourés d'aenig + arfv + aeg
!	- 15 % de microlites d'aegyrine	- effilochés, en rosettes autour des minéraux
!	- 8-7 % de microlites d'arfvedsonite	- imbriqués à l'aegyrine felsiques
!	- 13 à 7 % de microlites d'aenigmatite	- imbriqués à l'aegyrine et l'arfvedsonite
!	- du verre à analcime	- discrets, mis en évidence aux rayons X
!-----! !-----! !-----!		
! Rhyolites	- 10 % de phénocristaux d'anorthose - sanidine	- inclusions d'aenig + arfv + aeg + apatite
!	- 1 % de phénocristaux d'aegyrine	- fréquemment inclus dans l'arfvedsonite
! porphyriques	- 1 % de phénocristaux d'arfvedsonite	- poéclitiques incluant aenig + aeg + Fk + ol
!	- traces de Fe-olivines	- altérés et remplacés par des carbonates
!	- traces de tchevkinite	- souvent inclus dans l'arfvedsonite
!	- mésostase à aeg + aenig + arvf + Fk + SiO ₂ + apatite	
!-----! !-----! !-----!		

Tableau 14-2 : Résumé de la pétrographie des laves de la deuxième séquence volcanique

ROCHES (textures)	MINÉRAUX	PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES DES CRISTAUX
Basaltes alcalins	- 9 à 11 % d'olivine Fo80-81 - 1 à 7 % de phénocristaux de salite	- automorphes - automorphes, maclés, zonés en sablier,
porphyriques	Wo49-48 En34-42 Fs17-12 - 1,5 % labrador Anes-80 - 1 % Titanomagnétite - mésostase à salite-augite calcique + oxyde + andésine An52-30 + verre	- inclusions d'oxyde + apatite + plagioclase - inclusions d'oxydes
Hawaïites	- 3 à 0,5 % d'olivine Fo73-60 - 5 à 0,5 % de salite ayant 2-3 % TiO ₂	- inclus dans la salite ou le plagioclase - inclusion d'olivine, synneusis, macle
porphyriques	Wo46-44 En38-40 Fs16 à bord d'augite calcique Wo42-39 En41-38 Fs17-23 - 8 à 34 % de phénocristaux de labrador An79-70 - mésostase à salite-augite, ilménite, magnétite, andésine, apatite et du verre	- parfois 6 x 1 cm, zonation complexe, inclusion d'oxyde et verre cristallisé parfois moulés par la salite
Benmoréites	- 0,5 à 3 % d'olivine - 0,5 % de phénocristaux d'augite calcique	- altérés - automorphes, zonés
porphyriques	- 3 % de phénocristaux de kaersutite - 3 % de phénocristaux de biotite riche en fluor (2 à 4 wt%) et titane (5 à 6,5 wt%) - 2 à 6 % de phénocristaux d'oxydes - 22 à 6 % de phénocristaux de plagioclase - 19 à 3 % de phénocristaux de feldspath alcalin - mésostase à augite + oxydes + plagioclase + anorthose-sanidine + 1 % de zircon	- dans le faciès sans pyroxène, maclés, zonés - associés à la kaersutite, automorphes, gaine opaque - automorphes, zonés - automorphes, zonés, inclusions d'oxydes
les faciès aphyriques ne comportent ni la biotite, ni la kaersutite		
Trachytes à kaersutite	(absence de clinopyroxène précoce par rapport à la kaersutite) - 44 % de phénocristaux d'anorthose - 0,5 % de phénocristaux d'oxydes - 0,5 % de phénocristaux de kaersutite - traces de phénocristaux d'apatite - mésostase à hedenbergite + anorthose-sanidine + oxyde + pâte + zircon	- automorphe ou en couronnes autour du plagioclase - en voie de déstabilisation en cpx + ox + Fk - automorphes
Trachytes leucocrates	- 25 % de phénocristaux d'anorthose - 1 % de phénocristaux d'oxydes - mésostase à cpx + oxydes + sanidine + beaucoup de pâte (62 %)	- disséminés dans la mésostase
porphyriques ou leucocrates		
Phonolites	- 0,2 à 2 % de phénocristaux de salite-ferrosalite - 1,5 à 4 % de phénocristaux de kaersutite - 0,5 % d'oxydes - 4 à 27 % de phénocristaux d'anorthose-sanidine - 4 % de néphéline - 30 % d'analcime - mésostase à salite-ferrosalite + oxydes + anorthose-sanidine + néphéline ± verre	- en voie déstabilisation en cpx + oxydes + Fk - limpides, rares inclusions d'apatite - inclus dans l'anorthose ou le plagioclase - dans le faciès sans néphéline, taches irrégulières, pseudomorphes des feldspaths alc.
porphyriques		
Rhyolites rubéfiées	texture ignimbritique avec 6 % de phénocristaux d'anorthose et 5 % de SiO ₂	

MINÉRALOGIE DES ROCHES VOLCANIQUES

INTRODUCTION

Des analyses minéralogiques ponctuelles ont été réalisées à la microsonde électronique automatisée (CAMEBAX) de l'Université de Paris VI (Pierre et Marie Curie). Elles portent sur vingt échantillons qui satisfont aux critères de sélection suivants : (1) Les échantillons ne sont pas altérés et sont représentatifs des faciès pétrographiques des deux suites volcaniques des Monts Roumpi. (2) Leur répartition géographique couvre au mieux la zone étudiée. (3) Ils sont régulièrement échelonnés avec un indice de différenciation variant de 25 à 97.

Les standards utilisés sont des minéraux naturels ou synthétiques. Les conditions analytiques sont spécifiques aux espèces minérales et tiennent compte de leur structure, de leur stabilité sous le faisceau électronique et des éléments recherchés. Les standards et les conditions analytiques seront précisés au début de l'étude de chaque minéral.

Par souci d'homogénéité, les associations volcaniques inférieure (chapitre 15) et supérieure (chapitre 16) (ou première et deuxième séquences volcaniques, respectivement) seront traitées séparément et une étude comparative suivra.

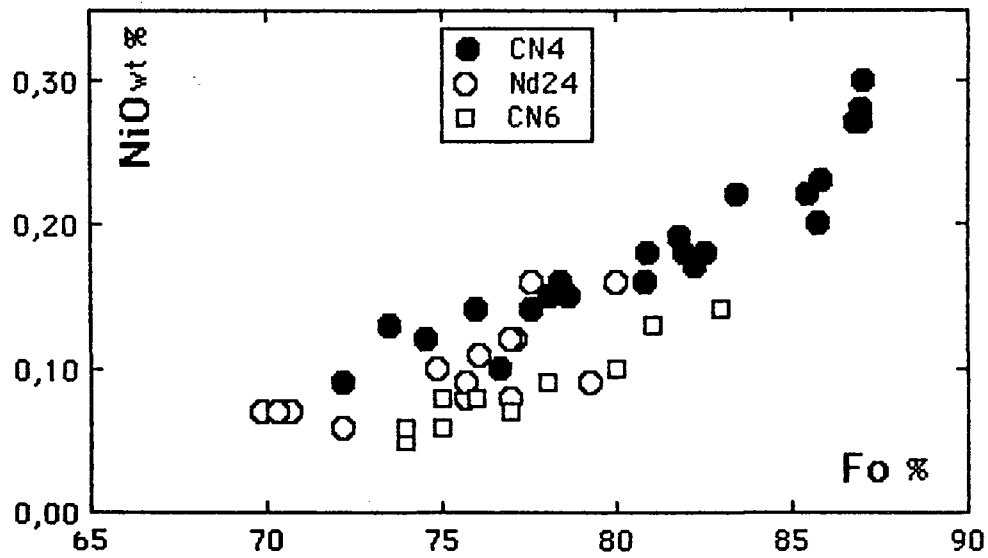


Fig. 15-1 : Variations des teneurs en NiO des olivines des laves basiques en fonction des proportions de forstérite. *Les numéros des échantillons correspondent à ceux des analyses modales et chimiques.*

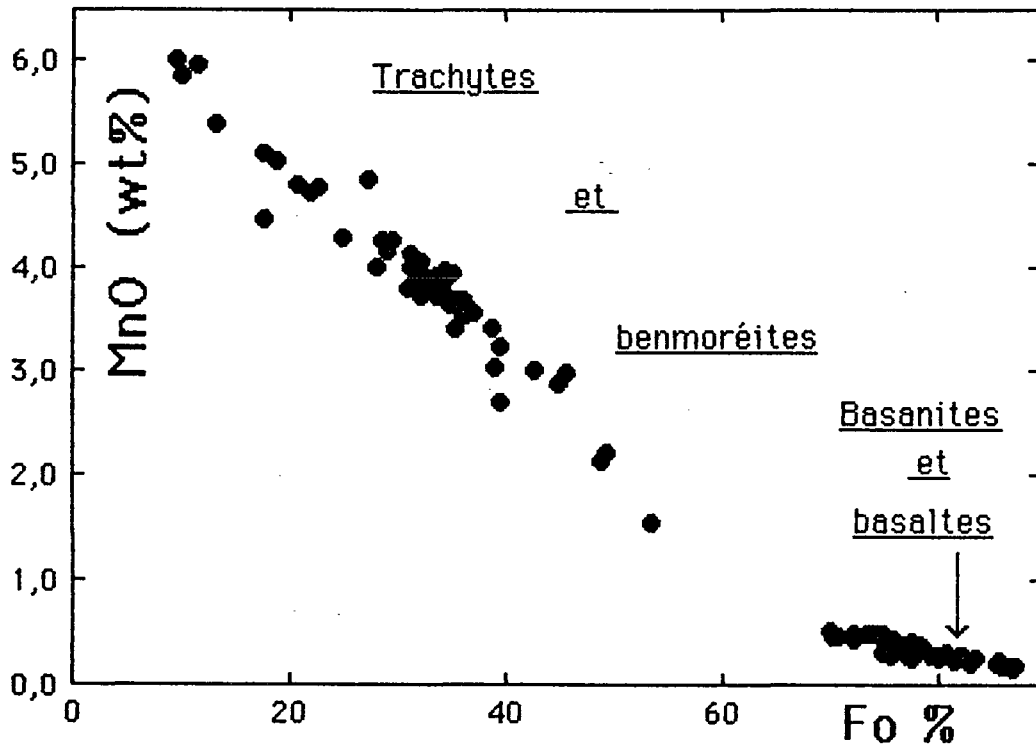


Fig. 15-2 : Variations des teneurs en MnO des olivines des laves de la première séquence volcanique. Il existe une lacune de composition entre les laves basiques et les laves felsiques.

15 ASSOCIATION VOLCANIQUE INFÉRIEURE

Pour l'ensemble des basanites, des basaltes alcalins à olivine, basaltes ankaramitiques, hawaïtes, benmoréites, trachytes, phonolites et rhyolites de cette unité 973 analyses des minéraux ont été effectuées dont 110 d'olivine, 270 de pyroxène, 172 de micas, 60 d'amphibole, 31 d'aenigmatite, 103 d'oxydes, 157 de feldspaths, 48 de néphéline. Des spectres d'alcaline ont été obtenus aux rayons X.

15-1 OLIVINE

15-1-1 Caractères généraux

Elle est plus abondante en volume (27%) que le clinopyroxène (1,5 %) dans les basanites où ses cristaux ont des formes souvent squelettiques. Elle a été analysée avec 20 kV de tension d'accélération et un courant de 40 nA. Des temps d'intégration de 20 secondes ont été appliqués à tous les éléments sauf le silicium à 10 secondes. Les phénocristaux ont des coeurs à Fo87-83 et des bords à Fo78. Les microphénocristaux ont une faible teneur relative en forstérite, Fo82-75 aux coeurs et Fo75-72 aux bords (tableau 15-1). La teneur en forstérite de l'olivine diminue dans les basaltes (Fo80 à Fo70) simultanément avec le mode (9 %). Des teneurs semblables ont été obtenues dans les picrites du Mont Cameroun voisin (Déruelle et al., 1987) et les basaltes ankaramitiques ou non du massif de Nganha dans l'Adamaoua (Nono, 1987). Aucune analyse de l'olivine des hawaïtes n'a été possible à cause de l'altération totale des cristaux observés (4 % du mode). Le mode de l'olivine devient constant et voisin de 2 % dans les benmoréites et les trachytes et les teneurs en forstérite baissent considérablement. Les benmoréites comportent des cristaux automorphes aux bords opaques. Leur composition passe de Fo45 à Fo17 du coeur à la périphérie des cristaux. Des phénocristaux dans les trachytes sont partiellement remplacés par la biotite (cf. pétrographie). Les plages restantes ont une composition variable de Fo54-35 à Fo30-10 entre les centres et les bords des cristaux. Les individus d'olivine de tous les faciès montrent une zonation chimique normale (coeur magnésien et bord ferrique).

L'évolution chimique des olivines avec la différenciation est caractérisée par une diminution des taux de forstérite (fig.15-2). Les variations chimiques se font parallèlement aux variations de couleurs. Incolores dans les basanites et les basaltes, les olivines deviennent de plus en plus intensément jaunes des benmoréites aux trachytes. En même temps, le pléochroïsme apparaît et augmente avec la coloration.

Des éléments mineurs (Ni, Mn, Ca) ont été dosés (tableau 15-2).

15-1-2 Le nickel

Les teneurs en nickel s'élèvent à 0,3 % au coeur des phénocristaux des olivines des basanites et des basaltes alcalins à olivine. Elles baissent vers leurs bordures où des valeurs de 0,1 % sont fréquentes. Les olivines des basaltes ankaramitiques ont des teneurs en NiO (0,15 à 0,05 %). Les valeurs élevées du nickel de l'olivine des basaltes picritiques indiquent une cristallisation à partir d'un magma de composition proche de celle du magma primitif. Le rapport des coefficients de distribution Ni-Mg entre l'olivine et la lave $[KD = (MgO/NiO)_{\text{magma}} / (MgO/NiO)_{\text{olivine}} = 2,3]$ est égale à celui trouvé dans des péridotites (Sato, 1977). Le nickel augmente avec les teneurs en forstérite (fig. 15-1).

Les concentrations en nickel dans l'olivine des benmoréites et des trachytes sont très faibles (< 0,03 %).

15-1-3 Le manganèse

Les teneurs en manganèse des olivines des basanites et des basaltes ankaramitiques (0,15 à 0,50 %) sont proches de celles des ankaramites de Nganha (Nono, 1987) ou des basanites et basaltes alcalins du Mont Cameroun (Déruelle et al., 1987). Elles mon-

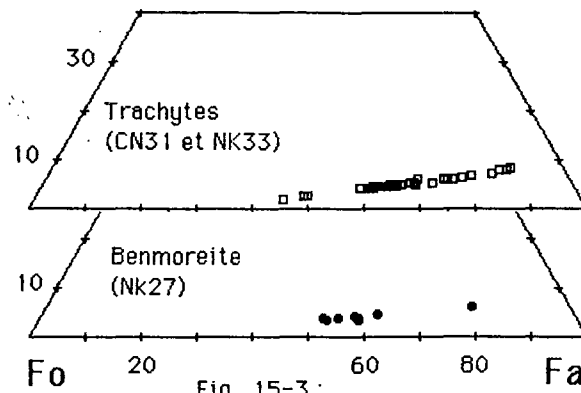


Fig. 15-3 :

Proportions des composants forstérite-fayalite-tephroïte des Fe-olivines des benmoréites et trachytes des Monts Roumpi

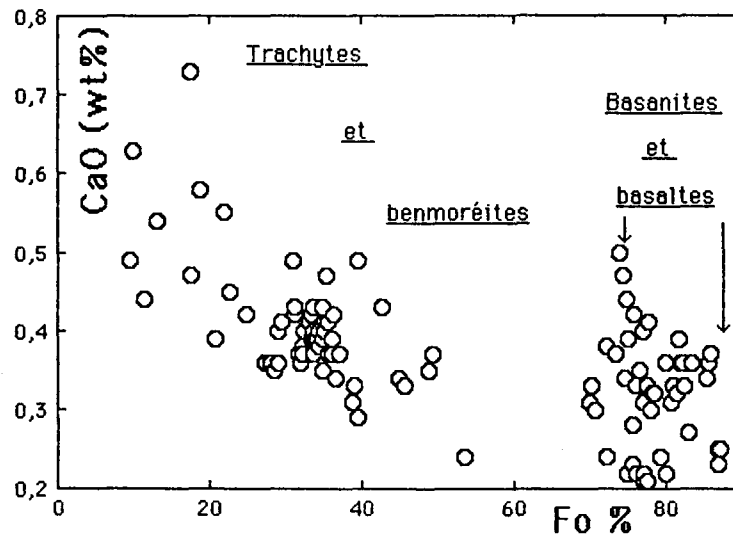


Fig. 15-4 : Variations des teneurs en calcium des olivines des laves de la première séquence volcanique en fonction des proportions de forstérite.

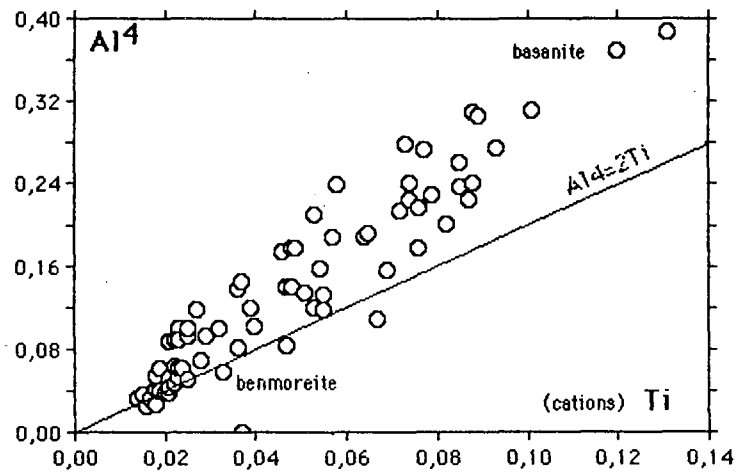


Fig. 15-5 : Clinopyroxène des basanites, basaltes alcalins, hawaïites et benmoréites. Les points situés au-dessus de la droite $Al=2Ti$ forment des solutions solides avec les molécules de tschermakite

Tableau 15 - 1 : Analyses représentatives des olivines des laves basiques de la première séquence volcanique

Sample	CN4mP	Po	CMe	CMB	Po	ND24	CN6									
SiO2	37.45	38.65	36.93	36.97	38.86	38.62	37.30	38.33	39.65	38.32	39.26	39.11	38.81	38.14	38.10	
FeO	16.98	12.51	20.08	21.70	12.30	22.34	26.50	18.71	16.18	22.10	17.45	18.63	20.53	22.68	24.13	
MgO	42.86	46.49	40.14	38.54	46.36	39.16	35.19	41.91	44.11	39.02	42.97	41.48	40.54	38.51	38.33	
CaO	0.39	0.25	0.30	0.33	0.25	0.23	0.33	0.22	0.27	0.42	0.32	0.36	0.41	0.39	0.50	
MnO	0.25	0.17	0.39	0.42	0.17	0.27	0.46	0.25	0.21	0.44	0.24	0.27	0.34	0.44	0.49	
NiO	0.19	0.27	0.15	0.14	0.30	0.08	0.07	0.16	0.14	0.08	0.13	0.10	0.09	0.08	0.06	
Cr2O3	0.05	0.05	0.01	0.02	0.05	0.03	0.01	0.01								
Total	98.5	98.4	98.0	98.1	98.3	100.7	99.9	99.6	100.6	100.4	100.4	100.0	100.7	100.2	101.6	
Si	0.973	0.980	0.977	0.983	0.985	0.998	0.995	0.987	0.997	0.994	0.995	1.001	0.995	0.994	0.986	
Fe	0.369	0.265	0.444	0.483	0.261	0.483	0.591	0.403	0.340	0.480	0.370	0.399	0.440	0.494	0.522	
Mg	1.660	1.757	1.582	1.528	1.751	1.507	1.398	1.608	1.652	1.509	1.623	1.582	1.549	1.496	1.479	
Ca	0.011	0.007	0.009	0.009	0.007	0.006	0.009	0.006	0.008	0.012	0.009	0.010	0.011	0.011	0.014	
Mn	0.006	0.004	0.009	0.009	0.004	0.006	0.010	0.005	0.004	0.010	0.005	0.006	0.007	0.010	0.011	
Ni	0.003	0.001			0.006	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	
Cr	0.001				0.001	0.001										
Total	3.022	3.014	3.021	3.012	3.015	3.003	3.005	3.012	3.004	3.007	3.005	3.000	3.004	3.007	3.013	
Fe %	81.80	86.90	78.10	76.00	87.00	75.70	70.30	80.00	82.90	75.90	81.40	79.90	77.90	75.20	73.90	

Tableau 15 - 1 : Analyses représentatives des olivines des laves felsiques de la première séquence volcanique

Sample	Nk27	P NK33 e	PI	Pb	Pb	mP	CN31	mP	Pb	PI	Pb	Pb	mPo	mPo	P	P
SiO2	33.34	32.6	32.68	32.43	32.12	32.33	32.42	32.45	32	30.17	30.29	31.37	32	32.03	32.74	34.68
FeO	42.16	45.3	50.59	50.76	51.65	51.22	52.24	50.08	48.71	60.31	58.49	56.96	55.22	51.55	47.74	37.59
MgO	20.51	17.39	13.99	14.68	13.1	14.1	12.99	15.9	16.82	3.87	4.71	8.05	9.87	14.41	18.18	25.2
CaO	0.34	0.33	0.43	0.37	0.41	0.42	0.4	0.4	0.42	0.49	0.44	0.58	0.45	0.37	0.31	0.24
MnO	2.87	3.02	4.14	4.05	4.27	4.01	4.15	3.75	3.54	6	5.95	5.03	4.78	3.87	3.42	1.54
NiO							0.02	0.01		0.03	0.02		0.05			0.03
Cr2O3																
Total	99.2	98.6	101.8	102.3	101.6	102.1	102.2	102.6	101.5	100.8	99.9	102.0	102.4	102.2	99.3	98.5
Si	0.986	0.989	0.987	0.975	0.981	0.977	0.984	0.968	0.961	0.988	0.993	0.986	0.989	0.968	0.965	1.017
Fe	1.042	1.149	1.277	1.277	1.319	1.295	1.325	1.249	1.223	1.650	1.603	1.497	1.427	1.303	1.177	0.899
Mg	0.904	0.786	0.629	0.658	0.596	0.635	0.587	0.707	0.752	0.189	0.230	0.377	0.454	0.649	0.798	1.074
Ca	0.011	0.011	0.014	0.012	0.013	0.014	0.013	0.013	0.014	0.017	0.015	0.020	0.015	0.012	0.010	0.007
Mn	0.072	0.078	0.106	0.103	0.110	0.103	0.107	0.095	0.090	0.167	0.165	0.134	0.125	0.099	0.085	0.037
Ni										0.001	0.001					0.001
Cr																
Total	3.015	3.013	3.013	3.025	3.019	3.024	3.016	3.032	3.040	3.012	3.007	3.014	3.010	3.031	3.035	2.983
Fe	44.80	39.05	31.26	32.29	29.43	31.23	29.07	34.47	36.42	9.42	11.51	18.77	22.63	31.64	38.74	53.43
Fa	51.64	57.08	63.17	62.66	65.14	63.37	65.63	60.90	59.23	82.25	80.23	74.55	71.14	63.53	57.14	44.73
Te	3.56	3.87	5.27	5.05	5.43	5.40	5.30	4.63	4.35	8.33	8.26	6.68	6.23	4.83	4.12	1.95

tront une corrélation négative avec les teneurs en forstérite (fig. 15-2).

Le manganèse constitue l'un des pôles des solutions solides (Brown, 1970) souvent pris en compte lors de la présentation des compositions des olivines sous forme de solution ternaire. Ce mode de présentation est fréquemment appliqué aux olivines des roches felsiques qui comportent des teneurs significatives en manganèse. Dans les laves ici étudiées, seules les olivines des benmoréites et des trachytes sont présentées sous forme de solution ternaire : forstérite-fayalite-téphroïte (fig. 15-3). Elles évoluent de l'horthonolite (Fo53 Fa45 Te2) à la fayalite manganésifère (Fo9 Fa82 Te9). Les teneurs en Mn des olivines s'échelonnent de 2,7 à 4,5 % et de 3,4 à 6 % pour les benmoréites et les trachytes, respectivement ; un important hiatus sépare les olivines des laves felsiques de celles des basaltes. Une forte corrélation positive lie les teneurs en manganèse aux pourcentages en fayalite. La valeur de 6 % se range parmi les teneurs maximales en Mn des olivines actuellement connues dans les roches extrusives : 3,43 % dans l'obsidienne porphyrique (rhyolite) de Pantelleria (Carmichael, 1962) et 5,3 % dans les trachytes de Puu Koae à Hawaii (Velde, 1978). Ces valeurs sont pourtant inférieures à celles trouvées dans des syénites néphéliniques du Plateau de Diablo (7,8 %, Baker et Hodges, 1977), d'Igdleraalik (8,9 %, Powell, 1978) ou du Centre Sud de Qôroq (11 %, Stephenson, 1974). L'incorporation du Mn dans les olivines est vraisemblablement liée à la composition de la roche-hôte. Elle semble aussi être favorisée par une cristallisation à faible profondeur. Le rôle des fluides a été suggéré pour les syénites néphéliniques du Centre Sud de Qôroq (Stephenson, 1974).

15-1-4 Le calcium

Contrairement au manganèse, le calcium ne forme pas de solution solide continue (Brown, 1982) avec la série forstérite-fayalite et sa teneur dans les olivines naturelles est basse (2,5 % au plus, Deer et al., 1982). Les études expérimentales montrent une lacune de composition entre Fo81 et Fo23 à 5 Kb et 1500 °C (Adams et Bishop, 1985). Dans les basanites, les basaltes alcalins à olivine et les basaltes ankaramitiques des Monts Roumpi, les concentrations en calcium des olivines sont comprises entre 0,2 et 0,5 %. La corrélation Ca-Fe est peu nette. Ici, les points représentatifs sont un peu dispersés pour une même teneur en fayalite (fig. 15-4). Les olivines des benmoréites et des trachytes ont des teneurs en CaO de 0,3 à 0,65 %. Sur la figure 15-4, la plupart des points sont regroupés autour de 0,4 % de CaO pour des teneurs de Fo40 à Fo15. Les teneurs inférieures à 0,4 % correspondent aux faibles valeurs en fayalite et les teneurs supérieures, aux fortes valeurs en fayalite. Cette distribution définit néanmoins une corrélation négative.

Le coefficient de partage olivine/liquide du calcium montre que les coeurs des phénocristaux sont en équilibre avec la lave (Watson, 1979). Selon le géothermomètre de Jurewicz et Watson (1988), la distribution du magnésium et du calcium entre ces coeurs et le liquide magmatique (roche totale) indique des températures de 1310 °C et de 1190 °C pour les basanites (éch. CN4 et ND32, respectivement). D'autres estimations basées sur la méthode de Roeder et Emslie (1970) donnent des valeurs de 1295 °C et de 1240 °C $\pm$ 50 °C semblables ou proches des précédentes. Cette même méthode indique une température de 1080 °C pour les olivines des hawaïtes (éch. NK14). L'application du géothermomètre de Leeman et Scheidegger (1977) sur les basanites (CN4) aboutit à des températures de 1285 °C, 1298 °C et 1283 °C avec les coefficients de partage respectifs du nickel, du fer et du magnésium. Les teneurs en calcium des olivines ont été aussi mises en relation avec la pression de cristallisation du liquide magmatique (Adams et Bishop, 1986 ; Koehler et Frey, 1988). A température constante, les teneurs en calcium des olivines varient inversement par rapport à la pression. Mais les domaines de compositions des liquides étudiés ne couvrent pas encore celui des basaltes alcalins. Toutefois, par extrapolation, la pression serait proche de 20 Kb.

Tableau 15 - 2 : Coeur vert (1) au bord brun (11) et pyroxènes des laves basiques.

Sample	CN4								CN6								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO2	46.77	49.99	47.17	48.84	48.96	48.46	48.44	46.74	48.80	47.14	46.54	49.12	50.00	50.04	47.68	48.94	47.60
TiO2	1.62	0.74	1.78	0.84	0.76	1.25	1.27	1.84	1.70	2.65	3.10	0.94	0.80	1.67	2.10	2.31	2.69
Al2O3	2.90	1.75	2.76	2.31	2.14	4.02	3.91	5.34	5.00	6.28	5.93	3.39	2.75	3.52	6.51	4.68	5.04
FeO	23.70	20.03	22.76	18.70	19.50	15.14	15.01	14.02	8.94	7.57	8.80	14.91	14.28	7.26	6.11	7.75	8.47
MnO	1.76	1.48	1.73	1.24	1.43	0.68	0.64	0.58	0.30	0.16	0.21	0.70	0.65	0.16	0.08	0.16	0.19
MgO	2.12	4.74	2.30	5.87	5.36	8.14	8.34	8.65	12.57	12.93	12.21	8.41	9.27	14.55	13.92	13.68	13.16
CaO	18.73	19.48	18.47	20.30	19.88	21.08	21.18	21.26	21.49	21.95	21.50	21.36	21.60	21.87	22.16	22.29	21.93
Na2O	2.34	2.02	2.48	1.57	1.84	1.04	1.12	1.09	0.77	0.56	0.61	1.05	0.97	0.37	0.52	0.49	0.48
Cr2O3	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.18	0.32	0.02	0.01	0.02	0.12	0.89	0.04	0.02
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Total	100.0	100.3	99.5	99.7	99.9	99.8	99.9	99.6	99.8	99.6	98.9	99.9	100.3	99.6	100.0	100.4	99.6
Si	1.861	1.937	1.881	1.907	1.911	1.862	1.856	1.790	1.823	1.760	1.759	1.883	1.901	1.860	1.761	1.811	1.782
Ti	0.048	0.022	0.053	0.025	0.022	0.036	0.037	0.053	0.048	0.074	0.088	0.027	0.023	0.047	0.058	0.064	0.076
Al	0.136	0.081	0.130	0.106	0.098	0.182	0.177	0.241	0.220	0.276	0.264	0.153	0.123	0.154	0.283	0.204	0.222
Fe2	0.565	0.504	0.567	0.462	0.464	0.387	0.359	0.296	0.190	0.150	0.193	0.373	0.355	0.171	0.099	0.161	0.168
Fe3	0.224	0.154	0.193	0.149	0.173	0.099	0.122	0.153	0.090	0.086	0.086	0.105	0.099	0.055	0.090	0.078	0.097
Mn	0.059	0.049	0.058	0.041	0.047	0.022	0.021	0.019	0.009	0.005	0.007	0.023	0.021	0.005	0.003	0.005	0.006
Mg	0.126	0.278	0.137	0.342	0.312	0.466	0.476	0.494	0.700	0.719	0.688	0.480	0.525	0.806	0.766	0.755	0.734
Ca	0.799	0.820	0.789	0.849	0.832	0.868	0.869	0.872	0.860	0.878	0.871	0.877	0.880	0.871	0.877	0.884	0.880
Na	0.181	0.154	0.192	0.119	0.139	0.077	0.083	0.081	0.056	0.041	0.045	0.078	0.072	0.027	0.037	0.035	0.035
Cr	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.005	0.009	0.001	0.000	0.001	0.004	0.026	0.001	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	3.999	4.000	4.001	4.000	3.999	3.999	4.001	4.001	4.001	3.998	4.002	4.000	4.000	4.000	4.000	3.998	4.000
Wo	45.06	45.43	45.24	46.07	45.51	47.12	47.05	47.55	46.51	47.77	47.21	47.2	46.81	45.65	47.79	46.95	46.68
En	7.11	15.4	7.86	18.56	17.07	25.3	25.77	26.94	37.86	39.12	37.29	25.83	27.93	42.24	41.74	40.1	38.94
Fs	47.83	39.17	49.9	35.37	37.42	27.58	27.18	25.51	15.63	13.11	15.5	26.97	25.26	12.11	10.7	12.95	14.38

Tableau 15 - 2b : Xénooristal d'orthopyroxène (1 à 6) et olinopyroxène des basaltes et hawaïites (7 à 17)

Sample	ND24																	NK14																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17																	
SiO2	54.16	55.59	53.98	54.28	55.60	55.22	49.45	49.21	49.53	49.88	49.85	47.13	48.29	47.50	50.47	49.87	47.07																	
TiO2	0.37	0.26	0.34	0.36	0.27	0.25	1.83	1.35	1.32	1.19	1.18	1.99	1.57	1.93	1.30	1.41	2.79																	
Al2O3	3.86	2.15	3.46	3.57	2.19	2.33	3.49	5.07	5.00	4.45	4.50	6.70	5.94	6.67	2.49	2.10	5.35																	
FeO	10.34	10.21	10.51	10.38	10.42	10.42	9.04	7.62	7.42	6.96	6.94	8.48	7.08	7.18	7.83	10.85	8.87																	
MnO	0.14	0.17	0.20	0.17	0.20	0.18	0.23	0.18	0.17	0.15	0.14	0.17	0.12	0.09	0.40	0.42	0.23																	
MgO	28.76	29.61	28.77	28.91	29.58	29.38	13.50	15.43	15.38	15.64	15.52	13.25	14.26	13.69	14.63	12.11	12.62																	
CaO	2.10	2.16	2.19	2.06	2.21	2.19	20.68	18.76	18.89	19.76	19.61	19.99	20.51	20.83	20.86	21.26	21.78																	
Na2O	0.09	0.09	0.11	0.10	0.10	0.10	0.50	0.57	0.59	0.55	0.57	0.67	0.62	0.57	0.38	0.73	0.56																	
Cr2O3	0.28	0.18	0.27	0.27	0.16	0.20	0.51	0.40	0.35	0.34	0.40	0.12	0.54	0.34	0.00	0.00	0.00																	
NiO	0.05	0.09	0.09	0.03	0.06	0.08	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00																	
Total	100.2	100.5	99.9	100.1	100.8	100.4	99.2	98.6	98.7	98.9	98.7	98.5	98.9	98.8	98.4	98.8	99.3																	
Si	1.912	1.953	1.911	1.916	1.949	1.945	1.860	1.835	1.846	1.851	1.854	1.774	1.799	1.776	1.902	1.898	1.771																	
Ti	0.010	0.007	0.009	0.010	0.007	0.007	0.052	0.038	0.037	0.033	0.033	0.056	0.044	0.054	0.037	0.040	0.079																	
Al	0.161	0.089	0.144	0.149	0.091	0.097	0.155	0.223	0.220	0.195	0.197	0.297	0.261	0.294	0.111	0.094	0.237																	
Fe2	0.305	0.300	0.295	0.306	0.306	0.305	0.241	0.177	0.184	0.150	0.159	0.178	0.139	0.147	0.206	0.263	0.175																	
Fe3	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000	0.002	0.043	0.060	0.048	0.066	0.037	0.089	0.081	0.077	0.040	0.082	0.104																	
Mn	0.006	0.006	0.008	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.005	0.005	0.004	0.005	0.004	0.003	0.013	0.014	0.007																	
Mg	1.513	1.551	1.518	1.521	1.546	1.542	0.757	0.858	0.854	0.865	0.860	0.743	0.792	0.763	0.822	0.687	0.708																	
Ca	0.079	0.081	0.083	0.078	0.083	0.083	0.833	0.750	0.754	0.786	0.782	0.806	0.819	0.834	0.842	0.867	0.878																	
Na	0.006	0.006	0.008	0.007	0.007	0.007	0.036	0.041	0.043	0.040	0.041	0.049	0.045	0.041	0.028	0.054	0.041																	
Cr	0.008	0.005	0.008	0.008	0.004	0.006	0.015	0.012	0.010	0.010	0.012	0.004	0.016	0.010	0.000	0.000	0.000																	
Ni	0.001	0.003	0.003	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000																	
Total	4.001	4.001	4.003	4.003	4.002	4.003	3.999	4.000	4.001	4.001	3.999	4.001	4.000	3.999	4.001	3.999	4.000																	
Wo	4.16	4.18	4.33	4.08	4.28	4.29	44.28	40.52	40.87	41.99	42	44.26	44.63	45.72	43.8	45.32	46.9																	
En	80	80.07	79.14	79.63	79.65	79.69	40.24	46.35	46.29	46.21	46.19	40.8	43.16	41.83	42.7	35.91	37.82																	
Fs	15.84	15.75	16.53	16.29	16.07	16.2	15.48	13.13	12.84	11.8	11.81	14.94	12.21	12.45	13.5	18.77	15.22																	

15-2 CLINOPYROXENE

15-2-1 Caractères généraux

A l'inverse de l'olivine, les phénocristaux de clinopyroxènes sont peu abondants (0 à 1,5 %) dans les basanites. Ils constituent l'essentiel des phénocristaux (19 %) dans les basaltes ankaramitiques. Ils sont dominés par les plagioclases dans les hawaïites et par les feldspaths alcalins dans les benmoréites, les trachytes, les phonolites et les rhyolites. Les cristaux de clinopyroxènes sont fortement zonés et leur nature varie largement à travers les différentes laves de la suite : salite titanifère dans les basanites et basaltes ankaramitiques, salite ou augite calcique et titanifère à ferrosalite dans les hawaïites et les benmoréites, une zonation centrifuge de salite - ferrosalite - hedenbergite à hedenbergite aegyrinique voire aegyrine dans les trachytes, aegyrine dans les phonolites et les rhyolites. Nous présentons, ici, les compositions des clinopyroxènes (tableaux 15-3) et recherchons les conditions de leur cristallisation. Les formules structurales ((WXY)₂ Z₂O₆) sont calculées sur la base de 8 oxygènes et 4 cations. Sauf indication contraire au bas des tableaux, les conditions d'analyse sont les suivantes : 15 kV ; 20 nA ; 30 secondes par élément sauf Ca (10 s), Zr (40 s) et 15 s pour Na, Al ou Mg.

15-2-2 Les clinopyroxènes des laves moins évoluées : diopside-hedenbergite

Les teneurs des éléments dans les sites diffèrent d'un faciès à l'autre, d'un cristal à l'autre ou au sein d'un même cristal. Le nombre de cations de Si augmente de 1,61 dans les salites à 1,97 dans les ferrosalites. Vers les fortes valeurs de Si, Al s'avère insuffisant pour remplir le site Z et Fe³⁺ y est affecté. La présence de l'alumine en position tétraédrique accompagne souvent l'incorporation du titane qui assure l'équilibre électrostatique. Des substitutions couplées $M^{2+}_y + 2SiZ \rightleftharpoons Ti^{4+} + 2AlZ$ sont les mécanismes vraisemblables qui accompagnent la cristallisation de pyroxène avec une solution solide vers la molécule de CaTiAl₂O₆. De plus, de faibles quantités d'alumine du site octaédrique et la relation $Al_{IV} > 2Ti$ (fig. 15-5) sont l'expression de la tchermakite (CaAl₂SiO₆) dans la constitution des salites et ferrosalites étudiées.

La somme de Ca et Na varie de 0,79 a.f.u. dans les salites à 0,94 dans les ferrosalites. La valeur toujours inférieure à 1 (fig. 15-6a) indique la présence de Fe²⁺ à la position X (Cameron et Papike, 1981).

Des éléments divalents (Mg, Fe²⁺, Mn) et trivalents (Al, Fe³⁺) occupent l'un des sites octaédriques. Ils sont suivis par le Ti⁴⁺ et le Zr⁴⁺ dont les grands rayons ioniques empêchent l'intégration en site Z (Verhoogen, 1962). Dans les salites, Na est inférieur Fe³⁺, Na est tantôt inférieur, tantôt supérieur à Fe³⁺ dans des cristaux de ferrosalite dont certains ont des sites tétraédriques incomplets. A partir des observations similaires, la présence de composé ferritchermakitique (CaFe²⁺_yFe³⁺_{3-2y}SiO₆) en solution solide a été suggérée (Larsen, 1976). Le cas de Na > Fe³⁺ laisse penser à l'existence des molécules telles que NaTi(Al,Si)₂O₆.

Les coeurs des phénocristaux de clinopyroxène des basanites ont une composition de chrome-diopside (Wo₄₈ En₄₂₋₃₉ Fs₁₃, Cr₂₀₃ = 0,9 wt %). Les microlites et les bords des phénocristaux sont légèrement enrichis en fer (Wo₄₉₋₄₆ En₃₆₋₄₁ Fs₁₆₋₁₄, fig. 15-7a). Certains phénocristaux ont des teneurs en Na₂O constantes du coeur à la bordure et les différences existent surtout dans les teneurs en titane (2,1 à 3,6 %) qui augmentent de manière centrifuge, accompagnée d'une légère diminution de l'alumine (7 à 4,5 % de Al₂O₃) et du chrome. Il existe un faciès particulier de basanites où les phénocristaux de clinopyroxène ont un coeur verdâtre et des couronnes de plus en plus brunes vers la bordure qui sera discuté plus loin.

Les clinopyroxènes des basaltes ont une composition limite entre chrome-salite (Cr₂₀₃ = 0,54 wt %) et augite (fig. 15-7a). Les phénocristaux et les microlites ont un coeur de salite (Wo₄₈₋₄₄ En₃₄₋₄₃ Fs₁₈₋₁₃) riche en titane (4,5 à 2,5 % de TiO₂) tandis que les bords des microlites sont des augites calciques (Wo₄₃₋₄₀ En₄₂₋₄₇ Fs₁₅₋₁₃). Ces bords où les plus fortes teneurs en Na₂O (1 %) sont obtenues montrent parfois une pauvreté en titane (1 à 1,5 % de TiO₂).

Dans la figure 15-7c, le domaine de distribution des clinopyroxènes des hawaï-

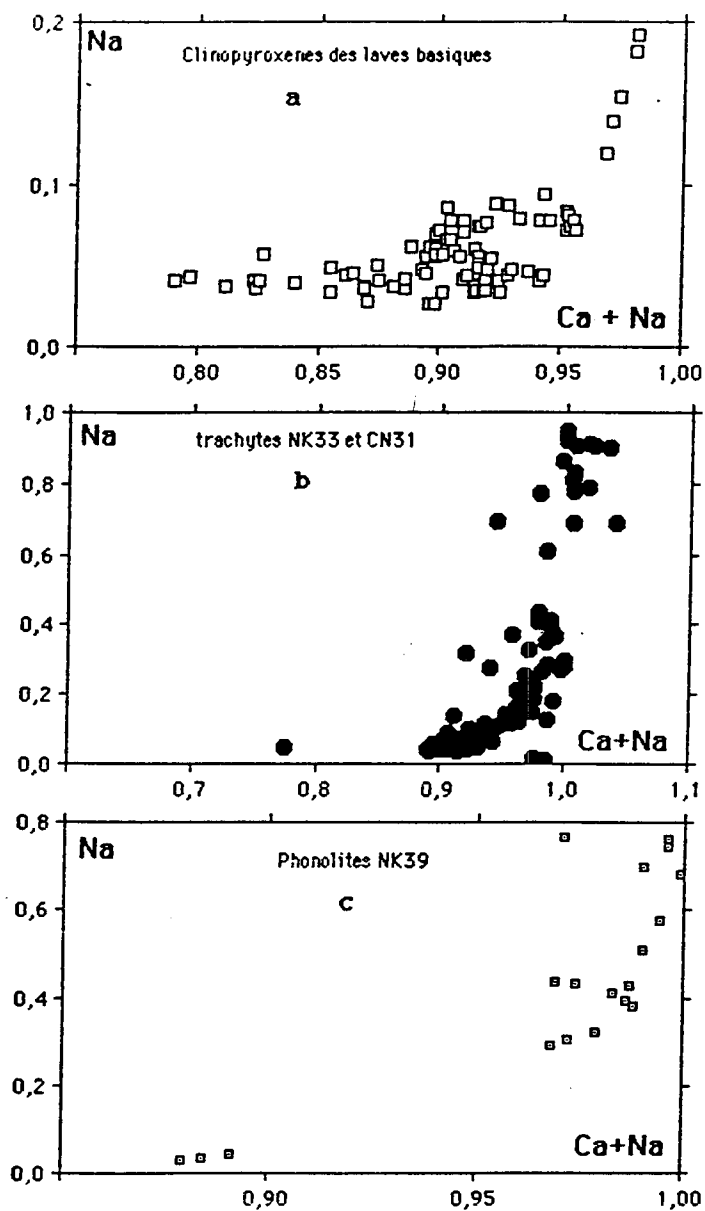


Fig. 15-6: Illustration de la présence du manganèse et du fer à la position X dans les pyroxènes étudiés.

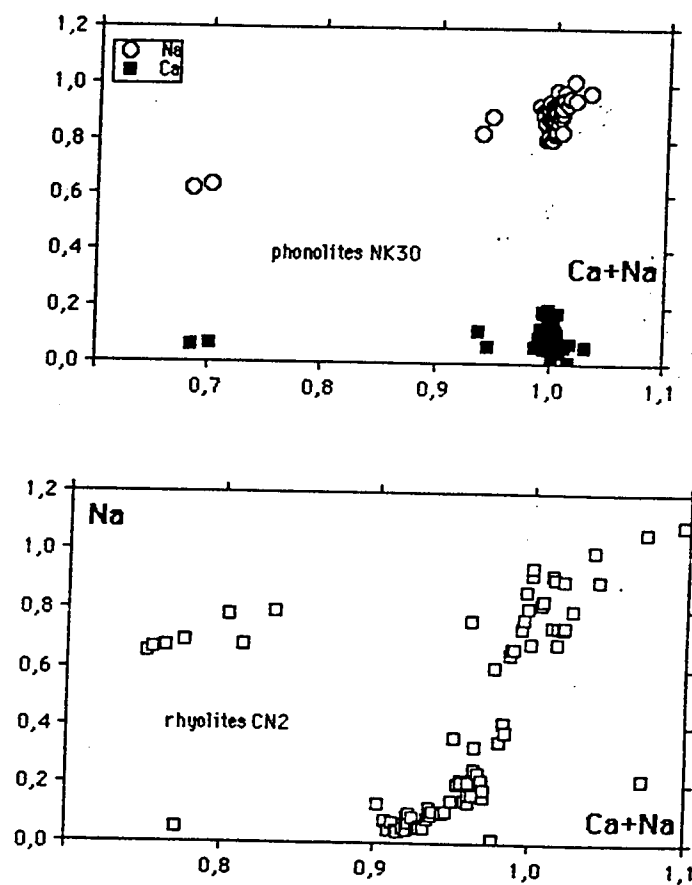


Fig. 15-7 (suite et fin): Dans les rhyolites, des pyroxènes pauvres en calcium ont uniquement Na, Mn et Fe à la position X.

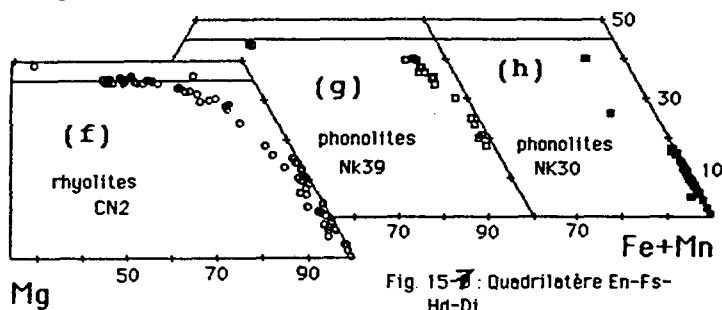
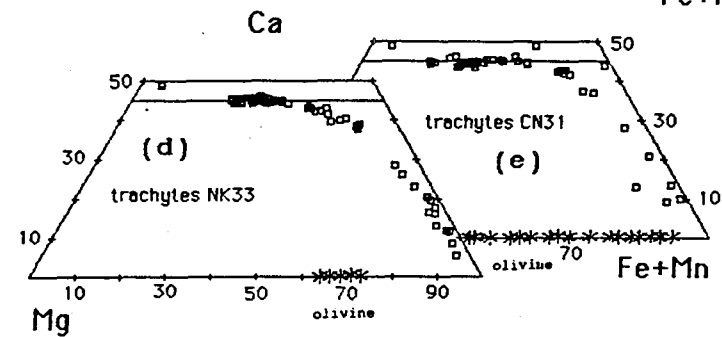
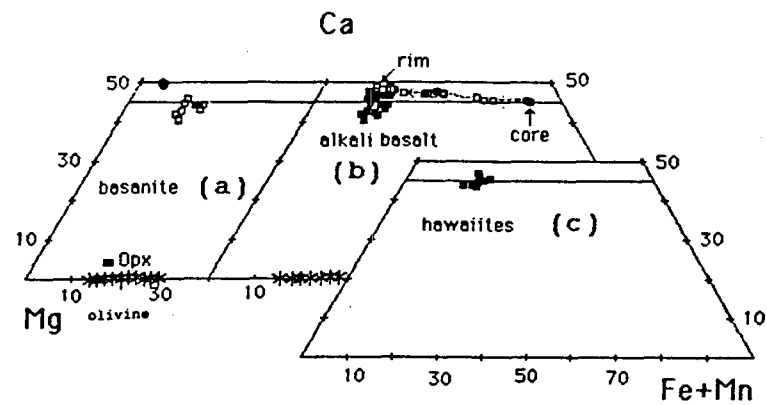
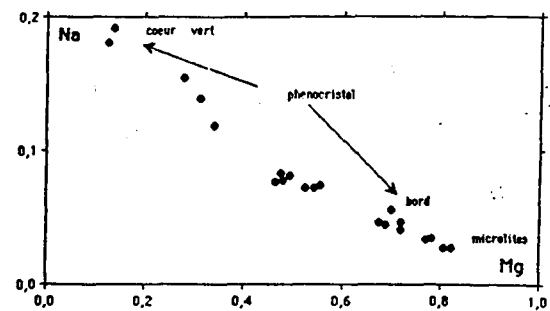
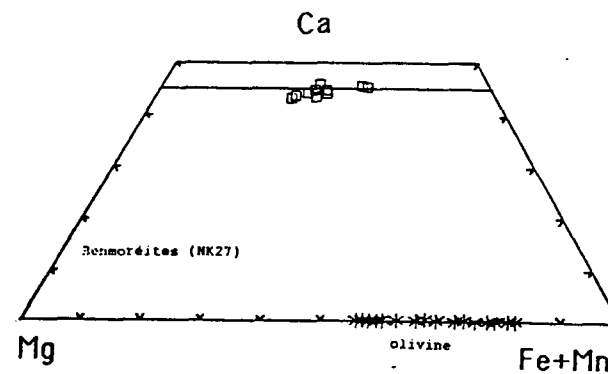


Fig. 15-7 : Quadrilatère En-Fs-Hd-Di.



Clinopyroxène à cœur vert et microclites de salite

▲ la mééorite (CN4)



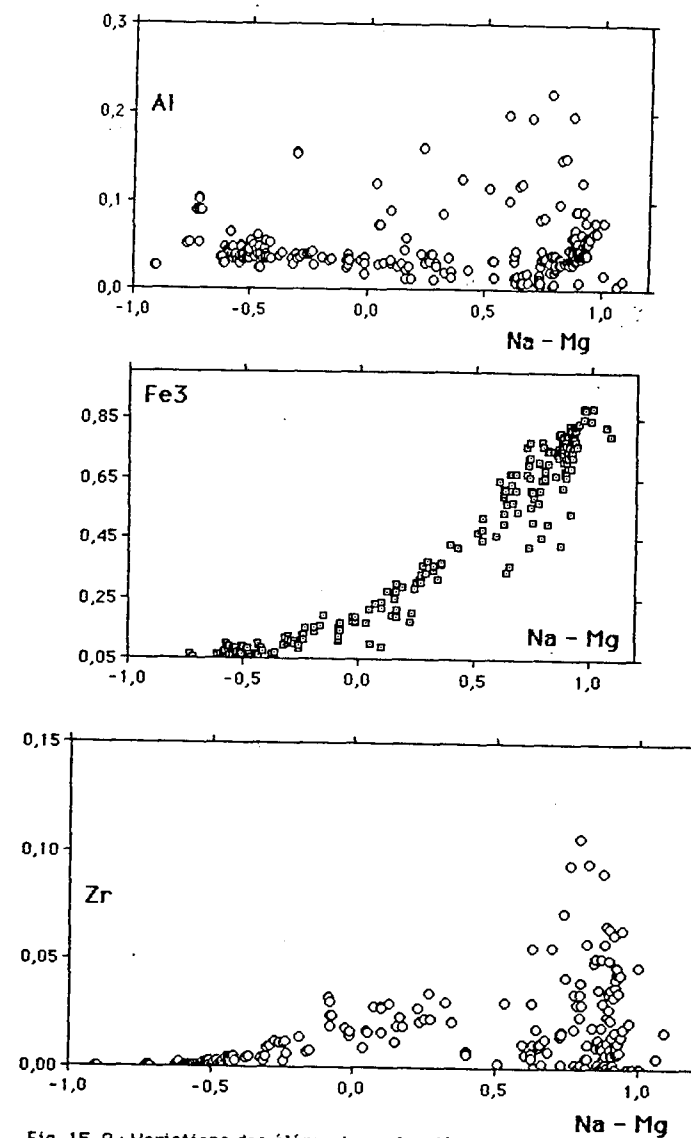
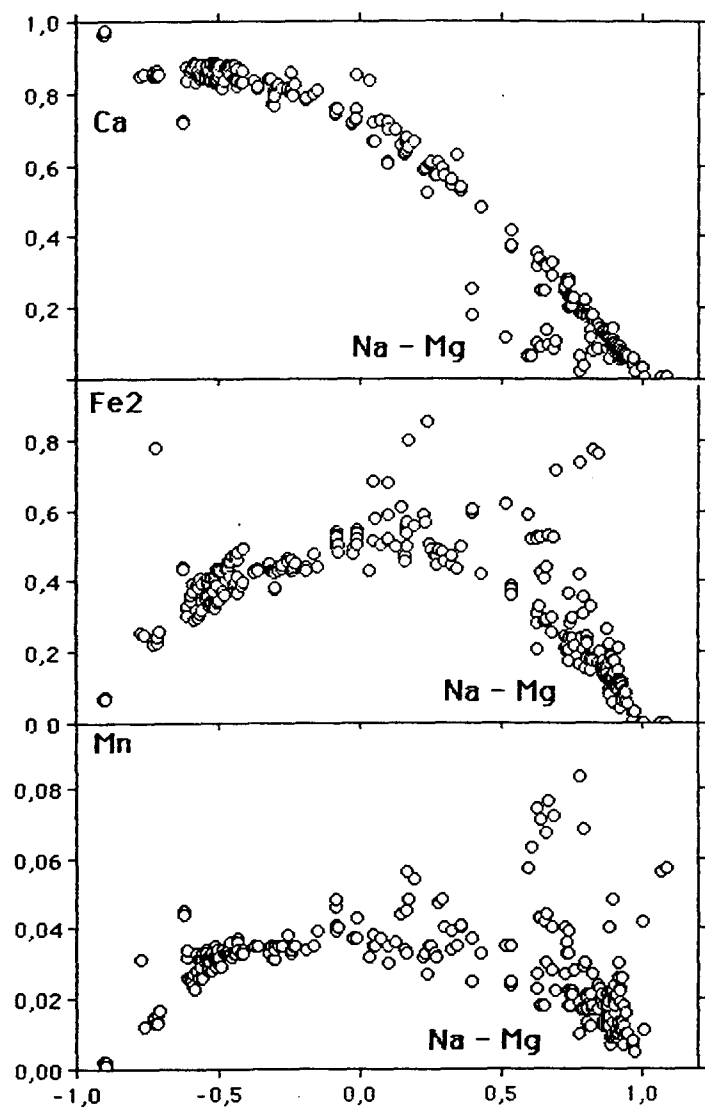


Fig. 15-9 : Variations des éléments en fonction de l'indice d'évolution des pyroxènes de Stephenson (1972).

tes chevauche ceux des salites et des augites calciques (Wo47-43 En35-43 Fs18-14). Les teneurs en TiO₂ (1 à 2 %) et en Al₂O₃ (1,5 à 3 %, exceptionnellement 5 %) sont inférieures à celles observées dans les basaltes. Par contre, la soude est constante et le pourcentage en acmite est souvent égal à ceux des clinopyroxènes des basanites et basaltes ankaramitiques.

Le clinopyroxène des benmoréites apparaît uniquement sous forme de microlites. Ces microlites montrent un enrichissement en fer qui les rapproche de la limite des domaines des salites et ferrosalites. Leurs concentrations en calcium correspondent à celles des salites (Wo = 46 %) qui passe progressivement à des augites calciques (Wo = 43 %). L'aluminium et le titane baissent davantage. L'enrichissement en sodium est amorcé et la teneur en Na₂O atteint 1,25 % dans les microlites les plus riches en fer. Ces deux éléments montrent une corrélation positive mutuelle.

Des basanites aux benmoréites, les clinopyroxènes forment une lignée évolutive des salites diopsidiques aux salites et ferrosalites. Cette lignée est parallèle au joint diopside-hedenbergite dans le quadrilatère En-Di-Hd-Fs. Une telle lignée résulte de la cristallisation en équilibre de pyroxène à partir des liquides enrichis en fer par cristallisation fractionnée normale (Smith et Lindsley, 1971). La lignée présente constamment de fortes teneurs en calcium caractéristiques des pyroxènes des séries alcalines, entre autres celles de Shonkin Sag (Nash et Wilkinson, 1970), des massifs de Nda Ali (Njonfang, 1986) ou de Nganha (Nono, 1987). La forte teneur en calcium des clinopyroxènes a été mise en rapport avec la faible activité de la silice du magma-hôte (Smith et Lindsley, 1971 ; Gibb, 1973 et Larsen, 1976). Dans chaque échantillon de basanite, d'ankaramite, d'hawaïite ou de benmoréite, les bords des cristaux de clinopyroxène ont une composition d'augite due à une diminution du calcium. Des facteurs tels que la cristallisation des microlites de plagioclase, la difficulté de diffusion des éléments dans un magma devenu de plus en plus visqueux avec le refroidissement rapide, la baisse de la température et l'élévation probable de la fugacité en oxygène ont probablement contribué à cette baisse d'incorporation du calcium au bord des cristaux de pyroxène.

Les teneurs élevées en aluminium et titane dans les salites des basanites et des ankaramites (jusqu'à 9 % de Al₂O₃ et 4 % de TiO₂) diminuent dans les hawaïites et les benmoréites, parallèlement à la différenciation progressive des laves hôtes. L'entrée de l'alumine et du titane dans le clinopyroxène est favorisée par une faible activité de la silice et une faible fugacité d'oxygène du magma (Carmichael et al., 1970 ; Gupta et al., 1973 ; Magonthier et Velde, 1976 ; Larsen, 1976). D'autres facteurs tels que les activités de l'Al₂O₃ et du TiO₂, probablement la température et la pression semblent intervenir dans la distribution de ces deux éléments. Le plagioclase ayant cristallisé après l'olivine et le clinopyroxène comme le montrent les relations texturales (cf pétrographie), l'aluminium a été incorporé par le diopside en l'absence de phase compétitive. Au contraire, dans les hawaïites et les benmoréites, l'apparition précoce des phénocristaux de titanomagnétite et la syncristallisation de nombreux phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène contribuent à la baisse des concentrations en Al₂O₃ et en TiO₂ dans ce dernier. Au cours de la différenciation, les variations des ordres de cristallisation et des facteurs tels que l'augmentation de l'activité de la silice et la diminution de celle de l'alumine, l'élévation probable de la fugacité en oxygène et la baisse de la température influent profondément sur l'incorporation de l'alumine et du titane dans le clinopyroxène. La teneur en sodium est faible et constante dans toute la série et, malgré une élévation à 1,25 % dans certains microlites des benmoréites, la teneur en acmite est celle du domaine de diopside à hedenbergite (Morimoto et al., 1988).

15-2-3 Les pyroxènes à coeur vert.

Les coeurs verts présentent souvent de nombreuses figures de résorption ou de fusion incomplète. Les cristaux de clinopyroxènes sont partout isolés de ceux de l'olivine et l'établissement de l'antériorité de ceux-ci sur les premiers repose uniquement sur la grande taille des cristaux d'olivine. Des analyses régulièrement espacées (tableau 15-4) du coeur vers la bordure des phénocristaux montrent une zonation chimique de l'hedenbergite vers les salites diopsidiques (fig. 15-7b), salites identiques à celles des coeurs des phénocristaux décrits plus haut. Une augmentation des teneurs en MgO

(2 à 13 %), CaO (18 à 22 %), Al₂O₃ (1,75 à 6 %), TiO₂ (0,75 à 3 %) et Cr₂O₃ (0,01 à 0,3 %) et, inversement une baisse des teneurs en FeO (23,7 à 7,5 %), MnO (1,75 à 0,15 %) et Na₂O (2,5 à 0,5 %) définissent la zonation inverse observée. Les proportions d'aegyrine calculées varient de 20 % du coeur des cristaux à 2 % sur leur bordure. Diverses interprétations émises à la suite des nombreux travaux sur les pyroxènes à coeur vert sont regroupées dans l'importante revue de Brooks et Prinzlau (1978). De cette revue et des autres travaux ultérieurs revus par Duda et Schminke (1985), il ressort deux principaux modèles pour la genèse des pyroxènes à coeur vert : "a) Les coeurs verts des pyroxènes sont considérés comme des phases congénères, leurs couronnes brun clair matérialisant une zonation inverse à la suite d'une élévation de la fugacité d'oxygène et résorption de la kaersutite (Frisch et Schminke, 1969) ou à la suite d'une sédimentation par gravité dans une chambre crustale de magma convectif (Borley et al., 1971). Les coeurs verts des pyroxènes des magmas basiques ont été aussi interprétés comme résultant d'une différenciation à haute pression tandis que les couronnes diopsidiques reflètent une cristallisation antérieure à la titanomagnétite (Wilkinson, 1975)." b) Lorsque ces coeurs verts sont considérés comme des xénocristaux, ils représentent des débris des parois de l'encaissant mantellique source du magma primitif (Lloyd, 1981) ou non (Barton et Bergen, 1981). Il a été maintenu l'hypothèse de mélange d'un magma différencié avec un magma basique (Le Bas, 1987) dans le manteau supérieur (Brooks et Prinzleau, 1978), au niveau de la croûte continentale (Thompson, 1977) ou depuis le manteau jusque dans la croûte (Duda et Schminke, 1985).

Pour les laves ici étudiées, aucune de ces interprétations n'est directement transposable. Au regard de l'abondance et de la répartition régulière des pyroxènes à coeur vert, de l'homogénéité de la mésostase, de la basicité de nos laves et de l'absence d'autres phases minérales des magmas différenciés couronnées par des surcroissances dans un magma basaltique, l'hypothèse d'un mélange magmatique ne peut être avancée. En revanche, ils correspondent à des xénocristaux provenant de la décomposition de la paroi ou du toit mantellique. Dans les basaltes de Tahalra, Hoggar, des veines de pyroxénites (à pyroxène vert pâle ou brun pâle) qui recoupent des nodules de péridotite (Dautria et al., 1988) témoigneraient de l'existence d'un réseau filonien de même nature dans le manteau. Ce réseau de pyroxénites filonien serait le lieu de prédilection de percolation des bains fondus vers la chambre magmatique. Ces bains fondus, chemin faisant, désintègrent les filons et se chargent en xénocristaux mal assimilés qui servent de site de nucléation au diopside. Ceci explique la fréquence des pyroxènes à coeur vert dans la plupart des provinces de basaltes alcalins et/ou de néphélinites. La synthèse récente des pyroxènes sodiques à structure particulière Na(Mg_{0,5}Si_{0,5})Si₂O₆ sous des conditions (100-150 Kb, 1600 °C) du manteau supérieur (Angel et al., 1988) est une preuve que les pyroxènes mantelliques peuvent avoir des compositions variées. Le magma peut subir d'autres phénomènes au cours de sa montée en surface (mélange, stagnation et contamination dans une chambre crustale, convection, cristallisation fractionnée). Au Maroc, une intrusion ultrabasique dont le clinopyroxène est semblable aux coeurs verts des pyroxènes des basaltes alcalins a précédé l'éruption volcanique (Mokhtari et Valde, 1988).

15-2-4 Les pyroxènes des trachytes, phonolites et rhyolites (salite-hedenbergite-aegyrine)

L'extension maximale du domaine de composition chimique des clinopyroxènes est atteinte dans les trachytes, rhyolites et phonolites (tableau 15-5 ; fig. 15-7d,e,f,g et h). Les lignées d'évolution comprennent :

- des salites et ferrosalites sodiques en phénocristaux (Di91-47 Hd8-41 Ac1-12 ; avec $0,4 < X_{ac} < 0,632$ ($X_{ac} = Fe^{3+} / Fe^{3+} + Al$) et $0,21 < Fe^{3+}/Fe^t < 0,14$).
- des augites aegyriniques en microcristaux et bords des phénocristaux (Di42-15 Hd43-42 Ac15-43 ; avec $0,735 < X_{ac} < 0,892$ et $0,204 < Fe^{3+}/Fe^t < 0,427$) ;
- et enfin des aegyrines en microlites (Di2-1 Hd10-1 Ac88-98 ; avec X_{ac} maximal de 0,898 et Fe^{3+}/Fe^t de 0,948).

Toutefois, certains phénocristaux fortement zonés couvrent tout le domaine de composition recensée dans la roche ; ils ont un coeur de salite et des bords d'aegyrine. Entre ces deux compositions extrêmes, les compositions intermédiaires ont été décelées.

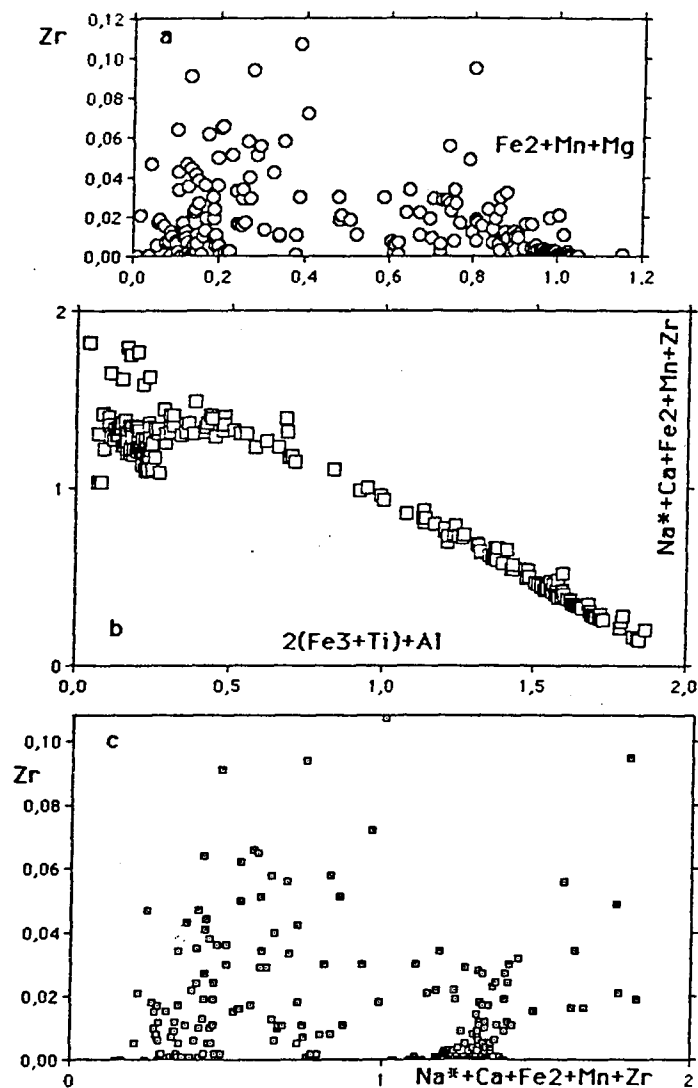


Fig. 15-10

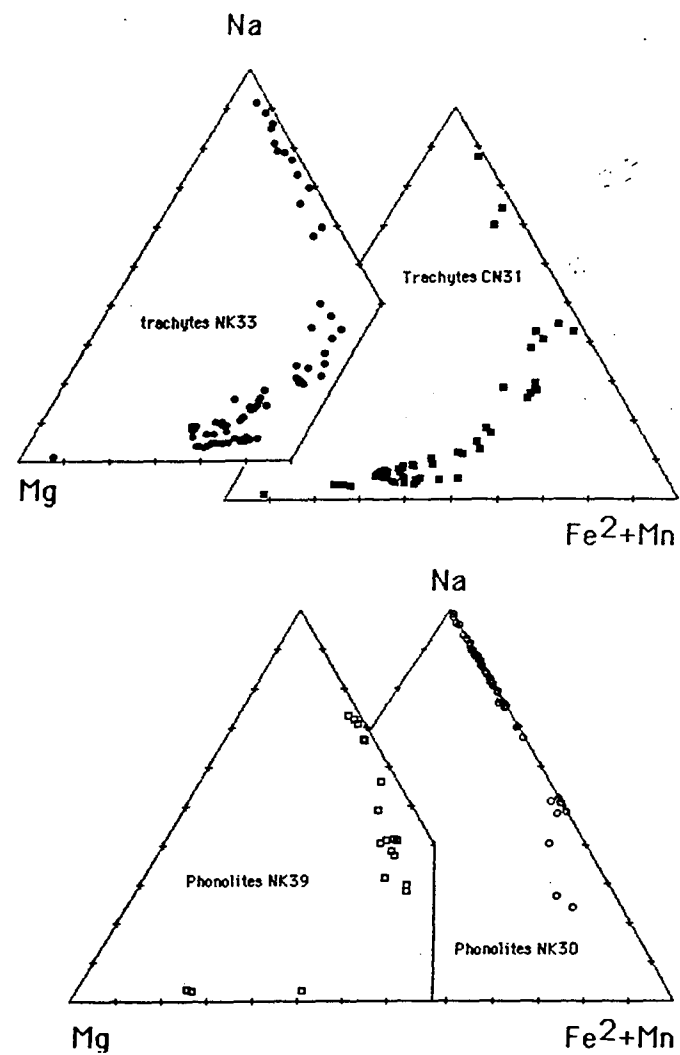
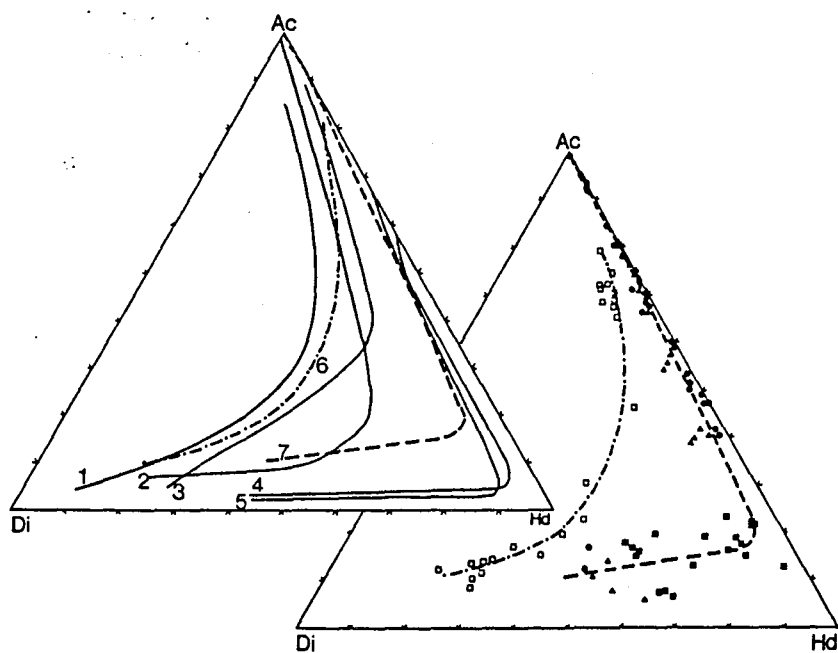


Fig. 15-11 : Evolution des compositions des pyroxènes sodiques



Right. Overall trends of pyroxene compositions from the Mulanje Massif plotted in the system Di-Hd-Ac. Left. Additional trends for: 1, Uganda (Tyler and King, 1967); 2, South Qoroq (Stephenson, 1972); 3, Morotu, Sakhalin (Yagi, 1953); 4, Ilimaussaq (Larsen, 1976); 5, Coldwell ferroaugite syenites (Mitchell and Platt, 1978). Trends 6 and 7 are those from the Chambe and Main complexes of Mulanje respectively. Open symbols, Chambe; solid symbols, Main complex. in Woolley et Platt (1986).

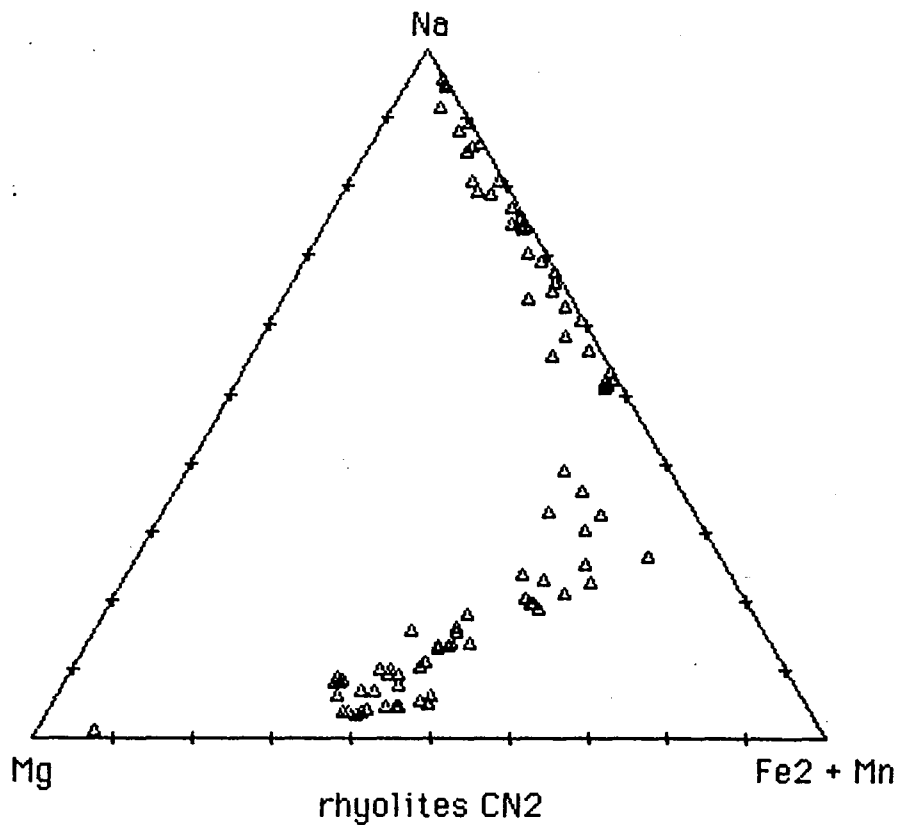


Fig. 15-11 : Evolution des compositions des pyroxènes sodiques

(suite et fin)

La lignée évolutive des phonolites est à :

- hédénbergites aegyriniques (Di12 Hd59 Ac29 ; $X_{ac} = 0,958$ et le rapport $Fe^{3+}/Fe^t = 0,328$)

- aegyrines hédénbergitiques et aegyrine (Di10-2 Hd49-16 Ac41-82 ; $X_{ac} = 0,865$ à $0,933$ et le rapport $Fe^{3+}/Fe^t = 0,413$ à $0,686$).

Les clinopyroxènes des rhyolites sont des aegyrines hédénbergitiques et des aegyrines (Di2-0 Hd45-0 Ac53-100 ;

$X_{ac} = 0,981$ à $0,99$ et $Fe^{3+}/Fe^t = 0,543$ à $0,94$).

Le silicium atteint des valeurs maximales de 2,03 dans des cristaux d'aegyrine où l'aluminium (0,01 cation) et le titane (0,034 cation) ne sont pourtant pas nuls. Ces deux cations, tout comme le fer et le magnésium occupent le site octaédrique où peuvent entrer le Mn et le Zr. L'insuffisance sporadique du sodium pour pouvoir admettre tout Al dans la jadéite ($NaAlSi_2O_6$) fait recourir aux molécules de $CaAl_2Si_2O_8$ qui peuvent atteindre 1 %. De nombreuses molécules ont été définies qui constituent des solutions solides limitées avec la série diopside-hédénbergite-aegyrine. En plus des molécules citées dans les pyroxènes des laves moins évoluées, celles de $NaTi(AlSiO_6)$ et $NaTi(Fe^{3+}SiO_6)$ ont été expérimentalement reconnues dans les pyroxènes sodiques (Flower, 1974). Certains cristaux d'aegyrine à forte teneur en TiO_2 (2,8 à 3,72 %) se rapprochent des aegyrines titanifères. L'abondance du titane dans les pyroxènes sodiques demeure une énigme car le site tétraédrique est généralement totalement occupé par Si. Cependant, lorsque le silicium est insuffisant, le déficit reste faible si bien que tout le titane ne peut compenser seulement l'aluminium et le Fe^{3+} du site tétraédrique. Dans ce type de pyroxène, l'existence d'une solution solide ($NaFe^{3+}Si_2O_6 - Na_2LiK(Fe,Mg,Mn)_2(TiO)_2Si_2O_8$) aegyrine -neptunite suggérée par Ferguson (1977) a été discutée sur la base des différences de structures et de formules chimiques des deux minéraux (Rossi, 1978). Des mesures d'absorption optique des aegyrines titanifères ont révélé que le titane y est sous la forme Ti^{4+} . Il est déduit à partir des données analytiques que des molécules de $NaTi^{4+}_{0,5}Fe^{2+}_{0,5}Si_2O_6$ et $NaTi^{4+}_{0,5}Mg_{0,5}Si_2O_6$ forment des solutions solides avec l'aegyrine (Ronsbo et al., 1977). Cette molécule est aujourd'hui admise par la Commission mondiale sur les Nouveaux Minéraux et Noms des Minéraux (Morimoto et al., 1988). L'entrée du titane dans les clinopyroxènes sodiques sous forme de Fe-NAT ($NaTi_{0,5}Fe^{2+}_{0,5}Si_2O_6$) nécessite des conditions de fO_2 faibles (Nielson, 1979) qui inhibent la formation des oxydes titanés et déstabilisent les cristaux précoces. Les aegyrines titanifères des laves des Monts Roumpi résulteraient d'une baisse tardive des conditions oxydantes à la suite de possible dégazage pendant leur éruption.

Les variations des cations (fig. 15-8) en fonction de l'indice de différenciation (Stephenson, 1972) sont semblables à celles des pyroxènes des syénites d'Illmausaq (Larsen, 1976). Certaines aegyrines sont démarquées par de fortes teneurs en titane. Les teneurs en zirconium deviennent de plus en plus importantes au-delà de $Na-Mg = 0,5$. Les concentrations en ZrO_2 , initialement nulles pour les salites, augmentent jusqu'à 2,5 % (exceptionnellement 4 à 5 %) dans les aegyrines des trachytes et des rhyolites. Des pyroxènes des trachytes quartzitiques et des commendites du volcan de Warrumbungle en Australie comportent un record de 14,5 % de ZrO_2 dont l'incorporation est attribuée (Duggan, 1988) à une substitution couplée $(Fe^{2+}, Mn, Mg)^{VI} + Zr^{VI} \rightleftharpoons 2 (Fe^{3+})^{VI}$. Cette forme de substitution n'est pas le seul mécanisme d'incorporation du zirconium comme le montre la dispersion des points dans les diagrammes $Ti + Zr$ vs $Fe + Mn + Mg$ et Zr vs $Fe + Mn + Mg$ fig. 15-9). Dans un trachyte de Mururoa, Polynésie française, les profils des variations des éléments à travers un cristal de pyroxène comportant jusqu'à ~ 5 % de ZrO_2 (fig. 3, Wagner et al., 1988) montrent un parallélisme entre l'enrichissement en zirconium, en calcium et en sodium non lié aux molécules d'aegyrine ou de jadéite (Na^*). Cet enrichissement est inversement corrélé au titane et sodium total du minéral. Ces auteurs proposent un mécanisme de substitution couplée des molécules d'hédénbergite et de FM-NAZ au détriment des molécules d'aegyrine et de $NaTiSi_2O_6$ pour l'incorporation de Zr dans les pyroxènes alcalins. Le diagramme $Na^* + Ca + Fe^{2+} + Mn + Zr$ vs $2(Fe^{3+} + Ti) + Al$ (fig. 16-10a) montre une forte corrélation négative ($K \sim -1$) dans nos pyroxènes. Toutefois, les pyroxènes sans zirconium respectent aussi la même corrélation et les valeurs de Zr sont très dispersées par rapport à la somme $Na^* + Ca + Fe^{2+} + Mn + Zr$ (fig. 15-10b).

Très tôt au début du siècle, Washington et Mervin (1927) ont reconnu la grande af-

finité du zirconium, du vanadium et des terres rares pour les pyroxènes aegyriniques où ils ont obtenu jusqu'à 2,68 % de ZrO_2 , 4 % de V_2O_5 et 1 % de $(Ce,Y)_2O_3$.

Les expériences de Watson (1979), à 700-800 °C et $pH_2O = 2$ Kb, révèlent une relation étroite entre la solubilité du zirconium et l'hyperalcalinité du magma felsique, de plus, des complexes zircono-sodiques (ex : $Na_4Zr(SiO_4)_2$) sont mis en évidence. Des teneurs en ZrO_2 de 1 à 2 % rapportées dans les pyroxènes des syénites néphéliniques de Motzfeldt sont attribuées (Jones, 1984) à l'absence des phases minérales porteuses de zirconium (zircon, eudyalite). De fortes teneurs en ZrO_2 des aegyrines des laves des Monts Roumpi pourraient résulter d'une cristallisation tardive dans des poches riches en fluides, isolées par le magma très visqueux. Dans ces laves où la titanomagnétite est couronnée d'aenigmatite et, en l'absence des phases porteuses de zirconium, des conditions de faible fugacité d'oxygène, de forte fugacité de CO_2 (remplacement des olivines ferrifères par des carbonates) et d'hyperalcalinité des poches de magma résiduel ont catalysé la cristallisation des pyroxènes riches en zirconium. Dans ces pyroxènes, le zirconium se trouve dans la molécule de $Na(Ti, Zr)SiAlO_6$ (Larsen, 1976). Le déficit en silicium (2,00 -Si) étant toujours très faible ou nul dans les aegyrines, d'autres pôles de solutions solides du zirconium tels que $Na(Fe^{2+}, Mg)_0,5 Zr_{0,5} Si_2 O_6$ (Jones et Peckett, 1980 ; Jones, 1984) jouent un rôle indispensable dans l'incorporation du zirconium dans les pyroxènes sodiques.

Les principales substitutions sont :

- $2Si + (Mg, Fe^{2+})_y \rightleftharpoons (Al, Fe^{3+})_z + Ti^{4+}_y$
- $Fe \rightleftharpoons Mg$ le long du joint diopside-hédénbergite
- $Ca(Mg, Fe^{2+}, Mn) \rightleftharpoons NaFe^{3+}$ qui incurve l'évolution des pyroxènes vers le pôle aegyrine.

D'autres substitutions accessoires sont intervenues lors de la formation des solutions solides limitées recensées plus haut :

- $TiFe^{3+} \rightleftharpoons Fe^{3+}Si$ et $TiAl \rightleftharpoons Fe^{3+}Si$ (Flower, 1974).
- $Ti^{4+} + M^{2+} \rightleftharpoons 2Fe^{3+}$; $M^{2+} = Fe^{2+}$ ou Mg (Ronsbo et al., 1977)
- $(Fe^{2+}, Mn, Mg)^{VI} + Zr^{VI} \rightleftharpoons 2(Fe^{3+})^{VI}$ (Duggan, 1988).
- $Na + 0,5(Mg, Fe^{2+})^{VI} + 0,5Zr^{VI} \rightleftharpoons (NaFe^{3+})^{VI}$ (Jones et Peckett, 1980).
- $Ca(Mg, Fe^{2+}) + FM-NAZ \rightleftharpoons (2NaFe^{3+})^{VI}$ (Wagner et al. 1988)

Les substitutions sont de nature très variée en site octaédrique. Par contre, le faible déficit en silicium (2,00 -Si) dans les pyroxènes sodiques limite toute possibilité de substitution substantielle en site tétraédrique.

Par comparaison avec les pyroxènes du complexe syénitique d'Illmaussaq (Larsen, 1976), la déviation vers le pôle aegyrinique du domaine de distribution des pyroxènes des Monts Roumpi se fait sans enrichissement préalable en hédénbergite (fig.15-11). Cette déviation est presque confondue avec celle du complexe de syénite néphélinique de Chinduzi, Malawi (Woolley et Platt, 1986) ou de Centre Sud de Q8roq, au Sud du Groenland (Stephenson, 1972). La lignée des clinopyroxènes des trachytes des Monts Roumpi occupent une position intermédiaire entre les lignées des complexes de roches acides de Chambe et Main, Malawi (Platt et Woolley, 1986). En accord avec ces auteurs et surtout au vu du manque d'échelonnement des lignées des clinopyroxènes en fonction de l'acidité des magmas-hôtes, l'activité de la silice peut être exclue des causes majeures de la déviation vers le pôle aegyrine. La superposition de la lignée des clinopyroxènes des phonolites des Monts Roumpi avec la branche hédénbergite-aegyrine des roches acides du complexe de Main renforce cette exclusion. L'enrichissement en Na et Fe^{3+} des clinopyroxènes est surtout favorisé par la forte fugacité d'oxygène et le degré d'hyperalcalinité des magmas-hôtes (Nash et Wilkinson, 1970 ; Larsen, 1976 ; Mitchell et Platt, 1978 par exemple). L'intensité de la fugacité d'oxygène sera discutée plus loin. Les concentrations en magnésium des coeurs des phénocristaux diminuent des trachytes aux phonolites et rhyolites (fig. 15-11), parallèlement à la différenciation magmatique. Ce comportement du magnésium permet de relier la composition chimique des magmas et surtout leur degré de différenciation aux facteurs qui influent sur l'alcalinité des pyroxènes. Parfois, la zonation des phénocristaux couvre toute l'étendue des compositions chimiques des pyroxènes de toute la série. Ceci laisse suggérer qu'après la différenciation, les magmas se sont comportés comme des systèmes fermés permettant aux cristaux précoces d'enregistrer toute les variations intervenues pendant la cristallisation. En plus de la composition chimique, la température contrôle en partie l'entrée de Na et Fe^{3+} dans

les pyroxènes. Dans les laves étudiées, l'apparition de l'aegyrine en microlites ou en couronnes de zonation tardive autour des phénocristaux laisse penser qu'elle a cristallisé pendant le refroidissement de la lave en surface. A ce moment, la pression totale de cristallisation était faible (~ 1 atm.).

15-2-5 Conclusion

Sous faible activité de la silice et faible fugacité d'oxygène, les salites et les ferrosalites cristallisent à haute température et haute pression en incorporant beaucoup de Ca et d'Al. L'entrée de l'alumine en site tétraédrique entraîne celle du titane en site octaédrique. Les diopsides évoluent vers les hédénbergites à la suite de la différenciation magmatique qui produit des liquides résiduels de plus en plus riches en fer. Avec l'augmentation de la fugacité en oxygène et la diminution de la différence des teneurs entre alumine et la soude + potasse, les pyroxènes acquièrent des compositions de plus en plus sodiques. Ils montrent une zonation chimique de plus en plus poussée avec le degré d'évolution des laves. Dans des poches de magma résiduel, l'incorporation du titane et du zirconium par l'aegyrine nécessite une chute de la fugacité d'oxygène et de température, une augmentation des pressions de gaz carbonique et peut être du fluor et, de l'indice d'hyperalcalinité. Les concentrations en ces deux éléments reflètent de possibles équilibres locaux (Harding, 1983). La variation de la nature des clinopyroxènes et la zonation chimique sont les conséquences même des substitutions entre éléments qui sont favorisées par des variations de composition du magma et des conditions physiques de cristallisation : fO_2 , Pt, pH_2O , $T^\circ C$. Les clinopyroxènes décrivent une lignée alcaline continue et complète : salite diopsidique - ferrosalite - (hédénbergite) - augite aegyrinique - aegyrine.

Tableau 15 - 3 : Analyses représentatives des pyroxènes sodiques des laves felsiques de la première séquence volcanique

Sample	NK27				CN31				NK39				NK30				CN2			
SiO ₂	50.86	48.85	50.49	49.85	49.99	51.04	49.66	49.78	49.76	51.23	50.57	50.54	52.63	52.23	51.71	52.15	50.03	51.22		
TiO ₂	0.53	2.29	0.73	0.59	0.36	0.87	0.90	0.58	0.25	1.10	1.04	0.21	0.42	0.42	0.14	0.90	0.52	1.39		
Al ₂ O ₃	0.95	1.13	0.62	0.76	0.57	0.77	0.57	0.66	0.25	0.59	0.29	0.55	2.14	0.82	0.43	1.76	0.50	0.86		
FeO	14.21	15.54	24.66	22.53	21.74	23.89	23.79	23.23	25.03	27.29	27.20	23.42	25.59	25.72	24.48	24.25	19.57	25.97		
MnO	1.00	1.24	0.59	1.05	1.12	0.81	1.01	0.96	1.66	0.53	1.04	1.40	0.63	0.68	0.86	0.67	1.36	0.52		
MgO	9.23	10.70	0.29	3.04	3.60	0.50	1.86	2.35	2.07	0.44	0.64	2.26	0.03	0.05	0.06	0.34	4.91	0.32		
CaO	20.99	18.55	3.13	14.70	16.72	5.28	12.77	13.26	15.76	5.58	9.87	14.94	2.78	2.30	4.21	4.86	17.61	4.55		
Na ₂ O	1.15	0.76	11.45	4.71	3.40	10.11	5.65	5.17	3.74	10.04	7.48	3.94	10.95	12.00	10.39	10.07	2.65	10.62		
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00		
ZrO ₂			4.73	1.11	0.87	4.92	1.54	1.76				0.96	3.09	3.43	5.55	3.80	1.66	1.54		
Total	98.92	99.06	96.70	98.34	98.37	98.19	97.76	97.75	98.52	96.80	98.13	98.22	98.26	97.66	97.85	98.90	98.81	96.99		
Si	1.964	1.892	1.996	1.976	1.992	2.008	1.988	1.994	1.994	1.996	2.004	2.059	2.040	2.026	2.048	2.027	1.988	2.005		
Ti	0.015	0.067	0.022	0.018	0.011	0.026	0.027	0.017	0.056	0.018	0.014	0.006	0.012	0.012	0.004	0.026	0.016	0.041		
Al	0.043	0.052	0.028	0.036	0.027	0.036	0.027	0.017	0.012	0.027	0.014	0.026	0.098	0.038	0.020	0.081	0.023	0.040		
Fe ₂	0.375	0.416	0.184	0.448	0.329	0.301	0.465	0.500	0.541	0.246	0.377	0.798	0.327	0.177	0.352	0.363	0.540	0.236		
Fe ₃	0.084	0.088	0.632	0.293	0.196	0.470	0.312	0.278	0.248	0.661	0.525	0.000	0.503	0.658	0.459	0.429	0.110	0.615		
Mn	0.033	0.041	0.020	0.035	0.038	0.027	0.034	0.033	0.057	0.018	0.035	0.048	0.021	0.022	0.029	0.022	0.046	0.017		
Mg	0.531	0.618	0.017	0.180	0.214	0.029	0.111	0.140	0.124	0.026	0.038	0.137	0.002	0.003	0.004	0.020	0.291	0.019		
Ca	0.868	0.770	0.133	0.625	0.705	0.223	0.541	0.569	0.677	0.244	0.419	0.600	0.116	0.096	0.179	0.202	0.750	0.191		
Na	0.086	0.057	0.878	0.351	0.263	0.761	0.439	0.402	0.291	0.763	0.575	0.311	0.823	0.903	0.798	0.759	0.204	0.806		
Cr	0.000	0.000	0.002	0.018	0.011	0.026	0.027	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000		
Zr			0.091	0.021	0.017	0.094	0.030	0.034				0.000	0.019	0.058	0.065	0.107	0.072	0.032		
Total	3.999	4.001	4.003	4.001	4.003	4.001	4.001	4.001	4.000	3.999	4.001	4.004	4.000	4.000	4.000	4.001	4.002	3.999		
Wo	45.9	39.83	13.51	39.37	42.23	20.88	36.78	37.42	39.92	19.97	30.06	39.88	11.97	10.04	17.5	1.93	17.11	17.72		
En	28.08	31.97	1.69	11.35	12.66	2.75	7.44	9.26	7.31	2.22	2.73	8.4	0.21	0.31	0.39	0.19	14.74	1.76		
Fs	26.02	28.2	84.8	49.28	45.11	76.37	55.78	53.32	52.77	77.81	67.21	51.72	87.82	89.65	82.11	97.88	68.15	80.52		
Mg	51.91	53.14	84.8	49.28	21.92	3.47	11.75	14.79	12.17	2.77	3.9	10.6	0.2	0.3	0.3	1.72	26.92	1.76		
Fe _{2+M}	39.68	41.96	1.68	18.72	51.17	5.09	41.73	43.02	59.27	15.99	37.13	65.4	29.6	18	32	33.07	54.21	23.47		
Na	8.41	4.9	88.65	37.64	26.91	91.44	46.52	42.19	28.56	81.24	58.97	24	70.2	81.7	67.7	65.21	18.87	74.77		

15-3 Aenigmatite

15-3-1 Données analytiques

L'aenigmatite est un pyroxénoïde typique des roches hyper-alcalines riches en sodium. La formule structurale actuellement adoptée est celle de Kesley et McKie (1964) et de Cannillo et al. (1971) : $\text{Na}_4(\text{Fe}^{2+}_{10}\text{Ti}_2)\text{Si}_{12}\text{O}_{40}$. L'aenigmatite a été observée et analysée (tableau 15-6) dans des trachytes, des phonolites et des rhyolites des Monts Roumpi. Les conditions d'analyse sont : 15 kv de tension d'accélération des électrons et un courant de 10 nanoampères. Les temps d'intégration s'élèvent à 10 s pour Si et Na et à 20 s pour les autres éléments. Les standards varient suivant les éléments (Si, Na, Ti, Fe sur aenigmatite, Ca et Mg sur diopside, Zr sur zircon, K sur orthose, F sur fluorine, Cl sur vanadite, Zn sur blende et Mn sur MnTiO_3). La formule structurale est calculée sur la base de 14 cations et 20 atomes d'oxygène. Les compositions obtenues dans les rhyolites sont pauvres en alumine ; les valeurs de Si sont comprises entre 5,81 et 5,99 ; mais, une fois sur deux, la somme de Si et Al ne suffit pas pour saturer le site tétraédrique à 8 cations. L'aenigmatite des trachytes est pauvre en silice (5,54 à 5,88 cations de Si) mais elle contient assez d'aluminium, ce qui maintient la somme Si + Al au-dessus de 6. L'aenigmatite des phonolites est riche en silice et alumine. Dans les roches étudiées, en plus du fer et du titane, le site octaédrique comporte des éléments mineurs (Al^{VI} , Mg, Mn, Zn et Zr). La somme Ca + Na + K est toujours supérieure à 2, ce qui fait qu'une partie du Ca est affectée au site octaédrique encore incomplet. Quelquefois, Na est supérieur à 2 ; de telles valeurs élevées de Na proviennent vraisemblablement d'une surestimation lors de l'analyse à la microsonde (Larsen, 1977). Les variations des teneurs en titane sont plus importantes dans les cristaux d'aenigmatite des trachytes que dans ceux des rhyolites (4,5 à 8,4 % contre 6,3 à 7,9 %) ; ceux des phonolites sont plus pauvres en TiO_2 (3 à 5 %). L'existence d'une zonation chimique à travers un même cristal n'a pas été établie. Cependant, les proportions des molécules qui constituent des solutions solides limitées avec l'aenigmatite (Nicholls et Carmichael, 1969 ; Hodges et Baker, 1973 ; Larsen, 1977) ont été calculées pour visualiser l'écart d'avec l'aenigmatite idéale. C'est ainsi que la méthode de calcul proposée par Larsen (1977) a été modifiée pour éviter d'obtenir des valeurs de ferri-aenigmatite indépendantes de celles de Fe^{3+} :

- i) la moitié des cations de Ca est attribuée à la rhönite (1),
- ii) $\text{Al}_2 - \text{Ca} \implies \text{Fe}^{3+} - \text{Al}$ -aenigmatite (2),
- iii) Fe^{3+}_2 est affecté aux molécules d'aenigmatite "ferri-tecthermakitique" (3),
- iv) la ferri-aenigmatite est formée proportionnellement aux molécules déjà calculées et aux Fe^{3+} , Ti et Zr encore disponibles.

Donc, à l'ensemble des molécules (100 %) sont retranchées les trois premières molécules : $100 - (1 + 2 + 3) = A$

puis $0,5 \text{ Fe}^{3+} = B$ et $B + \text{Ti} + \text{Zr} = C$

ferri-aenigmatite = $A * B : C = D$ et aenigmatite idéale = $A - D$. Les résultats sont mentionnés au tableau 15-4.

En outre, l'aenigmatite comporte d'autres oxydes (MnO , ZrO_2 , ZnO , Nb_2O_5) en teneurs non négligeables. Les fortes valeurs de MnO (2,3 %) sont semblables à celles généralement observées dans les cristaux d'autres provinces magmatiques à l'exception de celles de l'aenigmatite de Granitberg en Afrique du Sud (Marsh, 1975). Les données bibliographiques sur les éléments en traces de l'aenigmatite sont rares ; seuls les travaux de Larsen (1977) peuvent servir d'outil de comparaison. Dans les cristaux étudiés, la moyenne des teneurs de chaque élément en trace est supérieure à celle relevée dans les intrusions d'Ilimaussaq.

15-3-2 Substitutions et variations chimiques

Chaque type de molécule estimée correspond à une substitution (Larsen, 1977) selon le principe suivant :

- rhönite : les teneurs en calcium sont à relier à des molécules de rhönite non magnésienne suivant la substitution $\text{Na}_2\text{Si} \iff \text{Ca}_2\text{Al}_2$ malgré l'absence de corrélation entre Al et Si qui résulte du fait que le fer entre en site tétraédrique. L'absence de

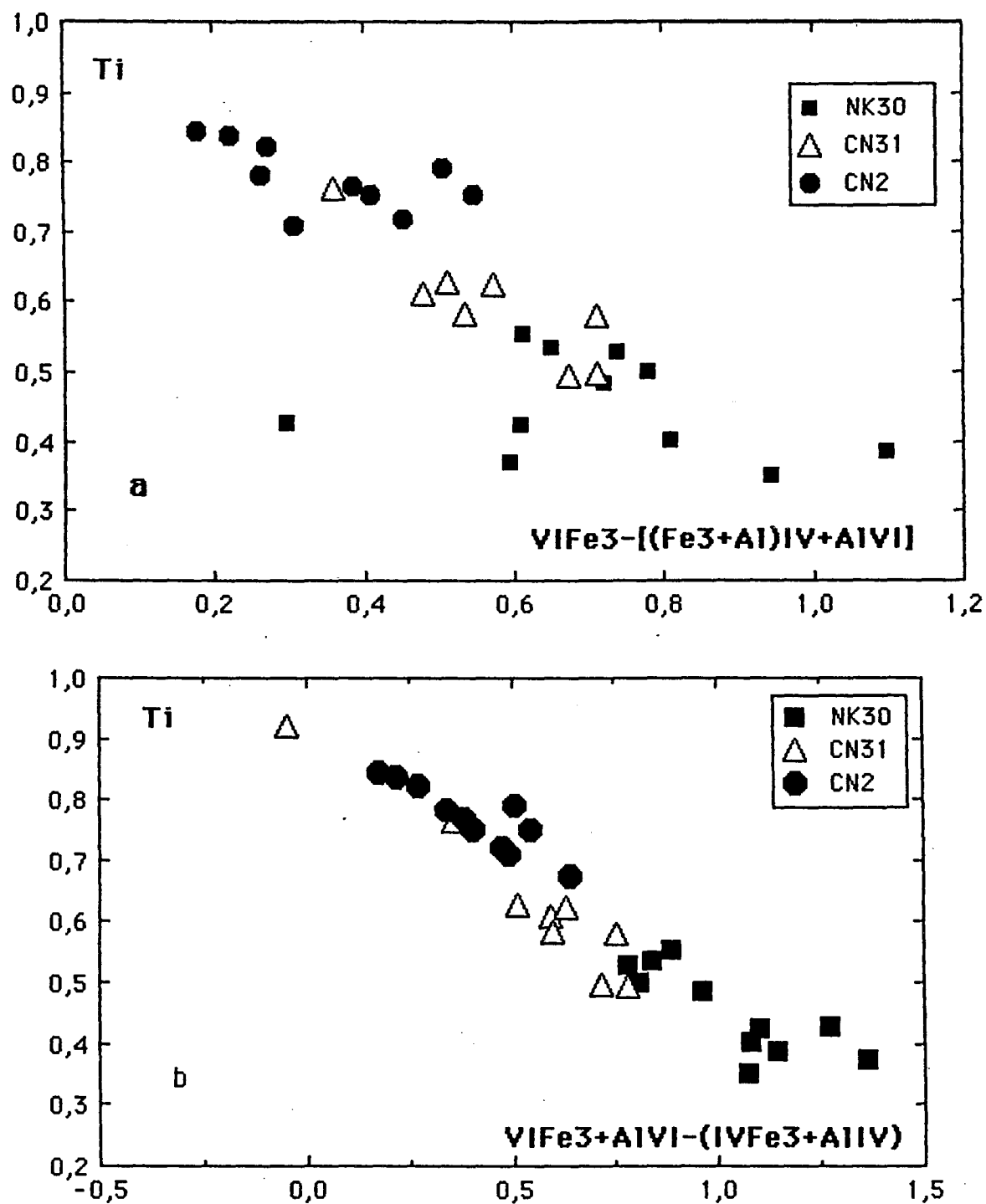


Fig. 15-12 : Evolution des compositions des aenigmatites des Monts Roumpi (explication dans le texte).

corrélation entre Na et Ca est due à des compensations irrégulières des charges par Fe^{3+} et Al du site octaédrique.

- Fe^{3+} -Al-aenigmatite : elle apparaît s'il subsiste de l'aluminium tétraédrique après le calcul de la rhönite et résulte la substitution couplée $\text{Fe}^{2+}_y \text{Si} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}_y \text{Al}_z$. Tous les cristaux d'aenigmatite analysés comportent du Fe^{3+}_y . Les excès d'aluminium du site tétraédrique atteignent 0,24 cation dans les trachytes, 0,13 dans les phonolites et au plus 0,06 cation dans les rhyolites.

- Fe^{3+} -aenigmatite tschermakitique : lorsque la somme Si + Al ne suffit pas pour remplir le site tétraédrique à 6 cations, Fe^{3+} est utilisé. L'entrée du fer dans le site tétraédrique obéit à la substitution $\text{Fe}^{2+}_y \text{Si} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}_y \text{Fe}^{3+}_z$. C'est ainsi que les molécules tschermakitiques atteignent 11,5 % dans l'aenigmatite des rhyolites et 15,5 % dans celle des trachytes. L'aenigmatite des phonolites n'en comporte pas.

- ferri-aenigmatite : elle constitue un pôle (Ernst, 1962) dépourvu de titane, contrairement à l'aenigmatite "idéale". Elle caractérise donc le déficit en titane de l'aenigmatite analysée. La principale substitution qui regit ce déficit en titane est $\text{Fe}^{2+}_y \text{Ti} \rightleftharpoons 2\text{Fe}^{3+}_y$. Cette substitution majeure n'apparaît pas clairement dans un diagramme Ti vs Fe^{3+} . La corrélation négative Ti vs Fe^{3+} (fig.12a) devient nette lorsque Fe^{3+} est diminué de $(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})_z$ et Al_y (Hodges et Baker, 1973) ou $\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}}$ diminué de $(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})^{\text{IV}}$ (fig. 12b) pour tenir compte de toutes les autres substitutions mentionnées plus haut. L'aenigmatite des laves des Monts Roumpi montre des proportions élevées en ferri-aenigmatite : 40 à 64 % dans les phonolites, 20 à 44 % dans les trachytes (à l'exception d'une analyse n'en ayant qu'1 %) et 12 à 35 % dans les rhyolites. La corrélation négative entre le titane et les molécules de ferri-aenigmatite est nette, seules quelques analyses au déficit de Si nul ou très faible s'écartent de la lignée générale.

15-3-3 Conditions de cristallisation

15-3-3-1 Roches hôtes

Les relations entre la composition de l'aenigmatite par et celle de la roche hôte sont ambiguës. Comparée à l'aenigmatite des granites alcalins de Liruei, Nigéria (Borley, 1976) ou de Taghouaji, Niger (Perez, 1985) l'aenigmatite de nos rhyolites est pauvre en titane, pourtant la roche-hôte comporte plus de titane (0,2 %) que les granites sus-cités. Les cristaux apparus dans les trachytes à 0,5 % de TiO_2 en sont plus pauvres. Les faibles teneurs en titane trouvées dans l'aenigmatite des syénites néphéliniques à analcime de Plateau Diablo (Hodges et Baker, 1973) ont été attribuées aux faibles concentrations en titane des roches hôtes (0,04 à 0,11 % de TiO_2), concentrations pourtant semblables à celles des granites alcalins. En outre, l'aenigmatite sans titane (Wilkinsonite, Duggan, 1990) cristallise dans les roches sous-saturées en silice et pauvres en titane. Aux teneurs en titane des roches totales semblables, l'aenigmatite des roches sursaturées en silice est plus riche en titane que celles des roches sous-saturées. Il a été remarqué que des roches pauvres en titane mais à fortes valeurs de quartz normatif comportent de l'aenigmatite riche en titane (Valde, 1978). Ce minéral est rarement analysé et très souvent, deux ou trois analyses seulement sont publiées. Ainsi, pour de nombreuses roches connues dans la bibliographie, la détermination de l'intervalle des teneurs en titane de l'aenigmatite s'avère délicate. En outre, souvent, lorsque les analyses des minéraux sont connues, celles des roches totales ne le sont pas. Malgré toutes ces difficultés, l'exploitation de nombreuses données bibliographiques permet de préciser la distribution des teneurs en titane des aenigmatites en fonction de la néphéline ou du quartz normatifs (fig.15-13a) des roches hôtes :

- Les teneurs en titane de l'aenigmatite culminent à 10,5 % pour toutes les valeurs de néphéline ou de quartz normatif.

- Les données actuellement disponibles indiquent de faibles teneurs de 1,5 à 4 % de titane de l'aenigmatite seulement dans des roches à faibles valeurs en quartz et surtout en néphéline normatifs. Seule une phonolite du Kenya (Price et al., 1985) ayant 29 % de néphéline normative et un granite de Ningi-Burra, Nigéria (Ike, 1985) ayant 30 % de quartz normatif font exception à cette dernière remarque. Leur aenigmatite ne comporte que 5,6 et 6 % de TiO_2 , respectivement. Des analyses par voie humide des cristaux

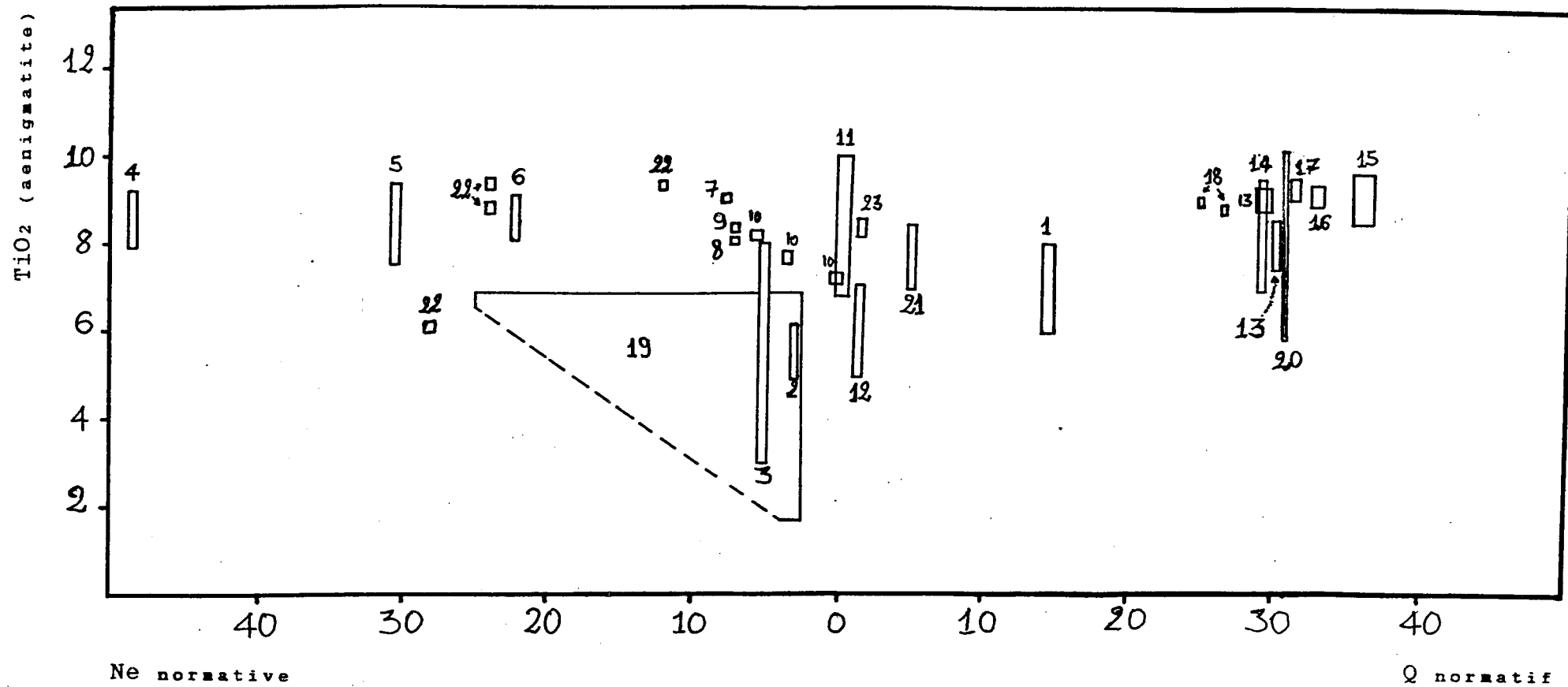


Fig. 15-13a

d'aenigmatite (séparés) du microgranite de l'île d'Ailsa Craig indiquent 4,5 à 10,23 % de TiO₂ (Howie et Walsh, 1981). Les analyses par voie humide indiquent la composition moyenne d'un ensemble de cristaux qui ne correspond pas des compositions extrêmes, ou tout du moins, ponctuelles comme celles obtenues par microsonde.

La figure 15-13b montre que les surfaces des domaines des solutions solides entre la ferri-aenigmatite et l'aenigmatite "idéale" sont proportionnelles à la somme des alcalins jusqu'à 14 % (domaine des trachytes et des trachy-phonolites). Puis, elles diminuent rapidement vers les fortes valeurs (domaine des kakortokites et des naujaïtes). Les faibles sommes d'alcalins apparaissent dans les granites. Une tentative de comparaison de la teneur en titane de l'aenigmatite avec les indices d'hyperalcalinité des roches hôtes n'a révélé aucune relation nette. Même si la composition de la roche totale gouverne celle de l'aenigmatite qui y cristallise, son rôle est limité par les paramètres physiques de cristallisation. C'est ainsi que l'aenigmatite cristallise à la suite d'une variation des conditions thermodynamiques du magma hôte vers le domaine d'instabilité des oxydes ferrotitanés (Nicholls et Carmichael, 1969). Ces oxydes réagissent avec le magma résiduel en libérant le titane qui est alors fixé dans l'aenigmatite. La composition de l'aenigmatite peut donc être contrôlée par le degré de résorption des oxydes associés. Les relations texturales montrent que l'aenigmatite cristallise pendant la période tardimagmatique. Comme pour les clinopyroxènes riches en zirconium, les variations des concentrations de titane d'un cristal à l'autre dans une même roche reflètent les différences de composition, de pression et de température des poches de magma résiduel.

15-3-3-2 Conditions physiques

Depuis les travaux de Ernst (1962), il est connu que la ferri-aenigmatite est stable sous de faibles fugacités en oxygène contrôlées par le tampon wüstite-magnétite. Les expériences de Lindsley (1971) montrent que l'aenigmatite idéale cristallise sous des fugacités en oxygène comprises entre les tampons QFM et Ni-NiO pour des températures de 400 à 900 °C. Nos aenigmatites ont des compositions intermédiaires entre l'aenigmatite "idéale" et la ferri-aenigmatite et leurs conditions physiques de cristallisation peuvent être recherchées à l'aide de la composition de la roche, des associations minérales et des considérations thermodynamiques :

Fig. 15-13a : TiO₂ (Aenigmatite) - Néphéline ou Quartz (normatifs)

(1 : rhyolite ; 2 : trachyte ; 3 : phonolite des Monts Roumpi, *cette étude*) ; (4 : naujaïte ; 5 : foyaïte à sodalite ; 6 : syénite hétérogène ; 7 : kakortokite rouge ; 8 : kakortokite noire ; 9 : pulaskite, granite alcalin, microsyénite ; Ilimaussaq, *Ferguson, 1964 ; Larsen, 1976 ; 1977*) ; 10 : trachyte et phonolite de l'Adamaoua, Cameroun, *Temdjim, 1986* ; 11 : syénite de Morotu, *Grapes et al., 1979* ; 12 : trachytes d'Hawaï, *Velde, 1978* ; 13 : pantellérites de Nouvelle Zélande (a) et du Kenya (b), *Nicholls et Carmichael, 1969* ; 14 : commendites d'Edziza, Canada, *Yagi et Souther, 1974* ; 15 : granite du Niger, *Pérez, 1985* ; 16 : granite du Mali, *Diombana, 1988* ; 17 : granite du Mali, *Ba, 1982* ; 18 : pantellérites de Pantelléria, *Carmichael, 1962* ; 19 : syénites à analcime du Plateau de Diable, USA, *Baker et al., 1977 ; Baker et Hodges, 1977* ; 20 : granite du Nigéria, *Ike, 1985* ; 21 : trachytes d'Australie, *Ewart, 1985* ; 22 : phonolite du Kenya, *Price et al., 1985* ; 23 : microsyénite de Kap Edvard Holm, *Deer et al., 1982* ; 24 : trachytes d'Australie, *Abott, 1967* ; 25 : syénites du Malawi, *Platt et Woolley, 1986*.

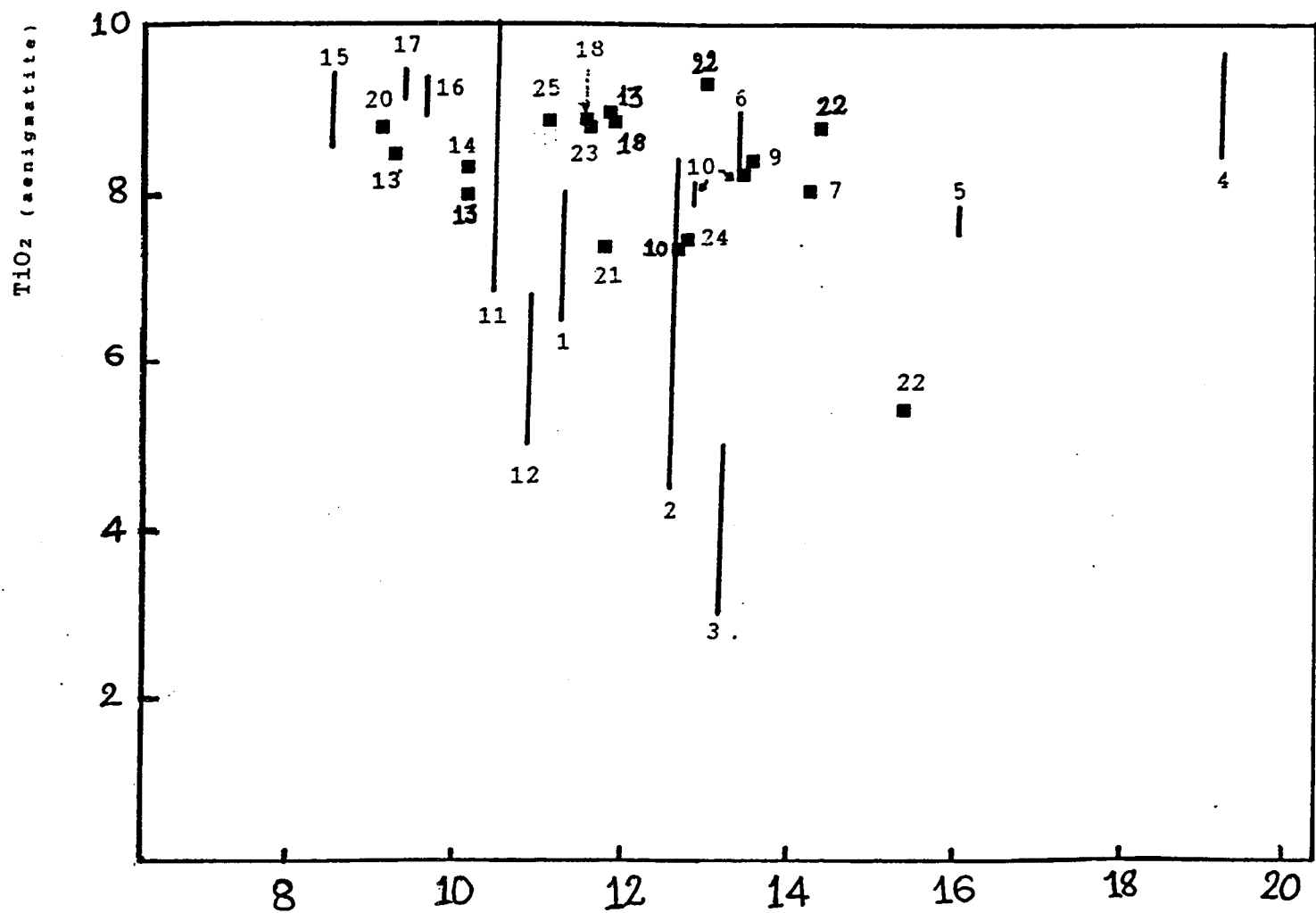


Fig. 15-13b : TiO_2 (aenigmatite) - alcalins (roche). Même légende que fig. 15-13a.

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (roche)

1) composition de la roche et associations minérales

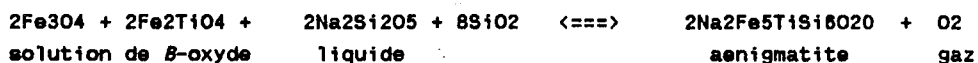
- Dans les trachytes, l'aenigmatite apparaît surtout en de minuscules baguettes dans la mésostase ou en rares microphénocristaux parfois accolés à la biotite (planche 7, photo 1). Elle forme aussi des auréoles micrométriques et discontinues autour de certains cristaux de titanomagnétite. Ces trachytes comportent de l'olivine ferrière et des clinopyroxènes riches en acmite. Le développement tardif de l'aenigmatite aux dépens de la titanomagnétite traduit une chute des conditions oxydantes vers la fin de la cristallisation.

- L'aenigmatite des rhyolites a une couleur plus claire que celle des trachytes. En certains endroits, l'aenigmatite entoure des cristaux d'oxyde multilobés avant de constituer, elle aussi, des inclusions plus ou moins complètes dans des cristaux d'arfvedsonite. Des textures semblables ont été interprétées comme résultant d'une déstabilisation de l'aenigmatite en arfvedsonite et ilménite (Larsen, 1977). Dans nos roches, aucun contact entre les inclusions d'oxyde (quand elles existent) et les placages d'amphibole n'a été observé ; les deux minéraux étant toujours séparés par l'aenigmatite. Ici, les relations texturales indiquent plutôt une séquence de cristallisation des phases minérales contrôlée par les variations des conditions physiques. Au début de la cristallisation du magma, la fugacité d'oxygène est suffisante pour la formation de la titanomagnétite. Puis elle diminue probablement avec le dégazage sporadique, l'aenigmatite cristallise autour de la titanomagnétite qui a réagi avec le liquide résiduel. Vers la fin de la cristallisation, le magma se comporte comme un système fermé, la fugacité d'oxygène et la pression partielle de l'eau augmentent ; il s'ensuit un arrêt de la cristallisation de l'aenigmatite. L'arfvedsonite apparaît en couronnes (incomplètes) autour des cristaux d'aenigmatite qu'elle englobe parfois.

- Les minéraux mafiques (aenigmatite, arfvedsonite, aegyrine) des phonolites s'imbriquent en grappes (planche 7, photo 3). Leur forme dendritique et leur mode d'association sont le reflet d'une syncristallisation rapide. De rares inclusions micrométriques de magnétite ont été décelées au cœur de certains cristaux d'aenigmatite. Il apparaît indubitable que les phonolites ont cristallisé surtout dans le domaine $fO_2 - 7$ de "no-oxide" défini par Nicholls et Carmichael (1969) dans des magmas saturés et sursaturés en silice et, étendu aux magmas sous-saturés en silice par Marsh (1975).

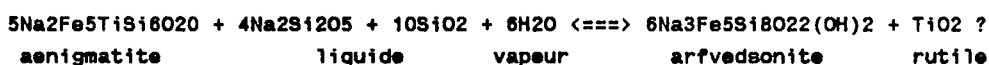
ii) considérations thermodynamiques

L'aenigmatite des trachytes s'est formée aux dépens de la titanomagnétite précoce et du liquide résiduel. Ses relations avec l'aegyrine ne montrent aucun signe d'interdépendance comme dans les syénites de Morotu, Sakhalin (Grapes et al., 1979). La réaction suivante peut être formulée :



La réaction libre de l'oxygène. Raisonnablement, de telles réactions sont susceptibles d'intervenir dans un milieu réducteur où les oxydes ne sont plus stables ("no-oxide" field). Ceci permet de conclure à une fugacité d'oxygène relativement basse pour la cristallisation de l'aenigmatite.

Les rhyolites ont connu une variation semblable de fugacité d'oxygène. Toutefois, des placages d'arfvedsonite sur l'aenigmatite et les cas extrêmes d'inclusion d'aenigmatite dans l'amphibole indiqueraient une élévation tardive de la pression partielle en eau et de la fugacité en oxygène. La réaction peut s'écrire :



15-3-4 Conclusion

La cristallisation de nos aenigmatites aurait commencé à une fugacité d'oxygène proche du tampon QFM dans les trachytes et les rhyolites pour des températures voisi-

nes de 750° C (effet du fluor), et proche du tampon wüstite-magnétite dans les phonolites pour des températures voisines de 700° C. La solution solide presque complète entre l'aenigmatite et la ferri-aenigmatite des cristaux contenus dans les laves des Monts Roumpi indique une grande variation des température et pressions pendant leur cristallisation. Les molécules de rhönite, de Fe^{3+} -Al-aenigmatite et de Fe^{3+} -aenigmatite tschermakitique forment des solutions solides limitées avec l'aenigmatite idéale. Parmi les substitutions ioniques établies entre la rhönite et l'aenigmatite (Johnston et Stout, 1985), le couple $\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}} \rightleftharpoons \text{Na} + \text{Si}$ présente une forte corrélation (coef = -1). La coïncidence de la droite de corrélation avec la rhönite et l'aenigmatite idéales a permis de conclure que les sites tétraédriques et ceux de coordinence huit des deux minéraux sont liés par cette substitution couplée. Le report de nos analyses dans un diagramme $\text{VIII}_{\text{Ca}} + \text{IV}_{\text{Al}}$ en fonction de $\text{Na} + \text{Si}$ permet de visualiser leur faible taux de solution solide avec la rhönite (fig. 15-14). Dans ce diagramme, la dorrite idéale et des analyses de dorrite naturelle de Wyoming, U.S.A. (Cosca et al., 1988) ont été reportées pour comparaison. Ce dernier minéral actuellement bien défini (Cosca et al., 1988) a des structures chimique et géométrique comparables à celles de la rhönite (Mumme, 1988). A basse pression, sa stabilité dans un environnement à forte fugacité d'oxygène et haute température indique une probable incompatibilité avec l'aenigmatite qui cristallise sous faible fugacité d'oxygène et moyenne à basse température. En outre, les compositions des liquides à partir desquels cristallisent chacun des deux minéraux sont très différentes : liquide calcique et alumineux pour la dorrite et liquide hyperalcalin pour l'aenigmatite. Selon la structure géométrique, la différence fondamentale d'arrangement structural entre les minéraux du groupe de l'aenigmatite à excès de calcium et ceux à excès de sodium peut être proposée comme une des explications à l'absence de solution solide continue entre la rhönite et l'aenigmatite (Mumme, 1988).

Tableau 15 - 4 : Analyses représentatives des aenigmatites des laves felsiques des Monts Roumpi

Sample	NK30	CN31										CN2									
SiO2	41.33	39.65	41.62	40.66	40.81	40.23	40.37	38.17	40.47	40.83	39.36	41.76	40.40	42.83	41.41	40.99	41.27	41.58			
TiO2	3.93	3.19	5.16	3.68	4.89	5.35	4.56	8.42	5.79	7.16	5.80	7.53	6.94	6.37	7.84	7.23	6.53	7.64			
Al2O3	1.91	1.40	1.15	1.27	0.97	1.23	1.31	1.79	1.27	1.04	1.49	0.79	0.43	3.74	0.30	0.82	0.74	0.23			
FeO	40.64	42.66	40.81	41.75	41.65	41.49	42.05	40.51	40.66	40.52	41.53	41.09	42.15	37.38	40.85	40.20	40.12	41.05			
MnO	1.85	1.84	2.30	1.79	1.86	2.05	1.86	2.15	1.98	1.94	2.00	1.89	1.96	1.99	2.00	2.35	2.31	1.65			
MgO	0.23	0.30	0.18	0.32	0.49	0.33	0.32	0.27	0.34	0.38	0.35	0.15	0.13	0.09	0.01	0.08	0.06	0.14			
CaO	0.73	0.51	0.33	0.34	0.33	0.29	0.41	0.43	0.31	0.31	0.57	0.48	0.46	0.44	0.34	0.46	0.37	0.24			
Na2O	6.96	6.73	7.35	6.97	7.02	6.99	6.93	6.71	7.26	7.38	6.87	7.61	6.93	7.32	6.89	6.84	6.83	7.12			
K2O	0.59	0.04	0.12	0.10	0.05	0.09	0.06	0.02	0.13	0.07	0.07	0.02	0.03	0.12	0.02	0.17	0.31	0.04			
ZrO2	0.16	0.22	0.14	0.13	0.20	0.39	0.37	0.45	0.34	0.26	0.23	0.00	0.02	0.08	0.06	0.05	0.08	0.09			
ZnO	0.09	0.03	0.00	0.07	0.03	0.23	0.06	0.01	0.04	0.04	0.00	0.24	0.20	0.19	0.14	0.18	0.08	0.07			
Nb2O5	0.45	0.70	0.27	0.46	0.46	0.00	0.83	0.24	0.73	0.77	0.84				0.26	0.16	0.30	0.22			
F						0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.03	0.04							
Cl												0.00	0.00	0.01							
T-F+Cl	98.8	97.3	99.4	97.5	98.8	98.7	99.1	99.2	99.3	100.7	99.6	101.7	99.7	100.6	100.1	99.5	99.0	100.1			
Si	5.924	5.825	5.943	5.928	5.886	5.814	5.830	5.540	5.814	5.796	5.737	5.845	5.817	5.990	5.939	5.901	5.967	5.954			
AlIV	0.076	0.175	0.057	0.072	0.114	0.186	0.170	0.306	0.186	0.174	0.253	0.127	0.069	0.010	0.051	0.099	0.033	0.039			
Fe3IV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.154	0.000	0.030	0.010	0.019	0.114	0.000	0.010	0.000	0.000	0.017			
AlVI	0.247	0.067	0.137	0.136	0.021	0.023	0.053	0.000	0.029	0.000	0.000	0.000	0.000	0.600	0.000	0.040	0.093	0.000			
Fe3VI	0.931	1.183	0.806	1.015	0.874	0.919	0.895	0.411	0.790	0.564	0.774	0.652	0.731	0.054	0.239	0.401	0.433	0.327			
Fe2	3.929	4.043	4.057	4.063	4.150	4.084	4.172	4.344	4.084	4.207	4.204	4.153	4.329	4.316	4.646	4.432	4.411	4.566			
Ti	0.423	0.352	0.554	0.403	0.530	0.581	0.495	0.919	0.625	0.764	0.627	0.791	0.752	0.673	0.845	0.782	0.710	0.822			
Mg	0.049	0.066	0.034	0.069	0.105	0.071	0.069	0.058	0.073	0.080	0.075	0.034	0.028	0.019	0.024	0.017	0.013	0.030			
Mn	0.225	0.229	0.278	0.221	0.227	0.251	0.227	0.264	0.241	0.233	0.244	0.224	0.239	0.234	0.243	0.286	0.283	0.200			
Zr	0.011	0.016	0.010	0.009	0.014	0.027	0.026	0.032	0.024	0.018	0.016	0.000	0.000	0.008	0.004	0.004	0.006	0.006			
Zn	0.010	0.003	0.000	0.008	0.003	0.025	0.006	0.001	0.004	0.004	0.000	0.026	0.021	0.017	0.015	0.019	0.009	0.007			
Nb	0.023	0.037	0.014	0.024	0.024	0.000	0.043	0.013	0.038	0.040	0.044	0.000	0.000	0.000	0.014	0.008	0.016	0.011			
Ca	0.112	0.080	0.050	0.053	0.051	0.045	0.063	0.067	0.048	0.047	0.088	0.072	0.000	0.067	0.052	0.071	0.057	0.037			
Na												0.000	0.064	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			
K	1.933	1.915	2.034	1.969	1.961	1.957	1.939	1.887	2.021	2.030	1.916	2.064	1.931	1.984	1.915	1.908	1.913	1.975			
Total	14.00	14.00	14.00	13.99	13.97	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.01	14.10	13.99	14.00	14.00	14.00	14.00			
Rhonite	5.60	4.00	2.50	2.65	2.55	2.25	3.15	3.35	2.40	2.40	4.40	3.80	3.30	3.35	2.60	3.55	2.85	1.85			
Fe3-Al	0.00	9.50	0.70	1.90	6.30	14.10	10.70	23.90	13.80	12.70	16.50	5.50	0.50	0.00	0.00	2.80	0.00	0.20			
Fe3-Tsch						0.00	0.00	15.40	0.00	3.00	1.00	1.90	11.40	0.00	1.00	0.00	0.00	1.70			
Fe3-Ad	52.10	60.59	41.52	55.02	42.95	39.06	43.74	0.97	33.60	20.72	32.33	26.51	28.64	34.26	12.07	19.23	23.28	16.41			
Ideal-A	43.30	25.91	33.29	40.43	48.20	44.59	42.41	56.38	50.20	61.18	45.77	62.29	56.16	62.34	65.33	74.43	73.87	79.84			

15-4 AMPHIBOLES

15-4-1 Caractères généraux

A l'inverse des olivines et des pyroxènes qui constituent les phases mafiques dominantes dans la plupart des laves étudiées, l'amphibole apparaît de façon sporadique et tardive. Sa présence est notée uniquement dans les trachytes, phonolites et rhyolites de la série.

Une enclave de trachyte dans des trachytes hyperalcalins comportent des phénocristaux millimétriques de kaersutite intensément pléochroïque du brun rouge au brun jaune clair. Les cristaux de kaersutite, aux contours dentelés, montrent une couronne de biotite rouge parfois doublée d'un chapelet de titanomagnétite, d'hédenbergite et d'apatite. En des endroits, la ceinture de biotite est interrompue par des mailons d'amphibole jaune à jaune clair à composition de hornblende pargasitique et ferrière. Au-delà de la couronne de hornblende pargasitique, le chapelet de titanomagnétite, d'hédenbergite et d'apatite ne montre aucune interruption. Dans les phonolites et les rhyolites, des amphiboles alcalines pléochroïques du bleu au vert coexistent avec d'autres minéraux mafiques. Les phénocristaux millimétriques sont observés surtout dans les rhyolites où ils englobent l'aenigmatite, l'aegyrine, le feldspath et parfois le sphène ou l'olivine altérée et remplacée par des carbonates. Partout ailleurs, des microlites effilochés s'imbriquent à l'aegyrine et/ou l'aenigmatite. Selon la classification de Leake (1978), les amphiboles des enclaves de trachytes appartiennent aux groupes des amphiboles calciques et celles phonolites et des rhyolites, aux amphiboles alcalines.

15-4-2 Evolution générale des amphiboles

Des trachytes aux phonolites et rhyolites, la composition des amphiboles évolue du pôle calcique vers le pôle sodique selon la succession kaersutite - hornblende hastingsitique magnésienne - hornblende pargasitique ferrière ou ferro-édénitique - ? ? ? - fluoro-ferro-eckermanite - fluoro-arfvedsonite. Un important hiatus sépare les amphiboles calciques des amphiboles sodiques dans le diagramme Na + K vs Mg / (Mg + Fe) (fig. 15-15).

15-4-3 Les amphiboles calciques

15-4-3-1 Données analytiques

Leur composition varie de la kaersutite à la hornblende ferro-édénitique des coeurs aux bords des phénocristaux ; la composition intermédiaire étant celle de hornblende hastingsitique magnésienne.

La kaersutite est une amphibole calcique de formule générale $\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Ti}_9\text{Si}_6\text{Al}_2(\text{O} + \text{OH})_{24}$ essentiellement caractérisée par sa forte teneur en titane ($\text{Ti} > 0,5$ a.f.u.). Celle analysée dans nos laves montre un site tétraédrique de composition proche de l'idéal : $\text{Si} = 8,043$ et $\text{Al}^{\text{IV}} = 1,957$; très peu de Al se trouve en position octaédrique (0,068 au plus). Le manganèse est insignifiant ($< 0,05$ a.f.u.). Le fer (1,711 a.f.u.) complète Mg et Ti qui sont insuffisants pour remplir le site C. Le site A est toujours incomplet. A titre de comparaison, la kaersutite des enclaves de trachytes des Monts Roumpi est moins alumineuse (11 % Al_2O_3) que celle des intrusions de gabbros alcalins liées de Brossard, Montréal (Gunn, 1972), des mégacristaux des basanites d'Armidale, New South Wales (Binns, 1970), des xénocristaux et mégacristaux des laves de Funk, île du sud-ouest de l'Océan Indien (Reid et Roex, 1988) ou enfin des trachytes de Velay oriental, France (Cotonian et al., 1988). Sa teneur en alumine est voisine de celles des microlites de kaersutite des roches alcalines des White Mountains Magma Series (Bédard, 1988). Les variations du titane sont réduites. La hornblende hastingsitique magnésienne et la hornblende pargasitique ferrière comportent 3,65 à 2,11 de TiO_2 qui leur confèrent le qualificatif de titanifère. De la kaersutite à la hornblende ferro-édénitique, les concentrations de magnésium et de titane baissent concomitamment à l'augmentation des teneurs en sodium et en potassium (tableau 15-7). Le potassium atteint 0,28 a.f.u. et les hornblendes acquièrent le qualificatif de potassique (Leake, 1978). Le site A se

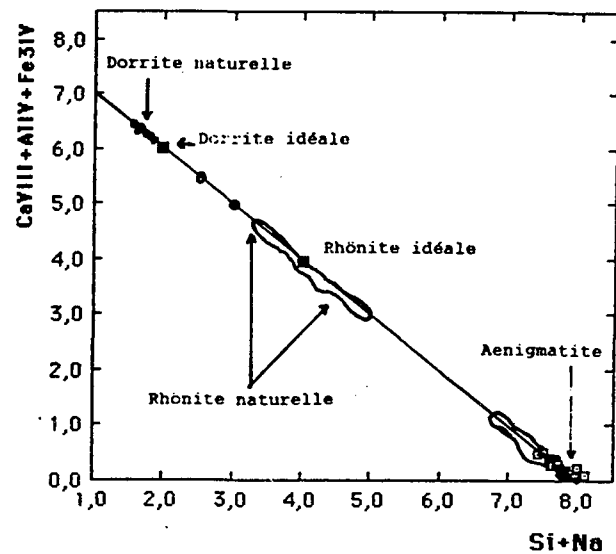


Fig. 15-14: Illustration des taux de solution solide de nos aenigmatites avec la rhönite. La dorrite se trouve au pôle opposé. Les solutions solides sont limitées par les différents arrangements structuraux, le gisement et les conditions physiques de cristallisation.

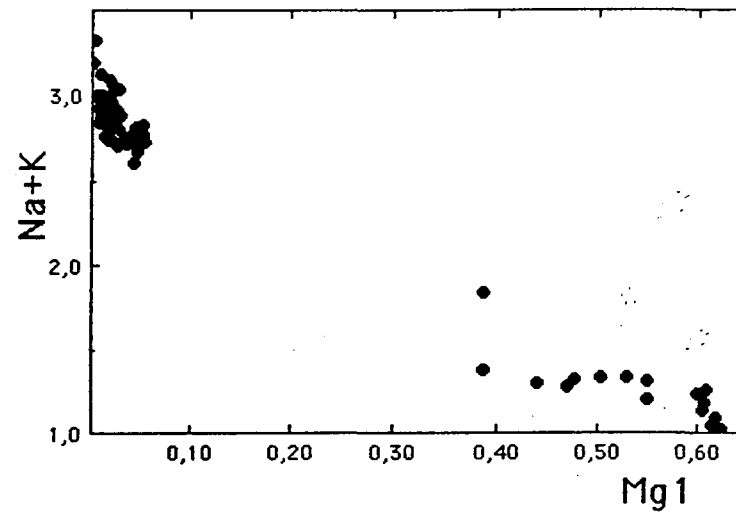


Fig. 15-15: Evolution générale des amphiboles des laves de la première séquence volcanique.

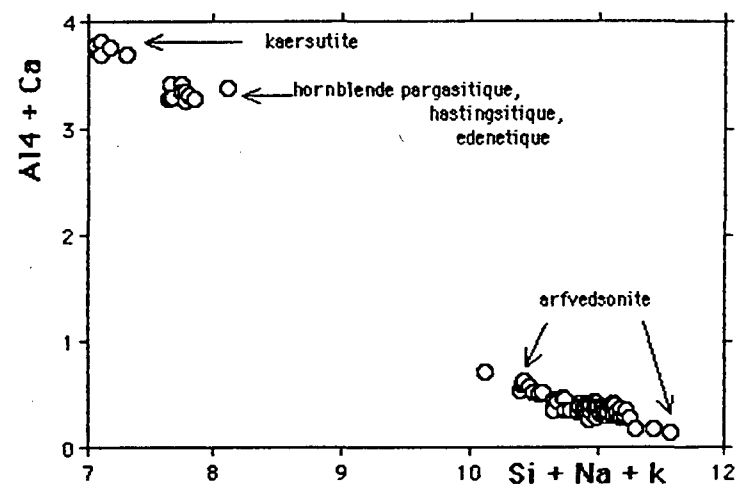


Fig. 15-16: Diagramme A14+Ca en fonction de Si+Na+K des amphiboles des Monts Roumpi (atomes).

remplit progressivement et devient finalement excédentaire. Le calcium varie très peu (11 à 10,5 % CaO). L'élévation de Si de 6,038 à 6,518 conduit à placer une partie de l'alumine en site octaédrique. Le diagramme $Al^{IV} + Ca$ vs $Si + Na + K$ montre une dépendance entre l'augmentation de la silice et des alcalins et la baisse de Al^{IV} . Les substitutions isomorphes intervenues au cours de la cristallisation des amphiboles calciques peuvent être résumées de la manière suivante :

- (1) $Mg \rightleftharpoons Fe^{2+}$
- (2) $CaAl^{IV} \rightleftharpoons NaSi$
- (3) $TiAl^{IV} \rightleftharpoons SiAl^{VI}$
- (4) $Ti + O \rightleftharpoons Fe^{3+} + OH^{-}$

Les substitutions (1) et (2) sont omniprésentes dans les séries sursaturées ou sous-saturées en silice, la substitution (4) caractérise les séries alcalines sous-saturées en silice (Giret et al., 1980) tandis que la substitution (3) occasionne le passage de la kaersutite à la hornblende. La substitution $Ti + 2Al^{IV} \rightleftharpoons R^{2+} + 2Si$ pose du fait de la différence de variation entre le fer et le magnésium nécessite une forte température et s'atténue avec l'accroissement de la fugacité d'oxygène au-dessus du tampon Ni-NiO (Spear, 1976). La substitution de Si par Al^{IV} nécessite des conditions de cristallisation profondes, forte pression et température élevée (Holloway et Burnham, 1972). En effet, l'évolution des amphiboles est plus complexe car toutes les formes de substitution interviennent simultanément ou se chevauchent au cours des variations des conditions physiques de cristallisation. Par ailleurs, l'évolution des amphiboles dépend aussi de la saturation en silice et du degré d'hyperalcalinité du magma à partir duquel elles ont cristallisé (Fabriès, 1978 ; Giret et al., 1980). Ces deux paramètres sont difficiles à déterminer avec précision dans des échantillons.

15-4-3-2 Stabilité de la kaersutite et des hornblendes

La kaersutite est souvent décrite dans les roches volcaniques basiques comme étant des mégacristaux ou des xénoctaux ; elle n'a pas été observée dans les basaltes et les hawaïites des Monts Roumpi. Généralement, la kaersutite apparaît instable dans les benmoréites et les trachytes : exemple des laves des environs de Ngaoundéré (Déruelle et al., 1987), du trachyte du Velay oriental (Cotonian et al., 1988) et de la séquence volcanique tardive qui sera décrite plus loin. Les cristaux de kaersutite ici étudiés ne montrent aucun signe de déstabilisation bien que leur équilibre avec la mésoctase soit délicat à établir en présence d'une couronne de biotite. Il est intéressant d'estimer les limites des conditions physiques ayant prévalu à la cristallisation de nos cristaux de kaersutite. Des expériences de Yagi et al. (1975), il ressort que la kaersutite est peu sensible aux variations de pression entre 0 et 23 kb. Par contre elle se désorganise à partir de 500 °C à une atmosphère. Son champ de stabilité en fonction de la pression et de la température est très vaste malgré des conditions expérimentales anhydres. Pour une richesse en eau telle que $pH_2O = 5$ Kb et un tampon QFM, la kaersutite cristallise dans un liquide basaltique à 1000 °C (Helz, 1973). Puis elle est suivie par la hornblende à des températures décroissantes. Les fortes teneurs en volatiles de nos trachytes ne pose aucun doute avec la présence des amphiboles et des micas. La teneur en titane et les valeurs de Al^{IV} des amphiboles augmentent avec la température et la faible fugacité d'oxygène. En admettant que la pression des fluides des trachytes des Monts Roumpi étaient voisines de 5 Kb et au regard des valeurs de Ti, Al^{IV} et Al^{VI} , les phénocristaux de kaersutite et leur couronne de hornblende auraient cristallisé de 1000 à 800 °C avec une fugacité d'oxygène inférieure au tampon QFM ; la titanomagnétite est apparue postérieurement. Ces conclusions confortent celles indiquées par les substitutions.

15-4-4 Les amphiboles alcalines

15-4-4-1 Compositions chimiques

Elles forment une solution solide de la ferro-eckermanite à l'arfvedsonite [$Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)$ compris entre 0 et 0,92], solution pauvre en magnésium ($Mg / Mg + Fe^{2+}$ varie de 0,002 à 0,3). Les fortes teneurs en fluor (2,61 à 3,64 %) leur confèrent

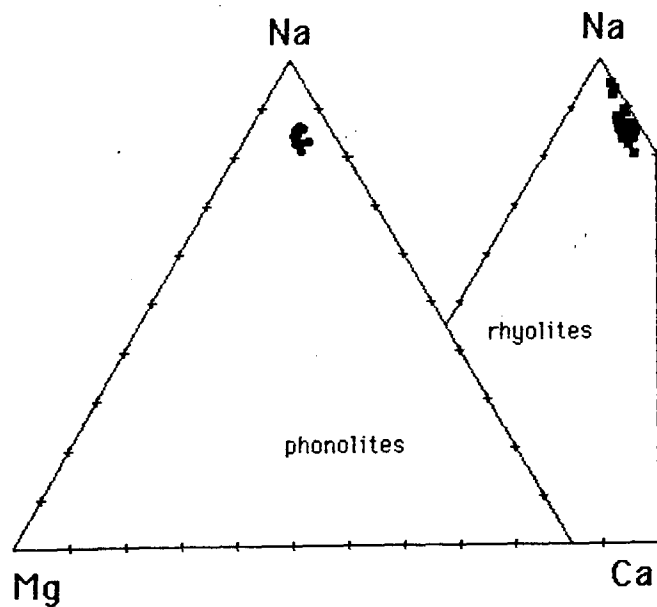
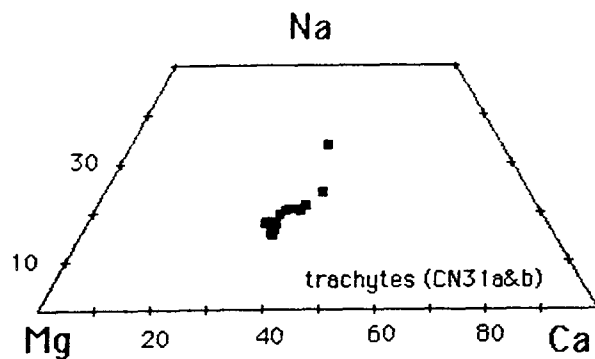


Fig. 15-17 : Les amphiboles alcalines sont plus proches du pôle sodique que la plupart des pyroxènes avec lesquels elles coexistent (voir fig.15-11).

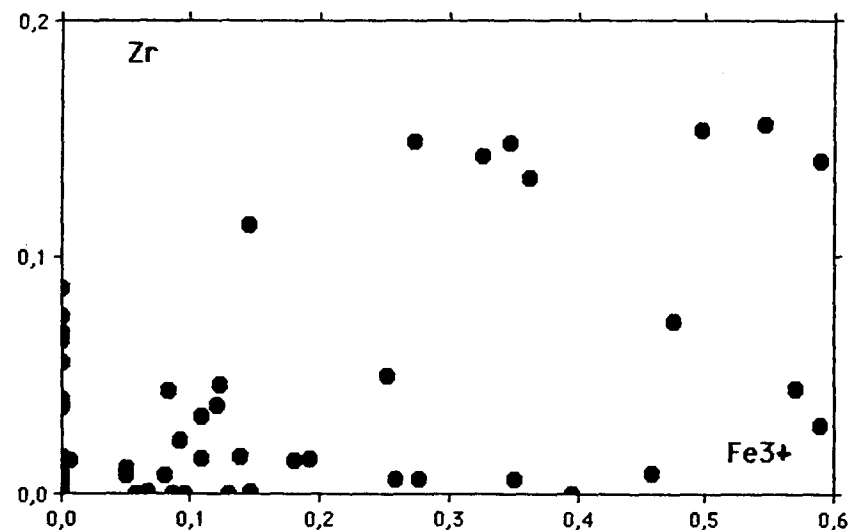
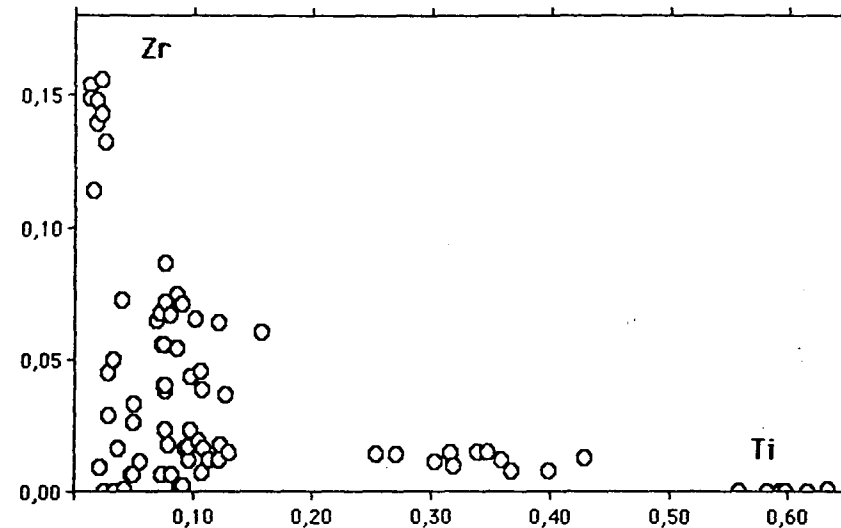


Fig. 15-17' : Zr en fonction de Ti (haut) ou Fe^{3+} (bas) :

Tableau 15 - 5 : Analyses représentatives des amphiboles calciques et alcalines des laves de la première séquence volcanique

Sample	CN2Pb	Pi	Pc	Mc	Mc	Mb	P-O1	P-O1	P-O1	M	NK30	CN31b							
SiO2	49.55	48.02	49.89	49.25	49.28	49.29	50.93	49.35	49.59	49.62	47.24	49.43	48.47	47.71	40.65	39.64	39.95	39.76	41.99
Al2O3	0.52	0.36	0.29	0.25	0.20	0.16	0.51	0.31	0.30	0.23	2.59	4.13	6.41	2.38	8.74	11.05	11.11	11.10	8.11
FeO	32.12	31.83	33.73	32.09	32.28	32.37	31.08	33.33	32.72	30.57	31.50	30.72	29.94	31.21	17.91	13.64	17.74	13.10	16.20
MgO	0.56	0.30	0.22	0.41	0.14	0.14	0.17	0.30	0.41	0.18	0.75	0.72	0.63	0.89	9.19	11.75	6.32	11.78	10.28
MnO	1.95	2.21	2.20	1.99	2.11	2.16	1.65	2.18	2.15	1.93	1.51	1.45	1.54	1.42	0.70	0.36	0.62	0.30	0.67
TiO2	0.88	0.38	0.23	0.86	0.78	1.00	1.30	0.28	0.62	0.99	0.18	0.27	0.24	0.33	2.12	5.11	3.62	5.57	3.07
CaO	2.21	1.81	2.05	1.59	2.37	2.25	1.00	2.05	2.16	2.39	1.47	1.49	1.36	1.60	10.61	11.25	9.86	11.04	10.73
Na2O	8.41	7.91	7.97	8.30	8.02	8.32	8.82	7.94	8.12	8.47	7.66	7.90	7.64	7.58	3.40	3.05	5.24	2.86	3.53
K2O	1.16	1.16	1.34	1.33	1.37	1.43	1.83	1.14	1.42	1.50	1.68	1.92	1.57	1.64	1.31	0.97	1.17	1.03	1.34
ZrO2	0.50	0.08		0.58	0.21	0.23	0.79		0.49	0.05	1.97	0.65	0.60	0.92	0.19	0.00	0.17	0.01	0.16
Nb2O5											0.12	0.25	0.18	0.24					
F	2.95	3.25	3.04	3.06	3.06	2.61	1.43	3.02	3.27	3.12					1.01	0.50	1.07	0.27	1.74
Cl	0.06	0.04	0.07	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.06					0.08	0.01	0.04	0.04	0.05
Total	100.2	96.5	100.1	98.8	99.1	99.5	100.2	99.2	100.2	99.0	96.7	98.9	98.6	95.9	95.2	97.2	96.4	96.7	97.0
Si	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.010	8.000	8.000	7.660	7.749	7.514	7.759	6.459	6.011	6.285	6.024	6.518
Al	0.099	0.071	0.055	0.048	0.039	0.031	0.097	0.059	0.057	0.044	0.495	0.763	1.171	0.456	1.637	1.975	2.060	1.982	1.484
Fe2	4.351	4.179	4.170	4.275	4.424	4.420	4.175	4.129	4.315	4.186	3.718	3.771	3.304	3.763	2.373	1.633	2.334	1.660	2.103
Fe3		0.277	0.369	0.123				0.395	0.120	0.000	0.546	0.252	0.570	0.475	0.007	0.096	0.000	0.067	0.000
Mg	0.135	0.075	0.053	0.100	0.034	0.034	0.041	0.073	0.099	0.044	0.181	0.168	0.145	0.216	2.176	2.655	1.482	2.660	2.378
Mn	0.268	0.313	0.300	0.276	0.293	0.299	0.225	0.300	0.295	0.268	0.207	0.192	0.202	0.196	0.094	0.046	0.083	0.039	0.088
Ti	0.107	0.048	0.028	0.106	0.096	0.123	0.157	0.034	0.076	0.122	0.022	0.032	0.028	0.040	0.253	0.583	0.428	0.635	0.358
Ca	0.384	0.325	0.353	0.279	0.416	0.394	0.172	0.357	0.375	0.419	0.255	0.250	0.226	0.279	1.806	1.828	1.662	1.792	1.785
Na	2.641	2.567	2.486	2.637	2.549	2.634	2.747	2.499	2.552	2.689	2.406	2.399	2.295	2.388	1.048	0.897	1.598	0.840	1.062
K	0.240	0.248	0.275	0.278	0.286	0.298	0.375	0.236	0.294	0.313	0.347	0.384	0.310	0.340	0.266	0.188	0.235	0.199	0.265
Zr	0.039	0.006		0.046	0.017	0.018	0.061	0.000	0.038	0.012	0.156	0.050	0.045	0.073	0.014	0.000	0.013	0.001	0.012
Nb											0.007	0.014	0.010	0.014	0.508	0.240	0.532	0.130	0.854
F	1.511	1.730	1.559	1.590	1.586	1.348	0.726	1.563	1.681	1.615					0.022	0.003	0.011	0.010	0.013
Cl	0.016	0.011	0.019	0.008	0.011	0.014	0.011	0.008	0.008	0.017									

l'appellation de fluoro-ferro-eckermanite et de fluoro-arfvedsonite. Le chlore y est insignifiant (0,085 %). Quant au manganèse, les teneurs sont généralement supérieures à 2 % mais elles restent toujours inférieures à 2,5 % de MnO. Après le calcul de la formule structurale et la pondération du fer sur la base de 13 cations, Si est supérieur à 8 et le site A, excédentaire. Ces difficultés caractéristiques des amphiboles alcalines ont été contournées suivant les recommandations de Rock et Leake (1984). Ainsi, (Na + K)A ramené à 1, l'excès de Na est affecté au site B qui devient, à son tour, excédentaire. Dans aucune analyse, n'est apparu un changement de nom. Les plus fortes concentrations de titane et de zirconium sont observées dans quelques microlites d'arfvedsonite. Elles se rangent parmi les fortes valeurs actuellement connues dans les amphiboles sodiques. Leur mode d'incorporation sera détaillé plus loin. Comparativement aux aegyrines avec lesquelles elles coexistent, les teneurs en titane et zirconium sont faibles (1,3 % de TiO₂ au plus contre 3,5 % et 1,1 % de ZrO₂ au plus contre 5 %). Dans nos laves où l'amphibole est postérieure au pyroxène et dans les trachytes de Warrumbungle en Australie où elle est précoce (Duggan, 1988), les teneurs en zirconium (1,5 % de ZrO₂ au maximum) de l'amphibole sont toujours inférieures à celles du pyroxène sodique associé. Dans les phonolites où des dendrites d'arfvedsonite, d'aenigmatite et d'aegyrine imbriquées et entremêlées de mésostase cryptocristalline forment des grappes, la syncrystallisation est évidente. Les analyses d'amphibole montrent des concentrations en ZrO₂ (2 %) toujours inférieures à celles (~ 5 %) des pyroxènes associés.

Le diagramme $Al^{IV} + Ca$ vs $Si + Na + K$ (fig. 15-16) montre une rapide diminution du calcium ($Si > 8$, Al^{IV} nul) pendant l'enrichissement en silice et alcalins. Toutes les analyses occupent uniquement le domaine de l'arfvedsonite et se placent au-delà des limites habituelles du fait de la probable surestimation des teneurs en silice. Les difficultés liées à l'analyse des amphiboles alcalines et l'exploitation des résultats ont été récemment inventoriées par Czamanske et Dillet (1988). Le diagramme triangulaire Na-Mg-Ca analogue au diagramme Ac-Di-Hd des pyroxènes sodiques (Larsen, 1976) permet de visualiser l'évolution des amphiboles sodiques. Les amphiboles, ici étudiées, occupent un domaine limité proche du pôle sodique (fig. 15-17). Lorsque ce diagramme est superposé à celui des pyroxènes, les amphiboles se placent à la suite de la majorité des clinopyroxènes avec lesquels elles coexistent, confirmant l'ordre de cristallisation déduite des relations texturales. La richesse en fluor de l'arfvedsonite et son faible rapport mg ($< 0,035$) reflètent des conditions de moyenne fugacité d'oxygène et de l'hyperalcalinité du magma (Fabriès, 1978). La pression du fluor a certainement dominé celle des autres fluides dissous dans le magma tandis que le chlore s'est surtout concentré dans les phases aqueuses (Kogarko, 1974) et a échappé à un fractionnement par les amphiboles sodiques.

15-4-4-2 Mécanisme d'incorporation du zirconium

En dehors des pyroxènes riches en zirconium qui retiennent l'attention des chercheurs (voir chapitre sur les pyroxènes) et malgré des concentrations en zirconium parfois supérieures à celles du titane et de l'alumine (Borley, 1963 ; MacLéod et al., 1971 ; Larsen, 1976 ; Wagner et al., 1988 entre autres), la détermination de sa localisation dans la structure de l'amphibole, n'est pas encore réalisée. Le mécanisme d'incorporation du zirconium dans les amphiboles des roches hyperalcalines n'a pas été abordé. Dans nos laves hyperalcalines, des cristaux d'arfvedsonite comportent jusqu'à 2 % de ZrO₂. En l'absence de corrélation simple entre Zr et Ti ou Fe^{3+} (fig. 15-17'), la substitution de l'un par l'autre ne peut suffire pour expliquer le mode d'incorporation du zirconium dans ces amphiboles. Des mécanismes de substitution couplée ont été envisagés. Récemment, une substitution couplée $ZrC + AlT \rightleftharpoons Fe^{3+}C + Si$ a été proposée pour les amphiboles d'Igaliko, Sud du Groenland (Pearce, 1989). Mais elle ne peut être retenue pour nos amphiboles qui, apparemment, n'ont pas d'alumine tétraédrique. En effet, les valeurs anormalement élevées de silice et le manque de dosage de Li et de Fe^{3+} réduit excessivement la qualité de nos analyses (voir Czamanske et Dillet, 1988). *Faute de mieux*, à partir des éléments ayant des variations semblables ou géométriquement contraires à celui du zirconium lorsque Fe^{2+} est pris pour référence, diverses combinaisons stoechiométriques ont été testées. L'entrée du zirconium semble couplée à celle des alcalins et nécessite probablement la limitation de l'incorporation des élé-

ments trivalents (Al , Fe^{3+} , Mn^{3+}) et du titane. Les concentrations en zirconium varient largement d'un cristal d'amphibole à l'autre. Cette observation peut être interprétée en terme de cristallisation à partir des poches de liquides résiduels de compositions distinctes (Harding, 1983).

15-4-5 Conclusion

Quand bien même le hiatus recouvre la lacune compositionnelle suggérée par Giret et al. (1980) entre les amphiboles calco-sodiques et les amphiboles sodiques des séries alcalines, il n'en reste pas moins vrai que l'état actuel de l'exposition des roches entraîne une indétermination. En effet, les amphiboles calciques sont reconnues uniquement dans des enclaves trachytiques qui témoignent de l'existence indubitable de gisements encore aveugles ; gisements dont les amphiboles étendraient la composition des amphiboles calciques et réduiraient peut-être le hiatus observé. Les amphiboles calciques et sodiques appartiennent respectivement aux stades magmatiques précoces et tardifs (Giret et al., 1980).

15-5 MICAS

15-5-1 Caractères généraux

Les micas apparaissent uniquement dans les trachytes à néphéline normative et les phonolites sans aenigmatite. Ils n'ont pas été observés dans les rhyolites. Trois modes d'associations à micas ont été distingués :

- les phénocristaux de micas à auréoles de clinopyroxènes dans les phonolites (éch. NK39),
- les micas en couronnes autour des hornblendes pargasitiques ou édénitiques des enclaves de trachytes dans des trachytes hyperalcalins (éch. CN31a et CN31b),
- les micas des trachytes à olivines ferrifères qui sont soit en microlites et phénocristaux dans la mésostase fluidale, soit en couronnes autour des cristaux d'olivines, soit enfin en phénocristaux zonés entourés par un chapelet de titanomagnétite, d'hedenbergite et d'apatite (éch. NK33 et CN31).

Des analyses représentatives des micas de tous les types d'associations minérales sont regroupées au tableau 15-6.

15-5-2 Eléments majeurs

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 22 oxygènes avec l'estimation de Fe^{3+} nécessaire pour remplir le site tétraédrique (fig. 15-18) selon la méthode de Miyano et Miyano (1982). Toutefois, le fer trivalent estimé correspond à un minimum car des quantités de Fe^{3+} existent dans des micas dont le site tétraédrique est saturé par Si et Al (voir la revue de Speer, 1984, p. 301). De plus, des données de Mössbauer indiquent que Fe^{3+} peut être repartitionné entre les sites tétraédrique et octaédrique ou localisé exclusivement dans l'un de ces deux sites indépendamment du déficit ou de l'excès de cations d'Al (Dyar, 1987). Les rapports $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ et $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ ont été estimés pour suivre l'évolution des micas analysés dans le carré phlogopite-annite-ferriannite-tétraferriphlogopite qui tient compte du Fe^{3+} tétraédrique.

15-5-2-1 Les micas des phonolites sont des biotites

Le déficit en silicium du site tétraédrique est faible. Elles ont des compositions semblables aux biotites des enclaves de microsyénites observées dans la roche. Elles se distinguent bien des biotites riches en alumine des enclaves de gabbros et microgabbros (reconnues dans la même roche) dont les points représentatifs s'alignent sur le joint phlogopite-annite.

15-5-2-2 Les biotites en couronnes autour des hornblendes pargasitiques et édénitiques des enclaves de trachytes contiennent des proportions relativement élevées et constantes de Fe^{3+} dans le site tétraédrique (~ 0,2 cation). Les différentes composi-

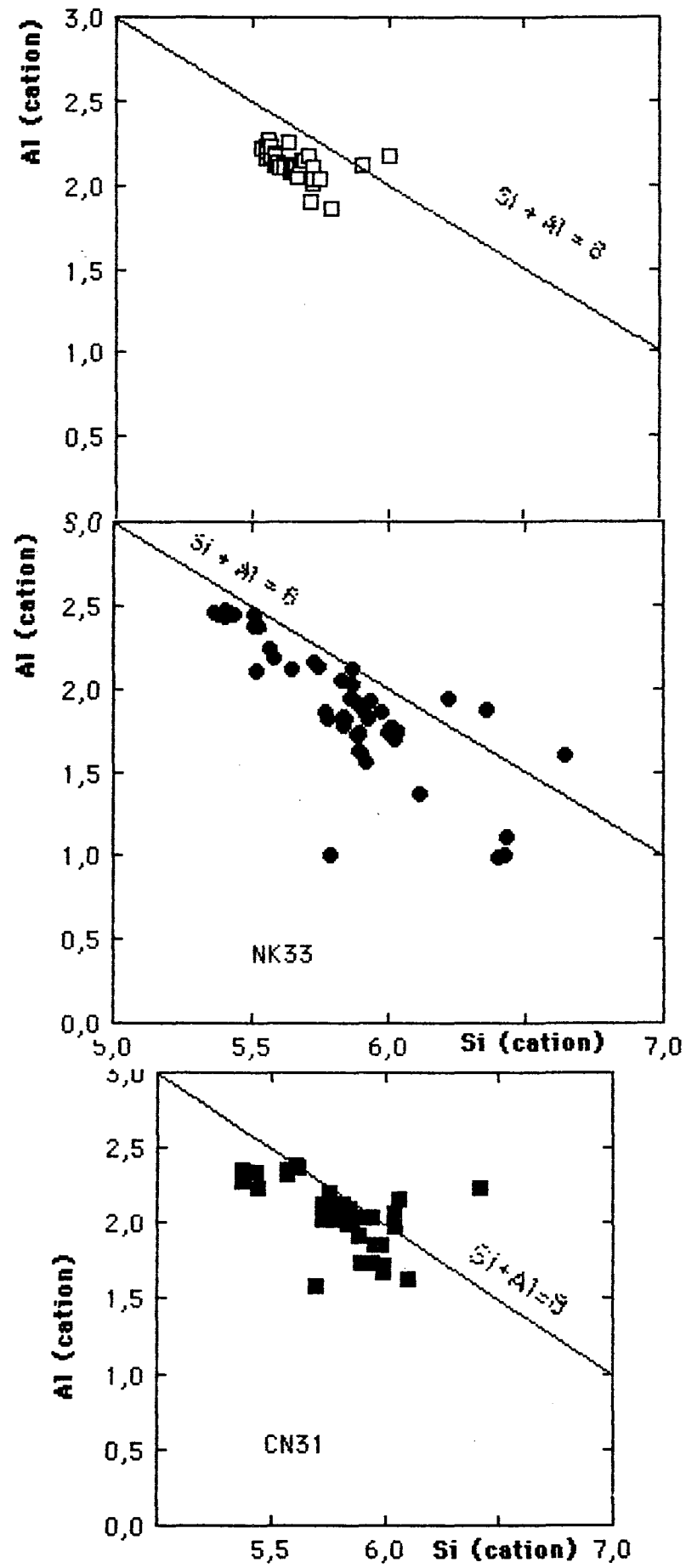


Fig. 15-18 : Al vs Si montrant le déficit du site T.

Tableau 15 - 6 : Analyses représentatives des micas des laves felsiques de la première séquence volcanique

sample	Mb31	Mo	Pb	Pb	Mol	Mol	31ab					33Mb	Mi	Mo	Pb	Pi	Pc	Mol	Mol
Si02	37.56	36.66	37.46	37.16	37.51	36.69	35.54	36.76	37.24	36.81	35.50	34.93	35.47	35.90	34.91	35.88	35.25	38.82	39.30
Ti02	3.79	3.20	5.81	6.16	4.16	3.81	4.27	3.78	6.05	6.45	3.99	3.23	3.32	3.71	3.95	4.72	6.77	0.12	0.09
Al2O3	11.36	8.63	13.91	13.38	11.64	10.89	11.27	11.06	12.66	12.16	11.46	7.80	8.30	9.32	11.28	11.90	13.52	5.12	5.78
FeO	24.74	32.80	16.27	18.96	22.42	28.22	24.68	21.82	13.08	16.64	24.52	35.45	35.18	32.70	24.30	21.75	20.93	32.29	31.62
MnO	0.65	0.95	0.25	0.29	0.63	0.69	0.59	0.54	0.21	0.39	0.53	1.11	0.89	0.91	0.60	0.60	0.39	1.25	1.33
MgO	8.36	4.27	13.36	10.83	10.51	7.03	8.96	11.25	15.70	13.01	7.89	2.29	2.83	4.10	8.45	10.54	9.30	6.87	7.27
CaO			0.03	0.05		0.02	0.13	0.04	0.04	0.03	0.14	0.27	0.09	0.11			0.01	0.20	0.42
Na2O	0.94	0.63	0.80	0.83	0.66	0.69	0.79	0.60	0.87	0.98	0.99	0.55	0.62	0.71	0.83	0.88	0.91	0.66	0.56
K2O	9.02	8.64	9.01	8.64	8.81	8.91	8.55	8.74	9.06	8.71	8.35	7.49	8.02	8.23	8.61	8.45	8.43	8.08	7.48
ZrO2	0.05			0.05							0.02		0.04		0.06	0.02		0.04	
BaO		0.08	0.41	0.18		0.14	0.07	0.16	0.11	0.17	0.07	0.52	0.12		0.07	0.12	0.65		
F	1.98	1.44	2.59	2.07	2.40	2.21	1.67	1.92	2.20	1.95	1.88	0.69	0.62	1.05	2.43	2.44	1.68	2.25	2.29
Cl	0.08		0.04	0.03	0.05	0.04	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05								
Total	96.83	96.08	97.74	96.86	96.75	97.46	96.14	95.09	95.41	95.69	93.83	93.84	95.04	95.97	93.45	95.25	96.42	93.85	94.22
Si	5.840	5.696	5.375	5.375	5.748	5.726	5.619	5.727	5.538	5.550	5.711	5.917	5.898	5.837	5.518	5.585	5.414	6.425	6.427
Ti	0.443	0.373	0.627	0.670	0.479	0.452	0.507	0.443	0.676	0.731	0.483	0.411	0.416	0.454	0.469	0.553	0.782	0.015	0.011
Al	2.082	1.579	2.352	2.281	2.102	2.025	2.099	2.031	2.218	2.160	2.173	1.558	1.627	1.786	2.102	2.183	2.446	1.000	1.113
Fe3+	0.073	0.723	0.272	0.363	0.149	0.242	0.278	0.241	0.239	0.284	0.114	0.523	0.478	0.377	0.386	0.229	0.141	0.573	0.463
Fe2+	3.143	3.540	1.680	1.930	2.725	3.483	2.984	2.602	1.388	1.814	3.185	4.499	4.415	4.071	2.825	2.602	2.547	3.896	3.861
Mn	0.086	0.464	0.030	0.036	0.082	0.092	0.079	0.071	0.027	0.050	0.072	0.159	0.125	0.126	0.080	0.080	0.050	0.176	0.184
Mg	1.937	0.989	2.858	2.334	2.402	1.653	2.112	2.611	3.480	2.923	1.891	0.579	0.702	0.994	2.389	2.445	2.129	1.694	1.773
Ca			0.006	0.008		0.003	0.023	0.007	0.007	0.004	0.024	0.049	0.015	0.019			0.001	0.023	0.073
Na	0.283	0.188	0.223	0.234	0.196	0.210	0.242	0.181	0.252	0.286	0.309	0.182	0.199	0.223	0.254	0.266	0.272	0.213	0.177
K	1.789	1.713	1.649	1.594	1.722	1.794	1.724	1.738	1.719	1.674	1.714	1.619	1.701	1.707	1.736	1.678	1.651	1.707	1.560
Zr	0.004			0.003						0.002			0.003		0.005	0.002		0.004	0.001
Ba		0.005	0.024	0.011		0.009	0.004	0.010	0.006	0.010	0.005	0.035	0.008		0.004	0.007	0.039		
Fe3/(F)	0.034	0.314	0.104	0.137	0.066	0.107	0.117	0.106	0.097	0.116	0.050	0.251	0.227	0.174	0.155	0.095	0.055	0.364	0.294
Fe2/(F)	0.619	0.782	0.370	0.453	0.532	0.678	0.586	0.499	0.285	0.383	0.628	0.886	0.863	0.804	0.542	0.516	0.545	0.697	0.685

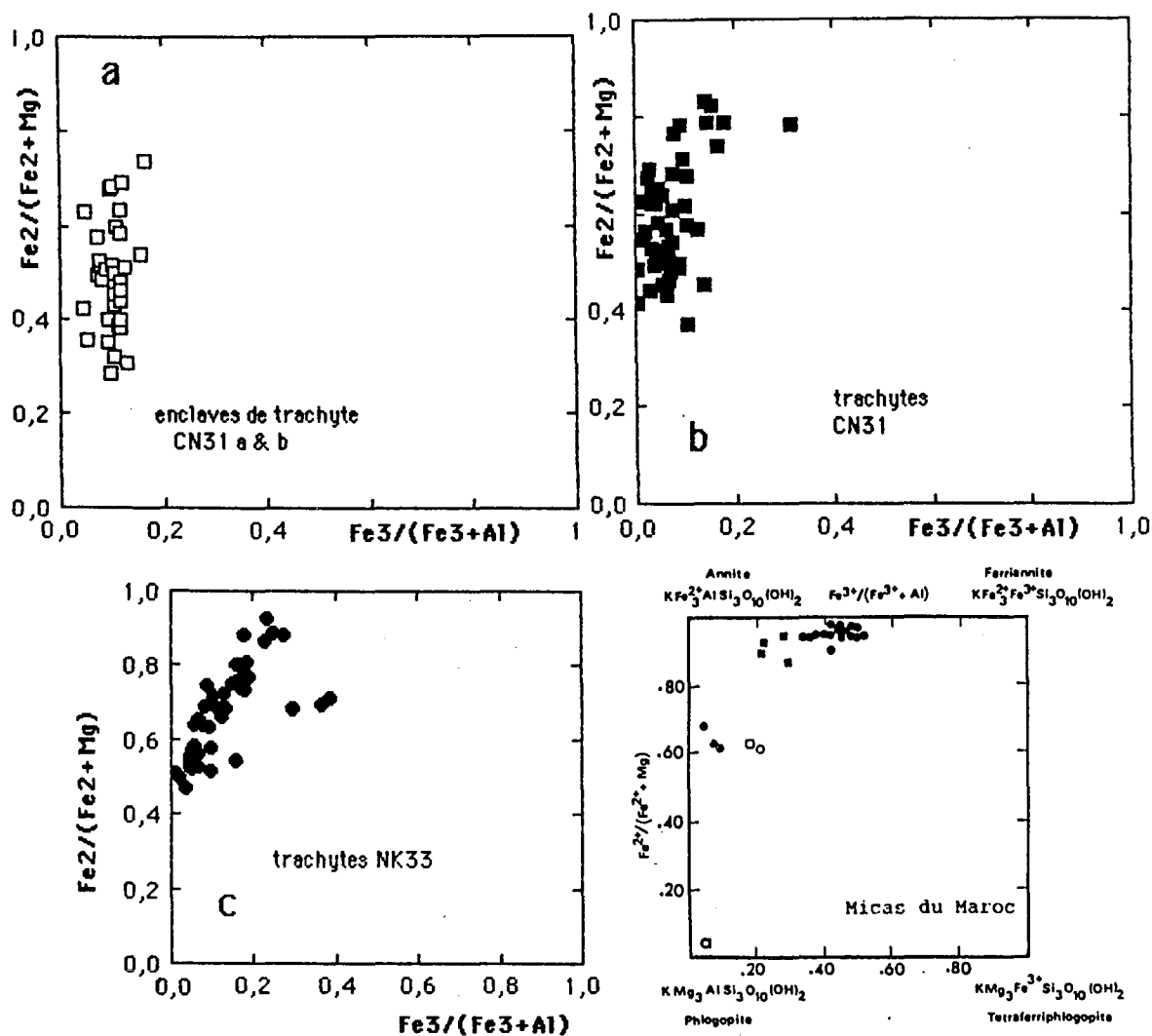


Fig. 15-19 : Compositions des annites riches en molécules de ferri-annite dans le quadrilatère phlogopite - annite - ferri-annite - tétraferriphlogopite. Comparaison avec les annites et ferri-annites du Maroc (Mokhtari et al. (1985).

tions forment une solution solide $[\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})]$ variant de 0,28 à 0,75] parallèle au joint phlogopite-annite, mais décalée de 0,2 cation vers le joint ferrique (fig.15-19a)

15-5-2-3 Les micas des trachytes hyperalcalins ont des compositions variées. Les coeurs des phénocristaux ont parfois leurs sites tétraédriques presque comblés par Si et Al. Leurs bordures et les microlites sont pauvres en alumine et riches en fer. Le rapport $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ et les valeurs calculées de Fe^{3+} tétraédrique sont élevés. Les micas qui entourent l'olivine sont les plus pauvres en alumine et les plus riches en Fe^{3+} . L'ensemble des analyses décrit une courbe (fig. 15-19b&c) subparallèle au joint phlogopite-annite qui dévie vers le pôle ferriannite à partir de $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}) = 0,6$. Cette évolution aboutit à une zonation déjà observée en microscopie. L'extrême pauvreté en alumine de certains cristaux d'annite entourant l'olivine les décale au-dessous de la lignée définie par l'ensemble.

15-5-2-4 Evolution générale

Au regard des valeurs de l'aluminium, les micas étudiés se divisent en deux groupes :

- Les biotites en couronne autour des amphiboles calciques ont des valeurs de cations d'aluminium constantes malgré les variations opposées des teneurs en fer et magnésium (fig. 15-20a). Un comportement semblable de l'aluminium a été reconnu dans les syénites néphéliniques et les granites des complexes alcalins du Malawi (Woolley et Platt, 1986 ; Platt et Woolley, 1986 ; Woolley et Platt, 1988).

- La corrélation inverse entre l'aluminium et le fer (fig. 15-20b&c) caractérise les annites des trachytes hyperalcalins. Une telle évolution peut provenir des variations de la composition du magma pendant la cristallisation, les liquides résiduels des magmas hyperalcalins étant pauvres en alumine.

Les deux groupes d'annites indiquent l'influence de la composition du magma sur le comportement de l'aluminium.

Les teneurs en titane et de l'aluminium tétraédrique diminuent simultanément tandis que celles du fer augmentent. Toutes ces variations ne s'accompagnent pas d'une forte augmentation des proportions des molécules de manganophyllite comme cela est le cas dans les syénites du centre de Motzfeldt, sud du Groenland (Jones, 1984) ; elles apparaissent plutôt comme les conséquences d'une évolution des biotites vers le pôle annite accompagnée d'un enrichissement en molécules de ferriannite.

15-5-3 Eléments en traces

Les teneurs en zirconium de tous les micas analysés sont très faibles ($< 0,2 \%$). Le baryum est surtout concentré au coeur des phénocristaux où il atteint 0,6 % (exceptionnellement 1 % en poids d'oxyde). Les teneurs en manganèse montrent une variation opposée à celle du baryum ; les concentrations passent de 0,4 % (en moyenne) au coeur des phénocristaux à 1,2 % à leurs bordures. Les relations entre baryum et potassium définissent une corrélation négative à partir d'un seuil de 0,2 cation de Ba (fig. 15-21) dans les trachytes hyperalcalins.

15-5-4 Les halogènes

Les concentrations en chlore sont nulles tandis que celles en fluor sont souvent supérieures à 2 % et peuvent parfois atteindre 3, 3 % au coeur des microlites. Le fluor marque une corrélation négative en fonction du rapport $100 \text{ Fe}^{\text{T}}/(\text{Fe}^{\text{T}}+\text{Mg})$ (fig.15-22). Les points représentatifs des coeurs des phénocristaux sont décalés au-dessous de la lignée générale.

15-5-5 Substitutions

Il a été établi expérimentalement (Wones et Eugster, 1965) et par des considérations géométriques et structurales (Hazen et Finger, 1984, p. 206) que les pôles ferri-fères des biotites sont généralement instables. Elles peuvent être stabilisées par qua-

Al

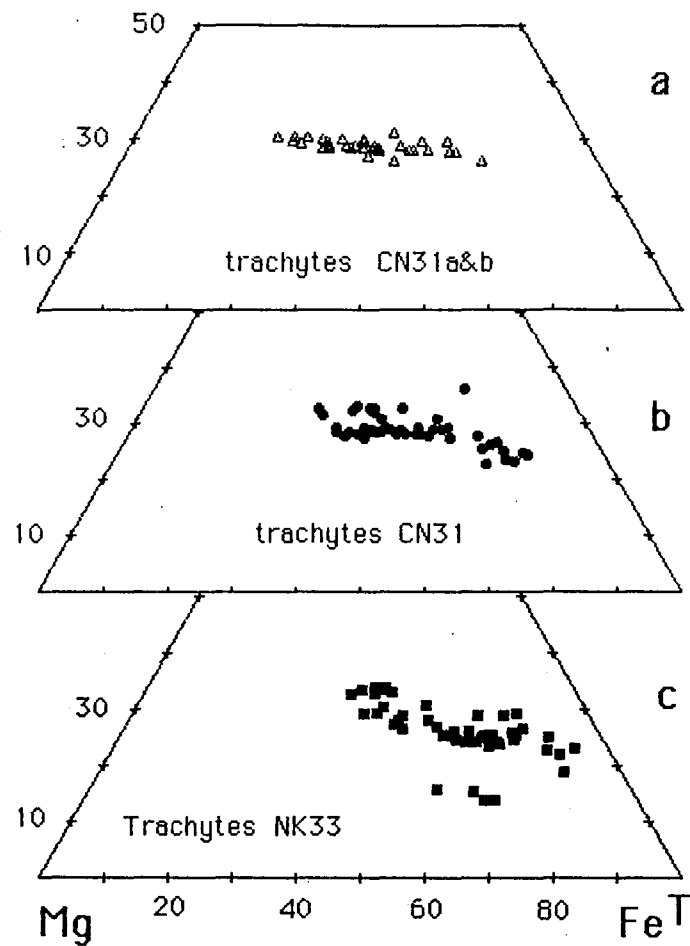


Fig. 15-20 : Variations des teneurs en alumine par rapport aux magnésium et fer des biotites des enclaves des trachytes (a) et des annites riches en ferri-annite des trachytes hyperalcalins (b) et (c).

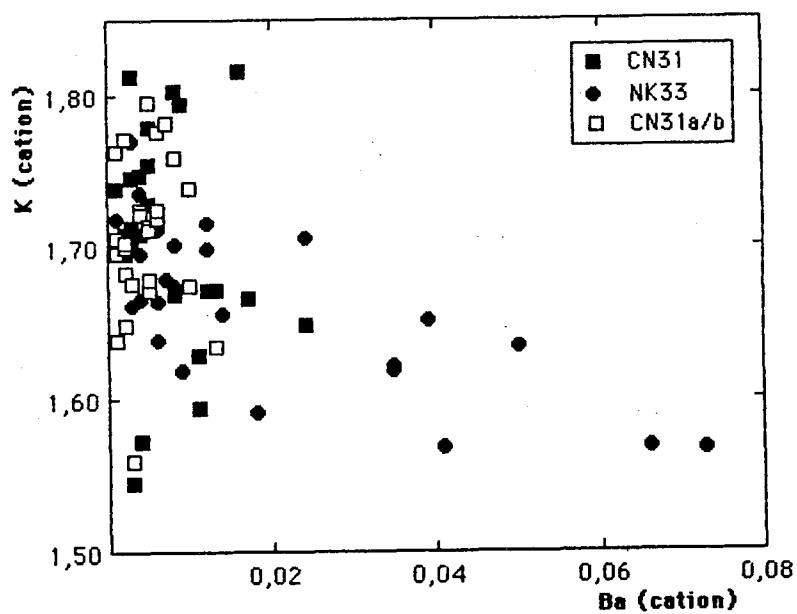


Fig. 15-21 : Corrélation négative entre baryum et potassium des micas à partir d'un seuil de 0,02 cation de baryum.

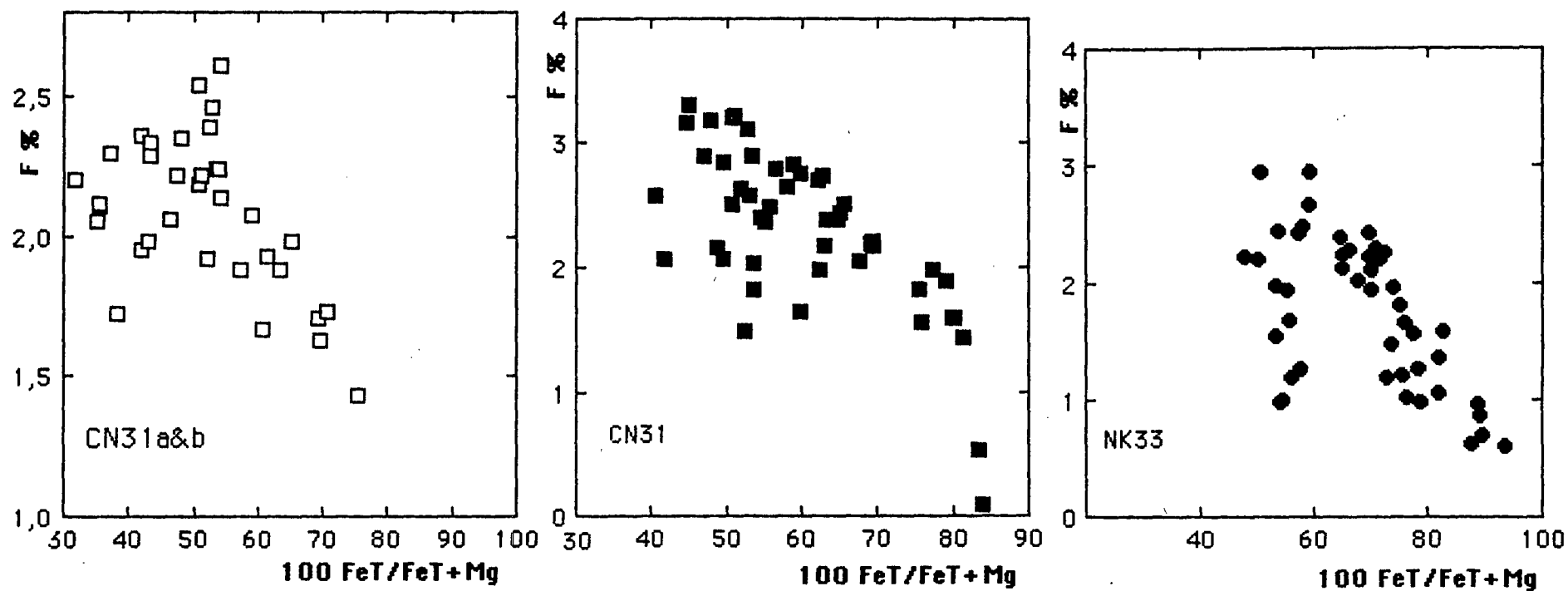


Fig. 15-22 : Variations des teneurs en fluor des biotites des
des trachytes et des annites des trachytes hyperalcalins

tre substitutions principales (Hazen et Finger, 1984) :

- (1) $IVAl^{3+} + VIAl^{3+} \rightleftharpoons IVSi^{4+} + VIr^{2+}$
- (2) $VIr^{2+} + (OH)^- \rightleftharpoons VIr^{3+} + O^{2-}$
- (3) $IVAl^{3+} \rightleftharpoons IVFe^{3+}$
- (4) $2 VIr^{2+} \rightleftharpoons Ti^{4+} + \text{lacune}$

Les variations des compositions présentées plus haut (fig. 15-19&15-20) révèlent la prédominance de la substitution de la ferriannite (3) sur les substitutions (1) et (4) pour la stabilisation de nos micas riches en annite. Toutefois, l'évolution générale fait intervenir des substitutions $Mg \rightleftharpoons (Fe^{2+}, Mn)$ et (accessoirement) $K + Na \rightleftharpoons Ba$.

15-5-6 Discussion

La cristallisation des biotites riches en annite est souvent mise en liaison avec une substitution oxydante du type $VIr^{2+} + (OH)^- \rightleftharpoons VIr^{3+} + O^{2-}$ (Hazen et Burnham, 1973 ; Powell, 1978 ; Hazen et Finger, 1984 ; Hewitt et Wones, 1984) ; mais les biotites riches en annite de nos laves constituent un exemple délicat. En effet, les associations minérales à annite - aenigmatite des trachytes hyperalcalins ne permettent pas de conclure à ce type de substitution sans qu'il soit nécessaire de rappeler quelques indications texturales. Des cristaux de biotite riche en annite s'entourent souvent d'un chapelet de titanomagnétite, d'apatite et d'aegyrine tandis que ceux d'aenigmatite forment des microlites dans la mésostase ou des couronnes autour des oxydes. Les cristaux de micas précoces ont certainement subi des conditions oxydantes pendant ou peu après leur cristallisation qui auraient momentanément favorisé la substitution oxydante (2). La diminution des teneurs en fluor et l'élévation des valeurs de $IVFe^{3+}$ aux bords des phénocristaux et dans les microlites qui ont vraisemblablement cristallisé simultanément avec l'aenigmatite indiquent une baisse de la température (Speer, 1984). Les trachytes hyperalcalins sans quartz ont connu des conditions physiques propices à la cristallisation de l'annite stabilisée par des proportions importantes (25 à 30 %) de molécules de ferriannite. Dans le carré phlogopite - annite - ferriannite - tétraferriphlogopite, cette annite moyennement riche en ferriannite comble la lacune de composition présentée par des biotites et annites riches en ferriannite de théralites du Maroc (Mokhtari et al., 1985). L'ensemble forme une lignée nettement moins magnésienne que la lignée des ferriannites des formations ferrifères métamorphiques d'Australie (Miyano et Miyano, 1982). L'incorporation de Ba et Ti dans la structure des micas s'accompagne d'une substitution de Si^{4+} par $IVAl^{3+}$ (Velde, 1979). Des concentrations de 1 % de BaO et de 7 à 2 % de TiO_2 dans les annites étudiées ont certainement atténué leur enrichissement en molécules de ferriannite.

15-5-7 Conclusion

Les micas des laves des Monts Roumpi forment une lignée évolutive allant des biotites aux annites moyennement riches en ferriannite. Leur évolution est contrôlée par les compositions des magmas dont les constituants s'organisent en deux groupes à effets opposés : l'absence du quartz et les diminutions de l'alumine et du fluor favorisent l'enrichissement en ferriannite tandis que les fortes teneurs en baryum et titane atténuent cet enrichissement. La substitution "ferriannite" se poursuit avec la diminution de la fugacité d'oxygène et de la température. Dans l'ensemble, les micas évoluent par une augmentation du rapport $Fe / (Fe + Mg)$ et une diminution du rapport $Al / (Al + Si)$ caractéristiques des séries alcalines (Parsons et al., 1986).

15-6 LES FELDSPATHS

15-6-1 Les feldspaths des laves basiques

Les feldspaths sont abondants (13 à 80 % du mode) dans toutes les roches étudiées et leurs compositions (tableau 15-9) sont caractéristiques du degré de différenciation de la roche hôte. La terminologie appliquée dans le texte est celle de Smith et Brown (1987, p. 211).

Les basanites, les basaltes alcalins à olivine et les basaltes ankaramitiques sont constitués de cristaux de labrador (An63) qui, par zonation normale, montrent des bordures d'andésine (An30). D'une manière générale, la diminution des teneurs en anorthite s'accompagne de l'augmentation de celle de l'orthose (An63 Ab35 Or2 à An30 Ab60 Or10, high labradorite à K-high oligoclase) ; le feldspath le moins riche en anorthite acquiert donc une composition ternaire, la lignée d'évolution s'écartant progressivement du joint An-Ab (fig.15-23).

Les hawaïites ont des cristaux de plagioclase dont les coeurs sont plus basiques que ceux des basaltes (An70 Ab29 Or1, high bytownite) et une zonation peu étendue (jusqu'à An58 Ab40 Or2, high labradorite). Les microlites ont des compositions variant de l'andésine à l'oligoclase basique (An58-27). A la différence des basaltes, l'écartement de la lignée d'évolution et le joint An-Ab (fig.15-23) est moins important. Les hawaïites comportent aussi un second groupe de cristaux de feldspath dont les compositions varient graduellement de An14 Ab67 Or19 (Ca-anorthoclase) à An3 Ab56 Or41 (sanidine). Contrairement aux cristaux de plagioclase, les phénocristaux et les microlites de feldspath alcalin ont des compositions semblables étendues sur l'intervalle mentionné plus haut.

La moyenne des teneurs en fer de tous ces feldspaths se situe à 0,7 % de Fe2O3. Ces teneurs atteignent parfois 1 % et correspondent à 0,04 cation de Fe³⁺ nécessaire pour équilibrer la somme des cations du site tétraédrique à 4. Les teneurs en baryum atteignent parfois 0,6 % dans un cristal de composition An14,5 Ab66 Or19,5. Celles du strontium sont inférieures à la sensibilité de la microsonde électronique dans les conditions d'analyses adoptées.

En résumé, les compositions du plagioclase des basanites, des basaltes alcalins à olivine ou des basaltes ankaramitiques et des hawaïites reflètent bien les différences de composition des magmas hôtes. Les fortes teneurs en anorthite observées aux coeurs des phénocristaux de plagioclase des hawaïites peuvent être reliées aux conditions physiques de cristallisation. En effet, par fractionnement précoce de l'olivine et du pyroxène calcique, une relative élévation de la pression partielle en eau des hawaïites par rapport aux basaltes permettrait l'apparition d'un plagioclase plus calcique aux liquidi de celles-là malgré la baisse de la température. Ces mêmes conditions réduisent l'écart de la lignée évolutive des compositions du plagioclase au joint An - Ab (Parsons et Brown, 1984, p. 323 ; Carmichael et al., 1974, p. 223). A 1 Kb de pression d'eau, le principe d'équilibre des coeurs des phénocristaux et des liquides (roches totales) environnants (Kudo et Weill, 1970) indiquent des températures de 1115 °C pour les basanites (CN4) et de 1263 °C pour les hawaïites (NK14). Une variation de 1145 °C à 1185 °C des températures d'équilibre des plagioclases des laves du Massif Central (France) a été attribuée à leur apparition tardive dans les laves les moins évoluées (Maury et al., 1980). Avec l'hypothèse d'une cristallisation des plagioclases à température constante (~ 1110 °C), le principe d'équilibre suggère une variation des pressions d'eau de 1 à 2,7 Kb. La cristallisation tardive du plagioclase dans les basanites et l'augmentation de la pression des fluides dans les hawaïites sont les deux facteurs principaux qui expliquent les différences de teneurs en anorthite actuellement observées.

15-6-2 Les feldspaths des laves intermédiaires

Les points représentatifs des feldspaths dans les benmoréites décrivent une courbe proche du pôle albite dans le diagramme An - Ab - Or (fig. 15-23). Leur composition passe de An23 Ab72 Or5 à An16 Ab76 Or8 (high oligoclase) et de An9 Ab79 Or12 à An1 Ab65 Or34 (anorthoclase à Na-sanidine). Il existe une petite lacune de composition entre

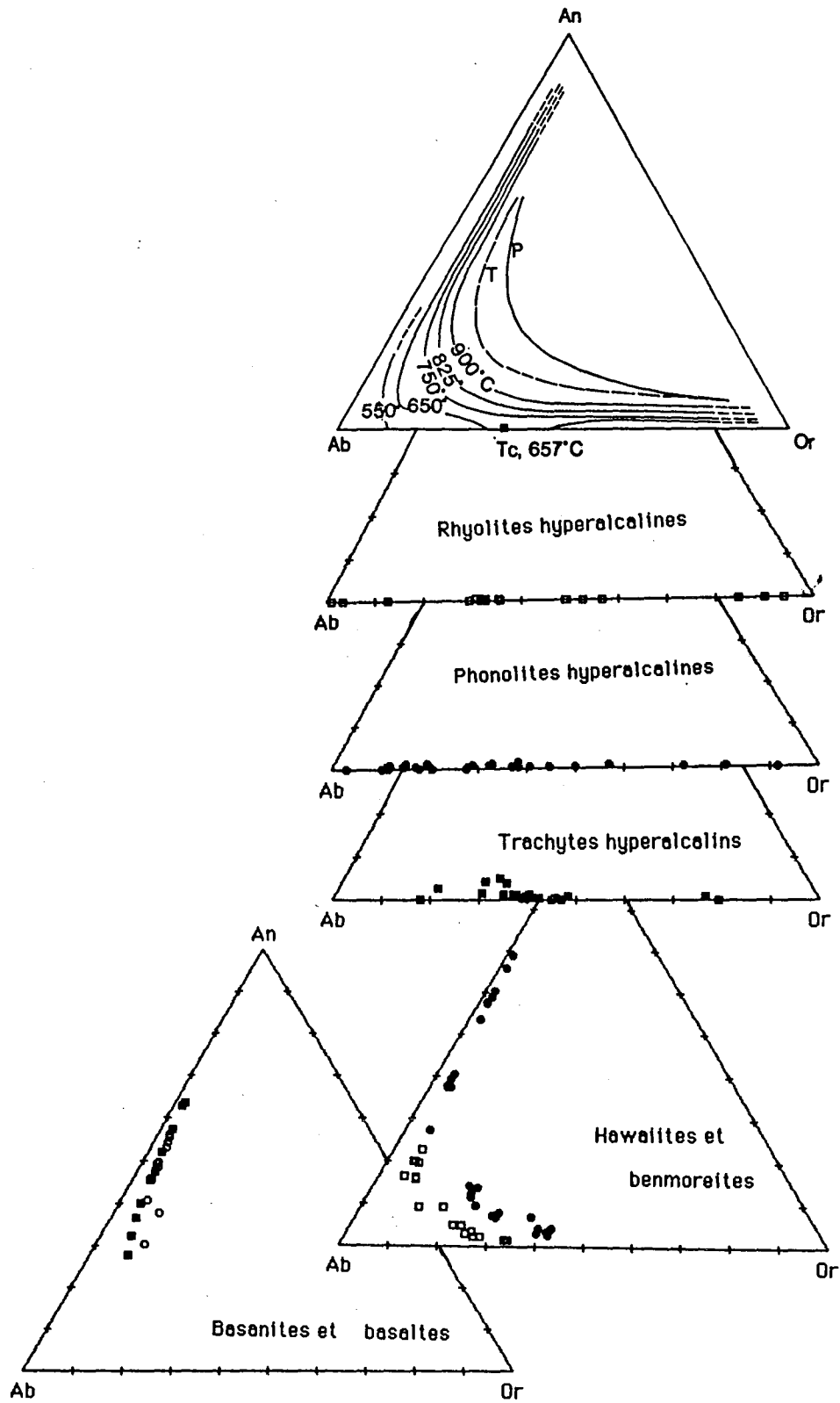


Fig. 15-23 : Evolution générale des feldspaths dans le système An-Ab-Or. Les isothermes (Seck, 1971) situés au début de la page sont applicables aux feldspaths des hawalites et des benmoréïtes. T et P sont les limites des solutions solides ternaires (voir Parsons et Brown, 1984).

Tableau 15 - 7 : Analyses représentatives des feldspaths des laves de la première séquence volcanique

Sample	CN31			CN2			NK30			NK39					
SiO ₂	65.28	67.82	65.95	65.58	69.28	66.26	64.52	67.55	65.99	64.51	63.19	64.26	67.71	65.67	65.40
Al ₂ O ₃	18.55	19.15	19.62	18.77	19.93	18.58	18.01	19.04	18.43	18.34	18.47	17.92	19.24	18.60	18.67
Fe ₂ O ₃	0.25	0.55	0.07	0.52	0.30	0.33	0.12	0.47	0.28	0.04	0.10	0.30	0.20	0.24	0.67
CaO	0.01	0.01	0.82	0.01	0.01	0.02	0.00	0.08	0.03	0.05	0.04	0.03	0.07	0.08	0.13
Na ₂ O	2.22	9.64	7.43	7.32	11.86	4.90	1.10	11.57	6.69	3.20	2.14	0.94	10.13	7.19	4.89
K ₂ O	12.85	3.22	6.10	6.16	0.16	9.81	15.23	0.51	6.98	12.67	13.98	15.83	2.65	6.44	9.81
BaO	0.14	0.00	0.20	0.09	0.11	0.08	0.03	0.00	0.01	0.00	0.19	0.04	0.00	0.06	0.09
SrO								0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.3	100.4	100.2	98.4	101.6	100.0	99.0	99.2	98.4	98.8	98.1	99.3	100.0	98.3	99.7
Si	3.001	2.988	2.952	2.981	2.984	3.000	3.005	2.991	3.003	2.988	2.969	2.998	2.990	2.992	2.981
Al	1.005	0.995	1.035	1.006	1.012	0.992	0.989	0.993	0.989	1.001	1.023	0.985	1.001	0.999	1.003
Fe	0.009	0.018	0.002	0.018	0.010	0.011	0.004	0.016	0.010	0.002	0.004	0.010	0.007	0.009	0.023
Ca	0.000	0.000	0.039	0.001	0.001	0.001	0.000	0.004	0.002	0.003	0.002	0.001	0.003	0.004	0.006
Na	0.198	0.824	0.645	0.646	0.990	0.430	0.099	0.993	0.590	0.288	0.195	0.085	0.867	0.635	0.432
K	0.753	0.181	0.348	0.358	0.009	0.567	0.905	0.029	0.406	0.749	0.838	0.942	0.149	0.374	0.570
Ba	0.003	0.000	0.004	0.002	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.001	0.000	0.001	0.002
Sr								0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.969	5.006	5.026	5.011	5.006	5.002	5.002	5.026	4.999	5.029	5.035	5.023	5.017	5.014	5.018
An	0.00	0.03	3.80	0.07	0.06	0.12	0.00	0.16	0.27	0.26	0.22	0.14	0.32	0.40	0.64
Ab	20.82	81.94	62.46	64.32	99.07	43.10	9.87	97.01	59.11	27.69	18.87	8.28	85.05	62.68	42.81
Or	79.18	18.03	33.74	35.61	0.87	56.79	90.13	2.84	40.62	72.05	80.91	91.58	14.63	36.92	56.55

An16 et An9 séparant le groupe du plagioclase de celui du feldspath alcalin. Les teneurs en fer et en baryum sont semblables à celles des feldspaths des hawaïites et des basaltes.

Examinés au moyen du géothermomètre de Seck (1971), le plagioclase et les feldspaths alcalins coexistant dans les hawaïites et les benmoréites indiquent des températures maximales respectives de 900 °C et de 750 °C qui correspondraient aux températures au début de leur cristallisation dans les laves hôtes. Les feldspaths des benmoréites sont les plus proches du minimum thermique.

15-6-2 Les feldspaths des laves felsiques

Les feldspaths des trachytes, des phonolites et des rhyolites montrent des caractéristiques communes. Ils sont alignés sur le joint Ab - Or et seuls quelques phénocristaux d'anorthose des trachytes comportent jusqu'à 5 % d'anorthite. En général, les phénocristaux ont des compositions intermédiaires (Ab70 Or30 à Ab50 Or50) entre les pôles d'anorthose et de sanidine. L'intervalle de composition est exceptionnellement grand dans les rhyolites (Ab90 -15, anorthoclase à sanidine). Le domaine de variation de la composition des microlites recouvre celles des phénocristaux et s'étend de part et d'autre de l'intervalle défini : Ab80-20 dans les trachytes, Ab100-5 (high albite et K-sanidine) dans les phonolites et les rhyolites. Des compositions semblables obtenues dans des syénites néphéliques (Baker et Hodges, 1977) ont été interprétées comme une conséquence d'altération postmagmatique. Mais dans les laves hyperalcalines des Monts Roumpi, aucune évidence d'altération deutérique n'est perceptible au microscope. En outre, aucune marque d'exsolution n'a été décelée qui permettrait de lier aisément ces compositions des feldspaths alcalins à une série de cristallisation depuis des températures élevées (conditions hypersolvus, compositions intermédiaires) aux (relativement) faibles températures (conditions subsolvus, compositions des deux extrêmes). Les variations des conditions physiques sont très rapides en domaine volcanique et des solutions solides de feldspath alcalin arrivent en surface sans exsolution (Parsons et Brown, 1984). Les successions des phases minérales indiquent une augmentation de la pression partielle en eau (voir minéralogie de l'aenigmatite), un facteur qui élève la température du solvus des feldspaths alcalins ($715^{\circ} + 5^{\circ} \text{C}$ à $p_{\text{H}_2\text{O}} = 5 \text{ kb}$, Yoder et al., 1957). Mais, des compositions d'albite et de sanidine ne peuvent être atteintes qu'à des températures basses ($< 500^{\circ} \text{C}$), difficilement réalisables en milieu volcanique. A l'est d'Australie, des compositions de feldspaths moins étendues que celles des laves des Monts Roumpi ont été interprétées comme résultant d'un processus de mélange magmatique discret (Ewart, 1985). Nos rhyolites comportent des fluoro-arfvedsonites et des signes de phases gazeuses (olivines ferrières remplacées par des carbonates). Les phonolites montrent aussi des arfvedsonites riches en fluor ; la noséane et la sodalite reflètent la richesse en soufre et en chlore du magma. Les résultats des expériences de Manning (1981) montrent que la présence du fluor (4 wt%) dans un magma granitique riche en eau (10 wt%) abaisse la température du minimum thermique de 730° à 630°C , à 1 Kb. Des températures voisines ont été rapportées dans des échantillons de granites et de verre naturels (Boher et al., 1987). Les résultats de Manning révèlent aussi la cristallisation de l'albite (Ab95) à 650°C à partir d'un liquide de composition (15 % Q, 65 % Ab, 20 % Or) proche de celle de nos rhyolites (CN2) et de la sanidine (Ab17) à 650°C dans un liquide à 15 % Q, 45 % Ab, 40 % Or. Les compositions des feldspaths obtenues par microanalyse s'expliquent par une séquence de cristallisation albite-sanidine dans des magmas riches en fluor dissout ; les autres fluides (H_2O , Cl, SO_3 , CO_2 , Li) jouant le rôle de catalyseurs. Il semble que la présence du fluor (et du lithium) produit les mêmes effets dans des magmas sous-saturés en silice.

15-7 LES FELDSPATOIDES

15-7-1 Compositions chimiques

La néphéline est le feldspathoïde le plus abondant dans les phonolites des Monts Roumpi où elle se présente en phénocristaux ou en microcristaux. Elle est suivie par la noséane et la sodalite dans les associations minérales à aenigmatite-aegyryne-amphibo-

le sodique.

Les conditions analytiques sont : 15 kv de tension d'accélération des électrons et un courant de 5 nanoampères. Le diamètre du faisceau électronique a été élargi à 5 μm pour minimiser la perte des alcalins. Les temps d'intégration varient suivant les éléments : 10 secondes pour Al, Si et Na, 15 secondes pour K et Ca et 20 secondes pour Fe, Ba et Sr. Les standards utilisés sont des composés naturels (Si, Al et K sur orthose, Ca sur anorthite et Na sur albite) ou synthétiques (Fe sur Fe_2O_3 , Ba sur BaSO_4 et Sr sur SrSiO_3).

Les compositions de la néphéline des phonolites de la première séquence d'éruption comportent de nombreux points de ressemblance (tableau 15-10). Les teneurs en calcium sont généralement nulles ou inférieures à 0,03 %. Les concentrations en baryum sont souvent nulles ou inférieures à 0,2 % de BaO. Les teneurs en fer sont remarquables (1,7 à 2,75 % en poids de Fe_2O_3 , exceptionnellement 4,7 %, valeur proche de celle (4,6 % de Fe_2O_3 , Brown, 1970) de la néphéline des tufs d'O1 Doinyo Lengai en Tanzanie ; mais est nettement inférieure à celles des néphélines des laves lamprophyriques du graben de Colima, SW Mexique (6 à 7,5 % ; Allan et Carmichael, 1984) ou des néphélines synthétiques (18 % de Fe_2O_3 , Onuma et al., 1972). L'une des particularités des néphélines étudiées est leur richesse en silice : toutes les analyses montrent des teneurs en silice supérieures à 45 %, pour 90 % des minéraux étudiés, elles sont comprises entre 46 et 50 % de SiO_2 . Elles se trouvent ainsi au-dessus des valeurs généralement rapportées dans la bibliographie (Deer et al., 1967 ; Brown, 1970, par exemple). Un autre caractère distinctif de la néphéline étudiée réside dans les basses teneurs en potasse, 3 à 4 % contre 4,6 % dans celles des dykes phonolitiques de Gardar, Sud du Groenland (Larsen, 1979) et 6,5 % dans celles des téphrites d'O1 Doinyo Lengai (op. cit.).

Les formules structurales calculées sur la base de 32 oxygènes montrent une déviation par rapport à la formule idéale ($\text{K}_2\text{Na}_6\text{Al}_{18}\text{Si}_{18}\text{O}_{32}$) de Buerger et al., (1954) ; elles se placent du côté du pôle sodique $\text{Na}_2\text{Na}_6\text{Al}_{18}\text{Si}_{18}\text{O}_{32}$ sans jamais l'atteindre (Na compris entre 5,8 et 6,5 cations). Du fait même de l'excès de silice (8,85 à 9,46 cations), les points représentatifs des analyses se placent loin du joint Ne - Ks ; la distance entre chaque point et le joint Ne - Ks étant fonction de l'excès de silice par rapport aux alcalins (fig. 15-24). Les teneurs en cations d'aluminium varient de 6,18 à 6,96. Les sites tétraédriques qui leurs sont théoriquement assignés dans la néphéline idéale sont ici comblés par les cations de Fe^{3+} et le surplus de ceux de Si. A l'exception de deux analyses, les cations de sodium sont toujours excédentaires (6,08 à 6,47) dans la néphéline de la phonolite à aenigmatite, ou déficitaires (5,67 à 6,09) dans celle de l'autre faciès (voir discussion plus loin). La néphéline a très peu de cations de potassium (0,715 à 1,05) et ce quel que soit le faciès. Ainsi la somme Na + K (variant de 6,56 à 7,34) est inférieure à 8. Cette différence avec la formule idéale témoigne d'une vacance de site parmi les plus grands sites occupés par les alcalins dans la néphéline à excès de silice, vacance démontrée expérimentalement (Dollase et Thomas, 1978). Aucune zonation chimique n'a été décelée dans les cristaux de néphéline des Monts Roumpi, mais il existe des différences de composition d'un cristal à l'autre. L'ensemble des analyses apparaît comme une solution solide complexe issue d'une probable conjugaison de plusieurs mécanismes de substitution.

Il n'y a pas de corrélation entre Al et Fe^{3+} . Les diagrammes Al + Fe^{3+} en fonction de Si (fig. 15-25) ou Si + Al en fonction de Fe^{3+} montrent une interdépendance entre les trois éléments. Pendant la cristallisation de la néphéline, le fer se substitue au silicium et à l'aluminium sans définir une zonation contrairement aux substitutions observées dans les feldspaths, les amphiboles, les micas, les pyroxènes et les olivines. Le sodium, ni le potassium ne présentent de relation d'interdépendance avec le silicium.

15-7-2 Thermométrie

Les températures de cristallisation de la néphéline décrite peuvent être déduites des isothermes expérimentaux de Hamilton (1981). Selon le diagramme Ne - Ks - Q, la néphéline de la phonolite à aenigmatite indique un début de cristallisation à une température supérieure à 1068 °C. La plupart des cristaux apparaissent entre 1068 °C et 750 °C. Quelques cristaux indiquent une valeur de 700 °C attribuable au début de la trempe

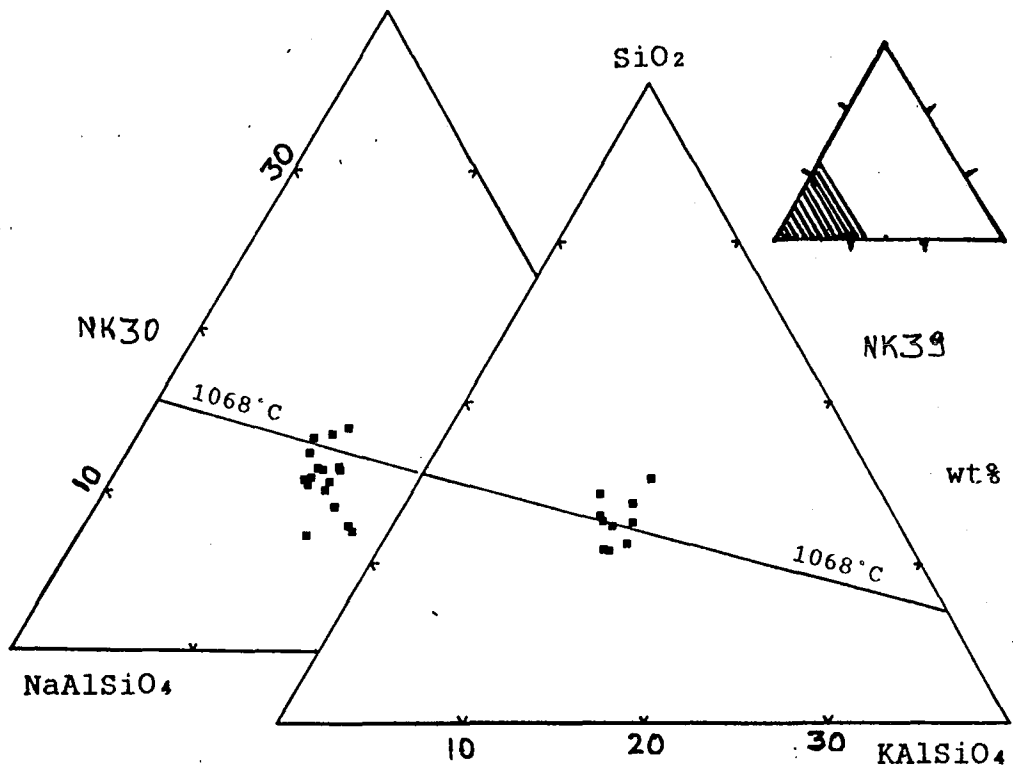
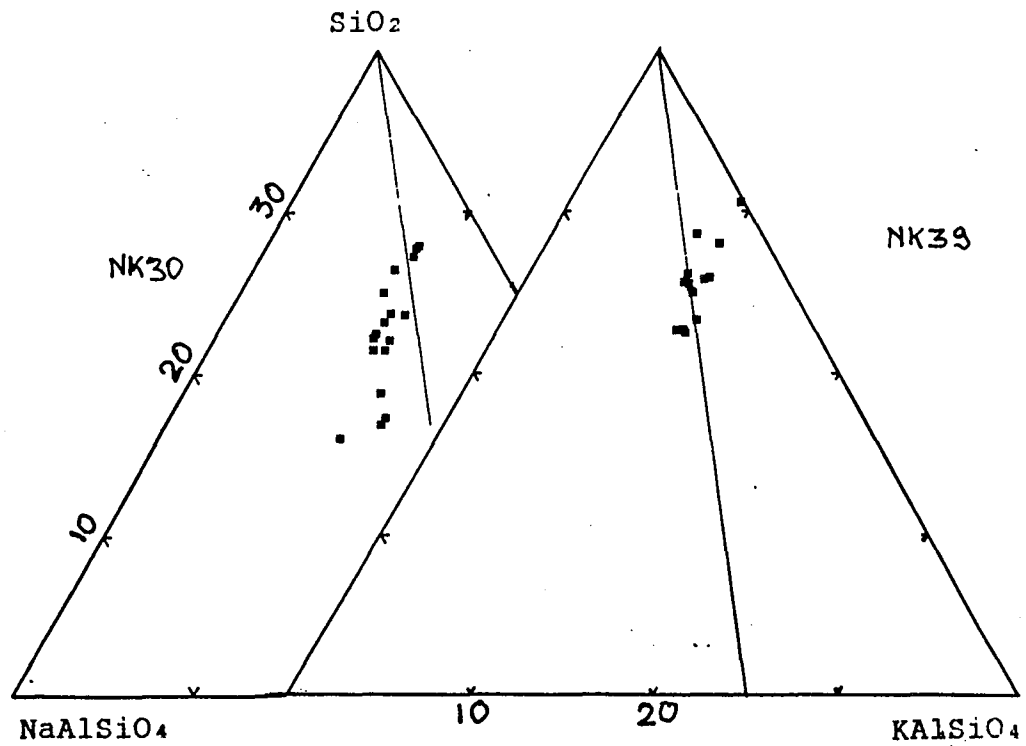


Fig. 15-24 : Compositions des néphélines des laves de la première séquence volcanique. La lignée des néphélines naturelles de basse température (haut) et l'isotherme de l'équilibre néphéline-feldspaths alcalins à 1068°C (bas) sont représentés.

La néphéline de la phonolite sans aenigmatite indique des températures élevées. Par interpolation, la plus basse température est de 951°C . La plupart des analyses se trouvent au-dessus de l'isotherme 1068°C . En l'absence d'isothermes pour des températures supérieures à 1068°C dans les expériences de Hamilton (1961), une tentative d'extrapolation aboutit à un début de cristallisation de la néphéline à 1288°C . Des températures élevées sont suspectées dans les roches volcaniques dont le refroidissement rapide permet aux cristaux précoces de conserver les caractéristiques de leurs conditions de cristallisation ; mais les valeurs indiquées par la néphéline semblent trop élevées pour des magmas phonolitiques (Nash et al., 1969).

15-7-3 Discussion et conclusion.

La néphéline des Monts Roupji est riche en fer comparativement aux teneurs d'autres néphelines connues. L'incorporation du fer dans la structure de la néphéline satisfait la condition $\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+} = 16$ (fig.15-25).

Tant dans les roches volcaniques que dans les roches plutoniques, des compositions de néphéline à excès de silice ont été rapportées, par exemple : néphéline des phonolites du Mont Suswa, Kenya (52 % de SiO_2 , Nash et al., 1969) ; du plateau de l'Adamaoua, Cameroun (50 % de SiO_2 , Temdjim, 1986) ; des Monts Klinghardt, Namibie (47 % ; Marsh, 1987) ; des phonolites leucitiques d'Italie (48 % ; Baldrige et al., 1981) ; des crinanites d'Ayrshire, Ecosse (50 % ; Henderson et Gibb, 1983) et de l'île d'Arran (51, 5 % ; Gibb et Henderson, 1978) ; des syénites de l'Est du Groenland (47 % ; Brown et al., 1978) et des syénites subvolcaniques de Tenerife, Isles Canaries (47 % ; Wolff, 1987). Les plus fortes teneurs record sont celles des molécules synthétiques (53 % de SiO_2 , Dollase et Thomas, 1978). Dans les diagrammes (fig.15-24) où est reporté le plan de composition de néphéline naturelle de basse température (Barth, 1963), les cristaux de néphéline des deux faciès de phonolites présentent quelques caractères communs (1) et des caractères distinctifs (2).

(1) Ils forment des solutions solides qui comblent partiellement la lacune de composition entre les deux groupes de néphéline de la revue de Dollase et Thomas (1978). Mais les domaines allongés occupés par les analyses sont obliques sur le plan de Barth (op. cit.), confirmant la singularité des néphelines des laves. Généralement, les lignes d'évolution des néphelines naturelles à excès de silice ne sont pas parallèles (ni confondues) à ce plan (voir Henderson et Gibb, 1983, fig. 2a et b ; Wolff, 1987, fig. 3).

(2) Le domaine de la néphéline de la phonolite à aenigmatite s'étend du côté de $\text{NaAlSi}_4\text{O}_{14}$, reflétant ainsi l'excès de sodium déjà remarqué plus haut. Dollase et Thomas (1978) ont obtenu de la néphéline sodique par échange d'alcalins entre la néphéline naturelle et un bain fondu de NaCl à 810°C . La présence de sodalite et de la noséane dans nos phonolites à aenigmatite implique la présence d'une quantité non négligeable de chlore et de soufre parmi les fluides magmatiques. Le caractère sodique de la néphéline reflète donc l'effet de la cristallisation dans un milieu riche en sodium et en chlore. Le domaine de la néphéline de l'autre faciès s'étend du côté opposé du fait que la plupart des analyses, pourtant à excès de silice, présentent des déficits de sodium ($\text{Na} + \text{Ca} < 6$) comme la néphéline du Mont Suswa, Kenya (Nash et al., 1969). Contrairement au faciès précédent, la néphéline (seul feldspathoïde de la roche) a cristallisé dans un liquide appauvri en sodium et chlore.

Les deux groupes de compositions de néphéline ainsi définis posent de sévères problèmes de configuration géométrique de l'équilibre. Les travaux de Henderson et Roux (1977) et de Dollase et Thomas (1978) démontrent que les cations de sodium du site de coordination 9 sont excentrés. Il en résulte, pour des cristaux à excès de sodium, une instabilité de la configuration propre à la néphéline relativement à une nouvelle structure de maille élémentaire à dimensions et symétrie différentes. Les néphelines à déficit en sodium ont peut-être une structure cristalline plus déformée. Les températures de cristallisation estimées sont au-dessus des champs d'investigations expérimentales des auteurs cités plus haut. Nous pouvons suggérer que les deux groupes de néphéline ont des structures correspondant à de haute température de cristallisation, mais sous des conditions différentes de celles jusqu'ici adoptées pour les expériences de synthèses de la néphéline. Enfin, les deux groupes occupent à 90 % le même intervalle de va-

leurs de KAlSiO_4 . Les résultats expérimentaux de Zyrianov et al., (1978) démontrent qu'une augmentation de 100°C de température induit un enrichissement de 1 % (poids) de kalsilite dans les néphelines à excès de silice ($\text{Ne}68,5 \text{ Ks}17,7 \text{ Qz}13,8$). Le même effet est obtenu avec une baisse de 2 % de l'excès de silice. La relative pauvreté de nos néphelines en kalsilite indique une cristallisation à des températures moyennement élevées ($< 1000^\circ\text{C}$). Mais la constance des valeurs de KAlSiO_4 face aux variations de celles de NaAlSiO_4 et SiO_2 ne semble pas obéir à la règle établie sur la baisse de l'excès de silice. Les laves hôtes comportent respectivement 5,1 et 3,5 % de K_2O , 8 et 5,8 % de Na_2O pour les compositions de néphéline riches en sodium et celles à déficit du même élément. Leurs concentrations en silice voisines (60,8 et 62,4 %) s'accordent à la suggestion selon laquelle la teneur en silice des laves est l'un des facteurs de contrôle des valeurs de KAlSiO_4 de la néphéline (Velde et Yoder, 1978).

15-8 ANALCIME

Au microscope, l'analcite est difficilement discernable dans les phonolites de la série volcanique inférieure où elle est disséminée dans la mésostase fine. Dans les phonolites à kaersutite mais sans néphéline de la série volcanique supérieure, elle constitue de nombreuses plages millimétriques isotropes où les formes initiales des cristaux de sanidine pseudomorphosée sont encore discernables. Par diffraction des rayons X sur les poudres des échantillons étudiés, la présence effective de l'analcite a été établie dans une phonolite à aenigmatite de la première séquence volcanique et dans l'une des phonolites à kaersutite sus-décrite de la deuxième séquence volcanique. Dans les phonolites à kaersutite, l'apparition de l'analcite par altération des feldspaths alcalins par des fluides ne pose aucun doute d'autant plus que les conditions magmatiques de cristallisation de l'analcite (5 à 13 kb et 640 à 600°C , Roux et Hamilton, 1976) ne peuvent exister au dernier stade de l'éruption volcanique.

15-9 OXYDES

Toutes les laves de l'association volcanique inférieure des Monts Roumpi comportent des oxydes ferrotitanés. Il s'agit de titanomagnétite occasionnellement associée à l'ilménite (tableau 15-11).

Seule la titanomagnétite apparaît sous forme de microlites dans les basanites et les basaltes alcalins à olivine et de microlites et de phénocristaux dans les basaltes ankaramitiques. Au microscope, en lumière réfléchie, toutes les sections sont uniformément colorées en gris-jaune ; les cristaux isolés ou groupés sont polygonaux. Ils sont relativement riches en TiO_2 (27 %), Al_2O_3 (5,5 %) et MgO (5,5 %) (tableau 15-11, fig. 15-26). Il existe une corrélation négative entre les teneurs en Mg et celles de Mn (fig. 15-27). La titanomagnétite des basanites et des basaltes alcalins à olivine est riche en chrome (jusqu'à 3,4 % de Cr_2O_3). Suivant les échantillons, les valeurs de l'ulvöspinelite par rapport à la magnétite, estimées à l'aide des recommandations de Stormer (1983), varient de 60 à 54 % ou de 70 à 59 % dans les oxydes des basanites et des basaltes alcalins à olivine et de 73 à 71 % dans ceux des basaltes ankaramitiques.

Les hawaïites comportent des phénocristaux de titanomagnétite et des microcristaux de titanomagnétite et d'ilménite. L'ilménite forme aussi une mince gaine autour de certains cristaux de titanomagnétite. La titanomagnétite des hawaïites diffère de celle des basaltes par ses fortes teneurs en manganèse et sa pauvreté en aluminium, magnésium et en chrome (tableau 15-11). Au contraire, les proportions d'ulvöspinelite (80 à 72 %) sont semblables à celles des basaltes ankaramitiques. Par rapport à la titanomagnétite avec laquelle elle coexiste, l'ilménite présente de faibles teneurs en Al_2O_3 ($< 0,20\%$) et en ZnO ($< 0,08\%$). Les molécules d'ilménite dominent largement (96 à 94 %) sur celles d'hématite avec laquelle elles se trouvent engagées en solution solide.

L'exploitation de l'abaque de Spencer et Lindsley (1981) permet d'estimer à 950°C la température de cristallisation des microcristaux d'ilménite et de titanomagnétite pour $\log f_{\text{O}_2} \sim -12$. Les incertitudes sur la température et la fugacité d'oxygène liées à la construction de l'abaque sont de l'ordre de 40 à 80°C et d'une unité logarithmique.

Seuls les oxydes des benmoréites et des trachytes ont été analysés (tableau 15-

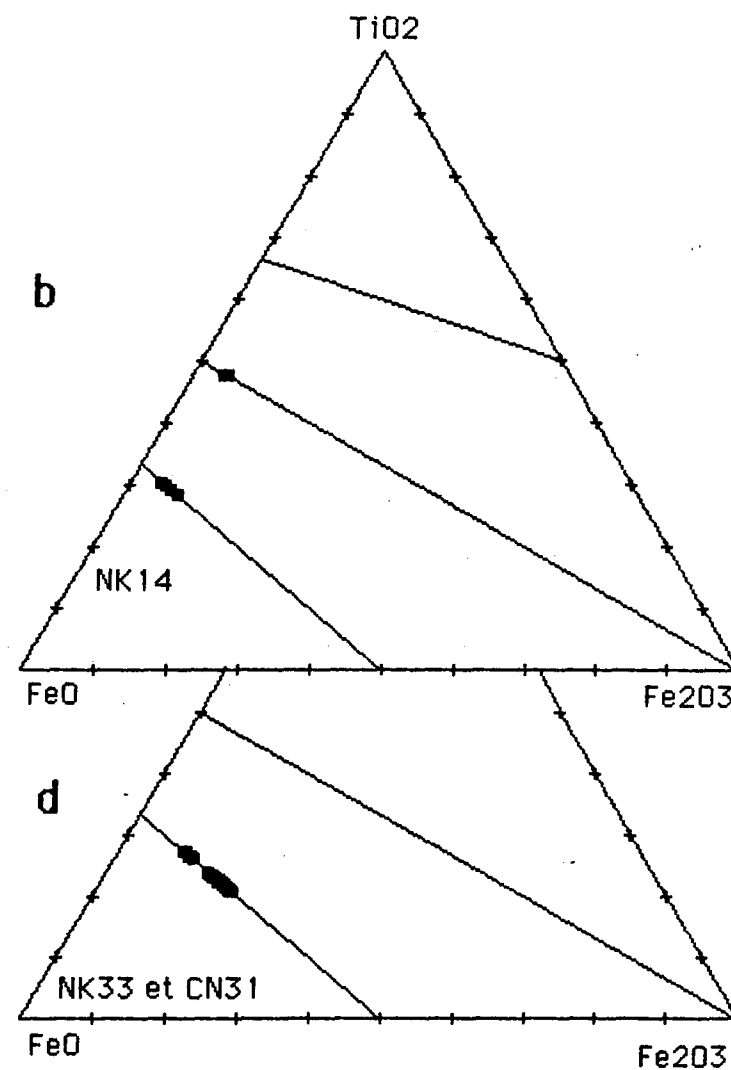
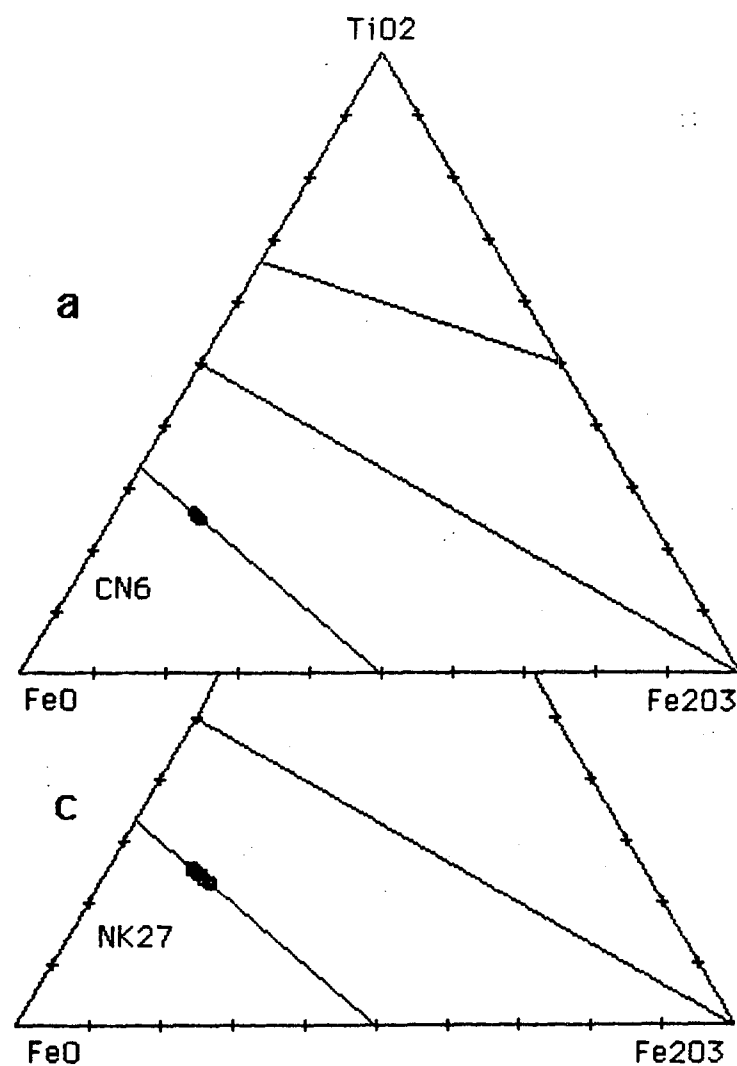


Fig. 15-25 : Compositions des oxydes des laves de la première séquence volcanique
a : basalte ; b : hawaiite ; c : benmoréite ; d : trachytes hyperalcalins

Tableau 15 - 8 : Analyses représentatives des néphélines des phonolites de la première séquence volcanique

Sample	NK39										NK30									
SiO2	47.27	49.11	48.07	50.48	48.34	46.69	49.64	48.14	49.53	46.53	46.98	46.11	47.58	48.64	48.03	48.09	45.09			
Al2O3	29.76	28.57	29.77	28.53	28.79	29.27	29.27	29.49	29.08	30.44	30.18	30.95	29.50	29.46	29.62	28.52	30.51			
Fe2O3	1.99	1.69	1.91	1.61	2.20	1.99	2.34	1.95	1.76	1.75	1.97	1.80	2.06	2.07	1.54	1.82	1.90			
CaO	0.16	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00			
Na2O	16.12	16.12	16.28	15.63	16.63	16.27	17.20	17.27	16.30	17.06	17.03	16.98	16.85	16.96	16.53	16.93	17.22			
K2O	3.89	3.07	3.36	3.68	3.42	3.57	3.03	3.30	3.20	4.33	3.93	4.26	3.21	3.35	3.65	3.65	3.55			
BaO	0.14	0.03	0.21	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.03	0.17	0.00	0.22	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00			
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Total	99.3	98.6	99.6	100.0	100.5	97.8	101.5	100.1	99.9	100.3	100.1	100.3	99.2	100.5	99.4	99.0	98.3			
Si	9.019	9.342	9.107	9.462	9.267	9.026	9.222	9.092	9.306	8.853	8.919	8.772	9.063	9.142	9.122	9.194	8.734			
Al	6.691	6.404	6.646	6.302	6.372	6.668	6.407	6.563	6.438	6.824	6.751	6.938	6.621	6.525	6.629	6.425	6.964			
Fe3	0.286	0.242	0.272	0.226	0.311	0.306	0.327	0.277	0.249	0.250	0.281	0.258	0.295	0.292	0.220	0.261	0.277			
sum	16.00	15.99	16.03	15.99	15.95	16.00	15.96	15.93	15.99	15.93	15.95	15.97	15.98	15.96	15.97	15.88	15.98			
Ca	0.033	0.002	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.006	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000			
Na	5.959	5.941	5.975	5.676	6.051	6.094	6.191	6.319	5.934	6.289	6.264	6.258	6.218	6.176	6.082	6.271	6.463			
K	0.947	0.745	0.812	0.880	0.819	0.880	0.718	0.795	0.767	1.051	0.951	1.033	0.780	0.803	0.884	0.890	0.877			
Ba	0.011	0.002	0.016	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.002	0.013	0.000	0.016	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000			
Br																				
Ne	75.37	75.27	76.02	71.99	75.86	76.73	77.69	78.59	75.21	77.65	77.87	77.89	78.12	77.35	76.24	77.21	80.49			
Ks	13.33	10.50	11.50	12.42	11.43	12.34	10.03	11.01	10.82	14.44	13.17	14.32	10.91	11.20	12.34	12.20	12.16			
Q	11.31	14.23	12.48	15.59	12.70	10.93	12.28	10.40	13.97	7.90	8.96	7.79	10.97	11.46	11.43	10.59	7.35			
Ne Mol	66.07	63.60	65.61	59.99	65.30	67.13	67.13	69.50	63.77	71.04	70.23	71.34	68.61	67.56	66.67	68.21	74.00			
Ks Mol	10.50	7.98	8.92	9.30	8.84	9.75	7.79	8.74	8.24	11.87	10.66	11.78	8.61	8.78	9.69	9.68	10.04			
Q Mol	23.43	28.42	25.47	30.71	25.86	22.73	25.08	21.76	27.99	17.09	19.11	16.88	22.78	23.66	23.64	22.11	15.96			

Tableau 15 - 9 : Analyses représentatives des oxydes de la première séquence volcanique

Sample	CN6	CN1	ND18	NK14			Ilm	NK27			NK33			CN31		
Al ₂ O ₃	4.58	5.47	3.58	4.36	2.89	2.60	0.91	1.11	1.16	0.01	0.03	0.79	0.75	0.41	0.29	0.54
FeO	66.15	65.29	64.42	68.61	66.21	66.52	68.26	64.80	65.05	44.91	44.76	70.47	69.43	71.31	68.84	73.15
MgO	4.21	5.58	2.59	3.62	3.81	2.91	1.25	1.48	0.95	1.62	1.89	0.60	0.55	0.22	0.17	0.12
TiO ₂	19.22	16.92	21.94	18.05	24.96	23.82	24.92	27.01	25.99	50.59	50.26	21.57	21.44	18.58	24.08	17.67
Cr ₂ O ₃	0.13	1.81	0.03	3.43	0.11	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
MnO	0.66	0.55	0.78	0.65	0.76	0.77	1.03	1.09	1.07	1.18	1.15	1.92	1.95	1.80	1.45	1.82
ZnO	0.13	0.05	0.14	0.08	0.16	0.10	0.14	0.22	0.19	0.04	0.01	0.25	0.31	0.36	0.16	0.17
NiO	0.04	0.05	0.03	0.06	0.04	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02
Total	95.12	95.72	93.55	98.86	98.94	96.77	96.53	95.74	94.43	98.35	98.10	95.61	94.43	92.69	95.02	93.49
Fe ₂ O ₃	27.13	30.19	20.74	28.67	19.98	20.70	19.41	14.37	15.13	3.93	4.56	25.46	24.87	29.75	20.18	32.01
FeO	41.74	38.13	45.75	42.82	48.23	47.90	50.79	51.87	51.43	41.38	40.65	47.56	47.05	44.54	50.68	44.35
Fe ₃	0.745	0.811	0.599	0.763	0.536	0.572	0.549	0.410	0.439	0.075	0.087	0.729	0.722	0.881	0.587	0.939
Al	0.197	0.230	0.169	0.182	0.121	0.113	0.040	0.050	0.053	0.000	0.001	0.035	0.034	0.019	0.013	0.025
Fe ₂	1.273	1.138	1.448	1.266	1.439	1.471	1.598	1.645	1.659	0.875	0.860	1.514	1.518	1.466	1.638	1.446
Mg	0.229	0.297	0.146	0.191	0.203	0.159	0.070	0.084	0.055	0.061	0.071	0.034	0.032	0.013	0.010	0.007
Ti	0.527	0.454	0.624	0.480	0.670	0.658	0.705	0.770	0.754	0.962	0.956	0.618	0.622	0.550	0.700	0.518
Cr	0.004	0.051	0.001	0.096	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mn	0.020	0.017	0.025	0.019	0.023	0.024	0.033	0.035	0.035	0.025	0.025	0.062	0.064	0.060	0.047	0.060
Zn	0.004	0.001	0.004	0.002	0.004	0.003	0.004	0.006	0.005	0.001	0.000	0.007	0.009	0.010	0.005	0.005
Ni	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.010	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
TiO ₂	26.11	24.93	27.48	23.39	30.33	28.80	28.30	30.57	29.40	47.90	47.60	25.61	25.77	23.08	27.17	21.93
FeO	63.06	62.46	63.74	61.69	65.16	64.40	64.15	65.28	64.70	47.90	47.60	62.81	62.88	61.54	63.58	60.96
Fe ₂ O ₃	10.83	12.61	8.78	14.92	4.51	6.80	7.55	4.15	5.90	4.20	4.80	11.58	11.35	15.38	9.25	17.11
Uls	59.96	54.13	70.58	59.49	72.62	70.97	72.09	79.65					62.79	54.69	70.17	51.90
Ilm										96.07	95.42					

11), ils appartiennent tous à la solution solide limitée par l'ulvöspinelle et la magnétite. Au microscope, en lumière réfléchie, les oxydes des phonolites et des rhyolites sont semblables à ceux des trachytes. Les oxydes analysés sont pauvres en MgO ($< 1\%$) et Al₂O₃ ($< 1,5\%$) comparativement à la titanomagnétite des laves basiques. La corrélation entre Al₂O₃ et MgO est nette pour des teneurs supérieures à 0,5 % et 0,2 %, respectivement. La dispersion des points en dessous de ces valeurs peut être attribuée à l'influence notable des incertitudes analytiques. Les teneurs moyennes en MnO se situent à 2 % et les valeurs extrêmes à 1,5 et 2,8 %. Les variations des teneurs en manganèse se font en sens inverse de celles du magnésium ; il existe une compétition entre ces deux éléments pour la substitution du fer. Les proportions d'ulvöspinelle varient de 63 à 54 % dans les benmoréites et de 60 à 53 % ou de 70 à 48 % dans les trachytes.

Des individus micrométriques de magnétite titanifère (magnétite ~ 83 %) ont été décelés aux coeurs de certains cristaux d'aenigmatite des phonolites, au cours des analyses à la microsonde. En conclusion, les laves étudiées comportent essentiellement de la titanomagnétite à laquelle s'ajoute l'ilménite dans les hawaïites. Au cours de la différenciation magmatique, la titanomagnétite perd progressivement ses caractères magnésiens et alumineux au profit d'un enrichissement en magnétite et en manganèse. Cependant, les basanites et les basaltes alcalins à olivine dont la titanomagnétite présente de faibles valeurs d'ulvöspinelle révèlent qu'en plus de la nature de la roche, la composition des oxydes dépend de la pression totale de cristallisation, de la température et surtout de la fugacité d'oxygène (Buddington et Lindsley, 1964 ; Haggerty, 1981).

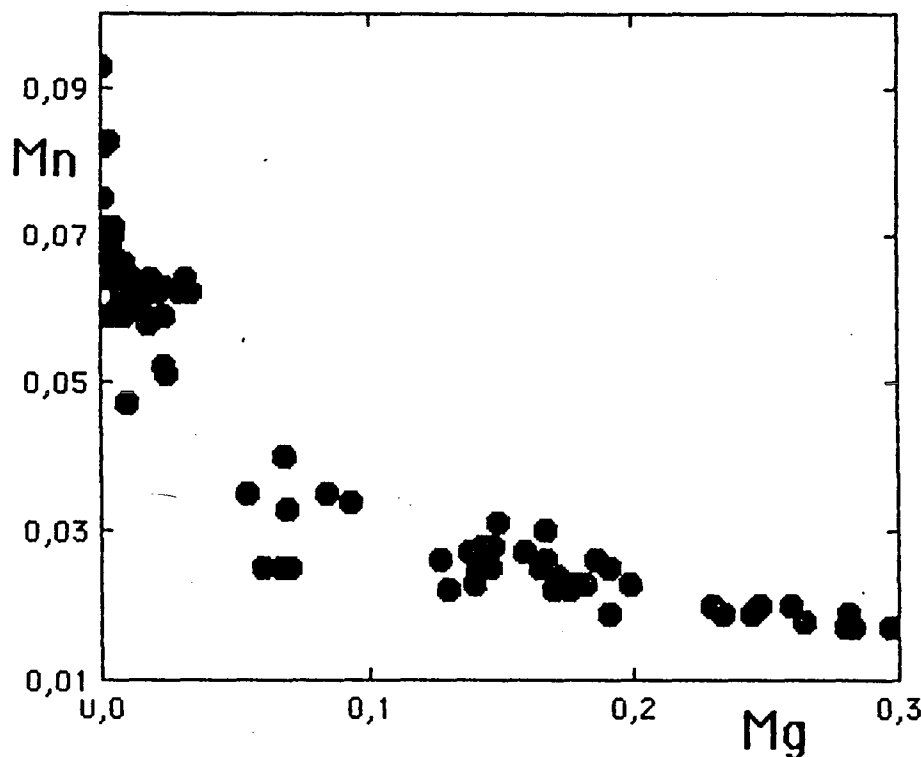


Fig. 15-26: Corrélation négative entre les atomes de magnésium et de manganèse.

15-10 INTERPRETATION ET DISCUSSION

Les compositions pyroxènes des basaltes occupent le domaine des pyroxènes des laves basiques alcalines dans les diagrammes discriminants de Nisbet et Pearce (1977). Leur évolution parallèlement au joint diopside - hédénbergite indique clairement la nature alcaline du magma parent. Les basaltes alcalins à olivine considérés comme magma parent de la série étudiée comportent des cristaux d'olivine aux coeurs riches en nickel (0,3 %). Ces teneurs élevées en nickel de l'olivine semblables ou proches de celles de l'olivine des péridotites (Sato, 1977 ; Barsdell et Smith, 1989) permettent d'admettre que les basaltes alcalins à olivine sont peu différenciés par rapport au probable magma primitif d'origine mantellique.

La plupart des cristaux d'olivine sont issus de la lave hôte tandis que ceux partiellement résorbés et à extinction ondulante seraient des xénocristaux. L'olivine analysée autour des xénocristaux de bronzite dans les basaltes montre des caractères d'équilibre avec le clinopyroxène de la roche dans le quadrilatère En-Di-He-Fs (fig.15-7a). Par rapport à ces clinopyroxènes, l'olivine de la roche est proche du pôle magnésien. Quant aux benmoréites, les compositions se placent dans des intervalles proches du pôle ferrique. Cette disposition peut être liée au fait que les premiers minéraux ferromagnésiens apparus aux liquides des magmas ont un rapport Mg/Fe supérieur à celui des minéraux ferromagnésiens suivants. Les domaines de compositions des olivines plus larges dans un trachyte que dans l'autre peuvent être rapportés à la différence des durées des conditions physiques propices à leur cristallisation. Dans tous les trachytes, le clinopyroxène est zoné depuis des compositions plus magnésiennes jusqu'à des compositions plus ferriques que l'olivine (fig.15-7d&e). Cette dernière comporte parfois une couronne d'annite riche en ferriannite qui a limité la progression de sa composition vers le pôle ferrique.

Il convient d'analyser les relations entre la bronzite et le clinopyroxène et d'insister sur les facteurs de contrôle des lignées des clinopyroxènes.

- L'olivine et le clinopyroxène se moulent sur les bords lobés de la bronzite. En projetant les compositions du clinopyroxène et de l'orthopyroxène sur le diagramme En-Di-He-Fs conformément aux recommandations de Lindsley (1983), l'orthopyroxène, de composition homogène, indique une cristallisation à haute température (1300 °C à 15 Kb, 1270 °C à 10 Kb, ~1200 °C à 5 ou 0 Kb). Par contre, la salite autour de la bronzite montre une composition hétérogène. Les coeurs des cristaux indiquent à 0, 5 ou 10 Kb, des températures proches de celles de la bronzite, mais les bords en contact avec la bronzite se placent sur l'isotherme de 900 °C indépendamment des pressions. Les bords en contact avec la mésostase se situent à environ 1100 °C et sont comparables aux coeurs des phénocristaux disséminés dans la roche. Les compositions homogènes et hétérogènes des deux types de pyroxènes et les différences de températures à leur contact reflètent un déséquilibre dû à leurs diverses origines : rares xénocristaux d'orthopyroxène et abondants phénocristaux de clinopyroxène.

- Le test d'équilibre entre les clinopyroxènes et les liquides à l'aide des coefficients de partage FeO-MgO révèlent que :

* Les phénocristaux de salite des basaltes sont en équilibre avec la lave hôte ; le coefficient $[(\text{FeO}_{\text{cpx}}/\text{FeO}_{\text{lave}}) * (\text{MgO}_{\text{lave}}/\text{MgO}_{\text{cpx}})]$ varie de 0,25 à 0,50. Ces valeurs sont identiques aux rapports des coefficients mesurés dans d'autres basaltes alcalins (Villemant et al., 1981).

* Les coefficients des pyroxènes à coeur vert s'échelonnent de 13,1 au coeur des cristaux à 0,52 à leur bord et reflètent ainsi un déséquilibre entre ces xénocristaux et la lave hôte.

* Quant aux roches felsiques, les compositions des coeurs de certains phénocristaux rappellent les pyroxènes des basaltes ; leurs coefficients de partage FeO-MgO sont très faibles (0,002 à 0,027). Souvent, les coefficients de partage augmentent depuis des valeurs basses aux coeurs des phénocristaux jusqu'à de très fortes valeurs à leurs bords et dans les microlites. Des valeurs extravagantes fournies par des microlites d'aégyrine (10 à 24 dans les trachytes, 30 dans les rhyolites et plus de 80 dans les phonolites) reflètent une ségrégation, *in situ*, des liquides magmatiques évolués en po-

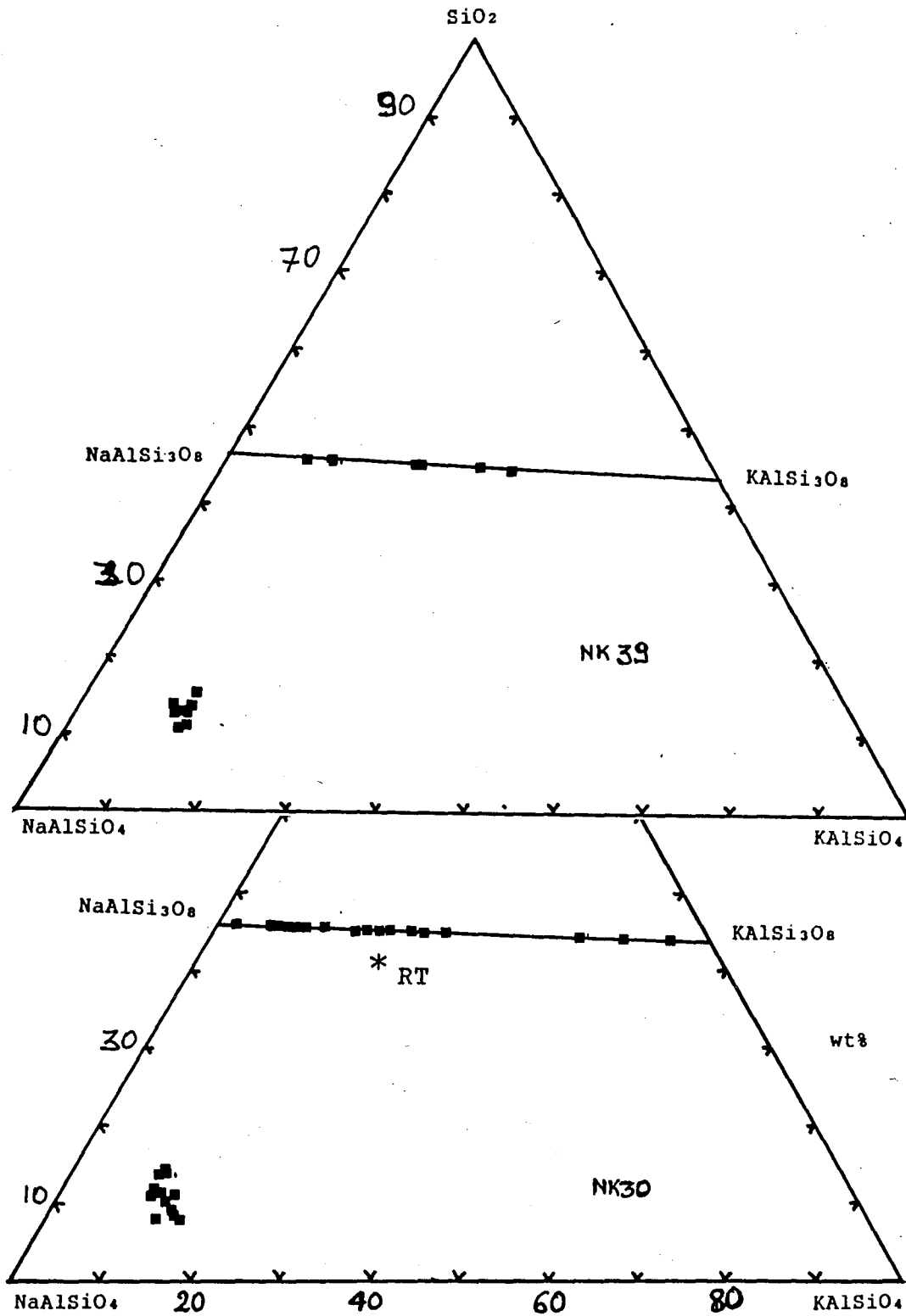


Fig. 15-27 : Position des feldspaths alcalins et néphéline associée dans le système SiO_2 - NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 . *RT : roche totale

ches résiduelles, pendant la cristallisation.

L'ensemble des clinopyroxènes des laves de la première séquence volcanique des Monts Roumpi décrit un profil typique des roches alcalines (Bonin et Giret, 1985) dans les diagrammes $Al+Ti - Mg - Fe^{+} + Mn$ (fig.15-28). Des basaltes aux hawaïites et benmoréites, la diminution des teneurs en Al et Ti est consécutive (1) aux variations des compositions des magmas ($Mg\#$ passe de 0,71 à 0,22), à l'augmentation (2) de la l'activité de la silice et (3) surtout de la fugacité d'oxygène (Almond, 1988). Toutefois, la fugacité d'oxygène est restée inférieure ou égale au tampon QFM pour ne pas inhiber la cristallisation de Fe-olivine des benmoréites (Jones, 1984). Les clinopyroxènes des roches felsiques montrent, à l'exception d'une phonolite (éch. NK39), un enrichissement en Al et Ti vers les compositions les plus riches en fer (fig.15-30). L'enrichissement observé est attribuable aux compositions hyperalcalines et, des températures et des fugacités d'oxygène proches ou semblables à celles du "no-oxide field" des poches de liquides résiduels évolués. L'apparition des amphiboles et des micas à partir des trachytes et le remplacement des Fe-olivines par des carbonates traduisent l'importance de la pression des fluides (H_2O , F, Cl, CO_2) dans les magmas. Les associations minérales annite riche en ferriannite - aenigmatite - Fe-olivine - aegyrine - titanomagnétite des trachytes, arfvedsonite - aenigmatite - aegyrine - titanomagnétite des rhyolites et des phonolites témoignent des conditions de fugacité d'oxygène inférieure au tampon QFM (Frost et al., 1988).

Les basaltes et les hawaïites comportent essentiellement des feldspaths plagioclasiques dont les teneurs en anorthite sont étroitement contrôlées par les compositions des laves hôtes, l'ordre d'apparition des feldspaths par rapport aux minéraux mafiques et surtout par les pressions des fluides. Les benmoréites contiennent du plagioclase et des feldspaths alcalins tandis que les trachytes, les phonolites et les rhyolites contiennent uniquement des feldspaths alcalins. Les trois groupes de feldspaths matérialisent une évolution des roches d'une suite sodique ($Na_2O/K_2O > 2$) vers une suite potassique ($Na_2O/K_2O < 2$) en passant par des intermédiaires sodipotassiques (voir géochimie). La zonation des plagioclases des coeurs calciques vers des bords sodiques et de plus en plus potassiques suggère une différenciation des magmas vers des compositions potassiques par fractionnement du plagioclase et des minéraux mafiques (Henderson et Gibb, 1983). La présence simultanée de microlites allant de "high-albite" à de k-sanidine jette un doute sur leur appartenance à des phases de haute température. Au regard de l'importante pression des fluides, de la diminution de la température minimum du liquidus (Manning, 1981 ; Boher et al., 1987) et de la dépolymérisation des liquides silicatés (Mysen et Virgo, 1986a, 1986b) par le fluor et d'autres fluides, les feldspaths alcalins des trachytes, des phonolites et des rhyolites hyperalcalins des Monts Roumpi peuvent correspondre à des phases de basses températures. Ces roches constituent un exemple d'éruptions volcaniques où des bains silicatés et des phases fluides ont probablement persisté à des températures basses, voisines de $550^{\circ}C$. Des concentrations de 4,3 wt% d'eau, 1, 3 wt% de chlore et 0,5 wt% de fluor ont été observées dans le verre des pantellérites (Kovalenko et al., 1988), mais la roche analysée présente un faible taux de cristallisation (5 à 10 %) qui limite le domaine de composition observable des feldspaths. Les taux de cristallisation de nos phonolites (50 %) et de nos trachytes et rhyolites, (100 % ; tableau 12-2) favorisent l'hypothèse de cristallisation rapide à basse température. Toutefois, les "high-albite" et k-sanidine des phonolites coexistent avec des néphélines à excès de SiO_2 , de la sodalite et de la noséane. Les diagrammes Ne-Ks-Q (fig.15-27) illustrent nettement le déséquilibre entre la néphéline (précoce), les feldspaths alcalins et la roche totale. Ces néphélines représenteraient des phases métastables (Henderson et Gibb, 1983) dont le rééquilibrage avec les feldspaths alcalins et le liquide environnants a été incomplet.

Les variations des minéraux et des compositions des minéraux des laves basiques aux laves acides illustrent une différenciation dominée par le mécanisme de cristallisation fractionnée. La lacune de mugéarite constatée en pétrographie se reflète surtout par un hiatus entre l'olivine des laves basiques (basaltes et hawaïites) et celle des laves acides (benmoréites et trachytes). Le rapport $[Mg / (Mg+Fe^{2+})]$ des minéraux mafiques (olivines, clinopyroxènes, amphiboles et micas) et des oxydes diminue des basal-

Al+Ti

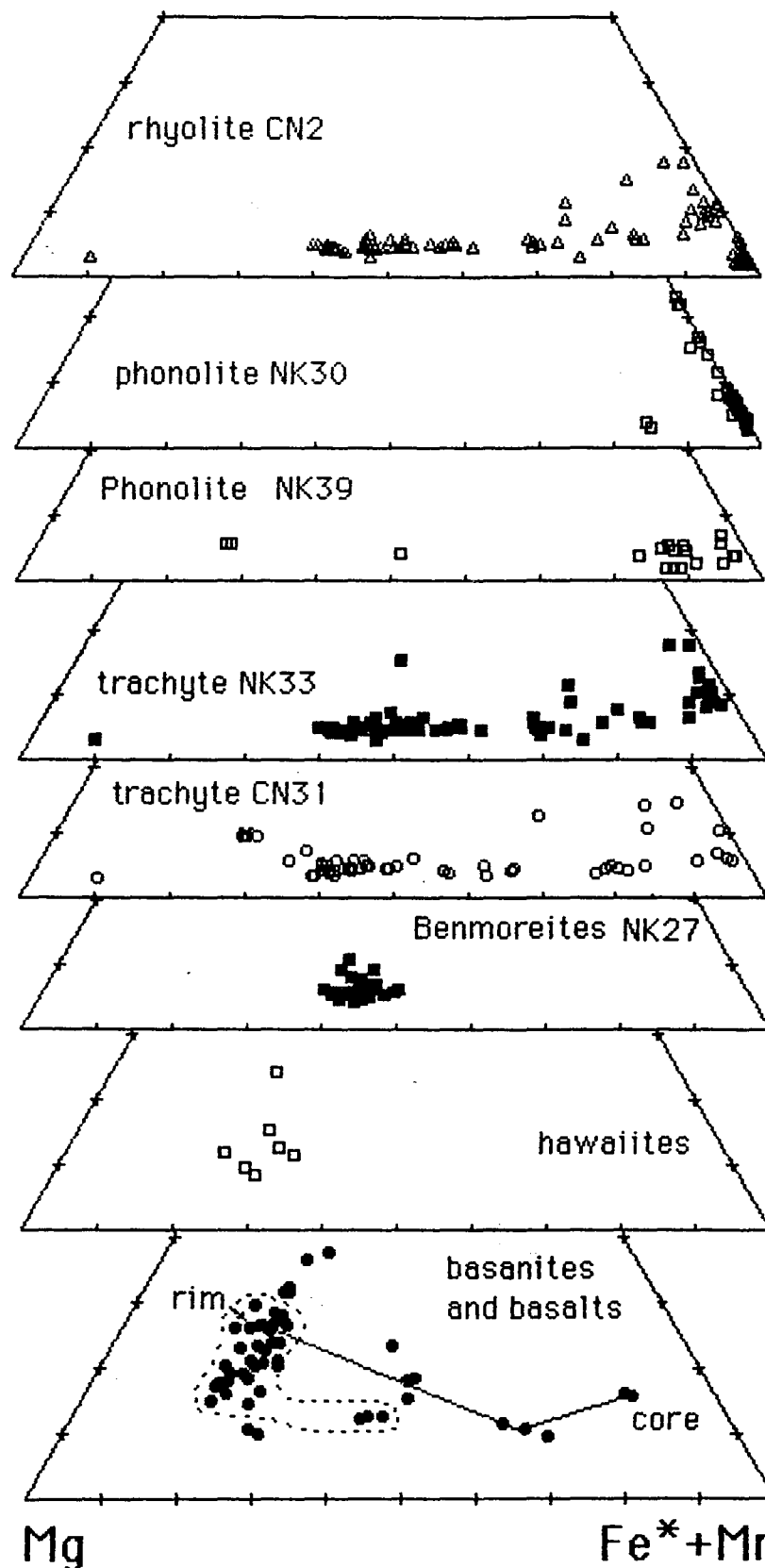


Fig. 15-28 : Al+Ti - Mg - Fe+Mn ; variations de Al et Ti au cours de l'évolution.

tes aux phonolites et rhyolites, simultanément avec une augmentation du volume des feldspaths alcalins. Au cours de la différenciation, l'olivine s'enrichit en manganèse, les micas en ferriannite et les pyroxènes et les amphiboles en sodium. Les lignées évolutives des compositions des pyroxènes, des amphiboles et des micas sont caractéristiques d'une série alcaline.

La zonation des minéraux dans chaque roche révèle que les laves se sont toutes comportées comme des systèmes fermés après leur séparation du magma parent ; les phénocristaux précoces enregistrant les variations des compositions des liquides résiduels au cours de la cristallisation. A ce moment-là, les conditions physiques (T, P, fO_2 , pH_2O ,...) varient largement et leurs effets sur la cristallisation des minéraux se contrarient ou se renforcent mutuellement. Le fluor et d'autres fluides permettent la cristallisation à des températures relativement basses de l'albite et la sanidine aux compositions proches des pôles purs.

La différenciation échelonnée des magmas aboutit à des laves hyperalcalines (aenigmatite, aegyrine et arfvedsonite) avec une évolution de la série en deux lignées, l'une sous-saturée en silice et l'autre sursaturée en silice. La géochimie étayera le ou les mécanismes mis en jeu au cours de la différenciation.

16 ASSOCIATION VOLCANIQUE SUPERIEURE

Dans les basaltes alcalins, hawaïites, mugéarites, benmoréites, trachytes et phonolites de la deuxième séquence volcanique, 366 analyses ponctuelles des minéraux ont été réalisées dont 47 analyses d'olivine, 109 de clinopyroxène, 34 de kaersutite, 17 de micas, 122 de feldspaths, 36 de néphéline et 41 d'oxydes. L'analcyte est analysée aux rayons X. Les conditions analytiques sont généralement identiques à celles adoptées pour la série sous-jacente.

16-1 OLIVINES

L'olivine constitue la majeure partie des phénocristaux observés dans les basaltes alcalins (Nk21, CN37, tableau 16-1). Elle y est moulée par le clinopyroxène, les oxydes et le plagioclase. L'olivine montre une composition à zonation normale depuis Fo84 aux coeurs des phénocristaux à Fo65 à leurs bords. Les microcristaux ont des domaines de composition restreints (Fo67 à Fo61). Dans les hawaïites, les cristaux d'olivine sont peu abondants (< 3 % du mode). Ils comportent des inclusions d'opaques et d'apatite avant d'être, à leur tour, inclus dans des cristaux de clinopyroxène et de plagioclase. Les teneurs en forstérite diminuent de Fo73 à Fo68 du coeur au bord des phénocristaux et de Fo69 à Fo62 dans les microcristaux ou de Fo63 à Fo50 dans les faciès évolués. Les analyses montrent aussi des éléments mineurs (Ni, Mn, Ca), mais, il existe des différences dans les teneurs qui sont probablement dues à des différences de composition des laves hôtes et des conditions physiques prévalant pendant la cristallisation.

16-1-1 Nickel

Les teneurs en nickel relativement élevées au centre des phénocristaux (0,32 % ; fig.16-1) d'olivine des basaltes alcalins diminuent à leurs bords (0,1 %). Les microcristaux contiennent de 0,08 à 0,02 % de nickel. L'olivine des hawaïites en est très pauvre (< 0,03 %). Les fortes teneurs en nickel des coeurs des phénocristaux d'olivine des basaltes alcalins militent en faveur d'une cristallisation dans un environnement de composition proche de celles des magmas primitifs issus du manteau. Leur diminution rapide vers les bords des cristaux peut être reliée à un fractionnement important de l'olivine au début de la différenciation.

16-1-2 Manganèse

Les phénocristaux d'olivine des basaltes alcalins ont des teneurs en manganèse (0,2 à 0,6 %) semblables à celles des basaltes ankaramitiques précédemment étudiés. Les microcristaux contiennent de 0,65 à 0,80 % de MnO. Les teneurs en manganèse et les valeurs de fayalite augmentent davantage dans les hawaïites (fig.16-1).

16-1-3 Calcium

Les teneurs en calcium sont semblables dans les basaltes alcalins et les hawaïites et augmentent des coeurs vers les bords des cristaux d'olivine (0,2 à 0,5 % de CaO).

Les coefficients de distribution ($K_d = [(FeO)_{ol}/(FeO^T)_{lave} * (MgO)_{lave}/(MgO)_{ol}]$) du magnésium et du fer entre les coeurs des phénocristaux et les liquides magmatiques (roches totales) sont constantes à 0,31 dans les basaltes et les mugéarites et indiquent un équilibre olivine-liquide (Roeder et Emslie, 1970). À l'aide du principe de distribution du magnésium et du calcium entre l'olivine et le liquide (Jurewicz et Watson, 1988), les températures de cristallisation de l'olivine s'élèvent à 1230°-1220° C pour les basaltes alcalins (CN37 et NK21). Pour les hawaïites et les mugéarites dont les compositions échappent à la calibration de Jurewicz et Watson (op. cit.), les thermomètres de Roeder et Emslie (1970) et de Leeman et Scheidegger (1977) montrent des valeurs identiques pour un même échantillon (hawaïites, 1100° C et mugéarites, 1065° C (tableau 16-2)).

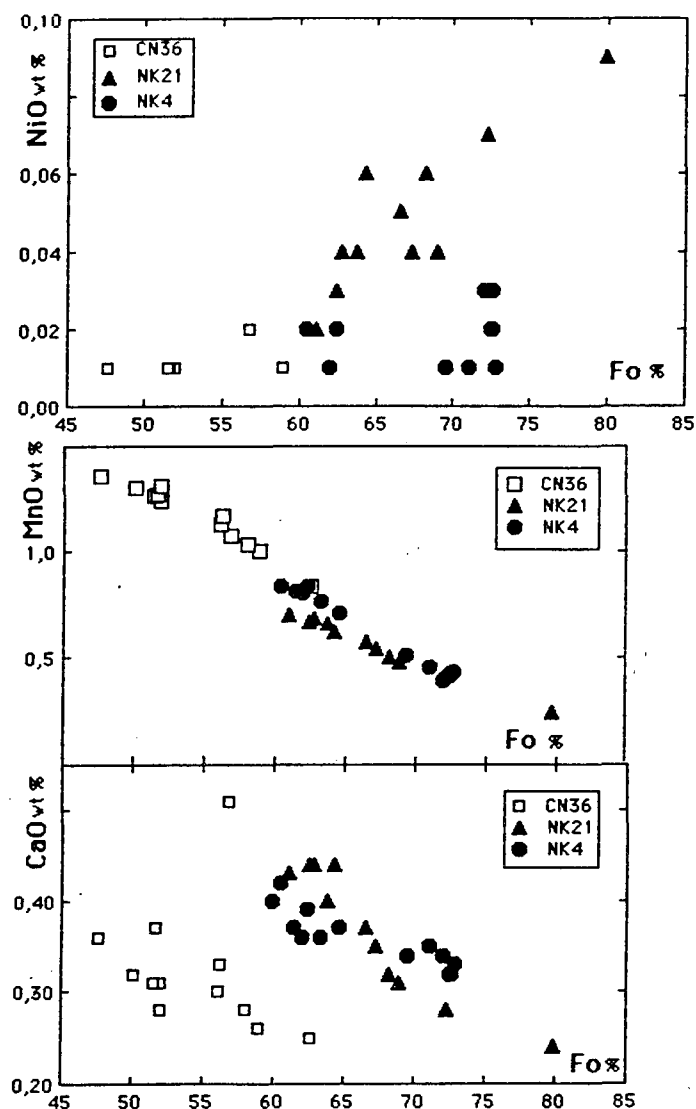


Fig. 16-1 : Variations des teneurs en NiO, MnO et CaO en fonction des proportions de forstérite des olivines.

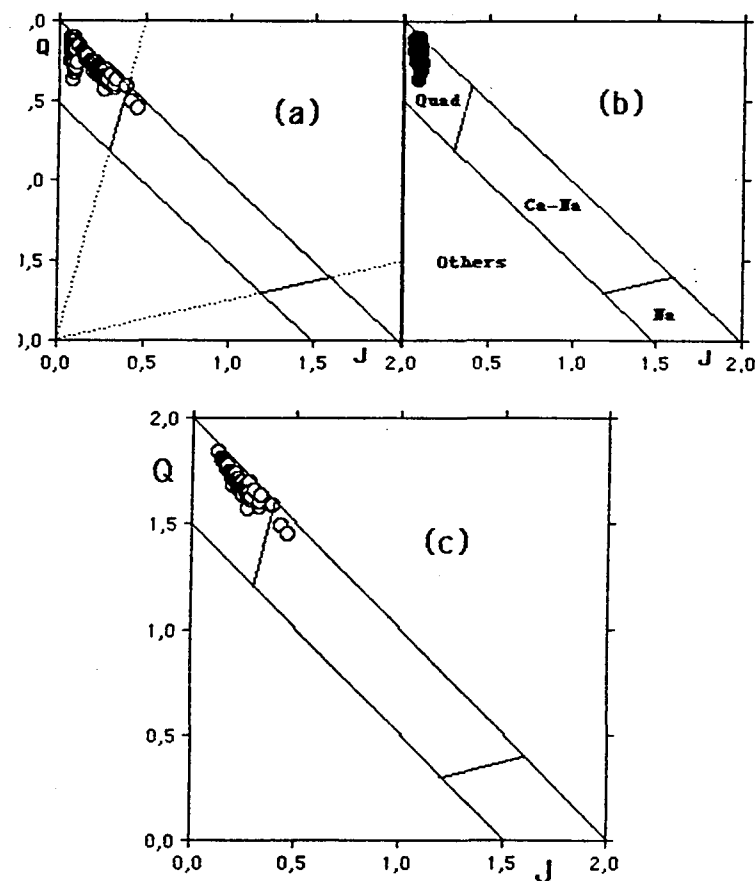


Fig. 16-2 : Nomenclature des pyroxènes des laves de la deuxième séquence volcanique des Monts Roumpi. Les limites des champs sont celles proposées par Morimoto et al. (1988). $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$; $J = 2Na$
a : ensemble des analyses ; b : laves basiques ;
c : laves felsiques.

Tableau 16 - 1 : Analyses représentatives des olivines de la deuxième séquence volcanique

Sample	CN36						NK21						NK4					
SiO2	34.74	34.83	36.11	35.68	34.48	36.41	39.28	37.76	37.65	37.26	35.86	36.65	36.50	35.19	35.92	36.83		
FeO	40.09	40.81	35.35	37.02	42.32	32.53	18.71	24.82	27.72	29.35	33.31	31.20	32.08	33.56	31.22	24.14		
MgO	24.09	22.98	28.47	26.56	21.59	30.57	42.47	37.07	34.04	33.47	29.98	32.24	31.07	28.80	30.98	36.98		
CaO	0.28	0.32	0.26	0.30	0.36	0.25	0.24	0.28	0.32	0.37	0.43	0.44	0.44	0.40	0.36	0.33		
MnO	1.24	1.30	1.00	1.13	1.36	0.83	0.24	0.42	0.50	0.57	0.70	0.62	0.68	0.86	0.76	0.43		
NiO			0.01		0.01		0.09	0.07	0.06	0.05	0.02	0.06	0.04			0.01		
Cr2O3	0.01	0.02		0.01														
Total	100.5	100.3	101.2	100.9	100.1	100.6	101.0	100.4	100.3	101.1	100.3	101.2	100.8	98.8	99.2	98.7		
Si	0.991	0.999	0.994	0.999	0.999	0.994	0.994	0.992	1.004	0.994	0.987	0.987	0.992	0.987	0.990	0.984		
Fe	0.956	0.979	0.814	0.862	1.025	0.742	0.396	0.545	0.618	0.655	0.767	0.703	0.729	0.788	0.720	0.539		
Mg	1.024	0.982	1.168	1.103	0.932	1.243	1.602	1.452	1.353	1.331	1.230	1.294	1.258	1.205	1.272	1.473		
Ca	0.009	0.010	0.008	0.009	0.011	0.007	0.007	0.008	0.009	0.011	0.013	0.013	0.013	0.012	0.011	0.009		
Mn	0.030	0.032	0.023	0.027	0.033	0.019	0.005	0.009	0.011	0.013	0.016	0.014	0.016	0.020	0.018	0.010		
Ni							0.002	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000					
Cr																		
Total	3.010	3.002	3.007	3.000	3.000	3.005	3.004	3.006	2.995	3.004	3.013	3.011	3.008	3.012	3.011	3.015		
Fe %	51.7	50.1	58.9	56.1	47.6	62.6	79.9	72.3	68.2	66.6	61.1	64.3	62.8	59.9	63.3	72.8		

Tableau 16 - 3 : Analyses représentatives des olivopyroxènes de la deuxième séquence volcanique

Sample	NK21				CN37				NK4				CN36				CN40				CN45				CN44					
SiO2	49.10	46.87	42.00	51.20	48.08	45.52	50.39	47.96	50.62	49.44	49.70	49.13	50.82	51.89	49.61	49.28	51.12	50.73												
TiO2	1.95	2.44	4.40	0.34	2.63	3.13	1.93	3.02	1.01	0.39	0.16	0.20	0.33	0.35	0.20	0.55	0.45	0.63												
Al2O3	4.64	6.44	9.86	1.40	4.74	7.72	2.87	4.55	1.45	0.78	0.98	1.19	1.21	1.40	0.70	0.90	0.85	1.06												
FeO	7.31	7.41	9.01	13.16	8.34	8.02	9.12	9.32	12.42	24.61	22.48	20.98	18.14	11.78	23.33	18.01	13.96	13.91												
MnO	0.16	0.10	0.14	1.23	0.18	0.15	0.33	0.22	0.61	2.17	2.15	1.68	1.27	0.94	1.62	1.51	1.24	1.15												
MgO	14.27	13.32	10.97	11.44	13.08	12.13	9.12	9.32	13.04	1.35	2.68	4.05	6.13	11.20	2.60	6.14	9.12	9.51												
CaO	21.77	21.74	21.88	20.47	21.59	21.37	20.91	20.95	19.27	17.25	18.85	18.89	18.50	20.40	21.26	20.36	21.25	20.94												
Na2O	0.45	0.49	0.55	0.63	0.55	0.69	0.65	0.54	0.47	2.88	2.04	1.75	1.40	0.98	1.55	1.49	1.13	1.29												
Cr2O3	0.03	0.18	0.06	0.04	0.06	0.24	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
NiO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
ZrO2																														
Total	99.7	99.0	98.9	99.9	99.3	99.0	95.3	95.9	98.9	97.9	99.1	97.9	97.8	98.9	100.9	98.2	99.1	99.3												
Si	1.822	1.755	1.593	1.943	1.805	1.713	1.888	1.816	1.928	1.974	1.993	1.978	1.984	1.961	1.993	1.950	1.971	1.945												
Ti	0.054	0.069	0.125	0.010	0.074	0.089	0.054	0.086	0.029	0.012	0.005	0.006	0.010	0.010	0.006	0.016	0.013	0.018												
Al	0.203	0.284	0.441	0.063	0.210	0.342	0.127	0.203	0.065	0.037	0.046	0.056	0.056	0.062	0.033	0.046	0.039	0.048												
Fe2	0.152	0.134	0.124	0.340	0.193	0.154	0.251	0.264	0.341	0.621	0.637	0.596	0.530	0.306	0.694	0.460	0.373	0.316												
Fe3	0.075	0.098	0.162	0.077	0.069	0.098	0.035	0.031	0.054	0.218	0.117	0.111	0.124	0.063	0.067	0.136	0.078	0.130												
Mn	0.005	0.003	0.004	0.040	0.006	0.005	0.010	0.007	0.020	0.073	0.073	0.057	0.042	0.030	0.053	0.051	0.040	0.037												
Mg	0.789	0.743	0.620	0.647	0.732	0.680	0.747	0.702	0.740	0.082	0.160	0.243	0.357	0.631	0.156	0.362	0.524	0.543												
Ca	0.864	0.872	0.889	0.832	0.869	0.862	0.840	0.850	0.787	0.753	0.810	0.815	0.853	0.861	0.853	0.863	0.878	0.860												
Na	0.032	0.036	0.040	0.046	0.040	0.050	0.047	0.040	0.035	0.228	0.139	0.137	0.106	0.072	0.121	0.114	0.084	0.103												
Cr	0.001	0.005	0.002	0.001	0.002	0.007	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000												
Ni	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000												
Zr																														
Total	3.999	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000	3.999	4.000	4.000	3.999	4.062	3.996	3.978	3.998	4.000	4.000												
Wo	45.9	47.1	49.4	43	46.5	47.9	44.6	45.8	40.5	43.05	45.08	44.78	46.2	45.4	46.2	46.1	46.38	45.6												
En	41.8	40.2	34.5	33.4	39.2	37.8	39.7	37.9	38.1	4.69	8.9	13.34	19.3	33.3	8.4	19.34	27.68	28.79												
Fs	12.3	12.7	16.1	23.6	14.3	14.3	15.7	16.3	21.4	52.26	46.02	41.93	34.5	21.3	45.4	34.56	25.94	25.61												

Tableau 16 - 2 : Thermométrie (°C) des olivines et des plagioclases des laves des deux séquences

		(a)										(b)				
Ct		CN4					NK14					NK21				
		ND32	NK14	CN37	NK21	ND37	NK8	NK4	NK9	CN36						
Ct	Roeder et al. Emslie, 1970	1295	1242	1060	1245	1242	1110	1105	1100	1075	1063					
	Leeman et Scheidegger, 1977	Ni 1285			1175	1311										
		Fe 1298			1128	1207	1201				1050					
		Mg 1283			1073	1228	1234				1065					
Ct		Mn			1089	1217	1199				1040					
	Jurewicz et Watson, 1988				1230	1220										
b	Sample	CN4		NK14		NK21		CN37		NK4		CN44		CN35		
		Okb	1169	1274		1229	1215	1313	1221	1082						
b	Kudo et Waili, 1970	0.5kb	1125	1249		1197	1180	1295	1183	1010						
	et Drake, 1976	1kb	1089	1215		1162	1145	1261	1144	965						
		5kb	819	960		907	886	1014	840	527						

Les relations entre les teneurs en calcium des olivines et la pression (Adams et Bishop, 1986 ; Koehler et Frey, 1988) demeurent une épreuve délicate.

16-2 PYROXÈNES

Similairement aux laves de la série sous-jacente, les phénocristaux de clinopyroxène sont moins abondants que ceux d'olivine (2 à 6 % contre 9 à 12 %) dans les laves les moins différenciées. Ils constituent les deux tiers des phénocristaux (12 sur 18 %) dans les basaltes différenciés avant d'être dominés par les phénocristaux de plagioclase dans les hawaïites et les benmoréites et, par les feldspaths alcalins dans les trachytes et les phonolites. Les benmoréites à kaersutite et biotite et les rhyolites ne comportent pas de pyroxène. La zonation en tâches et en couronnes des cristaux est fréquente dans les basaltes. Les clinopyroxènes des trachytes et des phonolites montrent des compositions différentes de celles généralement observées dans les laves très différenciées des séries alcalines (tableau 16-3).

16-2-1 Nomenclature

A l'exception de deux analyses obtenues dans les trachytes qui sont décalées dans le groupe des "Ca-Na pyroxènes (Ca-Na)" ou augite aegyrienne (Morimoto et al., 1988), les clinopyroxènes de toutes les laves analysées appartiennent (fig.16-2a) au groupe des "Ca-Mg-Fe pyroxènes (Quad)".

Les clinopyroxènes des basaltes se disposent selon des valeurs de sodium faibles et constantes (fig.16-2b). La somme $Q + J$ varie d'environ 2 à 1,7 cations (avec $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$; $J = 2 Na$) en fonction de la quantité d'aluminium et de titane dans la formule structurale (voir plus loin). Les teneurs en chrome et nickel sont faibles dans les basaltes et nulles à partir des hawaïites jusqu'aux phonolites. Les analyses des pyroxènes des trachytes et des phonolites s'alignent près de la limite $Q + J = 2$ (fig.16-2c) indiquant de faibles concentrations en éléments mineurs (Mn, Al, Ti, Zr). Dans le quadrilatère En-Di-Hd-Fs les pyroxènes des basaltes alcalins sont des salites (fig.16-3) et ont des compositions à la limite entre salite et augite calcique. Ceux des trachytes et des phonolites correspondent à des hedenbergites et des ferrosalites (fig.16-3). Ces hedenbergites sont sodiques ; $Na > 0,1$ cation dans formule structurale et plus de 10 % d'acmite calculée, (fig.16-4). Les teneurs en manganèse (jusqu'à 0,09 cation) restent cependant toujours inférieures à 0,1 cation.

16-2-2 Substitutions et évolution :

Les compositions des pyroxènes diffèrent au sein d'un cristal ou d'un cristal à l'autre dans une roche donnée. Ces différences reflètent des phénomènes de substitutions intervenues au cours de la cristallisation de la roche. Suivant l'importance de la substitution, la formule structurale s'écarte de celle du pôle pur auquel s'apparente le pyroxène de la roche. Ces substitutions sont, en général, semblables à celles démontrées dans les pyroxènes des laves de l'association volcanique sous-jacente. La différence fondamentale consiste en l'absence ou tout du moins du caractère accessoire de la substitution $Ca (Mg, Fe^{2+}, Mn) \rightleftharpoons Na Fe^{3+}$ (fig.16-4) qui aurait engendré des compositions d'augite aegyrienne, d'hedenbergite aegyrienne et d'aegyriine dans les laves felsiques.

La variation des compositions des clinopyroxènes est insignifiante dans les basaltes alcalins et limitée dans les hawaïites. L'enrichissement en fer des clinopyroxènes des basaltes alcalins s'accompagne, selon l'échantillon (coulée), d'une augmentation ou d'une baisse du calcium (fig.16-3). Les domaines de compositions des clinopyroxènes des trachytes et phonolites sont étendus et proches du pôle hedenbergite (fig.16-3). Il est surprenant que les pyroxènes des trachytes soient plus riches en fer que ceux des phonolites, mettant ainsi en cause la corrélation généralement établie entre l'enrichissement en fer des pyroxènes et le degré de différenciation de la roche hôte (Smith et Lindsley, 1971 ; Bonin et Giret, 1985 ; Almond, 1988, par exemple). Cependant, comme

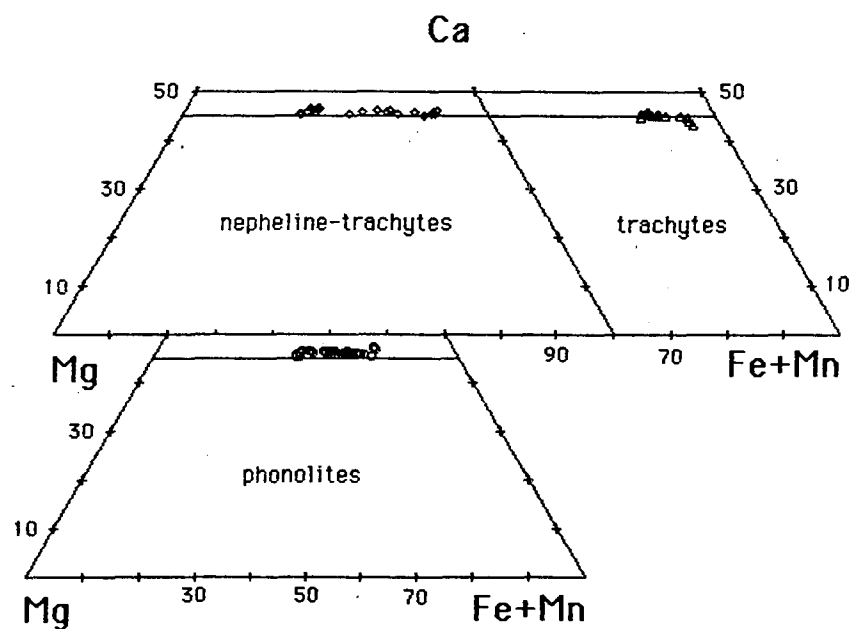
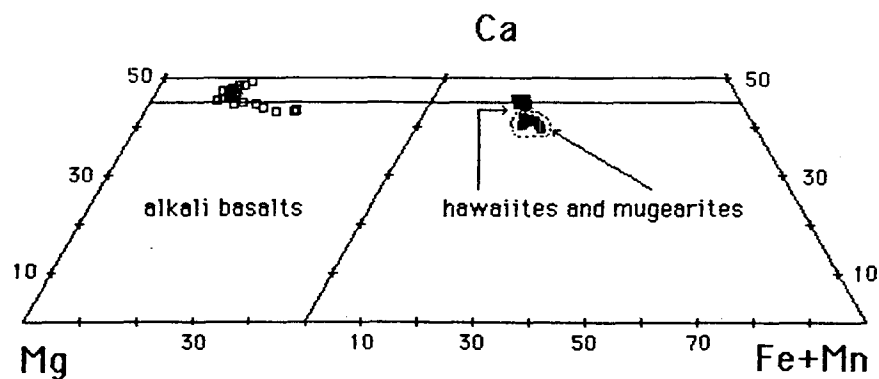


Fig. 16-3 : Variations des compositions des pyroxènes des laves de la deuxième séquence volcanique dans quadrilatère En-Di-Hd-Fs.

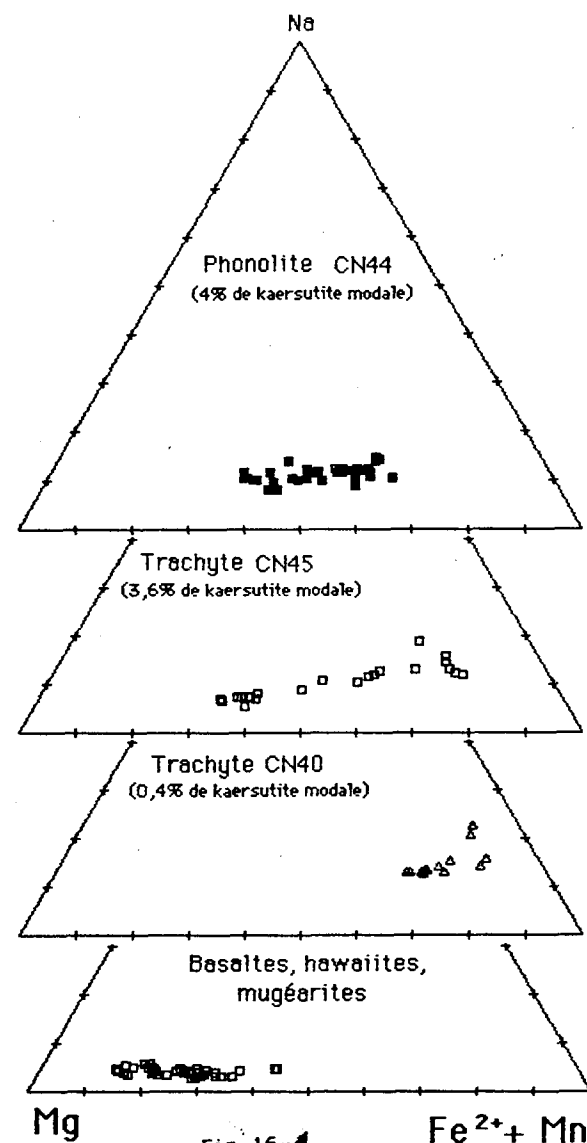


Fig. 16-4

nous l'avons observé, les clinopyroxènes et les Fe-Ti-oxydes cristallisent après la destruction de la kaersutite. Les cristaux de pyroxène isolés dans la mésostase ont une composition identique à ceux liés à la destruction de la kaersutite. Comme aucun autre minéral magnésien que le pyroxène ne cristallise après la destruction de l'amphibole, le pyroxène hérite de tout le magnésium libéré par la kaersutite (Giret, 1979). La réaction magmatique et le bilan de matière (Cotton et al., 1988) montrent que le liquide résiduel s'enrichit en sodium, en aluminium et aussi en magnésium malgré la cristallisation du clinopyroxène adjacent. Ce même liquide s'appauvrit en fer, en manganèse et en titane. Un tel liquide est donc susceptible de favoriser la cristallisation d'hedenbergite riche en magnésium. L'analyse modale de nos roches révèle 4 à 10 fois plus de kaersutite dans la phonolite que dans les trachytes (0,4 % contre 1,5 à 4 % du mode). La réaction étant à volume constant, l'enrichissement du liquide résiduel en magnésium est proportionnel au volume d'amphibole détruit. La quantité de kaersutite détruite a certainement induit des différences de teneurs en magnésium des hedenbergites des trachytes et des phonolites des Monts Roumpi.

Dans le diagramme Di-Hd-Ae (fig.16-4), les pyroxènes des trachytes et des phonolites se placent respectivement entre des valeurs de 7 à 25 % de diopside, 12 à 23 % d'aegyrine et de 15 à 85 % de diopside, 5 à 20 % d'aegyrine. L'ensemble forme une lignée évolutive subparallèle aux pyroxènes des syénite à perthite du Malawi (Woolley et Platt, 1986), mais en sens inverse. En outre, les pyroxènes de la syénite sont auréolés par des amphiboles de cristallisation tardive. A notre connaissance, ce mode d'évolution oppose nos pyroxènes à la plupart des lignées et sens d'évolution actuellement connus. L'allure subparallèle au joint diopside-hedenbergite est une preuve que les liquides résiduels n'ont pas évolué vers des compositions à tendance hyperalkaline (MacDonald, 1974). Les concentrations en aluminium et titane diminuent régulièrement au cours de la différenciation magmatique tandis que celles du manganèse augmentent. Les diagrammes Ti, Al-Mg-(Fe + Mn) et (Al + Ti)-Mg-(Fe + Mn) (fig.16-5) montrent un enrichissement initial en Al et Ti des pyroxènes. Les fortes valeurs de Al et Ti diminuent rapidement pour une petite variation de Mg# de 0,69 à 0,50. Les concentrations en Al et Ti des pyroxènes restent constantes dans les roches felsiques malgré une grande variation de Mg# de 0,5 à 0,2. Les coefficients de distribution du fer et du magnésium entre le pyroxène et le liquide couvrent un même intervalle (0,2 à 0,5) des basaltes aux trachytes et phonolites. Contrairement à la série précédente, les variations exceptionnelles s'élèvent seulement à 1,3 dans un basalte (CN37) où le pyroxène a un coeur vert intensément résorbé et dans un trachyte (CN45).

La disposition des pyroxènes et des olivines dans le quadrilatère En-Di-He-Fs (fig.16-3) est similaire à celle des laves basiques de la première séquence volcanique et reflète un équilibre entre les deux minéraux.

En conclusion, les pyroxènes des laves de l'association volcanique supérieure forment une lignée continue du diopside à l'hedenbergite. Leur évolution est contrôlée par de faibles fugacités d'oxygène et des fluides et surtout, dans les laves felsiques où les compositions passent des hedenbergites dans les trachytes à kaersutite aux salites dans les phonolites à kaersutite, par le volume de kaersutite détruit.

16-3 AMPHIBOLE

L'amphibole a été observée dans des trachytes et les phonolites. Il s'agit d'amphibole calcique en voie de déstabilisation en pyroxène, titanomagnétite et feldspath ; quelques plages saines subsistent dans des trachytes. Des analyses effectuées sur des échantillons de trachytes et de phonolites donnent des compositions de kaersutite (tableau 16-4) selon la nomenclature de Leake (1978). Il existe néanmoins des différences entre la kaersutite des trachytes et celle des phonolites.

16-3-1 Kaersutite des trachytes

Les plus grands cristaux de kaersutite automorphes atteignent un millimètre. Des plages saines disséminées dans la mésostase s'entourent chacune d'une gaine opaque sem-

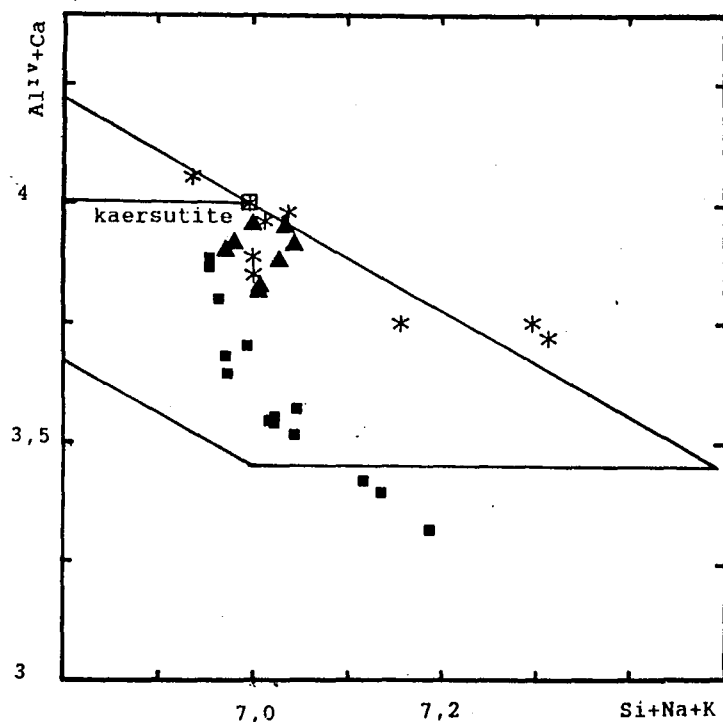


Fig. 16-6 : Variation de $Al^{IV}+Ca$ en fonction de $Si+Na+K$ des amphiboles benmoréites (CN35, carré plein), des trachytes (CN45, triangle) et des phonolites (CN43, astérisque). Le carré vide correspond au pôle kaersutite.

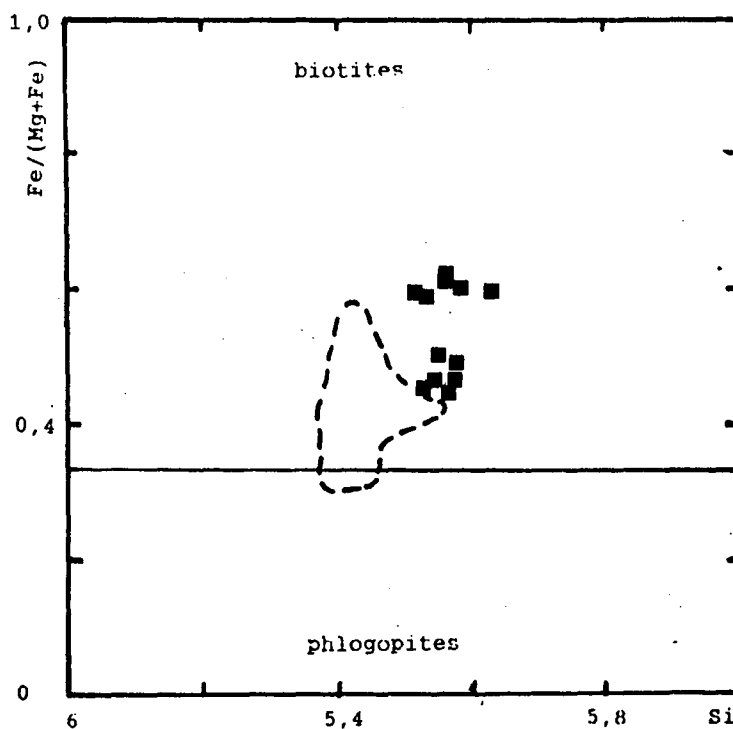


Fig. 16-7 : $Fe/(Fe+Mg)$ en fonction de Si des biotites des benmoréites. Elles sont plus ferrifères que les micas du massif anorogénique de Ntumbaw (Goghomu, 1984), domaine en trait discontinu.

blable à celle de la hornblende basaltique. A l'analyse, la teneur en titane baisse aux bords des cristaux qui acquièrent une composition de pargasite ferrifère et titanifère. Les concentrations en sodium sont élevées ($\text{Na}_2\text{O} \sim 3\%$). Cette kaersutite et sa frange de pargasite ferrifère et titanifère sont aussi alumineuses (11 % Al_2O_3) et plus riches en silice que la kaersutite des trachytes de la série sous-jacente. Elles ont, de ce fait, plus d'aluminium octaédrique (0,05 à 0,17 cation). Dans aucun cas, le fer n'a été attribué au site tétraédrique.

16-3-2 Kaersutite des phonolites

Les cristaux ont, généralement, des dimensions supérieures ($\sim 2\text{mm}$) à ceux contenus dans les trachytes. La déstabilisation des cristaux est aussi plus avancée et les plages entièrement détruites sont occupées par une mosaïque de minuscules cristaux de titanomagnétite et d'hedenbergite qu'accompagne accessoirement le feldspath alcalin. L'ensemble des produits de la réaction moule rigoureusement le volume du cristal de kaersutite et en garde les faces et en respecte les angles. Des analyses d'flois frais révèlent que cette kaersutite est sodique ($\text{Na}_2\text{O} = 3,58\%$), aussi magnésienne (11 % de MgO), plus alumineuse (jusqu'à 14,4 % Al_2O_3) et plus calcique (11 à 12 % de CaO) que celle des trachytes. Le site tétraédrique est toujours rempli par Si et Al et il reste plus de cation Al en site octaédrique que pour la kaersutite des trachytes. Les valeurs de Fe^{3+} calculées sont nulles. Le site A est toujours excédentaire ($1,02 < \text{Na} + \text{K} < 1,22$) d'autant plus qu'il s'agit de kaersutite sodique. L'excès de Na est attribué au site B (Rock et Leake, 1984).

16-3-3 Evolution générale

En terme d'évolution globale, à partir de la kaersutite idéale, les points représentatifs des analyses décrivent une suite linéaire à pente négative (fig.16-6) liée à l'augmentation de la silice et des alcalins et la baisse de la somme $\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}}$. La somme $\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}}$ de la kaersutite des benmoréites diminue rapidement avec une faible augmentation de la somme $\text{Si} + \text{Na} + \text{K}$ avant d'évoluer parallèlement à la kaersutite des phonolites. Une telle diminution résulte de l'effet de la substitution $\text{Na} + \text{Al}^{\text{IV}} \rightleftharpoons \text{Si} + \text{lacune}$ tandis que les variations en pente moins raide proviennent de la conjugaison des substitutions $\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}} \rightleftharpoons \text{Na} + \text{Si}$ (Giret et al., 1980) et $\text{Ti} + \text{Al}^{\text{IV}} \rightleftharpoons \text{Si} + \text{Al}^{\text{VI}}$. L'absence de Fe^{3+} recalculé dans la kaersutite des phonolites et sa richesse en sodium militent en faveur d'une substitution du type $\text{Fe}^{3+} + \text{lacune} \rightleftharpoons \text{Na} + \text{Fe}^{2+}$. Cette dernière substitution serait active avec une diminution de la fugacité d'oxygène. Toutes ces substitutions sont restées de faible amplitude comme l'indiquent les variations très limitées des compositions des amphiboles des trachytes aux phonolites.

Une autre caractéristique des kaersutites étudiées réside dans une instabilité plus marquée avec le degré de différenciation des laves hôtes. L'amphibole calcique instable peut avoir une nature différente de la kaersutite, à l'exemple des amphiboles sodicalciques des syénites des îles Kerguelen (Giret, 1979). La hornblende pargasitique est instable dans des laves calco-alcalines (Jakes et White, 1972 ; Déruelle, 1979, 1982). La kaersutite stable est fréquente dans des nodules ultrabasiques (Binns, 1970 ; Reid et Roex, 1988), des basaltes alcalins (Bédard, 1988) et dans des gabbros alcalins de faibles profondeurs de mise en place (Gunn, 1972 ; Nkounbou et al., 1988). Les travaux expérimentaux (Holloway et Burnham, 1972 ; Heltz, 1973 ; Yagi et al., 1975) indiquent aussi que la stabilité de la kaersutite (et la hornblende) va depuis des conditions du manteau supérieur jusqu'à des conditions de subsurface. Toutes ces observations ont en commun la nature basique souvent sous-saturée en silice de l'environnement et la pression élevée des fluides (H_2O). La nature et les proportions des produits de la réaction varient avec la nature de la roche (Déruelle, 1979 ; Giret, 1979 ; Nono, 1987 ; Cotton et al., 1988). Mais en considérant le cas des roches différenciées des séries alcalines sous-saturées en silice, les conséquences observées dans nos laves (voir pyroxènes) sont diamétralement opposées à celles observées dans les syénites des Montagnes Vertes, Kerguelen (Giret et al., 1980).

Tableau 16 - 4 : Analyses représentatives des micas et amphiboles des laves de la deuxième séquence volcanique

Sample	CN35 micas				Hb CN35				CN45				CN43			
SiO ₂	36.69	36.45	36.19	34.79	40.40	40.56	40.82	42.31	40.29	40.22	40.21	40.70	40.43	40.78	40.57	39.57
TiO ₂	6.45	6.15	5.86	5.76	4.79	4.44	3.86	3.28	5.54	5.74	5.25	4.29	4.18	4.79	5.26	5.30
Al ₂ O ₃	14.35	14.56	14.26	14.49	11.90	11.79	11.81	10.21	13.10	13.38	14.29	11.89	11.79	12.38	13.15	14.02
FeO	17.62	17.44	22.56	22.74	12.96	15.19	15.59	15.84	12.04	13.45	11.25	16.33	16.84	15.25	13.34	11.75
MnO	0.12	0.27	0.27	0.29	0.27	0.33	0.39	0.48	0.04	0.19	0.07	0.54	0.45	0.36	0.21	0.24
MgO	11.74	12.12	8.56	8.55	12.23	10.85	10.97	11.33	11.49	11.36	12.11	9.46	9.35	10.14	11.16	11.64
CaO	0.04	0.01	0.05	0.04	10.71	10.16	9.96	10.16	11.26	11.38	12.00	11.05	11.18	11.11	11.56	11.86
Na ₂ O	0.80	0.88	0.93	0.90	2.66	2.90	2.87	2.60	2.91	3.03	3.38	3.27	3.27	2.98	2.89	3.35
K ₂ O	8.57	8.45	8.19	8.10	0.65	0.64	0.71	0.75	1.01	0.98	1.00	1.29	1.23	1.18	1.05	0.97
BaO	1.26	1.33	1.65	1.79												
F	4.11	3.81	1.58	1.07					0.25	0.06	0.99	1.41	1.01	0.14	0.13	0.83
Cl	0.22	0.19	0.18	0.15	0.02	0.03	0.05	0.07	0.02	0.01	0.03	0.07	0.05	0.05	0.05	0.00
Total	100.2	100.1	99.6	98.2	96.6	96.9	97.0	97.0	97.9	99.8	100.2	99.8	99.4	99.1	99.3	99.7
Si	5.470	5.434	5.486	5.364	6.014	6.064	6.074	6.397	5.985	5.989	5.858	6.120	6.103	6.076	5.977	5.894
Ti	0.723	0.689	0.668	0.668	0.536	0.499	0.432	0.367	0.619	0.633	0.575	0.485	0.475	0.537	0.583	0.589
Al	0.144	0.146	0.143	0.145	2.088	2.078	2.071	1.791	2.294	2.313	2.454	2.107	2.098	2.174	2.283	2.415
Fe ²⁺	2.197	2.174	2.861	2.932	1.111	1.322	1.163	1.224	1.496	1.650	1.371	2.054	2.126	1.900	1.644	1.436
Fe ³⁺					0.502	0.577	0.777	0.748	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.015	0.034	0.035	0.038	0.034	0.042	0.049	0.061	0.005	0.024	0.009	0.069	0.058	0.045	0.026	0.030
Mg	2.608	2.694	1.935	1.965	2.713	2.418	2.433	2.513	2.544	2.483	2.629	2.120	2.104	2.252	2.450	2.536
Ca	0.006	0.001	0.008	0.006	1.708	1.628	1.588	1.620	1.792	1.788	1.873	1.780	1.808	1.774	1.825	1.858
Na	0.232	0.254	0.272	0.270	0.768	0.841	0.828	0.750	0.838	0.862	0.955	0.953	0.957	0.861	0.826	0.949
K	1.630	1.607	1.583	1.594	0.123	0.122	0.135	0.142	0.191	0.183	0.186	0.247	0.237	0.224	0.197	0.181
Ba	0.074	0.078	0.098	0.108												
F	1.939	1.798	0.755	0.521					0.117	0.280	0.456	0.671	0.482	0.066	0.061	0.384
Cl	0.056	0.049	0.046	0.039	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.002	0.007	0.018	0.013	0.013	0.012	0.000

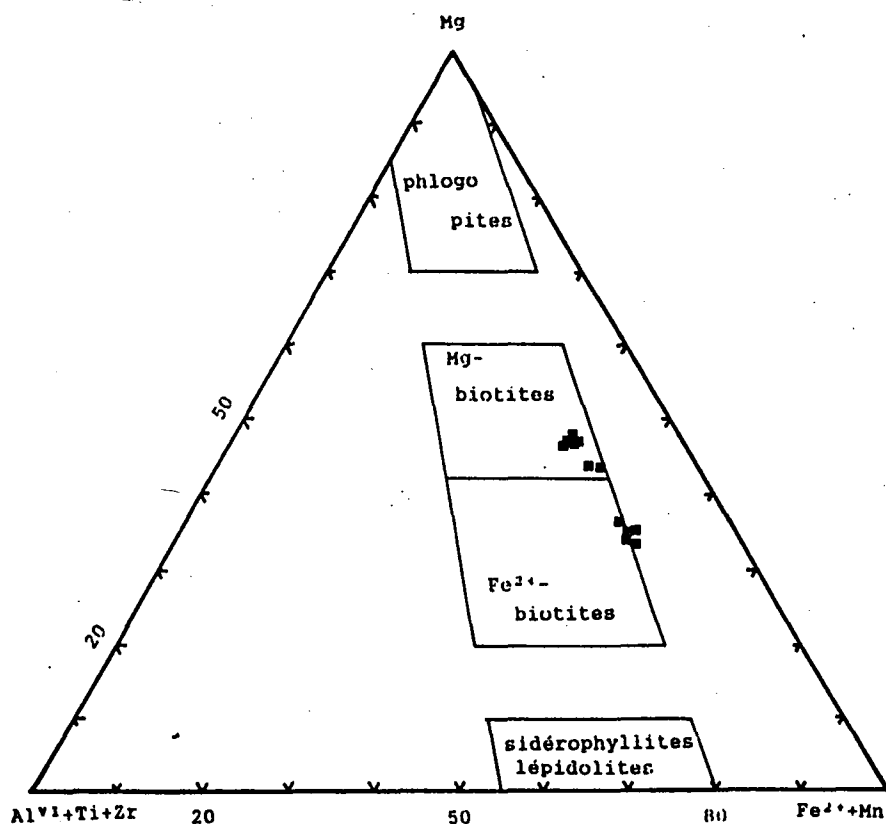


Fig. 16-8 : Variation des compositions des biotites des benmo-réites dans le système Mg-(Al³⁺+Ti+Zr)-(Fe²⁺+Mn). Les limites des champs sont celles de Forster (1960).

Les valeurs Mg# de la kaersutite et de la biotite se recouvrent partiellement en évoquant un ordre de cristallisation de Bowen. Le rapport Mg# moyen de la kaersutite du trachyte à biotite peut être déduit de celui de la roche totale par la relation empirique de Bédard (1988) : $Mg_{46} = 1,6 Mg_r$. Cet échantillon ne contient pas de pyroxène et présente des kaersutite et biotite non déstabilisées. Les valeurs Mg# des kaersutites instables dans les phonolites et d'autres trachytes sont supérieures à celles estimées par la relation précédente. Cette disproportion des valeurs Mg# conduit à proposer le déséquilibre des compositions comme un autre facteur de déstabilisation de la kaersutite. Les pyroxènes ont des rapports Mg# qui varient depuis des valeurs identiques à celles de la kaersutite jusqu'à des valeurs inférieures à celles de la roche hôte. Mais en tenant compte de leur apparition à un stade avancé de la cristallisation du magma, ces valeurs illustrent l'hétérogénéité du liquide résiduel engagé dans la réaction de déstabilisation de la kaersutite.

16-4 MICAS

Seuls certains faciès de trachytes présentent des cristaux de micas associés à la kaersutite, au zircon, à l'apatite, aux Fe-Ti oxydes, au plagioclase et à la sanidine. Comme la kaersutite, les cristaux de micas sains s'entourent d'une gaine d'oxydes et les cristaux en voie de destruction centripète, d'une couronne de titanomagnétite et de chlorite.

Les analyses chimiques par microsonde (tableau.16-5) révèlent la richesse des micas en titane (6,50 à 5,75 % de TiO₂) comparativement à la nature de la roche hôte. Il s'agit de biotite (fig.16-7) dont les cristaux montrent un enrichissement en fer du cœur vers la bordure [$Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ varie de 0,40 à 0,65]. Les formules structurales calculées sur la base de 22 oxygènes avec le fer à l'état ferreux montrent des valeurs de Si constantes (5,4 à 5,5 cations). Le déficit en Si est compensé par Al. Le reste de cations d'aluminium est affecté au site octaédrique où se trouvent aussi ceux de Ti^{4+} , Zr^{4+} , Fe^{2+} , Mg, Mn et Fe^{3+} . Par calcul, seule la quantité de Fe^{3+} nécessaire pour compléter le site tétraédrique à 8 cations peut être estimée (Miyano et Miyano, 1982). Toutes nos analyses ont $Si + Al > 8$ et Fe^{3+} ne peut donc être estimé. Lorsque nos analyses sont comparées aux domaines (fig.16-8) délimités par Forster (1960), les cœurs des cristaux sont des biotites magnésiennes et leurs bordures, des biotites ferrières. L'alignement des points représentatifs des analyses parallèlement au joint $Mg - Fe^{2+} + Mn$ reflète la primauté de la substitution $2Mg \rightleftharpoons Fe^{2+} + Mn$ sur celles qui permettent l'entrée des cations trivalents et tétravalents en site octaédrique ; par exemple :

- 1) $Mg^{VI} + Si \rightleftharpoons Al^{IV} + Al^{VI}$
- 2) $2Mg^{VI} \rightleftharpoons Ti^{VI} + \text{lacune}$ (Forbes et Flower, 1974)
- 3) $Al^{VI} + Si \rightleftharpoons Al^{IV} + Ti^{VI}$ (Pérez, 1985).

Le mécanisme d'incorporation du zirconium serait semblable à celui du titane ou aussi complexe que dans les amphiboles (cf minéralogie des laves hyperalcalines).

Dans le site interfoliaire toujours incomplet (1,82 à 1,98 cations), les concentrations en baryum sont faibles (1,80 à 1,15 % de BaO, soit 0,11 à 0,07 cation). Il a été démontré (Velde, 1979) que la substitution du baryum en site interfoliaire et du titane en site octaédrique des micas s'accompagnent de l'augmentation de l'aluminium en site tétraédrique.

Tableau 16 - 6 : Analyses représentatives des feldspaths des laves de la deuxième séquence volcanique

Sample	CN37		NK21		CN45		CN43		CN44		CN35							
SiO2	51.18	60.52	51.13	60.17	65.05	65.86	66.42	66.64	66.09	66.84	64.28	66.40	66.40	55.34	61.29	62.50	62.86	66.27
Al2O3	30.11	24.01	30.31	23.18	20.94	19.29	18.60	19.81	18.79	19.27	21.64	20.45	20.13	27.91	23.89	23.19	21.77	19.91
Fe2O3	0.62	0.41	0.83	0.57	0.37	0.35	0.40	0.33	1.13	0.24	0.23	0.19	0.30	0.43	0.30	0.22	0.32	0.20
CaO	13.24	5.41	13.15	4.81	1.27	0.37	0.00	0.64	0.39	0.21	2.23	0.82	0.40	9.93	5.12	4.43	3.10	0.79
Na2O	3.87	7.47	3.79	6.15	9.31	7.56	5.98	7.94	6.22	7.24	8.72	7.69	7.35	6.23	8.22	8.86	8.67	7.43
K2O	0.23	1.56	0.24	3.53	3.81	5.53	8.62	5.28	7.81	6.27	2.22	4.59	5.99	0.23	0.85	1.00	1.69	5.47
BaO	0.07	0.39	0.00	0.22	0.15	0.11	0.03	0.33	0.06	0.25	0.67	0.52	0.04	0.06	0.04	0.11	0.62	0.80
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.3	99.8	99.4	98.6	100.9	99.1	100.0	101.0	100.5	100.3	100.0	100.7	100.6	100.1	99.7	100.3	99.0	100.9
Si	2.351	2.720	2.345	2.747	2.886	2.970	2.996	2.955	2.975	2.983	2.864	2.942	2.969	2.498	2.738	2.775	2.833	2.950
Al	1.630	1.272	1.639	1.247	1.095	1.025	0.989	1.035	0.997	1.013	1.137	1.068	1.029	1.485	1.258	1.213	1.156	1.044
Fe	0.022	0.014	0.029	0.020	0.013	0.012	0.014	0.011	0.039	0.008	0.008	0.009	0.001	0.001	0.010	0.008	0.011	0.007
Ca	0.652	0.261	0.647	0.236	0.061	0.018	0.000	0.030	0.019	0.010	0.107	0.039	0.019	0.480	0.245	0.211	0.150	0.038
Na	0.345	0.651	0.337	0.544	0.801	0.661	0.523	0.683	0.543	0.626	0.753	0.660	0.637	0.545	0.711	0.763	0.758	0.641
K	0.014	0.089	0.014	0.206	0.216	0.318	0.496	0.299	0.448	0.357	0.126	0.259	0.342	0.013	0.048	0.057	0.097	0.310
Ba	0.001	0.007	0.000	0.004	0.003	0.002	0.001	0.006	0.001	0.004	0.012	0.091	0.001	0.001	0.001	0.002	0.011	0.014
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	5.013	5.013	5.010	5.003	5.074	5.007	5.019	5.018	5.022	5.002	5.006	5.068	4.996	5.024	5.011	5.028	5.016	5.004
An	64.54	26.04	64.82	23.90	5.61	1.78	0.00	3.00	1.88	-1.02	10.81	4.05	1.92	46.24	24.38	20.46	14.90	3.79
Ab	34.12	65.04	33.76	55.24	74.35	66.33	51.32	67.49	53.74	63.03	76.38	68.90	63.83	52.49	70.82	74.04	75.41	64.84
Or	1.34	8.93	1.42	20.86	20.04	31.89	48.68	29.51	44.38	35.95	12.80	27.06	34.25	1.27	4.80	5.50	9.69	31.37

Tableau 16 - 7 : Analyses représentatives des néphélines de la deuxième séquence volcanique

Sample	CN44																
SiO2	47.35	48.21	49.06	49.33	48.21	47.32	46.18	46.49	46.77	45.91	48.74	49.29	46.71	49.55	46.80	46.52	47.86
Al2O3	31.76	32.07	31.35	31.50	32.07	31.70	32.49	32.63	31.56	32.61	31.16	30.80	31.33	31.38	31.95	31.99	31.09
Fe2O3	1.01	0.77	0.84	0.69	0.74	0.66	0.94	0.69	0.56	0.75	0.89	0.65	0.87	0.89	0.91	0.89	1.05
CaO	0.07	0.05	0.03	0.18	0.00	0.04	0.00	0.03	0.48	0.22	0.00	0.02	0.34	0.03	0.29	0.05	0.03
Na2O	17.33	17.16	17.30	16.85	17.43	17.28	17.32	17.58	17.06	17.39	17.52	16.97	16.48	17.52	16.86	17.25	17.35
K2O	3.22	3.36	2.64	2.83	3.41	3.13	3.76	3.51	3.08	3.50	2.80	2.70	3.71	2.66	3.47	3.64	3.07
BaO	0.00	0.00	0.13	0.05	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.02	0.00	0.11	0.02	0.07	0.25
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.7	101.6	101.4	101.4	102.1	100.1	100.7	100.9	99.5	100.4	101.3	100.5	99.4	102.1	100.3	100.4	100.7
Si	8.866	8.928	9.074	9.101	8.914	8.897	8.692	8.713	8.858	8.662	9.048	9.173	8.872	9.096	8.811	8.772	8.970
Al	7.008	6.998	6.853	6.848	6.987	7.023	7.206	7.206	7.043	7.250	6.816	6.755	7.012	6.788	7.088	7.108	6.866
Fe3	0.143	0.107	0.118	0.096	0.103	0.093	0.132	0.098	0.080	0.106	0.124	0.091	0.124	0.123	0.129	0.126	0.147
sum	16.02	16.03	16.05	16.05	16.00	16.01	16.03	16.02	15.98	16.02	15.99	16.02	16.01	16.01	16.03	16.01	15.98
Ca	0.014	0.010	0.006	0.036	0.000	0.008	0.000	0.006	0.097	0.045	0.000	0.004	0.069	0.006	0.059	0.010	0.006
Na	6.287	6.157	6.199	6.023	6.244	6.295	6.316	6.384	6.260	6.356	6.301	6.119	6.065	6.231	6.150	6.302	6.300
K	0.769	0.794	0.623	0.666	0.804	0.750	0.902	0.839	0.744	0.842	0.662	0.641	0.899	0.623	0.833	0.875	0.734
Ba	0.000	0.000	0.009	0.004	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.002	0.000	0.008	0.002	0.005	0.018
Sr																	
Ne	79.50	78.17	79.02	77.37	78.76	79.54	79.51	80.32	79.59	80.33	79.56	77.92	77.04	79.15	78.34	79.26	79.39
Ks	10.82	11.22	8.84	9.52	11.29	10.56	12.65	11.75	10.52	11.85	9.32	9.08	12.71	8.81	11.84	12.26	10.32
Q	9.68	10.62	12.14	13.10	9.95	9.90	7.84	7.93	9.96	7.82	11.13	13.00	10.25	12.04	9.85	8.48	10.29
Ne Mol	70.91	68.96	68.32	66.18	70.05	70.75	72.66	73.26	70.67	73.39	69.64	66.70	68.36	68.50	69.80	71.84	70.23
Ks Mol	8.67	8.89	6.86	7.32	9.02	8.43	10.38	9.63	8.40	9.72	7.33	6.99	10.13	6.84	9.45	9.98	8.18
Q Mol	20.42	22.15	24.82	26.51	20.93	20.82	16.95	17.11	20.93	16.89	23.03	26.31	21.52	24.65	20.75	18.18	21.86

16-5 FELDSPATHS

Les feldspaths constituent la phase minérale la plus abondante (39 à 80 % du mode) dans les laves de la série étudiée. Ils ont une nature de plagioclase dans les basaltes alcalins et les hawaïtes, de plagioclase et feldspath alcalin dans les benmoréites et certaines phonolites ou exclusivement de feldspath alcalin dans les trachytes, les rhyolites et la plupart des phonolites (tableau 16-6).

Les phénocristaux de plagioclase des basaltes alcalins sont normalement zonés de An65 à An30. Les microlites ont des compositions variables (An50-20) d'un cristal à l'autre. Les teneurs en anorthite décroissent jusqu'à des compositions ternaires (An24 Ab55 Or21, fig.16-9a) de Ca-anorthose (Smith et Brown, 1988, p. 211).

Les hawaïtes ici étudiées ne comportent pas de phénocristaux de feldspath alcalin, mais dans la mésostase, il existe en microlites difficilement identifiables. Les phénocristaux de plagioclase (An79-68) montrent chacun un cœur résorbé qu'entourent des écorces à zonation complexe. Aux faibles teneurs identiques en anorthite le plagioclase des hawaïtes est moins riche en orthose (fig.16-9b) que celui des basaltes alcalins. Les concentrations en Fe2O3 et SrO augmentent des basaltes alcalins aux hawaïtes (de 0,5 à 1 % et de ~ 0 à 0,06 %, respectivement). A 1 Kb de pression d'eau, les températures d'équilibre (Kudo et Weill, 1970) entre les cœurs des phénocristaux et le liquide hôte (roche totale) sont plus élevées pour les basaltes alcalins que pour les hawaïtes (tableau 16-2b). En fixant la température à 1150 °C pour les plagioclases des basaltes et des hawaïtes, le principe d'équilibre nécessite une variation de pression d'eau de 1 à 2,8 Kb. Les variations des teneurs en anorthite des basaltes alcalins aux hawaïtes obéissent à des processus semblables à ceux évoqués pour les laves basiques de l'association volcanique inférieure.

Les benmoréites sont constituées de "high" oligoclase (An25-15 Ab70-75 Or5-10) et de Ca-anorthose (An8-4 Ab61-69 Or31-27). Une lacune de composition entre An15 et An8 sépare les points représentatifs du plagioclase et de l'anorthose (fig.16-9c). Les teneurs en fer (0,1 à 0,5 % de Fe2O3) sont inférieures à celles obtenues dans les feldspaths des basaltes alcalins et des hawaïtes. Par contre, le baryum (0,3 % de BaO en moyenne) atteint 0,8 % dans le "high" oligoclase. Le strontium reste inférieur aux limites de détection. Les points représentatifs des analyses des deux types de feldspaths se situent sur des isothermes distincts dans le diagramme de Seck (1971). Le "high" oligoclase occupe le domaine situé entre les isothermes de 650 °C et 750 °C tandis que l'anorthose s'étend de 750 °C à 900 °C. Au microscope, la plupart des cristaux de plagioclase montrent des cœurs résorbés ("patchy zoning") enveloppés par des couronnes aux teneurs en anorthite de plus en plus basses. Cet aspect textural reflète un phénomène de rééquilibrage incomplet mais continu de la composition du plagioclase avec le liquide résiduel. La résorption aurait effacé les cristaux de plagioclase initialement en équilibre avec l'anorthose. Ainsi, il peut être déduit des textures et des compositions que la cristallisation des feldspaths a commencé à environ 900 °C et s'est poursuivie jusqu'à 650 °C pendant le refroidissement de la lave. La pression d'eau déduite des équations de Kudo et Weill (1970) et de Drake (1976) est voisine de 4 Kb à 650 °C. Cette forte pression d'eau justifiée par d'abondantes kaersutite et biotite non déstabilisées était accompagnée de fluor comme le témoignent les teneurs en fluor des biotites (2 à 4 wt%).

Les analyses des feldspaths alcalins des trachytes et de la plupart des phonolites correspondent à la sanidine sodique ou à l'anorthose (fig.16-9d). Les compositions les plus sodiques et calciques sont celles des microlites. Les maxima des concentrations en Fe2O3 et BaO se situent respectivement à 0,53 % et 0,38 % pour les trachytes et, à 2,37 % et 0,33 % pour les phonolites sans plagioclase. Dans le diagramme An-Ab-Or, les points représentatifs des analyses se placent au voisinage du minimum thermique ($T_c = 657^\circ\text{C}$, Smith et Brown, 1974) des feldspaths alcalins à $p_{H_2O} = 1$ Kb. Toutes les analyses montrent des compositions à plus de 50 % d'albite qui laissent penser à un caractère sodique de l'environnement pendant leur cristallisation.

Il existe un faciès particulier de phonolite où le plagioclase apparaît essentiellement dans des assemblages minéralogiques complexes. Autour d'une mosaïque de petites

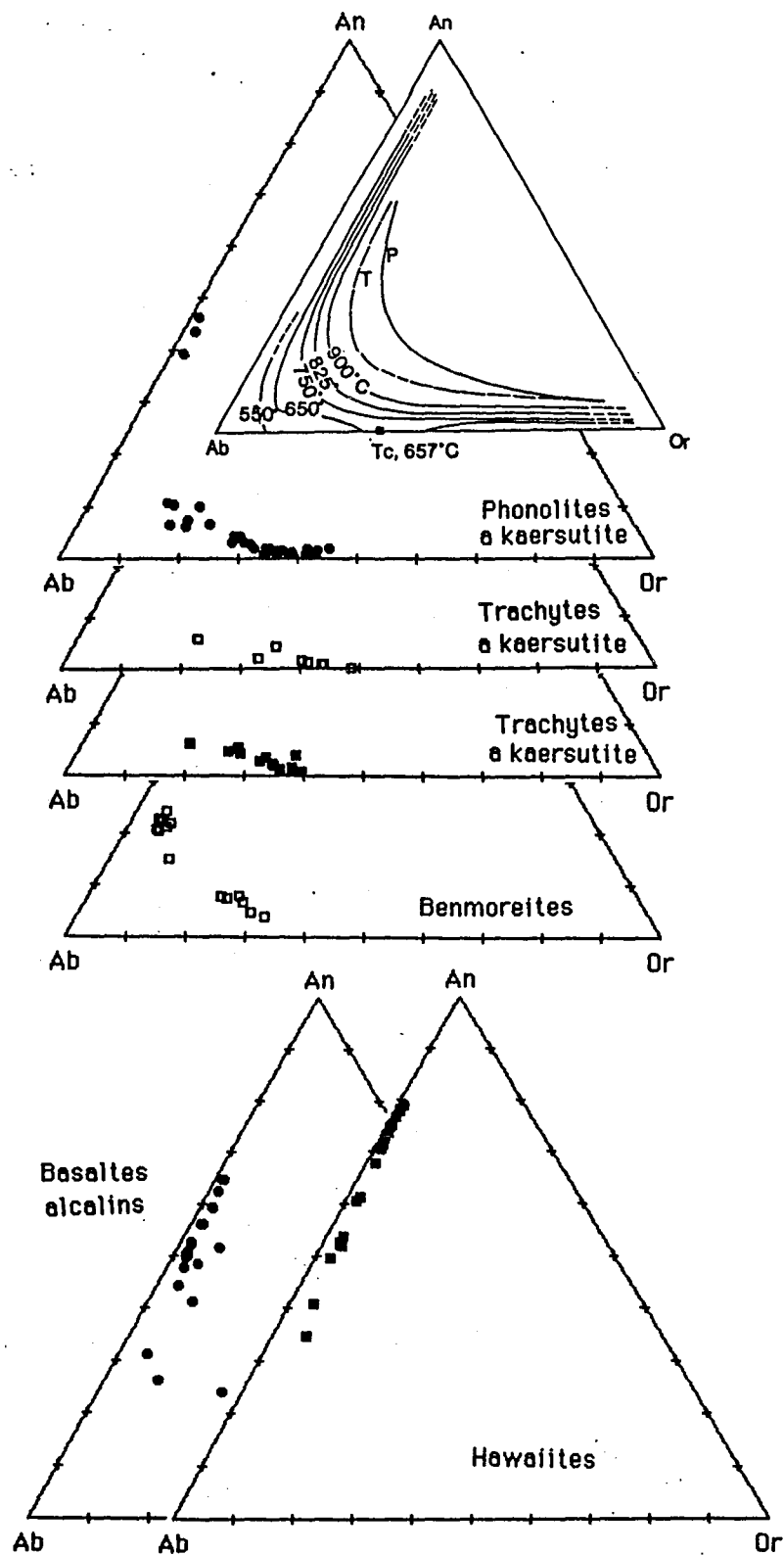


Fig. 16-9 : Composition des feldspaths dans le système An-Ab-Or. Les isothermes (Seck, 1971) sont applicables aux feldspaths des phonolites et des benmoreites.

plages de néphéline xénomorphes, le plagioclase forme des couronnes successives emboîtées les unes dans les autres. L'ensemble constitué de néphéline et de plagioclase est englobé (planche 8 photo 4) par une écorce d'anorthose automorphe. A la microsonde, des analyses régulièrement espacées de 50 μ m ont été effectuées depuis la limite des plages de néphéline jusqu'à la bordure extérieure de l'anorthose. Les résultats montrent que l'anorthose (An7 Ab75 Or18) a enrobé les plages xénomorphes de néphéline. Puis, suivent des couronnes d'andésine aux teneurs en anorthite (An41-48 Ab56-51 Or3-1) de plus en plus élevées de l'intérieur vers l'extérieur du cristal. Les concentrations en anorthite de l'écorce d'anorthose, au contraire, diminuent de l'intérieur vers l'extérieur (An11 Ab76 Or13 à An1 Ab63 Or36). Les autres phénocristaux d'anorthose isolés dans la mésostase ont des teneurs en anorthite et albite qui augmentent du cœur vers la périphérie (An2-10 Ab68-71 Or30-19). Les microlites ont une composition limite entre anorthose et sanidine sodique (An2-1 Ab66-60 Or32-39).

L'origine de la formation des complexes néphéline-anorthose-plagioclase-anorthose doit être reconstituée malgré des interprétations ambivalentes auxquelles mènent les textures observées. En effet, l'habitus xénomorphe de la néphéline incluse dans les feldspaths peut être attribué à un remplacement du plagioclase par la néphéline (Tilley, 1957 ; Henderson et Gibb, 1972) ou à une résorption de la néphéline. Le remplacement sélectif du plagioclase par la néphéline a été mis en évidence dans les syénites de Rhodésie (Henderson et Gibb, op.cit.), mais dans nos phonolites, la présence d'une frange d'anorthose entre la néphéline et le plagioclase semble exclure cette hypothèse. La résorption de la néphéline est aussi concevable au regard de sa richesse en silice. Les cristaux de même composition disséminés dans la mésostase ont un habitus semblable à celui des microlites d'anorthose et ne plaident pas en faveur d'une résorption de la néphéline. L'absence de plagioclase en microlites et la présence systématique de couronne d'anorthose autour des phénocristaux sont des preuves d'une résorption du plagioclase dans les liquides résiduels ; l'anorthose jouant le rôle de carapace de protection. Ainsi, la mosaïque de néphéline enrobée d'anorthose dans les phénocristaux de plagioclase peut être interprétée comme résultant de la cristallisation d'un liquide piégé après la résorption du cœur calcique.

En fixant une faible pression d'eau (1 Kb) dans la phonolite (kaersutite instable, minéraux déformés par le magma visqueux), la température d'équilibre plagioclase-liquide est de $1144 \pm 50^\circ$ C. Elle se place au dessus des valeurs de 1068° C révélés par la néphéline, conformément aux relations texturales.

D'une manière générale, des trachytes aux phonolites sans plagioclase, les compositions des feldspaths sont liées au degré de différenciation des laves hôtes. Des teneurs élevées en anorthite (50 à 40 %) du plagioclase de certaines phonolites les écartent du schéma général. Cette minéralogie des phonolites à plagioclase est à lier à une séquence de cristallisation plus complexe que dans les autres laves felsiques de la série. Elle correspond à un fractionnement incomplet et une résorption incomplète du plagioclase. Toutefois, les variations des compositions des liquides résiduels dues à la destruction de la kaersutite ne sont pas à négliger.

16-6 NEPHELINE

L'un des faciès de phonolites appartenant à l'association volcanique supérieure comporte de la néphéline et l'autre, de l'analcime. En plus des relations texturales entre les cristaux de néphéline et de plagioclase ou de feldspath alcalin précédemment décrites, la néphéline apparaît aussi sous forme de microlites dans la mésostase.

Les mêmes conditions analytiques ont été adoptées pour les néphélines des phonolites des deux séries volcaniques des Monts Roumpi. Comme dans la série sous-jacente, toutes les analyses (tableau 16-8) montrent 46 à 50 % de SiO₂ indépendamment des relations texturales de la néphéline. Les teneurs en CaO des microcristaux de néphéline disséminés dans la mésostase sont hétérogènes (~ 0 à 0,35 %). Elles atteignent 0,5 % dans les inclusions dans le plagioclase, mais elles demeurent inférieures aux valeurs rapportées dans les néphélines des syénites de Rhodésie (2,4 % de CaO ; Henderson et Gibb, 1972). Les concentrations en baryum varient inversement à celles du calcium, les va-

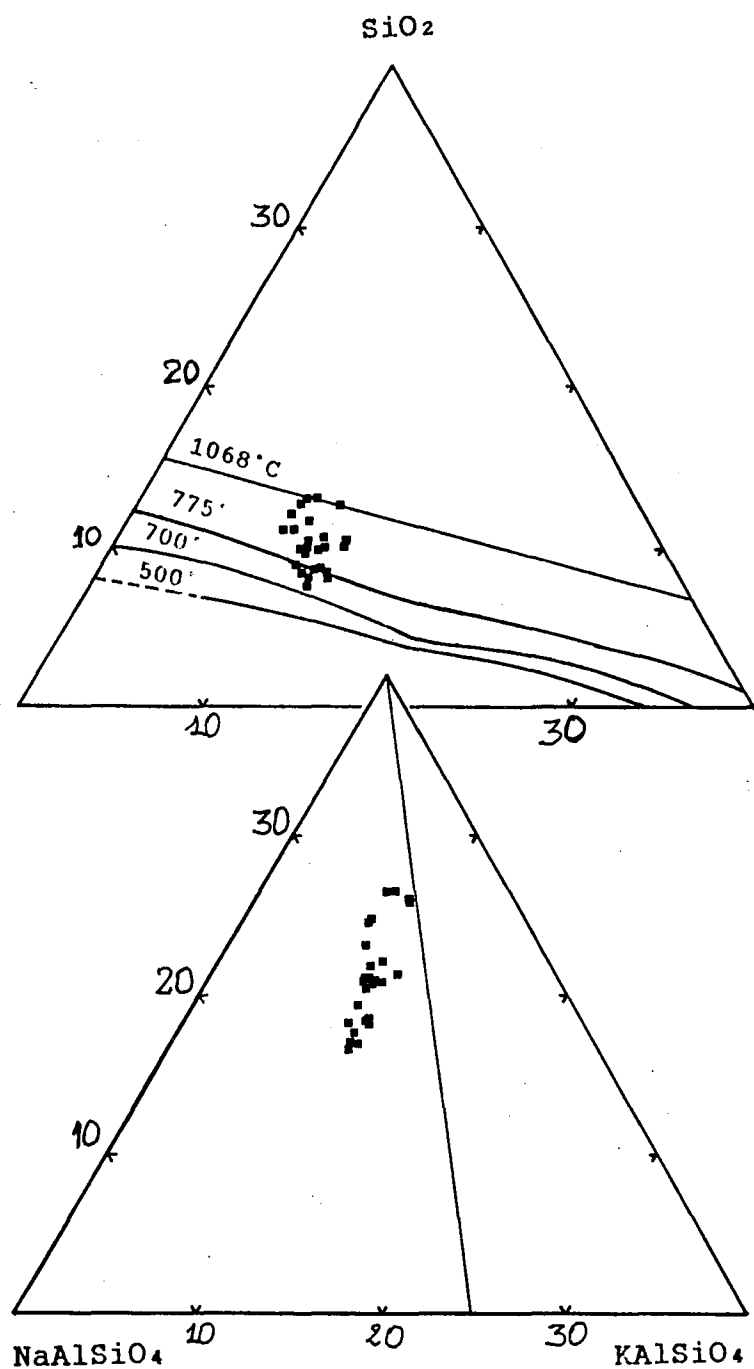


Fig. 16-10 : Composition des néphélines dans le système SiO_2 - NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 en poids % (haut) et en moles % (bas). Les isothermes de Hamilton (1961) et la lignée des néphélines naturelles de basses températures (Barth, 1963) sont représentés respectivement en haut et en bas.

leurs les plus élevées (0,25 % de BaO) apparaissent dans les cristaux associés à la kaersutite ou inclus dans le feldspath alcalin. Celles du fer sont comprises entre 0,6 et 1,1 % de Fe_2O_3 . Les formules structurales montrent un excès de cations de sodium (6,02 à 6,40) et un déficit de cation d'aluminium (6,75 et 7,20) et de potassium (0,62 à 0,90). Les néphélines ici étudiées se rapprochent des néphélines de la série sous-jacente par leurs faibles teneurs en potassium (2,50 à 3,75 % de K_2O). Ces néphélines ont donc des caractéristiques chimiques identiques à celles des néphélines des phonolites à aenigmatite et, seules les différences seront présentées.

L'exploitation de l'abaque d'isothermes expérimentaux (Hamilton, 1961) dans le diagramme Ne-Ks-Q (% massiques, fig.16-10) indiquent des températures comprises entre 1068° C et 730° C. Aucune analyse ne se place au-dessus de l'isotherme 1068° C comme dans la série sous-jacente. Les cristaux inclus dans le plagioclase ou associés à la destruction de la kaersutite se placent sur les isothermes des températures basses tandis que les cristaux disséminés dans la mésostase indiquent des températures élevées. Lorsque les analyses sont converties en pourcentages molaires, elles occupent un domaine allongé et oblique par rapport au plan de néphéline naturelle de basse température (Barth, 1963). Contrairement aux néphélines des phonolites à aenigmatite qui ont des valeurs constantes de KAlSiO_4 , les cristaux de néphéline aux faibles valeurs de SiO_2 montrent un enrichissement en KAlSiO_4 probablement induit par les variations de compositions des liquides résiduels au cours de la cristallisation du magma. Dans la roche étudiée, la destruction permanente de la kaersutite augmente progressivement les teneurs en sodium et aluminium (Cotton et al., 1988) et le degré de sous-saturation en silice du liquide résiduel. Cet enrichissement inopiné de la néphéline en KAlSiO_4 nous amène à nous joindre à Velde et Yoder (1978) pour suggérer que la teneur en silice des laves (ou des liquides résiduels au cours de la cristallisation) est l'un des facteurs de contrôle des valeurs de KAlSiO_4 de la néphéline.

16-7 OXYDES

Les oxydes ferrotitanés sont présents dans toutes les laves étudiées (fig.16-11).

Les basaltes alcalins comportent des microlites de titanomagnétite (tableau 16-9) où les proportions des molécules d'ulvöspinelle, estimées suivant la procédure de Storrer (1983), s'élèvent de 67 à 74 %. Leurs teneurs en MnO (0,7 %), Al_2O_3 (1,5 %) et en MgO (~ 3 %) sont inférieures à celles des basaltes ankaramitiques précédemment étudiés. Les teneurs en chrome se situent à 0,1 % dans les microlites disséminés dans la mésostase ; elles atteignent 1,25 % dans des inclusions dans les phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène. Comme il a déjà été remarqué dans la série sous-jacente, les fortes teneurs en chrome de la titanomagnétite sont liées à une cristallisation antérieure au clinopyroxène.

La titanomagnétite et de rares microlites d'ilménite apparaissent dans les hawaïtes (tableau 16-9). Les compositions des oxydes des hawaïtes diffèrent du faciès aphyrique au faciès porphyrique. Les concentrations en manganèse de la titanomagnétite sont constantes des basaltes alcalins aux hawaïtes. Les variations des teneurs des autres éléments des basaltes alcalins aux hawaïtes aphyriques sont comparables à celles observées dans la série sous-jacente. Les proportions d'ulvöspinelle décroissent de 74 à 60 %. L'ilménite du même faciès comporte généralement plus de magnésium et moins d'aluminium que la titanomagnétite. Elle a un intervalle de composition limité par 94 et 86 % d'ilménite en solution solide. L'utilisation de l'abaque de Spencer et Lindsley (1981) indique une température de 1060° C et une fugacité d'oxygène de $10^{-10,4}$ atmosphères au moment de la trempe. Contrairement à l'évolution observée dans les hawaïtes aphyriques, la titanomagnétite des hawaïtes porphyriques comporte plus d'aluminium et autant de magnésium et de zinc que les oxydes des basaltes alcalins. Les proportions d'ulvöspinelle y sont comparables à celles des oxydes des basaltes alcalins (87 à 78 %). L'ilménite présente de faibles teneurs en Al_2O_3 (< 0,3 %), Cr_2O_3 (< 0,02 %) et en ZnO (< 0,03 %) ; mais elle contient plus de MgO (4,2 % contre 1,7 à 3,4 %) que la titanomagnétite. Lorsque les compositions d'ilménite sont rapportées en terme de solution solide, elles se rangent dans l'intervalle Ilm97-90 Hm3-10. L'estimation de la température

Tableau 16 - 8 : Analyses représentatives des oxydes de la deuxième séquence volcanique

Sample	CN44					ilm CN40					CN36					ilm NK21					CN37				
Al2O3	0.26	0.57	0.75	0.54	1.48	0.02	0.76	0.68	0.69	1.08	0.47	1.18	1.18	0.09	0.20	1.52	1.64	1.59	1.88						
FeO	78.31	79.05	75.71	78.75	77.10	46.19	86.31	87.60	86.92	71.21	66.34	68.10	68.86	45.24	48.52	64.72	67.32	66.67	63.73						
MgO	0.04	0.11	0.51	0.05	0.06	0.26	0.11	0.03	0.02	1.31	1.39	2.14	2.11	2.05	1.92	3.60	2.50	2.49	2.63						
TiO2	13.76	14.82	17.70	13.08	12.58	51.38	7.47	5.83	5.93	20.89	25.40	24.31	23.87	49.27	45.47	25.04	23.10	24.24	24.57						
Cr2O3	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.11	0.07	0.05						
MnO	2.40	2.37	2.53	2.29	2.39	1.30	1.56	1.34	1.33	0.85	0.97	0.90	0.92	1.01	0.96	0.72	0.72	0.84	0.96						
ZnO	0.32	0.32	0.28	0.34	0.39	0.03	0.18	0.14	0.13	0.10	0.13	0.17	0.13	0.01	0.04	0.12	0.11	0.09	0.12						
NiO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.09	0.02						
Total	95.10	97.28	97.51	95.06	94.01	99.19	96.40	95.63	95.02	95.48	94.74	96.80	97.10	97.67	97.11	95.86	95.50	96.08	93.96						
Fe2O3	41.61	40.64	34.86	42.65	41.72	2.00	55.03	57.92	57.25	26.78	17.74	21.06	22.18	6.24	13.40	19.14	22.11	20.28	17.76						
FeO	40.87	42.48	44.34	40.37	39.56	44.39	36.80	35.48	35.41	47.11	50.38	49.15	48.90	39.62	36.46	47.50	47.42	48.42	47.75						
Fe3	1.197	1.142	0.976	1.225	1.206	0.038	1.547	1.640	1.631	0.762	0.512	0.589	0.618	0.119	0.256	0.534	0.623	0.569	0.508						
Al	0.012	0.025	0.033	0.024	0.067	0.001	0.033	0.030	0.031	0.048	0.021	0.052	0.052	0.003	0.006	0.066	0.072	0.070	0.084						
Fe2	1.307	1.326	1.379	1.289	1.271	0.942	1.149	1.116	1.121	1.490	1.617	1.528	1.515	0.840	0.775	1.473	1.485	1.510	1.519						
Mg	0.002	0.006	0.028	0.003	0.003	0.010	0.006	0.002	0.001	0.074	0.080	0.119	0.117	0.077	0.073	0.199	0.140	0.138	0.149						
Ti	0.396	0.416	0.495	0.375	0.363	0.981	0.210	0.165	0.169	0.074	0.080	0.119	0.117	0.939	0.869	0.698	0.651	0.680	0.703						
Cr	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.002	0.002						
Mn	0.078	0.075	0.080	0.074	0.078	0.028	0.049	0.043	0.043	0.027	0.032	0.028	0.029	0.022	0.021	0.023	0.023	0.027	0.031						
Zn	0.009	0.009	0.008	0.010	0.011	0.001	0.005	0.004	0.004	0.003	0.004	0.005	0.004	0.000	0.001	0.003	0.003	0.002	0.003						
Ni	0.000	0.000	0.008	0.010	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001						
TiO2	17.90	18.72	21.87	17.20	17.16	49.00	10.15	8.08	8.26	24.90	29.31	28.60	28.12	46.70	42.90	31.06	28.04	29.05	30.10						
FeO	58.95	59.36	60.94	58.60	58.58	49.00	55.07	54.04	54.13	62.45	64.66	64.30	64.06	46.70	42.90	65.53	64.02	64.52	65.05						
Fe2O3	23.15	21.92	17.19	24.21	24.26	2.00	34.78	37.88	37.61	12.65	6.03	7.10	7.83	6.60	14.20	3.40	7.93	6.43	4.85						
Uisp	38.49	41.10	49.19	36.90	37.21		20.86	16.41	16.84	60.68	73.54	69.56	67.97			71.94	67.80	70.76							
Ilm						98.06								93.72	86.51										

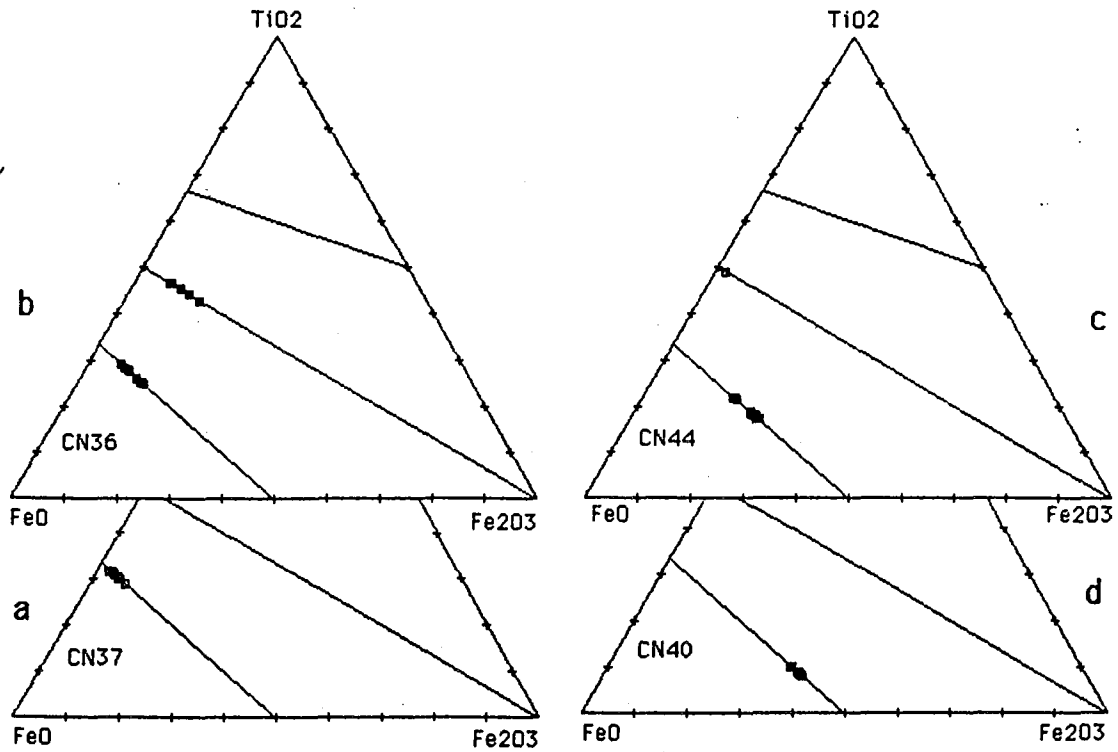


Fig. 16-11 : Compositions des oxydes des laves de la 2ème séquence volcanique
 a : basalte alcalin ; b : mugéarite à olivine ; c : phonolite à kaersutite et néphéline ; d : trachyte

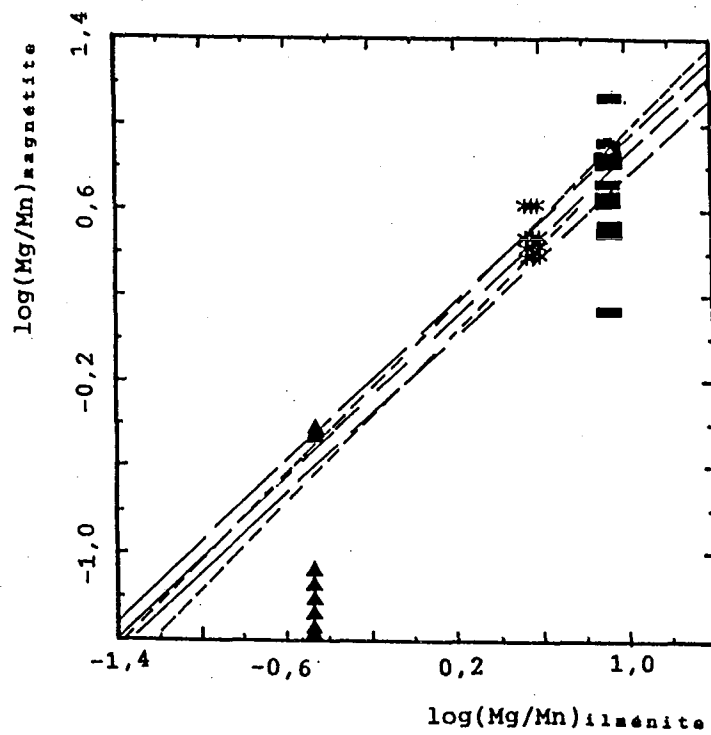


Fig. 16-12 : $\log(\text{Mg}/\text{Mn})_{\text{magnetite}}$ en fonction de $\log(\text{Mg}/\text{Mn})_{\text{ilménite}}$; test d'équilibre entre deux oxydes coexistant.
 Carré : hawaiites (NK4) ; astérisques : mugéarites (CN36) ;
 triangle : basalte de la 1ère séquence volcanique (CN4).

et de la fugacité d'oxygène à partir de l'abaque de Spencer et Lindsley (1981) donnent des valeurs de 1160°C et $\log_{10} f_{\text{O}_2} = -8,5$. Toutefois, les fortes valeurs d'ulvöspinel- le se placent à la limite du domaine des compositions expérimentales de ces auteurs.

Les points représentatifs des analyses ont été reportés dans un diagramme $\log (\text{Mg}/\text{Mn})_{\text{mt}}$ en fonction de $\log (\text{Mg}/\text{Mn})_{\text{ilm}}$ pour déterminer l'existence ou non d'un équilibre entre l'ilménite et la titanomagnétite (fig.16-12). Le repère de détermination est la droite d'équilibre et la frange d'incertitude optimale établies par Bacon et Hirschmann (1988). Comme les analyses ont été effectuées sur des cristaux disséminés dans la mésostase, aucune relation spatiale ne permet de reconnaître les cristaux qui ont précipité simultanément. Toutefois, il existe un relatif enrichissement en éléments divalents de l'ilménite par rapport à la titanomagnétite avec laquelle elle précipite (Carmichael et al., 1974). Ce critère chimique nous a permis de distinguer, dans le faciès aphyrique, deux groupes de microcristaux d'ilménite et de titanomagnétite en équilibre et un phénocristal en déséquilibre avec l'ilménite (fig.16-12). Dans les hawaïites porphyriques, les microcristaux de titanomagnétite et d'ilménite forment un seul groupe en équilibre, tandis que les phénocristaux de titanomagnétite sont toujours en déséquilibre avec l'ilménite. Ces états de déséquilibre et d'équilibre entre l'ilménite et la titanomagnétite en fonction de la taille des cristaux peuvent être interprétés en termes de différences de durées de cristallisation et reliés à l'évolution des liquides résiduels.

Les benmoreïtes, les trachytes et les rhyolites comportent uniquement de la titanomagnétite et les phonolites, de la titanomagnétite et de l'ilménite. Des analyses des cristaux contenus dans les trachytes et les phonolites montrent que la titanomagnétite est pauvre en MgO ($< 0,6\%$) et en Al_2O_3 ($< 1\%$) par rapport aux laves basiques. Les variations des éléments sont identiques à celles décrites dans la série sous-jacente. La différence majeure réside dans les proportions d'ulvöspinel- le ici enregistrées. Les oxydes des trachytes ont 21 à 16 % d'ulvöspinel- le et ceux des phonolites, 50 à 36 %. Ces variations opposées au degré de différenciation de la roche semblent dépendre comme pour les clinopyroxènes des quantités de kaersutite détruite pour libérer le titane. L'ilménite de la phonolite (CN44) contient moins d'aluminium, de manganèse et de zinc que la titanomagnétite de la même roche (tableau 16-9). Elle comporte très peu d'hématite en solution solide ($\sim 2\%$) et semble avoir subi un rééquilibrage autour de 540°C , $\log_{10} f_{\text{O}_2} = -24$ (abaque de Spencer et Lindsley, 1981), soit $\log_{10} f_{\text{O}_2} (\text{QFM}) = -2,6$ (abaque d'Anderson et Lindsley, 1988) dans le domaine d'immiscibilité de la magnétite et l'ulvöspinel- le (Price, 1981 ; Lindsley, 1981). La figure 16-12 met en évidence deux populations de titanomagnétite, l'une en équilibre et l'autre, en déséquilibre avec l'ilménite (Bacon et Hirschmann, 1988).

16-8 INTERPRÉTATION ET DISCUSSION

L'association volcanique supérieure diffère de la série sous-jacente par l'absence de laves hyperalcalines. Néanmoins, la subdivision en deux branches sous-saturée et sursaturée en silice apparaît dans les laves felsiques.

Le magma parent est de nature alcaline comme l'indique les compositions des basaltes et leurs clinopyroxènes. L'olivine contient autant de nickel que l'olivine de la série sous-jacente. Les coefficients de distribution du magnésium et du fer ($K_d = [(\text{FeO})_{\text{ol}}/(\text{FeO})_{\text{liq}}] \text{ lave} \times (\text{MgO})_{\text{lave}}/(\text{MgO})_{\text{ol}}$) entre les coeurs des phénocristaux et les liquides magmatiques (roches totales) sont constantes à 0,31 dans les basaltes et les mugearites et indiquent un équilibre olivine-liquide (Roeder et Emslie, 1970). La disposition des pyroxènes et des olivines dans le quadrilatère En-Di-He-Fs (fig.16-3) est similaire à celle des laves basiques de la première séquence volcanique et reflète un équilibre entre les deux minéraux. Les diagrammes Ti, Al-Mg-(Fe + Mn) et (Al + Ti)-Mg-(Fe + Mn) montrent un enrichissement initial en Al et Ti des pyroxènes. Les fortes valeurs de Al et Ti diminuent rapidement pour une petite variation de $\text{Mg\#}$ de 0,69 à 0,50. Les concentrations en Al et Ti des pyroxènes restent constantes dans les roches felsiques malgré une grande variation de $\text{Mg\#}$ de 0,5 à 0,2. Les coefficients de distribution du fer et du magnésium entre le pyroxène et le liquide couvrent un même intervalle (0,2 à 0,5)

des basaltes aux trachytes et phonolites. Contrairement à la série précédente, les variations exceptionnelles s'élèvent seulement à 1,3 dans un basalte (CN37) où le pyroxène a un cœur vert intensément résorbé et dans un trachyte (CN45). Les valeurs Mg# de la kaersutite et de la biotite se recouvrent partiellement en évoquant un ordre de cristallisation de Bowen. Le rapport Mg# moyen de la kaersutite du trachyte à biotite peut être déduit de celui de la roche totale selon la relation empirique de Bédard (1988) : $Mg\#(amph) = 1,6 \text{ } Mg(lave)$. Cet échantillon ne contient pas de pyroxène et présente des kaersutite et biotite non déstabilisées. Les valeurs Mg# des kaersutites instables dans les phonolites et d'autres trachytes sont supérieures à celles estimées par la relation précédente. Cette disproportion des valeurs Mg# conduit à proposer le déséquilibre des compositions comme un autre facteur de déstabilisation de la kaersutite. Les pyroxènes ont des rapports Mg# qui varient depuis des valeurs identiques à celles de la kaersutite jusqu'à des valeurs très faibles, inférieures à celles de la roche hôte ($Mg\# < 0,11$; tableau 18-1). Mais en tenant compte de leur apparition à un stade avancé de la cristallisation du magma, ces valeurs illustrent l'hétérogénéité du liquide résiduel engagé dans la réaction de déstabilisation de la kaersutite.

L'évolution des compositions des clinopyroxènes est contrôlée par la quantité de biotite et/ou de kaersutite détruites dans les benmoréites, les trachytes et les phonolites. Malgré la différenciation, les pyroxènes sont beaucoup plus magnésiens et moins sodiques dans les phonolites où un grand volume de kaersutite est détruit. Cet appauvrissement en sodium s'oppose à l'hypothèse de la formation de liquide résiduel hyperalcalin (analcime potentielle) par la destruction des amphiboles calciques (Giret, 1979 ; Giret et al., 1980). En outre l'analcime a été détectée seulement dans les phonolites à faible volume de kaersutite détruite ou à amphibole alcaline dans le cas de la série sous-jacente. Les résultats des bilans de réaction révèlent que le liquide résiduel s'enrichit six fois plus en cations d'aluminium qu'en cations de sodium (Cotton et al., 1988). De plus, une soustraction de la quantité modale de kaersutite à la roche totale laisse un liquide (résiduel) à indice hyperalcalin supérieur à l'indice de la roche totale (voir géochimie). La destruction des amphiboles calciques suivie de la cristallisation de la titanomagnétite, de la salite et de la sanidine n'engendre pas systématiquement un liquide résiduel hyperalcalin. Par ailleurs, de nombreuses descriptions de cristaux d'amphibole zonée depuis des coeurs calciques ou calcosodiques jusqu'aux bords sodiques dans des syénites alcalines ou hyperalcalines (Larsen, 1976 ; Jones, 1984 ; Platt et Woolley, 1986, par exemple) excluent l'idée selon laquelle l'indice d'hyperalcalinité $[(Na + K) / Al]$ du magma supérieur à 0,9 serait un des facteurs contrôlant la destruction des amphiboles calciques. La nature généralement anhydre des produits de réaction confine à la seule baisse de pression des volatils, le rôle du principal facteur de contrôle de l'instabilité des amphiboles calciques.

Les oxydes rencontrés dans les laves sont ceux prévisibles à partir des compositions de roches totales (fig.16-11), en fixant le rapport $[Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Fe^{2+})] = 0,15$ (cas des laves basiques) pour éviter le décalage vers l'hématite où hématite - pseudobrookite dû à l'oxydation tardive (fig. NK4).

Les compositions des feldspaths des basaltes aux phonolites reflètent le caractère sodipotassique de la série étudiée et une évolution en cloche des pressions de fluides. Les températures de cristallisation sont restées élevées jusqu'au niveau des phonolites (tableau 16-2).

GEOCHIMIE

Des analyses des éléments majeurs et de douze éléments en traces ont été effectuées sur trente trois échantillons représentatifs des deux séquences volcaniques des Monts Roumpi sélectionnés selon les critères déjà évoqués. Les méthodes d'analyses utilisées à l'Université de Nancy I ont été présentées à la géochimie des roches métamorphiques. Les mêmes échantillons de roches volcaniques ont été analysés au laboratoire de Pétrologie Minéralogique de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI) où, à l'exception du FeO qui a été dosé par voie humide, tous les éléments majeurs et en traces ont été dosés par fluorescence X.

Les erreurs absolues sur les éléments majeurs (N. Vassard, comm. orale, 1989) sont les suivantes : 0,4 % pour SiO₂ et Al₂O₃ ; 0,25 % pour CaO et MgO ; 0,15 % pour Na₂O ; 0,2 % pour Fe₂O₃ total ; 0,1 % pour MnO et enfin 0,01 % pour TiO₂, K₂O et P₂O₅. Les limites de détection des éléments en traces sont inférieures à 20 ppm pour Cu et Zr, 10 ppm pour V, Co, Ni, Ba, Zn, Rb, Sr, Nb et enfin 5 ppm pour Y. Les erreurs sur les éléments en traces ne sont pas connues. Cependant, à l'exception de Y et Cu, les valeurs de chaque élément des deux lots d'analyses sont parfaitement corrélés ($k \sim 1$) ; alors, il est probable que les erreurs soient semblables.

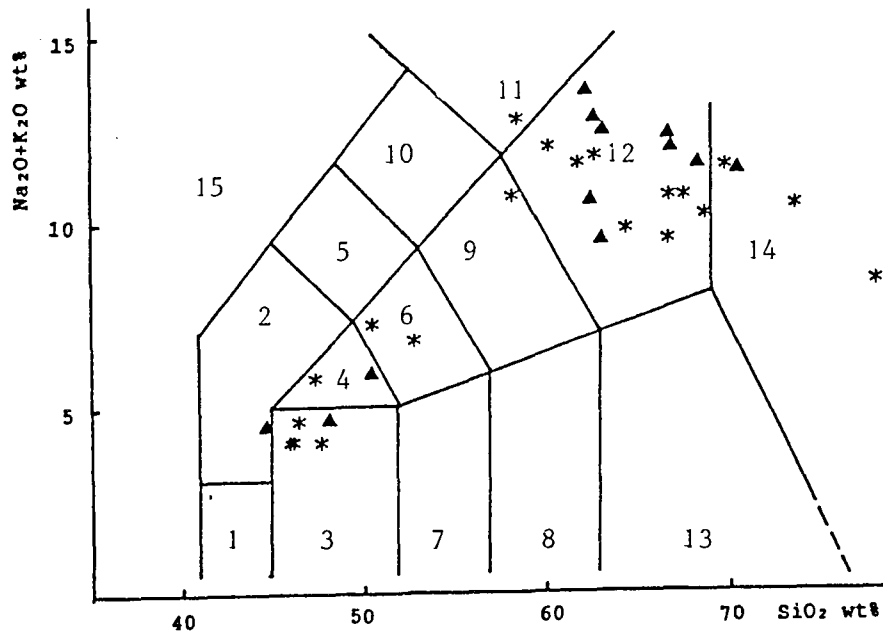


Fig. 17-1 : Nomenclature des laves des Monts Roumpi.

Triangle : première séquence volcanique ; astérisque : deuxième séquence.

Les limites des champs sont celles de Le Bas et al. (1986) ; 1 : microbasalte ; 2 : téphrite, basanite ; 3 : basalte ; 4 : trachybasalte, hawaïte ; 5 : phono-téphrite ; 6 : trachyandésite basaltique, mugéarite ; 7 : andésite basaltique ; 8 : andésite ; 9 : trachyandésite, benmoreïte ; 10 : téphriphonolite ; 11 : phonolite ; 12 : trachyte ; 13 : dacite ; 14 : rhyolite ; 15 : foïdite.

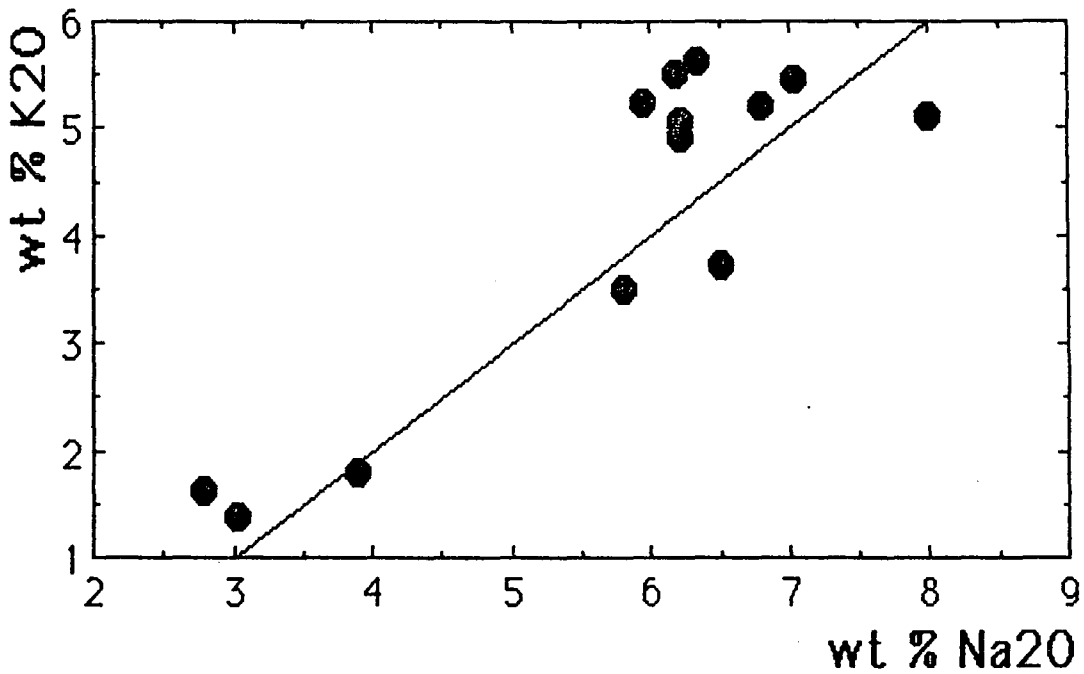


Fig. 17-2 : Diagramme K_2O - Na_2O des laves de la première séquence volcanique des Monts Roumpi ; la droite $\text{wt \% K}_2\text{O} = \text{wt \% Na}_2\text{O} - 2$ limite les domaines des laves alcalines sodiques et potassiques (Le Bas et al., 1986).

17 PREMIERE SEQUENCE VOLCANIQUE

17-1 SERIE MAGMATIQUE ET NOMENCLATURE :

17-1-1 Série magmatique

Les analyses des roches de cette séquence sont présentées au tableau 17-1. Les laves basiques sont remarquablement riches en P_2O_5 , Na_2O et K_2O et le calcul de la norme montre de la néphéline. Les laves acides sont hyperalcalines ; les valeurs d'acmite normative s'élèvent de 1,4 % dans les trachytes quartzifères à 2,9 % dans les rhyolites et 7,0 % dans les phonolites. La somme des alcalins, supérieure à 4 % dans les basanites et les basaltes alcalins à olivine ($SiO_2 < 47\%$) et à 9 % dans toutes les laves comportant plus de 60 % de SiO_2 confirment l'appartenance de tous les échantillons à une série de roches alcalines (fig.17-1).

L'augmentation des teneurs en silice des laves et de l'indice de différenciation (D.I., Thornton et Tuttle, 1960) marque un hiatus entre 50 et 60 % de SiO_2 pour un intervalle de D.I. compris entre 45 et 77. L'origine de cette lacune connue sous le nom de "Daly gap" ne peut être discutée du fait que d'importantes surfaces de laves de la première séquence volcanique sont recouvertes par celles de la deuxième séquence. Par ailleurs, des enclaves de trachytes à kaersutite et biotite riche en titane dans des trachytes hyperalcalins témoignent de l'existence des faciès pétrographiques dissimulés. Il est alors difficile d'estimer l'importance, voire l'existence de ce "Daly gap".

17-1-2 Nomenclature

Suivant une classification chimique récente (Le Bas et al., 1986) qui résume les recommandations de la Sous-commission de l'IUGS sur la Systématique des Roches Ignées, la série commence par des basanites et des basaltes alcalins à olivine (fig.17-1). Les hawaïites répondent bien aux critères chimiques de définition [$(Na_2O / K_2O) > 2$; Macdonald et Katsura, 1964 ou $(Na_2O - 2) > K_2O$; Le Bas et al., 1986]. Les basaltes et les rhyolites sont sodipotassiques tandis que les trachytes se placent dans le domaine potassique et les phonolites dans le domaine sodique (fig.17-2). La lacune chimique de 50 à 60 % de SiO_2 est à cheval sur les domaines des mugéarites et des benmoréites.

Toutes les laves riches en silice ($SiO_2 > 60\%$) à l'exception d'une rhyolite, se placent dans le champ des trachytes. Pourtant, les études pétrographiques et minéralogiques distinguent bien des benmoréites, des trachytes, des trachytes quartzifères, des rhyolites et des phonolites. Bien que les auteurs de la classification TAS (Le Bas et al., 1986) reconnaissent le caractère statistique des limites proposées pour les différents champs, ce regroupement des benmoréites, des phonolites et des rhyolites dans le champ des trachytes révèle une discrimination peu rigoureuse des roches felsiques. Les limites de la classification proposée par Cox et al., (1979) s'accordent mieux avec la pétrographie.

L'indice d'hyperalcalinité [$(Na + K) / Al = PI$, Sorensen, 1974 ; Le Bas et al., 1986] a été calculé. Il a des valeurs de 0,8 dans les benmoréites, 1 dans les trachytes et 1,1 dans les rhyolites et les phonolites. Les valeurs supérieures à 1 des trachytes, des phonolites et des rhyolites confirment le qualificatif d'hyperalcalin qu'avait suggéré la pétrographie (présence d'aenigmatite, d'aegyrine et d'arfvedsonite).

17-2 DISTRIBUTION DES ELEMENTS MAJEURS

Parmi les éléments analysés, les teneurs en zirconium augmentent progressivement avec le DI, mais avec une dispersion des points représentatifs des trachytes, des phonolites et des rhyolites. Néanmoins, il existe une nette corrélation entre zirconium et niobium. Ce dernier élément a été choisi comme référence pour visualiser la distribution des éléments car il conserve son caractère hygromagmaphile sur toute l'extension de la série.

L'ensemble des lignées de variation des éléments majeurs (fig.17-3) peut être sub-

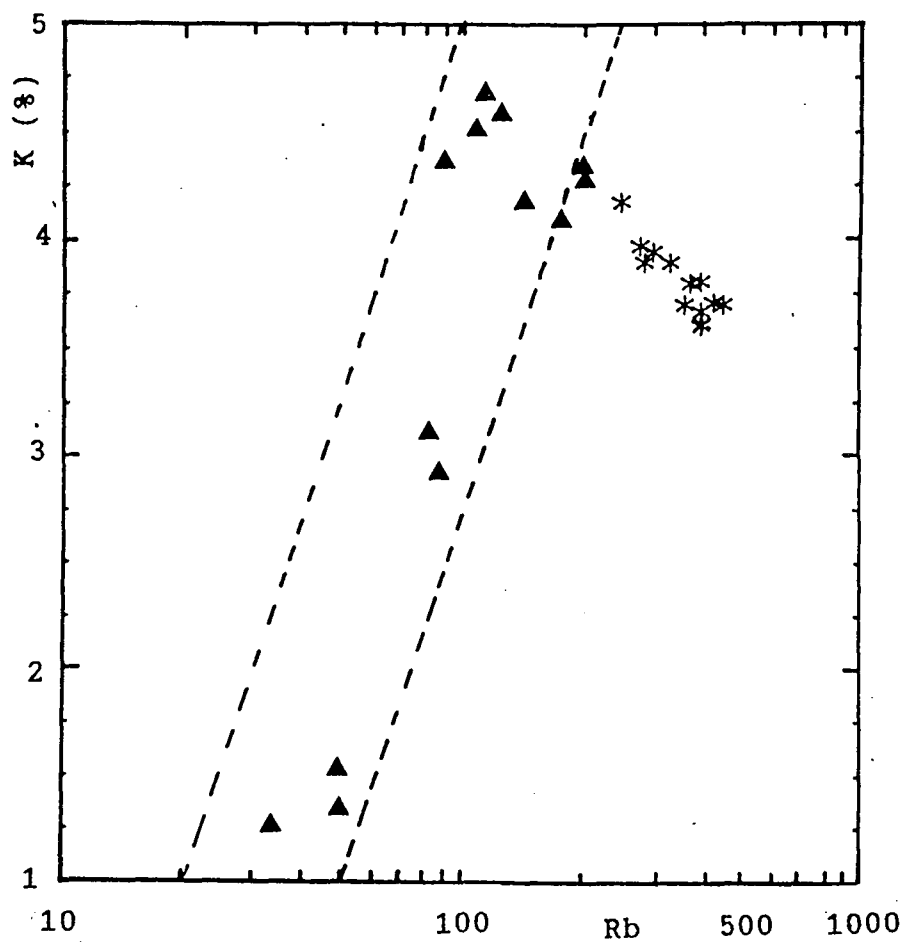


Fig. 17-4 : K (%) en fonction de Rb (ppm). Triangle : première séquence volcanique des Monts Roumpi ; astérisque : rhyolites hyperalkalines et siliciques du Kenya (Macdonald et al., 1987).

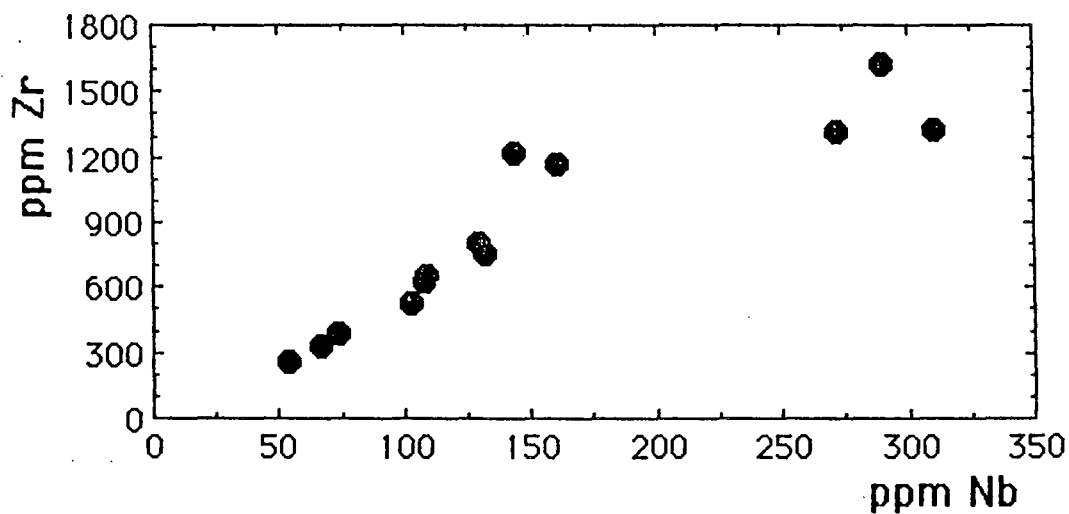


Fig. 17-5 : Variations des éléments en traces en fonction du niobium.

divisé en deux groupes :

- les lignées à pente positive (SiO_2 , Na_2O , K_2O , MnO). Toutefois, à l'exception de la silice, toutes ces lignées présentent une inflexion au niveau des phonolites (MnO et Na_2O) ou des trachytes (K_2O). Par rapprochement aux analyses modales (tableau 15-1) et minéralogiques, l'inflexion du manganèse coïncide avec la variation des volumes de clinopyroxène, d'arfvedsonite et d'aenigmatite qui sont riches en cet élément. Les trachytes comportent des cristaux d'olivine riches en MnO (jusqu'à 6 %), mais leur abondance est insignifiante par rapport à celle des ferromagnésiens des phonolites. L'inflexion de la soude est à lier à la même distribution des minéraux ferromagnésiens sodiques qui accompagnent les minéraux felsiques riches en soude (albite, néphéline, noséane, sodalite et analcime). Les teneurs en alcalins et alumine diminuent dans les rhyolites simultanément avec la diminution des feldspaths et l'augmentation du quartz modal ou virtuel. Les teneurs en manganèse diminuent en fonction des proportions d'oxydes ferrotitanés.

- celles à pente négative : FeO (total), MgO , CaO , TiO_2 et P_2O_5 . Mais, les teneurs en P_2O_5 , plus élevées dans les hawaïtes que dans les basaltes parallèlement avec l'abondance en apatite (~0 à 0,6 % mode), diminuent jusqu'à la fin de la lignée de différenciation. Les ankaramites qui comportent environ 3 % d'apatite modale n'ont pas été analysées.

La distribution de l'alumine constitue une figure singulière. Elle présente deux sommets, au niveau des hawaïtes et des phonolites. Ces sommets coïncident avec l'abondance modale du plagioclase basique et des feldspaths alcalins.

17-3 VARIATION DES ELEMENTS EN TRACES

Dans l'ensemble, les teneurs en rubidium augmentent continuellement au cours de la différenciation magmatique. Les teneurs en potassium et rubidium sont bien corrélées (fig.17-4) des basaltes aux benmoréites et trachytes, la pente s'inversant vers les phonolites et les rhyolites. Ce mode d'évolution est nettement différent du type "hydrothermal pegmatitique" (Shaw, 1968) bien que l'étude minéralogique indique des fugacités de fluor et du CO_2 au cours de la différenciation des roches étudiées. Les analyses des rhyolites hyperalcalines (indice d'hyperalcalinité PI compris entre 1 et 1,5) et siliciques du Rift kenyan (Macdonald et al., 1987) s'alignent à la suite de celles des Monts Roumpi. Cette corrélation négative entre Rb et K % à la fin de la série peut s'expliquer par la diminution du coefficient de répartition du rubidium entre la sanidine et le liquide résiduel pendant que PI augmente (Drexler et al., 1983).

Les concentrations en strontium sont très élevées dans les hawaïtes (fig.17-5). Ces dernières comportent jusqu'à 1430 ppm de strontium. Des benmoréites aux phonolites et rhyolites, les concentrations en strontium décroissent très fortement jusqu'à des valeurs proches ou inférieures à la limite de la détection. Les fortes concentrations en strontium coïncident avec l'abondance modale du plagioclase basique. Bien que de fortes valeurs des coefficients de répartition du strontium entre le plagioclase et les liquides résiduels (Villemant et al., 1981 ; Lemarchand, 1984 ; Lemarchand et al., 1987) soient souvent observées, il est à noter la présence d'inclusion d'apatite dans l'olivine, le clinopyroxène et le plagioclase de nos roches.

Comme le strontium, le baryum est négativement corrélé au rubidium. Des analyses à la microsonde révèlent 0,6 % de BaO dans les feldspaths à composition ternaire qui seraient la source de baryum dans les hawaïtes et les benmoréites. Les phonolites riches en enclaves de gabbros et en xénocristaux de biotite contiennent de fortes teneurs en baryum et de faibles teneurs en rubidium et se placent non loin des hawaïtes et des benmoréites dans le diagramme Ba-Rb. Les valeurs maximales observées dans les hawaïtes et les benmoréites correspondent à la cristallisation des feldspaths de composition ternaire (voir minéralogie).

Les teneurs en vanadium décroissent rapidement des basaltes aux hawaïtes (226 à 117 ppm, fig.17-5) et tendent à s'annuler à la fin de la différenciation. Les teneurs en cobalt sont moins importantes que celles du chrome, du vanadium ou du nickel, mais leurs variations avec la différenciation sont semblables.

Tableau 17-1 : Analyses chimiques des éléments majeurs
et éléments en traces (ppm) des laves de

Echantillon :	CN4	NK14	ND32	NK39	CN31	NK33	ND36
SiO ₂	46.68	49.12	43.83	62.36	62.25	61.21	61.50
TiO ₂	1.91	2.27	3.68	0.62	0.50	0.48	0.32
Al ₂ O ₃	13.46	18.88	13.69	16.65	17.82	17.59	17.23
Fe ₂ O ₃	2.74	3.57	2.71	2.72	1.76	1.84	4.46
FeO	7.09	4.31	10.23	3.42	2.29	2.07	1.70
MnO	0.18	0.18	0.17	0.20	0.16	0.19	0.25
MgO	11.20	3.33	8.38	0.77	0.50	0.45	0.31
CaO	8.21	8.29	9.63	2.66	1.17	1.12	2.06
Na ₂ O	2.78	3.89	3.02	5.81	7.03	6.33	6.50
K ₂ O	1.63	1.78	1.36	3.51	5.45	5.63	3.73
P ₂ O ₅	0.43	0.96	0.78	0.17	0.10	0.10	0.13
P.F.	3.42	2.43	3.10	1.50	0.89	2.11	2.11
Total	99.73	99.01	100.6	100.4	99.92	99.12	100.3
Q		0.29		7.92			5.48
Or	9.62	10.51	8.03	20.72	32.17	33.23	22.02
Ab	22.98	32.88	17.73	49.10	54.81	53.50	54.94
An	19.43	28.79	19.78	9.00	0.99	2.97	6.84
Ne	0.28		4.22		2.50		
Ac							
Di	14.72	4.79	18.51	2.60	3.49	1.63	1.66
Hy		7.54		2.98		0.53	
Fo	15.62		10.41		0.42	0.34	
Fa	4.92		5.95		0.84	0.62	
Mt	3.97	5.10	3.93	3.94	2.55	2.67	5.37
He							0.76
Il	3.63	4.32	7.00	1.18	0.95	0.91	0.61
Ap	0.94	2.10	1.70	0.37	0.22	0.22	0.28
DI	32.88	43.68	29.99	77.74	89.47	86.73	82.44
PI	0.48	0.44	0.47	0.82	1.03	1.01	0.87
Mg#	0.71	0.48	0.58	0.22	0.21	0.20	0.10
Rb	50	49	34	89	108	115	83
Sr	589	1430	906	514	51	40	401
Ba	540	1200	450	1437	430	375	1150
V	152	124	240			< 10	< 5
Cr	308	< 5	234	< 10	< 10	< 10	7
Co	57	19.9	60.3	23	< 10	18.9	23.9
Ni	319	21	169	21	17	5	10
Cu	47	18	54	134	96	9	10
Zn	100	83	136	< 10	11	88	138
Y	23	36	35	42	35	33	40
Zr	259	330	385	524	622	649	804
Nb	54	67	74	103	108	109	129
Rb/Sr	0.09	0.03	0.04	0.17	2.12	2.88	0.21
100 Rb/Ba	9.3	4.1	7.6	6.2	25.1	30.7	7.2
K %	1.35	1.48	1.29	2.91	4.52	4.67	3.10
K/Rb	270.0	302.1	379.4	327.0	418.5	406.1	373.5
K/Ba	25.0	12.3	28.7	20.3	105.1	124.5	27.0
Zr/Nb	4.8	4.9	5.2	5.1	5.8	6.0	6.0
Zr/Y	11.3	9.2	11.0	12.5	17.8	19.7	20.1

* la norme montre aussi 0,7 % de corindon et

(% en poids), norme CIPW (% en poids)
la première séquence volcanique

Echantillon :	CN38	NK58*	NK15	NK30	ND7	CN2
SiO ₂	67.25	68.49	65.76	60.77	65.68	69.69
TiO ₂	0.23	0.25	0.27	0.15	0.20	0.20
Al ₂ O ₃	15.98	16.66	16.46	17.12	16.51	14.91
Fe ₂ O ₃	2.02	1.41	1.87	3.19	2.21	2.14
FeO	1.33	0.18	1.49	2.02	1.30	0.70
MnO	0.16	0.01	0.16	0.27	0.17	0.12
MgO	0.01	0.06	0.07	0.14	0.07	0.03
CaO	0.30	0.33	0.63	0.80	0.33	0.08
Na ₂ O	6.21	5.94	6.19	8.00	6.80	6.22
K ₂ O	5.07	5.24	5.51	5.10	5.21	4.91
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01
P.F.	1.32	1.40	1.79	1.81	1.58	0.79
Total	99.90	100.0	100.2	99.40	100.1	99.80
Q	10.89	13.20	7.30		5.74	15.26
Or	29.93	30.93	32.52	30.10	30.75	28.98
Ab	52.49	50.20	52.32	47.97	55.89	49.33
An	0.77	1.44	0.87			
Ne				6.32		
Ac				7.04	1.40	2.86
Di	0.52		1.79	2.90	1.25	0.29
Hy	0.44	0.15	0.28		0.47	0.16
Fo				0.14		
Fa				1.51		
Mt	2.93		2.71	1.09	2.50	1.67
He		1.41				
Il	0.44	0.41	0.51	0.29	0.38	0.38
Ap	0.04	0.07	0.07	0.22	0.07	0.02
DI	93.37	94.33	92.14	84.39	92.37	93.57
PI	1.04	0.99	1.05	1.12	1.07	1.10
Mg#	0.01	0.08	0.04	0.06	0.04	0.02
Rb	141	90	129	203	201	172
Sr	13	18	11	20	18	10
Ba	394	148	161		< 50	< 10
V	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Cr	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Co	15	21.9	20.5	21.5	21.5	26.0
Ni	5	6	6	18	14	12
Cu	5	8	5	236	6	< 5
Zn	164	127	151	< 10	199	246
Y	43	68	71	76	97	45
Zr	756	1214	1169	1319	1623	1322
Nb	132	144	161	272	290	311
Rb/Sr	10.85	5.00	11.73	10.15	11.67	17.20
100 Rb/Ba	35.8	60.8	80.1		> 402	> 344
K %	4.21	4.35	4.57	4.23	4.33	4.08
K/Rb	298.6	483.3	354.3	208.4	215.4	237.2
K/Ba	106.9	394.0	283.9		> 866	> 816
Zr/Nb	5.7	8.4	7.26	4.9	5.6	4.25
Zr/Y	17.6	17.9	16.5	17.4	16.7	29.4

0,04 % de rutile

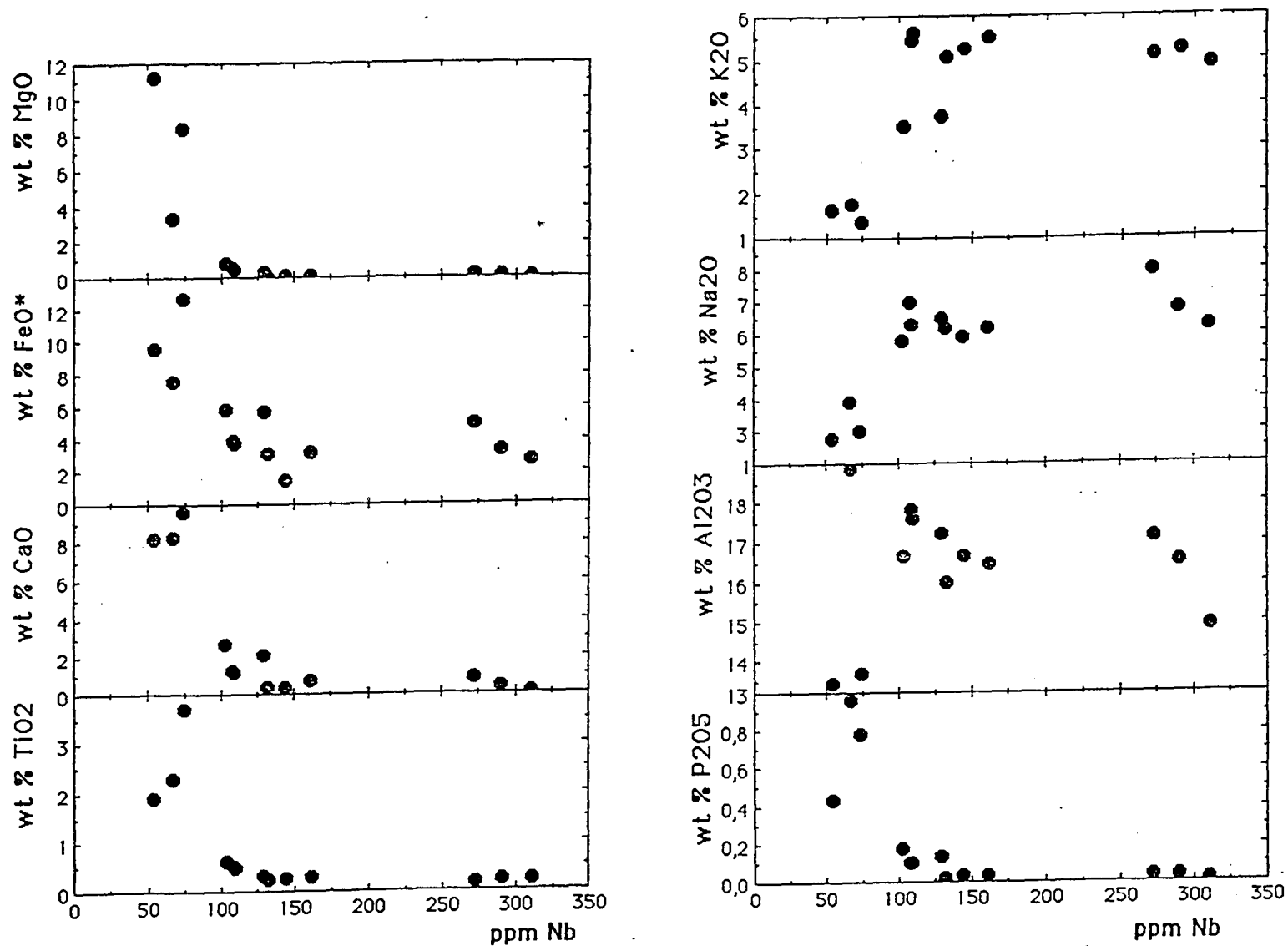


Fig. 17-3 : Variations des teneurs (wt%) des éléments majeurs en fonction de celles (ppm) du niobium.

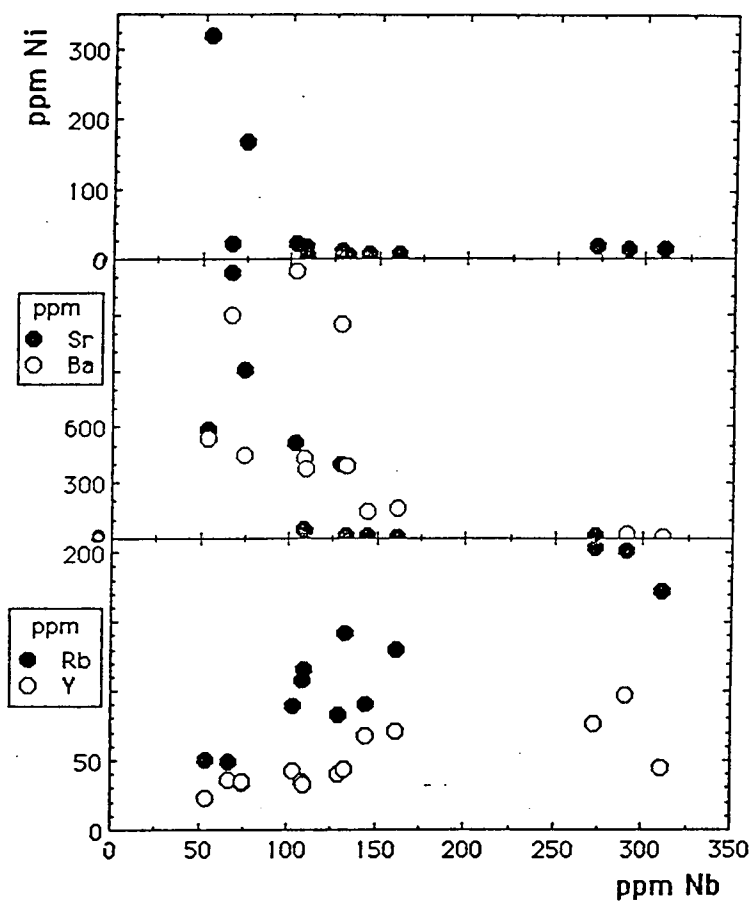


Fig. 17-5 suite : Variations des teneurs (ppm) en éléments en traces en fonction du niobium (ppm).

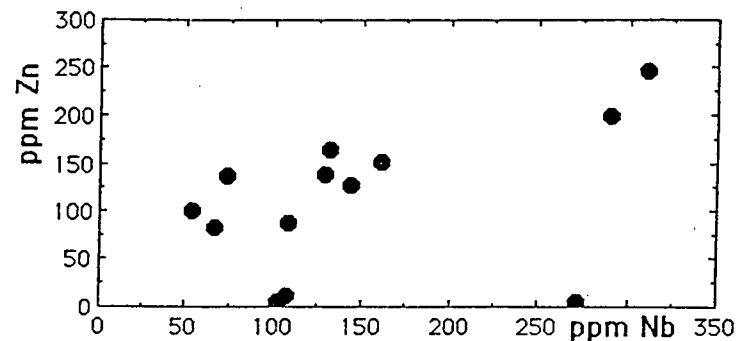


Fig. 17-5 : Variations des teneurs (ppm) des éléments en traces en fonction du niobium (ppm). *fin*.

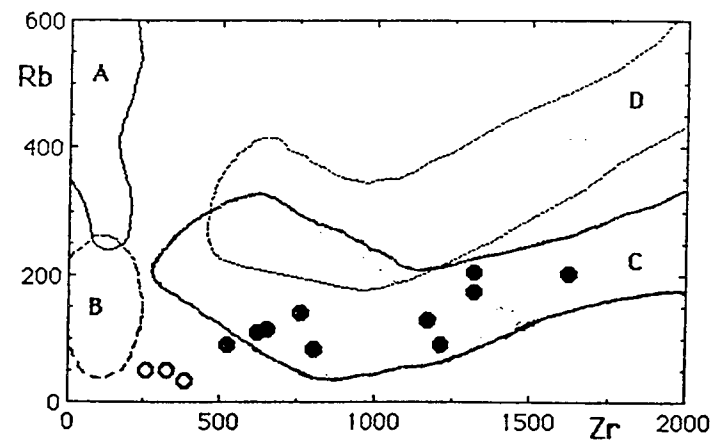


Fig. 17-6 : Rb - Zr ; comparaison des laves hyperalkalines des Monts Roumpi (cercles pleins) avec celles du Kenya et d'autres rhyolites non hyperalkalines (voir Macdonald et al., 1987). A : F-rich metaluminous rhyolites ; B : Metaluminous rhyolites ; C : Peralkaline rhyolites ; D : High-silica peralkaline rhyolites. Les cercles vides correspondent aux basaltes et hawaïites associés aux laves hyperalkalines des Monts Roumpi.

Statistiquement, les teneurs en cuivre diminuent au cours de l'évolution magmatique, 54 ppm dans les basaltes à moins de 5 ppm dans les rhyolites et les phonolites. Les faibles valeurs des rapports Cu/Zn des basaltes sont comparables à ceux des basaltes de l'île d'Annobon (Liotard et al., 1982) et caractéristiques des basaltes alcalins en général.

Les concentrations en zinc montrent des variations complexes. Une diminution des teneurs des basaltes aux hawaïtes (136 à 85 ppm), contrairement aux variations observées dans les basaltes alcalins du Hoggar (Dautria et al., 1988), est suivie par une augmentation des teneurs des benmoréites aux phonolites et rhyolites hyperalcalines. Ces roches hyperalcalines se rapprochent des compositions des roches agpaïtiques caractérisées, entre autres, par de fortes teneurs en zinc (Edgar, 1974 ; Sorensen, 1974). Le zinc entre dans le réseau de l'arfvedsonite, l'aegyrine et surtout dans l'aenigmatite (Larsen, 1977 ; Kovalenko et al., 1988).

Les teneurs en yttrium (27 à 115 ppm) augmentent continuellement avec le Nb (fig. 17-5). La dispersion des points des roches felsiques dans le diagramme Y-Nb réduit la qualité de la corrélation. La distribution du zirconium (259 à 1623 ppm) présente en fonction de Nb, des variations identiques à celles de l'yttrium (fig. 17-5). Il existe une corrélation nette entre Zr et Nb (fig. 17-5) et entre Y et Zr (fig. 17-7). Dans le diagramme Rb-Zr (fig. 17-6) où sont délimités les domaines des rhyolites métalumineuses ou non, des rhyolites hyperalcalines et de celles riches en silice, les rhyolites des Monts Roumpi occupent le champ des rhyolites hyperalcalines. Elles se démarquent nettement des rhyolites hyperalcalines et siliciques du Kenya qui ont été enrichies en K₂O, Cs, Th, U et Rb par contamination crustale (Macdonald et al., 1987). Les phonolites et les trachytes hyperalcalins s'alignent aussi sur la lignée des rhyolites. Ils montrent de faibles variations des rapports Zr/Nb et Zr/Y.

17-4 PETROGENESE

Le niobium présente un caractère fortement hygromagmaphile (Wood et al., 1979) comme le thorium et est un bon indicateur pétrogénétique. La corrélation entre les éléments hygromagmaphiles (Rb, Y, Zr et Nb) en une seule lignée évolutive des basaltes aux benmoréites passe par l'origine. Les rhyolites montrent un appauvrissement en yttrium et zirconium en fonction du niobium à la fin de la différenciation tandis que les phonolites restent alignées aux laves basiques. Les teneurs en éléments de transition (V, Cr, Co, Ni) et en MgO et CaO diminuent rapidement en fonction du niobium ou de tout autre élément hygromagmaphile. Ces caractéristiques géochimiques s'ajoutent aux données volcanologiques (proportions de moins en moins importantes des surfaces observées des roches basiques aux roches felsiques) et pétrologiques (proportions modales et variation des compositions des diverses phases minérales) qui permettent l'application du modèle de cristallisation fractionnée à cette série de laves. Cependant, à partir des benmoréites, la série se divise en deux branches. L'une des branches est sous-saturée en silice et l'autre, sursaturée en silice. Plusieurs mécanismes ont été proposés pour expliquer la coexistence de roches basiques sous-saturées en silice et de roches felsiques sursaturées en silice dans un district volcanique. A savoir :

- L'influence de la pression et de la composition des volatils sur la stabilité des phases qui fractionnent (Coombs et Wilkinson, 1969).
- L'existence de deux magmas primaires différents (Price et Chapell, 1975).
- La contamination crustale d'un magma d'origine mantellique (Thompson et al., 1986).
- Un processus complexe de cristallisation fractionnée + assimilation crustale + mélange magmatique (Nelson et al., 1987).
- La cristallisation fractionnée d'un magma basaltique sous-saturé en silice (Cawthorn et al., 1973 ; Villemant et al., 1980 ; Bédard et al., 1987 parmi d'autres).

Chaque mécanisme est reconnu par des caractéristiques pétrologiques (volumes des roches à l'affleurement, textures, minéralogie), géochronologiques et géochimiques spécifiques à la région concernée. La série étudiée montre de faibles valeurs de perte au feu, une continuité évolutive, une absence de signes pétrographiques et minéralogiques

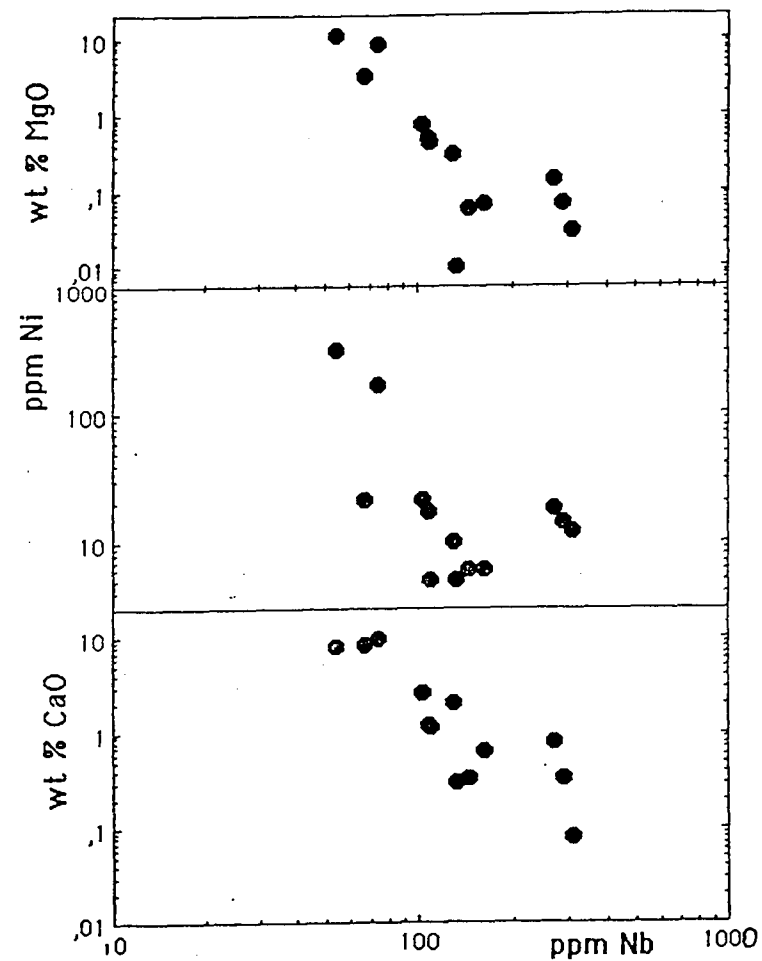
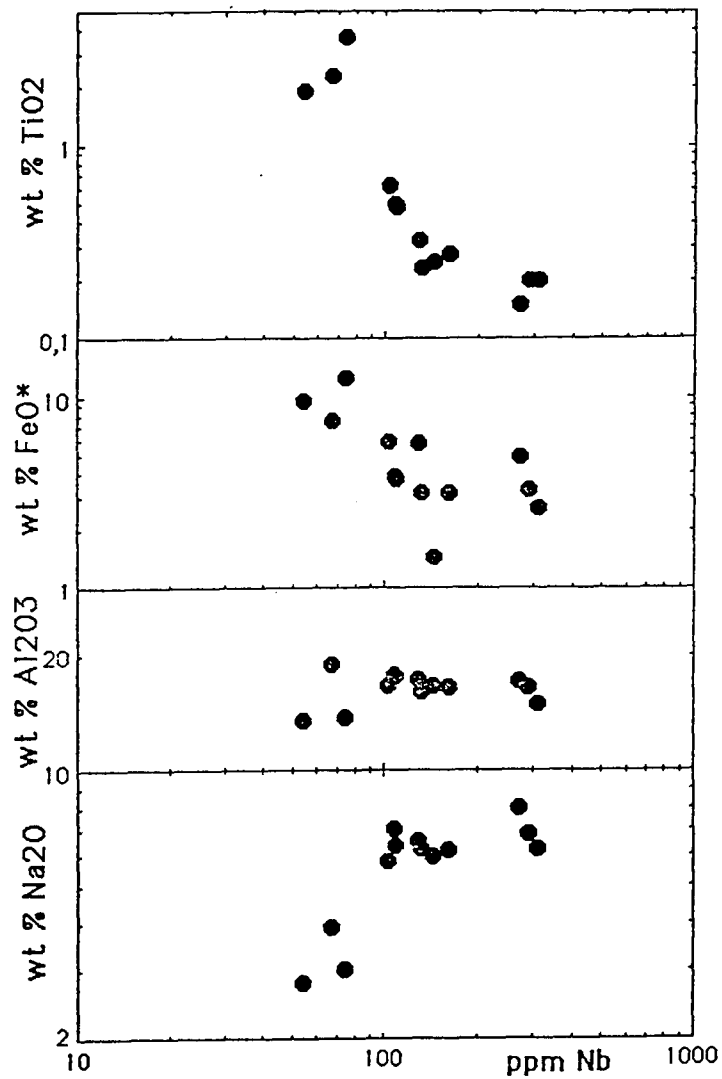


Fig. 17-7 : Variations des teneurs des éléments majeurs et en trace en fonction du niobium (coordonnées logarithmiques) : reconstitution des étapes évolutives vraisemblables et des fractionnements des minéraux.

de contamination ou de mélange magmatique, une cohérence de comportement des éléments mobiles par rapport au zirconium qui est résistant aux influences des fluides tardifs, un enrichissement progressif en éléments hygromagmaphiles en fonction de la différenciation. Toutes ces caractéristiques jointes à la distribution des éléments en traces sont celles retenues pour identifier la cristallisation fractionnée. Par ailleurs, le fractionnement de la kaersutite et/ou du mica à partir des laves felsiques (benmoréites, trachytes) provoque le passage des liquides résiduels des magmas alcalins du domaine sous-saturé au domaine sursaturé en silice (Cawthorn et al., 1973), ces minéraux étant fortement déficitaires en silice par rapport au milieu dans lequel ils cristallisent. De plus, la cristallisation de l'amphibole permet de franchir les barrières thermiques (Fo-Di-An et En-Di-An ; Cawthorn, 1976). Dans la première séquence volcanique des Monts Roumpi, le mode de gisement des trachytes à phénocristaux de kaersutite et micas titanifères (en enclaves dans des trachytes hyperalcalins) ne permet pas d'évaluer les proportions modales de ces minéraux ni le volume des laves hôtes. Néanmoins, les données volcanologiques, pétrologiques et les caractéristiques géochimiques suscitées sont compatibles avec un modèle de cristallisation fractionnée. Ainsi, la présence des laves saturées en silice proviendrait du fractionnement de la kaersutite et de la biotite titanifère à partir des trachytes (et benmoréites) en gisements aveugles. Toutefois, les arguments permettant de justifier la différenciation par cristallisation fractionnée n'excluent pas entièrement l'intervention d'autres phénomènes magmatiques (échanges sélectifs ou transferts gazeux susceptible de créer le déséquilibre isotopique K-Ar observé dans l'arfvedsonite des rhyolites hyperalcalines). Mais, ils nous apparaissent subordonnés ou réduits à des modifications tardi- à post-magmatiques.

Les variations de pente de distribution des éléments en fonction du niobium en coordonnées logarithmiques (fig.17-7) sont compatibles avec la nature et la quantité des phénocristaux observés au microscope et dont le fractionnement a induit la progression d'un liquide parent à une composition évoluée. Une corrélation peut donc être établie entre le fractionnement de l'olivine et la forte décroissance du nickel et du magnésium, les faibles variations du calcium, du cobalt et du rapport Al_2O_3/CaO des basaltes. La corrélation négative entre Cr/Ni et Mg est souvent tenue pour preuve d'un fractionnement de l'olivine (Dautria et al., 1988). Le rapport Ni/Co diminue de 5,6 à 2,8 dans les basaltes. A l'observation des modes, les rapports Ni/Co élevés correspondent à l'abondance de l'olivine et leurs faibles valeurs, à une similitude des abondances d'olivine et de clinopyroxène. De plus, les fortes concentrations en nickel de l'olivine se trouvent dans les faciès à cristaux d'olivine abondants. Des hawaïtes aux phonolites et aux rhyolites, le rapport Ni/Co diminue graduellement pendant la différenciation magmatique. En considérant des coefficients de répartition olivine / liquide de l'ordre de 20 à 7 pour le nickel et de 8 à 5 pour le cobalt (Lemarchand et al., 1987), le fractionnement de l'olivine susceptible d'entraîner une forte diminution des valeurs des rapports Ni/Co a diminué au cours de la différenciation magmatique. Il a été progressivement relayé par le fractionnement du clinopyroxène suivi par celui du plagioclase. Le vanadium est susceptible d'être fractionné par les oxydes ferrotitanés (Duncan et Taylor, 1968 ; Mason et Moore, 1982). Certains cristaux de titanomagnétite des basanites contiennent 1,2 à 3,4 % de Cr_2O_3 ; ce qui correspond à un coefficient de répartition oxyde / roche totale de l'ordre de 28 à 99. Ces valeurs servent d'argument en faveur du fractionnement du chrome par les oxydes ferrotitanés au premier stade de la différenciation. Il s'ensuit aussi une chute du fer et du titane. La chute du phosphore correspond au fractionnement de l'apatite. Les distributions du baryum, du strontium et des alcalins traduisent un fractionnement des feldspaths ternaires et de l'apatite à partir des hawaïtes. Entre les hawaïtes et les roches felsiques, le fractionnement du clinopyroxène, de la kaersutite et de la biotite est présumé du fait de la forte diminution du calcium, du magnésium, du titane et de l'augmentation du sodium. La cristallisation du clinopyroxène sodique et de la Fe-biotite dans les roches felsiques affecte respectivement les distributions du zirconium et de la potasse. La cristallisation des feldspaths alcalins affecte simultanément les teneurs en alumine, soude, potasse et baryum. Les phonolites et les rhyolites hyperalcalines se placent à l'écart de la lignée générale ($FeO(t)$, MgO et CaO) des roches felsiques ou tout au moins, marquent

une rupture de pente (TiO₂) avec celles-ci. Cette distinction relèverait d'une influence des conditions précoces de l'instabilité des oxydes "no-oxide field" en faveur de l'aenigmatite. Le fractionnement des Fe-Ti oxydes a été arrêté et celui des minéraux ferromagnésiens, atténué. A ce moment-là, le fractionnement des feldspaths alcalins a dominé le contrôle de l'évolution des liquides résiduels. Alors, les liquides résiduels tendent à s'enrichir en éléments compatibles (MgO, Ni, par exemple). Dans les rhyolites hyperalcalines du rift Kenyan où l'aenigmatite apparaît uniquement dans les roches les plus différenciées (Macdonald et al., 1987), une telle variation des teneurs en éléments compatibles n'est pas observée.

Des remarques peuvent être formulées sur l'importance des ruptures de pente qui dépend du nombre de phases impliquées ou arrivées en fin de fractionnement. Les pentes des lignes de distribution des teneurs en Zr et Rb sont très proches de l'unité, valeur maximale dans un système évoluant par cristallisation fractionnée (Allègre et al., 1977 ; Villemant et al., 1980). Des pentes de cet ordre correspondent des coefficients globaux de répartition très petits caractéristiques des éléments hygromagmaphiles. L'une des particularités de la première séquence volcanique des Monts Roumpi réside dans les hawaïites qui, définies selon les critères pétrographiques, minéralogiques et chimiques, se singularisent par de faibles teneurs en éléments hygromagmaphiles et un DI semblable à celui des basaltes, ce qui explique leur position erratique sur tous les diagrammes.

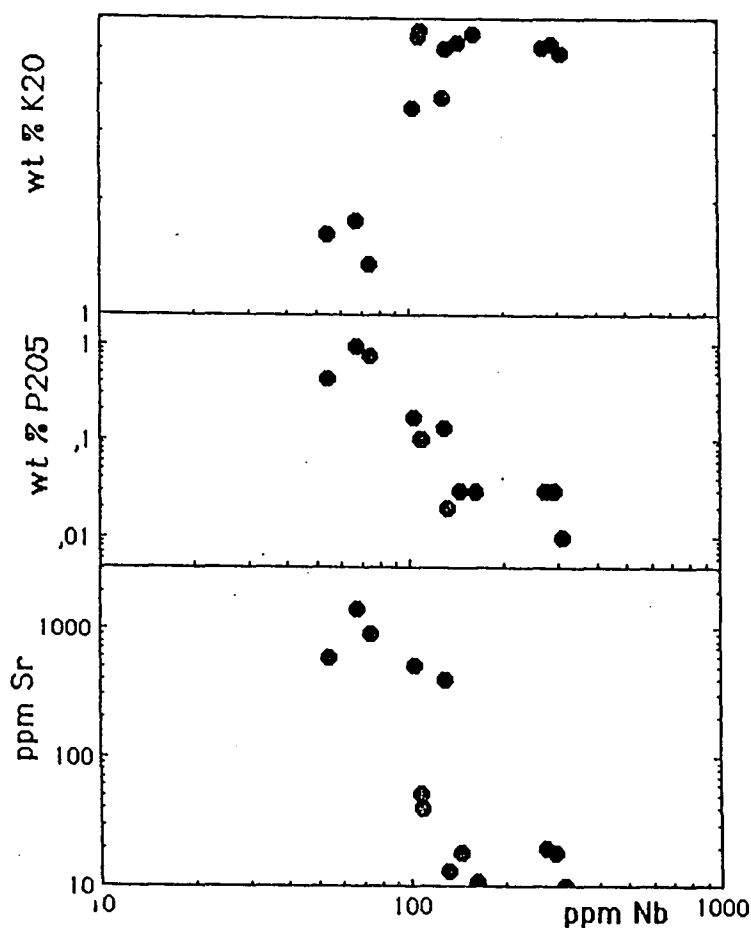


Fig. 17-7 : Variation des teneurs des éléments majeurs et en trace en fonction du niobium (coordonnées logarithmiques) : reconstitution des étapes évolutives vraisemblables et des fractionnements des minéraux.

18 DEUXIEME SEQUENCE VOLCANIQUE

18-1 SERIE MAGMATIQUE ET NOMENCLATURE :

Les analyses chimiques regroupées au tableau 18-1 révèlent la nature alcaline des laves : fortes teneurs en alcalins (fig.18-1) et en phosphore. Cependant, la norme CIPW et les diagrammes de discrimination basés sur les valeurs normatives doivent être exploités avec délicatesse. En effet, certaines analyses chimiques comportent plus de 2,5 % de perte au feu, valeur critique (Le Bas et al., 1986). Par ailleurs, des variations du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ de 0,4 à 1 (exceptionnellement à 2,4) dans nos laves basiques posent le problème d'oxydation qui provoque la disparition de la néphéline normative (Velde, 1967 ; Lemarchand, 1984).

La norme des laves acides fait apparaître du corindon, mais ses teneurs restent inférieures à 1 % si l'échantillon n'est pas altéré. Il existe une lacune de composition chimique entre 52 et 57 % de SiO_2 ; ce qui correspond aux benmoréites dans le diagramme TAS (fig.18-1). Seuls les échantillons fortement sous-saturés ou sursaturés en silice se placent, respectivement, dans les domaines de phonolites et de rhyolites. Les limites proposées par Cox et al., (1979) coïncident mieux avec la détermination pétrographique.

L'évolution de l'ensemble des laves de la série suit une lignée sodipotassique (fig.18-2) avant de diverger vers un pôle sodique (phonolites) et un pôle potassique (rhyolites).

18-2 DISTRIBUTION DES ELEMENTS MAJEURS

La distribution des éléments en fonction du niobium dessine des profils semblables à ceux obtenus dans les laves de la première séquence volcanique : augmentation des teneurs en SiO_2 , Na_2O et K_2O et diminution de MgO , FeO (total), CaO , MnO , P_2O_5 et TiO_2 (fig.18-3). L'alumine évolue en "dent de scie".

Les rhyolites ont des indices d'hyperalcalinité voisins de 1. Au microscope, les rhyolites, peu porphyriques et à mésostase indiscernable, ne montrent pas de minéraux indicateurs d'hyperalcalinité. Elles sont des roches de composition limite entre les domaines hyperalcalin et alumineux. Une importante remarque doit être faite sur les phonolites qui ont des indices de différenciation (DI) et d'hyperalcalinité semblables à ceux de certains trachytes et inférieurs à la plupart des trachytes quartzifères et de toutes les rhyolites. Pourtant une évolution simple en deux branches à partir des benmoréites devrait engendrer des augmentations permanentes des deux indices vers les phonolites et vers les rhyolites. Le caractère moins évolué des phonolites de la deuxième séquence volcanique et leurs relatives faibles indices d'hyperalcalinité rappellent les conséquences de l'abondance de la kaersutite détruite, conséquences déjà relevées en partie en minéralogie. Au regard de l'enrichissement en soude et en potasse des phonolites, des DI et PI élevés pouvaient être attendus s'il n'y avait pas eu un enrichissement parallèle en alumine, chaux et magnésie proportionnellement à la quantité de kaersutite modale.

En résumé, les laves de la deuxième séquence volcanique des Monts Roumpi sont de nature alcaline. Leurs compositions évoluent des basaltes alcalins et sodipotassiques vers des phonolites métalumineuses (lignée principale) et vers des rhyolites à tendance hyperalcaline (lignée sursaturée en silice). Il apparaît aussi des lignées incomplètes. Les indices DI et PI sont bas pour les phonolites riches en kaersutite.

18-3 DISTRIBUTION DES ELEMENTS EN TRACES

Les teneurs en Rb des laves (26 à 244 ppm) augmentent depuis les faciès basiques jusqu'aux faciès acides. La série principale respecte une corrélation positive en fonction de Nb (fig.18-4) tandis que les laves sursaturées en silice s'alignent sur une verticale. Les autres séries incomplètes sont dispersées. La pente d'évolution des phonolites se redresse à la fin de la différenciation (voir explication en pétrogénèse). Du fait même de l'abondance croissante des minéraux sodipotassique (sanidine, néphéline) et de la kaersutite avec la différenciation, le potassium des phonolites est positive-

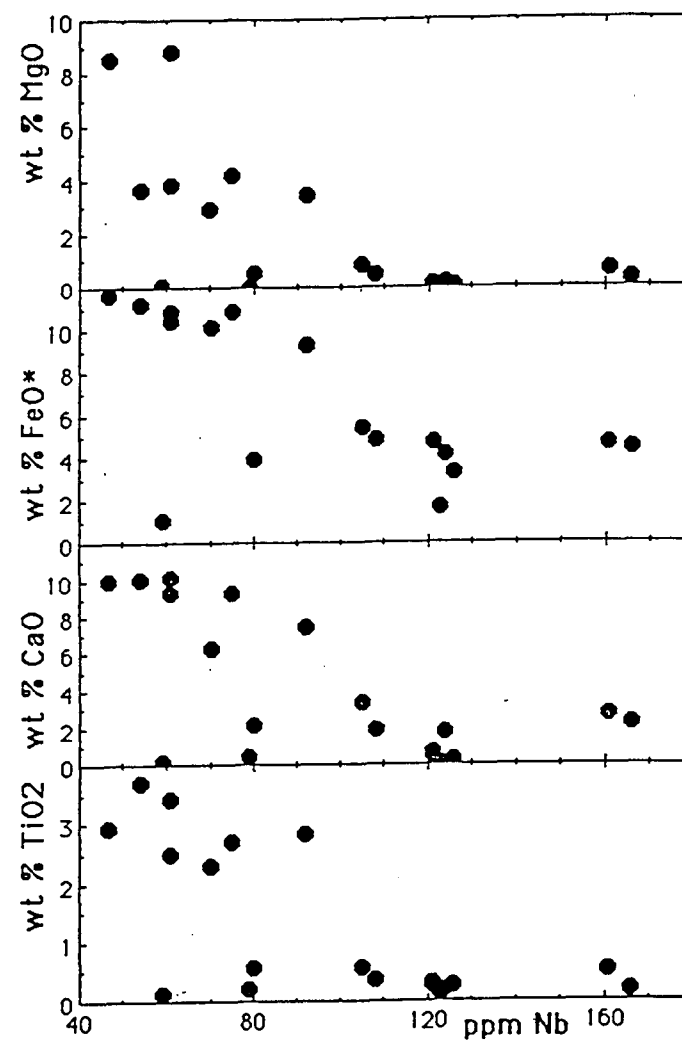
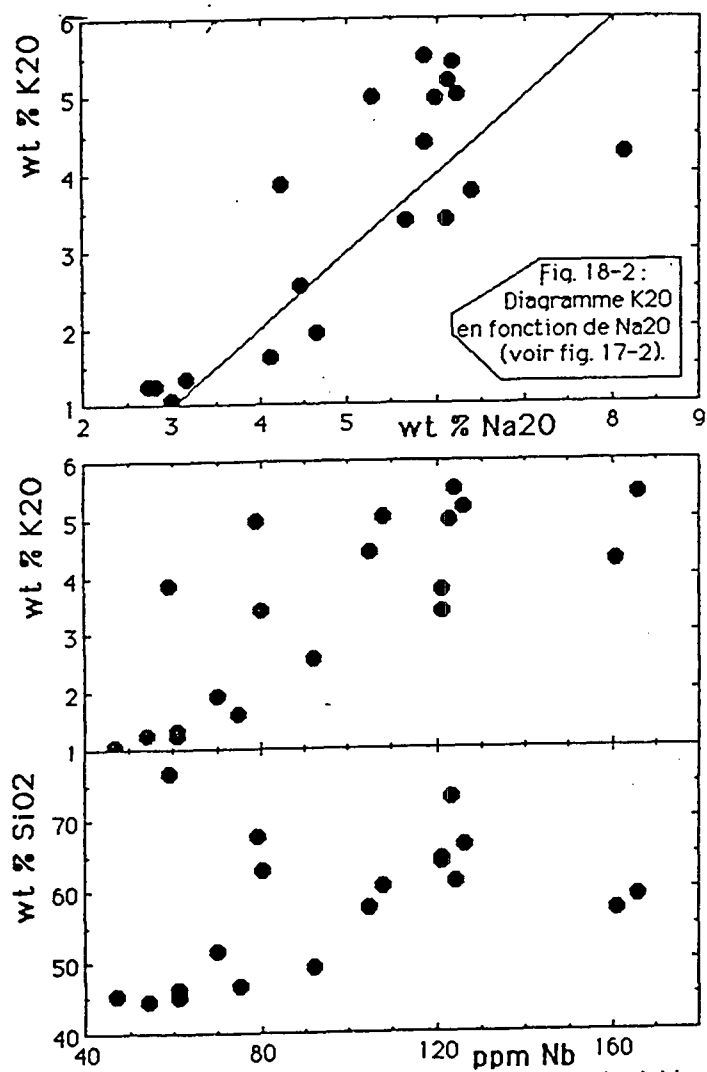


Fig. 18-3 : Variations des éléments majeurs en fonction du niobium.

Tableau 18-1 : Analyses chimiques des éléments majeurs (% en poids)
des laves de la deuxième séquence

Echant.	NK21	NK4	CN37	NK8	ND37	NK9	CN45	CN42	CN30
SiO ₂	45.24	44.56	46.12	45.09	46.62	49.05	57.43	60.40	67.66
TiO ₂	2.94	3.70	2.49	3.42	2.70	2.83	0.55	0.35	0.21
Al ₂ O ₃	14.55	17.29	14.44	17.62	17.70	16.19	18.85	18.05	16.14
Fe ₂ O ₃	3.37	8.47	3.81	5.61	2.80	2.83	3.20	2.87	3.37
FeO	8.61	3.58	6.98	5.79	8.32	6.75	2.51	2.22	traces
MnO	0.18	0.15	0.19	0.21	0.22	0.21	0.22	0.24	0.06
MgO	8.50	3.61	8.82	3.79	4.15	3.41	0.78	0.48	0.02
CaO	9.93	10.07	9.29	10.11	9.32	7.40	3.32	1.89	0.42
Na ₂ O	2.99	2.83	2.73	3.16	4.12	4.46	5.87	6.22	5.99
K ₂ O	1.06	1.23	1.24	1.33	1.61	2.55	4.40	5.01	4.96
P ₂ O ₅	0.60	0.82	0.64	0.82	0.98	1.11	0.22	0.12	0.03
P.F.	1.03	3.20	3.31	2.04	0.68	1.51	2.78	1.73	0.81
Total	99.00	99.51	100.0	98.99	99.22	98.50	100.1	99.58	99.67
Q								0.38	13.01
Or	6.26	7.26	7.32	7.85	9.50	15.05	25.97	29.57	29.28
Ab	21.70	23.92	23.07	26.71	25.65	33.73	48.28	52.57	50.63
An	23.14	30.83	23.48	29.96	25.05	16.63	12.10	6.55	1.89
Ne	1.94				4.97	2.15	0.72		
Wo									
Co									0.23
Ac									
Di	17.82	10.67	14.66	11.60	10.46	2.40	1.70		
Hy		4.01	5.23	3.06				1.99	0.12
Fo	10.48		8.58	1.07	4.96	3.79	0.89		
Fa	4.66		2.55	0.09	4.73	2.85	0.74		
Mt	4.89	1.28	5.53		4.06	4.10	4.64	4.16	
He		7.59		8.14					3.37
Il	5.59	7.04	4.74	6.51	5.14	5.38	1.05	0.67	0.15
Ap	1.31	1.79	1.40	1.79	2.14	2.42	0.48	0.26	0.07
DI	29.89	32.91	30.39	34.56	40.12	50.93	74.97	82.52	92.91
PI	0.40	0.34	0.40	0.37	0.47	0.63	0.80	0.92	1.00
Mg#	0.61	0.40	0.64	0.42	0.45	0.44	0.23	0.17	0.01
Rb	26	31	43	31	46	61	142	132	122
Sr	679	910	746	963	816	865	453	144	63
Ba	380	370	610	420	570	655	815	730	1351
V	229	218	195	171	176	142	< 5	< 5	< 10
Cr	134	< 5	265	< 5	6	< 5	< 5	10	< 10
Co	60.2	38.6	54.0	32.8	39.3	23.3	< 10	16	13
Ni	110	24	180	30	27	21	14	10	8
Cu	43	48	56	86	29	14	9	11	5
Zn	88	100	100	96	111	95	108	120	73
Y	27	23	29	33	34	42	50	41	40
Zr	188	259	255	284	327	439	477	528	627
Nb	47	54	61	61	75	92	105	108	119
Rb/Sr	0.04	0.03	0.06	0.03	0.06	0.07	0.31	0.92	1.94
100 Rb/Ba	6.8	8.4	7.05	7.4	8.1	9.3	17.4	18.1	9.0
K %	0.88	1.02	1.03	1.10	1.34	2.12	3.65	4.16	4.1
K/Rb	338.5	329.0	239.5	354.8	291.3	347.5	257.0	315.2	337.7
K/Ba	23.2	27.6	16.9	26.2	23.5	32.4	44.8	57.0	30.5
Zr/Nb	4.0	4.8	4.2	4.7	4.4	4.8	4.6	4.9	5.3
Zr/Y	7.0	11.3	8.8	8.6	9.6	10.5	9.5	12.9	15.7

norme CIPW (% en poids) et éléments en traces (ppm)
volcanique

Echant.	CN24	CN27	CN40	NK57	NK53	CN44	CN43	CN36	CN35	NK52
SiO ₂	63.74	64.16	61.14	72.93	66.24	57.10	58.98	51.40	62.85	76.68
TiO ₂	0.29	0.30	0.17	0.16	0.25	0.51	0.17	2.30	0.55	0.14
Al ₂ O ₃	16.14	17.00	15.75	14.22	16.22	19.46	18.84	15.60	17.65	12.00
Fe ₂ O ₃	0.96	3.15	3.41	1.55	3.30	2.34	3.41	4.98	2.51	0.62
FeO	3.93	1.84	1.08	0.22	0.31	2.49	1.30	5.65	1.63	0.49
MnO	0.26	0.20	0.24	0.01	0.22	0.22	0.25	0.23	0.24	0.01
MgO	0.07	0.12	0.16	0.02	0.05	0.60	0.26	2.92	0.51	0.05
CaO	0.51	0.68	1.68	0.05	0.27	2.71	2.18	6.25	2.11	0.16
Na ₂ O	5.67	6.39	5.86	5.29	6.12	8.14	6.17	4.65	6.10	4.25
K ₂ O	3.39	3.75	5.50	4.98	5.18	4.25	5.43	1.93	3.41	3.86
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.04	0.02	0.03	0.18	0.05	1.12	0.21	0.03
P.F.	4.10	3.32	2.89	0.48	0.99	1.19	3.70	2.26	2.05	1.76
Total	99.98	99.71	100.6	99.93	99.20	99.19	100.7	99.29	99.82	100.0
Q	13.86	10.87	2.35	23.03	10.33			2.76	9.45	36.76
Or	20.01	22.13	32.46	29.39	30.57	25.09	32.05	11.39	20.13	22.78
Ab	47.92	54.01	49.53	44.71	51.72	43.00	47.86	39.30	51.56	35.92
An	2.14	3.05	7.89	0.12	1.01	4.03	7.69	16.00	9.09	0.60
Ne						13.98	2.33			
Wo							0.42			
Co	3.23	0.07		0.09	0.18				0.60	0.62
Ac										
Di			0.07							
Hy	6.59	0.95	0.39	0.05	0.12			6.17		
Fo								7.15	1.73	0.29
Fa						0.06				
Mt						0.11				
He	1.39	4.57	3.77	0.28	0.99	3.39	4.51	7.22	3.64	0.90
Il			0.81	1.36	2.62		0.30			
Ap	0.55	0.57	0.32	0.30	0.48	0.97	0.32	4.38	1.05	0.27
DI	0.13	0.11	0.09	0.04	0.11	0.39	0.11	2.45	0.46	0.70
PI	81.78	87.01	84.34	97.13	92.63	82.07	82.23	53.45	81.13	95.47
Mg#	0.78	0.94	0.91	1.07	1.03	0.93	0.91	0.61	0.79	1.00
	0.03	0.10	0.08	0.03	0.03	0.22	0.11	0.38	0.22	0.09
Rb	75	71	180	158	136	188	244	38	76	107
Sr	174	127	749	15	15	345	58	1005	411	15
Ba	1088	1766	481	< 50	546	745	120	1095	1417	72
V	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 5	7	78	< 10	< 10
Cr	11	< 10	< 10	< 10	< 10	< 5	5	< 5	< 10	< 10
Co	27	19	12	14.2	19	18	10	14	22	18
Ni	5	10	6	8	< 5	19	9	21	9	9
Cu	< 5	5	8	5	< 5	12	8	8	6	5
Zn	123	81	153	50	109	156	198	116	91	23
Y	43	40	108	73	36	45	48	39	24	48
Zr	621	678	672	727	800	856	952	323	673	365
Nb	121	121	124	123	126	161	166	70	80	59
Rb/Sr	0.43	0.56	0.24	10.53	9.07	0.54	4.21	0.04	0.18	7.13
100 Rb/Ba	6.9	4.0	37.4	> 316	24.9	25.2	203.3	3.5	5.36	148.6
K %	2.8	3.1	4.6	4.13	4.30	3.53	4.51	1.60	2.83	3.2
K/Rb	374.7	438.0	253.9	261.4	316.2	187.8	184.8	421.1	372.4	299.1
K/Ba	25.8	17.6	95.0	> 826	78.8	47.4	375.8	14.6	20.0	444.4
Zr/Nb	5.1	5.6	5.4	5.9	6.4	5.3	5.7	4.6	8.4	6.2
Zr/Y	14.4	17.0	6.2	10	22.2	19.0	19.8	8.3	28.0	7.6

ment corrélé avec le rubidium (fig.18-5) ; les rhyolites montrent une faible dispersion de ses teneurs.

La signification de la dispersion des teneurs en strontium des laves basiques en fonction du niobium ou du rubidium (fig.18-4) doit être recherchée parmi les caractères de la source. Le rapport Rb/Sr s'élève de 0,03 dans les basaltes à 12 dans les rhyolites en marquant une corrélation positive en fonction de Rb (fig.18-6), avec un redressement de la pente de la lignée principale à partir des trachytes.

Les teneurs en baryum suivent une évolution en cloche des basaltes (370 ppm) à certains trachytes (815 ppm) et phonolites (745 ppm), puis vers les laves les plus évoluées (phonolites 133 ppm). Les benmoréites à kaersutite et biotite sont les laves les plus riches en baryum. Le diagramme Ba en fonction de Rb montre une corrélation positive qui s'arrête dans les trachytes et s'inverse vers les phonolites. Le Ba et le Rb sont incompatibles des basaltes aux trachytes où le baryum seul devient compatible. Sachant que ce dernier constitue l'un des éléments ayant une grande affinité pour la biotite et des feldspaths alcalins (Lemarchand et al., 1987), son abondance peut être attribuée à l'une de ces phases.

Les profils de variation du vanadium, chrome, cobalt et nickel (fig.18-4) sont semblables à ceux des laves sous-jacentes. Les teneurs en ces éléments diminuent au cours de la différenciation magmatique suivant des pentes plus redressées pour le chrome et le nickel que pour le vanadium et le cobalt. Dans les phonolites, les teneurs en cobalt sont d'autant plus élevées que la kaersutite est abondante. En plus de la kaersutite, certains échantillons comportent de la biotite. Les fortes teneurs en cobalt s'accordent bien à la présence de ces deux minéraux à grande affinité pour cet élément ; les coefficients de repartition respectifs sont de l'ordre de 16 et 23 (Villemant et al., 1981) ou de 13 à 2 et 12 à 6 (Lemarchand et al., 1987).

La variation des concentrations en cuivre est analogue à celle du cobalt.

La corrélation Zn - Nb (fig.18-4) est positive dans la lignée principale, avec une pente redressée des trachytes aux phonolites. Les teneurs en zinc des phonolites sont semblables à celles des phonolites et trachytes du sommet du Mont Kenya (156 à 196 ppm, Price et al., 1985) qui dérivent des basaltes par cristallisation fractionnée. Les roches sursaturées en silice sont dispersées. Il apparaît, au regard des deux séquences volcaniques étudiées, que le zinc est compatible dans les premières laves felsiques évoluant vers les rhyolites métalumineuses et incompatible dans les laves felsiques évoluant vers les phonolites et les rhyolites hyperalcalines. Son caractère incompatible devrait augmenter avec l'hyperalcalinité pour engendrer les fortes concentrations généralement notées dans les roches hyperalcalines (Sorensen, 1974 ; Macdonald et al., 1987).

Le zirconium est positivement corrélé au niobium sur toute l'extension de la lignée principale. La sous-lignée des roches sursaturées en silice évolue suivant une corrélation dont la droite est oblique sur celle de la lignée principale (fig.18-4). Il apparaît clairement que tous les éléments (Zr et Nb) dont les fortes teneurs caractérisent les roches hyperalcalines, sont concentrés dans les phonolites malgré leurs DI et PI bas et constants (82 et 0,9 ; respectivement). Cette distribution est compatible avec un mécanisme ayant contrôlé le comportement du rubidium (voir pétrogénèse).

18-4 PETROGENESE DES LAVES DE LA DEUXIEME SEQUENCE VOLCANIQUE

En dehors de la série continue des basaltes aux phonolites et de l'ensemble des rhyolites, trois laves (une mugéarite, une benmoréite et une rhyolite) appartiennent, chacune, à une série incomplète dont les imbrications avec la série principale sont à définir. Les laves de la série principale montrent des conditions d'évolution classiques des séries de différenciation dominée par la cristallisation fractionnée :

- faibles volumes des laves felsiques par rapport aux laves basiques, sur le terrain,
- continuité de la série (lignée basalte-phonolite),
- ordre d'apparition et de disparition des divers minéraux,
- variations des oxydes et des éléments en traces en fonction du niobium, élément de référence.

La cristallisation de l'olivine est reflétée par de fortes teneurs en MgO (> 8 %)

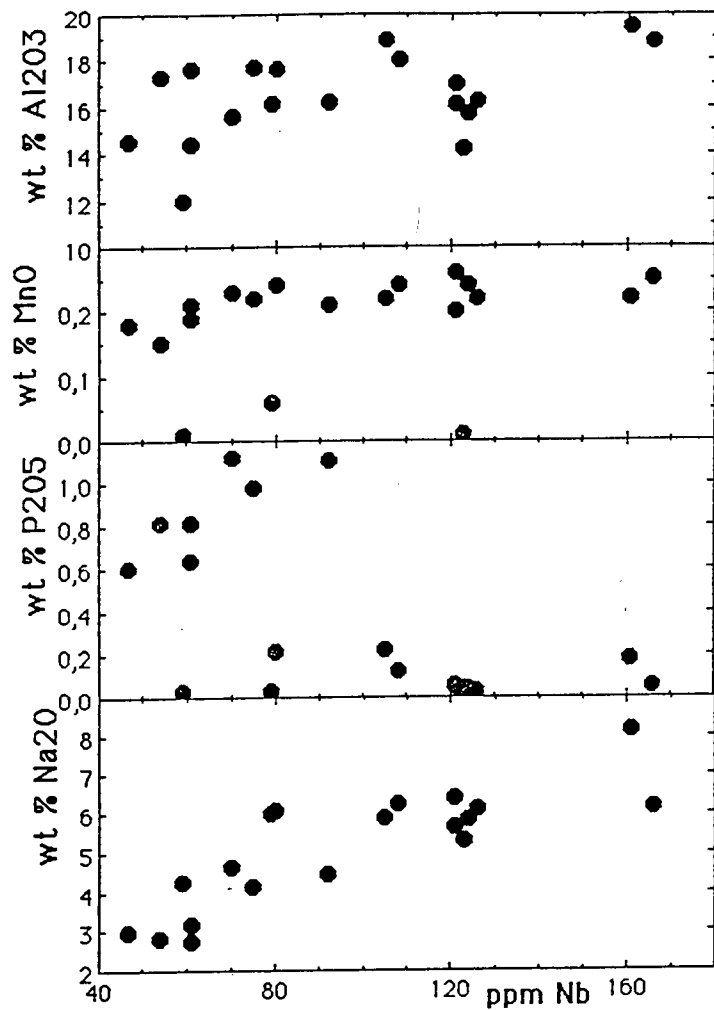


Fig. 18-3 : Variations des éléments majeurs en fonction du niobium.

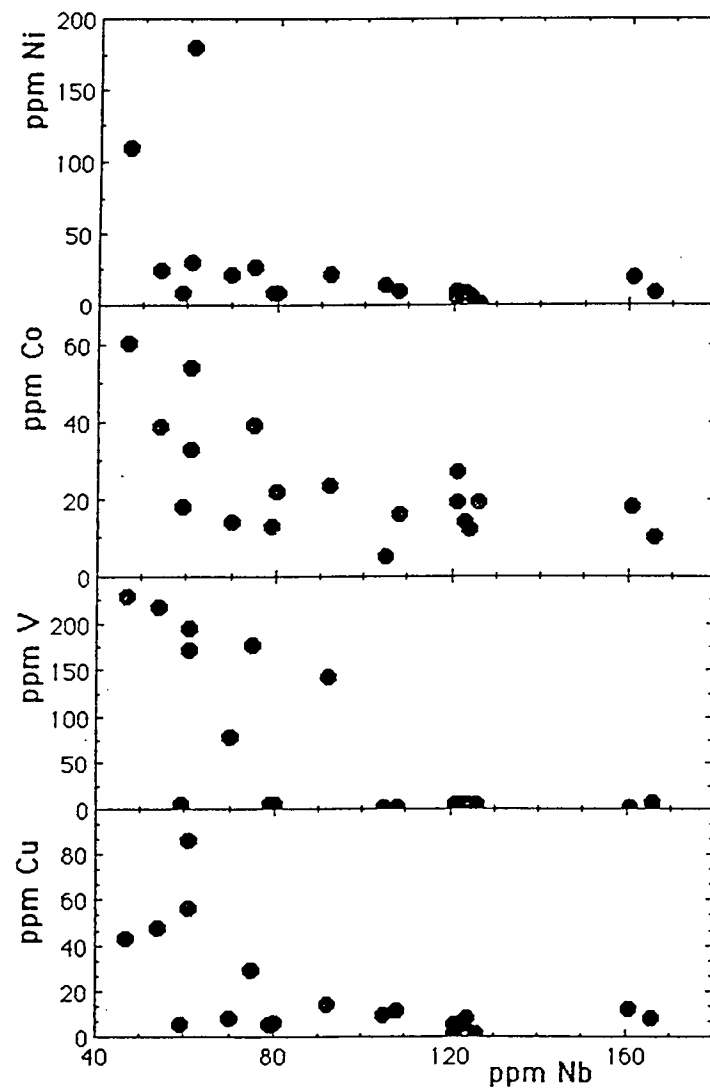


Fig. 18-4 : Variations des éléments en trace en fonction du niobium.

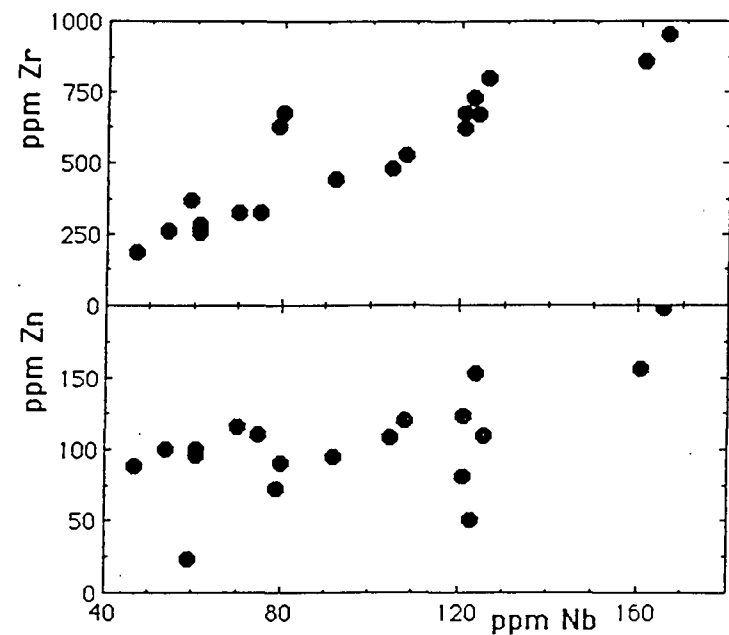
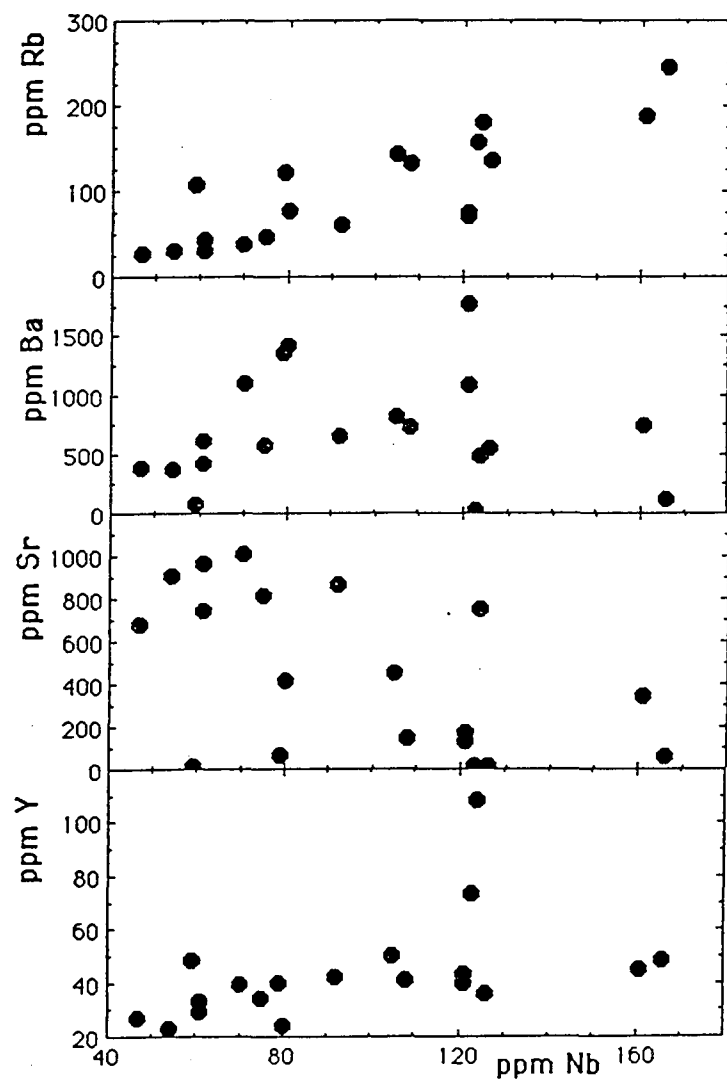


Fig. 18-4 : Variations des éléments en trace en fonction du niobium.

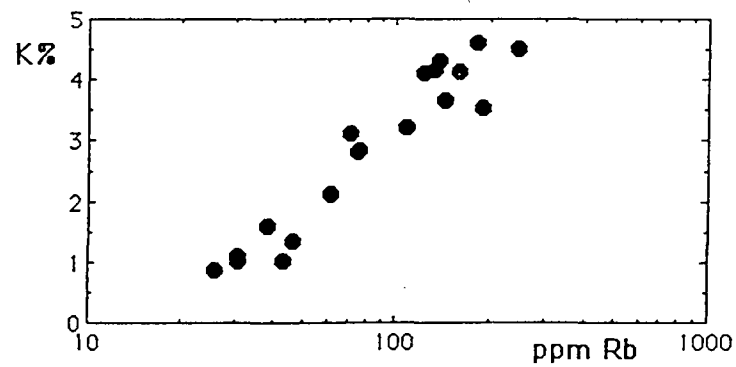


Fig. 18-4 : K % - Rb ; aucun signe d'influence "hydrothermale pegmatitique" n'est évident dans ces séries (diagramme non rappelé dans le texte).

dans les basaltes et une baisse rapide dans les hawaïtes et les mugéarites (< 5 %). Le fractionnement de l'olivine est accompagnée par celui du clinopyroxène tel qu'il peut être déduit du diagramme MgO-CaO (fig.18-7). Le nickel baisse plus rapidement que le cobalt (fig.18-4). Aux valeurs constantes de CaO et FeO total (fig.18-4), correspondent des basses teneurs en MgO et des teneurs élevées d'Al₂O₃ et TiO₂ que provoque le fractionnement important du plagioclase calcique et des oxydes ferrotitanés. En outre, TiO₂ et FeOt diminuent rapidement et simultanément au début de la série. Le diagramme TiO₂ - Nb (fig.18-4) présente une chute en pente abrupte au passage des hawaïtes aux benmoréites. Le profil du phosphore montre une saturation progressive du liquide basique et un fractionnement important de l'apatite à la limite hawaïte-mugéarite, parallèlement, le strontium croît des basaltes aux hawaïtes et diminue vers les benmoréites. Les teneurs en aluminium constantes pourraient alors refléter un équilibre volumétrique entre le plagioclase et les minéraux non alumineux impliqués dans l'évolution de la série. Le comportement du baryum indique une probable intervention de la biotite et des feldspaths alcalins. Le potassium et le rubidium acquièrent des pentes supérieures à 1 entre les hawaïtes et les trachytes, leurs variations sont donc incompatibles avec le seul processus de cristallisation fractionnée. Cependant, des benmoréites aux phonolites, les teneurs du rubidium augmentent tandis que celles du potassium diminuent (fig. 18-8) à la suite du fractionnement de la sanidine. La pente d'évolution du rubidium est égale à 1, valeur maximale dans un système évoluant par cristallisation fractionnée. Une telle valeur caractérise les éléments hygromagmaphiles dont les coefficients globaux de répartition sont de l'ordre de 0,1. Une reconstitution subtile des phénomènes magmatiques au cours de l'évolution de la série peut permettre d'expliquer ce profil du rubidium semblable à celui observé dans les rhyolites hyperalcalines. En effet, les feldspaths alcalins fractionnent peu de rubidium en milieu hyperalcalin sursaturé en silice (Drexler et al., 1983 ; Macdonald et al., 1987). Les données actuellement disponibles sur les milieux hyperalcalins sous-saturés en silice sont semi-quantitatives (Larsen, 1979) ou imprécises (Wörner et al., 1983), si le comportement hygromagmaphile du rubidium peut être étendu à ce milieu par opposition au milieu alcalin métalumineux, le profil du rubidium de nos phonolites peut s'expliquer par le mécanisme suivant : les phonolites comportent des phénocristaux de kaersutite dont les implications du fractionnement et accumulation dans les liquides évolués ne sont pas encore élucidées. La cristallisation de la kaersutite à partir d'un magma alcalin phonolitique augmente l'indice d'hyperalcalinité du liquide résiduel. Les résultats des calculs montrent que ce dernier sera d'autant plus alcalin que le volume de kaersutite formé sera important (tableau 18-2, fig.18-9). Dans ces conditions, les phénocristaux de feldspaths alcalins formés après la kaersutite fractionnent peu de rubidium et le liquide résiduel s'enrichit avec la différenciation. Avec la décompression et le dégazage durant l'éruption volcanique, la kaersutite se décompose et une partie de ses éléments se réorganisent, in situ, en clinopyroxène, titanomagnétite et sanidine. Le reste diffuse dans le liquide résiduel qui recouvre ses caractères alcalin et métalumineux, mais la distribution des teneurs en rubidium reste typique des roches hyperalcalines. Les laves felsiques occupent le domaine des rhyolites hyperalcalines dans le diagramme Rb - Zr (fig.18-10) dénotant une fois de plus les implications de la cristallisation et de la destruction de la kaersutite dans les phonolites.

Par ailleurs, l'évolution des roches felsiques vers des compositions sous-saturées et sursaturées en silice est souvent liée à un schéma complexe (Stolz, 1985 ; Bédard et al., 1987) et la dispersion des concentrations en K₂O, Na₂O, SiO₂, FeO(t), Al₂O₃ et CaO en fonction de Nb n'est pas compatible avec un processus unique de cristallisation fractionnée (Villemant et Palacin, 1987 ; Nelson et al., 1987). L'influence d'un processus autre que la cristallisation fractionnée est davantage remarquable dans un diagramme Zr-Nb (fig.18-4).

Les échantillons de la série sursaturée en silice ont des indices DI, PI et Mg# très variés (fig.Nb-DI, Nb-PI) et des concentrations en Zr et Y hétérogènes tandis que les teneurs en Nb varient peu. Les laves de cette série se disposent, en fonction de Nb, suivant une verticale (fig.18-4) marquant une tendance vers un enrichissement ou un appauvrissement de l'élément considéré. A l'exception d'un échantillon de trachyte (CN40), ces laves présentent souvent une corrélation entre deux éléments (majeurs ou traces) quelconques caractéristique des séries issues des mélanges magmatiques (Treuil et

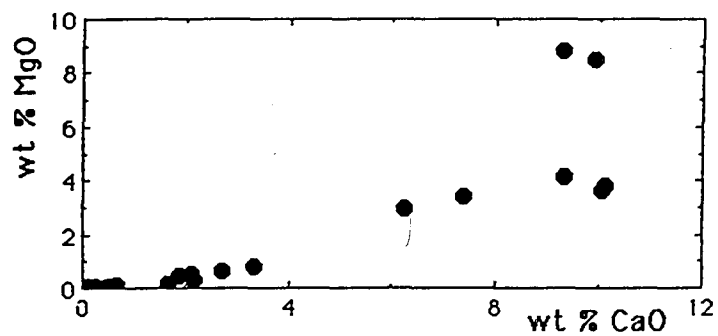


Fig. 18-5 : MgO en fonction de CaO. Aux teneurs en CaO constantes, la chute des teneurs en MgO est liée au fractionnement de l'olivine ; la baisse simultanée de MgO et CaO correspond au fractionnement de l'olivine et du clinopyroxène.

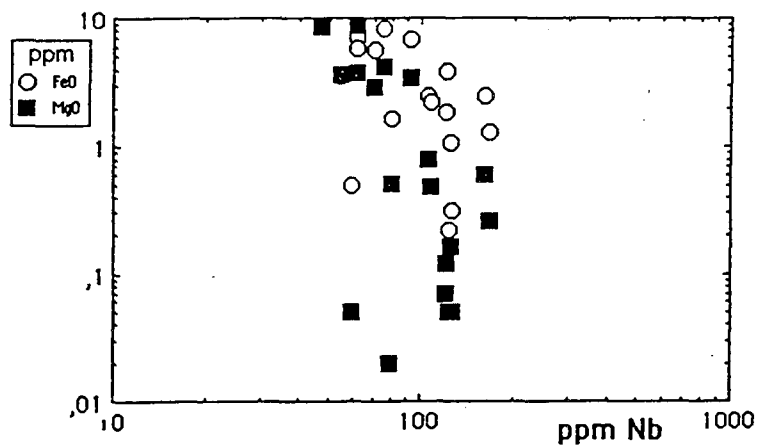


Fig. 18-6 : Variations des majeurs en fonction du niobium (coordonnées logarithmiques) : reconstitution des processus de différenciation.

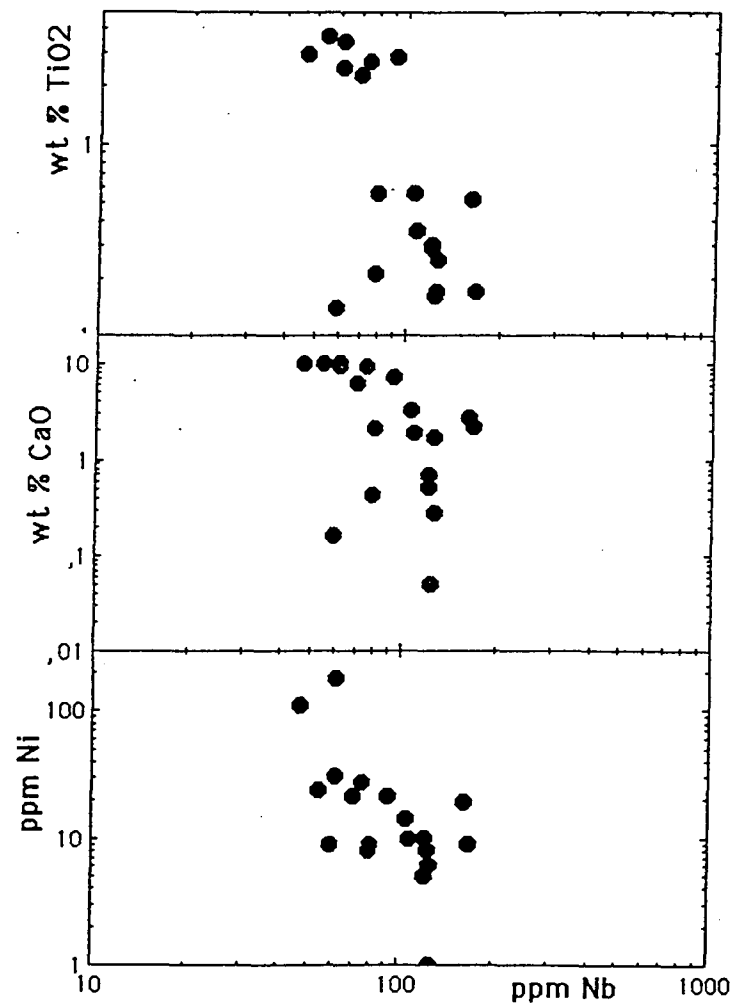


Fig. 18-6 (suite) : Variations des éléments majeurs et en traces en fonction du niobium : reconstitution des processus de différenciation.

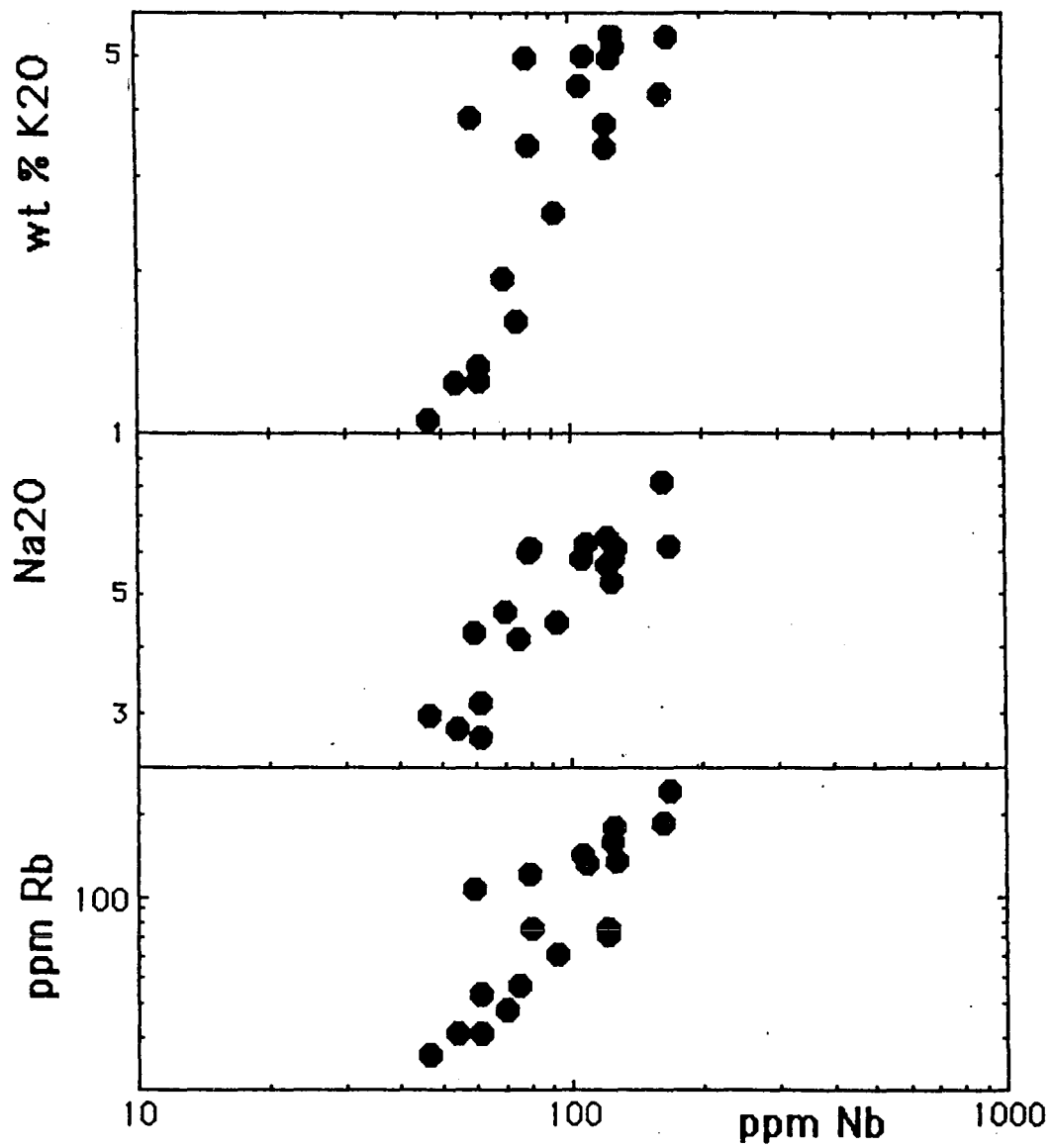


Fig. 18-6 : Variations des éléments majeurs et en traces en fonction du niobium ; reconstitution des processus de différenciation.

Tableau 18 - 2 : Variation de la composition du liquide résiduel et du P.I. avec la quantité de kaersutite fractionnée

Sample	CN40	Kaers	liq r	CN43	Kaers	liq r	CN45	Kaers	liq r	CN44	Kaers	liq r
SiO ₂	61.14	40.21	61.57	58.98	40.21	59.27	57.43	39.53	58.10	57.10	40.21	57.80
TiO ₂	0.17	5.25	0.07	0.17	5.25	0.09	0.55	5.65	0.36	0.51	5.25	0.31
Al ₂ O ₃	18.48	14.29	18.57	18.84	14.29	18.91	18.85	13.28	19.06	19.46	14.29	19.68
FeO	4.15	11.25	4.01	4.37	11.25	4.27	5.39	12.69	5.12	4.60	11.25	4.32
MnO	0.24	0.07	0.24	0.25	0.07	0.25	0.22	0.19	0.22	0.22	0.07	0.23
MgO	0.16	12.11	0.00	0.78	12.11	0.61	0.78	10.98	0.40	0.60	12.10	0.12
CaO	1.68	12.00	1.47	2.18	12.00	2.03	3.32	11.48	3.02	2.71	12.00	2.32
Na ₂ O	5.86	3.38	5.91	6.17	3.38	6.21	5.87	3.17	5.97	8.14	3.38	8.34
K ₂ O	5.50	1.00	5.59	5.43	1.00	5.50	4.40	1.00	4.53	4.25	1.00	4.39
Or	32.46		32.58	32.05		32.46	25.97		26.74	25.09		25.91
Ab	49.53		49.61	47.86		43.46	48.28		46.13	47.86		42.03
An	7.89		7.84	7.69		7.49	12.10		11.84	4.03		3.32
Ne				2.33		4.89	0.72		2.35	13.98		15.42
Di	0.07		0.02			1.96	1.70		1.50			6.22
Hy	0.39		0.00	0.00								
Fo	0.00		0.11	0.06		0.95	0.89		0.64	0.06		0.12
Fa	0.00		3.57	0.00		5.63	0.74		6.57	0.11		3.61
Mt	3.77		0.00	4.51		0.00	4.64		0.00	3.39		0.00
He	0.81		0.00	0.30		0.00	0.00		0.00	0.00		0.00
Ilm	0.32		0.29	0.32		0.17	1.05		0.69	0.97		0.59
D.I.	84.34		82.19	82.23		80.82	74.97		75.21	82.07		83.37
P.I.	0.912		0.913	0.912		0.917	0.803		0.812	0.929		0.944
T(Pl) %			0.1			0.5			1.1			1.6
% kaers			0.4			1.5			3.6			4

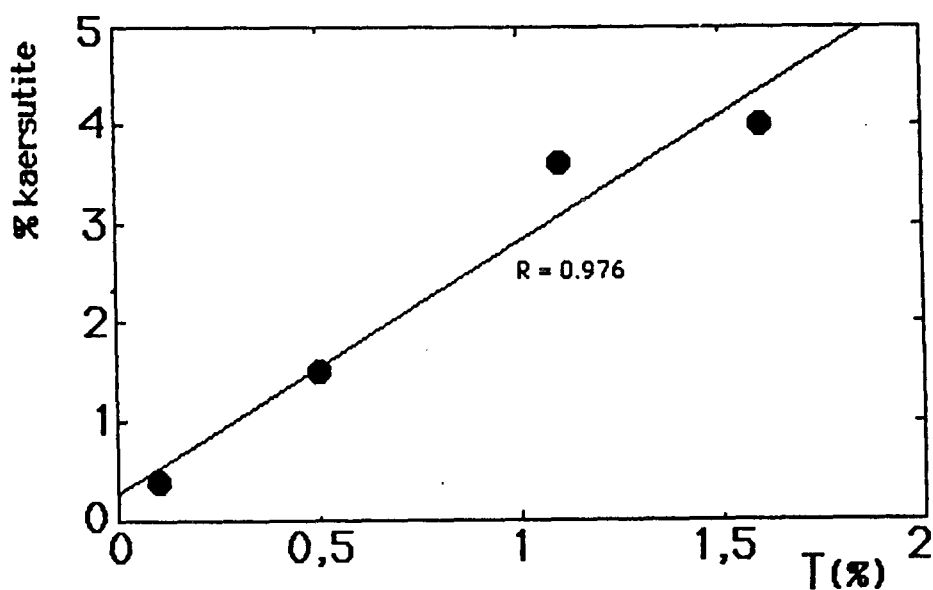
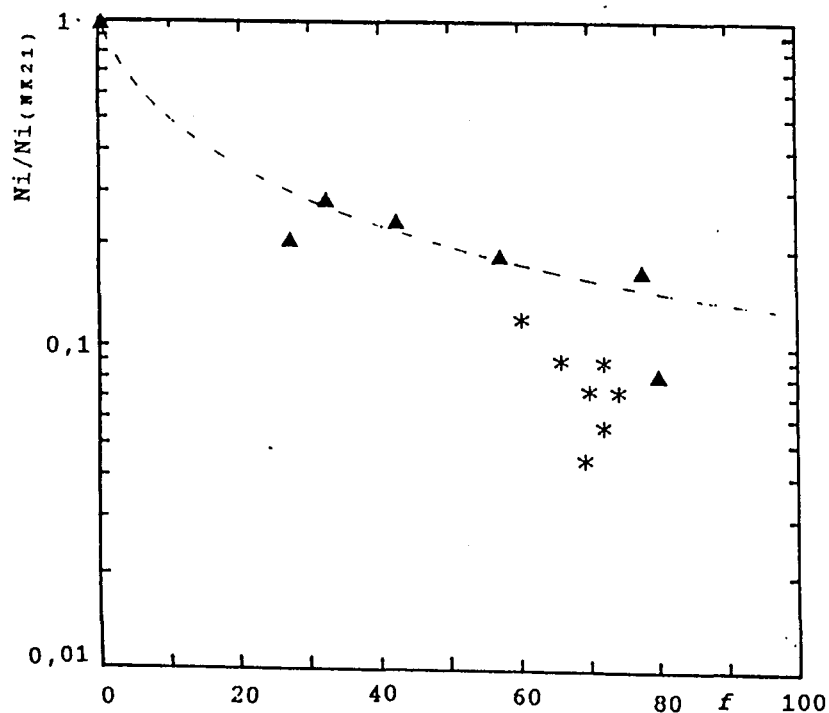
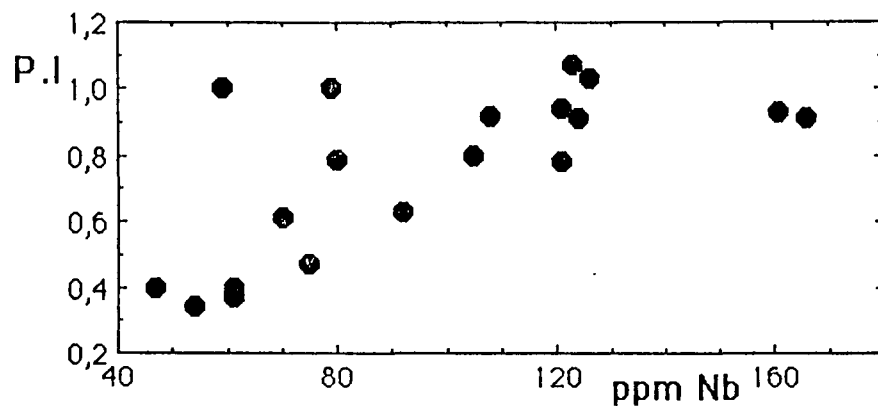
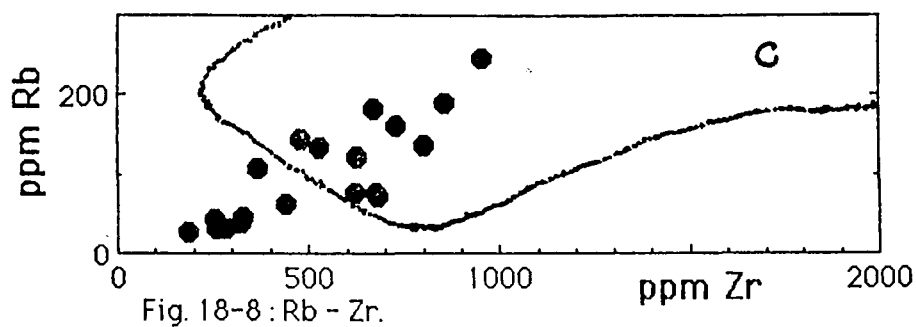


Fig 18-7 : Illustration de l'accroissement de l'hyperalkalinité avec la quantité de kaersutite fractionnée ; $T \% = 100 * (P.I. (liq r) - P.I. (rt)) / P.I. (rt)$



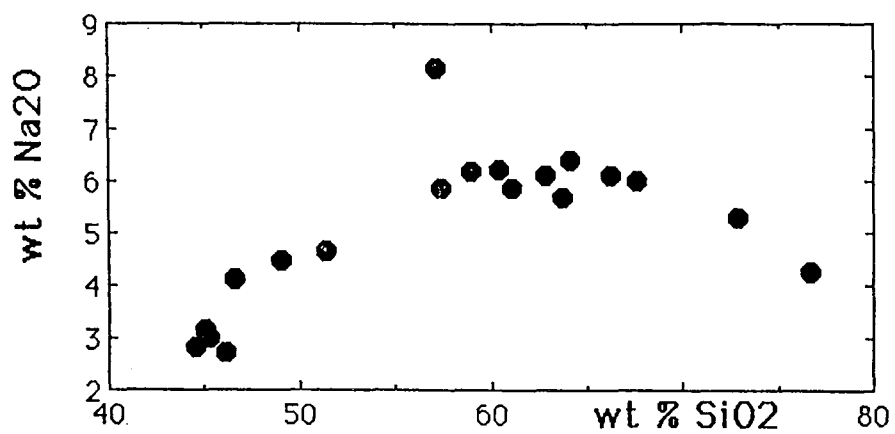


Fig. 18-11 : Na₂O - SiO₂. Lignée apparemment continue des basaltes aux laves sursaturées en silice.

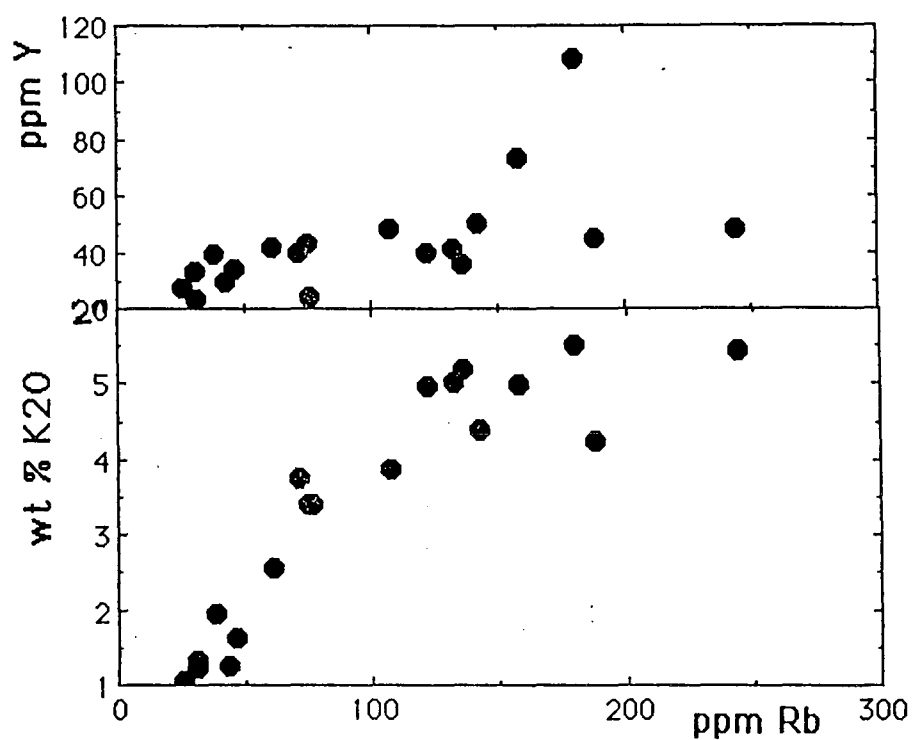


Fig. 18-12 : K₂O et Y - Rb ; laves sous-saturées et sursaturées en silice disposées en deux branches jointives au niveau des benmoréites.

Joron, 1975 ; Allègre et Minster, 1978). Les textures des rhyolites et l'absence de kaersutite vont à l'encontre de l'application de ce modèle pour nos laves. Du fait de la constance des teneurs en Nb, la distribution des roches sursaturées en silice a été étudiée avec SiO₂, Rb, K₂O, MgO, DI et PI comme références. Les échantillons se disposent souvent en une série continue qui s'articule sur les trachytes de la série principale basalte-phonolite, mais leur distribution dans un diagramme Ni/Nio-f (fig.18-11) s'écarte de celle du modèle d'assimilation et cristallisation fractionnée (DePaolo, 1981). Néanmoins, cette figure aussi montre un point d'intersection entre la série basalte-phonolite et les laves sursaturées en silice. Une telle disposition des laves contemporaines d'un massif reflète l'existence d'un lien génétique entre les divers faciès. Par ailleurs, les laves sursaturées en silice se placent en continuité de la série basalte-phonolite (Na₂O, K₂O-SiO₂ ; fig.18-12), elles forment aussi une diverticulation K₂O-Rb ; fig.18-13) ou une entité apparemment indépendante de la série basalte-phonolite (CaO, SiO₂-Rb ; fig.18-14, CaO-Zr ; fig.18-15). L'explication de ces diverses caractéristiques doit être recherchée dans le mode de genèse des laves rhyolitiques et des phénomènes tardi-magmatiques susceptibles de modifier leurs concentrations en éléments mobiles. Des laves sursaturées en silice non issues des laves basaltiques associées par cristallisation fractionnée ont été interprétées comme résultant de la fusion du toit de la chambre d'un magma en différenciation à travers la croûte continentale (Baker et McBirney, 1985 ; Bédard, 1987). Un tel processus peut être invoqué pour expliquer la genèse de nos rhyolites au regard des relations de terrain (répartition spatiale désordonnée des rhyolites et des phonolites) et des données pétrologiques et géochimiques (K/Rb, Zr/Nb et Zr/Y comparables des basaltes et des rhyolites). La dispersion des teneurs en alcalins et alcalino-terreux peut être attribuée à des transferts gazeux comme dans certaines laves felsiques d'Australie (Stolz, 1985). Les rhyolites ignimbritiques rouges comportent de l'hématite en plages et lanières témoignant d'une circulation des fluides chargés en fer. D'autres rhyolites comportent des plages de mésostase altérée en carbonates et des vacuoles remplies de zéolites.

Les séries incomplètes consistent en une mugéarite à olivine, une benmoréite à kaersutite et biotite riche en titane et en une rhyolite leucocrate. La mugéarite et la benmoréite rappellent des maillons de la série principale, mais elles en diffèrent par leurs fortes teneurs en Zr. La rhyolite en filon est caractérisée par ses faibles teneurs en Nb, Zr, Y et Rb par rapport aux rhyolites précédentes. Sa composition est comparable à celles des granites anorogéniques à biotite du Nigéria (Bowden et al., 1987) et à celles des rhyolites à topaze de l'Ouest des U.S.A. (Christiansen et al., 1984) sauf pour le zirconium (365 contre 80 à 100 ppm dans les rhyolites à topaze) et le rubidium (107 contre 400 à 1500 ppm). Dans un diagramme Rb-Zr (fig.18-16), la rhyolite leucocrate occupe une position intermédiaire entre les rhyolites hyperalcalines et les rhyolites métalumineuses. Par rapport à la série basalte-phonolite, sa composition pourrait correspondre à celle d'une roche issue de la fusion crustale de roches siliceuses.

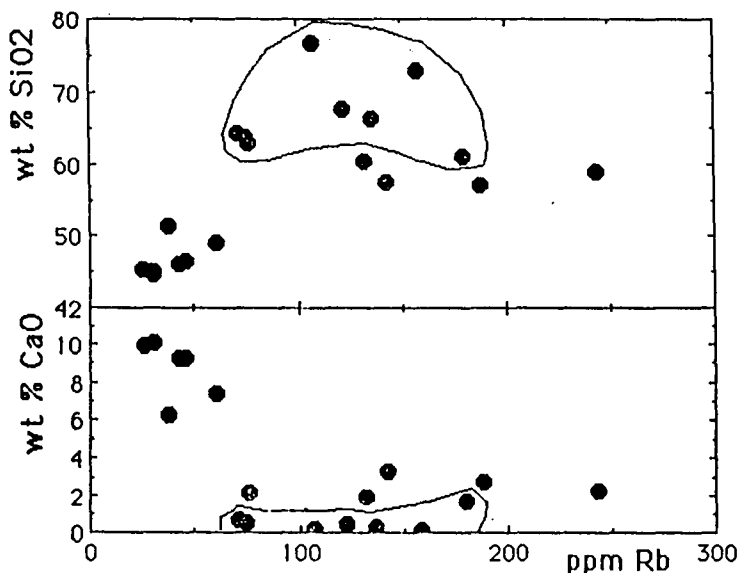


Fig. 18-13 : CaO et SiO₂ - Rb ; les laves sursaturées en silice sont groupées en une entité indépendante de la lignée principale basalte - trachyte - phonolite.

Tableau 19-1 : Pourcentages des phases minérales du solide fractionné

	olivine	clinopyroxène	plagioclase	kaersutite	biotite	magnétite	sanidine	total
Etape 1-1	47,4 ± 2,0	37,0 ± 1,5	11,6 ± 1,3			10,4 ± 0,4		106,4 ± 2,9
Etape 1-2		47,7 ± 5,0	13,4 ± 2,1	33,3 ± 4,7		12,4 ± 0,8		106,8 ± 7,2
Etape 1-3 _r	5,7 ± 0,8	4,1 ± 2,6			16,0 ± 1,2		79,8 ± 2,0	105,6 ± 3,5
Etape 1-3 _p	2,1 ± 0,9	5,4 ± 3,5			14,2 ± 1,5		82,3 ± 2,5	104,0 ± 4,6
Etape 2-1	49,9 ± 1,9	39,0 ± 1,8	13,2 ± 1,2			6,3 ± 3,6		108,4 ± 2,9
Etape 2-2	12,4 ± 1,3	26,0 ± 1,9	31,5 ± 1,8			8,8 ± 0,4		79,0 ± 3,0
Etape 2-3		7,4 ± 2,5	22,9 ± 6,1	33,7 ± 2,0			44,2 ± 5,9	108,2 ± 9,0

Les étapes correspondent successivement aux évolutions des basaltes aux hawaiiites (1-1), hawaiiites - trachytes (1-2), trachytes - rhyolites hyperalcalines (1-3_r), trachytes - phonolites hyperalcalines (1-3_p) de la première séquence volcanique, puis basaltes - hawaiiites (2-1), basaltes - benmoréites (2-2) et enfin benmoréites - phonolites à kaersutite (2-3) de la deuxième séquence volcanique.

19 MODELISATION QUANTITATIVE

19-1 PRINCIPE DE CALCUL ET RESULTATS :

Le principe de la méthode utilisée est détaillé dans plusieurs travaux (Treuil et Varet, 1973 ; Allègre et Minster, 1978 ; Villemant et al., 1981 ; Villemant, 1985). L'intérêt fondamental de cette méthode repose sur plusieurs points :

- autonomie de la démarche permettant une confrontation des conclusions géologiques, pétrologiques et géochimiques ;
- importance accordée aux erreurs sur les coefficients de distribution, et par récurrence, sur les résultats analytiques ;
- absence de contrainte externe (ex: $\sum_j X_j = 1 \pm \text{erreur statistique}$, Wright et Doherty, 1970) qui peut favoriser artificiellement la convergence du système ;
- vérification de la cohérence entre les solutions proposées et les lois établies dans le principe de la méthode (comportement des éléments hygromagphiles et ceux de la première série de transition).

Les coefficients globaux de répartition ont été mesurés sur les diagrammes logarithmiques où les divers éléments sont reportés en fonction du niobium, élément de référence dont le coefficient global de répartition est considéré comme négligeable devant 1. Tous les éléments sont reportés dans un espace à n dimensions (n étant le nombre d'éléments considérés dans le modèle). Deux pôles d'évolution sont choisis et seuls les résultats des systèmes convergents conformément au modèle de cristallisation fractionnée sont retenus. Les coefficients globaux de répartition sont déduits des pentes de régression linéaire par la relation $p = 1 - D$ où D est le coefficient global de répartition de l'élément porté en ordonnée. Par étape, les valeurs des coefficients globaux de répartition ont été calculées à l'aide du programme Diagter de B. Villemant (non publié). Les ruptures de pente indiquent les lieux où des phases cessent ou commencent à fractionner. Elles permettent donc de définir statistiquement trois étapes d'évolution avec des coefficients globaux respectifs. Pour chaque étape, les coefficients de distribution minéral/liquide (roche totale) des éléments majeurs des phases impliquées ont été mesurés.

La confrontation des fortes valeurs de D globaux avec les coefficients de répartition minéral/liquide permet d'identifier les phases impliquées dans la différenciation. Les phases déterminées concordent avec celles révélées par l'étude des diagrammes de variation (coordonnées logarithmiques) et qui sont aussi présentes en phénocristaux dans les laves étudiées (voir tableau des analyses modales). Les deux groupes de coefficients sont liés par la relation :

$D_i = \sum_j X_j d_{ij}$ où les X_j représentent les proportions des différentes phases cristallines.

Le calcul des proportions des phases ayant fractionné au cours de chaque étape revient à résoudre le système d'équations surdéterminé à I équations linéaires et à J inconnues (I étant le nombre d'éléments dosés et J , le nombre des phases minérales). La résolution est obtenue par la méthode du maximum de probabilité (Albarède et Provost, 1977) à l'aide du programme Phasdiag de B. Villemant (non publié). En l'absence des mesures des teneurs en éléments en trace des minéraux de nos laves, les valeurs des coefficients de distribution minéral/liquide utilisées proviennent de séries semblables à celles ici étudiées (Ba, Sr, Ni, Cr voir Villemant, 1985, p. 41) ou des moyennes générales pour les séries alcalines (Zr, Co, Rb, Nb-Ta ; Lemarchand et al., 1987). En attribuant des erreurs relatives de 20 % aux valeurs de D mal connues statistiquement (déviations standards parfois élevées jusqu'à 550 %), les proportions des phases calculées ne varient pas sensiblement. Les résultats satisfont aux conditions : - somme de phases calculées = 100 % $\pm 2s$ (s = erreur statistique), - histogramme des écarts réduits (valeur calculée-valeur mesurée / s) symétrique par rapport à zéro et les valeurs des écarts réduits comprises entre -2 et +2 (Villemant, 1988). L'olivine et le clinopyroxène sont les minéraux qui contribuent le plus à la différenciation des basaltes en hawaïtes (tableau 19-1). Leurs proportions cumulées atteignent 80 %. Un rapprochement peut être établi entre la prépondérance de ces deux minéraux ferromagnésiens et la présence des enclaves ultrabasiques si ces dernières sont interprétées en terme de

cumulats magmatiques comme dans les séries volcaniques de Fayal (Lemarchand, 1987). Des hawaïtes aux benmoréites de la première séquence volcanique, les quantités fractionnées d'olivine deviennent nulles. La kaersutite (33 %) accompagne le clinopyroxène (48 %) dans le solide. Les rôles du plagioclase et de la titanomagnétite sont accessoires (14 et 12 % en poids, respectivement). Quant à la deuxième séquence volcanique, tous les essais de modélisation de l'étape hawaïtes - benmoréites montrent une incohérence avec un modèle de cristallisation fractionnée. Néanmoins, en excluant les hawaïtes, le système constitué par les basaltes et les benmoréites converge. Les calculs indiquent un fractionnement de 12 % d'olivine, 26 % de clinopyroxène, 9 % de titanomagnétite et 32 % de plagioclase. Toutefois, pour ces calculs, la somme des proportions des phases n'atteint que 80 ± 3 %. Cette faible valeur laisse penser qu'un nombre insuffisant de phases a été impliqué dans le modèle de différenciation.

Des trachytes hyperalcalins aux rhyolites et phonolites hyperalcalines, le fractionnement de la sanidine atteint 75 à 80 %. Les proportions d'olivine (fayalite) sont basses (6 à 2 %), celles du clinopyroxène constantes, égales à 4,5 % et celles de biotite à 16 %. Pour passer des trachytes à kaersutite aux phonolites à kaersutite de la deuxième séquence volcanique, les calculs montrent un solide constitué de 50 % de sanidine, 17 % de plagioclase, 34 % de kaersutite et 10 % de clinopyroxène. Dans le souci de comparer les proportions des phases calculées avec les quantités modales, nous avons considéré la roche la moins différenciée de la première séquence volcanique comme liquide primaire car elle présente des caractéristiques d'un liquide pouvant être généré par fusion partielle d'un matériau périclitique (Ni : 319 ppm, Co : 57 ppm, Mg# : 0,71). Des basaltes aux hawaïtes, le solide formé représente 27 % de la masse du liquide initial. Si la différence de volume entre l'état solide et l'état liquide est négligeable à haute température, la proportion de solide formée peut être comparable à la somme des phénocristaux qui varie de 24 % dans les basanites à 48 % dans les hawaïtes (23 % en moyenne). Après la conversion des poids en volumes des différentes phases, les proportions ont été redistribuées dans la fraction solide formée, soit dans 27 % par la relation $X_1 \% = (X_2 \% \times 27 \%) / 100$; (X_2 représente la proportion volumétrique du minéral X dans le solide et X_1 celle du même minéral dans le magma parent). Les quantités ainsi recalculées sont semblables à celles des phénocristaux de l'analyse modale. Il se forme 60 à 65 % de solide des trachytes hyperalcalins aux phonolites ou rhyolites hyperalcalines, avec des quantités de minéraux redistribués, à l'exception de la sanidine, proches de celles des analyses modales.

19-2 DISCUSSION

L'application de la méthode a connu plusieurs difficultés:

- faible discrimination pour D minéral/roche voisin du coefficient global de répartition ; les minéraux ayant D minéral/liquide élevé auront tendance à masquer l'effet de ceux aux faibles coefficients de partage minéral/liquide,

- faible nombre des coefficients de répartition minéraux/roches calculés à partir des résultats obtenus sur nos roches. L'utilisation d'un maximum d'éléments clés par minéral permet la discrimination entre les minéraux ayant des D minéral/roche voisins pour la plupart des éléments (amphibole et pyroxène ou biotite, Villemant et al., 1981 ; Lemarchand, 1987). L'utilisation des données bibliographiques sur les valeurs des coefficients de partage augmente la probabilité d'erreur ; néanmoins, les résultats obtenus sont réalistes au regard des données pétrographiques.

- Les phases accessoires (apatite) ne sont pas incluses dans les calculs. Mais il peut être admis que leur influence ne saurait éloigner les proportions calculées des minéraux fractionnés des résultats actuels d'autant plus qu'il s'agit de phases accessoires.

La méthode de modélisation adoptée présente l'avantage de contraindre à un modèle de cristallisation fractionnée idéal (système clos) et permet de dépister les éléments dont les variations sont affectés par d'autres processus. Il s'agit des couples strontium - baryum et potasse - rubidium dans les premières et deuxième étapes de différenciation des séquences volcaniques. Leurs fortes pentes ($p > 1$) mesurées dans des diagrammes logarithmiques peuvent être rapportées à un enrichissement sélectif superposé à

la cristallisation fractionnée comme dans les séries du Velay (Villemant et Treuil, 1983) et les séries du Latium et des Champs Phlégréens en Italie (Villemant et Palacin, 1987 ; Villemant, 1988). L'absence de convergence entre les hawaïtes et les benmoréites indique la superposition d'un phénomène dont l'influence est supérieure à celle de la cristallisation fractionnée. En effet, les hawaïites étudiées comportent des teneurs en niobium, zirconium, silice et en alcalins comparables à celles des basaltes à olivine desquels elles s'écartent par leur richesse en strontium, zinc et titane. La richesse en strontium des hawaïites du Nevada a été interprétée en termes de faible taux de fusion ou de métasomatisme sélectif du manteau (Vaniman et al., 1982). Cependant, les hawaïites ici étudiées comportent d'abondants phénocristaux (2 à 4 cm de long) de plagioclase à zonation complexe qui, dans le cas des "plagioclase-ultraphyric basalts" de l'archipel de Galapagos, sont attribués à un mélange magmatique (Cullen et al., 1989). Pour ces hawaïites, la teneur en anorthite du plagioclase supérieure aux teneurs de ceux des basaltes, les températures d'équilibre élevées ou bien les fortes pression d'eau joints à leurs caractéristiques géochimiques permet de conclure à leur indépendance par rapport à la série basalte - benmoréite - phonolite. Leur origine par métasomatisme et/ou fusion du manteau situé entre la chambre de magma basaltique et la croûte continentale peut être suggérée. Les hawaïites seraient ainsi issues d'un processus proche de celui qui produit des laves sursaturées en silice qu'elles ont précédées.

19-3 CARACTERES DE LA SOURCE : LES TERRES RARES

Dix analyses de terres rares réalisées au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy (France) sont réparties sur cinq échantillons de chacune des deux séquences volcaniques (voir la géochimie des roches métamorphiques pour les erreurs sur les analyses). Globalement, les basaltes et les hawaïites des deux séquences ont des spectres de valeurs normalisées sur chondrite en pentes abruptes (fig.19-1), caractéristiques des laves basiques alcalines. Ces spectres diffèrent de ceux des basaltes du Mont Cameroun (Dérueille et al., 1987) par l'absence, dans les Monts Roumpi, d'anomalie en europium. Ils diffèrent de ceux des basaltes de l'île d'Annobon (Liotard et al., 1982) par des teneurs élevées en Lu. L'absence d'anomalie en europium dans les basaltes témoigne d'une fugacité en oxygène favorable à l'équilibre Eu^{2+} et Eu^{3+} entre le liquide et le résidu mantellique. L'absence d'anomalie positive en europium dans les hawaïites qui sont pourtant riches en phénocristaux de plagioclase est une autre preuve qu'elles ne résultent pas des basaltes associés mais les conditions physiques de leur source seraient proches de celles des basaltes alcalins de la région étudiée.

Les valeurs élevées du rapport LaN/YbN sont aussi caractéristiques des laves basiques alcalines. Elles décroissent des basaltes aux hawaïites, de 21 à 16 et de 27 à 17, respectivement, pour la première et la deuxième séquence volcanique. Les laves de la deuxième séquence sont plus évoluées que celles de la première et les différences entre les valeurs de ce rapport ne reflètent une hétérogénéité de la source que si d'autres preuves y sont jointes.

Les trachytes, les phonolites et les rhyolites hyperalcalins sont caractérisés par un enrichissement classique en terres rares légères et lourdes et une anomalie négative en europium qui augmentent avec le degré de différenciation. L'anomalie négative en europium résulte généralement du fractionnement du plagioclase ou des feldspaths alcalins tandis que l'enrichissement en terres rares lourdes provient de l'absence, dans les laves moins différenciées, du zircon, minéral susceptible de les fractionner (Lemarchand et al., 1987). Les spectres montrent un aplatissement en terres rares lourdes. Les spectres de nos trachytes, rhyolites et phonolites hyperalcalins sont comparables à ceux des rhyolites hyperalcalines du rift kényan (Macdonald et al., 1987) qui sont moins plats que ceux des granites à arfvedsonite du Nigéria (Bowden et Witherley, 1974 ; Bowden, 1985). L'anomalie négative en europium est moins marquée dans la phonolite à kaersutite que dans les laves hyperalcalines de la première séquence.

En plus des différences notées lors de l'étude des éléments majeurs et en traces, la mugéarite à olivine et la benmoréite à kaersutite et biotite se distinguent davantage de toutes les deux séries évolutives par une anomalie positive en europium. Si ces deux roches représentent des maillons de séries incomplètes ayant évolué par cristalli-

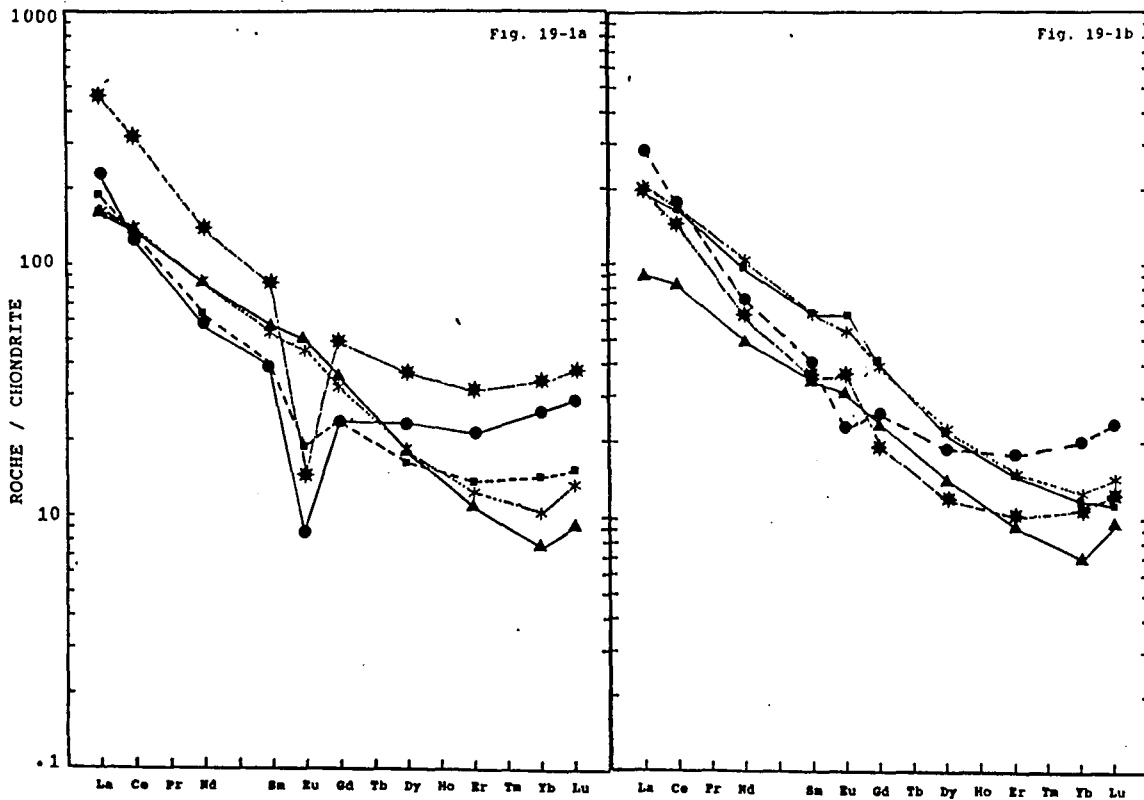
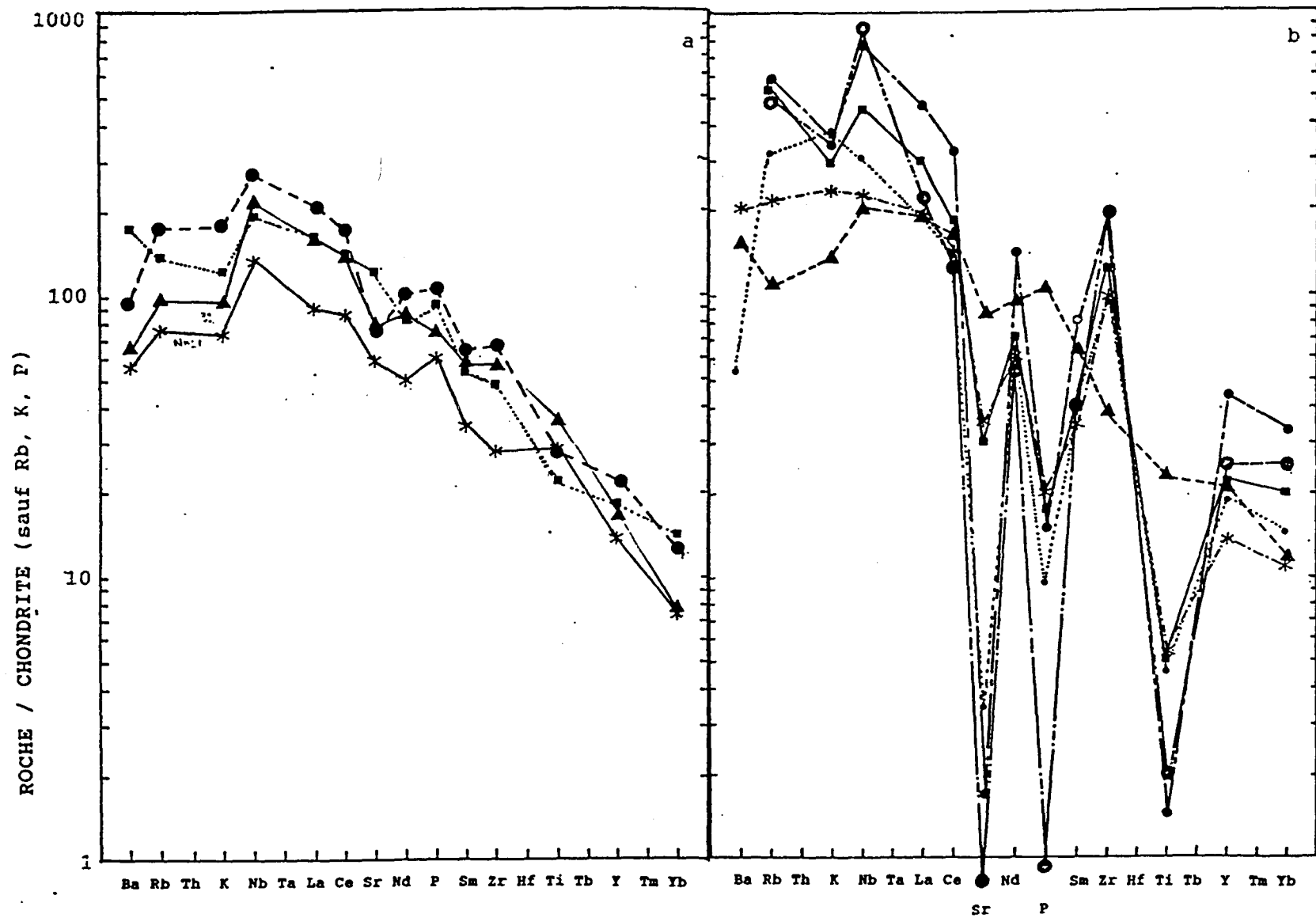


Fig. 19-1a : Spectres des terres rares des laves de la première séquence volcanique, normalisées aux chondrites de Haskin et al. (1968) et de Nakamura et al. (1974) in Rock (1987). Basanite (ND32, triangle), hawaiiite (NK14, astérisque), trachyte (NK33, carré), rhyolite (CN2, cercle) et phonolite (NK30, étoile). En plus des caractéristiques mentionnées dans le texte, les rhyolites hyperalcalines se démarquent des trachytes associés par une plus grande anomalie négative en europium et des teneurs élevées en terres rares lourdes. Une concavité nette du spectre apparaît au niveau des terres rares moyennes. Parmi les phénocristaux inventoriés dans la roche, seul le fractionnement du sphène est susceptible de provoquer l'allure concave du spectre des terres rares. Un tel phénomène est aussi connu dans le massif de Nganha (Nono et al., *à paraître*). L'évolution de la branche sous-saturée en silice est différente et le spectre des phonolites est partout parallèle à celui des trachytes.

Fig. 19-1b : Spectres des terres rares de la deuxième séquence volcanique, normalisées aux chondrites comme précédemment. Les spectres sont entrecroisés et ne laissent reconstituer aucune origine comagmatique entre les basaltes et les mugéarites et benmoreites.



sation fractionnée, l'anomalie positive en europium reflète donc une absence de fractionnement de plagioclase comme cela a déjà été évoqué pour les laves du Mont Cameroun (Déruelle et al., 1987).

A la différence de l'île d'Annobon (Liotard et al., 1982), du Mont Cameroun (Déruelle et al., 1987) ou du massif de Nganha (Nono, 1987), aucun basalte picritique n'a été à ce jour trouvé dans les Monts Roumpi. Les arachnogrammes (fig.19-2) sont typiques des basaltes alcalins. Ils sont parallèles ou superposés à ceux des laves basiques continentales et océaniques de la Ligne du Cameroun (Fitton et Dunlop, 1985) et de l'Adamaoua (Nono et al., à paraître). En général, les basaltes alcalins continentaux ou océaniques ont des caractères communs (Liotard et al., 1982 ; Fitton et Dunlop, 1985) comme c'est le cas de ceux de la Ligne du Cameroun. Pourtant les caractères des sources varient souvent dans l'espace et dans le temps. Pour les basaltes alcalins des Monts Roumpi, les rapports d'éléments en trace fortement incompatible / peu incompatible (tableau 17-1 & 18-1) diminuent de la première à la deuxième séquence volcanique. Les caractéristiques de la source et d'éventuelles variations dans le temps peuvent être quantifiées à l'aide de l'équation de fusion partielle à l'équilibre :

$C1/C0 = 1/[D+F(1-D)]$, où $D = \sum X_i K_i$, X_i est la proportion de la phase résiduelle i et K_i , les coefficients de répartition. F correspond au taux de fusion et $C1$ et $C0$, aux compositions respectives du liquide et du solide initial. La résolution de cette équation nécessite une estimation préliminaire de D , $C1$ et F . Les basaltes alcalins (ND32 et NK21) sont assimilés à des liquides primaires issus de la fusion. Leurs valeurs d'ytterbium normalisées aux chondrites sont basses (~ 7) et peuvent être attribuées à la présence de grenat dans le résidu de fusion. Le rôle du spinelle ne peut être établi du fait de sa faible influence sur le comportement des terres rares et d'autres éléments incompatibles pendant la fusion partielle (Albarède et Tamagnan, 1988). L'assemblage minéralogique résiduel adopté consiste en une harzburgite-lherzolite constituée de 79,5 % d'olivine, 10 % d'orthopyroxène, 10 % de clinopyroxène et 0,5 % de grenat. Les coefficients de répartition utilisés proviennent des compilations d'Irving et Price (1981) et de Bender et al. (1984) pour les couples olivine-clinopyroxène et orthopyroxène-grenat, respectivement. L'ytterbium est peu sensible aux processus d'enrichissement du manteau (Dautria et al., 1988), sa concentration peu variable dans la source ($\sim 0,5$ ppm) a permis de déterminer des taux de fusion de l'ordre de 5,1 % et 7,6 % pour les première et deuxième séquences volcaniques. La normalisation aux chondrites des teneurs en terres rares du manteau ainsi calculée montre des teneurs comprises entre 8 et 11 pour le lanthane et 2,1 et 2,3 pour l'ytterbium. Le spectre des terres rares de la première séquence volcanique est confondu à celui de la source sous le district volcanique de Tahalra (Hoggar) où l'amphibole serait une phase accessoire (Dautria et al., 1988). Malgré la diminution des teneurs en terres rares dans le manteau d'où sont issus les magmas de la première séquence volcanique, la source demeure enrichie par rapport aux valeurs du manteau "primitif" (Hofmann, 1988). Cet enrichissement du manteau, antérieur à la fusion, s'étend aux autres éléments incompatibles et se reflète dans les basaltes étudiés par des valeurs élevées des rapports Ba/Sr (0,5 à 0,9 contre 0,33) et Ti/V (35 à 90 contre 10).

Fig. 19-2 : Arachnogrammes des laves des deux séquences volcaniques ; a : basanites (ND32, triangle), basaltes alcalins (NK21, astérisque) et hawaïites (NK14, carré et NK9, cercle), b : mugéarites (CN36, triangle), benmoréites (CN35, astérisque), trachytes (NK33, cercle centré), phonolites (NK30, cercle moyen et CN44, carré) et rhyolites (CN2, cercle avec étoile). Valeurs de normalisation et ordre des éléments de Thompson (1982).

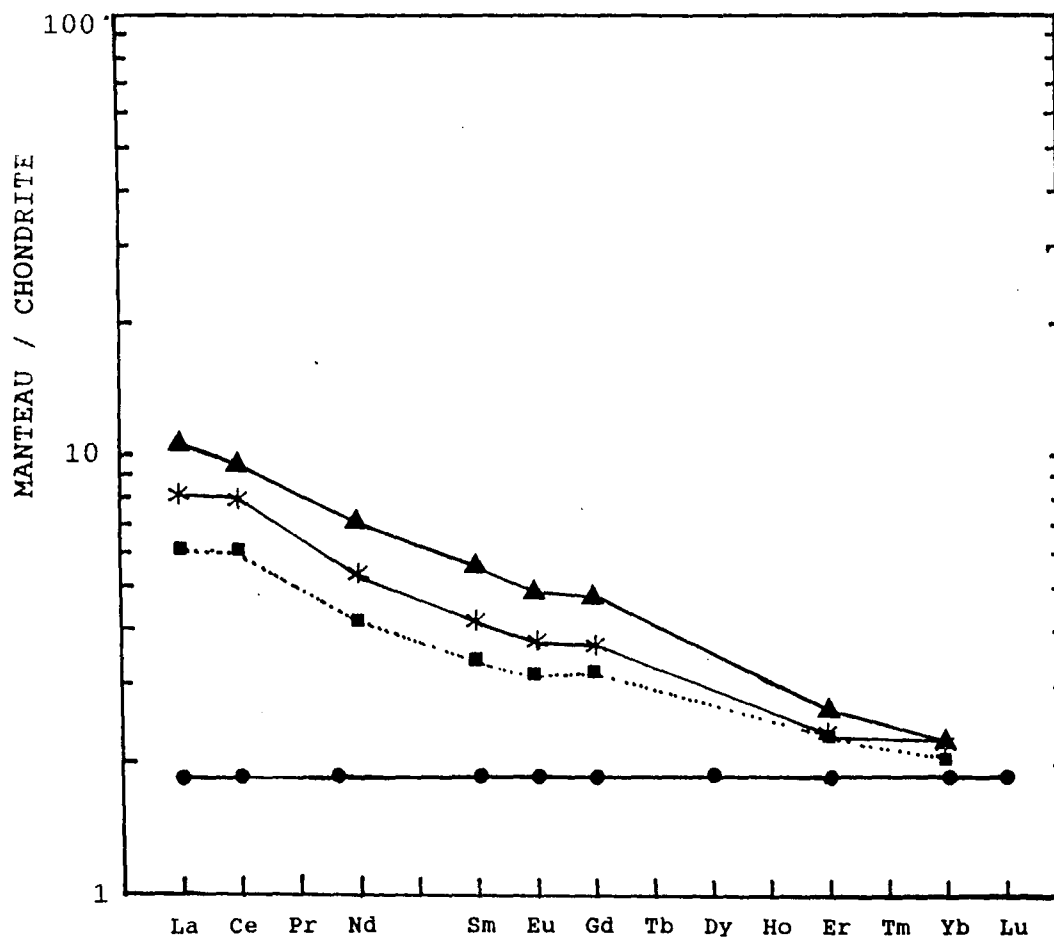


Fig. 19-3 : Spectres des terres rares de la source mantellique des basanites et basaltes alcalins des Monts Roumpi. Normalisation aux chondrites de Haskin et al. (1968) et de Nakamura et al. (1974) in Rock (1987). Triangle : composition du manteau avant la première séquence volcanique (5,1 % de taux de fusion donne le liquide ND32) ; astérisque : composition du manteau avant la deuxième séquence volcanique (7,6% de fusion donne le liquide NK21) ; carré : cas de contrainte à 5,1 % de fusion pour la deuxième séquence volcanique ; cercle : composition du manteau 'primitif' ou "primordial" (Hofmann, 1988).

20 CONCLUSIONS GENERALES

Du point de vue structural, les Monts Roumpi sont affectés par des linéaments liés aux événements successifs de l'orogénèse panafricaine (N-S), de l'ouverture de l'Atlantique Sud (E-W) et du rejou du bloc de l'Adamaoua (N70°E) auquel est liée la formation de la Ligne du Cameroun (N30°E).

La fin du métamorphisme panafricain se situe dans la région des Monts Roumpi entre 576 ± 18 et 567 ± 17 Ma et les intrusions granitiques post-tectoniques à 531 ± 14 Ma. Le magmatisme "ultime" de la Ligne du Cameroun a débuté à $145 \pm 4,5$ Ma, à la limite Jurassique-Crétacé, et s'est perpétré jusqu'à nos jours.

Les roches métamorphiques panafricaines ont enregistré deux phases de déformation (foliation métamorphique, puis un serrage est-ouest). Les protolithes des roches métamorphiques se subdivisent en deux groupes :

- des sédiments immatures mélangés à des matériels volcaniques acides et potassiques (ayant abouti à des gneiss) ou basiques et calciques (ayant abouti à des gneiss à labrador, diopside, grossulaire) ;
- des intrusions magmatiques basiques à affinité subalcaline (hornblendites) ou alcaline (amphibolites).

Les associations minéralogiques de ces roches indiquent une importante retroréaction depuis le degré granulitique de moyenne pression jusque dans le faciès schiste vert.

Les intrusions tardi- à post-tectoniques sont à affinité alcaline et potassique ("syénites") ou subalcaline et alumineuse (granites à grenat et ferro-pargasite).

L'ensemble constitué de métasédiments, d'intrusions basiques alcalines ou subalcalines métamorphisées, et d'intrusions subalcalines post-tectoniques appartient au domaine intracontinental.

Les gabbros en dykes ou à quartz micropegmatitique correspondent à un épisode magmatique jurassique supérieur ($145 \pm 4,5$ Ma) qui n'est pas encore décelé dans d'autres massifs de la ligne du Cameroun. Les roches plutoniques tortonniennes (~ 10 Ma) forment une série alcaline sous-saturée en silice allant des gabbros aux syénites. Les compositions de l'olivine, du clinopyroxène et du plagioclase évoluent par diminution respective des teneurs en forstérite, diopside et en anorthite. Parallèlement, la titanomagnétite s'enrichit en fer. Les roches de cette série peuvent dériver les unes des autres selon le processus de cristallisation fractionnée, sous moyenne fugacité d'oxygène, impliquant des proportions variables d'olivine, clinopyroxène et titanomagnétite, puis de clinopyroxène, titanomagnétite, plagioclase et apatite. Le caractère alumineux de ces roches provient d'une différenciation précoce vraisemblablement sous forte pression. Leur mise en place à faible profondeur (texture parfois microgrenue), à pression d'eau croissante, est à l'origine de la déstabilisation de la phlogopite des syénites en oxydes ferrotitanés, feldspath, quartz et chlorite.

Deux séries volcaniques stratigraphiquement superposées sont constituées respectivement de basanites, basaltes ankaramitiques, hawaiites, benmoréites, trachytes hyperalcalins, phonolites rhyolites hyperalcalines et de basaltes alcalins, hawaiites, mugéarites, benmoréites, trachytes et phonolites à kaersutite, rhyolites leucocrates. Des basaltes aux trachytes hyperalcalins, les compositions des olivines passent de Fo85 à Fo8 avec un enrichissement en calcium et en manganèse. Les olivines des rhyolites sont altérées et remplacées par des carbonates, les phonolites n'en comportent pas. Les compositions du pyroxène passent progressivement des diopsides alumineux, titanifères et chromifères aux aëgyrines. Les micas des trachytes hyperalcalins sont des annites riches en molécules de ferriannite. Les températures d'équilibre plagioclase-liquide diminuent au cours de la différenciation. La présence de l'olivine est limitée aux laves basiques dans la séquence volcanique supérieure. Les lignées évolutives des compositions de l'ensemble des minéraux ferromagnésiens étudiés (olivine, clinopyroxène, amphibole, micas) sont caractéristiques des séries alcalines. Dans les roches felsiques de la première séquence volcanique, la faible fugacité d'oxygène et la forte fugacité de chlore et fluor contrôlent la cristallisation de l'aenigmatite, de néphéline à excès de silice et d'albite couronnée par de la sanidine. Dans les roches felsiques de la deuxième séquence

volcanique, la cristallisation et la destruction abondante de la kaersutite provoque la cristallisation d'hedenbergite plus magnésienne et de titanomagnétite plus riche en titane que ceux des trachytes.

Les variations des concentrations des éléments majeurs et en traces et une modélisation quantitative montrent que la différenciation des deux séries a été dominée par le processus de cristallisation fractionnée impliquant, en proportions variables, l'olivine, le clinopyroxène, la titanomagnétite, les feldspaths, la kaersutite (et aussi la biotite dans les laves de la séquence volcanique inférieure). Les hawaïites sont exclues de la série basalte-phonolite de la deuxième séquence volcanique. Elles proviennent d'une probable fusion du toit de la chambre magmatique dans le manteau et les rhyolites, d'une fusion partielle de la croûte à l'approche du magma basaltique.

La source mantellique serait enrichie en terres rares et en éléments incompatibles par rapport au manteau primordial.

Sur le plan régional, toutes les roches plutoniques ou volcaniques ultimes inventoriées dans les Monts Roumpi sont de nature strictement alcaline. Aucun critère pétrographique, minéralogique ou géochimique ne révèle une lignée transitionnelle, fut-elle subsidiaire. Les activités magmatiques échelonnées du jurassique supérieur à nos jours ne favorisent aucun modèle de migration magmatique par rapport aux régions avoisinantes et excluent les hypothèses de "point chaud", de rift naissant ou abortif comme explication de l'origine de la ligne du Cameroun. Les résultats géochronologiques et géochimiques corroborent bien le modèle selon lequel la ligne du Cameroun est un ensemble de fentes de tension le long d'une structure panafricaine, générées par des rejeux se-nestres du bloc de l'Adamaoua. Les Monts Roumpi sont limités au Sud-Ouest par des failles en escalier de la bordure est de l'océan Atlantique. Ils appartiennent à la ligne du Cameroun qui est structuralement contrôlée par des failles N70°E situées dans le prolongement sur le continent des failles transformantes de la croûte océanique atlantique.

DONNÉES PÉTROLOGIQUES
SUR LES NÉPHÉLINITES
DU MONT ÉTINDE, (CAMEROUN)

1. INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1. But du travail

L'étude des laves du massif volcanique de l'Etinde au début du siècle (Esch, 1901) est à l'origine de la création du nom d'étindite (Lacroix, 1923) alors attribué à une lave constituée de phénocristaux de titanoaugite et de néphéline dans une mésostase de titanoaugite, néphéline, leucite, magnétite, sphène, pérowskite, apatite et calcite. Par la suite, d'autres travaux ponctuels ont été menés (§ 1.3).

Les buts de la présente contribution sont :

- 1) établir la carte géologique du massif,
- 2) préciser l'étude pétrographique des différents faciès,
- 3) effectuer une étude minéralogique détaillée,
- 4) aborder la géochimie des laves et tenter de reconstituer leur génèse.

1.2. Cadre géographique

Le climat est équatorial du type "camerounien" (Moby Etia, 1979) avec des pluies durant toute l'année. Le Mont Etinde se situe non loin du Cap de Dibunscha, l'une des régions à plus forte pluviométrie de la Terre (10-11 m d'eau par an). La végétation est étagée depuis la forêt dense "rain forest" à la base jusqu'aux arbustes clairsemés et rarement aux fougères arborescentes au sommet. La faune est semblable à celle des Monts Roumpi situés à environ 100 km au Nord. Parmi les activités paysannes, la chasse est pratiquée par la population autochtone (Bakweri) tandis que les immigrés ouest africains (ghanéens) se consacrent à la pêche et au commerce. L'agriculture est surtout du type industriel (palmeraies). Le Mont Etinde constitue le seul élément de diversité topographique (fig.1.1) et aussi lithologique (fig.1.2) sur les flancs du Mont Cameroun, grand massif (50 x 35 km) élevé (4100 m), allongé S-W N-E. Le Mont Etinde forme un important piton de 1713 m à l'ouest de la ville de Limbe (ex-Victoria), au bord de l'océan Atlantique. En accord avec les descriptions de Gèze (1943), le Mont Etinde se dresse, isolé, au sud du Mont Cameroun et sa pyramide aiguë attire l'attention depuis la côte qu'il domine de toute sa hauteur. Sa base grossièrement circulaire mesure environ 6 km de diamètre. Un cours d'eau correspond à chacune des vallées qui rayonnent autour du massif. Sur le flanc sud, où des coulées de basaltes scoriacés séparent le massif de néphélinites de l'Océan Atlantique, les cours d'eau acquièrent un régime enfoui en saison sèche (voir § 2.1). La route bitumée Limbe-Idenau et l'Océan Atlantique donnent un accès facile à la base du massif. Cependant, les observations de terrain et l'ascension du massif sont rendues très pénibles par le couvert végétal extrêmement dense, le relief très escarpé (souvent

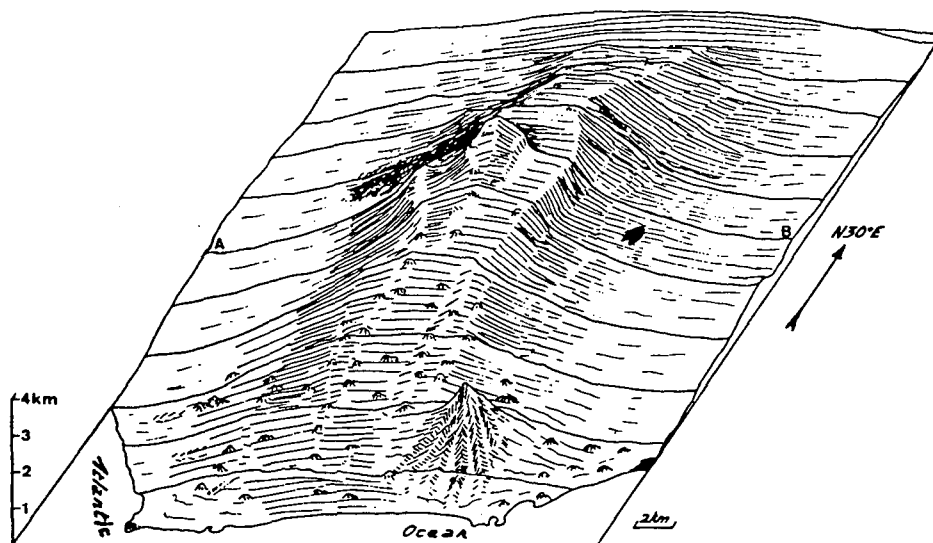
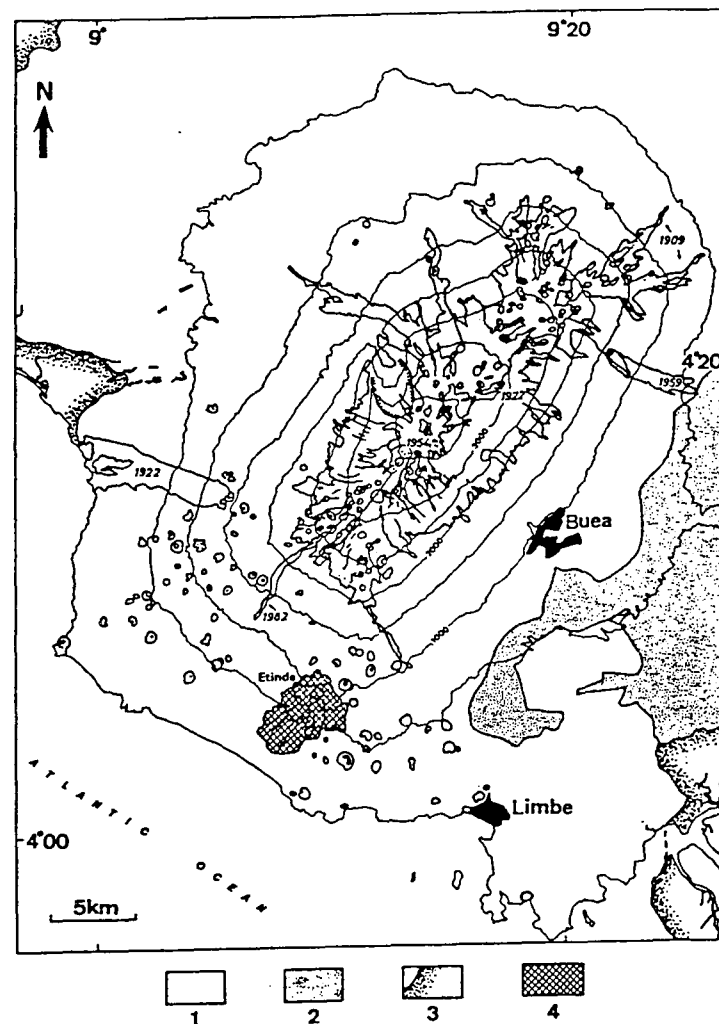


Fig. 1-1 : Carte morphologique du Mont Cameroun et du Mont Etinde (Déruelle et al., 1987).

Fig. 1-2 : Carte géologique du Mont Cameroun et position du volcan néphélinitique de l'Etinde. (Déruelle et al., sous presse). 1 : laves basaltiques ; 2 : dépôts de lahars ; 3 : limites des roches sédimentaires ; 4 : roches néphélinitiques de l'Etinde. Les dates des éruptions récentes du Mont Cameroun sont indiquées. Les courbes de niveau sont exprimées en mètre.



plus de 60° de pente) et l'altération poussée des roches à l'affleurement. Ce n'est d'ailleurs qu'en 1903 que la première ascension du massif aurait été réalisée par Meyer (Gèze, 1943).

1.3. Cadre géologique

Le Mont Etinde, volcan situé à la limite géographique du continent (fig. 1a, 1b), relie les îles volcaniques (Bioko, Principe, São Tomé et Pagalú) aux volcans et complexes anorogéniques continentaux de la Ligne du Cameroun. Il constitue le seul volcan néphélinitique connu le long de cette ligne dont les caractéristiques structurales (Moreau et al., 1987), pétrologiques et géochimiques (Déruelle et al., sous presse) sont actuellement bien établies.

Du point de vue cartographique, le Mont Etinde apparaît comme un ensemble circulaire (Gèze, 1943, 1952) de néphélinites interstratifiées dans des basaltes du Mont Cameroun (Dumort, 1968). L'ensemble des coulées de néphélinites et de basaltes repose sur les formations sédimentaires des bassins de Douala à l'est et de Rio del Rey à l'ouest. Une esquisse géologique récente a été établie (Déruelle et al., sous presse).

Le Mont Etinde a été décrit (Esch, 1901) comme étant une épine volcanique constituée de leucitites, néphélinites à leucite, haüynophyres et néphélinites à "... Nephelinsubstanz leicht zu ... in normalen Nephelin" ou ... néphéline allotriomorphe à ... néphéline normale. Une deuxième étude du massif a reconnu les mêmes variétés lithologiques (Gèze, 1943; Jérémie, 1943) à l'exception des néphélinites à néphéline allotriomorphe. Les caractéristiques optiques, les propriétés cristallographiques et la composition chimique des cristaux de néphéline provenant du faciès à verre néphélinique ont été déterminées (Tilley, 1953). Il n'existe pas de néphéline triclinique dans les roches du Mont Etinde, mais de la néphéline hexagonale à macle prominente. L'étude des associations minérales à sphène, pérowskite et oxydes ferrotitanés des néphélinites aboutit à des conditions de cristallisation des "étindites" contrôlées par l'activité de la silice et la fugacité d'oxygène du magma (Smith, 1970). Certaines néphélinites à leucite et noséane comportent de la mélilite riche en strontium (16 % de SrO, Fitton et Hughes, 1981). Les analyses (roche totale) des néphélinites de l'Etinde publiées (Esch, 1901; Tilley, 1953; Fitton et Hughes, 1981; Fitton et Dunlop, 1985; Fitton, 1987) indiquent une composition continue depuis des néphélinites mélanocrates jusqu'aux néphélinites leucocrates à noséane et leucite. Mais la plupart des échantillons analysés par ces auteurs proviennent de galets recueillis sur la plage de Batoke ou dans les rivières adjacentes. Seules les analyses récentes d'échantillons prélevés in situ sur les flancs sud et ouest du massif (Mouafo, 1988) sont accompagnées de données pétrographiques et minéralogiques.

2. GEOMORPHOLOGIE ET CARTOGRAPHIE

2.1. Géomorphologie

Le Mont Etinde comporte un sommet principal (1713 m) flanqué de deux petits sommets NW (1510 m) et NE (1580 m). Ces sommets ont une base commune et présentent des pentes raides. Le massif tout entier est découpé sur les faces nord-ouest, sud et est par une demi-douzaine de falaises dont la plus grande (localement appelée Essosso Fonge) se traduit par une dénivellation verticale de plus de 1000 mètres. Les observations de terrain montrent systématiquement que toutes les vallées limitées par une falaise sont le lieu d'affleurement d'une coulée de basalte scoriacé, parfois à intercalations de coulées basaltiques massives. Ces scories recouvrent toute la base du massif au Sud et à l'Est. Au Nord et au Nord-Est; elles ne débordent guère des vallées desquelles elles sont issues. et contiennent de nombreuses enclaves de néphélinites.

Il ressort de ces observations que le massif néphélinitique de l'Etinde a été partiellement recouvert par les produits des éruptions récentes du Mont Cameroun. Il a perdu sa morphologie originelle à la suite des égueulements (planche A, photos 1, 2, 3) provoqués par des éruptions récentes de scories et de coulées basaltiques du Mont Cameroun ; les falaises sont donc des parois des cratères égueulés. Les formations basaltiques atteignent 1100 m d'altitude sur les flancs nord et ouest, 900 m sur le flanc est et environ 600 m au sud-ouest du massif. La couverture de scories du flanc sud est profondément entaillée par le réseau hydrographique. La morphologie du massif est modifiée par le mécanisme suivant : les cours d'eau s'enfoncent à la base des scories (régime enfoui) dans les vallées qui rayonnaient autour du massif de néphélinites avant les éruptions récentes du Mont Cameroun. Les eaux emportent les scories sur leur passage et l'appel gravitationnel provoque un affaissement progressif du relief. Il résulte de ce mécanisme des vallées en "V" (fig. 1.1) que séparent des crêtes aiguës. Des affleurements de tufs néphélinitiques ont été observés sur le flanc sud-ouest, dans des vallées complètement dégagées de leur couverture de scories. En plus des égueulements volcaniques, l'aptitude des scories à obéir aux influences de la topographie et de l'hydrographie a contribué à une évolution continue de la morphologie du massif.

Planche a : 1.-Vue générale du Mont Etinde et l'excavation d'Essosso Fange, à partir du village de Batoke; 2. - Sommet principal du Mont Etinde et falaise du flanc nord ; 3. - Falaise de Kwele (affleurement de leucitonéphélinite à aenigmatite et hyalophane) ; 4. - Enclaves de néphélinites dans les basaltes scoriacés du Mont Cameroun, à la plage atlantique de Batoke; 5. - Microphotographie (3 x 2 mm) en lumière naturelle de nodule de péridotite à spinelle vert remonté par les néphélinites du Mont Etinde.



1



2



3



4



5

Planche A

2.2. Cartographie

L'observation des images satellites Landsat (L) et Ertis (1/500 000), de l'image radar latéral (vue Est, 1/250 000) et surtout des photographies aériennes et des cartes topographiques (1/50 000; fig. 2.1) montrent que le Mont Etinde a une forme de piton fasciculé. En janvier 1988 et en janvier 1989, deux campagnes de terrain complémentaires ont permis d'échantillonner sur tous les flancs du massif. A plusieurs reprises, le sommet a été atteint à partir du Nord-Est ou du Nord. Les observations de terrain révèlent que chaque faisceau correspond, généralement, à un type lithologique précis (fig. 2.2 et 2.3). Par ordre d'abondance décroissant, les faciès pétrographiques constitutifs du massif sont des :

- néphélinites s.s.,
- tufs néphélinitiques,
- néphélinites à haüyne et haüynophyres,
- néphélinites à leucite, leucite et noséane ou à grenat mélanite,
- leucitonéphélinites à mélilite, Sr-mélilite ou à aenigmatite et hyalophane dont les affleurements et les relations lithologiques sont ici présentés.

2.2.1. Les néphélinites s.s.

Les néphélinites s.s. apparaissent essentiellement en blocs épars sur le flanc sud du massif. Leurs dimensions varient du centimètre au mètre. Ces blocs reposent sur les scories du Mont Cameroun dans lesquelles ils peuvent être partiellement inclus. Ils n'ont pas été observés en affleurement continu, mais leur présence sur ce flanc depuis la côte jusqu'à 900 m d'altitude, leur fréquence et leur taille de plus en plus grandes vers les hautes altitudes laissent présumer qu'il s'agit de blocs en place. Sous la blanche patine d'altération décimétrique, la roche saine de couleur grise est mouchetée de cristaux noirs d'oxydes et de minéraux ferromagnésiens. Les vacuoles sont rares. Elles sont de petite taille et contiennent parfois des zéolites ou des carbonates.

Les contacts entre les néphélinites et les tufs néphélinitiques à l'Ouest et les néphélinites à haüyne au Nord et à l'Est n'ont pas été observés sur le terrain.

2.2.2. Les tufs néphélinitiques

Sur le flanc ouest, à partir de 500 m d'altitude, des affleurements métriques apparaissent en des endroits des vallées où les rivières ont dégagé les scories. Ces affleurements montrent des surfaces lisses, légèrement inclinées vers la base du massif et souvent limitées par des falaises de faible amplitude (en moyenne 10 m de hauteur). Au

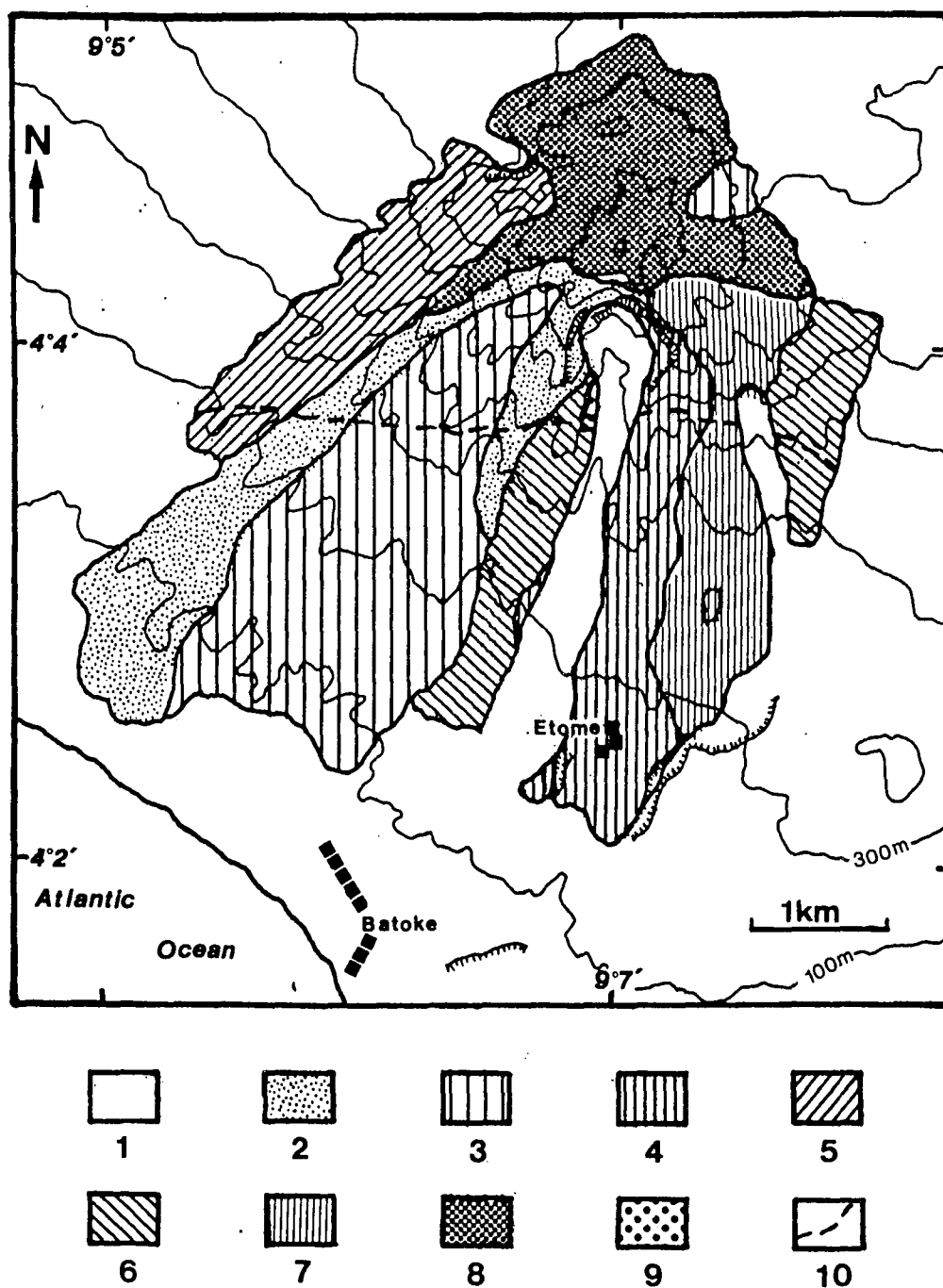


Figure 2 - 3 : Carte géologique du massif néphélinitique du Mont Etinde
 (carte modifiée d'après Déruelle et al., sous presse)

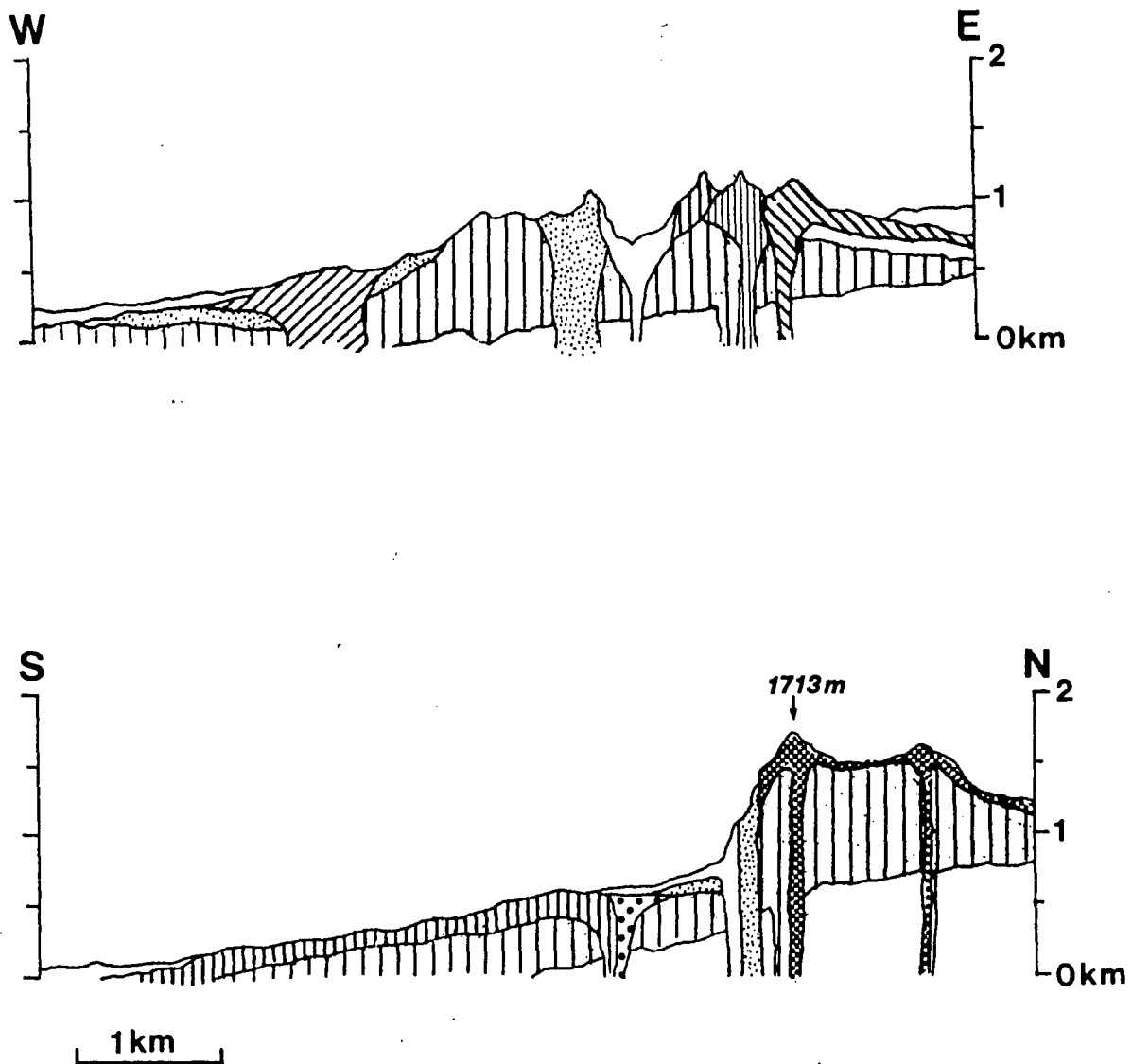


Figure 2 - 4 : Coupes géologiques du Mont Etinde

1 : basaltes du Mont Cameroun ; 2 : tufs néphélinitiques ; 3 : néphélinites ; 4 : néphélinites à leucite et noséane ; 5 : néphélinites à hauyne ; 6 : néphélinites à méllilite ; 7 : néphélinites à leucite (parfois à hyalophane, sodalite et aegyrine) ; 8 : hauynophyres ; 9 : néphélinites à grenat mélanite et noséane ; 10 : ligne délimitant la base du massif où les affleurements de néphélinites sont discontinus (recouvrement par les basaltes scoriacés du Mont Cameroun). La coupe N-S passe à 9°7' E et celle E-W, à 4°4'N.

dessus de 1000 m d'altitude, les tufs néphélinitiques forment des surfaces continues depuis les vallées jusqu'aux crêtes relevées (plus de 70° de pente en certains endroits). Sur ces crêtes fortement pentues qui surplombent les basaltes scoriacés, des blocs métriques de tufs néphélinitiques sont maintenus en équilibre instable par des racines d'arbustes. Les échantillons prélevés montrent qu'il s'agit d'un ensemble de fragments de roches et de minéraux consolidés par un ciment gris vert. Les minéraux sont de couleur noire tandis que les fragments de roches (0,1 à 1 cm) peuvent être noirs, gris, mauves ou vert clair. Leur agencement montre une apparente structuration en bandes centimétriques claires constituées de gros fragments que séparent des bandes sombres moins épaisses, constituées de fragments de minéraux et de roches sombres.

2.2.3. Les néphélinites à haüyne et les haüynophyres

Les néphélinites à haüyne constituent le sommet principal du volcan de l'Etinde. Elles peuvent être aisément échantillonnées sur le flanc nord, depuis la base jusqu'au sommet du massif où les affleurements montrent des surfaces et des blocs frais. Contrairement aux roches altérées de la plupart des autres flancs, la patine d'altération a au plus un millimètre d'épaisseur. La roche de couleur gris sombre comporte des cristaux noirs de minéraux ferromagnésiens et d'oxydes et quelques minuscules vacuoles (1 mm). La proportion d'haüyne par rapport aux autres feldspathoïdes augmente vers le sommet du volcan qui est constitué d'haüynophyre.

Des néphélinites riches en haüyne affleurent aussi sur le versant ouest et constitueraient peut-être le sommet nord-ouest (Mouafo, 1988).

2.2.4. Les néphélinites à leucite et les leucitonéphélinites à aegyrine.

Le faciès de néphélinites à leucite relaie celui de néphélinites à haüyne à l'est et est observé au sommet nord-est où la lave forme un piton aigu. Des échantillons non altérés de leucitonéphélinites à aegyrine peuvent être aisément récoltés au pied de la falaise de la Kwele. Cette falaise présente plusieurs systèmes de fracturation dus à la rétraction de la lave pendant le refroidissement et aussi à des explosions volcaniques ultérieures du Mont Cameroun. La leucitonéphélinite à aegyrine qui contient aussi de l'aenigmatite et de la hyalophane, de couleur grise, comporte d'abondants phénocristaux noirs de minéraux ferromagnésiens et d'oxydes dans une mésostase fine. Les vacuoles sont vides et de plus en plus nombreuses et volumineuses (jusqu'au centimètre) vers le sommet de la falaise.

2.2.5. Les néphélinites à mélilite et les leucitonéphélinites à Sr-mélilite

Les néphélinites à mélilite affleurent en blocs épars, à l'est des blocs de néphélinites s.s. La roche est fortement porphyrique. Les nombreux cristaux millimétriques de mélilite, néphéline et leucite plus ou moins altérée lui confèrent une teinte jaune piquetée de cristaux de minéraux noirs.

Les leucitonéphélinites à Sr-mélilite forment un dôme en forme de croissant qui ceinture partiellement le massif principal à l'est. Le croissant s'étend sur environ 2 km de long et 0,5 km de large et ses versants abrupts se rejoignent en formant une crête étroite. La roche affleure sur de petites surfaces ou en blocs métriques non altérés; la patine d'altération dépasse rarement un millimètre d'épaisseur. L'échantillon est vert clair et est tâcheté de rares cristaux noirs de minéraux ferromagnésiens. De minuscules vacuoles remplies de zéolites blanches ou de carbonates tapissent aussi la roche.

2.2.6. Les autres faciès pétrographiques

De l'océan vers la base du massif, des blocs de roches appartenant aux diverses variétés lithologiques précédemment décrites jonchent les lits des rivières et les palmeraies avoisinantes. Parmi ces blocs, les néphélinites dominent tant en nombre qu'en volume (ils peuvent atteindre un décamètre de diamètre); leur fréquence et leur taille croissent avec l'altitude. Les autres roches apparaissent sporadiquement en blocs décimétriques à métriques et ne semblent en aucun cas indiquer le lieu d'un affleurement enseveli sous les scories du Mont Cameroun. Ils correspondent à des enclaves dans les scories ou à des éboulis provenant des flancs abrupts du massif tandis que les blocs de néphélinites s.s. n'ont subi aucun transport. En dehors des faciès précédents qui ont été prélevés in situ, les néphélinites à noséane et grenat mélanite ont été trouvées uniquement en enclaves dans des basaltes scoriacés du Mont Cameroun, au flanc sud, ou en blocs erratiques dans les lits de la plupart des rivières de ce flanc. La variété pétrographique la plus rare est l'haüynophyre à haüyne non altérée qui apparaît, de ce fait, bleu intense. L'haüynophyre a été trouvée uniquement sous forme de galets décimétriques à l'embouchure de la rivière qui coule à l'Est du Centre de Recherches Piscicoles de Limbe sis à Batoke, sur le flanc sud-ouest du massif. Au regard de leur petite taille et de leur rareté, il peut être supposé que le gisement d'haüynophyre est petit et qu'il se prête peu à l'érosion. Les diverses campagnes de terrain n'ont pas permis de le localiser.

Dans les néphélinites au sens large (à l'exception des haüynophyres), les enclaves ont une composition de mélanéphélinites, de melteigites ou de clinopyroxénites.

2.2.7. Conclusion.

La chronologie de mise en place des divers types pétrographiques est difficile à établir car la plupart des contacts sont masqués par les scories du Mont Cameroun, des éboulis néphélinitiques ou le couvert pédologique. Néanmoins, l'hypothèse peut être avancée que les néphélinites s.s. sont les premiers produits volcaniques émis, du fait de leur relief démantelé. Elles auraient été suivies par les néphélinites à leucite et à haüyne et les néphélinites à mélilite. Les tufs néphélinitiques constitueraient les dernières émissions volcaniques puisqu'ils comportent des fragments de la plupart des autres roches du massif.

3. GEOCHRONOLOGIE DU MONT ETINDE

Cinq datations (méthode du K-Ar sur roche totale et néphéline séparée) des laves du Mont Etinde (Le Maréchal, 1976 ; Dunlop, 1983; Fitton et Dunlop, 1985; Fitton, 1987) donnent des valeurs de 0,065 à 1,1 Ma. Une autre mesure sur haüyne séparée (R.M. MacIntyre, données non publiées, *in* Fitton, 1987) indique une valeur de 6,3 Ma qui est interprétée comme due à une anomalie provoquée par un excès d'argon radiogénique. Sur un échantillon de néphélinite, des mesures isotopiques récentes Rb-Sr, Sm-Nd et U-Pb donnent un âge commun inférieur à 0,5 Ma (Halliday et al., 1988). Ces âges radiométriques récents vont à l'encontre de l'idée de la relative ancienneté des laves de l'Etinde illusoirement déduite de la morphologie fortement ravinée du massif et de l'altération très poussée de certaines roches à l'affleurement (Esch, 1901 ; Gèze, 1943, 1952). En l'absence d'échantillonnage en place des blocs datés et de leur description pétrographique précise, aucune corrélation ne peut être efficacement menée entre ces âges obtenus et leur position stratigraphique.

Au cours de la présente étude, cinq mesures isotopiques K-Ar ont été réalisées sur des leucitonéphélinites à aenigmatite et hyalophane. Les échantillons analysés proviennent de la falaise de Kwele (fig. 2.1). Les échantillons sont pauvres en argon radiogénique malgré des teneurs en potassium de l'ordre de 2,5 %. Sur deux roches totales dont les lieux d'échantillonnage sont espacés de 10 m environ, les âges varient de 0,65 à 0,95 Ma. Trois lots de cristaux de pyroxène séparés des mêmes échantillons de leucitonéphélinites à aenigmatite et hyalophane indiquent des âges inférieurs à 1 Ma. (tableau 3.1) L'isochrone $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ (fig. 3.1) présente un âge de $0,65 \pm 0,2$ Ma.

Les âges des laves du Mont Cameroun, largement discutés par Déruelle et al. (1987b, 1990 et références incluses), permettent de conclure que les éruptions du Mont Etinde sont contemporaines de certaines éruptions du Mont Cameroun. L'âge des premières

Tableau 23-1: Données analytiques K-Ar et bibliographiques des roches du Mont Etinde, S-W Cameroun.

N° d'échantillon et matériau analysé	K (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ ($10^{11}\text{cm}^3/\text{g}$)	^{40}Ar at (%)	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}$	$\frac{^{40}\text{K}}{^{36}\text{Ar}}$	Age (Ma)
Cette étude : Néphélinite à aenigmatite de la falaise de Kwele						
C2 Roche (RT)	2,32	15,83	62,00	476	4780000	$0,65 \pm 0,19$
C2 pyroxène 0,4A	0,46	2,79	95,40	310	427000	$0,57 \pm 0,23$
C4 RT	2,62	26,23	78,90	374	1418000	$0,95 \pm 0,18$
C4 pyroxène 0,5A	0,44	1,70	93,50	316	961400	$0,37 \pm 0,19$
C4 pyroxène 0,7A	0,30	2,86	94,50	313	347800	$0,85 \pm 0,44$
Données bibliographiques						
Le Maréchal, 1976 puis Dunlop, 1983	K-Ar	RT				$0,34 \pm 0,06$
Fitton et Dunlop, 1985	K-Ar	RT				$0,08 \pm 0,3^1$
Fitton, 1987	K-Ar	RT				1,1
	K-Ar	néphéline				0,6
	K-Ar	haüyne				6,3
Halliday et al., 1988	Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb	RT				< 0,5

¹erreur peu vraisemblable.

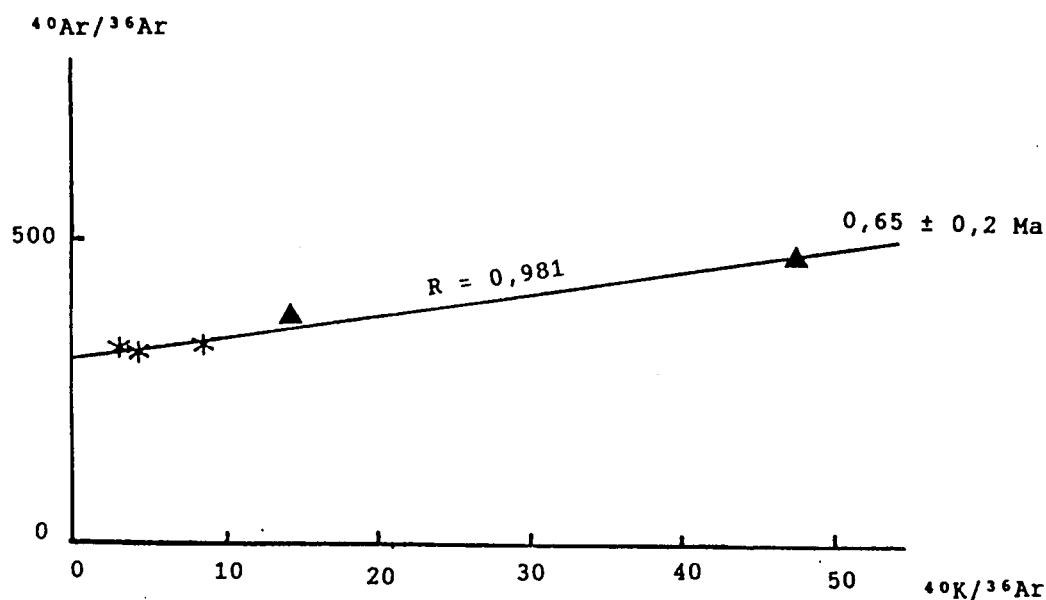


Fig. 3-1 : $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ en fonction de $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$; isochrone des leu-
citéonéphélinites à aenigmatite. Triangle : roche totale ; astéris-
que : clinopyroxène.

laves du Mont Cameroun est estimé au Miocène supérieur (Vincent, 1971) et les éruptions récentes du même massif datent de 1982 (Déruelle et al., 1990).

4. NOMENCLATURE

Deux principaux groupes de néphélinites (dénommés 1 et 2, Le Bas, 1987) ont été reconnus. Le groupe 1 est caractérisé par l'abondance de l'olivine modale et par son association aux basaltes alcalins et aux basanites. Le groupe 2 correspond à des néphélinites pauvres en phénocristaux d'olivine et riches en phénocristaux de clinopyroxène. Les néphélinites de ce dernier groupe sont généralement associées aux complexes de carbonatites et d'ijolites. Les échantillons du Mont Etinde sont pauvres en olivine et riches en phénocristaux de clinopyroxène.

Le regroupement des échantillons en familles a rencontré plusieurs difficultés :

- les critères de classification, les limites entre les faciès variant d'un auteur à l'autre (Streckeisen, 1967; Sorensen, 1974; Le Bas, 1977; Cox et al., 1979; Gupta et Yagi, 1980);

- certains échantillons sont aphyriques et contiennent beaucoup de verre qui enrobe des microlites de très petite taille ($< 100 \mu\text{m}$); dans ce cas, la détermination du minéral prépondérant est délicate et le nom de la roche n'est déduit que de sa composition chimique;

- l'abondance d'un grand nombre de minéraux servant généralement de base à la classification constitue aussi une source de complication (exemple d'une roche ayant des teneurs notables et, peut-être, semblables de néphéline, leucite, mélilite et d'haüyne);

- la plupart des analyses chimiques recueillies dans la littérature ne sont pas accompagnées de description pétrographique et, si d'aventure celle-ci existe, elle correspond le plus souvent à des échantillons pour lesquels aucune analyse chimique n'a été effectuée.

Nous avons tenté, pour éviter toute ambiguïté, de concilier et simplifier les définitions retenues dans les nomenclatures récentes. Les anciennes définitions des néphélinites et leucitites reprises par Gupta et Yagi (1980) désignent des roches à quantités modales égales de néphéline (ou de leucite) et de titanoaugite. Nous préférons définir les néphélinites à partir des proportions des feldspathoïdes présents et nous servir du clinopyroxène et des autres minéraux mafiques pour préciser l'indice de coloration. Pour nos échantillons, nous avons tenu compte simultanément des caractéristiques pétrographiques et géochimiques :

- 1) Les mélanéphélinites ont un indice de coloration (IC) supérieur à 60 et se placent graphiquement dans le prolongement de la base du domaine des néphélinites s.s. défini par Cox et al. (1979) (fig. 6.1).

2) Les haüynophyres se placent aussi dans le domaine des mélanéphélinites malgré l'abondance des cristaux d'haüyne par rapport aux cristaux mafiques (tableau 5.1).

3) Les néphélinites et les néphélinites phonolitiques ont un indice de coloration inférieur à 60 et se placent dans leurs champs respectifs tels qu'ils ont été définis par Cox et al. (op. cit.).

4) Les leucitonéphélinites désignent les roches où le rapport $100 \cdot \text{Lc}/(\text{Lc}+\text{Ne}) = 50 \pm 10$. Selon leur composition chimique, elles peuvent occuper les domaines des néphélinites ou des néphélinites phonolitiques de Cox et al. (op. cit.).

Certains minéraux particuliers (aenigmatite, grenat mélanite, hyalophane ou Sr-ménilite) sont ajoutés aux définitions ainsi retenues pour les distinguer des échantillons qui en sont dépourvus. La présence d'haüyne est signalée si ses proportions dépassent le dixième de la somme des autres feldspathoïdes.

Par anticipation sur l'étude géochimique, certaines analyses des laves du Mont Etinde (Fitton, comm. pers. à D. Velde, 1986, et Déruelle, comm. pers. à Mouafo, 1985 et comm. pers. à moi-même, 1987) se placent au-dessus des champs des néphélinites et des néphélinites phonolitiques, ou près de celui des phonolites définis par Cox et al. (op. cit.), mais leur pétrographie n'est pas systématiquement connue.

5. PÉTROGRAPHIE

5.1. Les mélanéphélinites et les néphélinites

En dehors des différences de volume modal des minéraux constitutifs, les mélanéphélinites et les néphélinites présentent des caractéristiques pétrographiques identiques. Elles ont une texture microlitique porphyrique. Le volume de l'ensemble des phénocristaux est compris entre 10 et 55 %. Le clinopyroxène représente au moins un tiers des phénocristaux et presque leur totalité dans certaines néphélinites faiblement porphyriques. Les faciès riches en phénocristaux contiennent en plus de néphéline, d'oxydes, de pérowskite et de sphène. La mésostase est constituée de microlites des minéraux présents en phénocristaux auxquels s'ajoutent calcite, zéolites et leucite.

Les phénocristaux de clinopyroxène sont automorphes ou ont des faces échancrées; ils mesurent en moyenne 3 x 1 mm et les plus grands atteignent le centimètre. Ils apparaissent fortement zonés, en franges concentriques alternativement brun sombre et brun clair et sont entourés d'une fine frange verdâtre. Dans ces cristaux se trouvent des inclusions de pérowskite, d'oxydes ferrotitanés et d'apatite. La diminution graduelle de la taille des individus s'accompagne d'un épaississement de la frange externe verdâtre. Les microlites ont un coeur vert clair et des bords vert foncé. Les phénocristaux de

clinopyroxène sont isolés les uns des autres ou groupés en amas de 2 à 10 individus entre lesquels se trouvent des cristaux d'oxydes ferrotitanés, de pérowskite, d'apatite et parfois de néphéline.

La néphéline (jusqu'à 40 % en phénocristaux) occupe généralement 20 à 60 % du volume des laves. Ses phénocristaux automorphes (< 3 mm) englobent des inclusions d'apatite et de pérowskite et de rares et minuscules cristaux d'oxydes. Ils sont souvent groupés en amas associés à la leucite.

La leucite (< 1 mm) forme 2 % du volume de la roche. Les cristaux contiennent de rares inclusions et peuvent mouler la pérowskite.

La pérowskite apparaît en phéno- et microcristaux. Les plus gros cristaux avoisinent 0,5 mm de diamètre tandis que la dimension moyenne est d'environ 0,1 mm. Au microscope, les cristaux sont brun-violacé avec des nuances de coloration dans une même section. En lumière polarisée, les cristaux apparaissent maclés polysynthétiques et développent des contre-hachures caractéristiques. Dans ces cristaux de pérowskite se trouvent de rares inclusions de spinelle brun. Les cristaux de pérowskite sont disséminés dans la mésostase ou accolés aux autres phénocristaux. Ils forment surtout des inclusions dans le pyroxène, la néphéline et les oxydes.

Les oxydes ferrotitanés sont les principaux constituants des néphélinites après le clinopyroxène et la néphéline. Ils sont plus abondants en microlites (4 à 15 %) qu'en phénocristaux (< 5%). Les sections sont automorphes et mesurent entre 0,5 mm et quelques μm . Les oxydes se trouvent en inclusions dans les autres minéraux de la roche à l'exception de l'apatite et de la pérowskite. Ils sont aussi disséminés dans la mésostase ou associés au sphène.

De rares cristaux (0,2 mm) de sphène à sections losangiques ont été observés dans les néphélinites.

L'apatite (0,5 mm) est zonée avec un cœur finement piqueté et une couronne claire. L'apatite est incluse dans les oxydes, le pyroxène et est moulée par la néphéline.

Les carbonates remplissent les interstices entre les microlites et aussi dans la lumière des vacuoles où ils accompagnent les zéolites.

5.2. Les tufs néphélinitiques

Comme déjà signalé dans le chapitre cartographie, il s'agit d'un ensemble de fragments de roches et de minéraux consolidés par un ciment néphélinitique. Les blocs mélanocrates ont une mésostase sombre et généralement isotrope. Cette mésostase est clairsemée de phénocristaux de clinopyroxène ou de néphéline et de leucite. Il existe des blocs à phénocristaux de clinopyroxène ou de feldspathoïdes exclusivement.

Les laves des blocs leucocrates sont constituées par des phénocristaux de néphéline et de leucite dispersés dans une mésostase claire, finement cristallisée. Parfois, les phénocristaux de feldspathoïdes sont accessoirement accompagnés de clinopyroxène et de grenat.

Entre ces deux groupes, il existe de nombreuses laves intermédiaires dont certaines présentent des faciès qui n'avaient pas encore été signalés dans le massif :

- des néphélinites dont la mésostase est un verre rougeâtre;
- des mélanéphélinites à olivine à texture doléritique.

Les mélanéphélinites ont la composition modale moyenne suivante : 16 % d'olivine, 50 % de clinopyroxène, 16 % d'oxyde, 15 % de feldspathoïdes, 3 % de micas et clacite accessoire. L'olivine apparaît en phéno- et en microcristaux automorphes qui accompagnent ceux de clinopyroxène. Les micas, en plages interstitielles, moulent les autres minéraux et apparaissent aussi en couronne autour des phénocristaux d'oxydes. La mésostase est constituée par des microlites de clinopyroxène, de néphéline, d'oxydes et de mica. Les carbonates sont rares.

En dehors de ces blocs de laves, des fragments de cristaux d'olivine, de clinopyroxène, de grenat, d'oxydes et de néphéline ont été observés. Ces minéraux montrent des franges externes de réchauffement tandis que les blocs de néphélinites eux-mêmes s'entourent d'une couronne de cristallites de néphéline orientés radialement.

5.3. Néphélinites à méllilite.

Les échantillons montrent des quantités de phénocristaux variables (45 à 10 %). Les minéraux constitutifs sont le clinopyroxène, la néphéline, la pérowskite, les oxydes, la leucite, l'haüyne, l'apatite, les carbonates et évidemment la méllilite. En plus des microlites, la mésostase peut comporter du verre brun ou une pâte microcristalline où les minéraux sont indiscernables. Parfois, des vacuoles sont observées et elles sont plus ou moins comblées par des zéolites. Dans le faciès fortement porphyrique, la mésostase est entièrement cristallisée.

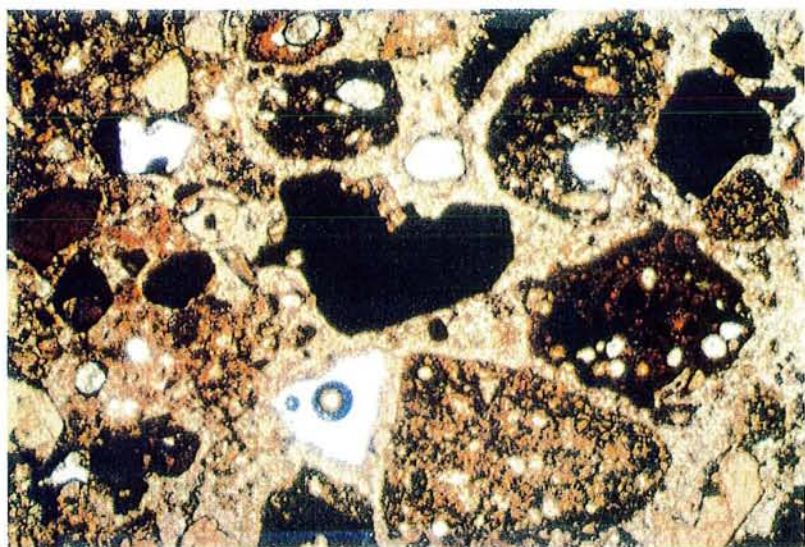
Les phénocristaux sont identiques à ceux décrits dans les néphélinites. Certains s'en distinguent par leur inclusions de méllilite en plus des inclusions d'oxydes, d'apatite et de pérowskite. Les inclusions sont souvent disposées à la limite des franges de zonation, rappelant les inclusions par accollement épitaxique. D'autres phénocristaux ont un coeur vert. Un hiatus granulométrique entre phénocristaux (1 x 0,4 mm) et microlites (< 0,2 mm) n'apparaît que dans le faciès faiblement porphyrique. Dans l'ensemble, le pyroxène occupe 16 % du volume des faciès faiblement porphyriques et environ 36 % des faciès fortement porphyriques mais avec respectivement 1,5 et 25 % de phénocristaux. La quantité de microlites varie peu (11 à 15 %). La différence entre ces proportions est

moins marquée pour les phénocristaux de méllilite (4,5 contre 6,5 %) tandis que la quantité de microlites diminue de 13,5 à 4 %. Dans tous les échantillons étudiés, les cristaux de méllilite ont des bords altérés. Lorsque le coeur est encore sain, il apparaît en plages incolores ou légèrement jaunâtres et, en lumière polarisée, des couleurs anormales bleu délavé ou vert pâle peuvent être observées. La taille des cristaux varie entre 0,5 x 0,2 mm et quelques micromètres. Ils sont disséminés dans la mésostase ou inclus dans le pyroxène, les oxydes, la néphéline, la leucite et les carbonates, d'autres moulent ou incluent les oxydes et la pérowskite.

Dans les faciès fortement porphyriques (25 à 30 % de phénocristaux), la néphéline présente des sections semblables à celles décrites dans les néphélinites à leucite. Le faciès faiblement porphyrique est constitué par de petites sections automorphes (0,5 x 0,3 mm à 50 µm). Les phénocristaux sont rarement groupés en amas englobant de la méllilite. La leucite, peu abondante, montre des sections arrondies. L'haüyne est altérée. De petits grains de pérowskite (< 0,2 mm) sont disséminés dans la mésostase ou inclus dans les autres minéraux. Ils représentent parfois 2,5 % du mode. De rares baguettes (0,5 x 0,1 mm) d'apatite ont été observées. Les carbonates enrobent des aiguilles de pyroxène, des cristaux de pérowskite et autres minéraux de la lave. Les zéolites proviennent de l'altération de la leucite ou d'une cristallisation secondaire dans les vacuoles.

Les néphélinites à méllilite riches en phénocristaux sont parfois recoupées par des filons d'épaisseur centimétrique et de composition minéralogique semblable à celle de la lave encaissante. La texture de ces filons est très fine, la méllilite y est moins abondante et la mésostase sombre.

Planche B : 1. - Microphotographie d'un tuf néphélinitique ; 2. - Microphotographie de néphélinite à méllilite (vue générale) ; 3. - Détail (0,4 x 0,225 mm) de la photo 2 montrant la méllilite à inclusion de pérowskite, adjacente à l'apatite au coeur piqueté ; 4. - Phénocristal de néphéline aux multiples inclusions de clinopyroxène et de mélanite ; 5. - Mélanite fortement zonée montrant des inclusions de clinopyroxène. (Toutes les microphotographies sont prises en lumière naturelle, elles mesurent, chacune, 3 x 2 mm sauf la photo 3).



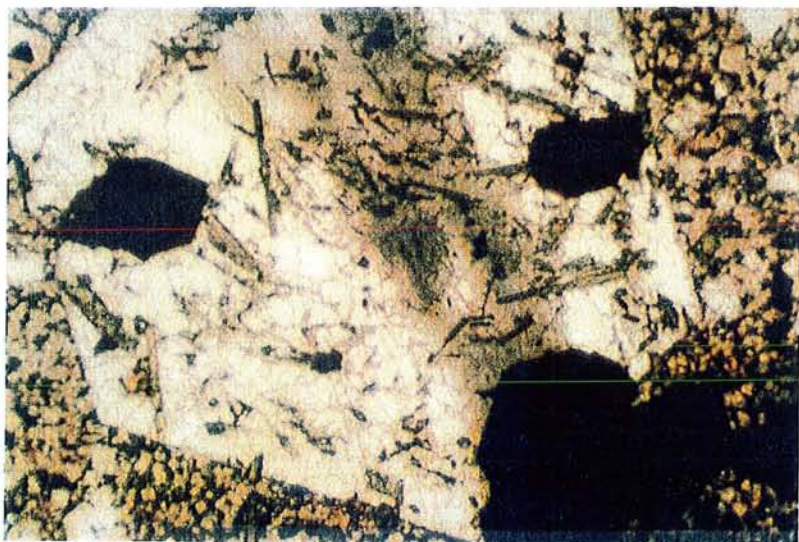
1



2



3



4

5

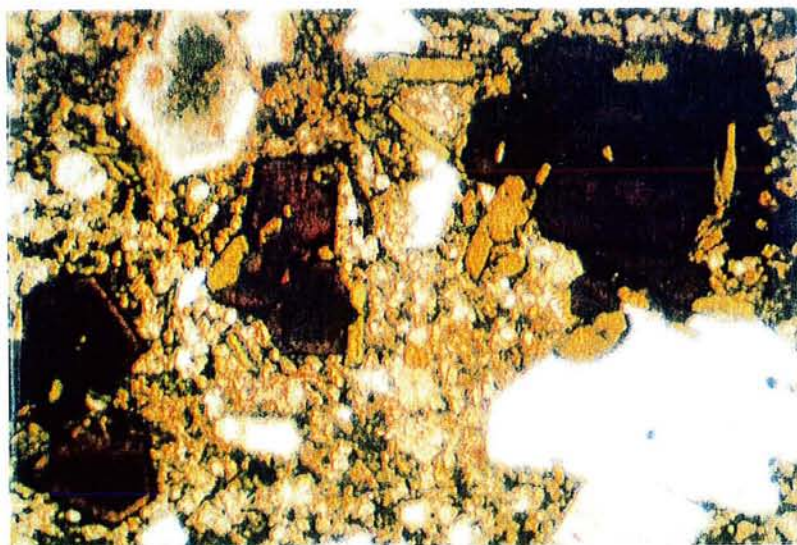


Planche B

5.4. Néphélinites à grenat (mélanite)

En plus des espèces minérales constitutives des faciès précédents, certaines néphélinites contiennent une importante quantité de grenat (10 % de la lave). Ces néphélinites sont aussi caractérisées par une relative abondance de l'haüyne par rapport au faciès à haüyne et leucite. Elles sont porphyriques (phénocristaux > 5 %) et contiennent rarement des oxydes.

En lame mince, les cristaux brun vif de grenat (2 à 0,01 μm) sont automorphes, parfois cassés et présentent une zonation en couronnes alternativement sombres et claires. Des inclusions d'oxydes et de pyroxène sont fréquentes. Le grenat moule parfois la néphéline avant d'être à son tour moulé par le clinopyroxène. Il est aussi inclus dans la néphéline poecilitique (planche B, photo 4).

Du point de vue composition minéralogique, les néphélinites à grenat se rapprochent des autres faciès de néphélinites du massif. Les cristaux d'haüyne, de néphéline et de grenat sont volumineux (parfois 3 à 4 mm) et s'englobent mutuellement dans une texture poecilitique (planche B, photos 4 et 5). La mélilite forme des inclusions subophitiques dans le pyroxène.

Les néphélinites à haüyne et grenat contiennent de nombreuses enclaves de roches grenues (ijolite - melteigite) qui seront décrites plus loin.

5.5. Leucitonéphélinites

5.5.1. Leucitonéphélinites à haüyne

Les leucitonéphélinites à haüyne sont aphyriques. Le clinopyroxène forme l'essentiel des phénocristaux. Au microscope, elles sont constituées d'une mésostase abondante dans laquelle se trouvent disséminés de rares phénocristaux de clinopyroxène (3 x 1 mm) et des cristaux de néphéline (< 0,3 mm), de leucite et haüyne. La mésostase comporte des microlites de ces mêmes minéraux et de mélilite, pérowskite et oxydes que moule un verre brun-vert partiellement cristallisé. Des zéolites remplissent les vacuoles et les fissures. Des phénocristaux de leucite poecilitique englobent des cristaux de néphéline, mélilite, pérowskite et pyroxène. Les microlites de pyroxène mesurent 20 à 50 μm . Les oxydes et la pérowskite constituent les seules phases sombres dans un fond clair. Ils apparaissent aussi en inclusions dans les cristaux de néphéline et de leucite. La mélilite s'altère en produit jaunâtre et verdâtre qui entoure des îlots encore sains.

5.5.2. Leucitonéphélinites à aenigmatite.

Le faciès de leucitonéphélinite à aenigmatite limite la vallée de la Kwele au NW, en une falaise verticale (200 m de hauteur). A l'affleurement, les roches sont gris-verdâtre à texture microlitique porphyrique faiblement vacuolaire. La proportion des vacuoles, en moyenne millimétriques, croît vers le sommet de la falaise. A l'oeil nu, les phénocristaux sombres de minéraux ferromagnésiens sont disposés de manière quelconque dans une matrice microcristalline. Entre ces phénocristaux sombres et aciculaires (20 x 4 mm à 5 x 0,5 mm) ou trappus (8 x 6 mm), sont logés de nombreux autres phénocristaux de feldspathoïdes de couleur brun-clair ou gris-blanc, ce qui réduit le volume (24 %) de la matrice microlitique. La taille moyenne de ces derniers phénocristaux est de l'ordre du millimètre.

Au microscope, les phénocristaux sombres correspondent au clinopyroxène et quelquefois à la magnétite et les phénocristaux clairs, à la néphéline ou à la leucite, rarement à l'apatite. La pâte microlitique est constituée des espèces sus-citées auxquelles s'ajoutent la pérowskite, l'aenigmatite, le hyalophane, le sphène, la sodalite et des minéraux carbonatés (planche C, photos 1 et 2).

Les phénocristaux de salite titanifère sont de dimensions variables (20 x 5 mm à 1 x 0,2 mm). Ils sont tous automorphes et présentent un important zonage où la couleur varie progressivement du brun clair au brun foncé du coeur vers l'extérieur; une couronne d'un vert identique à celui des microlites les entoure. Les phénocristaux dont le coeur est zoné en taches comportent toujours une frange externe semblable à celle des autres individus. Des inclusions d'oxydes, d'apatite et de pérowskite ont été observées. Les phénocristaux de salite sont rarement isolés les uns les autres et des associations de deux à dix individus dessinent souvent des figures complexes.

Il existe des hiatus granulométriques entre les phénocristaux de salite titanifère et les microlites d'hédenbergite-aegyrine ou d'aegyrine de la mésostase. Ces derniers montrent un zonage normal et continu du coeur brun au bord vert. Les cristaux subautomorhes de pyroxène forment des amas autour des phénocristaux de néphéline et de leucite ou d'oxydes. Ils se présentent rarement en individus isolés dans la mésostase.

Les phénocristaux de néphéline sont automorphes et moins volumineux que ceux de salite, mais ils occupent des volumes semblables (25 à 30 % modaux). Ils sont dispersés dans la mésostase ou regroupés en amas de 2 à 4 individus dans les interstices limités par la salite. Les sections parfois craquelées sont légèrement piquetées de pourpre et contiennent de rares inclusions d'apatite, de pyroxène et d'oxydes. Les microlites de néphéline sont moins nombreux que ceux de pyroxène.

Les phénocristaux de leucite et de néphéline ont des dimensions semblables, mais ceux de leucite sont peu abondants. et, souvent, ils moulent ou contiennent des cristaux

d'oxydes. La plupart des phénocristaux de leucite sont isolés les uns des autres; les groupes de 2 à 3 individus sont sporadiques. Les microlites de leucite sont aussi nombreux que ceux de néphéline (tableau 5.1).

A l'exception des agglomérats (2 à 3 mm), les phénocristaux d'oxydes ont des dimensions voisines de celles de la néphéline. Les individus isolés sont automorphes. Les amas de plusieurs cristaux sont massifs ou squelettiques. Ils sont moulés par le pyroxène, la néphéline et la leucite. Les microcristaux d'oxydes constituent des inclusions dans le pyroxène, la néphéline et la leucite quand ils ne sont pas disséminés dans la mésostase.

L'apatite apparaît essentiellement en phéno- et microcristaux automorphes inclus dans la néphéline et le clinopyroxène; d'autres sont éparpillés dans la mésostase ou localisés entre les prismes de clinopyroxène. Tous présentent une zone centrale grise et une frange externe claire.

De petits cristaux (0,1 mm) de pérowskite sont inclus dans le pyroxène ou disséminés dans la mésostase. La pérowskite occupe moins d'1 % du volume de la roche.

L'aenigmatite est observée sous forme de microlites moulant les oxydes ou en grains isolés dans la mésostase. Leur couleur brune ou rouge varie d'un individu à l'autre; les cristaux ont un cœur plus sombre que leur bordure. Des microlites d'aenigmatite ont été signalés dans des néphélinites à leucite et méllilite (Mouafo, 1988).

Les leucitonéphélinites à aenigmatite contiennent aussi de nombreux cristaux à relief pléochroïque intermédiaire entre ceux du clinopyroxène et de l'aégyrine. Légèrement colorés en brun clair, certains polarisent dans les teintes bleues, jaunes et rouges du second ordre et d'autres dans celles du premier ordre. Les premiers s'apparentent à des minéraux carbonatés (cancrinite et calcite?) dont la composition reste à déterminer et les second sont des cristaux de feldspath alcalin contenant du baryum (jusqu'à 8,5 % en poids de BaO). L'ensemble occupe environ 15 % de la mésostase.

Les cristaux de sphène et de sodalite sont rares.

5.6. Haüynophyres

Le terme haüynophyre désigne les laves où le rapport volumétrique haüyne / haüyne + autres feldspathoïdes (néphéline et leucite) + méllilite $> 0,6$. Au microscope, les néphélinites du flanc nord apparaissent de plus en plus riches en haüyne de la base vers le sommet du massif où les autres feldspathoïdes ne sont plus présents en phénocristaux. Par ordre d'importance volumétrique, les phénocristaux sont clinopyroxène, haüyne, néphéline, oxydes et apatite. Tous les échantillons présentent une mésostase où de très fins microlites de clinopyroxène, d'oxyde, de néphéline et d'haüyne sont dispersés dans un verre abondant. De même que la plupart des néphélinites s.l. précédemment décrites, les proportions des phénocristaux varient largement (de 30 à 10 % en volume); aucun

échantillon aphyrique n'a été observé. Il existe un hiatus granulométrique entre les phénocristaux et les microlites. La caractéristique essentielle permettant de distinguer les haüynophyres du sommet principal de celles des galets prélevés sur la plage réside dans la couleur de l'haüyne : bleue dans les galets et jaunâtre dans les roches du sommet.

Les phénocristaux de clinopyroxène sont uniformément brun-vert. Les cristaux sont automorphes, allongés ou trapus. Leur taille varie du centimètre au millimètre pour les phénocristaux et de 100 à 10 μm pour les microlites. Les inclusions d'haüyne, d'oxydes et d'apatite sont fréquentes. Les cristaux de pyroxène non isolés des autres se groupent en amas auxquels sont associés les oxydes et l'haüyne.

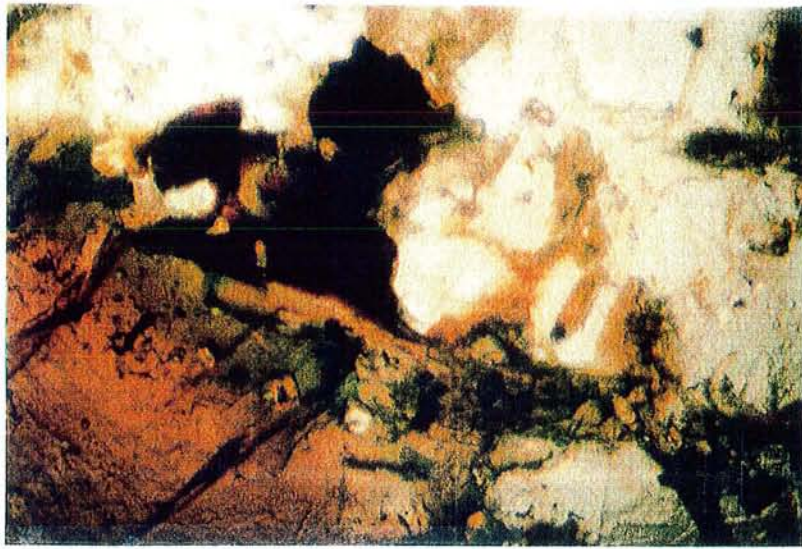
L'haüyne (20 à 10 %) apparaît aussi en phénocristaux (environ 1 mm) et en microlites (50 à 100 μm). Certains cristaux d'haüyne comportent des micro-inclusions d'oxydes et de clinopyroxène. Les phénocristaux d'oxydes sont généralement moins volumineux (< 0,5 mm) que ceux d'haüyne et de clinopyroxène. Ils sont parfois automorphes, mais ils peuvent être imbriqués avec le clinopyroxène.

5.7. Enclaves dans les néphélinites s.l.

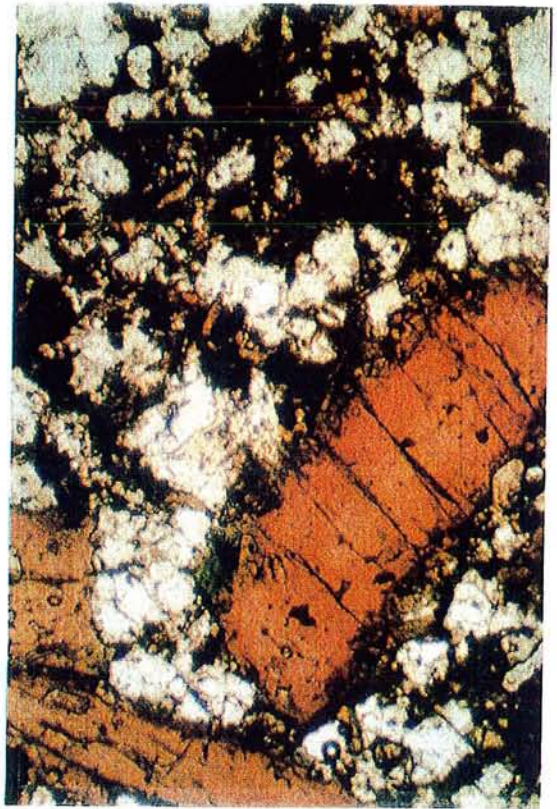
Les xénolites ont une composition de néphélinites, de clinopyroxénites, d'ijolites ou de meltelgites. Au microscope, une enclave de clinopyroxénite montre une structuration granulométrique grossièrement symétrique par rapport à sa médiane. Les plus gros cristaux (1 mm) forment un cordon central flanqué sur les deux bords par des franges à microcristaux. D'autres gros cristaux s'alignent sur les contacts de l'enclave avec la lave encaissante. Accessoirement, la néphéline accompagne le clinopyroxène apparu en phéno- et microcristaux. En plus des phénocristaux automorphes, il existe des plages poecilitiques de pyroxène englobant oxydes et néphéline et des plages poecilitiques de néphéline aux inclusions de pyroxène. Phénocristaux, plages poecilitiques et microcristaux de pyroxène sont verts et zonés. Outre les phénocristaux automorphes, la néphéline apparaît en plages interstitielles moulant les autres minéraux de la roche. Les carbonates et les zéolites remplissent des fissures de la roche.

Une autre enclave de clinopyroxénite contient des xénocristaux d'olivine auréolés de microlites de clinopyroxène. La transformation en clinopyroxène évolue rapidement le long des craquelures et parfois, isole des lamelles parallèles d'olivine.

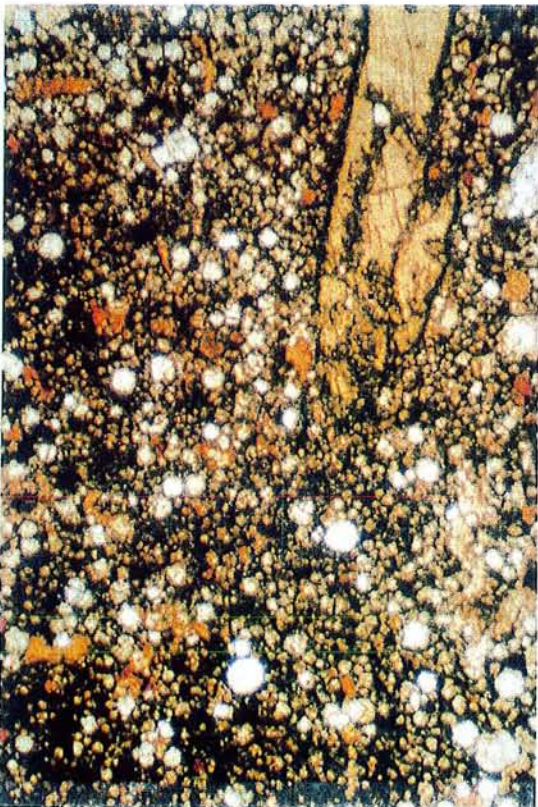
Planche C : 1. - Microphotographie d'aenigmatite accolée à une salite au bord aegyrienne (leucitonéphélinites de Kwele) ; 2. - Vue générale de la même plage montrant la forte cristallinité de lave ; 3. - Microphotographie d'un phénocrital de salite résorbé dans une leucitonéphélinite à Sr-méllilite (baguettes jaunes) ; 4. - Texture gloméroporphyrique des leucitonéphélinites sans haüyne, ni méllilite ; 5. - Enclave de clinopyroxénite dans des néphélinites. Toutes les photos sont prises en lumière naturelle et ont, chacune, 3 x 2 mm de dimensions sauf la photo 1 avec 0,4 x 0,225 mm.



1



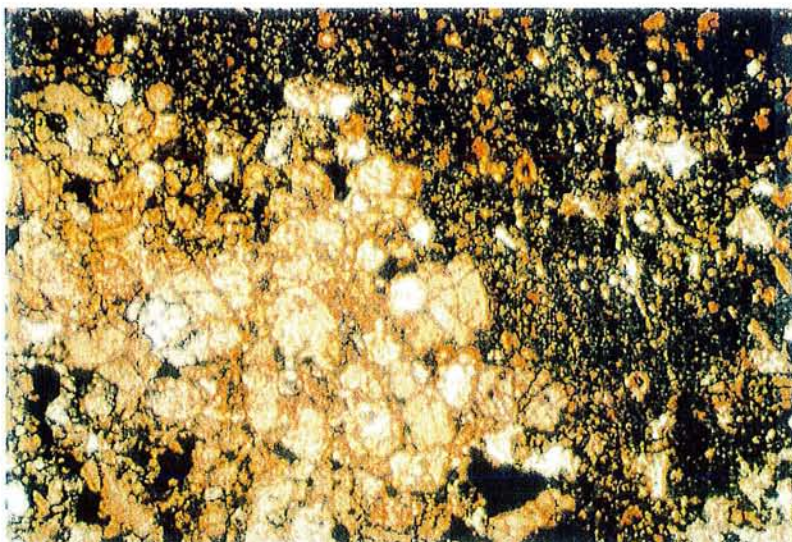
2



3



4



5

Planche C

Un dernier groupe de nodules (1 à 2 cm de diamètre) de clinopyroxénites (planche C, photo 5) à pyroxène brun ou mauve est caractérisé par son verre de couleur variée (incolore à jaunâtre) et la présence d'haüyne. Les oxydes (5 à 10 % du mode) sont automorphes, isolés ou parfois groupés en amas de forme quelconque, leur relation avec l'haüyne est difficile à établir. L'haüyne, au bord sombre, contient dans sa partie centrale des vésicules attribuables à un réchauffement par la lave hôte.

Des enclaves de néphélinites s.s. ont été observées dans des néphélinites à méllilite confirmant la postériorité de celles-ci par rapport à celles-là. Ces enclaves sont des néphélinites aphyriques, vacuolaires ou non, qui peuvent être attribuées au faciès de bordure du dôme situé au sud-ouest. Une de ces enclaves est une haüynophyre.

Des enclaves d'ijolites-méilteigites plus volumineuses (10 cm) que les enclaves de clinopyroxénites ont été trouvées dans les néphélinites à grenat. Elles présentent une texture grenue par agencement, par ordre décroissant d'abondance, de clinopyroxène avec néphéline, oxydes, micas, amphibole, pérowskite, sphène, analcime, apatite, carbonate et rare méllilite.

De grandes baguettes (2 x 0,4 cm) jointives de salite titanifère ont un cœur brun zoné et couronné par une frange millimétrique verdâtre. Les cristaux sont vert clair avec une composition probable d'augite aegyrienne. Les oxydes et la pérowskite apparaissent en inclusions dans le pyroxène, la néphéline et la calcite où ils peuvent être associés, dans ce dernier cas, à de l'apatite automorphe. La néphéline moule les autres cristaux de la roche. Cancrinite et carbonates apparaissent dans des fissures ou entre des cristaux de néphéline. Le faciès pauvre en pérowskite comporte des mégacristaux de micas (1 x 3 cm à 0,4 x 1 cm) englobant pyroxène, apatite et oxydes ferrotitanés. La néphéline est souvent remplacée par de l'analcime piquetée d'opacités. Au contact de la lave, ces minéraux montrent parfois des golfes de corrosion.

Les phénocristaux de clinopyroxène jointifs forment une charpente et délimitent des interstices où sont localisés les autres minéraux de la roche. Bien que cette organisation microscopique soit proche de celle retenue pour définir les cumuls magmatiques, la petite taille des échantillons ne permet pas de conclure s'il s'agit bien de cumuls. Les termes descriptifs des cumuls magmatiques ont cependant été utilisés pour donner une image précise des observations. Ainsi, les cristaux de pyroxène de la charpente correspondraient aux cristaux cumulus, leurs inclusions (pérowskite, oxydes) et les cristaux de micas porphyroïdes, à des primocristaux. Les cristaux cumulus de pyroxène comportent de petites franges vertes de surcroissance intercumulus, contemporaines des microcristaux de pyroxène, néphéline, sphène et apatite. Les carbonates et l'analcime sont les phases tardives du stade postcumulus. Dans le faciès riche en pérowskite, la calcite et

la cancrinite représentent les minéraux tardimagmatiques. Globalement, les enclaves grenues observées dans les néphélinites à grenat peuvent être comparées à des orthocumulats selon la nomenclature d'Irvine (1982).

Les néphélinites à haüyne contiennent aussi des nodules (2 à 5 cm) de péridotite. Ces nodules sont constitués, par ordre décroissant d'abondance, de cristaux de clinopyroxène, d'oxydes ferrotitanés, d'olivine, d'orthopyroxène et de spinelle vert disposés en texture grenue isotrope. Les cristaux de clinopyroxène et d'olivine mesurent en moyenne deux millimètres. Les oxydes apparaissent parfois en cristaux millimétriques poecilitiques englobant ou moulant les spinelles et le clinopyroxène. L'orthopyroxène apparaît en lamelles, en lentilles ou globules cunéiformes localisés le long des clivages du clinopyroxène ou en couronne autour des oxydes; il remplit aussi les fissures d'environ 200 µm de large qui recoupent toutes les phases minérales de la roche ou se développe entre clinopyroxène et spinelle. Chacune des sections d'orthopyroxène s'éteint uniformément. La cristallisation entière des filonnets recoupant la roche laisse penser à une apparition antérieure à l'arrachement de la péridotite du manteau. Les structures observées n'indiquent pas de transformations rapides pendant la montée et seraient donc originelles du manteau. Les nodules actuellement connus dans les néphélinites du Mont Etinde ont une composition modale différente de celles des nodules rencontrés dans les laves de l'Adamaoua (Girod et al., 1984 ; Dautria et Girod, 1986). Les nodules de péridotites de cette dernière localité peuvent comporter du plagioclase et du verre en plus du spinelle brun, de l'olivine, de l'orthopyroxène et du clinopyroxène.

5.8. Conclusion sur la pétrographie des laves du Mont Etinde

Les faits essentiels sont :

- L'éventail pétrographique des laves du Mont Etinde regroupe des tufs néphélinitiques, des néphélinites, des néphélinites à haüyne, méllilite ou grenat, des leucitonéphélinites à aenigmatite, des haüynophyres et des enclaves de clinopyroxénites dans les néphélinites s.l. Le clinopyroxène, la pérowskite et la titanomagnétite ont généralement cristallisé en premier. Les seules nuances sont l'apparition précoce de la méllilite et du grenat dans les faciès respectifs. La hyalophane et la sodalite cristallisent dans la mésostase des leucitonéphélinites.

- La plupart des minéraux sont zonés. Les phénocristaux de clinopyroxène ont développé en alternance des zones brun-sombre et brun-clair, puis des couronnes progressivement verdâtres. De même, les couronnes sombres et claires des grenats permettent un regroupement en probables croissances successives.

- L'absence de phénocristaux d'olivine dans les laves du Mont Etinde est caractéristique. Seuls des xénocristaux instables auréolés de clinopyroxène sont

rencontrés. Un cristal d'olivine "emprisonné" dans des cristaux de clinopyroxène a été décrit (Mouafo, 1988); ses teneurs en NiO (< 0,16 %) laissent cependant douter de son éventuel arrachement d'un matériau mantellique.

- La présence d'enclaves de néphélinites et de néphélinites à haüyne dans les néphélinites à méllite permet de confirmer la chronologie relative des éruptions des laves déjà établie à partir des observations de terrain. Les enclaves d'ijolite-meltéigite et de clinopyroxénites témoignent de l'existence probable des roches grenues dans les racines du Mont Etinde. Les caractéristiques optiques des pyroxènes des enclaves d'ijolite-meltéigite sont celles des pyroxènes des laves basiques tandis que celles des pyroxènes des clinopyroxénites sont celles des laves évoluées.

Tableau 3-1 : Analyses modales des principaux groupes de laves
néphélinitiques du Mont Etinde (2500 points par
échantillon ; résultats en %)

Sample	H	S	C6	C7	Sr	M2	N4
Magnétite	tr	3.0	7.0	1.5	3.1	5.9	2.1
pérowskite			0.3	1.4	2.1	0.9	0.9
Apatite	0.2	1.1	0.2	tr	0.1	0.5	
Pyroxène	1.8	18.2	32.3	0.7	27.6	3.5	18.3
Néphéline	0.0		15.8	7.9	31.9	18.7	15.7
Méllite				5.6	5.1		
Mélanite						2.6	
Haüyne	18.2	9.3		1.4		2.6	
Leucite			5.7	5.2			
Tot. phén	20.2	31.6	61.3	22.1	69.9	34.1	37.0
Magnétite	6.2	1.0	2.4	1.5	2.1		1.2
Apatite	0.4			tr			
Sphène			0.2				
Pyroxène	13.5	5.2	19.7	13.5	11.6	28.9	14.5
Néphéline		0.4	4.0		10.2	6.6	36.8
Méllite				7.2	2.1		
Haüyne	0.5	1.2	0.2				
Leucite			3.5	2.0			
hyalophane			tr				
Aenigmatite			0.3				
Carbonates			tr		1.6	1.4	
Mésostase	59.3	60.5	8.3	42.4			11.4
I.C.	81.4	89.0	70.8	70.7	50.7	72.1	47.5

H et S : haüynophyes ; C6 : néphélinite à aenigmatite et hyalophane ;

C7 : leucitonéphélinite à Sr-méllite ; Sr : néphélinite à méllite ; M2 :

néphélinite à grenat mélanite ; N4 : néphélinite du nord-est.

Tot.phén : total des phénocristaux ; I.C. : indice de coloration (il com-

porte une imprécision causée par la mésostase constituée de minéraux

indiscernables et parfois de verre).

Tableau 6 - 1 : Analyses représentatives des pyroxènes des laves néphélinitiques

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Sample	C7	C6						S						Sr					
SiO ₂	48.55	47.69	43.51	44.49	48.41	50.67	50.12	49.77	49.98	49.68	48.71	46.21	40.05	41.54	42.54	45.41	46.77	44.30	41.12
Al ₂ O ₃	2.33	0.63	7.20	7.66	0.77	0.38	1.72	0.37	0.29	0.58	3.23	4.51	10.23	9.40	7.93	5.17	2.37	6.78	10.16
FeO	15.15	23.14	8.66	9.65	24.03	24.48	25.85	24.51	24.69	22.94	8.81	11.84	8.99	8.52	8.87	11.35	17.01	9.57	7.93
MgO	7.80	1.71	11.24	10.43	1.79	0.90	0.18	0.91	1.39	3.01	11.75	9.48	9.70	10.63	10.97	9.68	6.31	10.73	10.51
CaO	20.05	13.81	22.94	23.14	14.99	9.76	2.71	10.34	11.97	16.64	23.39	22.29	22.72	22.90	22.64	22.51	20.04	22.80	22.76
Na ₂ O	2.12	5.53	0.79	0.85	4.70	7.80	12.03	7.54	6.51	3.67	0.59	0.84	0.67	0.59	0.64	0.90	1.68	0.70	0.73
MnO	0.93	1.36	0.22	0.25	1.83	0.70	0.87	0.77	0.84	0.87	0.32	0.38	0.21	0.20	0.25	0.44	0.90	0.33	0.14
TiO ₂	1.17	1.53	3.00	3.28	0.97	3.47	1.33	3.22	2.31	1.47	2.30	3.24	5.86	2.12	4.55	3.17	3.78	3.70	5.14
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	98.1	95.4	97.6	99.8	97.5	98.2	94.8	97.4	98.0	98.9	99.1	98.8	98.4	95.9	98.4	98.6	98.9	98.9	98.5
Fe ₂ O ₃	7.12	13.89	8.05	6.59	12.58	13.07	27.99	14.13	13.00	7.55	2.74	3.78	6.16	9.07	6.32	5.46	3.85	5.76	6.17
FeO	8.74	10.64	1.42	3.72	12.71	12.72	0.67	11.79	12.99	16.14	6.35	8.44	3.44	0.36	3.18	6.44	13.55	4.38	2.37
Total	98.8	96.8	98.4	100.4	98.8	99.5	97.6	98.8	99.3	99.6	99.4	99.2	99.0	96.8	99.0	99.2	99.3	99.5	99.1
Si	1.880	1.943	1.664	1.675	1.945	1.992	1.965	1.974	1.981	1.971	1.845	1.780	1.536	1.613	1.624	1.746	1.840	1.685	1.564
Al	0.107	0.030	0.325	0.340	0.036	0.018	0.080	0.017	0.014	0.027	0.144	0.205	0.462	0.430	0.357	0.234	0.110	0.304	0.455
Fe ₃	0.208	0.426	0.232	0.187	0.380	0.387	0.826	0.422	0.388	0.226	0.078	0.110	0.178	0.265	0.182	0.158	0.114	0.165	0.177
Fe ₂	0.284	0.363	0.045	0.117	0.427	0.418	0.022	0.391	0.430	0.536	0.201	0.272	0.110	0.012	0.102	0.207	0.446	0.140	0.076
Mg	0.452	0.104	0.641	0.585	0.107	0.053	0.011	0.054	0.082	0.178	0.663	0.544	0.554	0.615	0.624	0.555	0.370	0.608	0.596
Ca	0.836	0.603	0.940	0.933	0.645	0.411	0.114	0.440	0.508	0.707	0.949	0.920	0.934	0.953	0.926	0.927	0.845	0.929	0.927
Na	0.160	0.437	0.059	0.062	0.366	0.595	0.915	0.580	0.500	0.282	0.043	0.063	0.050	0.044	0.047	0.067	0.128	0.052	0.054
Mn	0.031	0.047	0.007	0.008	0.062	0.023	0.029	0.026	0.028	0.029	0.010	0.012	0.007	0.007	0.008	0.014	0.030	0.011	0.005
Ti	0.034	0.047	0.086	0.093	0.029		0.039	0.096	0.069	0.044	0.066	0.094	0.169	0.062	0.131	0.092	0.112	0.106	0.147
Cr																			
Total	3.992	4.000	3.999	4.000	3.997	3.897	4.001	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000	4.000	4.001	4.001	4.000	3.995	4.000	4.001
Wo	46.2	39.1	50.4	51.0	39.8	31.8	11.4	33.0	35.4	42.2	50.0	49.5	52.4	51.5	50.3	49.8	46.8	50.1	52.1
En	25.0	6.7	34.4	28.5	6.6	4.1	1.1	4.1	5.7	10.6	34.9	29.3	31.1	33.2	33.9	29.8	20.5	32.8	33.5
Fs	28.8	54.2	15.2	20.5	53.6	64.1	87.5	62.9	58.9	47.2	15.1	21.2	16.5	15.3	15.8	20.4	32.7	17.1	14.4

6. MINÉRALOGIE DES NÉPHÉLINITES

6.1. DONNÉES ANALYTIQUES

La présente étude minéralogique porte sur de nouvelles analyses (microsonde électronique) des minéraux suivants : pyroxène, aenigmatite, oxydes, pérowskite, sphène, néphéline, leucite, méllilite, hyalophane. Ces nouvelles analyses s'ajoutent aux données de Tilley (1953), Smith (1970), Fitton et Hughes (1981) et Mouafo (1988) pour l'olivine, l'amphibole et le mica, minéraux que nous n'avons pas analysés, mais dont nous présentons cependant les caractéristiques.

6.1.1. Olivine

L'olivine est présente, parfois en cristaux réactionnels, à zonation normale. Elle est magnésienne (Fo 84-82), pauvre en nickel (0,1 % de NiO) et riche en manganèse (0,7 % de MnO).

6.1.2. Grenat

Les cristaux de grenat, toujours zonés (tableau 6-1), ont une composition de schorlomite ($VI\text{Ti} > VI\text{Fe}^{3+}$, $\text{TiO}_2 > 15$ % en poids) ou de mélanite ($VI\text{Ti} < VI\text{Fe}^{3+}$, $\text{TiO}_2 < 15$ %) (Deer et al., 1982). Le profil de zonation d'un cristal constitué d'un coeur et de deux couronnes emboîtées montre une zonation normale à travers chaque couronne (diminution progressive de Ti et augmentation concomitante de Fe^{3+}). De la couronne interne à la couronne externe, la teneur en TiO_2 augmente brusquement de 7 à 16 %. Cette variation de composition est révélatrice de la résorption d'une phase minérale riche en titane (pérowskite ou oxydes ferrotitanés) pendant l'évolution du milieu de cristallisation. D'autres cristaux entourés d'une seule couronne ne présentent pas de variation brutale des teneurs en titane et leur cristallisation est vraisemblablement postérieure à l'enrichissement en titane du liquide.

6.1.3. Clinopyroxène

Le clinopyroxène est le minéral ferromagnésien dominant dans tous les faciès de néphélinites répertoriés (voir § Pétrographie). Généralement, les coeurs des phénocristaux entourés de nombreuses couronnes alternativement brun sombre et brun clair, sont ceints d'une gaine verte. Les microlites aussi sont fortement zonés du coeur vert clair au bord vert sombre. Néanmoins, il existe des échantillons (haüynophyres et

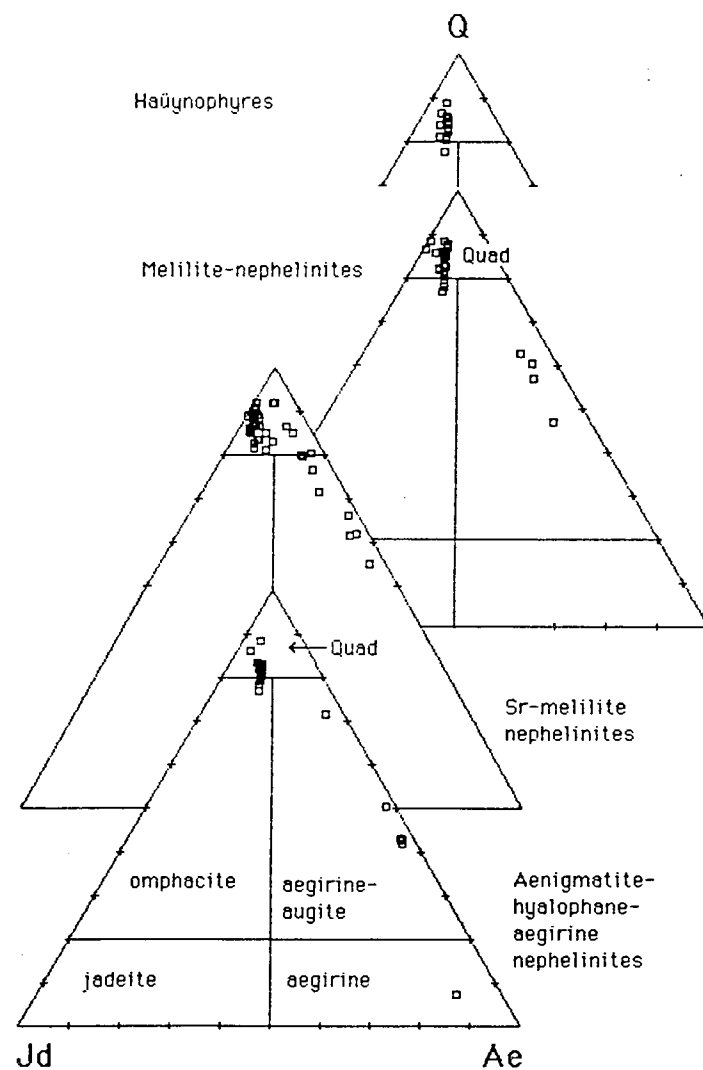


Fig. 6-1 : Nomenclature des pyroxènes des laves du Mont Etinde

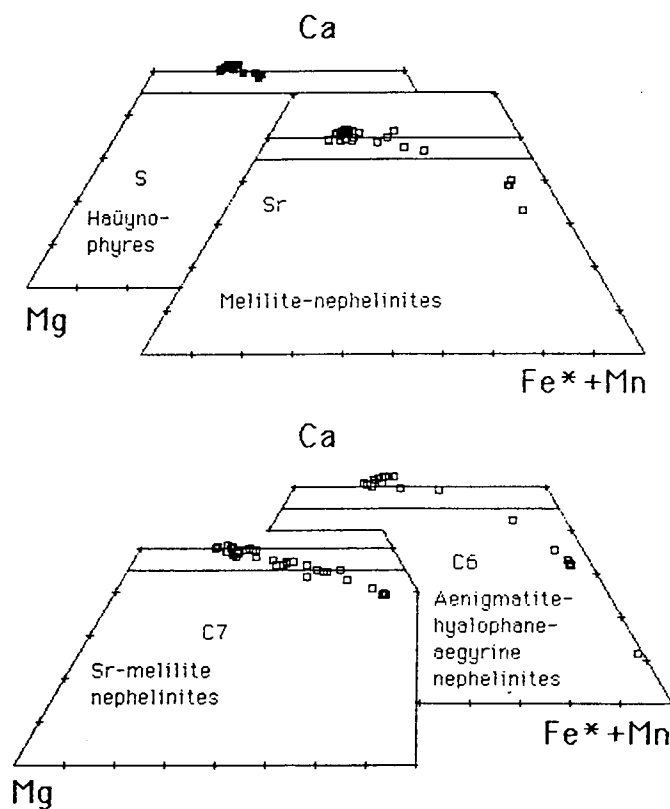


Fig. 6-2 : Composition des clinopyroxènes des laves du Mont Etinde dans le quadrilatère En-Di-Hd-Fs.

mélanéphélinites) où la zonation du clinopyroxène ne s'étend pas jusqu'au domaine des pyroxènes verts .

L'ensemble de cent soixante analyses ponctuelles nouvelles couvre essentiellement les faciès à aenigmatite, à mélilite et les haüynophyres du sommet principal. La plupart des compositions des phénocristaux appartiennent au groupe des "pyroxenes Ca-Mg-Fe (Quad)" (Morimoto et al., 1988). Les compositions évoluent jusqu'au groupe "Ca-Na pyroxenes (Ca-Na)" ou augite aegyrinique et même au pyroxène sodique (fig. 6.1; tableau 6.1). A l'exception des haüynophyres où la composition des phénocristaux et microlites de pyroxène est limitée au domaine des salites (fig. 6.2), les pyroxènes des autres échantillons forment une lignée constituée de salite et ferrosalite qui s'incurve vers le pôle ferrosalite avec l'entrée du sodium en remplacement du calcium. Dans un diagramme $Mg-(Fe^{2+}+Mn)-Na$ (fig. 6.3), l'enrichissement en hédénbergite du pyroxène est plus important que dans les pyroxènes des néphélinites de Djebel Targou, Maroc (Velde et Rachdi, 1988), d'Oldoinyo Lengai, Tanzanie (Donaldson et al., 1987) ou au pyroxène des carbonatites du complexe de Fen, Norvège (Anderson, 1988). Les valeurs de 93 % d'acmite calculée sont les plus fortes actuellement connues dans les néphélinites hyperalcalines. Les teneurs en chrome des pyroxènes de toutes nos néphélinites sont basses.

Une traversée du coeur au bord d'un phénocristal indique une diminution des teneurs en TiO_2 (5,5 à 1,5 %) et Al_2O_3 (10,3 à 1,6 %). La distribution des points dans le diagramme Q-J fait apparaître l'influence des 4 substitutions retenues par Morimoto et al. (1988). Il s'agit des types 1 pour l'évolution vers l'aegyrine, 2 pour la substitution FM-NAT et FM-NAZ tandis que les substitutions 3 et 4 induisent la formation de "molécules tschermakitiques". Ces deux dernières substitutions contrôlent l'évolution des pyroxènes des haüynophyres alors que les deux premières contrôlent celle des pyroxènes des autres faciès analysés. Des compositions riches en strontium (jusqu'à 1 % en poids de SrO) apparaissent aux bords des phénocristaux et dans les microlites de pyroxène des néphélinites à mélilite.

6.1.4. Aenigmatite

Douze analyses d'aenigmatite (voir aenigmatite des Monts Roumpi pour les conditions d'analyse) ont porté sur des cristaux dispersés dans la mésostase. Tous les cristaux sont toujours accolés aux oxydes ferrotitanés et/ou au pyroxène sodique. L'aenigmatite des leucitonéphélinites est riche en titane. Les teneurs en TiO_2 sont souvent supérieures à 8 % et s'élèvent à 10,7 % (soit 1,16 cation) au coeur de certains cristaux. Les teneurs en MnO sont basses (1,2 à 1,7 %). La formule structurale calculée sur la base de 14 cations et 20 oxygènes montre que l'aenigmatite des leucitonéphélinites est plus

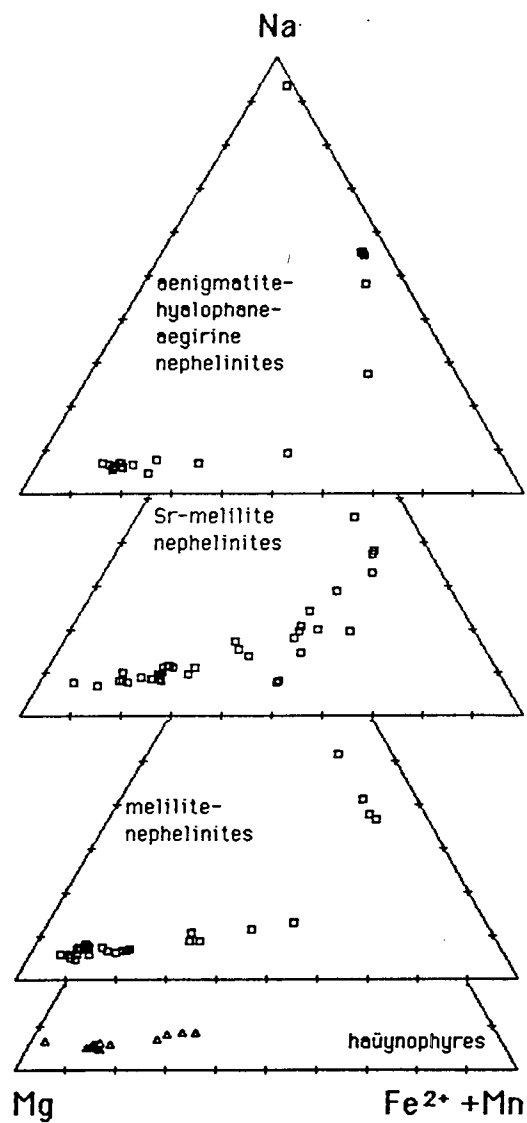


Fig. 6-3 : Compositions des pyroxènes des laves du Mont Etinde dans le système Mg-Fe²⁺-Mn-Na.

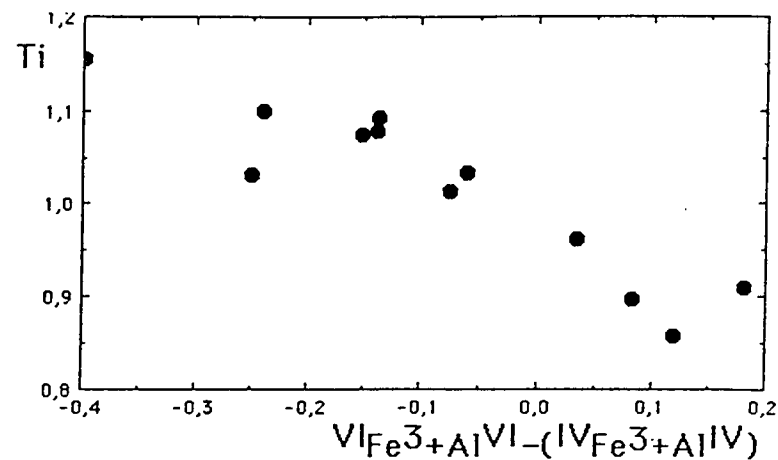


Fig. 6-4 : Ti en fonction de $(VI Fe^{3+} + Al VI) - (IV Fe^{3+} + Al IV)$. Les points à coordonnées négatives sont les lieux de substitution complète. $VI Fe^{2+} + Ti = 2 VI Fe^{3+}$

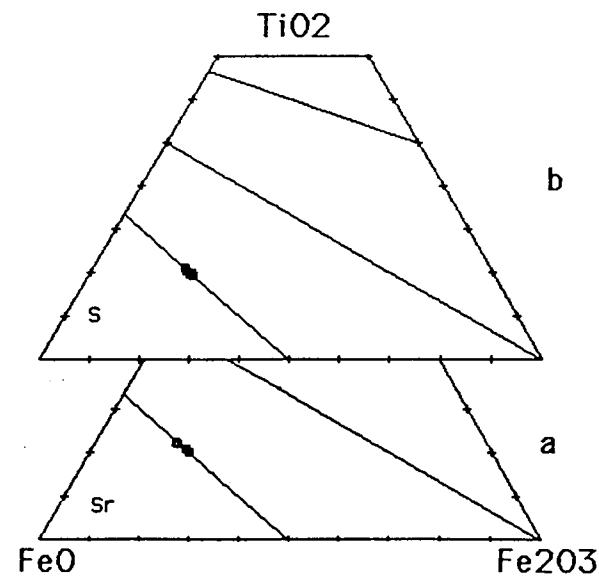


Fig. 6-4b : Oxydes des néphélinites à mélilite (a) et des hauynophyres (b)

Tableau 6-1 : Aenigmatite des leucitonéphélinites du Mont Etinde

Etinde	Mc	Mi	Mb	MPe	MPi	MPb	MPb	Mc	Mc	Mbo	Mbp	Mbl
SiO2	40.54	39.89	40.72	38.75	39.10	39.38	39.05	40.06	38.95	38.86	38.92	39.09
TiO2	8.29	8.95	7.93	10.67	10.16	9.49	8.30	10.04	10.00	10.08	9.50	9.30
Al2O3	0.65	0.60	0.87	0.73	0.62	0.63	0.85	0.64	0.68	0.65	0.80	0.67
FeO	38.89	39.87	39.52	39.36	39.38	39.25	38.76	39.67	39.34	39.51	38.97	38.87
MnO	1.56	1.68	1.52	1.57	1.42	1.62	1.57	1.27	1.24	1.40	1.34	1.33
MgO	0.88	0.77	0.86	0.83	0.91	0.86	0.77	0.63	0.73	0.52	0.49	0.64
CaO	0.69	0.52	0.67	0.66	0.56	0.56	0.66	0.59	0.82	0.54	0.85	0.87
Na2O	7.01	7.21	6.70	6.86	7.05	6.59	7.22	7.25	7.42	7.42	7.33	7.19
K2O	0.07	0.04	0.11	0.01	0.07	0.01	0.10	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01
ZrO2	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.04	0.00	0.02	0.03
ZnO	0.08	0.00	0.11	0.12	0.05	0.00	0.00	0.09	0.01	0.00	0.12	0.09
Nb2O5	0.57	0.29	0.32	0.03	0.13	0.19	0.32	0.08	0.25	0.16	0.28	0.41
F	0.07	0.00	0.06	0.00	0.24	0.03	0.17	0.03	0.07	0.02	0.00	0.02
Cl	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04
T-FCI	99.3	99.8	99.4	99.6	99.6	98.6	97.8	100.5	99.2	98.6	98.5	99.5
Si	5.831	5.706	5.857	5.582	5.623	5.733	5.688	5.703	5.586	5.599	5.634	5.670
AlIV	0.110	0.101	0.143	0.124	0.105	0.108	0.146	0.107	0.115	0.110	0.136	0.115
Fe3IV	0.059	0.193	0.000	0.294	0.272	0.159	0.166	0.190	0.299	0.291	0.230	0.215
AlVI	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3VI	0.251	0.328	0.258	0.019	0.137	0.017	0.493	0.145	0.275	0.263	0.307	0.255
Fe2	4.362	4.241	4.491	4.424	4.321	4.599	4.056	4.382	4.136	4.199	4.172	4.238
Ti	0.896	0.962	0.857	1.155	1.099	1.032	0.909	1.074	1.078	1.092	1.034	1.014
Mg	0.189	0.164	0.184	0.178	0.195	0.186	0.167	0.134	0.156	0.112	0.106	0.138
Mn	0.190	0.203	0.185	0.192	0.173	0.200	0.194	0.153	0.151	0.171	0.164	0.163
Zr	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.004	0.000	0.003	0.000	0.001	0.002
Zn	0.008	0.000	0.012	0.013	0.005	0.000	0.000	0.009	0.001	0.000	0.013	0.010
Nb	0.030	0.015	0.017	0.002	0.007	0.010	0.017	0.004	0.013	0.008	0.015	0.022
Ca	0.072	0.080	0.000	0.019	0.063	0.000	0.103	0.090	0.126	0.083	0.132	0.135
Na	0.034	0.000	0.103	0.083	0.023	0.087	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	1.953	1.998	1.867	1.915	1.964	1.859	2.039	2.000	2.062	2.071	2.056	2.021
Y	0.013	0.007	0.020	0.002	0.013	0.002	0.019	0.009	0.000	0.000	0.000	0.002
Total	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	13.99	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00	14.00
Rhonite	5.30	4.00	5.15	5.10	4.30	4.35	5.15	4.50	6.30	4.15	6.60	6.75
Fe3-Al	0.40	2.10	4.00	2.20	1.90	2.10	4.30	1.70	0.00	2.70	0.40	0.00
Fe3-Tsch	5.90	19.30	0.00	29.40	27.20	15.90	16.60	19.00	29.90	29.10	23.00	21.50
Fe3-Aen	9.54	5.55	11.30	0.00	0.00	0.00	13.22	0.00	0.00	0.00	3.31	1.91
Ideal-Aen	79.22	69.05	79.55	63.30	66.60	77.65	60.73	74.80	63.80	64.05	66.69	69.84

Tableau 6-1 (suite) : Grenat mélanite, sphène, pérowskite et magnétite

Sample M2		C6				C6				S		Sr			
Mineral	Gl	Sph				Per				Mineral	Ox				
SiO2	31.07	30.31	27.65	27.48	29.87	29.73	0.04	0.11	SiO2						
TiO2	9.8	10.9	15.32	16.48	34.57	35.1	53.64	53.64	TiO2	14.67	15.9	13.64	17.64		
Al2O3	2.24	2.23	2.63	0.69	0.9	0.8	0.29	0.26	Al2O3	0.54	2.68	3.31	1.39		
Fe2O3	18.29	17.15	11.72	13.53					Fe2O3						
FeO	5.05	5.53	7.89	8.7	2.08	2.18	1.44	1.54	FeO	74.93	71.7	73.1	73.16		
MnO	0.62	0.55	0.6	0.77					MnO	1.83	1.71	1.36	2.22		
MgO	0.68	0.76	1	0.6					MgO	0.48	1.63	3.87	0.32		
CaO	31.79	31.99	31.25	30.3	27.74	26.39	35.8	35.11	CaO						
Na2O	0.12	0.08	0.11	0.44	0.12	0.23	0.63	0.65	Na2O						
K2O									K2O						
ZrO2	0.45	0.45	0.74	0.87	1.25	1.08	0.07	0	ZrO2						
BaO					0.48	0.3	2.57	2.91	BaO						
SrO					0.59	0.83	0.73	0.72	SrO						
Nb2O5					1.04	1.02	1.08	1.03	Nb2O5						
ZrO									ZrO	0.27	0.18	0.13	0.17		
Cr2O3									Cr2O3	0.03	0.02	0.1	0.06		
La2O3					0.14	0.12	1.12	1.19	La2O3						
Ce2O3					0.24	0.44	2.57	2.55	Ce2O3						
Nd2O3					0	0.24	0.84	0.88	Nd2O3						
Y2O3					0.05	0	0.06	0.07	Y2O3						
Total	100.2	100.0	99.0	100.3	99.2	98.7	101.5	101.3	Total	92.8	93.8	95.5	95.0		
Si	5.257	5.147	4.771	4.764	4.013	4.013	0.011	0.023	Si						
Ti	1.248	1.392	1.987	2.141	3.488	3.559	7.671	7.618	Ti	0.431	0.454	0.374	0.506		
Al	0.447	0.446	0.534	0.141	0.145	0.129	0.069	0.057	Al	0.025	0.119	0.142	0.063		
Fe3	2.328	2.192	1.522	1.757	0.234	0.143	0.229	0.238	Fe3	1.113	0.973	1.108	0.923		
Fe2		0.785	1.138	1.256					Fe2	1.335	1.301	1.118	1.411		
Mn	0.089	0.079	0.088	0.112					Mn	0.061	0.055	0.042	0.072		
Mg	0.172	0.193	0.257	0.154					Mg	0.028	0.092	0.21	0.018		
Ca	5.761	5.821	5.776	5.605	3.997	3.818	7.293	7.107	Ca						
Na	0.039	0.025	0.038	0.147	0.032	0.057	0.229	0.238	Na						
K									K						
Ba					0.024	0.016	0.194	0.216	Ba						
Sr					0.048	0.065	0.081	0.079	Sr						
Nb					0.064	0.085	0.091	0.091	Nb						
Zn									Zn	0.008	0.005	0.003	0.005		
Cr									Cr	0.001	0.001	0.003	0.002		
Zr	0.037	0.037	0.062	0.079	0.073	0.065	0.011		Zr						
La					0.008	0.008	0.081	0.079	La	42.5	48.4	38.3	52.3		
Ce					0.008	0.024	0.183	0.182	Ce	37.86	34.09	40.44	32.15		
Nd						0.008	0.057	0.057	Nd	40.86	41.02	36.72	44.23		
Y						0.011	0.011		Y						

Tableau 6 - 2 : Analyses représentatives de néphéline, leucite, hyalophane et mëlilite

Sample	C6										C6										C7			
Mineral	Néph										Fk										Mel			
	Lc																							
SiO2	43.84	43.68	43.76	44.25	42.44	40.68	41.43	52.93	53.78	55.05	SiO2	60.97	60.26	59.99	60.42	43.32	41.60	41.36						
Al2O3	30.68	30.74	30.43	31.57	32.56	33.28	33.35	22.31	22.68	22.52	Al2O3	19.26	19.25	18.53	19.89	9.00	7.19	7.52						
Fe2O3	2.27	1.90	2.53	1.90	1.41	1.13	1.29	0.31	0.83	0.57	Fe2O3	0.97	0.80	0.74	1.05	6.61	10.11	10.90						
MgO											MgO					4.18	2.85	2.66						
CaO	0.48	0.67	0.32	0.04	0.07	0.08	0.07	1.60	0.00	0.71	CaO	0.02	0.08			27.59	24.21	21.91						
Na2O	14.85	14.99	15.53	16.38	16.44	15.79	16.12	0.02	0.06	0.02	Na2O	1.33	1.67	1.60	1.34	5.93	6.45	7.28						
K2O	5.89	6.15	5.78	5.72	6.34	7.28	7.51	20.06	20.87	20.43	K2O	12.75	11.85	12.21	10.06	0.10	0.08	0.13						
BaO								1.13	1.13	0.48	BaO	3.20	5.56	6.65	8.53	0.00	0.04	0.08						
SrO											SrO	0.10	0.20	0.51	0.00	2.62	5.82	7.60						
MnO											MnO					0.36	0.50	0.49						
ZnO											ZnO					0.13	0.10	0.17						
Total	98.0	98.1	98.4	99.9	99.3	98.2	99.8	98.4	99.3	99.8		98.6	99.7	100.2	101.3	99.8	98.9	100.1						
Si	8.611	8.615	8.579	8.530	8.278	8.061	8.097	1.977	1.987	1.993	Si	11.626	11.547	11.578	11.389	4.000	3.985	3.933						
Al	7.100	7.144	7.029	7.171	7.483	7.771	7.680	0.982	0.988	0.989	Al	4.327	4.346	4.214	4.418	0.979	0.812	0.843						
Fe3	0.335	0.282	0.373	0.276	0.207	0.169	0.189	0.009	0.023	0.016	Fe3	0.139	0.116	0.107	0.148	0.086	0.421	0.638						
Fe2											Fe2					0.378	0.311	0.143						
Mg											Mg					0.575	0.407	0.377						
Ca	0.101	0.142	0.067	0.008	0.015	0.017	0.015	0.064	0.000	0.028	Ca	0.004	0.016	0.000	0.000	2.729	2.484	2.231						
Na	5.651	5.583	5.899	6.117	6.213	6.062	6.104	0.001	0.004	0.004	Na	0.491	0.620	0.598	0.635	1.061	1.197	1.341						
K	1.400	1.396	1.445	1.406	1.577	1.840	1.872	0.956	0.983	0.943	K	3.100	2.895	3.005	2.851	0.012	0.010	0.016						
Ba								0.017	0.016	0.005	Ba	0.239	0.417	0.503	0.630	0.000	0.002	0.003						
Sr											Sr	0.011	0.022	0.057	0.000	0.140	0.323	0.419						
Mn											Mn					0.028	0.041	0.039						
Zn											Zn					0.009	0.007	0.012						
Ne	71.81	73.31	73.46	75.44	76.00	74.13	74.08	0.10	0.28	0.23	Cn&Sm	6.23	10.56	12.25	15.31	48.50	41.20	40.10						
Ks	19.81	19.85	20.04	19.31	21.48	25.05	25.29	71.08	71.94	70.19	Or Fe-Sm	80.86	73.33	73.19	69.27	4.30	21.70	33.00						
Q	8.38	8.84	6.51	5.25	2.53	0.82	0.62	28.82	27.77	29.57	Ab&Ak	12.81	15.70	14.56	15.43	28.50	21.00	19.50						
Ne Mol	65.63	64.80	68.76	71.72	75.05	75.20	75.39	0.07	0.22	0.18	An Fe-Ak	0.10	0.41	0.00	0.00	18.70	16.10	7.40						
Ks Mol	16.26	16.20	16.84	16.48	19.05	22.82	23.11	48.33	49.48	47.32	(mol%)													
Q Mol	18.11	19.00	14.60	11.80	5.90	1.98	1.50	51.60	50.30	52.50														

riche en $IVFe^{3+}$ que celle des rhyolites des Monts Roumpi (0,15 à 0,30 cation contre 0,01 à 0,11). Une fois sur deux, Na est supérieur à 2 cations. La somme Na+Ca+K souvent supérieure à 2 est parfois inférieure à 2 cations à la suite d'importantes substitutions. La richesse en Ti et $IVFe^{3+}$ de l'aenigmatite des leucitonéphélinites conduit au calcul de faibles quantités de ferri-aenigmatite (0 à 13 %) et des quantités élevées d'aenigmatite "Fe³⁺-tschermakitiques" (jusqu'à 30 %, sauf une analyse à 0 %, avec une moyenne à 21,5 %)(tableau 6.1). Ces valeurs sont supérieures à celles observées dans les intrusions d'Ilimausaq (Larsen, 1977) ou dans les syénites de Morotu (Grappes et al., 1979). La substitution $VIFe^{2+} + Ti \rightleftharpoons 2VIFe^{3+}$ est complète. La corrélation $Ti - [(VIFe^{3+} + VIAl) - IV(Fe^{3+} + Al)]$ est négative ($K = -0,85$; fig.6-4).

L'évaluation des conditions physiques de cristallisation est limitée par plusieurs facteurs :

- le manque de travaux expérimentaux relatifs à la stabilité de l'aenigmatite dans les liquides sous-saturés en silice.

- les aenigmatites étudiées ici ont de fortes proportions d'aenigmatite Fe³⁺-tschermakitique, si bien que leur composition est éloignée de celle de la ferri-aenigmatite ou de l'aenigmatite idéales.

Les relations texturales indiquent la formation de l'aenigmatite aux dépens des oxydes sous de probables conditions de "no oxide - field" comme c'est le cas dans les syénites néphéliniques (Marsh, 1975).

6.1.5. Amphibole et Micas

L'amphibole décrite dans des enclaves grenues (Mouafo, 1988) est une kaersutite ($Ti = 0,6$; $Mg / (Mg + Fe^{2+}) = 0,7$). Le mica associé à la kaersutite est une phlogopite moyennement titanifère (3 à 5 % de TiO_2). Les bords moins magnésiens des cristaux ont une composition limite entre phlogopite et biotite.

6.1.6. Oxydes

Les oxydes des néphélinites (tableau 6.1) ont une composition de titanomagnétite parfois riche en MnO (1 à 3 %), et pauvre en Al_2O_3 (1 à 3 %) et en MgO (4 %). Les domaines de composition sont variables d'un faciès à l'autre. La faible teneur en titane n'est pas corrélée au degré d'évolution de la roche hôte.

6.1.7. Sphène

Dans le faciès à aenigmatite, le sphène présent uniquement sous forme de microlites de taille inférieure à 50 μm , contient 2,3 % de ZrO_2 . Les teneurs en terres

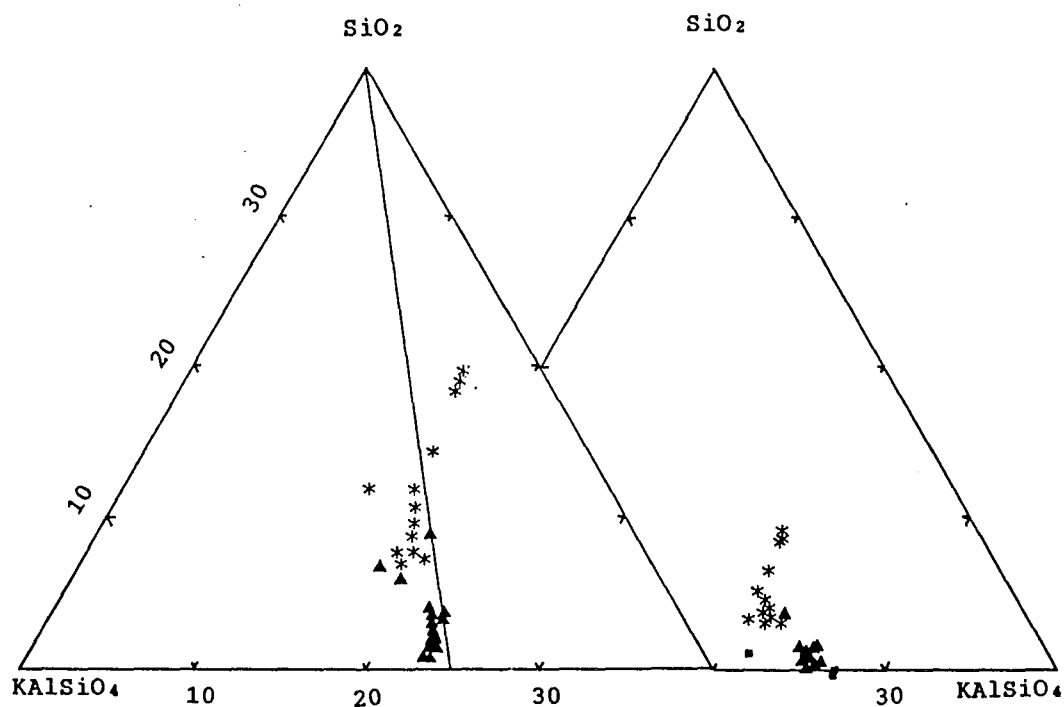


Fig. 6-5 : Diagramme SiO_2 - NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 des néphélines des leucitonéphélinites à aenigmatite (triangle) et des néphélinites à Sr-méililite (astérisque). Les carrés pleins correspondent aux néphélines des néphélinites de Shombole, Afrique de l'Est (Petersen, 1989a) ; a : moles % ; b : wt %.

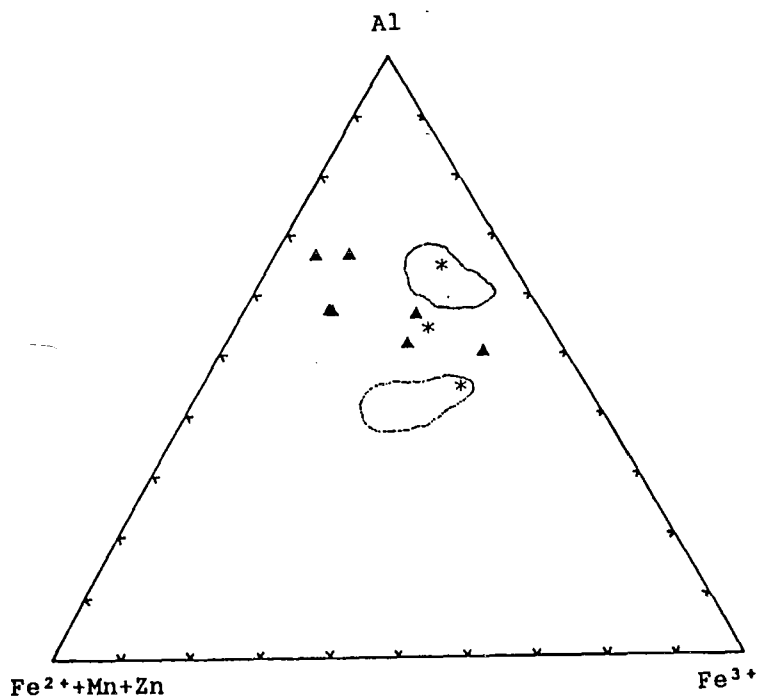


Fig. 6-6 : Diagramme Al - $(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Zn})$ - Fe^{3+} (moles %) des Sr-méililites du Mont Etinde ; triangle : cette étude ; astérisque : Fitton et Hughes (1981). Les domaines des Sr-méililites des néphélinites du Maroc central (Velde et Rachdi, 1988) sont représentés.

rare, niobium et yttrium sont détectables à la microsonde électronique (respectivement 1,1 et 0,1 %, tableau 6.1). La somme des terres rares atteint 1,2 % en poids dans les néphélinites (Smith, 1970); des analyses partielles indiquent exceptionnellement 0,4 % de La_2O_3 et 1,0 % de Ce_2O_3 .

6.1.8. Pérowskite

La pérowskite est ubiquiste dans toutes les laves échantillonnées et est plus riche en éléments mineurs, en traces et même en terres rares que le sphène; la somme des oxydes de terres rares atteint 7,4 % (Smith, 1970, tableaux 2 et 3). La pérowskite des néphélinites à aenigmatite ont 3 % de BaO et entre 1,0 et 1,4 % de Nb_2O_5 (tableau 6-1). Les fortes teneurs sont observées dans les cristaux dispersés dans la mésostase. Au sein d'un même cristal, les variations sont faibles. Les teneurs en zirconium, fluor et yttrium sont basses.

6.1.9. Néphéline

Des phénocristaux et des microlites de néphéline du faciès à aenigmatite et de celui à méililite ont été analysés (tableau 6.2). La composition de la néphéline du faciès à aenigmatite est proche de celle de la néphéline idéale tandis que celle du faciès à méililite présente un excès de silice (fig.6.5). Les teneurs en Fe_2O_3 de la néphéline s'élèvent jusqu'à 2,5 %, dans les deux faciès. Les concentrations en calcium sont basses (< 0,5 % de CaO).

Un géothermomètre néphéline-liquide a été récemment établi (Peterson, 1989a) pour le cas où celui de Hamilton (1961) ne peut être appliqué sans réserve. Ce dernier ne tient pas compte en effet de la substitution $\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Al}$ ni des teneurs en calcium de la néphéline. De plus, il est basé sur l'excès de silice de la néphéline. Or, il a été montré expérimentalement (Dollase et Thomas, 1978) que la présence de fluides riches en chlore et/ou en fluor favorise la cristallisation des néphélines à excès de silice à des températures voisines de 800 °C. Ceci a été observé aussi dans les néphélines des phonolites des Monts Roumpi. La composition de la néphéline du faciès à méililite varie de $\text{Ne}_{76}\text{Ks}_{21}\text{Q}_3$ à $\text{Ne}_{71}\text{Ks}_{20}\text{Q}_9$, mais la roche hôte ne contient pas de feldspath alcalin. La néphéline du faciès à aenigmatite est semblable à celle des néphélinites hyperalcalines du volcan de Shombole (Peterson, 1989a). Elle est saturée en silice; seules 2 analyses sur 16 montrent 2 % d'excès de silice et les points représentatifs se placent hors du domaine d'investigation expérimentale de Hamilton (1961). Le géothermomètre de Peterson révèle des températures de cristallisation des microlites et des bords des phénocristaux

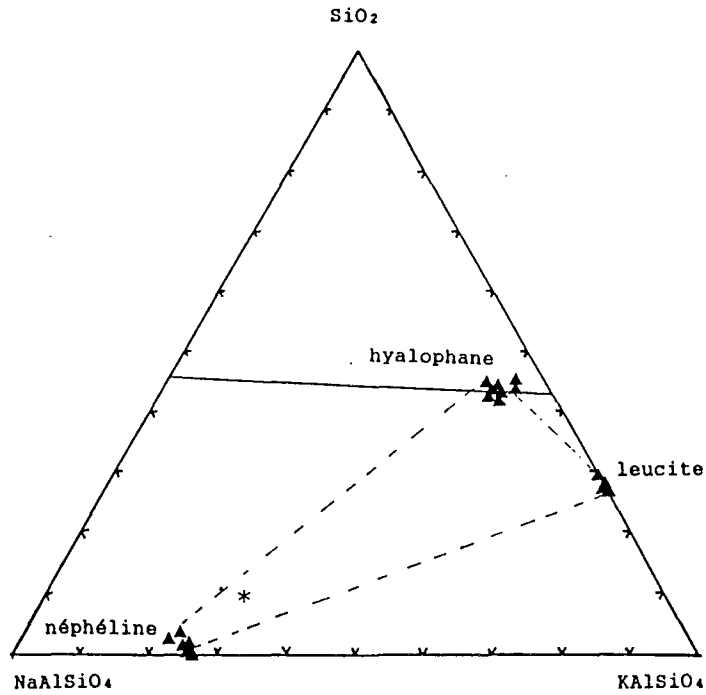


Fig. 6-7 : Système SiO_2 - NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 (wt %) de l'association néphéline - hyalophane - leucite des leucitonéphélinites à aenigmatite du Mont Etinde. L'astérisque correspond à la roche totale.

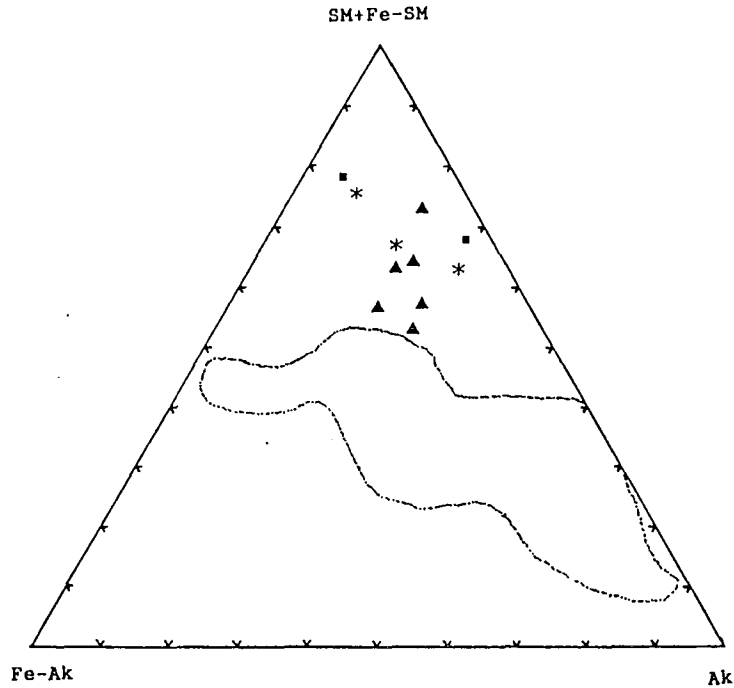


Fig. 6-8 : Les Sr-mélilites des néphélinites du Mont Etinde dans un triangle (Fe-Ak) - Ak - (SM+Fe-SM) ; triangle : cette étude ; astérisque : Fitton et Hughes (1981) ; carré : Sr-mélilite du Maroc central (Velde et Rachdi, 1988). Le domaine des mélilites naturelles et expérimentales pauvres en strontium (Velde et Yoder, 1977 ; Wilkinson et Stolz, 1983 ; Gee et Sack, 1988) est reporté pour comparaison.

supérieures à celles des coeurs des phénocristaux (990 à 960 °C contre 940 °C) dans les néphélinites à mélilite. Celles relatives au faciès à aenigmatite s'échelonnent entre 910 °C et 880 °C pour les phénocristaux et jusqu'à 810 °C pour les microlites.

6.1.10. Leucite et Sodalite

Douze analyses de leucite du faciès à aenigmatite ont des teneurs en baryum inférieures ou égales à 1 %, semblables à celles de la néphéline avec laquelle elle coexiste. La sodalite est accessoire dans les néphélinites à aenigmatite. La présence du chlore y a été mise en évidence.

6.1.11. Mélilite

Les analyses de mélilite (tableau 6.2) étendent le domaine de composition des mélilitites naturelles riches en strontium (fig.6.6). Les compositions sont dispersées, quelques unes montrant un faible taux de Fe^{3+} (calculé en contraignant la formule structurale à 10 cations pour 14 oxygènes) par rapport au cristal analysé par Fitton et Hughes (1981). Il est actuellement admis que le strontium se substitue au calcium (Fitton et Hughes, 1981; Velde et Rachdi, 1988), cependant, des doutes existent sur les substitutions qui accompagnent le remplacement du calcium par le strontium. La grossière corrélation négative entre Fe^{3+} et Al ne permet pas d'enviager une substitution simple entre ces deux éléments. Néanmoins, en fonction des teneurs croissantes en SrO de nos analyses, les teneurs en CaO, Al_2O_3 et MgO diminuent tandis que celles en FeO, Na_2O et MnO augmentent.

6.1.12. Hyalophane

L'une des phases accessoires des néphélinites à aenigmatite est la hyalophane, un feldspath alcalin riche en baryum (jusqu'à 9 % de BaO). Il apparaît en microlites associés à ceux de pyroxène sodique, titanomagnétite, aenigmatite, sphène et carbonates interstitiels et présente une légère coloration jaunâtre et une biréfringence élevée. Souvent, les cristaux contiennent de minuscules inclusions aciculaires (apatite ?). Dix huit analyses ponctuelles (tableau 6.2) indiquent des teneurs en BaO comprises entre 3 et 9 % (moyenne : 5,4 %). Les compositions varient de $\text{Cn}_{15}\text{Or}_{69}\text{Ab}_{16}\text{An}_0$ à $\text{Cn}_6\text{Or}_{81}\text{Ab}_{12,8}\text{An}_{0,2}$ et $\text{Cn}_9\text{Or}_{76}\text{Ab}_{11}\text{An}_4$. Les teneurs en BaO ne sont pas constantes d'un point à l'autre d'un même cristal, mais ne correspondent pas à une zonation. La hyalophane ici étudiée comporte aussi du fer (1,7 % de Fe_2O_3) et du strontium (0,5 % de SrO).

6.2. IMPLICATIONS PÉTROGÉNÉTIQUES ET CONCLUSIONS

La plupart des espèces minérales constitutives des néphélinites du Mont Etinde ont des compositions inhabituelles et des habitus singuliers. Leurs caractéristiques remarquables sont explicitées ci-dessous :

- 1 - résorption partielle du pyroxène calcique des néphélinites à méllilite, suivie de la cristallisation du pyroxène sodique. Les cristaux de pyroxène du faciès à aenigmatite présentent une variation continue et un passage rapide du pôle calcique au pôle sodique;
- 2 - richesse en strontium de la méllilite et des bords du pyroxène associé;
- 3 - excès de silice important (10 %) dans les microlites de néphéline du faciès à méllilite;
- 4 - zonation des mélanites et des schorlomites;
- 5 - absence de corrélation entre les proportions d'ulvöspinelle de la titanomagnétite et le degré d'évolution de la roche
- 6 - températures calculées d'équilibre néphéline-liquide des microlites supérieures à celles des phénocristaux dans les néphélinites à méllilite, la variation inverse est observée dans le faciès à aenigmatite et hyalophane;
- 7 - ubiquité de la pérowskite, en cristaux automorphes, dans les néphélinites (seuls les haüynophyres n'en comportent pas), alors que dans les séries néphélinitiques de Shombole et d'Oldoinyo Lengai, la pérowskite est stable dans les laves basiques puis est relayée par la mélanite et enfin par le sphène au cours de l'évolution magmatique (Peterson, 1989a).

Toutes ces caractéristiques expriment des processus de cristallisation contrôlés par la composition du liquide et la compatibilité ou l'incompatibilité des phases se succédant aux liquidii. Les teneurs en aegyrine élevées des pyroxènes, les proportions moléculaires de méllilite sodique et de ferriméllilite sodique élevées des cristaux de méllilite et la présence d'aenigmatite dans les leucitonéphélinites à méllilite ou à hyalophane reflètent la nature alcaline des roches hôtes.

Il apparaît aussi que les minéraux sulfurés (haüyne) sont abondants dans les laves peu évoluées (haüynophyres et mélanéphélinites à haüyne) tandis que les minéraux riches en chlore (sodalite) sont observés dans les laves évoluées en association avec l'aegyrine et l'aenigmatite.

La projection dans un diagramme Ne-Kp-Q (fig. 6.7) des compositions de néphéline, leucite et hyalophane définit un triangle autour de la composition de la roche totale des leucitonéphélinites à aenigmatite. Le point représentatif de la roche se situe près du pôle néphéline, sur le joint Ne-Fk. Le chlore n'a pas été analysé dans la roche qui contient cependant de la sodalite. La roche se situera encore plus à l'intérieur du triangle quand une partie du sodium sera comptabilisée pour former du NaCl normatif.

Le liquide résiduel des faciès à mélilite a cristallisé néphéline, leucite, et mélilite. La mélilite riche en sodium cristallise à la suite de la déstabilisation du clinopyroxène calcique. Une particularité de néphélinites à mélilite de l'Etinde réside dans leurs fortes teneurs en strontium (jusqu'à 1 % en poids de SrO). Les cristaux de mélilite en concentrent de 2 à 10 % et, exceptionnellement, 16 %. Par rapport au domaine des mélilites naturelles aux basses teneurs en strontium (Velde et Yoder, 1977; Wilkinson et Stolz, 1983), l'ensemble des analyses de Sr-mélilite naturelle occupe un domaine orienté vers le pôle sodique du diagramme Fe-Åk/Åk/SM+Fe-SM (fig.6.8). Il s'ensuit une diminution du rapport $Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+})$.

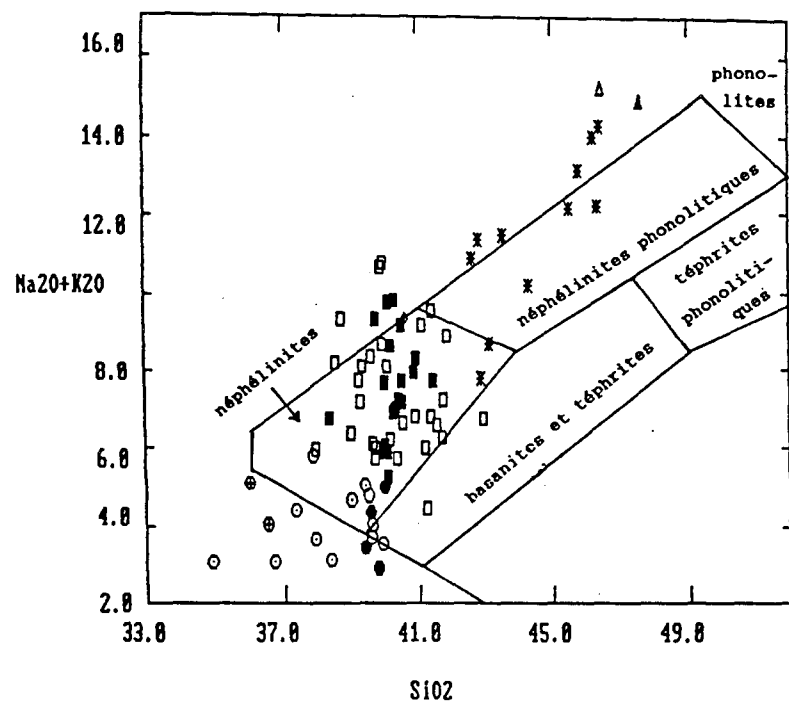


Fig. 7-1 : Diagramme alcalins - silice des laves néphélinitiques du Mont Etinde. Les analyses sont reportées sans modification. Les limites des domaines adoptées ont été définies pour des roches ayant en moyenne 2,8 % de perte au feu (COx et al., 1979). Tous les symboles pleins correspondent aux roches ayant moins de 2,5 % de perte au feu. Hexagone : mélanéphélinites ; carré : néphélinites ; losange : leucitonéphélinites à aenigmatite ; étoile : néphélinites phonolitiques ; triangle : phonolites. Seules quelques analyses de Fitton ont une composition de phonolite.

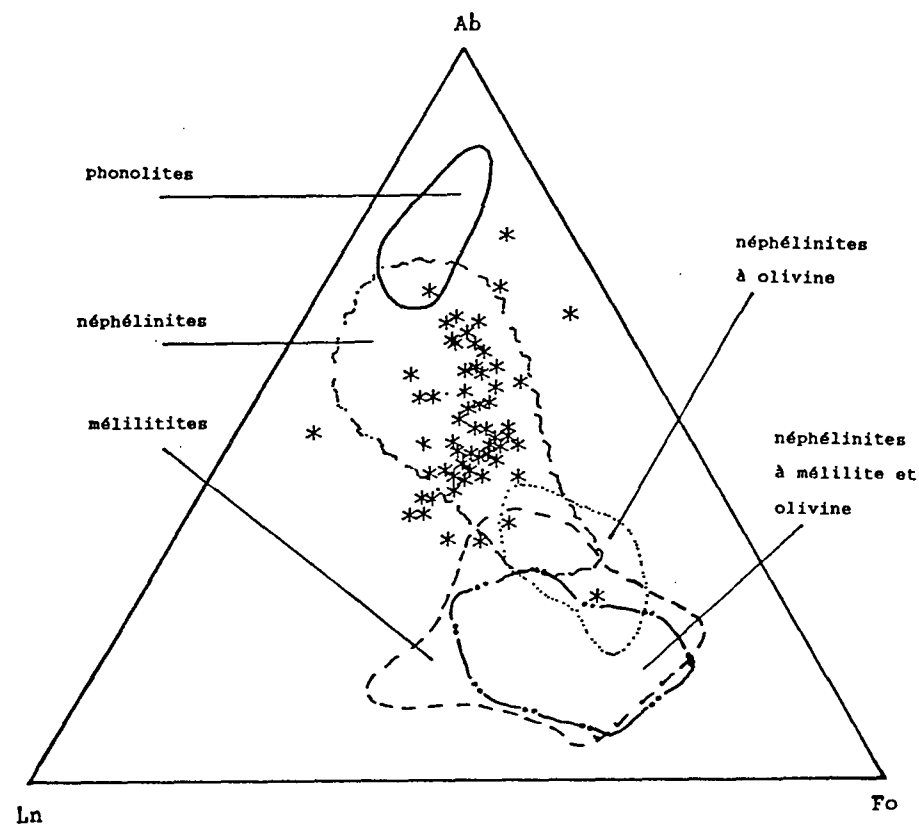


Fig. 7-2 : Projection des laves néphélinitiques du Mont Etinde dans le triangle albite (Ab) - larnite (Ln) - forsterite (Fo) à partir du pôle néphéline. Les domaines sont définis par Petersen (1989) à partir de 28 mélilitites, 21 néphélinites à olivine et mélilite, 26 néphélinites à olivine, 41 néphélinites et 4 phonolites. $Ab+Ln+Fo = 43$ à 95 % des roches

7. GÉOCHIMIE DES NÉPHÉLINITES

7.1. INTRODUCTION

L'étude géochimique des néphélinites s.l. du Mont Etinde s'appuie les analyses chimiques de 83 échantillons parmi lesquelles sont nouvelles dix pour les éléments majeurs et vingt pour les éléments en traces. La moitié des analyses nouvelles des éléments en traces porte sur des échantillons sélectionnés dans la collection de Mouafo (1988) et dont l'indice de différenciation (D.I., Thornton et Tuttle, 1960) est échelonné entre 16 et 72. Toutes les autres analyses proviennent des travaux de Tilley (1953), Fitton (1987 et comm. pers. à D. Velde, 1986) et B. Déruelle (comm. pers. à Mouafo, 1985 et comm. pers. à moi-même, 1987). Celles d'Esch (1901) ont été écartées en raison de leur ancienneté. Seules les analyses nouvelles sont présentées au tableau 7.1.

La norme C.I.P.W. (non présentée) des échantillons fait apparaître de très faibles proportions d'olivine (< 8 %). La présence d'hématite témoigne du fort état d'oxydation des roches. Les leucitonéphélinites à aenigmatite ou à Sr-méllilite et clinopyroxène sodique ont de la wollastonite et de la larnite normatives; l'acmite n'apparaît pas. Les faibles valeurs des indices de différenciation (D.I.) et d'hypercaltinité (P.I.) observées dans nos échantillons à aenigmatite et dans ceux à méllilite concordent avec les grandes quantités modales de clinopyroxène calcique alumineux et titanifère ($\text{CaO} > 20\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10\%$ et $\text{TiO}_2 = 5\%$ en poids). Toutefois, les phénocristaux des clinopyroxènes des échantillons à aenigmatite comportent une gaine de pyroxène sodique tandis que ceux des échantillons à Sr-méllilite sont en voie de résorption. Aussi, le caractère hypercalcin est-il dû à la mésostase où sont observés des microlites d'aegyrine. Certains échantillons de néphélinites à Sr-méllilite du Mont Etinde (Fitton et Hughes, 1981) ont des D.I. et P.I. élevés (70 et 1,1 respectivement). Nos échantillons à Sr-méllilite ont de faibles proportions de néphéline normative (22 %) pour 40 à 50 % de molécules de Na-méllilite. Dans la projection néphéline normative en fonction de la proportion de Na-méllilite dans la méllilite, les néphélinites de l'Etinde s'alignent sur la droite de corrélation établie à partir de résultats expérimentaux et qui est distincte de celle établie à partir de roches naturelles (Velde et Yoder, 1977).

Les néphélinites comportent généralement beaucoup de composés volatils : 2 % de SO_3 ; 0,5 % de Cl (Fitton, 1987) et 2 % de perte au feu correspondant vraisemblablement au CO_2 et à H_2O . Seule la perte au feu a été dosée au cours de cette étude et certains de nos échantillons ont jusqu'à 11 % de perte au feu. En recalculant les analyses à 100 % en négligeant la perte au feu, 1/3 des échantillons se place dans les domaines des basanites et téphrites et des téphrites phonolitiques du fait de la surestimation des teneurs en silice. Les études pétrographiques ne confirment pas l'appartenance des échantillons concernés à

Tableau 1 - 1 : Analyses chimiques des laves néphélinitiques du Mont Etinde (suite).

Sample	N4	C6	C7	S	Sr	M110	M119	M135	M136	M156	C1H	C1K	S19	S15
SiO ₂	35.61	40.91	44.09	37.20	38.86	40.82	42.45	38.96	37.17	39.74	43.59	40.27	39.40	40.02
TiO ₂	3.49	3.63	1.13	3.88	3.48	2.91	1.90	4.04	4.14	3.77	1.52	3.83	3.59	3.47
Al ₂ O ₃	17.35	15.57	18.56	15.94	15.18	16.66	18.20	14.20	13.39	15.84	18.16	13.97	16.42	16.14
Fe ₂ O ₃	5.40	4.16	4.67	6.88	5.70	4.69	4.23	5.95	6.54	4.87	7.37	12.33	11.00	12.17
FeO	5.61	6.28	2.01	4.77	5.03	4.62	2.84	6.07	5.81	6.24				
MnO	0.33	0.30	0.35	0.30	0.34	0.35	0.32	0.26	0.30	0.33	0.17	0.20	0.32	0.28
MgO	3.80	4.41	1.91	4.90	4.35	3.29	2.25	6.16	6.08	4.71	1.58	5.46	3.96	4.50
CaO	10.57	11.98	6.45	13.38	12.31	11.09	9.95	14.19	15.15	12.73	9.72	13.10	12.28	12.11
Na ₂ O	2.07	5.88	6.32	2.36	3.60	7.11	4.98	3.29	2.87	5.25	7.30	4.25	4.12	4.38
K ₂ O	1.37	3.52	4.04	0.93	2.42	1.60	3.12	2.22	1.12	3.16	4.19	2.67	0.92	3.28
P ₂ O ₅	0.96	1.02	0.25	1.14	1.06	0.83	0.50	1.16	1.43	1.05	0.38	1.21	1.35	1.25
H ₂ O ⁺	7.80	1.12	6.77	5.75	6.22	4.12	6.45	2.20	4.70	1.40				
H ₂ O ⁻	4.45	0.22	1.72	2.50	1.02	0.47	0.95	0.40	0.37	0.17				
LOI											4.98	1.30	6.59	2.21
Sum	98.81	99.00	98.28	99.93	99.57	98.56	98.14	99.10	99.07	99.26	98.96	98.59	99.95	99.81
Li ppm	11	54	50	11	29	44	27	13	13	18				
Rb	9	95	197	193	111	97	126	67	92	102	142	81	62	98
Sr	2360	3433	9596	3067	3335	4588	10542	2172	3001	3161	6283	2131	4342	2102
Ba	1943	1245	3350	1082	1442	1020	2174	919	1125	492	2195	906	506	1366
Cs											1.8	0.77		
V	362	380	207	394	345	342	236	403	371	385			379	329
Cr	11	14	11	145	19	12	10	20	27	14	17	49	25	24
Ni	140	122	12	23	20	17	144	101	31	130		9.1	32	5
Co	42	48	36	42	39	34	19	46	47	44	9.8	33		
Sc											4.6	24.4		
Cu	69	79	12	76	47	45	30	77	64	77			32	75
Zn	166	150	188	145	166	169	172	130	144	158				
Y	54	52	42	52	60	63	48	43	52	55				
Zr	833	738	904	658	811	907	808	566	733	765	1035	776		
Nb	297	291	293	238	326	326	294	166	224	288				
Hf											11.27	12.66		
Ta											10.17	18.09		
La	222	256	118	255	312	258	228	188	222	253	235	210		
Ce	404	472	140	486	584	465	377	380	463	478	297	367		
Nd	142	172	34	179	213	160	119	150	187	180				
Sm	23	28	6	28	33	25	18	24	30	28	12.9	20.2		
Eu	4.9	6	1.5	5.8	6.7	5.2	3.6	5.4	6.3	5.8	4.91	7.9		
Gd	13	14	4.3	14	17	14	10	14	16	15				
Tb	2	2.1	0.8	2.1	2.3	2.2	1.5	2	2.3	2.1	1.47	1.87		
Dy	9.5	10	4.7	9.4	12	12	8.3	9.3	11	11				
Ho														
Er														
Yb	3.8	3.7	3.7	3.3	4.2	4.8	3.6	3	3.4	3.7	5.73	3.98		
Lu														
Pb														
Th											17.9	22.8		
U											12.2	5.19		

Tableau 3 - 1 : Analyses chimiques des laves néphélinitiques du Mont Etinde (suite).

Sample	S13	S10	S17	S14	S12	S18	S16	S11	N5	N7	N1	N9	N6
SiO ₂	39.79	45.82	36.00	46.36	40.57	39.75	39.28	34.89	37.95	39.62	39.75	39.53	41.48
TiO ₂	3.66	1.21	5.56	0.71	3.67	3.53	3.97	4.47	4.25	4.19	4.15	4.10	3.60
Al ₂ O ₃	15.86	20.72	11.73	20.62	16.84	18.36	14.99	11.16	14.35	14.82	15.47	14.60	16.13
Fe ₂ O ₃	11.54	6.61	15.45	6.00	9.12	9.25	11.90	15.12	6.82	7.90	6.01	11.86	5.07
FeO									5.19	4.08	5.38	0.41	6.31
MnO	0.33	0.37	0.41	0.34	0.35	0.30	0.39	0.35	0.25	0.24	0.25	0.27	0.26
MgO	4.08	0.89	5.55	0.81	2.79	2.99	4.04	6.47	5.86	5.55	5.35	5.19	4.76
CaO	12.30	6.66	16.69	3.88	10.22	10.49	13.28	16.93	13.72	13.24	13.45	13.21	11.96
Na ₂ O	5.61	7.60	3.26	7.64	4.62	5.07	4.78	1.51	2.58	3.30	3.67	4.07	4.73
K ₂ O	3.72	5.54	1.84	4.61	2.05	0.93	2.97	1.56	1.08	0.76	2.06	0.74	3.00
P ₂ O ₅	1.22	0.21	1.55	0.21	0.75	1.02	1.20	1.96	1.29	1.11	1.20	1.21	1.17
H ₂ O+													
H ₂ O-													
LOI	0.74	4.35	1.26	7.70	8.99	7.52	2.62	4.31	5.41	4.58	3.04	4.34	1.88
Sum	98.85	99.98	99.30	98.88	98.97	99.21	99.42	98.73	98.75	99.39	99.78	99.53	100.4
Li ppm													
Rb	106	200	48	192	110	89	106	49	148	63	67	154	91
Sr	2453	4190	2736	3658	2950	2623	2970	2235	2063	1916	2076	2430	2383
Ba	589	2488	744	2659	1362	960	1443	11.92	763	813	827	868	1147
Cs													
V	349	220	458	174	316	378	394	410	387	389	366	351	293
Cr	24		36		16	32	51	65					
Ni	13		40		26	36	27	32	14	14	10	13	10
Co									44	25	34	41	58
Sc													
Cu	115	173	281		40	58	27	76	106	119	124	54	117
Zn									94	77	89	103	109
Y									33	32	32	32	34
Zr									332	294	282	282	191
Nb									130	115	125	137	150

Les échantillons N4, C6, C7, S, Sr, M110, M119, M135, M136 et M156 ont été analysés au Laboratoire de Pétrologie Magmatique de la Faculté des Sciences St-Jérôme, Université Aix-Marseille III. Les erreurs relatives sur les terres rares sont inférieures à 5 % sauf pour l'europium où elles atteignent 10 %. Le lithium va être refait sur C6, C7, M110 et M119. S : haüynophyre du sommet principal ; N4 : Néphélinite du sommet nord-est ; C6 : leucitonéphélinite à aenigmatite de la falaise de la Kwele ; C7 : néphélinite à Sr-méllilite du croissant est ; Sr : néphélinite à méllilite ; M156 : leucitonéphélinite ; M119 : néphélinite à grenat mélanite et noséane ; M135, N6, N7, N9 et M136 : néphélinites ; M110 : néphélinite à haüyne ; N1 et N5 néphélinites à haüyne de la base et du flanc nords ; C1H, C1K, S19, S15, S13, S10, S17, S14, S12, S18, S16 et S11 : données de B. Déruelle (non publiées).

ces domaines. De fortes pertes au feu sont aussi enregistrées dans les néphélinites de Kivu, Ruanda-Zaïre (jusqu'à 8,85 %, Marcelot et al., 1989) tandis que les tholéïtes, les basanites et les basaltes alcalins associés ont moins de 2,5 % de perte au feu. Les néphélinites à olivine et méllilite de Moilili, Hawaii contiennent jusqu'à 1,75 % de CO₂ et 4,75 % d'eau (Wilkinson et Stolz, 1983). De même, la teneur moyenne en eau des néphélinites terrestres pauvres en olivine est de $3,1 \pm 1,1$ % (Le Bas, 1987). Par ailleurs, les laves basaltiques du Mont Cameroun pénécontemporaines des néphélinites du Mont Etinde ont généralement moins de 2,5 % de perte au feu (Déruelle et al., 1987). Enfin, la perte au feu de nos échantillons est indépendante de l'état d'altération. Elle est à mettre en relation avec les proportions d'haüyne, sodalite, analcime, carbonates et mésostase. Au cours de l'étude des roches éruptives à méllilite, Velde et Yoder (1976) ont fixé les limites à 3 % de CO₂ et 5 % d'eau (soit au moins 8 % de perte au feu) pour écarter les échantillons riches en carbonates secondaires ou excesssivement altérés. Des 83 analyses chimiques actuellement disponibles, sept seulement ont une perte au feu supérieure à 8 %.

Les analyses des laves de l'Etinde ont été reportées dans deux diagrammes correspondant à deux classifications des néphélinites distinctes. Les domaines des laves analysées s'étendent des mélanéphélinites (et haüynophyres) jusqu'aux phonolites néphélinitiques (voire phonolites) en passant par ceux des néphélinites et néphélinites phonolitiques (fig.7.1) selon les limites établies par Cox et al. (1979). Les néphélinites du Mont Etinde projetées (fig.7.2) dans le plan Ab-Ln-Fo à partir du pôle néphéline appartiennent aux domaines des néphélinites à olivine, des néphélinites et des phonolites selon les limites établies par Peterson (1989a). Enfin, Les échantillons à méllilite se rangent bien parmi les néphélinites à méllilite ($MgO < 5$ % et $Na_2O + K_2O > 7,25$ %) selon les critères retenus par Velde et Yoder (1976).

7.2. DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS MAJEURS

L'ensemble des analyses des néphélinites du Mont Etinde montre une corrélation positive entre la silice et les alcalins. Cependant, dans le détail (fig.7.4), le domaine de variation est très étendu : la somme des alcalins varie de 2,5 à 11 % dans les échantillons ayant 40 % de silice et de 6 à 12 % dans ceux contenant 43 % de silice. L'intervalle diminue avec la croissance des teneurs en silice.

Le choix de la silice comme indice de différenciation pour les néphélinites de Shombole (Kenya) a été basé sur la croissance continue de la teneur en silice pendant la cristallisation de la série et la succession des minéraux accessoires (pérowskite, mélanite, sphène) (Peterson, 1989a). Pour les néphélinites du Mont Etinde, nous avons tenu compte des critères suivants :

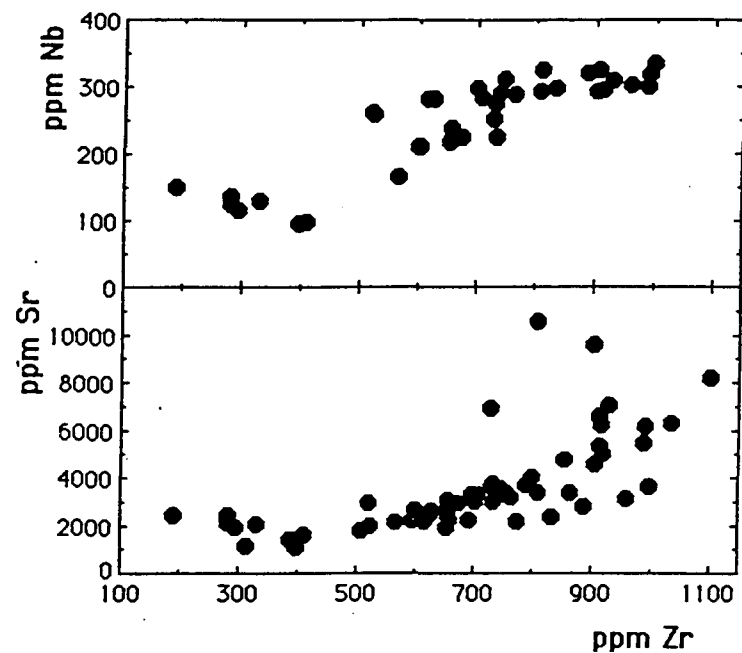
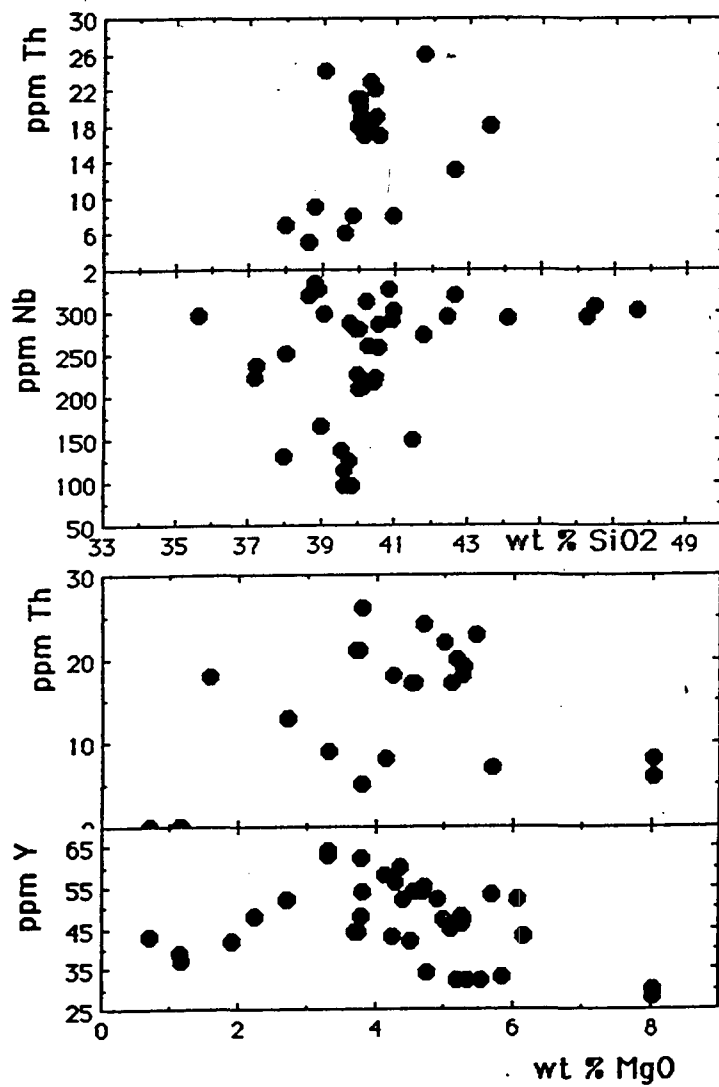


Fig. 7-4 : Corrélation Nb - Zr et Sr - Zr ; commentaire dans le texte.

← Fig. 7-3 : Th -, Nb - SiO₂ et Th -, Y - MgO ; distribution irrégulière des échantillons induite par les différentes proportions des minéraux accessoires.

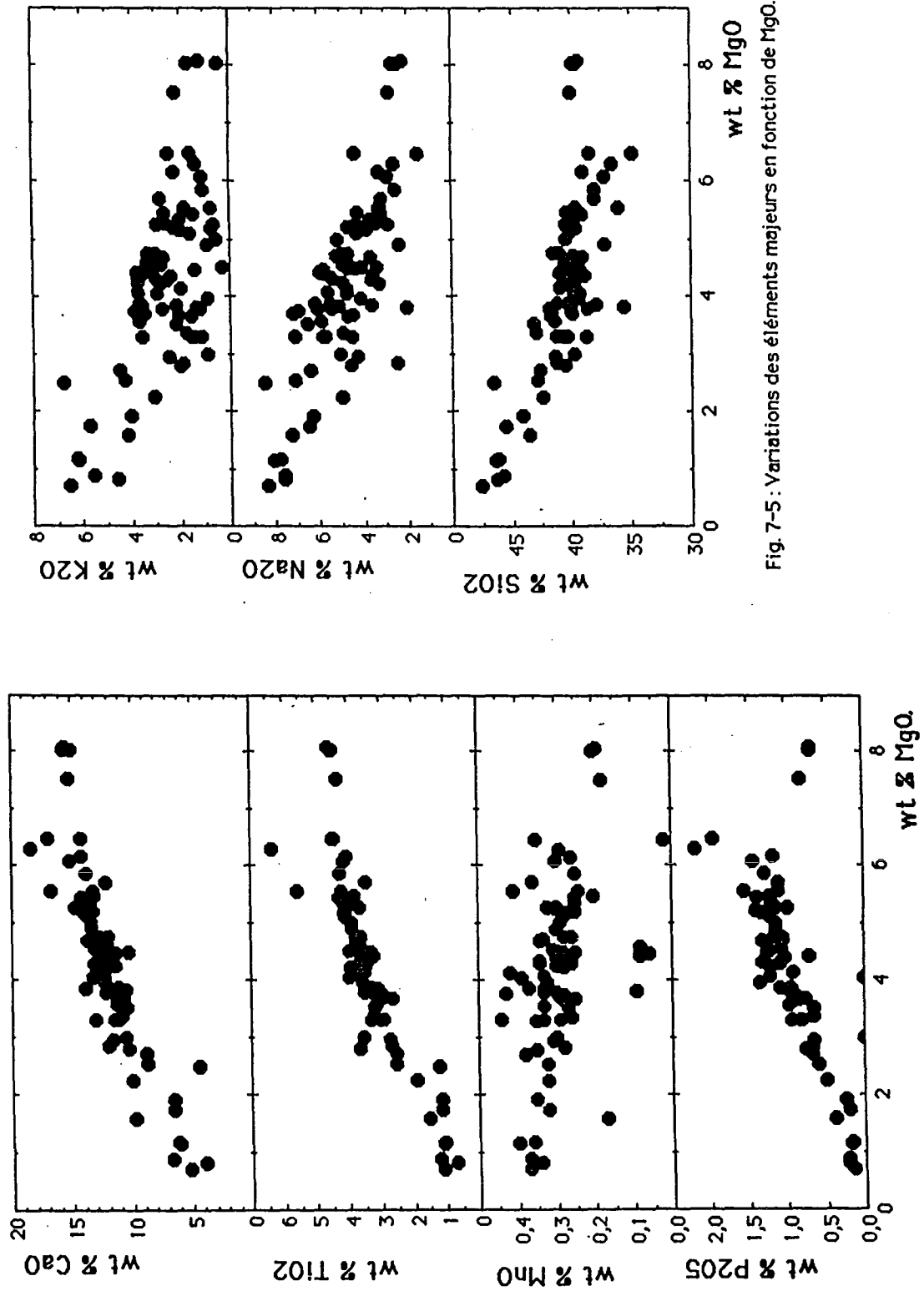


Fig. 7-5 : Variations des éléments majeurs en fonction de MgO.

- De rares phénocristaux d'olivine entourés de phénocristaux de clinopyroxène existent dans des néphélinites à leucite (Mouafo, 1988). Nos observations des enclaves grenues qui ont des compositions chimiques identiques à celles des mélanéphélinites révèlent des cristaux d'olivine instable (avec formation du clinopyroxène et des oxydes ferrotitanés). Des phénocristaux de clinopyroxène en voie de résorption apparaissent dans les néphélinites à Sr-ménilite. La résorption du clinopyroxène (et peut-être, de l'olivine) peut modifier de façon notable les teneurs en MgO, FeO et CaO du magma.

Un autre processus modificateur des compositions des magmas néphélinitiques consiste en un transfert des alcalins par des fluides.

La silice est l'un des oxydes dont les teneurs sont peu influencées par les processus ci-dessus évoqués.

Par ailleurs, la différenciation des néphélinites implique le rôle de minéraux accessoires capables de concentrer certains éléments en traces. Les éléments habituellement incompatibles ou hygromagmaphiles dans les séries basaltiques (Nb, Y, La, Ce, Nd, Th, U et autres REE) sont concentrés dans la pérowskite (Nagasawa et al., 1980 ; Onuma et al., 1981 ; Mitchel, 1986) et le sphène (Platt et al., 1987). Ce qui est bien le cas ici, ces minéraux ayant des teneurs notables en Nb, Y, La, Ce et Nd (tableau 7.1) ; le sphène contenant aussi 0,07 cation de Zr. Comme il peut être objectivement déduit des diagrammes MgO-Th, MgO-Y ou SiO₂-Nb et SiO₂-Th (fig.7.3), ces éléments en traces sont compatibles dans les néphélinites et ne sont pas de bons indices de différenciation pour ces roches. Le zirconium montre une grossière corrélation positive avec le niobium et une corrélation plus nette avec le strontium, mais la distribution des échantillons ne s'échelonne pas depuis les moins différenciés aux plus différenciés. Il existe un enchevêtrement des mélanéphélinites avec les néphélinites et les néphélinites phonolitiques (fig.7.4). Néanmoins, les teneurs en strontium et zirconium les plus élevées sont celles de quelques néphélinites et néphélinites phonolitiques.

Finalement, après une revue des diagrammes, les variations des éléments en fonction du magnésium sont semblables à celles ayant la silice pour référence. Comme la présence des minéraux magnésiens résorbés est rare et leurs proportions insignifiantes, le magnésium est pris pour indice de différenciation et il fait ressortir nettement les processus ayant affecté les néphélinites étudiées.

Les distributions de la soude et de la potasse (fig.7.5) sont dispersées avec une grande différence entre les faibles (0,2 %) et fortes (4 %) concentrations pour des teneurs en MgO de 5 %, témoignant de l'existence d'une série sodique (haüynophyres et néphélinites à ménilite) et d'une série sodi-potassique (néphélinites à leucite). La distribution de laves moins différenciées en deux séries est nette dans un diagramme SiO₂-MgO (fig.7.5).

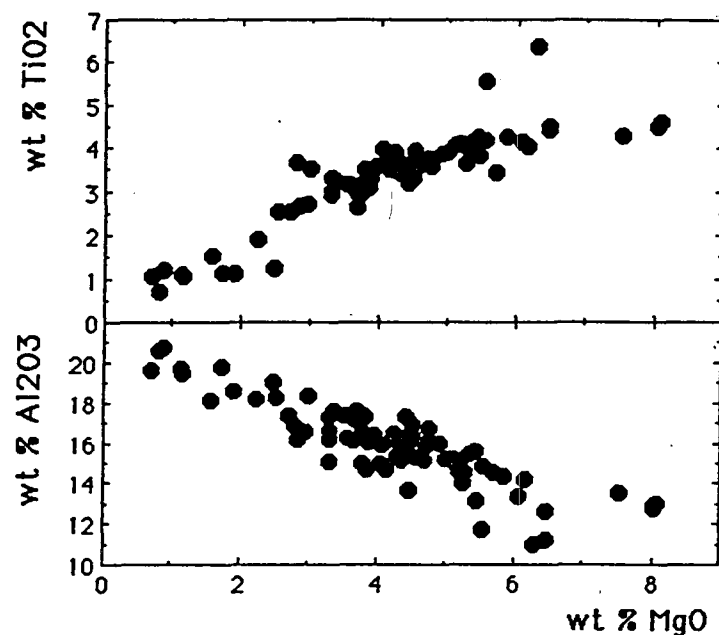


Fig. 7-5 : (fin) Variations des éléments majeurs en fonction de MgO

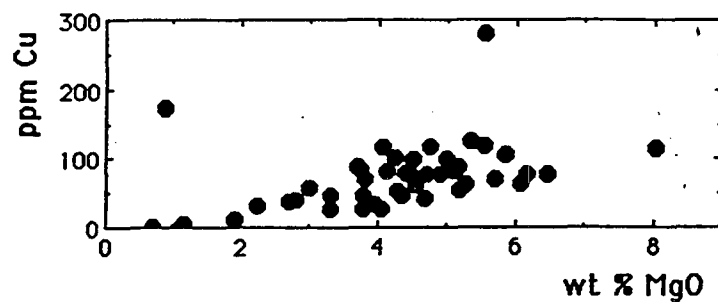
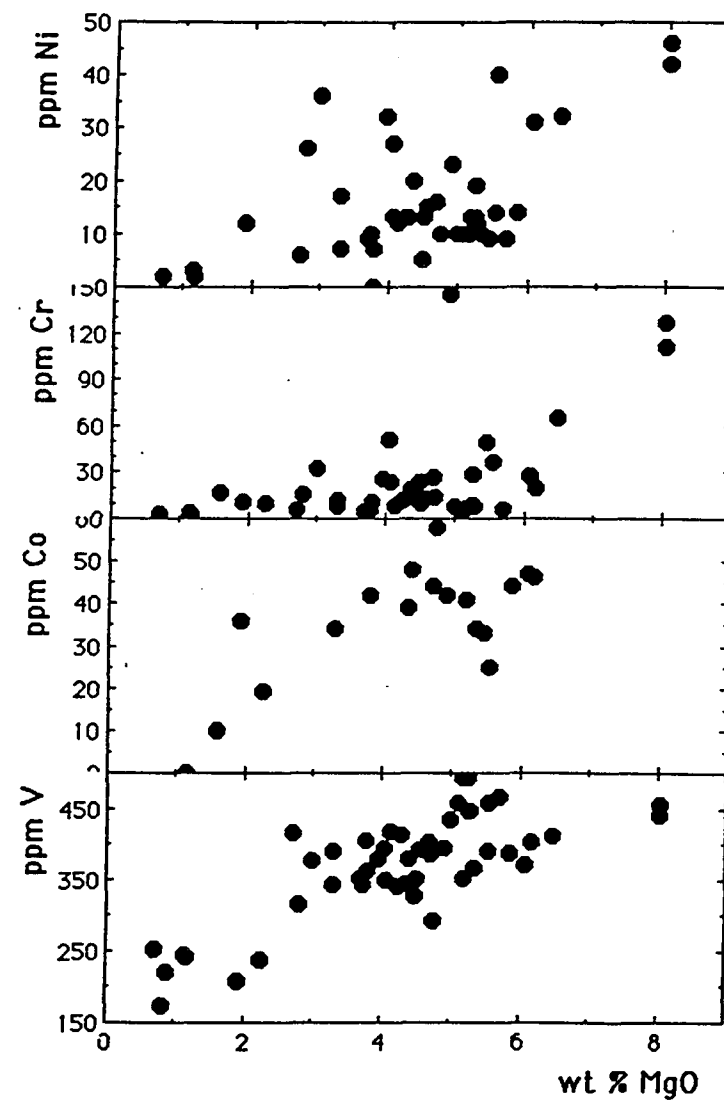


Fig. 7-6 : (début). Variations des éléments en traces en fonction de MgO



Les oxydes des éléments majeurs évoluant en pente négative (P_2O_5 , FeO total, CaO, fig.7.5) suivent une distribution bimodale pour des pourcentages en MgO supérieures à 4,5 % et il apparaît systématiquement deux lignées sauf pour TiO_2 . A moins de 4,5 % de MgO, les échantillons forment une seule lignée.

La composition des enclaves grenues (meltéigites) est semblable à celle des laves les moins différenciées pauvres en magnésium. Les compositions des enclaves ne se distinguent que par de fortes teneurs en titane (fig.7.5).

7.3. DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS EN TRACES

Les teneurs en rubidium, strontium et baryum sont négativement corrélées à celles en MgO (fig.7.6). Seuls quelques échantillons peu évolués montrent un fort enrichissement en strontium (6500 à 7000 ppm de strontium pour des roches ayant 6 % de MgO) et se placent au-dessus du domaine moyen. En général, de telles teneurs en strontium sont atteintes pour des roches ayant 3 % de MgO. Enfin, les corrélations sont positives entre éléments alcalins et alcalino-terreux (fig.7.7) et ce d'autant plus qu'ils sont tous incompatibles dans les laves étudiées.

Les concentrations en vanadium, chrome, nickel, scandium et cuivre diminuent (fig.7.6) parallèlement aux teneurs en MgO. Un seul échantillon contenant 175 ppm de cuivre (à 0,89 % de MgO) se situe loin de la lignée générale et peut être rattaché à la lave peu différenciée riche en cuivre (280 ppm) ou résulter d'un enrichissement dans la partie supérieure de la chambre magmatique. Les teneurs en zinc sont négativement corrélées à celles du cuivre et du magnésium.

Deux échantillons peu différenciés, riches en MgO, CaO, TiO_2 , Feo total, Sc, Ni, V et Cr sont pauvres en terres rares légères (95 à 110 ppm de La) par rapport aux autres échantillons basiques (258 ppm de La, fig 7.7). Les faibles teneurs en terres rares légères de ces échantillons basiques sont semblables à celles des néphélinites à olivine du Kivu, (Marcelot et al., 1989) tandis que les fortes concentrations sont semblables à celles des néphélinites à mélilite associées aux néphélinites à olivine du Kivu. Les fortes teneurs en terres rares légères sont proches des teneurs des néphélinites à pérowskite de Shombole (Peterson, 1989a) ou d'Oldoinyo Lengai (Donaldson et al., 1987) utilisées comme références dans ce qui suit. A l'exception de ces échantillons peu évolués, pauvres en terres rares légères, les teneurs en terres rares dans les autres échantillons ont une corrélation positive avec le magnésium (fig.7.8) comme pour l'ensemble des terres rares des néphélinites de Shombole. L'allure générale de leur distribution est semblable à celle de P_2O_5 . Les spectres des terres rares (fig.7.8) ont une forte pente caractéristique des roches ultra-alcalines (Alibert et al., 1986) avec des rapports $(Ce/Yb)_N$ variant entre 13 et 23,5 et une anomalie positive en europium.

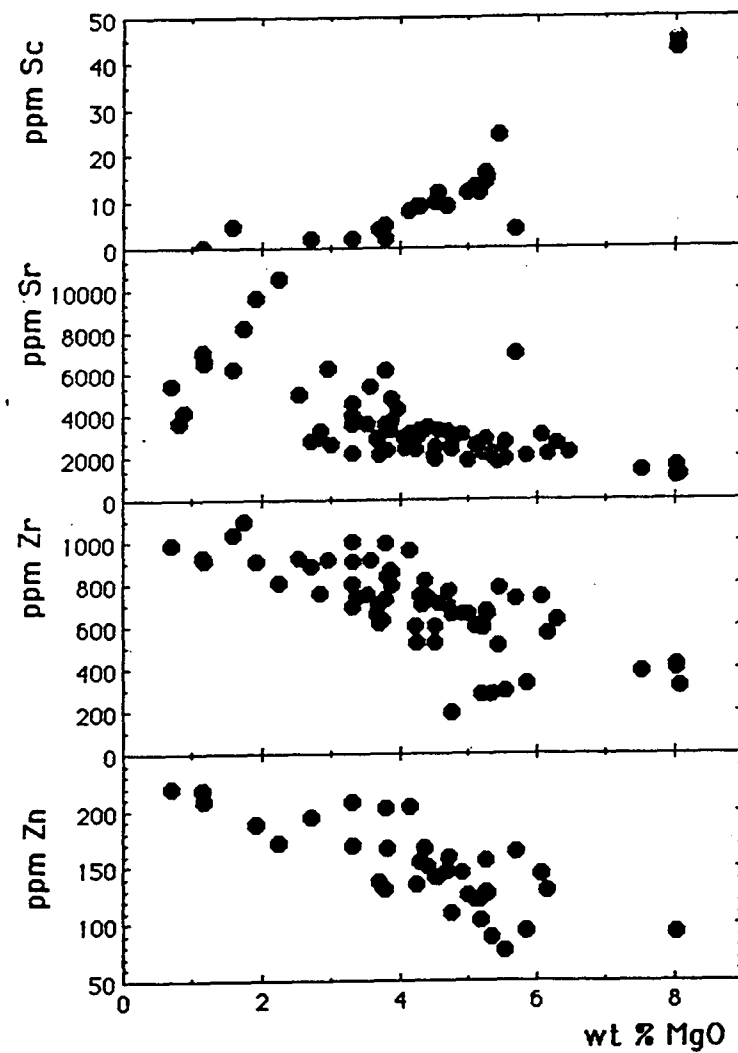
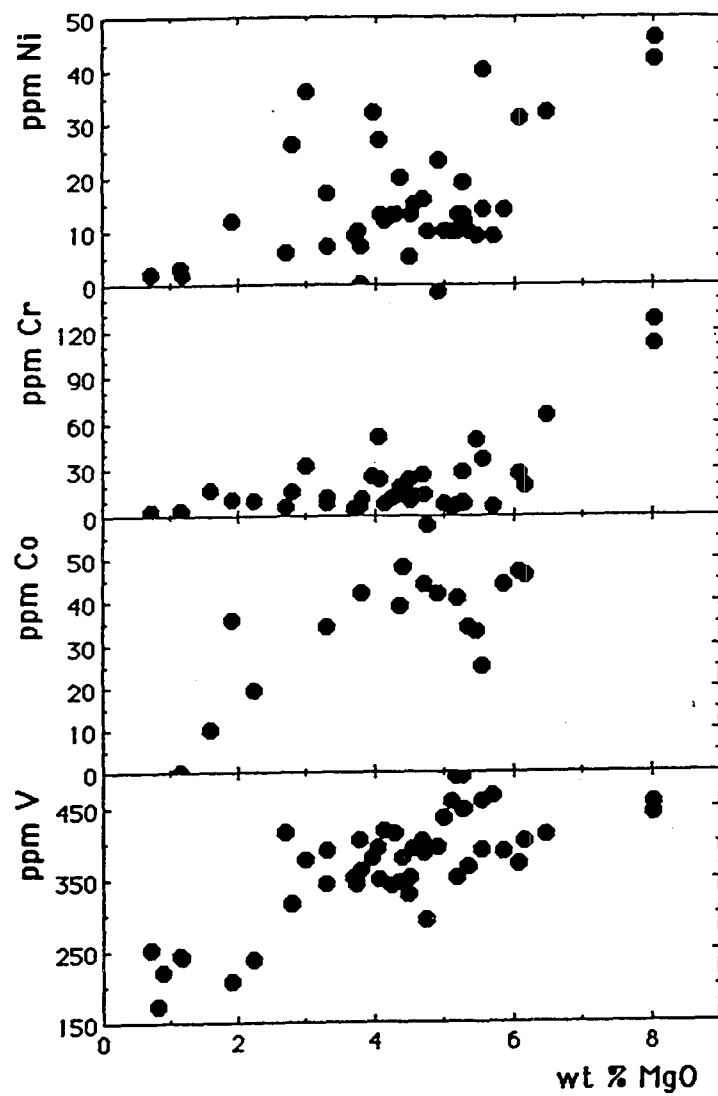


Fig. 7-6 : Variations des éléments en traces en fonction de MgO.

Le plomb (1 à 22 ppm) a une distribution semblable à celle du zirconium, mais il n'existe pas de corrélation entre les teneurs en plomb et celles en thorium.

Dans le diagramme Cl-SO₃ (fig.7.9) deux groupes, l'un riche en Cl, et l'autre riche en Cl et SO₃ apparaissent. Un seul échantillon est riche en SO₃ et pauvre en chlore. En fonction du magnésium, trois groupes sont nettement distingués (fig.7.10) : un groupe riche en chlore et en soufre (a), un pauvre en chlore et en soufre (b) et un riche en chlore et pauvre en soufre (c).

Les teneurs en éléments en traces des enclaves de meltéigites sont semblables à celles des mélanéphélinites.

7.4. PÉTROGÉNESE DES NÉPHÉLINITES

L'étude de la distribution des éléments majeurs et en traces met en évidence des caractéristiques chimiques qui distinguent nettement les magmas néphélinitiques des liquides basaltiques. Nous rappelons quelques caractéristiques essentielles de ceux-là.

- abondance des volatils : CO₂, Cl, S, SO₃, H₂O, F et de leurs formes combinées.
- corrélation positive entre les teneurs en magnésium et celles en terres rares ; ces dernières se comportent comme des éléments compatibles, contrairement à leur caractère hygromagmaphile dans les liquides basaltiques.
- distribution disparate du niobium, de l'yttrium et du thorium contrairement aux corrélations généralement observées dans les liquides basaltiques.

fortes concentrations en strontium (10542 ppm) et en baryum (3350 ppm) qui ne sont pas observées dans les liquides basaltiques ou dans leurs dérivés. Ces fortes valeurs sont connues dans d'autres néphélinites : 5000 ppm de strontium (exceptionnellement 8000 ppm) et 5250 ppm de baryum dans les néphélinites de Shombole (Peterson, 1989a), 7000 ppm de strontium et 2700 ppm de baryum dans des néphélinites de Djebel Targou (Velde et Rachdi, 1988). Nous discuterons de ces fortes teneurs en Sr et Ba plus loin.

Avant d'aborder l'identification des processus qui ont provoqué les variations de composition des laves, il convient de déterminer le nombre de lignées magmatiques principales. En général, Le Bas (1987) distingue deux groupes de néphélinites pour des teneurs en MgO supérieures à 10 % : la corrélation entre MgO et CaO est négative dans le groupe riche en MgO et positive dans le groupe pauvre en MgO. Or, les néphélinites du Mont Etinde contiennent moins de 9 % de MgO. Néanmoins, les distributions de tous les éléments majeurs (sauf le titane) et de quelques éléments en traces (V, Zr) sont compatibles avec l'existence de deux souches magmatiques, auxquelles correspondent les néphélinites riches et pauvres en MgO (fig.7.5), donc respectivement aux groupes I et II de Le Bas (1987). Graphiquement, dans la plupart des cas, les deux lignées se rejoignent à

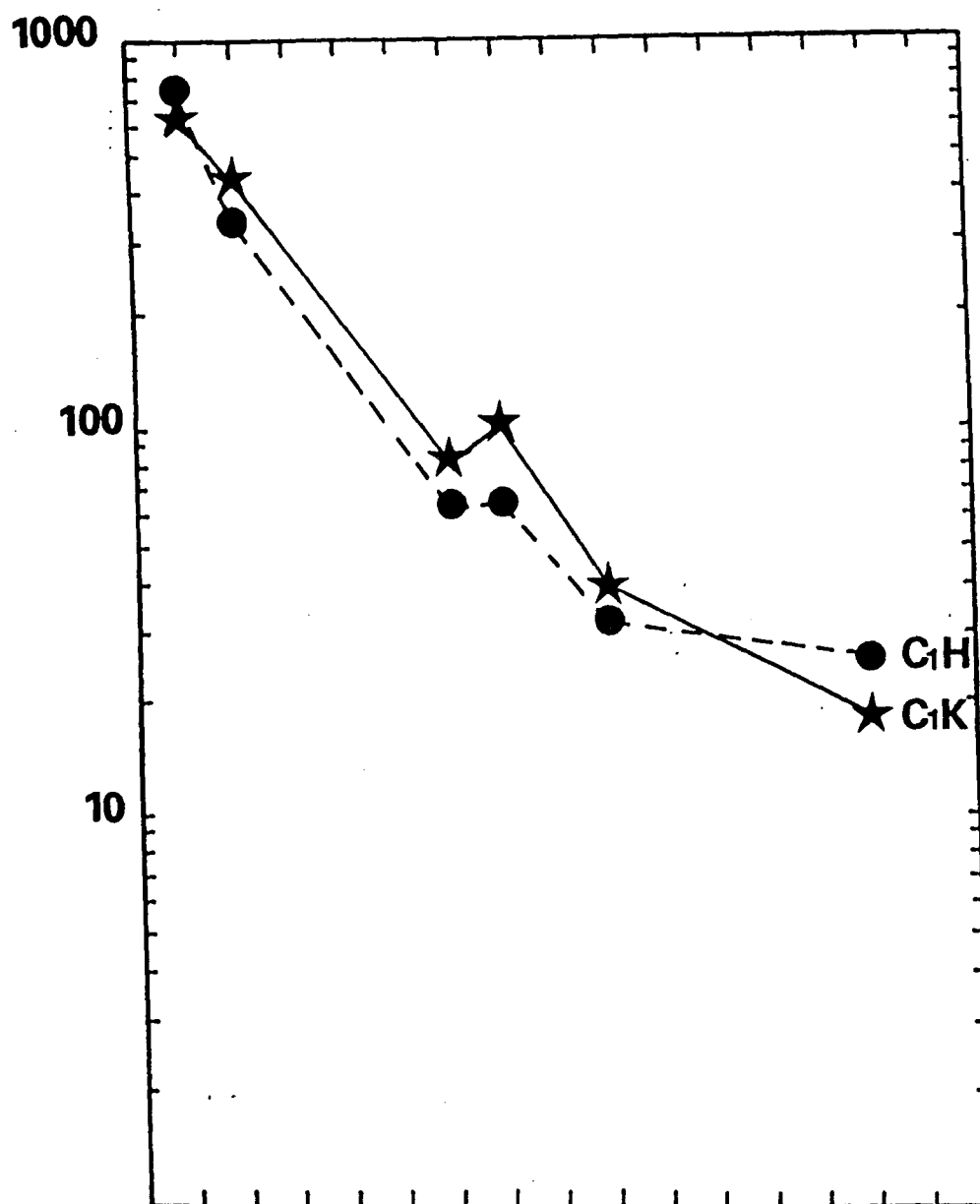


Fig. 7-8 : Spectres des terres rares de deux laves néphélinitiques peu différenciée et différenciée, normalisées aux chondrites de Haskin et al. (1968) et de Nakamura et al. (1974) *in* Rock (1987).

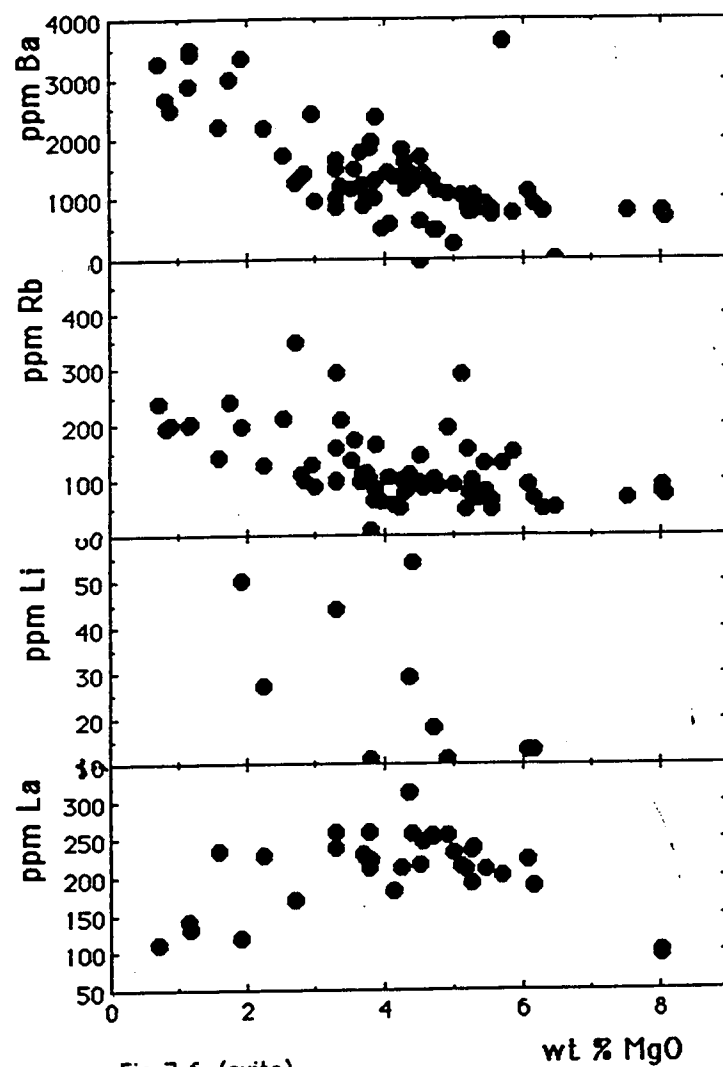


Fig. 7-6 : (suite).

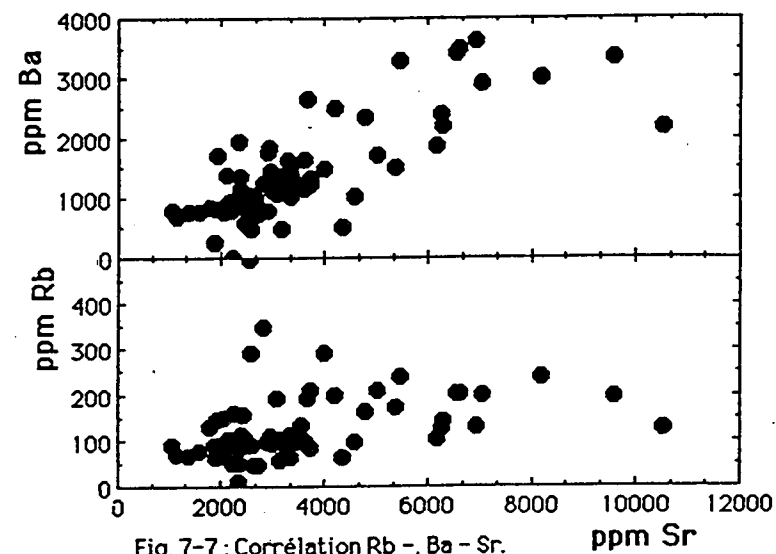


Fig. 7-7 : Corrélation Rb - Ba - Sr.

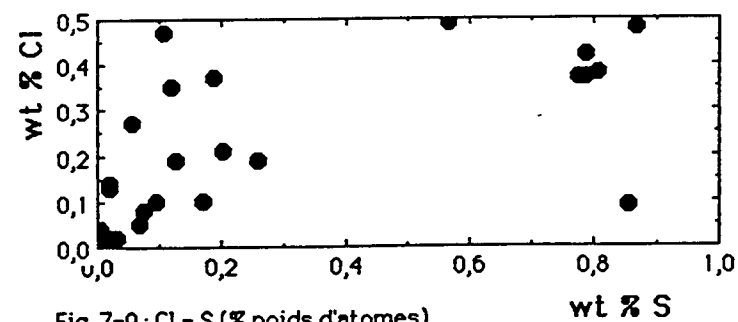


Fig. 7-9 : Cl - S (% poids d'atomes).

4,5 % de MgO. L'apparition possible de méililite à partir d'un liquide ayant fractionné de l'olivine a été suggérée (Yoder et Velde, 1976). Des études expérimentales sur des systèmes diopside-akermanite-néphéline et diopside-akermanite-néphéline- $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ ont montré (Yagi et Onuma, 1978) que les néphélinites à méililite et pérowskite dérivent inévitablement des néphélinites à olivine. Enfin, des expériences menées sur des échantillons de néphélinites naturelles (Gee et Sack, 1988) corroborent la présence précoce d'olivine au liquidus des magmas susceptibles de cristalliser de la méililite. Ces observations ont guidé le rattachement de nos néphélinites à phénocristaux de méililite et pyroxène calcique aux laves moins différenciées, riches en MgO et pauvres en CaO et Al_2O_3 . Les néphélinites pauvres en MgO sont celles susceptibles de produire des néphélinites sans olivine, puis des phonolites par cristallisation fractionnée (Le Bas, 1987). En résumé, les néphélinites du Mont Etinde se regroupent dans les deux lignées suivantes :

Néphélinites de la lignée I

- à olivine *
- à olivine et méililite *
- à méililite et pérowskite

Néphélinites de la lignée II

- pauvres en magnésium
- à pérowskite
- à microlites d'aenigmatite, clinopyroxène sodique et Feldspath potassique riche en Ba
- à grenat et haüyne
- à Sr-méililite et clinopyroxène sodique

* non observées dans les échantillons de l'Etinde en notre possession.

Pour le Mont Etinde, les observations microscopiques des phénocristaux, la succession des phases accessoires et la distribution des éléments compatibles (Mg, Ca, Ti, Fe, Ni, Cr, V, Sc) et incompatibles (K, Na, Rb, Ba, Sr, Zr) permettent de suggérer un modèle de cristallisation fractionnée comme mécanisme majeur de la différenciation. Sur les diagrammes des rapports d'éléments (Pearce, 1968) relatif au fractionnement du clinopyroxène (fig.7.11) ou de la néphéline et de la leucite (fig.7.12), les pentes des lignées sont proches des valeurs théoriques, 0,5 et 1 (Russell et Nicholls, 1988); les intercepts avec l'axe des ordonnées ne sont pas nuls et les pentes évolutives sont égales aux valeurs stoechiométriques que présentent des liquides dont la différenciation est induite par le fractionnement du clinopyroxène. Les intercepts non nuls et les coïncidences entre les valeurs théoriques et celles mesurées indiquent clairement que la série étudiée est contrôlée par le processus présumé (Pearce, 1968 ; Nicholls, 1988).

La différenciation des deux séries de laves du Mont Etinde est compatible avec un modèle de cristallisation fractionnée; leur évolution pétrogénétique est la suivante :

Les laves basiques ont de faibles teneurs en nickel qui peuvent être interprétées en termes de fractionnement précoce de l'olivine à partir du liquide primitif comme à

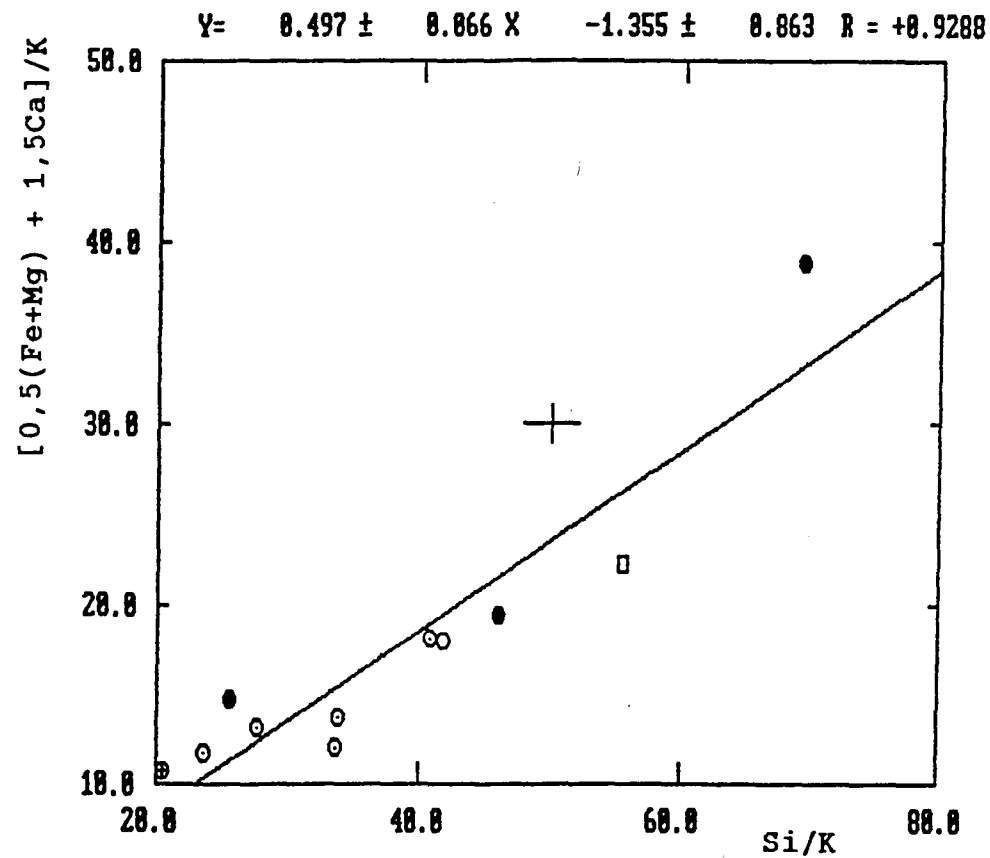


Fig. 7-11 : Pearce element ratio (PER) pour le clinopyroxène ou $[0,5(\text{Fe}+\text{Mg}) + 1,5\text{Ca}]/\text{K}$ (moles) en fonction de Si/K (moles) des laves néphélinitiques les moins différenciées (explication dans le texte). Même légende que fig. 7-1.

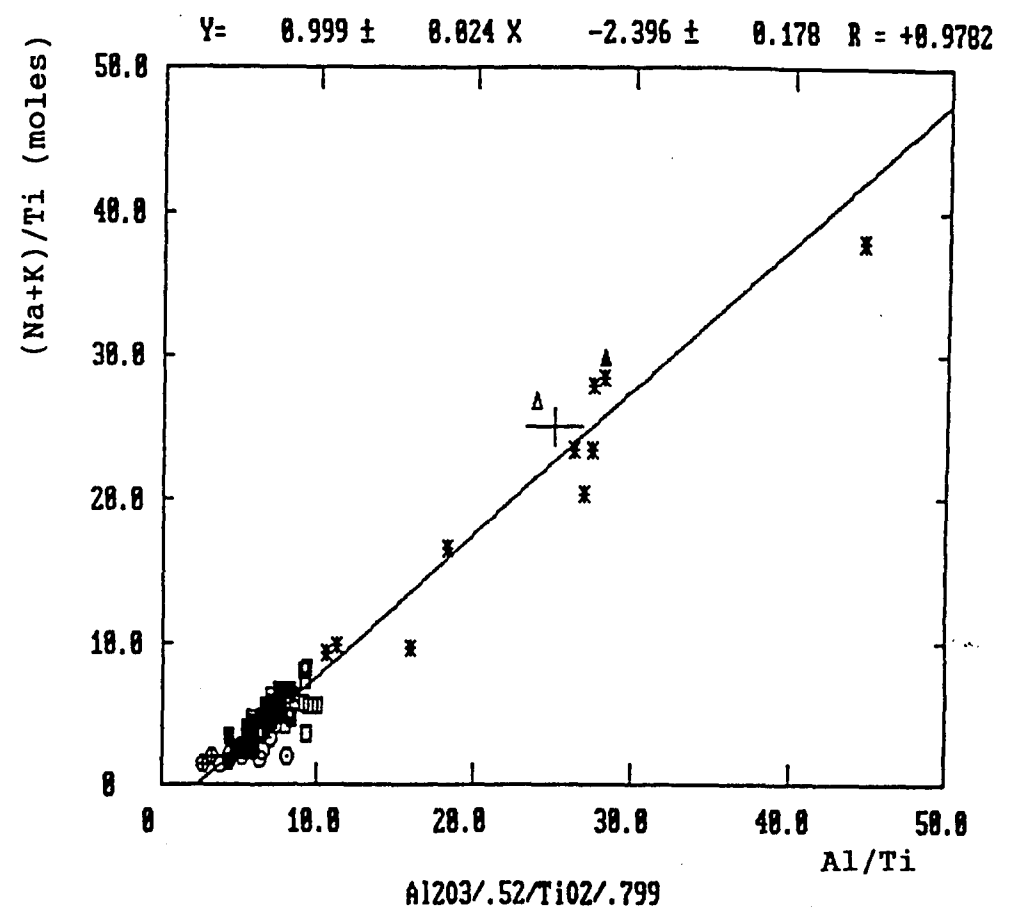
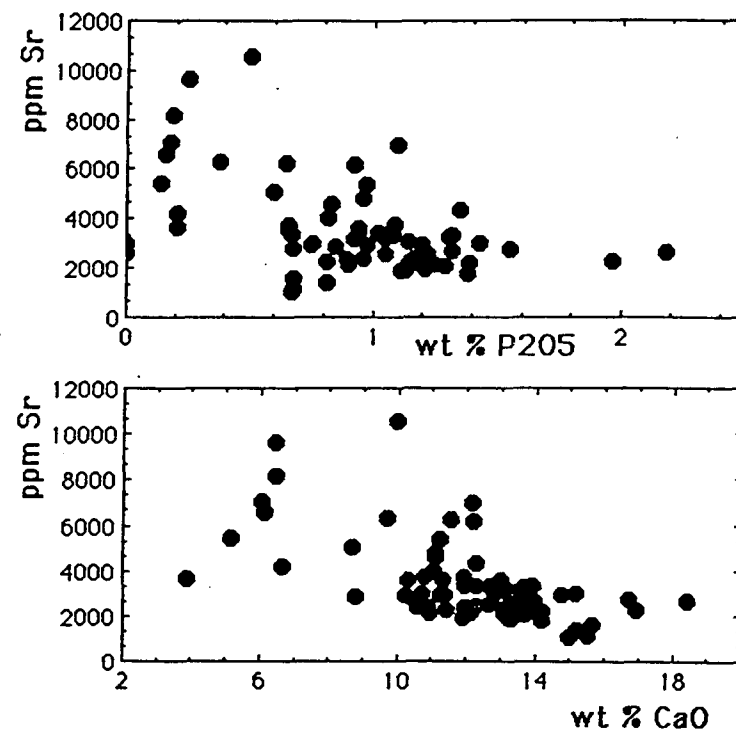
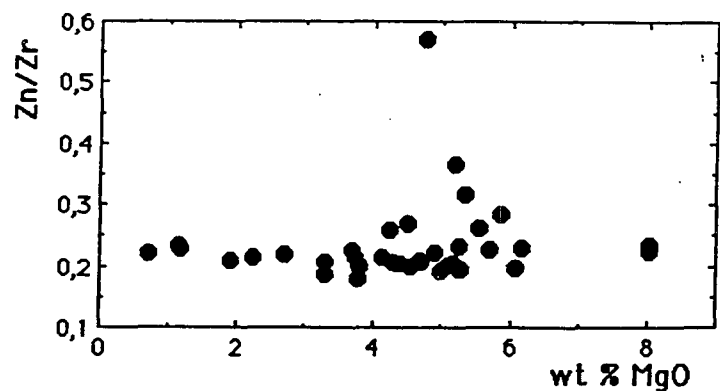
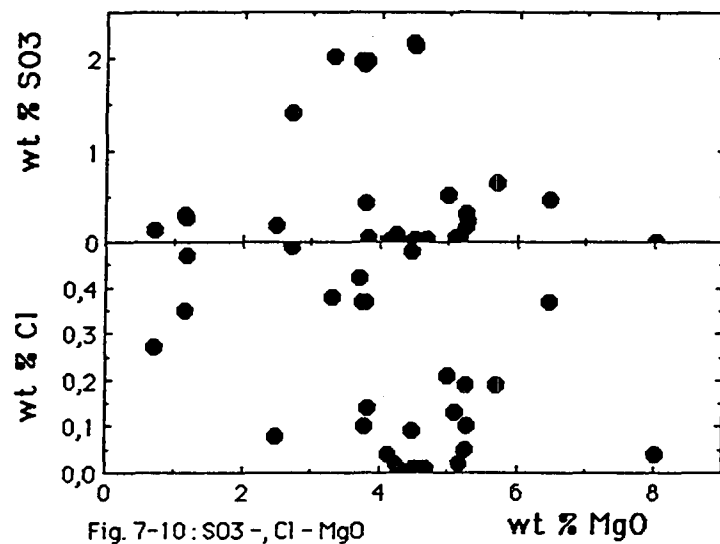


Fig. 7-12 : PER pour les feldspathoïdes ou $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ti}$ (moles) en fonction de Al/Ti . Même légende que fig. 7-1.



Oldoinyo Lengai. Les teneurs en chrome, qui sont relativement basses (130 ppm) par rapport à celles des néphélinites à olivine du Kivu (410 ppm, Marcelot et al., 1989) ou à celles des néphélinites à olivine et méililite du Forez (620 ppm, Hernandez, 1976), témoignent d'une participation du pyroxène à ce fractionnement précoce. Les fortes teneurs en vanadium (480 ppm) et en cobalt (58 ppm) sont semblables à celles des néphélinites du Kivu et du Forez et peuvent résulter de l'absence de fractionnement de la titanomagnétite, minéral présentant une forte affinité pour ces éléments dans les roches alcalines (Lemarchand et al., 1987).

Dans les laves de l'Etinde actuellement accessibles, la distribution des phénocristaux (clinopyroxène, néphéline, grenat, oxydes ferrotitanés), des minéraux accessoires tout au long des deux séries et les variations des teneurs en certains éléments (MgO, SiO₂, FeO total, CaO (fig.7.5) et Ni, Cr et Co), montrent une évolution en trois étapes succédant à la première étape, précoce.

La première étape (fractionnement d'olivine et de clinopyroxène) est hypothétique puisque les laves mises en cause ne sont pas, dans l'état actuel de nos connaissances, présentes à l'Etinde. Cependant, ces minéraux ont pu être entièrement déstabilisés précocement, comme cela est systématiquement observé lors des travaux expérimentaux portant sur les néphélinites à olivine (Gee et Sack, 1988).

Pendant la deuxième étape, les diminutions rapides des teneurs en MgO et CaO correspondent encore au fractionnement simultané de l'olivine et de clinopyroxène. Au microscope, l'olivine (Fo₈₄₋₈₂) ne subsiste qu'en de rares phénocristaux (< 1 % du volume de la roche) entourés par des cristaux de clinopyroxène. La différence entre les deux lignées réside dans les proportions respectives de l'olivine et de clinopyroxène fractionnées. Le rapport Ol/Cpx doit être plus élevé pour la lignée magnésienne. Les fortes diminutions des teneurs en titane et en fer (fig.7.5) indiquent que la titanomagnétite a accompagné l'olivine et le clinopyroxène aux liquidii des néphélinites.

L'olivine cesse de fractionner à la troisième étape. La forte diminution des teneurs en terres rares légères est attribuée au fractionnement de la pérowskite (Smith, 1970; Mitchell et Reed, 1988 et tableau 7.1). Les coefficients de répartition des terres rares légères, comparativement à ceux des terres rares lourdes, entre la pérowskite et le liquide silicaté sont généralement élevés [KD(La, Ce, Dy, Lu) = 20, 22, 14, 6 ; Nagasawa et al., 1980 ; Onuma et al., 1981]. La titanomagnétite et le clinopyroxène continuent de fractionner comme l'indiquent les variations des concentrations en TiO₂, FeO total, CaO, MgO, V, Cr et Co. La diminution régulière du phosphore peut être rapportée au fractionnement de l'apatite. A la présence de phénocristaux de pérowskite dans les laves basiques succède celle de mélanite. dans les laves peu basiques La participation de la néphéline et/ou de la leucite au processus de fractionnement, ne paraît pas évidente dans les diagrammes géochimiques de Na₂O ou K₂O en fonction de MgO, mais elle peut être

présumée à partir de leur abondance en phénocristaux et confirmée à partir du diagramme (Na+K)/Ti versus Al/Ti (fig.7.12).

L'estimation des proportions des phases minérales fractionnées (tableau 7.2) a été réalisée selon la méthode de Villemant et al. (1981) et à l'aide des programmes DIAGBIS, DIAGTER et DIAGPHASE de B. Villemant (comm. pers., 1990). Le pyroxène est la phase dominante (85 à 80 %) des solides formés. Les feldspaths sont accessoires. L'olivine persiste dans la lignée riche en magnésium et le rapport Ol/Cpx est très faible (environ 0,12). La néphéline et la leucite constituent une forte proportion (50 %) du solide qui fractionne à partir de la 3^è étape. Leurs quantités dominent celles des minéraux ferromagnésiens à la fin de la différenciation. La pérowskite et la mélanite sont toujours accessoires (< 6 % en poids, tableau 7.2). En fin d'évolution, le modèle de cristallisation fractionnée n'est plus parfaitement cohérent. La somme des phases fractionnées Σ ne s'élève qu'à $94 \pm 8,6$ % tout en respectant la contrainte $100-2s < \Sigma < 100+2s$ (tableau 7.2). Ceci peut résulter d'une mobilité des alcalins (Na, K, Rb) et des alcalino-terreux (Sr, Ba) sous l'influence des fluides concentrés dans le liquide résiduel.

La différence fondamentale entre les néphélinites du Mont Etinde et celles des massifs de Shombole et d'Oldoinyo Lengai réside dans la richesse en alcalins de ces dernières et à leur forte hyperalcalinité. Les études expérimentales sur des roches néphélinitiques (Peterson, 1989b) montrent que le fractionnement du clinopyroxène à partir d'un liquide néphélinitique s'accompagne d'une augmentation rapide de l'indice d'hyperalcalinité. La prédominance du clinopyroxène (plus de 80 % en poids) dans le solide qui fractionne au dernier stade de la différenciation des néphélinites de Shombole serait le principal générateur de cette hyperalcalinité. Au Mont Etinde, les proportions de clinopyroxène dans le solide qui fractionne varient de 65 à 45 % en poids au cours de la différenciation des néphélinites.

Les très fortes augmentations des teneurs en strontium, baryum et rubidium à la fin de la différenciation sont contradictoires aux effets de la cristallisation fractionnée de la pérowskite, de l'apatite et de la néphéline. En effet, les teneurs de 0,7 à 0,8 % de SrO et 2,5 à 3 % de BaO dans nos pérowskites (tableau 7.1) et celles de 1,5 % de SrO dans l'apatite de néphélinites du même massif (Velde et Rachdi, 1988) sont largement supérieures à celles des roches hôtes. Enfin, il en est de même pour le rubidium et la néphéline ($KD_{Rb}=1,5$; Onuma et al., 1981). Les teneurs en strontium, baryum et rubidium augmentent rapidement, du simple au triple, vers la fin de la différenciation en dépit du fractionnement possible de la pérowskite, de l'apatite et de la néphéline. Un apport de ces éléments à partir d'une source extérieure au magma est une explication possible aux enrichissements observés. La contamination par des sédiments du bassin côtier est l'un des mécanismes capables d'enrichir un magma en strontium, baryum et en rubidium. Un échantillon de néphélinite de l'Etinde peu riche en rubidium (96 ppm), mais riche en

Tableau 7-2 : Proportions des minéraux dans les solides fractionnés au cours la différenciation des néphélinites du Mont Etinde

	2è étape (a)	2è étape (b)	3è étape (c)	4è étape (d)
	riche en MgO	pauvre en MgO		
Olivine	9,7 ± 0,9			
Clinopyroxène	81,3 ± 2,4	84,5 ± 2,2	41,6 ± 2,0	39,2 ± 3,7
Titanomagnétite	10,7 ± 0,5	12,9 ± 0,5	4,1 ± 0,5	
Pérowskite			5,2 ± 0,6	
Mélanite				2,3 ± 0,7
Néphéline	0,7 ± 0,2	0,8 ± 0,3	34,2 ± 2,7	44,6 ± 4,7
Leucite			16,2 ± 4,0	8,1 ± 6,2
Total	102 ± 2,7	98 ± 2,6	101 ± 5,3	94 ± 8,6

Les proportions des phases sont calculées à partir des éléments majeurs des minéraux (analysés à la microsonde) et des roches totales ; aucun élément en trace n'est intégré dans le calcul. Les numéros des échantillons représentatifs de chaque étape de différenciation sont :

a : (M146, M122, M135, M156, M157)⁽²⁾, C1K⁽³⁾, (C150, C22)⁽⁴⁾

b : S11⁽²⁾, (C31, C22, C24, C127)⁽⁴⁾

c : (C7, C6)⁽¹⁾, (M110, M127, M143)⁽²⁾, C131⁽⁴⁾, (T1, T2)⁽⁵⁾

d : N9⁽¹⁾, (M153, M117, S12, M158)⁽²⁾, C1H⁽³⁾.

⁽¹⁾ Cette étude, ⁽²⁾ Mouafo (1988), ⁽³⁾ Déruelle (comm., 1989),

⁽⁴⁾ Fitton (comm., pers. à D. Velde, 1987), ⁽⁵⁾ Tilley (1953).

Le principe de la méthode d'estimation est présenté en géochimie des roches volcaniques des Monts Roumpi. Il s'agit de résoudre l'équation de balance de masse suivante : $D^i = \sum_j x_j D^{ij}$ où D^i et D^{ij} sont respectivement les coefficients de répartition global et minéral/liquide et x_j les fractions massiques des phases qui fractionnent. Le programme utilisé (B. Villemant, comm. pers., 1989) résoud ce système d'équations surdéterminé par la méthode des moindres carrés, en tenant compte des erreurs sur les différents coefficients et donc, sur les analyses.

strontium 3606 ppm)(Halliday et al., 1988) a des rapports isotopiques du Sr et du Nd caractéristiques des roches d'origine mantellique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70341$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512788$), qui s'opposent à l'hypothèse de contamination crustale. De même, les analyses isotopiques de 18 échantillons de l'Etinde (Dunlop, 1983) indiquent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compris entre 0,7033 et 0,7030.

Alternativement, cet enrichissement pourrait résulter d'une dissolution de xénocristaux (apatite et clinopyroxène provenant de roches ultrabasiques alcalines) riches en strontium, baryum et rubidium, comme c'est le cas pour les néphélinites de Djebel Targou (Velde et Rachdi, 1988). Toutefois, à ce stade de l'exploration du massif, nous n'avons noté aucune relique de xénocristaux riches en strontium, baryum et rubidium.

Les observations suivantes permettent d'envisager un mécanisme d'enrichissement au cours de la différenciation sans apport extérieur aux magmas :

- Des poches de carbonates d'origine magmatique existent dans les filons de leucitonéphélinites et des carbonates interstitiels de même origine constituent une partie de la mésostase des néphélinites et néphélinites phonolitiques.

- Les distributions du strontium en fonction du phosphore et du calcium sont semblables. Dans les deux cas, les teneurs en strontium sont régulières vers les fortes teneurs en calcium (> 13 % en poids de CaO) et en phosphore (> 1 % en poids de P_2O_5). Au-dessous de ces valeurs, les teneurs en strontium varient largement pour des teneurs en calcium et phosphore constantes (fig.7.13).

- Dans le système $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (fig.7.14), les laves les plus différenciées ont des compositions proches de la limite d'immiscibilité de magmas néphélinitiques et carbonatitiques à 7,6 kb (Freestone et Hamilton, 1980). Ces laves différenciées sont donc proches de la saturation en carbonate. Or, les carbonatites sont des laves généralement riches en strontium et baryum (Le Bas, 1987; Hubberten et al., 1988; Nelson et al., 1988).

Toutes ces observations nous amènent à constater que les compositions des néphélinites étudiées évoluent vers ce domaine d'immiscibilité. L'enrichissement parallèle en strontium, baryum et rubidium des néphélinites différenciées serait un phénomène précurseur de l'immiscibilité entre magmas néphélinitique et carbonatitique. Ce même phénomène peut expliquer la corrélation positive entre le manganèse et le degré de différenciation et ce d'autant plus que les carbonatites sont elles aussi riches en MnO (jusqu'à 5,5 %; Le bas, 1987).

7.5. DISCUSSION

Trois types de difficultés sont rencontrées au cours de l'étude géochimique :

1) Les analyses disponibles ont été effectuées selon des méthodes différentes dans des laboratoires distincts et enfin sur presque un demi-siècle, depuis Tilley (1953) jusqu'à nos jours (sans tenir compte des données d'Esch, 1901); ceci nuit évidemment à l'homogénéité des résultats.

2) Les études géochimiques antérieures, sauf quelques analyses récentes (*in* Mouafo, 1988), reposent sur des échantillons prélevés parmi les galets dans les lits des rivières descendant du massif ou même sur la plage de Batoke, au pied du massif. Aucune corrélation de terrain n'est évidemment établie entre les roches ainsi analysées.

3) La différenciation magmatique a eu lieu selon des processus distincts dont les effets se sont chevauchés. Ainsi, au processus de cristallisation fractionnée, se sont superposés des réactions minéral-liquide et des transferts par des fluides. Les compositions des solides estimées à partir des proportions des phases minérales correspondent alors au bilan de masse global pour chacune des deux lignées de néphélinites du Mont Etinde. La composition des haüynophyres est proche de celles des mélanéphélinites pauvres en magnésium, mais les relations génétiques entre haüynophyres et les deux lignées de néphélinites ne sont pas encore élucidées.

Certaines de nos néphélinites sont aussi caractérisées par une large différenciation *in situ*. Après les cristallisations successives importantes de clinopyroxène, titanomagnétite, néphéline et leucite, le liquide cristallise en sodalite, hyalophane, aegyrine, aenigmatite et sphène. Cette dernière association minérale, (caractéristique des phonolites), confirme l'évolution des magmas néphélinitiques en magmas phonolitiques (Le Bas, 1987; Peterson, 1989a,b).

Enfin, l'association, dans un même massif, de néphélinites pauvres et riches en magnésium constitue une énigme pétrologique, d'autant plus que les âges radiométriques (tous inférieurs à 1 Ma) corroborés par la chronologie relative, n'indiquent pas deux épisodes magmatiques très éloignés dans le temps. Les deux lignées peuvent, chacune, dériver des néphélinites à olivine (fig.7.2). La lignée riche en magnésium proviendrait d'un magma ayant subi une ascension rapide et continue du manteau à la surface. La lignée pauvre en magnésium serait issue d'une néphélinite à olivine qui aurait séjourné plus longtemps entre la source mantellique et la surface comme c'est le cas dans la province alcaline est-africaine (Le Bas, 1987). C'est pendant ce séjour que survient une cristallisation à une pression basse, ce qui n'est pas le cas dans l'autre lignée. Les laves étudiées appartiennent à cette phase de différenciation à basse pression comme en témoigne leur minéralogie (pyroxène sans Al^{VI} et présence quasi-constante de phénocristaux de leucite). Toutefois, les faibles teneurs en Ni et Cr des laves les plus basiques traduisent bien le caractère évolué des magmas parents. Ceux-ci ont subi une différenciation à partir du magma primitif par fractionnement précoce, probablement à forte pression, dont les résidus solides sont inconnus.

Les divers facteurs permettant une ascension rapide des néphélinites à olivine, donc riches en magnésium et le séjour prolongé à moyenne profondeur de celles pauvres en magnésium ont été analysés (Le Bas, op.cit.). L'ascension peut être interrompue si la valeur du rapport $\text{CO}_2/(\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O})$ est élevée. La présence à l'Etinde de poches de carbonates dans les filons de néphélinites à leucite et de carbonates interstitiels dans le faciès à Sr-méililite et aegyrine montre que ce rapport pouvait être élevé, et donc, que la viscosité du magma pouvait être élevée, elle-aussi. Ces conditions sont favorables à un séjour du magma dans une chambre peu profonde.

7.6. CARACTERES DE LA SOURCE

L'origine mantellique de nos néphélinites peut être considérée comme certaine puisqu'elles contiennent une enclave et des fragments de péridotite ; il est en effet peu probable que ces enclaves et fragments de péridotite proviennent de magmas ayant généré les laves du Mont Cameroun, puisqu'aucune enclave de ces dernières n'a été retrouvée dans les néphélinites.

La nature fortement alcaline des néphélinites et leurs fortes teneurs en éléments ailleurs incompatibles (REE, Ba, Sr, Zr, Nb, U, Th, P) et en volatils (Cl, F, CO_2 , H_2O) ont toujours soulevé le problème de leur origine et des caractéristiques chimiques de leur source.

Les néphélinites étudiées ont des rapports $(\text{La}/\text{Yb})_N$ compris entre 27 et 35, ce qui, malgré le caractère évolué des compositions des laves les plus basiques, témoigne d'un faible taux (< 5 %) de fusion de la source mantellique. Les faibles teneurs en terres rares lourdes (tableau 7.1 et fig.7.8) peuvent être attribuées à la présence de grenat dans le résidu solide. Les laves ont, chacune, un rapport $(\text{La}/\text{Ce})_N$ très élevé (1,3 à 2,4) bien que la pérowskite (5%) avec un rapport $(\text{La}/\text{Ce})_N = 1,2$ fractionne lors de la différenciation. Ce rapport $(\text{La}/\text{Ce})_N$ qui est vraisemblablement plus élevé dans les magmas primaires peut être tenu pour preuve d'une source mantellique enrichie en terres rares légères comme au Kivu (Marcelot et al., 1989).

Partant du fait que seuls l'olivine et le clinopyroxène ont fractionné à un stade précoce de la différenciation et que donc les rapports Sr/Ce et Ba/Ce des laves basiques sont proches de ceux des liquides primaires, la dispersion des valeurs de ces rapports (Sr/Ce variant de 4 à 19 et Ba/Ce, de 2 à 10) peut être due à une hétérogénéité de la zone du manteau où les magmas néphélinitiques se sont formés. Un caractère hétérogène de la source (avec des teneurs en CO_2 et H_2O différentes) peut aussi être déduit de l'association

de liquide riche et pauvre en MgO conformément à leur mode d'ascension reconstitué plus haut.

Expérimentalement, la fusion partielle à haute pression d'une péridotite en présence de CO_2 et H_2O (Brey et Green, 1977; Olafson et Eggler, 1983; Wallace et Green, 1988, entres autres) engendre des liquides néphélinitiques. Cependant, la faible proportion des tufs pyroclastiques néphélinitiques ($< 10\%$ du volume) au Mont Etinde permet de conclure que ces magmas néphélinitiques n'étaient pas particulièrement riches en eau. Même si une partie des tufs a été vraisemblablement dégagée par l'érosion, il n'en a été émis que de petites quantités, désormais interstratifiées entre des coulées, contrairement à ce qui est observé dans les massifs est-africains qui sont essentiellement pyroclastiques. Enfin, l'enclave de péridotite observée a une texture isotrope et présente des figures de recristallisation antérieures à son arrachement et elle a donc été arrachée au manteau postérieurement à la fusion des magmas néphélinitiques. De ce fait, la zone de formation de nos magmas néphélinitiques est plus profonde que celle de stabilisation de cette enclave de péridotite à spinelle et se situe probablement dans une zone où les pressions sont proches de celles requises lors des expérimentations (13,5 à 21 kb, Olafson et Eggler, 1983).

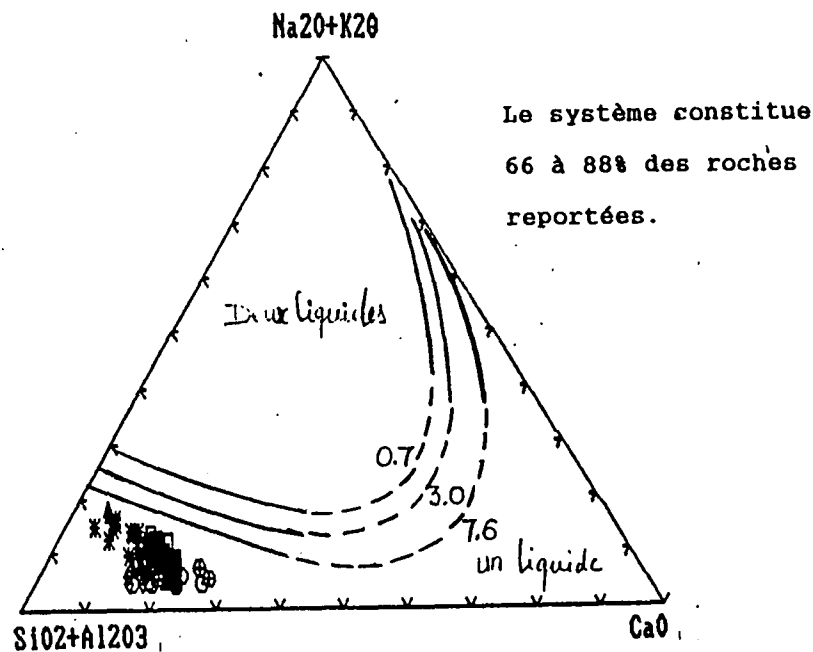


Fig. 7-14 : Position des laves néphélinitiques du Mont Etinde dans le triangle $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$; les néphélinites phonolitiques et les phonolites sont proches de la zone d'immiscibilité à 7,6 Kb (courbes expérimentales de Freestone et Hamilton, 1980). Même légende que fig. 7-1.

8. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LES NÉPHÉLINTES

La mise en place du massif néphélinitique du Mont Etinde à 0,65 Ma est plus récente que les premières éruptions du Mont Cameroun (âgé d'au moins 5 Ma). Les types pétrographiques sont : mélanéphélinite, haüynophyre, néphélinites et leucitonéphélinites à haüyne, à pérowskite, à aenigmatite et hyalophane, à mélanite ou Sr-méllilite. Les compositions du clinopyroxène évoluent avec la différenciation depuis le pôle diopside alumineux et titanifère jusqu'à celui d'aegyrine. Des sauts de composition vers les fortes teneurs en titane dans les zones externes de la mélanite sont attribuables à la déstabilisation tardive d'une phase minérale titanifère (pérowskite ou oxyde ferrotitané ?). La substitution $\text{VI Fe}^{2+} + \text{Ti} \rightleftharpoons 2\text{VI Fe}^{3+}$ est complète dans l'aenigmatite et l'excès de titane indique l'existence probable de solutions solides complexes. La méllilite est riche en strontium (jusqu'à 8 % de SrO) qui se substitue au calcium. Des températures d'équilibre minéral-liquide de 940 °C pour les phénocristaux de néphéline et de 990 °C pour leurs microlites témoignent de l'existence de réactions exothermiques dans les néphélinites à Sr-méllilite. Les laves étudiées appartiennent à deux séries qui se chevauchent partiellement. L'évolution des deux séries est dominée par la cristallisation fractionnée sporadiquement perturbée par des réactions minéral-liquide et des transferts par des fluides. Les équations de balance de masse indiquent un important fractionnement des feldspathoïdes à la fin de la différenciation qui est responsable de l'atténuation du degré d'hyperalcalinité.

Les magmas néphélinitiques se sont formés à une plus grande profondeur que les basaltes de la Ligne du Cameroun, mais aucun des minéraux observés en phénocristaux dans ces laves n'est témoin de fractionnement à haute pression. Ceci est la preuve d'un séjour probable des magmas dans une chambre peu profonde à 40-30 km où les minéraux se sont rééquilibrés. Toutefois, cette chambre se situerait en domaine mantellique comme en témoigne la présence des nodules et fragments de péridotite et l'absence d'enclave de socle.

REFERENCES

- Abbot, M. J., 1967. Aenigmatite from the groundmass of peralkaline trachyte. *Am. Mineral.*, 52, 1895-1901.
- Adams, G.E. et Bishop, F.C., 1985. An experimental investigation of thermodynamic mixing properties and unit-cell parameters of forsterite-monticellite olivines. *Am. Mineral.* 70, 714-722.
- Adams, G.E. et Bishop, F.C., 1986. The olivine - clinopyroxene geobarometer : experimental results in the CaO-FeO-MgO-SiO₂ system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 230-237.
- Albarède, F. et Provost, A., 1977. Petrological and geochemical mass-balance equations : an algorithm for least-square fitting and general error analysis. *Computers and Geosci.*, 3, 309-326.
- Albarède, F. et Tamagnan, V., 1988. Modelling the recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion island, 1931-1986. *J. Petrol.*, 29, 997-1030.
- Alibert, C., Michard, A. et Albarède, F., 1986. Isotope and trace element geochemistry of Colorado Plateau volcanics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 2735-2750.
- Allan, J. F. et Carmichael, I. S. E., 1984. Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, 203-216.
- Allègre, C.J. et Minster, F.F., 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 38, 1-25.
- Allègre, C.J., Treuil, M., Minster J.-F., Minster, B. et Albarède, F., 1977. Systematic use of trace element in igneous process. Part I : Fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60, 57-75.
- Almond, D.C., 1988. Chemical fractionation in titaniferous clinopyroxene from Bayuda, Sudan. *Can. Mineral.*, 26, 1027-1035.
- Anderson, D.J. et Lindsley, D.H., 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides : Fe-Ti oxides. *Am. Mineral.*, 73, 714-726.
- Anderson, T., 1988. Evolution of peralkaline calcite carbonatite magma in the Fen complex, southeast Norway. *Lithos*, 22, 99-112.
- André, F. and Gagny, C., 1982. Structures d'écoulement dans une caisse filonienne : le mécanisme d'intrusion télescopique et le concept d'intra-épontes. *Can. J. Earth Sci.*, 19, 12, 2387-2399.
- Angel, R.J., Gasparik, T., Ross, N.L., Finger, L.W., Prewitt, C.T. et Hazen, R.M., 1988. A silica-rich sodium pyroxene phase with six-coordinated silicon. *Nature*, 335, 156-158.
- Angoua Biouélé, S.E., 1988. Etude structurale et pétrologique de la région de Gamba, bordure sud-est de Poli (Nord-Cameroun). Thèse Doct. université de Nancy I, pp. 253.
- Ba, H., 1982. Les complexes annulaires de Kidal-Tibeljeljeline et Djounhane (Adrar des Iforas, République du Mali) : Etude pétrologique et structurale, Minéralisation en U-Th. Thèse 3ème cycle, Univ. Sci. Techn. Languedoc, pp. 183 + 1 carte.
- Bacon, C.R. et Hirschmann, M.M., 1988. Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *Am. Mineral.*, 73, 57-61.
- Baker, D.S. et Hodges, F.N., 1977. Mineralogy of intrusions in the Diablo Plateau, northern Trans-Pecos magmatic province, Texas and New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1428-1436.
- Baker, B.H. et McBirney, A.R., 1985. Liquid fractionation, part III. Geochemistry of zoned magmas and the compositional effects of liquid fractionation. *J. Volcanol. geotherm. Res.*, 24, 55-81.
- Baker, D. S., Long, L. E., Hoops, G. K. et Hodges, F. N., 1977. Petrology and Rb-Sr isotope geochemistry of intrusions in the Diablo Plateau, northern Trans-Pecos magmatic province, Texas and New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1437-1446.
- Baldrige, W. S., Carmichael, I. S. E. et Albee, A. L., 1981. Crystallization paths of leucite-bearing lavas : Examples from Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 321-335.
- Barbey, P., Macaudière, J. et Nzenti, J.-P. 1990. High-pressure dehydration melting of metapelites : Evidence from the migmatites of Yaoundé (Cameroun), *J. Petrol.*, 31, 401-427.
- Bard, J.P., 1980. Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. *Mason Ed.*, pp. 190.

- Barker, D.S., 1970. Compositions of granophyre, myrmekite, and graphic granite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 3339-3350.
- Barsdell, M. et Smith, I.E.M., 1989. Petrology of recrystallized ultramafic xenoliths from Merelavo volcano, Vanuatu. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102, 230-241.
- Barth, T.F.W., 1963. The composition of nepheline. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 43, 153-164.
- Barton, M. et Bergen, v.M.J., 1981. Green clinopyroxenes and associated phases in a potassium-rich lava from the Leucite Hills, Wyoming. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 101-114.
- Batchelor, R.A. et Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, 43-55.
- Beach, A., 1980. Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian complex. *J. Struct. Geol.*, 2, 257-263.
- Bédard, J.H., 1988. Comparative amphibole chemistry of the Monteregian and White Mountain alkaline suites, and the origin of amphibole megacrysts in alkali basalts and lamprophyres. *Mineral. Mag.*, 52, 91-103.
- Bédard, H.J., Ludden, J.N. et Francis, D.M., 1987. The Mégantic intrusive complex, Québec : a study of the derivation of silica-oversaturated anorogenic magmas of alkali-ne affinity. *J. Petrol.*, 28, 355-388.
- Bender, J.F., Hanson, G.N. et Bence, A.E. 1984. Cortlandt complex : differentiation and contamination in plutons of alkali basalt affinity. *Am. J. Sci.*, 284, 1-57.
- Benkhelil, J. 1988. Structure et évolution géodynamique du bassin intracontinental de la Bénoué (Nigéria). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 12, 29-128.
- Bessoles, B. et Lasserre, M. 1977. Le complexe de base du Cameroun. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3, 343-362.
- Black, R. 1978. Propos sur le Panafricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, 843-850.
- Boher, M., Stenger, J.F. et Pichavant, M. 1987. Low temperature, Li-, F-rich granitic magmas. *Terra Cognita*, 7, 356.
- Bonin, B., Grelou-Orsini, C. et Vialette, Y. 1978. Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica) : a K-Li-Rb-Sr study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, 425-432.
- Bonin, B. et Giret, A. 1985. Clinopyroxene compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline ring complexes. *J. Afr. Earth Sci.*, 3, 175-183.
- Borley, G.D. 1963. Amphibole from the younger granites of Nigeria. Part I. Chemical classification. *Mineral. Mag.*, 33, 358-376.
- Borley, G.D. 1976. Aenigmatite from an aegyrine-riebeckite granite, Liruei Complex, Nigeria. *Mineral. Mag.*, 40, 595-598.
- Borley, G.D., Suddaby, P. et Scott, P. 1971. Some xenoliths from the alkalic rocks of Tenerife, Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31, 102-114.
- Bose, M.K., Ghosh Roy, A.K. et Czygan, W. 1982. K-Rb relations in the alkaline suites of the eastern Ghats Precambrian belt, India. *Lithos*, 15, 77-84.
- Bowden, P. 1985. The geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa (a review). *J. Afr. Earth Sci.*, 3, 17-39.
- Bowden, P. et Whitley, J.E. 1974. Rare-earth patterns in peralkaline and associated granites. *Lithos*, 7, 15-21.
- Bowden, P., Black, R., Martin, R.F., Ike, E.C., Kinnard, J.A. et Batchelor, R.A. 1987. Niger-Nigerian alkaline ring complexes : a classic example of African Phanerozoic anorogenic mid-plate magmatism. in Fitton, J.G. and Upton, B.G.J. (eds), *Alkaline Igneous Rocks*, *Geol. Soc. Special Pub.*, 30, 357-379.
- Bowden, P. et Turner, D.C. 1974. Peralkaline and associated ring-complexes in the Nigeria-Niger Province, West Africa. in *Alkaline Rocks*, H. Sorensen (editor), 330-351.
- Brey, G. et Green, D.H., 1977. Systematic study of liquidus phase relations in olivine melilitite + H₂O + CO₂ at high pressures and petrogenesis of an olivine melilitite magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, 141-162.
- Brooks, C.B.K. et Printzlau, I. 1978. Magma mixing in mafic alkaline volcanic rocks : the evidence from relict phenocryst phases and other inclusions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 4, 315-331.
- Brown, F.H. 1970. Zoning in some volcanic nephelines. *Am. Mineral.*, 55, 1670-1680.

- Brown, G.E., Jr. 1982. Olivine and silicate spinels. *in* Orthosilicates. P.H. Ribbe (editor), *Reviews in Mineral.*, 5, 275-333.
- Brown, P.E., Brown, R.D., Chambers, A.D. et Soper, N.J. 1978. Fractionation and assimilation in the Bortindene syenite, East Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67, 25-34.
- Buddington, A.F. et Lindsley, D.H. 1964. Iron-titanium oxides minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 5, 310-357.
- Buerger, M. J., Klein, G. E. et Donnay, G. 1954. Determination of the crystal structure of nepheline. *Am. Mineral.*, 39, 805-818.
- Caby, R., Bertrand, J.M. et Black, R. 1981. Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Ifforas segment, central Sahara. *in* A. Kröner (Editor), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, pp. 407-434.
- Caen-Vachette, M. et Ekwueme, B.N. 1988. Rb/Sr ages of schists in the metasedimentary belts in southeast Lokoja and their implications for the Precambrian evolution of the central Nigeria. *J. Afr. Earth Sci.*, 7, 127-131.
- Caen-Vachette, M. et Umeji, A.C. 1987. Geology and geochronology of the Okene area : evidence for an Eburnean orogenic cycle in south-central Nigeria. *J. Afr. Earth Sci.*, 7, 121-126.
- Cannillo, E., Mazzi, F., Fang, J. H., Robinson, P. D. et Ohya, Y., 1971. The crystal structure of aenigmatite. *Am. Mineral.*, 56, 427-446.
- Cameron, M., et Papike, J.J., 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes. *Am. Mineral.*, 66, 1-50.
- Cantagrel, J.-M., Jamond, C. et Lasserre, M. 1978. Le magmatisme alcalin de la ligne du Cameroun au Tertiaire inférieur: données géochronologiques K/Ar. *C.R.somm. Soc. géol. Fr.*, 6, 300-303.
- Carmichael, I. S. E. 1962. Pantelleritic liquids and their phenocrysts. *Mineral. Mag.*, 33, 86-113.
- Carmichael, I.S.E., Nicholls, J. et Smith A.L. 1970. Silica activity in igneous rocks. *Am. Mineral.*, 55, 246-263.
- Carmichael, I. S. E., Turner, F. J. and Verhoogen, J. 1974. *Igneous Petrology*. McGraw-Hill Book Co. (ed.), pp. 739.
- Cawthorn, R.G., Curran, E.B. et Arculus, R.J. 1973. A petrogenetic model for the origin of the calc-alkaline suite of Grenada, Lesser Antilles. *J. Petrol.*, 14, 327-337.
- Cawthorn, R.G. 1976. Melting relations in part of the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$ under 5 kbar pressure. *J. Petrol.*, 17, 44-72.
- Christiansen, E.H., Bikun, J.V., Sheridan, M.F. et Burt, D.M. 1984. Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountain, Utah. *Am. Mineral.*, 69, 223-236.
- Coombs, D.S. et Wilkinson, J.F.G. 1969. Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from the East Otago volcanic Province (New Zealand) and related rocks. *J. Petrol.*, 10, 440-501.
- Corbett, G.J. et Phillips, G.N. 1981. Regional retrograde metamorphism of high grade terrain: the Willyama Complex, Broken Hill, Australia. *Lithos*, 14, 59-73.
- Cosca, M.A., Rouse, R.R. et Essene, E.J. 1988. Dorrite $[\text{Ca}_2(\text{Mg}_2\text{Fe}^{3+}_4)(\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{20})]$, a new member of the aenigmatite group from a pyrometamorphic melt-rock. *Am. Mineral.*, 73, 1440-1448.
- Cotonian, C., Potdevin, J.-L., Bertrand, H. et Lombardo, N. 1988. Pseudomorphoses coronitiques d'amphibole dans le trachyte de Monac (Velay oriental) : Bilan de matière et réaction magmatique. *Bull. Minéral.*, 111, 89-95.
- Cox, K.G., Bell, J.D. et Pankhurst, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George Allen & Unwin, London. pp. 450.
- Cullen, A., Ed Vicenzi et McBirney, A.R. 1989. Plagioclase-ultrapphyric basalts of the Galapagos archipelago. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 37, 325-337.
- Cullers, R.L. et Graf, J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust : Predominantly basic and ultrabasic. *in* *Developments in Geochemistry*, 2, Rare earth element geochemistry, P. Henderson (editor).
- Czamanske, G.K. et Dillet, S. 1988. Alkali amphibole, tetrasilicic mica, and sodic pyroxene in peralkaline siliceous rocks, Questa Caldera, New Mexico. *Amer. J. Sci.*,

- 288-A, 358-392.
- Dautria, J.M., Dostal, J., Dupuy, C. et Liotard, J.M. 1988. Geochemistry and petrogenesis of alkali basalts from Tahalra (Hoggar, Northwest Africa). *Chem. Geol.*, 69, 17-35.
- Dautria, J.-M. et Girod, M. 1986. Les enclaves de lherzolite à spinelle et plagioclase du volcan de Dibi (Adamaoua, Cameroun): des témoins d'un manteau supérieur anormal. *Bull. Minéral.*, 109, 275-288.
- Debon, F. et Le Fort, P. 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principles, method, applications. *Bull. Minéral.*, 111, 493-510.
- Deer, W.A., Howie, R.A. et Zussman, J. 1967. Rock-forming minerals, 4, Framework Silicates. pp. 435. Longman.
- Deer, W.A., Howie, R.A. et Zussman, J. 1982. Rock-forming minerals, Disilicates and ring silicates, 1B, pp. 629. Longman.
- Deer, W.A., Kempe, D.R.C. et Jones, G.C. 1984. Syenitic and associated intrusions of the Kap Edvard Holm region of Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Meddel. Gron. Geosci.*, 12, 3-29.
- de la Roche, H. 1965. Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. *Geol. Rundsch.*, 55, 274-301.
- de la Roche, H. 1986. Classification et nomenclature des roches ignées: un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. *Bull. Soc. géol. France*, 8, 11, 337-353.
- DePaolo, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 189-202.
- Déruelle, B. 1982. Petrology of the plioquaternary volcanism of the South-central and Meridional Andes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14, 77-224.
- Déruelle, B., Ezangono, Lissom, J., Loulé, J.-P., Ngnotué, N., Ngounono, I., Nkoumbou, C. Nono, A. et Simo, E. 1987a. Mio-pliocène basaltic lava flows and phonolitic and trachytic plugs north and east of Ngaoundere (Adamawa, Cameroon). in *Current research in African earth sciences*, G. Matheis and H. Schandelmeier (eds)., Balkema, Rotterdam, 261-264.
- Déruelle, B., Moreau, C. and Nkonguin Nsifa, E., 1983. La dernière éruption du Mont Cameroun (1982) dans son contexte structural. *Rev. Géog. Cameroun*, 4, 2, 39-46.
- Déruelle, B., N'ni, J. et Kambou, R. 1987b. Mount Cameroon : an active volcano of the Cameroon Line. *J. Afr. Earth Sci.*, 6, 197-214.
- Déruelle, B., Moreau, C., Nkoumbou, C., Kambou, R., Lissom, J., Njonfang, E., Ghogomu, R.T. et Nono, A., *in press*. The Cameroon Line : a review. in *Phanerozoic Magmatism and Structural Evolution of African Plate*, A.B. Kampunzu and R.T. Lubala (eds), Blackie and Sons, London.
- Diombana, D. 1988. Etude pétrologique du complexe alcalin granitique de Tessalit (Adrar des Iforas, République du Mali). Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie (Paris VI), pp. 250.
- Dollase, W.A. et Thomas, W.M. 1978. The crystal chemistry of silica-rich, alkali-deficient nepheline. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 311-318.
- Donaldson, C.H., Dawson, J.B., Kanaris-Sotiriou, R., Batchelor, R.A. et Walsh, J.N. 1987. The silicate lavas of Oldoinyo Lengai, Tanzania. *Neues Jahrbuch Mineral. Abh.*, 156, 247-279.
- Drake, M.J. 1976. Plagioclase-melt equilibria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 457-465.
- Dorst, J. et Dandelot, P. 1976. Guide des grands mammifères d'Afrique. Delachaux & Niestlé, ed., pp. 286.
- Drexler, J.W., Bornhost, T.J. et Noble, D.C. 1983. Trace-element sanidine/glass distribution coefficients for peralkaline silicic rocks and their implications to peralkaline petrogenesis. *Lithos*, 16, 265-271.
- Drysdall, A.R., Jackson, N.J., Ramsay, C.R., Dough, C.J. et Hackett, D. 1984. Rare element mineralization related to Precambrian alkali granites in the Arabian Shield. *Economic Geology*, 79, 1366-1377.
- Duda, A. et Schmincke, H.-U. 1985. Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxene (Eiffel, FRG). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91,

340-353.

- Duggan, M.B. 1988. Zirconium-rich sodic pyroxenes in felsic volcanics from the Warrumbungle Volcano, Central New South Wales, Australia. *Mineral. Mag.*, 52, 491-496.
- Duggan, M.B. 1990. Wilkinsonite, $\text{Na}_2\text{Fe}^{4+}\text{Fe}^{3+}\text{Si}_6\text{O}_{20}$, a new member of the aenigmatite group from the Warrumbungle volcano, New South Wales, Australia, *Am. Miner.*, 75, 694-601.
- Dumont, J.-F. 1987. Etude structurale des bordures nord et sud du plateau de l'Adamaoua: influence du contexte atlantique. *Géodynamique*, 2, 55-68.
- Dumont, J.-F., Toteu, S.F. et Penaye, J. 1985. Ensembles structuraux et principales phases de déformations panafricaines dans la zone mobile de Nord Cameroun, région de Poli. *Rev. Sci. et Tech. Sér. Sci. Terre*, Yaoundé, 1, 9-23.
- Dumort, J.-C. 1988. Carte Géologique de Reconnaissance à l'échelle du 1/500000. République Fédérale du Cameroun, Douala-Ouest, Bureau Rech. Géol. Min., Dir. Mines Géol. Cameroun, et 1 Notice explicative, pp. 69.
- Duncan, A.R. et Taylor, S.R. 1968. Trace element analyses of magnetites from andesitic and dacitic lavas from Bay of Plenty, New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 20, 30-33.
- Dyar, M.D. 1987. A review of Mössbauer data on trioctahedral micas: evidence for tetrahedral Fe^{3+} and cation ordering. *Am. Mineral.*, 72, 102-112.
- Edgar, A.D. 1974. On the use of the term "Aegirite". *Mineral. Mag.*, 39, 729-730.
- Ekwueme, B.N. 1987. Structural orientations and precambrian deformational episodes of Uwet area Oban Massif, SE Nigeria. *Precambrian Res.*, 34, 269-289.
- Ekwueme, B.N. 1990. Rb-Sr ages and petrologic features of Precambrian rocks from the Oban Massif, southeastern Nigeria, *Precambrian Res.*, 47, 271-286.
- Ekwueme, B.N. et Onyeagocha, A.C. 1986. Geochemistry of metasedimentary rocks of Uwet area, Oban Massif, southeastern Nigeria. *Geol. Rund.*, 75, 411-420.
- Elueze, A.A. 1982. Geochemistry of the Ilesha granite gneiss in the basement complex of southwestern Nigeria. *Precambrian Res.*, 19, 167-177.
- Ernst, W. G. 1962. Synthesis, stability relations and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid-solutions. *J. Geol.*, 70, 689-736.
- Esch, E. 1901. Der Vulkan Etinde in Kamerun und seine Gesteine. *Sitzungsberichte König. Preuss. Akad. Wissenschaften*, 1, 277-299 et 400-417.
- Ewart, A. 1985. Aspects of the mineralogy and chemistry of the intermediate-silicic Cainozoic volcanic rocks of eastern Australia. Part 2: mineralogy and petrogenesis. *Austral. J. Earth Sci.*, 32, 383-413.
- Ewart, A., Chappell, B. W. et Le Maitre R. W. 1985. Aspects of the mineralogy and chemistry of the intermediate-silicic Cainozoic volcanic rocks of eastern Australia. Part 1: introduction and geochemistry. *Austr. J. Earth Sci.*, 32, 359-382.
- Fabries, J. 1978. Les types paragénétiques des amphiboles sodiques dans les roches magmatiques. *Bull. Minéral.*, 101, 155-165.
- Faure, G. 1986. Principles of isotope geology. 2^e édition, John Wiley & Sons, New York, pp. 589.
- Ferguson, A.K. 1978. The crystallization of pyroxenes and amphiboles in some alkaline rocks and the presence of a pyroxene compositional gap. *Contrib. Mineral. petrol.*, 67, 11-15.
- Ferguson, J. 1964. Geology of the Ilimaussaq alkaline intrusion, South Greenland: Description of map and structure. *Meddel. Gron.*, 172, 4, pp. 82 + 2 cartes.
- Fitton, J.G., 1987. The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. *in Alkaline Igneous Rocks*, Fitton, J.G. & Upton, B.G. J. (eds), Geological Society Spec. Publication, 30, 273-291.
- Fitton, J.G. et Dunlop, H.M. 1985. The Cameroun Line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 72, 23-33.
- Fitton, J.G. et Hughes, D.J. 1981. Strontian melilite in a nephelinite lava from Etinde, Cameroun. *Mineral. Mag.*, 44, 261-264.
- Flower, M.F.J. 1974. Phase relations of titan-aegirite in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ at 1000 bars total water pressure. *Am. Mineral.*, 59, 536-548.
- Foland, K.A., Chen, J.-F., Linder, J.S., Henderson, C.M.B. et Whillans, I.M. 1989. High-

- resolution $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of multiple intrusion igneous complexes : Application to the Cretaceous Mount Bromé complex, Quebec, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102, 127-137.
- Foland, K.A., Linder, J.S., Laskowski, T.E. et Grant, N.K. 1986. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for plutons of the Monteregian Hills, Quebec : evidence for a single episode of Cretaceous magmatism. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 966-974.
- Forbes, N.C. et Flower, M.F. 1974. Phase relation of titan phlogopite $\text{K}_2\text{Mg}_4\text{TiAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}(\text{OH})_2$: a refractory phase in the uppermantle? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17, 339-356.
- Forster, M.D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geol. Surv. Professional Paper*, 354-B, 11-49.
- Freestone, I.C. et Hamilton, D.L. 1980. The role of liquid immiscibility in the genesis of Carbonatites - an experimental study, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 105-117.
- Frey, F.A., Green, D.H. et Roy, S.D. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis : a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.*, 19, 463-513.
- Frisch, T. et Schmincke, H.U. 1969. Petrology of clinopyroxene-amphibole inclusions from the Roque Nublo Volcanics, Grand Canaria, Canary Islands (Petrology of Roque Nublo Volcanics I). *Bull. Volcanol.*, 33, 1073-1088.
- Frost, B.R., Lindsley, D.H. et Andersen, D.J. 1988. Fe-Ti oxide-silicate equilibria: Assemblages with fayalitic olivine. *Am. Mineral.*, 73, 727-740.
- Gagny, C., 1978. Quelques réflexions sur la pétrologie structurale appliquée à l'étude des filons. 103ème Congr. nat. des Soc. Savantes, Nancy, 1978. *Sci.* 4, 9-20.
- Garson, M. S. et Walshaw, R. D. 1969. The geology of the Mlanje area. *Geol. Survey of Malawi Bull.*, 1-152.
- Gee, L.L. et Sack, R.O. 1988. Experimental petrology of melilite nephelinites. *J. Petrol.*, 26, 1233-1255.
- Gèze, B., 1941. Sur les massifs volcaniques du Cameroun Occidental. *C. R. Acad.Sci. Paris*, 212, 498-500.
- Gèze, B. 1943. Géographie physique et géologie du Cameroun Occidental. *Mém. Muséum Hist. Nat., Nouv. Sér.*, 17, 1-272.
- Gèze, B. 1953. Les vocans du Cameroun Occidental. *Bull. Volcanol.*, 13, 63-92.
- Ghogomu, T.R. 1984. Geology, geochemistry and petrology of a ring-complex of intermediate composition. Thèse 3ème Cycle, Univ. Nancy I, pp. 148.
- Gibb, F.G.F. 1973. The zoned clinopyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland. *J. Petrol.*, 14, 203-230.
- Gibb, F. G. F. et Henderson C. M. B., 1978. The petrology of the Dippin Sill, Isle of Arran. *Scott. J. Geol.*, 14, 1-27.
- Giret, A. 1979. Génèse de roches feldspathoïdiques par la déstabilisation des amphiboles : massif des Montagnes Vertes, Kerguelen (T.A.A.F.). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, 379-382.
- Giret, A., Bonin, B. et Leger, J.-M. 1980. Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *Can. Mineral.*, 18, 481-495.
- Girod, M. 1971. Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara algérien). Etude pétrographique, structurale et volcanique. Centre Rech. Zones Arides, C.N.R.S., Paris, *Sér. Géol.* 12, pp. 159.
- Grant, N.K. 1972. Potassium-argon ages and strontium isotope ratio measurements from volcanic rocks in Northeastern Nigeria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35, 277-292.
- Grapes, R., Yagy, K. et Okumura, K. 1979. Aenigmatite, sodic pyroxene, arfvedsonite and associated minerals in syenites from Morotu, Sakhalin. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 97-103.
- Green, D.H. 1969. The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the earth's mantle. *Tectonophysics*, 7, 409-422.
- Green, D.H., Edgar, A.D., Essene, E.J., Kiss, E. et Ware, N.G. 1974. Upper mantle source for some hawaiites, mugearites and benmoreites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48, 33-43.
- Gromet, L.P. et Silver, L.T. 1983. Rare earth element distributions among minerals in granitoids and their implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 925-939.

- Gunn, B.M. 1972. The fractionation effect of kaersutite in basaltic magmas. *Can. Mineral.* 11, 840-850.
- Gupta, A.K., Onuma, K., Yagi, K. et Lidiak, E.G. 1973. Effect of silica concentration on the diopsidic pyroxenes in the system diopside-CaTiAl₂O₆SiO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41, 333-344.
- Haggerty, S.E., Hardie III, R.B. et McMahon, B.M. 1981. The mineral chemistry of ilmenite nodule associations from the Monastery diatreme. in *The Mantle Sample : Inclusions in Kimberlites and Other Volcanics*, F.R. Boyd et H.O.A. Meyer (éditeurs). *Proceedings of the 2nd Int. Kimberlite Conf.*, 2, 249- 256.
- Halliday, A.N., Dickin, A.P., Fallick, A.E. and Fitton, J.G. 1988. Mantle dynamics : A Nd, Sr, Pb and O isotopic study of the Cameroon Line volcanic chain. *J. Petrol.*, 29, 181-211.
- Hamilton, D.L. 1961. Nephelines as crystallization temperature indicators. *J. Geol.*, 69, 321-329.
- Harding, R.R. 1983. Zr-rich pyroxenes and glauconitic minerals in the Tertiary alkali granite of Ailsa Craig. *Scott. J. Geol.* 19, 219-227.
- Harris, N.B.W., Duyverman, H.J. et Almond, D.C. 1983. The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka Igneous Complex, Sudan. *J. Geol. Soc. London*, 140, 245-256.
- Hazen, R.M. et Burnham, C.W. 1973. The crystal structures of one-layer phlogopite and annite. *Am. Miner.*, 58, 889-900.
- Hazen, R.M. et Finger, L.W. 1984. Comparative chemistry. Temperature, pressure, composition and the variation of crystal structure. John Wiley & Sons, New York, pp 331.
- Hedberg, J.D. 1968. A geological analysis of the Cameroon Trend. Ph.D., Univ. Princeton, pp. 188.
- Helz, R.T. 1973. Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity, Part I. Mafic phases. *J. Petrol.*, 14, 249-302.
- Henderson, C.M.B. et Gibb, G.F. 1972. Plagioclase - Ca-rich-nepheline intergrowths in a syenite from the Marangudzi complex, Rhodesia. *Mineral. Mag.*, 38, 670-677.
- Henderson, C.M.B. et Gibb, F.G.F. 1983. Felsic mineral crystallization trends in differentiating alkaline basic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84, 355-364.
- Henderson, C.M.B. et Roux, J. 1977. Inversions in sub-potassic nephelines. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, 279-298.
- Hensen, B.J. et Green, D.H. 1973. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high temperatures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 38, 151-166.
- Hentschke, U. 1987. The genetic significance of garnets in the plutonic complexes of the Harz Mountains. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, 156, 141-153.
- Hernandez, J. 1976. Données nouvelles sur la composition minéralogique de la néphélinite de Marcoux (Forez). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 99, 61-66.
- Herron, M.M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or Log data. *J. Sedimentary Petrol.*, 58, 820-829.
- Hewitt, D.A. et Wones, D.R. 1984. Experimental phase relations of the micas. in *Micas, Reviews in Mineralogy*, 13, 201-256. S.W. Bailey, ed.
- Hodges, F.N. et Baker, D.S. 1973. Solid solution in aenigmatite. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 71, 578-581.
- Hofmann, A.W. 1988. Chemical differentiation of the earth : the relationship between mantle, continental crust, oceanic crust. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 90, 297-314.
- Holloway, J.R. et Burnham, C.W. 1972. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.*, 13, 1-29.
- Howie, R.A. et Walsh, J.N., 1981. Riebeckitic arfvedsonite and aenigmatite from the Ailsa Craig microgranite. *Scott. J. Geol.*, 17, 123-128.
- Hubberten, H.-W., Katz-Lehnert, K. et Keller, J. 1988. Carbon and oxygen isotope investigations in carbonatites and related rocks from Kaiserstuhl, Germany. *Chem. Geol.*, 70, 257-274.
- Hush, J. and Moreau, C., 1982. Geology and major elements geochemistry of anorthositic rocks associated with paleozoic hypabyssal ring complexes, Air massif, West Africa. *J. Volcanol. Geoth. res.*, 14, 47-66.

- Ike, E.C. 1985. Postmagmatic arfvedsonite-aenigmatite paragenesis in the ring-dyke of the Burra Centre, Ningi-Burra complex, Nigeria. *J. Afr. Earth Sci.*, 3, 101-105.
- Irvine, T.N. 1982. Terminology for layered intrusions. *J. Petrol.*, 23, 127-162.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Irving, A.J. et Price, R.C. 1981. Geochemistry and evolution of lherzolite-bearing phonolitic lavas from Nigeria, Australia, East Germany and New Zealand. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1309-1320.
- Jacobson, R.R.E., MacLeod, W.N. et Black, R. 1958. Ring-complexes in the Younger Granite Province of Northern Nigeria. *Geol. Soc. London, Mem.*, 1, pp. 72.
- Jacquemin, H. 1981. Contribution de l'étude géochimique des éléments en traces à la pétrogénèse des complexes anorogéniques: exemple des massifs de Mboutou et de Golda Zuelva (Nord Cameroun). Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, pp. 251.
- Jacquemin, H., Sheppard, S.M.F. et Vidal, P. 1982. Isotopic geochemistry (O, Sr, Pb) of the Golda Zuelva and Mboutou anorogenic complexes, North Cameroun: mantle origin with evidence for crustal contamination. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 61, 97-111.
- Jackson, E.D. 1967. Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke, and Bushveld Intrusions. in P.J., Wyllie (Editor), *Ultramafic and Related Rocks*. New York: John Wiley & Sons, Inc., 20-38.
- Jakes, P. et White, A.J.R. 1972. Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. *Amer. Mineral.*, 57, 887-902.
- Jérémie, E. 1943. Contribution à l'étude pétrographique du Cameroun Occidental. *Mém. Muséum National d'Histoire Naturelle*, 17, 273-320.
- Jones, A.P. 1984. Mafic silicates from the nepheline syenites of the Motzfeldt centre, South Greenland. *Miner. Mag.* 48, 1-12.
- Jones, P.A. et Peckett, A. 1980. Zirconium-bearing aegirines from Motzfeldt, South Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 251-255.
- Johnson, C. M. and Lipman, P. W., 1988. Origin of metaluminous and alkaline volcanic rocks of the Latir volcanic field, northern Rio Grande rift, New Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 107-128.
- Johnston, A.D. et Stout, J.H. 1985. Compositional variation of naturally occurring rhoenite. *Am. Miner.*, 70, 1211-1216.
- Jurewicz, A.J.G. et Watson, A.B. 1988. Cations in olivine, part 1: Calcium partitioning and calcium-magnesium distribution between olivines and coexisting melts, with petrologic applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 176-185.
- Kesley, C.H. et McKie, D., 1964. The unit-cell of aenigmatite. *Miner. Mag.*, 33, 986-1001.
- Koehler, T. et Frey, G. 1988. Ca in olivine as a geobarometer. *Terra Cognita*, 8, p. 68.
- Kogarko, L.N. 1974. Role of volatiles. in *Alkaline Rocks*. H. Sorensen (ed.), 474-487.
- Kovalenko, V.I., Hervig, R.L. et Sheridan, M.F. 1988. Ion-microprobe analyses of trace element in anorthoclase, hedenbergite, aenigmatite, quartz, apatite, and glass in pantellerite: Evidence for high water contents in pantellerite melt. *Am. Miner.*, 73, 1038-1045.
- Kudo, A.M. et Weill, D.F. 1970. An igneous plagioclase thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25, 52-65.
- Lameyre, J. 1980. Les magmas granitiques: leurs comportements, leurs associations et leurs sources. *Livre Jubilaire de la Soc. géol. de France (1830-1980)*, *Mém. h. sér. Soc. Géol. Fr.*, 10, 51-62.
- Lameyre, J. et Bowden, P. 1982. Plutonic rock series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14, 169-186.
- Landoll, J.D., Foland, K.A. et Henderson, C.M.B. 1989. Excess argon in amphiboles from fluid interaction and short intrusion interval at the epizonal Marangudzi Complex, Zimbabwe. *J. Geophys. Res.*, 94, B4, 4053-4069.
- Larsen, L. M. 1976. Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from alkaline Ilimaussaq intrusion, South Greenland. *J. Petrol.*, 17, 258-290.
- Larsen, L. M. 1977. Aenigmatite from the Ilimaussaq intrusion, south Greenland: Chemistry and petrological implications. *Lithos*, 10, 257-270.
- Larsen, L. M. 1979. Distribution of REE and other trace elements between phenocrysts

- and peralkaline undersaturated magmas, exemplified by rocks from the Gardar igneous province, south Greenland. *Lithos*, 12, 303-315.
- Lasserre, M., 1978. Mise au point sur les granitoïdes dits "ultimes" du Cameroun ; gisement et pétrographie. *Bull. B.R.G.M., Deux. Sér.*, 4, 143-159.
- Lasserre, M. et Soba, D. 1979. Migmatisation d'âge panafricain au sein des formations camerounaises appartenant à la zone mobile de l'Afrique centrale. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, 64-68.
- Lasserre, M., Baubron, J.C. et Cantagrel, J.M. 1977. Existence d'une couverture enon plissée, d'âge paléozoïque inférieur, au sein de la zone mobile de l'Afrique centrale : âge K/Ar des formations de type Mangbai. *C.R.Acad.Sci. Paris*, 284, D, 2067-2070.
- Leake, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Mineral. Mag.*, 42, 533-563.
- Le Bas, M.J. 1981. Carbonatite magmas. *Mineral. Mag.*, 44, 133-140.
- Le Bas, M.J. 1987. Nephelinites and carbonatites. *in* Fitton, J.G. and Upton, B.G.J. (eds), *Alkaline Igneous Rocks*, *Geol.Soc. Special Pub.*, 30, 53-83.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. et Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745-750.
- Leeman, W.P. et Scheidegger, K.F. 1977. Olivine/liquid distribution coefficients and a test for crystal-liquid equilibrium. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 35, 247-257.
- Leger, J.M., 1985. Géologie et évolution magmatique du complexe plutonique d'Iskou (Aïr, Niger). *J. Afr. Earth Sci.*, 3, 89-96.
- Lemarchand, F. 1984. Les séries volcaniques de Faial, Açores : comportement des éléments chimiques dans leur évolution. Thèse 3^e cycle, Univ. P. & M. Curie (Paris 6), pp. 308.
- Lemarchand, F. 1986. Petrology and geochemistry of the Fayal series (Açores). *Can. Mineral.*, 106, 451-464.
- Lemarchand, F., Villemant, B. et Calas, G. 1987. Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 1071-1081.
- Le Maréchal, A. 1976. Géologie et Géochimie des sources thermominérales du Cameroun. Travaux et Documents de l'O.R.S.T.O.M., Paris, 59, pp. 176 et 2 cartes hors texte.
- Letouzey, R. 1979. Végétation. *in* Atlas jeune Afrique : République du Cameroun, 20-24, éditions J.A. Paris.
- Lindsley, D. H. 1971. Synthesis and preliminary results on the stability of aenigmatite ($\text{Na}_2\text{Fe}_5\text{Ti}_3\text{Si}_6\text{O}_{20}$). *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 69, 188-190.
- Lindsley, D.H. 1981. Some experiments pertaining to the magnetite-ulvöspinel miscibility gap. *Am. Miner.*, 66, 759-762.
- Lindsley, D.H. 1983. Pyroxene thermometry. *Am. Miner.*, 68, 477-493.
- Liotard, J.-M., Boivin, P., Cantagrel, J.-M. et Dupuy, C. 1983. Mégacrists d'amphibole et basaltes alcalins associés. Problèmes de leurs relations pétrogénétiques et géochimiques. *Bull. minéral.*, 106, 451-464.
- Liotard, J.M., Dupuy, C., Dostal, J. et Cornen, G. 1982. Geochemistry of the volcanic island of Annobon, Gulf of Guinea. *Chem. Geol.*, 35, 115-128.
- Lloyd, F.E. 1981. Upper-mantle metasomatism beneath a continental rift : clinopyroxene in alkali mafic lavas and nodules from South West Uganda. *Miner. Mag.*, 44, 315-323.
- Luth, W.C., 1967. Studies in the system $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{H}_2\text{O}$: I, Inferred phase relations and petrologic applications. *J. Petrol.*, 8, 372-416.
- McCarthy, T.S. et Cawthorn, R.G. 1980. Changes in initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio during protracted fractionation in igneous complexes. *J. Petrol.*, 21, 245-264.
- Macdonald, R. 1974. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated rocks. *Bull. volcanol.*, 38, 498-516.
- Macdonald, G.A. and Katsura, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, 82-133.
- Macdonald, R., Davies, G.R., Bliss, C.M., Leat, P.T., Bailey, D.K. et Smith, R.L. 1987. Geochemistry of high-silica peralkaline rhyolites, Naivasha, Kenya Rift Valley. *J. Petrol.*, 28, 979-1008.
- Magonthier M.C. et Velde, D. 1976. Mineralogy and petrology of some tertiary leucite-rhönite basanites from central France. *Mineral. Mag.*, 40, 817-826.
- Manning, D.A.C. 1981. The effect of fluorine on liquids phase relationships in the sys-

- tem Qz-Ab-Or with excess water at 1 Kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 206-215.
- Marcelot, G., Dupuy, C., Dostal, J., Rançon, J.P. et Pouclet, A. 1989. Geochemistry of mafic volcanic rocks from the Lake Kivu (Zaire and Rwanda) section of the western branch of the African Rift. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 39, 73-88.
- Marsh, J. S., 1975. Aenigmatite stability in silica-undersaturated rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 135-144.
- Marsh, J. S., 1987. Evolution of a strongly differentiated suite of phonolites from the Klinghardt Mountains, Namibia. *Lithos*, 20, 41-58.
- Martin, R.F. et Bonin B. 1976. Water and magma genesis : The hypersolvus granite-subsol-
vus granite association. *Can. Miner.*, 14, 228-237.
- Mason, B. and Moore, C.B., 1982. Principles of geochemistry. John Wiley and Sons 4th Ed., pp. 350.
- Maury, R.C., Brousse, R., Villemant, B., Joron, J.-L., Jaffrezic, H. et Treuil, M. 1980. Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la chaîne des Puys (Massif Central, France). I. Pétrologie. *Bull. Minéral.*, 103, 250-268.
- Mitchell, R.H. et Platt, R.G. 1978. Mafic mineralogy of ferroaugite syenite from the Codwell alkaline complex, Ontario, Canada. *J. Petrol.*, 19, 627-651.
- Miyano, T. et Miyano, S. 1982. Ferri-annite from the Dales Gorge Member iron-formations, Wittenoom area, Western Australia. *Amer. Miner.*, 67, 1179-1194.
- Mokhtari, A. et Velde, D. 1988. Xenocrysts in Eocene camptonites from Taourirt, northern Morocco. *Mineral. Mag.*, 52, 587-601.
- Mokhtari, A., Wagner, C. et Velde, D. 1985. Presence of late crystallizing ferriannite-rich annite in basic eruptive rocks from Morocco. *Neues Jahrb. Miner. Mh.*, 11, 513-520.
- Moreau, C., 1982. Les complexes annulaires anorogéniques à suites anorthositiques de l'Air Central et Septentrional (Niger). Thèse Doct. Etat, Univ. Nancy I, pp. 352.
- Moreau, C., Brown, W.L. and Karche, J.P., 1987b. Monzo-anorthosite from the Taguei ring-complex, Air, Niger : a hybrid rock with cumulus plagioclase and an infiltrated granitic intercumulus liquid? *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 32-43.
- Moreau, C., Regnault, J.-M., Déruelle, B. and Robineau, B., 1987a. A new tectonic model for the Cameroon Line, Central Africa. *Tectonophysics*, 139, 317-334.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A. et Zussman, J. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Miner. Mag.*, 52, 535-550.
- Mouafo, L. 1988. Volcanologie et pétrologie du Mont Etinde (titre provisoire). Thèse 3^e cycle, Univ. Yaoundé, Cameroun, 134 p.
- Mitchell, R.H. 1986. Kimberlites : Mineralogy, Geochemistry, and Petrology. Plenum Press, New York and London.
- Mitchell, R.H. et Reed, S.J.B. 1988. Ion microprobe determination of rare earth elements in perovskite from kimberlites and alnöites. *Mineral. Mag.*, 52, 331-339.
- Mobi Etia, P. 1979. Climat. *in* Atlas jeune Afrique : République du Cameroun. 16-19, éditions j.a. Paris.
- Mumme, W.G. 1988. A note on the relationship of $\text{Ca}_{2.3}\text{Mg}_{0.8}\text{Al}_{1.5}\text{Si}_{1.1}\text{Fe}_{8.3020}$ (SFCA) with aenigmatite group minerals and sapphirine. *N.Jb. Miner. Mh.*, 8, 359-366.
- Munyanyiwa, H. et Hanson, R.E. 1988. Geochemistry of marbles and calc-silicate rocks in the Pan-African Zambezi belt, Zambia. *Precambrian Research*, 38, 177-200.
- Nagasawa, H., Schreiber, H.D. et Morris, R.V. 1980. Experimental mineral/liquid partition coefficients of the rare earth element (REE), Sc and Sr for perovskite, spinel and melilite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 431-437.
- Nash, W.P. et Wilkinson, J.F.G. 1970. Shonkin sag laccolith, Montana : I. Mafic minerals and estimates of temperature, pressure, oxygen fugacity, and silica activity. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25, 241-269.
- Nash, W.P., Carmichael, I.S.E. et Johnson, R.W. 1969. The mineralogy and petrology of Mount Suswa, Kenya. *J. Petrol.*, 10, 409-439.
- Nédélec, A., Macaudière, J., Nzenti, J.-P. et Barbey, P. 1986. Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile pan-africaine d'Afrique centrale, au contact du craton du Congo. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, 75-80.
- Nelson, D.R., Chivas, A.R., Chappell, B.W. et McCulloch, M.T. 1988. Geochemical and iso

- topic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 1-17.
- Nelson, D.O., Nelson, K.L., Reeves, K.D. et Mattison, G.D. 1987. Geochemistry of tertiary alkaline rocks of the Eastern Trans-Pecos Magmatic Province, Texas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97, 72-92.
- Ngako, V. 1986. Evolution métamorphique et structurale de la bordure Sud-Ouest de la "série de Poli" (segment camerounais de la chaîne Panafricaine). *Mémoires et Documents du C.A.E.S.S.*, Rennes, 5, pp. 185.
- Ngangom, E. 1983. Etude tectonique du fossé crétacé de la Mbéré et du Djerem, Sud-Adamaoua, Cameroun. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, 339-347.
- Nguéné, F.R. 1982. Geology and geochemistry of the Mayo-Darlé tin deposit, West-Central Cameroon, Central Africa. Ph.D. Thesis, New Mexico Institute of Mining and Technology, pp 188.
- Nguéné, F.R. et Norman, D.I. 1985. Mayo-Darlé tin deposit, West-Central Cameroun. 13th Coll. African Geol., St. Andrews, (Abstr.) CIFEG Occas. Pub., 3, 303.
- Nicholls, J. et Carmichael, J.S.E. 1969. Peralkaline acid liquids : a petrological study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 20, 268-294.
- Nicholls, J. 1988. The statistics of Pearce element diagrams and the Chayes closure problem. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 11-24.
- Nicholls, J. et Carmichael, J. S. E. 1969. Peralkaline acid liquids : A petrological study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 20, 268-294.
- Nielsen, T.F.D. 1979. The occurrence and formation of Ti-aegyrines in peralkaline syenites : an exemple from the tertiary ultramafic alkaline Gardiner complex, East Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 235-244.
- Nisbet, E.G. et Pearce, J.A. 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. petrol.*, 63, 149-160.
- Njonfang, E., 1986. Un exemple de complexe pluto-volcanique tertiaire à roches basiques et intermédiaires : le massif de Nda Ali, Sud-Ouest du Cameroun. Thèse 3ème Cycle, Univ. Yaoundé, 192 p.
- Nkoumbou, C., Déruelle, B. and Rocci, G., 1988. Petrology and geochemistry of an alkaline suite without "Daly gap" : the "ultime" plutonic rocks of Rumpi Hills, S-W Cameroun, I.G.C.P.227 Workshop, Giens-Hyères (France), Abstracts, pp. 174-178.
- Nono, A., 1987. *Pétrologie d'un volcan alcalin intraplaque : le massif de Nganha dans l'Adamaoua (Cameroun)*. Thèse Univ. Nancy I, 171 p.
- Nono, A., Déruelle, B. et Kambou, R. (*en préparation*). Nganha volcanic massif in Adamaoua (Cameroun) : Petrology of a continental alkaline lava series.
- Nsifa, N.E., 1978. *Pétrologie structurale du granite des Crêtes dans la région du col de la Gross Pierre (La bresse, Vosges méridionales, France)*. Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, pp. 205.
- Nzenti, J.-P. 1987. *Pétrogénèse des migmatites de Yaoundé (Cameroun), éléments pour un modèle géodynamique de la chaîne pan-africaine nord-équatoriale*. Thèse Doct. d'Université de Nancy I, pp 165.
- Nzenti, J.-P., Barbey, P., Macaudière, J. et Soba, D. 1988. Origin and evolution of the late Precambrian high-grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian Res.*, 38, 91-109.
- Ohlander, B., Billström, K. et Hålenius, E. 1989. Behaviour of the rare-earth elements in highly evolved granitic systems : Evidence from Proterozoic molybdenite mineralized aplites and associated granites in northern Sweden. *Lithos*, 23, 267-280.
- Olafsson, M. et Eggler, D.H. 1983. Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate, and phlogopite-carbonate peridotite : petrologic constraints on the asthenosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 305-315.
- Onstott, T.C., Sisson, V.B. et Turner, D.L. 1989. Initial argon in amphiboles from the Chugach Mountains, Southern Alaska. *J. Geophys. Res.*, 94, B4, 4361-4372.
- Onuma, K., Iwai, T. et Yagi, K. 1972. Nepheline - "iron nepheline" solid solutions. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, 4, 15, 179-180.
- Onuma, N., Ninomiya, S. et Nagasawa, H. 1981. Mineral/groundmass partition coefficients for nepheline, melilite, clinopyroxene and perovskite in melilite-nepheline basalt, Nyiragongo, Zaire. *Geochem. J.*, 15, 221-228.

- Orville, P.M. 1969. A model for metamorphic differentiation origin of thin-layered amphibolites. *Amer. J. Sci.*, 267, 84-86.
- Parsons, I., 1979. The Klokken gabbro-syenite complex, South Greenland : cryptic variation and origin of inversely graded layering. *J. Petrol.*, 22, 233-260.
- Parsons, I. et Brown, W. L. 1984. Feldspars and the thermal history of igneous rocks. in Brown W. L. (ed.), *Feldspars and Feldspathoids*, 317-371, Reidel publishing company.
- Parsons, I., Brown, W. L. et Jacquemin, H., 1986. Mineral chemistry and crystallization conditions of the Mboutou layered gabbro-syenite-granite complex, North Cameroon. *J. Petrol.* 27, 1305-1329.
- Parsons, I., Rex, D.C., Guise, P. et Halliday, A.N. 1988. Argon-loss by alkali feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 1097-1112.
- Pearce, N.J.G. 1989. Zirconium-bearing amphiboles from the Igaliko Dyke Swarm, South Greenland. *Mineral. Mag.*, 53, 107-110.
- Pearce, T.H. 1988. A contribution to the Theory of Variation Diagrams. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19, 142-157.
- Pearce, T.H. 1987. The identification and assessment of spurious trends in Pearce-type ratio variation diagrams : a discussion of some statistical arguments. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97, 529-534.
- Pearce, J.A. et Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planet. Lett.*, 19, 290-300.
- Penaye, J. 1988. *Pétrologie et structure des ensembles métamorphiques au Sud-Est de Poli (Nord Cameroun) : Rôles respectifs du socle protérozoïque inférieur et de l'accrétion crustale panafricaine*. Thèse Univ. de Nancy I. 196 p.
- Penaye, J., Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M. et Dautel, D. 1989. Reliques granulitiques d'âge Protérozoïque inférieur dans la zone mobile panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun ; géochronologie U/Pb sur zircons. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, 315-318.
- Perez, J.B. 1985. *Nouvelles données sur le complexe granitique anorogénique de Taghouaji (République du Niger) : Influences des fluides au cours de la cristallisation*. Thèse Univ. Nancy I, 391 p.
- Peterson, T.D. 1989a ; Peralkaline nephelinites. I. Comparative petrology of Shombole and Oldoinyo L'engai, East Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 458-478.
- Peterson, T.D. 1989b. Peralkaline nephelinites II. Low pressure fractionation and the hypersodic lavas of Oldoinyo L'engai. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102, 336-346.
- Phillips, E.R. 1974. Myrmekite - one hundred years later. *Lithos*, 7, 181-194.
- Plank, T. 1987. Magmatic garnets from the Cardigan pluton and the Acadian thermal event in southwest New Hampshire. *Am. Mineral.*, 72, 681-688.
- Platt, R. G. et Woolley, A. R. 1986. The mafic mineralogy of the peralkaline syenites and granites of the Mulanje complex, Malawi. *Miner. Mag.*, 50, 85-99.
- Platt, R.G., Wall, F., Williams, C.T. et Woolley, A.R. 1987. Zirconolite, chevkinite and other rare earth minerals from nepheline syenites and peralkaline granites and syenites of the Chilwa alkaline province, Malawi. *Mineral. mag.*, 51, 253-263.
- Powell, M., 1978. The crystallization history of Igdlarfissalik nepheline syenite intrusion, Greenland. *Lithos*, 11, 99-120.
- Price, G.D. 1981. Subsolidus phase relations in the titanomagnetite solid solution series. *Amer. Miner.*, 66, 751-758.
- Price, R.C. et Chappell, B.W. 1975. Fractional crystallization and the petrology of Dunedin Volcano. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 53, 157-182.
- Price, R. C., Johnson, R. W., Gray, C. M. et Frey, F. A. 1985. Geochemistry of phonolites and trachytes from the summit region of Mt. Kenya. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 394-409.
- Rahaman, M.A., Van Breemen, O., Bowden, P. et Bennett, J.N. 1984. Age migrations of anorogenic ring complexes in northern Nigeria. *J. Geol.*, 92, 173-184.
- Reid, A.M. et Le Roex, A.P. 1988. Kaersutite-bearing xenoliths and megacrysts in volcanic rocks from the Funk Seamount in the southwest Indian Ocean. *Mineral. Mag.*, 52, 359-370.
- Rocci, G. 1965. *Essai d'interprétation de mesures géochronologiques. La structure de*

- l'Ouest Africain. *Science de la Terre*, 10, 461-478.
- Rock, N.M.S. 1987. The need for standardization of normalized multi-element diagrams in geochemistry : a comment. *Geochem. J.*, 21, 75-84.
- Rock, N.M.S. et Leake, B.E. 1984. The international mineralogical association amphibole scheme : computerization and its consequences. *Mineral. Mag.*, 48, 211-227.
- Roeder, P.L. et Emslie, R.F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29, 275-289.
- Ronsbo, J.G., Pedersen, A.K. et Engell, J. 1977. Titan-aegyrine from early Tertiary ash layers in northern Denmark. *Lithos*, 10, 193-204.
- Rossi, G. 1978. On the pretended occurrence of aegyrine-neptunite solid-solution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 109.
- Roux, J. et Hamilton, D.L. 1976. Primary igneous analcite -an experimental study. *J. Petrol.*, 17, 244-257.
- Russell, J.K. et Nicholls, J. 1988. Analysis of petrologic hypotheses with Pearce element ratios. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 25-35.
- Sato, H., 1977. Nickel content of basaltic magmas : identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, 10, 113-120.
- Sawyer, E.W. 1986. The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada. *Chem. Geol.*, 55, 77-95.
- Schnetzler, C.C. et Philpotts, J.A. 1970. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts - II. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 331-340.
- Seck, H. A. 1971. Koexistierende Alkalifeldspäte und Plagioklase im System NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈-H₂O bei Temperaturen von 650° C bis 900° C. *N. Jb. Miner. Abh.*, 115, 315-345.
- Shaw, D.M. 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 573-601.
- Shinkarev, N.F. and Rundkvist, N.D., 1987. The problem of the formation of rapakivi granites. *Internat. Geol. Rev.*, 29, 127-133.
- Simkin, T. et Smith, J.V. 1970. Minor-element distribution in olivine. *J. Geol.*, 78, 304-325.
- Smith, A.L. 1970. Sphene, perovskite and coexisting Fe-Ti oxide minerals. *Am. Mineral.*, 55, 264-269.
- Smith, J.V. 1974. Feldspars minerals. Vols 1 et 2. Springer Verlag, Berlin.
- Smith, J.V. et Brown, W.L. 1988. Feldspar minerals, I, Springer-Verlag, Berlin, pp 828.
- Smith, D. et Lindsley, D.H. 1971. Chemical variations in pyroxene and olivine from Picture Gorge basalt. *Carnegie Inst. Washington Year book*, 69, 269-274.
- Smith, P. et Parsons, I. 1974. The alkali-feldspar solvus at 1 kilobar water-vapour pressure. *Mineralogical Mag.*, 39, 747-767.
- Soba, D. 1989. La série du Lom : étude géologique et géochronologique d'un bassin volcanosédimentaire de la Chaîne Panafricaine à l'Est du Cameroun. Thèse Doc. d'état, Paris 6, pp 198 + 2 cartes hors texte.
- Sorensen, H. 1974. Alkali syenites, feldspathoidal syenites and related lavas. *in Alkaline rocks*, H. Sorensen (editor), John Wiley & Sons, London, 22-52.
- Spear, F.S. 1976. Ca-amphibole composition as a function of temperature, fluid pressure and oxygen fugacity in a basaltic system. *Carnegie Inst. Washington Year book*, 75, 775-779.
- Speer, J.A. 1984. Micas in igneous rocks. *in Micas. Reviews in Mineralogy*, 13, 299-356, S.W. Bailey (editor),.
- Spencer, J. K. and Lindsley, D. H., 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer. Miner.*, 66, 1189-1201.
- Steiger, R.H. et Jäger, E. 1977. Subcommittee on geochronology : Convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.
- Stephenson, D. 1972. Alkali clinopyroxenes from nepheline syenites of the South Qôroq Centre, south Greenland. *Lithos*, 5, 187-201.
- Stephenson, D. 1974. Mn and Ca enriched olivines from nephelines syenites of the South

- Q8roq Centre, south Greenland. *Lithos*, 7, 35-41.
- Stephenson, N.C.N. et Hensel, H.D. 1982. Amphibolites and related rocks from the Wongwibinda metamorphic complex, northern N.S.W., Australia. *Lithos*, 15, 59-75.
- Stolz, A.J. 1985. The role of fractional crystallization in the evolution of the Nandewar volcano, North-eastern New South Wales, Australia. *J. Petrol.*, 26, 1002-1026.
- Stormer, J.C., Jr. 1973. Calcium zoning in olivine and its relationship to silica and pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1815-1821.
- Stormer, J.C., Jr. 1983. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *Am. Miner.*, 68, 586- 594.
- Streckeisen, A.L. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. *N. Jahrb. Miner. Abh.*, 107, 144-240. (out of print).
- Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- Strong, D.F., Fryer, B.J. et Kerrich, R. 1984. Genesis of the St. Lawrence fluospar deposits as indicated by fluid inclusion, rare earth element, and isotopic data. *in a second issue devoted to canadian mineral deposits (W.J. Wolfe editor et al.)*, *Economic Geology*, 79, 1142-1158.
- Tuttle, O.F. and Bowen, N.L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *The Geol. Soc. Amer.*, Mem. 74, pp. 153.
- Temdjim, R. 1986. Le volcanisme de la région de Ngaoundéré (Adamaoua - Cameroun). Etude de volcanologique et pétrologique. Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont-Ferrand II, pp. 242.
- Thiéblemont, D. et Cabanis, B. 1990. Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull.Soc. géol. France*, 8, t.6, 23-35.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. (*Carnegie Review Article*), *Scott. J. Geol.*, 18, 49-107.
- Thompson, R.N. et Chisholm, J. E. 1969. Synthesis of aenigmatite. *Mineral. Mag.* 37, 253-255.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Dickin, A.P., Gibson, I.L. et Harmon, R.S. 1986. Two contrasting styles of interaction between basic magmas and continental crust in the British Tertiary Volcanic Province. *J. Geophys. Res.*, 91, 5985-5997.
- Thornton, C.P. et Tuttle, O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation Index. *Amer. J. Sci.*, 258, 664-684.
- Tilley, C.E. 1953. The nephelinite of Etinde, Cameroons, West Africa. *Geol. Mag.*, 90, 145-151.
- Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M. et Rocci, G. 1987. U/Pb dating of precambrian rocks from northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of Central Africa. *Precambrian Res.*, 37, 71-87.
- Toteu, S.F., Michard, A., Macaudière, J., Bertrand, J.-M. et Penaye, J. 1986. Données géochronologiques nouvelles (U/Pb et Rb/Sr) sur la zone mobile pan-africaine du Nord Cameroun. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303, 375-378.
- Treuil, M. et Joron, J.-L. 1975. Utilisation des éléments hygromagmaphiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la Dorsale Médioatlantique. *Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 31, 125- 174.
- Treuil, M. et Varet, J. 1973. Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la gènesse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *B. S.G.F.*, 7, 15, 506- 540.
- Tsalefack, 1983. L'ambiance climatique des hautes terres de l'Ouest du Cameroun. Thèse de 3e cycle, Univ. Yaoundé, pp. 393.
- Vaniman, D.T., Crowe, B.M. et Gladney, E.S. 1982. Petrology and geochemistry of hawaiiite lavas from Crater Flat, Nevada. *Contrib.Mineral. Petrol.*, 80, 341-357.
- Velde, D. 1967. Sur le caractère alcalin des basaltes tertiaires et quaternaires de France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264, 1141-1144.
- Velde, D. 1978. An aenigmatite-richterite-olivine trachyte from Puu Koae, West Maui, Hawaii. *Amer. Miner.*, 63, 771-778.

- Velde, D. 1979. Trioctahedral micas in melilite-bearing eruptive rocks. Carnegie Inst. Washington, Year book, 78, 468-475.
- Velde, D. et Rachdi, H. En-N. 1988. Influence of Sr on an established petrological incompatibility : The association melilite + K-feldspar in a nephelinite from Djebel Targou, Central Morocco. *J. Petrol.*, 29, 585-597.
- Velde, D. et Yoder, H. S. Jr. 1976. The chemical composition of melilite-bearing eruptive rocks. Carnegie Inst. Washington, Year Book, 75, 574-580.
- Velde, D. et Yoder, H. S. Jr. 1977. Melilite and melilite-bearing igneous rocks. Carnegie Inst. Washington, Year Book, 76, 478-485.
- Velde, D. et Yoder, H. S. Jr. 1978. Nepheline solid solutions in melilite-bearing eruptive rocks and olivine nephelinites. Carnegie Inst. Washington Year Book, 77, 761-767.
- Verhoogen, J. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, 260, 211-220.
- Vidal, P., Bonin, B. et Lameyre, J. 1977. Teneurs en K et en Rb dans certains complexes alcalins anorogéniques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, 1271-1272.
- Villemant, B. 1985. La différenciation des séries volcaniques : géochimie des éléments traces dans les séries du Massif Central et d'Italie Centrale. Thèse Doct. d'état, Univ. P. & M. Curie (Paris 6), pp 445.
- Villemant, B. 1988. Trace element evolution in the Phlegrean Fields (Central Italy) : fractional crystallization and selective enrichment. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 169-83.
- Villemant, B. et Palacin, P. 1987. Différenciation magmatique et mécanismes de concentration de l'uranium : exemple du volcanisme du Latium (Italie centrale). *Bull. Minéral.*, 110, 319-333.
- Villemant, B. et Treuil, M. 1983. Comportement des éléments traces et majeurs dans la série du Velay ; comparaison avec la Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Bull. Minéral.*, 106, 465-486.
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.-L. et Treuil, M. 1981. Distribution coefficients of major and trace elements ; fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1997-2016.
- Villemant, B., Joron, J.-L., Jaffrezic, H., Treuil, M., Maury, R. et Brousse, R. 1980. Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif central, France). *Bull. Minéral.*, 103, 267-286.
- Vincent, P.M. 1971. New data about Cameroun Mountain volcano. *J. Geol. Soc. London*. 127, 414-415.
- Wager, L. R. and Brown, G. M. 1968. Layered Igneous Rocks. Oliver & Boyd, Ltd., Edinburgh, pp. 588.
- Wagner, C., Guille, G., Coquillat, J.-L. et Velde, D. 1988. Zr-rich clinopyroxenes in a comenditic trachyte from Mururoa (French Polynesia). *Bull. Minéral.*, 111, 523-534.
- Wallace, E.M. et Green, D.H. 1988. An experimental determination of primary carbonate composition. *Nature*, 335, 343-346.
- Warshaw, C.M. et Smith, R.L. 1988. Pyroxenes and fayalites in the bandelier tuff, New Mexico : temperatures and comparison with other rhyolites. *Am. Mineral.*, 73, 1025-1037.
- Washington, H.S. et Mervin, H.E. 1927. The acmitic pyroxenes. *Am. Mineral.*, 12, 233-249.
- Watson, E.B. 1979. Calcium content of forsterite coexisting with silicate liquid in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. *Amer. Mineral.*, 64, 824-829.
- Wilkinson, J.F.G. 1975. Ultramafic inclusions and high pressure megacrysts from a nephelinite sill, Nandewar Mountains, Northeastern New South Wales, and their bearing on the origin of certain ultramafic inclusions in alkaline volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 51, 235-262.
- Wilkinson, J.F.G. et Stolz, A.J. 1983. Low-pressure fractionation of strongly undersaturated alkaline ultrabasic magma : the olivine-melilite-nephelinite at Moiliili, Oahu, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 363-374.
- Winkler, H.G.F. 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks. 5th edition, Springer Verlag, New-York, Heidelberg, Berlin, pp.348.

- Wolff, J. A. 1987. Crystallisation of nepheline syenite in a subvolcanic magma system : Tenerife, Canary Islands. *Lithos*, 20, 207-223.
- Wones, D.R. et Eugster, H.P. 1965. Stability of biotite : experiment, theory and application. *Am. Mineral.*, 50, 1229- 1272.
- Wood, D.A., Joron, J.-L. et Treuil, M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 326-336
- Woolley, A.R. et Platt, R.G. 1986. The mineralogy of nepheline syenite complexes from the northern part of the Chilwa Province, Malawi. *Mineral. Mag.*, 50, 597-610.
- Woolley, A.R. et Platt, R.G. 1988. The peralkaline nepheline syenites of the Junguni intrusion, Chilwa province, Malawi. *Mineral. Mag.*, 52, 425-433.
- Wörner, G., Beusen, J.-M., Duchateau, N., Gijbels, R. et Schminke, H.-U. 1983. Trace element abundances and minerals/melt distribution coefficients in phonolites from the Laacher See volcano (Germany). *Contrib. mineral. petrol.*, 84, 152-173.
- Wright, T.L. et Doherty, P.C. 1970. A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1995-2008.
- Wyborn, L.A.J. et Chappell, B.W. 1983. Chemistry of Ordovician and Silurian greywackes of the Snowy Mountains, Southeastern Australia : an example of chemical evolution of sediments with time. *Chem. Geol.*, 39, 81-92.
- Yagi, K. 1953. Petrochemical studies on the alkalic rocks of the Morotu District, Sakhalin. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 64, 769-810.
- Yagi, K. et Onuma, K. 1978. Genesis and differentiation of nephelinitic magma. *Bull. Volcanol.*, 41, 466-472.
- Yagi, K. et Souther, J. G. 1974. Aenigmatite from Mt. Edziza, British Columbia, Canada. *Amer. Miner.*, 59, 820-829.
- Yagi, K., Hariya, Y., Onuma, K. et Fukushima, N. 1975. Stability relation of kaersutite. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, 16/4, 331-342.
- Yoder, H.S., Jr. 1973. Melilite stability and paragenesis. *fortschr. Miner.*, 50, 140-173.
- Yoder, H. S. Jr. et Valde, D. 1976. Importance of alkali content of magma yielding melilite-bearing rocks. *Carnegie Inst. Washington, Year Book*, 75, 580-585.
- Yoder, H. S. Jr., Stewart, D. B. et Smith, J. R. 1957. Ternary feldspars. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, 56, 206-214.
- Yund, R. A. et Chapple, W. M. 1980. Thermal histories of two lava flows estimated from cryptoperthite lamellar spacings. *Amer. Mineral.*, 65, 438-443.
- Zyrianov, V. N., Perchuk, L. L. et Podllesskii, K. K. 1978. Nepheline-Alkali feldspar equilibria : I. Experimental data and thermodynamic calculations. *J. Petrol.*, 19, 1-44.

LISTE DES FIGURES.

Monts Roumpi

Fig. I-1a.: Esquisse cartographique de la "Ligne du Cameroun".	16
Fig. I-1b.: Position du horst des Monts Roumpi.	17
Fig. I-2a : Les unités morphologiques de la région des Monts Roumpi.	19
Fig. I-2b : Limite de la région étudiée, voies de communication et toponymie.	19
Fig. I-3 : Profils en escalier des deux principaux cours d'eau des Monts Roumpi	20
Fig. 1-4 : Carte géologique de reconnaissance extraite de la feuille Douala-Ouest (d'après Dumort, 1968).	22
Fig. 2-1 : Boudinage oblique ("pintch and swell") des filons de pegmatites dans les gneiss pélitiques près d'Ebemi Bakundu.	23
Fig. 2-2 : Carte géologique simplifiée des Monts Roumpi montrant la répartition des roches plutoniques ultimes.	37
Fig. 2-3 : Auréole thermique dans les gneiss pélitiques au contact du gabbro au Nord de Toko.	23
Fig. 3-1 : Carte des linéaments obtenus par image satellite Landsat (L) et Ertis (1/500.000) des Monts Roumpi et ses environs et les rosaces respectives.	40
Fig. 3-2 : Carte des linéaments obtenus par image "Mosaic Radar" (East Look) (1/250. 000) des Monts Roumpi et la rosace correspondante.	41
Fig. 3-3 : Joints de cisaillement.	43
Fig. 3-4 : Pôles des plans de foliation dans le canevas de Schmidt	43
Fig. 3-5 : Pli en genou dans les gneiss entre Diboki Balue et Bonji	45
Fig. 3-6 : Ecran de gneiss retourné entre deux filons trachytiques orientés E-W et N115°E au Nord de Toko	45
Fig. 4-1 : Isochrones $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ du gabbro du massif de Messimba et du trachyte à fayalite de Bwembe.	48
Fig. 4-2 : Illustration de l'excès d'argon dans l'arfvedsonite et de la perte d'argon dans les feldspaths de la rhyolite hyperalcaline de Mosakoa.	48
Fig. 4-3 : Vue perspective des Monts Roumpi.	52
Fig. 5-1 : Grenat chagriné déstabilisé en biotite, plagioclase, quartz et épidote dans un gneiss pélitique.	54
Fig. 5-2 : Texture granoblastique des "gneiss" à silicates calciques.	54
Fig. 5-3 : Développement tardif de hornblende en aiguille dans les "gneiss" à silicates calciques.	58
Fig. 5-4 : Déstabilisation du grenat en amphibole dans les hornblendites.	56
Fig. 5-5 : Déstabilisation du clinopyroxène et développement centrifuge et centripète de la hornblende.	58
Fig. 5-6 : Déstabilisation quasi-totale du grenat.	58
Fig. 5-7 : Cornéennes à épidote. a) Vue d'ensemble ; b) Apparition d'oxyde ferrotitané autour du sphène et le long des clivages de la biotite.	59
Fig. 6-1 : Présentation globale des roches métamorphiques des Monts Roumpi dans un diagramme de corrélation entre roches métamorphiques et protolites vraisemblables.	66
Fig. 6-2 : Distribution des métasédiments des Monts Roumpi dans un diagramme discriminant des roches sédimentaires de Herron (1988) et comparaison avec les schistes, micashistes et quartzites de la série de Lom ; données de Soba (1989).	66
Fig. 6-3 : Spectres des terres rares des gneiss amphiboliques des amphibolites sans grenat et des hornblendites des Monts Roumpi.	68
Fig. 7-1 : Développement de la biotite aux dépens de la hornblende dans les "syénites" du substratum panafricain des Monts Roumpi.	70
Fig. 7-2 : Groupement de cristaux de sphène dans les "syénites" du substratum panafricain.	70
Fig. 7-3 : Albitisation du plagioclase dans le granite à biotite.	72
Fig. 7-4 : Disposition concentrique de la muscovite secondaire dans du plagioclase albitisé.	72

Fig. 8-1 : Spectre de composition de l'allanite obtenu au microscope électronique à balayage (MEB). Les spectres du sphène et des carbonates de terres rares sont présentés.	78
Fig. 8-2 : Position des granites du substratum des Monts Roumpi dans un diagramme de corrélation entre les teneurs de l'ensemble des éléments majeurs et le site géotectonique.	80
Fig. 8-3 : Distribution des granites du substratum panafricain des Monts Roumpi dans le diagramme de corrélation entre les teneurs en certains éléments en traces et le site géotectonique.	80
Fig. 8-4 : Spectre des terres rares des "syénites" et des granites panafricains.	81
Fig. 9-1 : Cristaux de plagioclase montrant des inclusions de pyroxène et d'oxydes ferrotitanés disposées en anneaux.	86
Fig. 9-2 : Texture micropegmatitique par interdigitatation quartz - plagioclase albitique dans le gabbro de Bossunga.	86
Fig. 9-3 : Imbrication oxydes ferrotitanés - plagioclase - salite dans le gabbro de Bossunga.	91
Fig. 9-4 : Texture rapakivi dans les microsyénogabbros de Bessimba Hill.	91
Fig. 9-5 : Imbrication plagioclase - orthose dans les syénodiorites.	91
Fig. 9-6 : Phlogopite montrant une déstabilisation marginale en feldspath, oxydes ferrotitanés, chlorite et quartz.	93
Fig. 9-7 : Passage des syénites aux enclaves de microsyénites par diminution graduelle de la taille des minéraux.	93
Fig. 9-8 : Diagramme QAP des roches plutoniques ultimes des Monts Roumpi.	92
Fig. 10-1 : Variations des compositions des principales phases minérales des roches plutoniques ultimes des Monts Roumpi	95
Fig. 10-2 : Variations des teneurs en Al, Ti, Mn des pyroxènes en fonction de l'indice d'évolution (Na-Mg) de Stephenson (1972).	96
Fig. 10-3 : Position des micas dans un triangle Al, Mg, $Fe^{2+}(t)$.	98
Fig. 10-4 : Position des micas dans un triangle Ti, Mg, $Fe^{2+}(t)$.	98
Fig. 11-1 : Nomenclature des roches plutoniques ultimes des Monts Roumpi dans un diagramme Ri-Rs-Rm selon les champs définis par de La Roche (1986).	100
Fig. 11-2 : Diagramme alcalins - silice montrant la nature alcaline des roches plutoniques ultimes des Monts Roumpi.	100
Fig. 11-3 : Variations des éléments majeurs en fonction de la potasse.	102
Fig. 11-4 : K_2O/K_2O+Na_2O en fonction de K_2O .	103
Fig. 11-5 : Illustration du caractère alumineux des roches plutoniques ultimes des Monts Roumpi.	103
Fig. 11-6 : Variation des éléments en traces en fonction de la potasse ; (corrélations Ba et Rb - K_2O).	105
Fig. 11-7 : Variation de K en fonction de Rb.	106
Fig. 11-8 : Sr-Rb et Ba-Rb ; corrélations négative ou positive.	106
Fig. 11-9 : Spectres des terres rares des roches plutoniques ultimes des Monts Roumpi.	109
Fig. 11-10 : Zr/Nb et Y/Nb en fonction de K_2O .	106
Fig. 11-11 : Zr en fonction de Nb et Y en fonction de Zr.	106
Fig. 11-12 : Variations de quelques éléments en fonction de la potasse (coordonnées logarithmiques).	104
Fig. 11-13 : Diagramme Na_2O en fonction de CaO .	108
Fig. 12-1 : Olivine squelettique résultant d'une cristallisation rapide dans les basanites.	115
Fig. 12-2 : Association de phénocristaux de salite titanifère disposés en rosette (basaltes ankaramitiques).	115
Fig. 12-3 : Association en croix de Saint-André des phénocristaux de plagioclase des hawaiiites. Les inclusions d'oxydes ferrotitanés forment grossièrement des anneaux dans les cristaux hôtes (épitaxie).	117
Fig. 12-4 : Xénocrystal de feldspath alcalin montrant une frange de fusion trempée à l'éruption.	117
Fig. 12-5 : Texture tourbillonnaire des trachytes à Fe^{3+} -annite - aenigmatite - aegyrine - fayalite.	122

Fig. 12-6 : Les cristaux de sanidine des phonolites à arfvedsonite - aenigmatite - aegyrrine moulent ceux de sodalite.	122
Fig. 12-7 : Texture glomérporphyrique des rhyolite à aegyrrine - arfvedsonite - aenigmatite.	129
Fig. 12-8 : L'arfvedsonite poëcilitique englobe des cristaux d'aegyrrine et d'aenigmatite.	129
Fig. 13-1 : Phénocrystal de salite titanifère aux multiples inclusions de plagioclase, oxydes ferrotitanés, apatite et liquide cristallisé (basalte alcalin).	131
Fig. 13-2 : Texture microlitique porphyrique et fluidale des trachytes à kaersutite coronitique d'Eta Stone.	139
Fig. 13-3 : Texture ignimbritique de la rhyolite rubefiée à l'Ouest de Dikome Balue.	139
Fig. 13-4 : Enclave de clinopyroxénite à inclusion de kaersutite zonée en sablier dans un diopside.	140
Fig. 15-1 : Variations des teneurs en NiO des olivines des laves basiques en fonction de forstérite.	146
Fig. 15-2 : Variations des teneurs en MnO des olivines des laves de la première séquence volcanique.	146
Fig. 15-3 : Proportions des composants forstérite-fayalite-téphroïte des Fe-olivines des benmoréites et des trachytes des Monts Roumpi.	148
Fig. 15-4 : Variations des teneurs en calcium des olivines de la première séquence volcanique en fonction des proportions de forstérite.	148
Fig. 15-5 : Al^4 vs Ti des clinopyroxènes des basanites, basaltes alcalins, hawaïites et benmoréites.	148
Fig. 15-6 et 15-7 : Illustration de la présence du manganèse et du fer à la position X dans les pyroxènes des laves basiques, trachytes, phonolites et rhyolites.	153
Fig. 15-8 : Position des pyroxènes (et olivines associées) des laves de la première séquence volcanique dans le quadrilatère En-Fs-Hd-Di.	154
Fig. 15-9 : Variations des éléments en fonction de l'indice d'évolution des pyroxènes de Stephenson (1972).	155
Fig. 15-10 : Distribution irrégulière des teneurs en zirconium du pyroxène par rapport aux principes de substitution proposés par Duggan (1988) ou par Wagner et al. (1988).	158
Fig. 15-11 : Evolution des compositions des pyroxènes sodiques dans le triangle Na-Mg- $Fe^{2+}+Mn$.	158 - 159
Fig. 15-12 : Evolution des compositions des aenigmatites des Monts Roumpi.	164
Fig. 15-13a : TiO_2 (aenigmatite) - Néphéline ou Quartz (normatifs)	166
Fig. 15-13b : TiO_2 (aenigmatite) - alcalins (roche).	168
Fig. 15-14 : Illustration du taux de solution solide de nos aenigmatites avec la rhönite.	172
Fig. 15-15 : Evolution générale des amphiboles des laves de la première séquence volcanique.	172
Fig. 15-16 : Diagramme Al^4+Ca en fonction de $Si+Na+K$ des amphiboles de la première séquence volcanique.	172
Fig. 15-17 : Position des amphiboles de la première séquence volcanique dans le triangle Mg-Ca-Na. Fig. 15-17' : Zr en fonction de Ti ou Fe^{3+} .	174
Fig. 15-18 : Al vs Si montrant le déficit du site T des micas des trachytes hyperalcalins.	178
Fig. 15-19 : Composition des annites riches molécules de ferri-annite dans le quadrilatère phlogopite-annite-(ferri-annite)-tétrafferriphlogopite.	180
Fig. 15-20 : Variations des teneurs en alumine par rapport aux magnésium et fer des biotites des enclaves des trachytes et des annites riches en ferri-annite des trachytes hyperalcalins.	182
Fig. 15-21 : Corrélation négative entre baryum et potassium des micas à partir d'un seuil de 0,02 cation de baryum.	182
Fig. 15-22 : Variations des teneurs en fluor des biotites des trachytes et des annites des trachytes hyperalcalins.	183

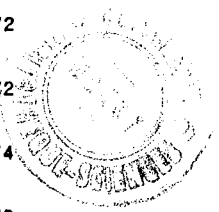


Fig. 15-23 : Evolution générale des feldspaths dans le système An-Ab-Or.	186
Fig. 15-24 : Compositions des néphélines des laves de la première séquence volcanique.	190
Fig. 15-25 : Evolution des compositions des oxydes des laves de la première séquence volcanique dans le triangle FeO-Fe ₂ O ₃ -TiO ₂ .	193
Fig. 15-26 : Corrélation négative entre les atomes de magnésium et de manganèse dans les oxydes.	195
Fig. 15-27 : Position des feldspaths alcalien et néphéline associée dans le système SiO ₂ -NaAlSi ₃ O ₈ -KAlSi ₃ O ₈ .	197
Fig. 15-28 : Position des pyroxènes des laves de la première séquence volcanique dans le triangle Al+Ti-Mg-Fe ⁺ + Mn.	199
Fig. 16-1 : Variations des teneurs en NiO, MnO et CaO en fonction des proportions de forstérite des olivines de la deuxième séquence volcanique.	202
Fig. 16-2 : Nomenclature des pyroxènes des laves de la deuxième séquence volcanique des Monts Roumpi.	202
Fig. 16-3 : Variations des compositions des pyroxènes de la deuxième séquence volcanique dans le quadrilatère En-Di-Hd-Fs.	205
Fig. 16-4 : Variations des compositions des pyroxènes de la deuxième séquence volcanique dans le triangle Mg - Fe ²⁺ +Mn - Na.	205
Fig. 16-5 : Distribution des pyroxènes de la deuxième séquence volcanique dans le triangle Al+Ti-Mg-Fe ⁺ +Mn (<i>non présentée</i>).	
Fig. 16-6 : Variation de Al ^{IV} +Ca en fonction de Si+Na+K des amphiboles des benmoréites, des trachytes et des phonolites.	207
Fig. 16-7 : Fe/(Fe+Mg) en fonction de Si des biotites des benmoréites.	207
Fig. 16-8 : Variation des compositions des biotites des benmoréites dans le système Mg-(Al ^{VI} +Ti+Zr)-(Fe ²⁺ +Mn).	209
Fig. 16-9 : Composition des feldspaths dans le système An-Ab-Or.	213
Fig. 16-10 : Composition des néphélines dans le système SiO ₂ -NaAlSi ₃ O ₈ -KAlSi ₃ O ₈ en poids % et en moles %.	215
Fig. 16-11 : Compositions des oxydes des laves de la 2 ^e séquence volcanique.	218
Fig. 16-12 : log(Mg/Mn)magnétite en fonction de log(Mg/Mn)ilménite.	218
Fig. 17-1 : Diagramme alcalins - silice des laves des Monts Roumpi.	222
Fig. 17-2 : Diagramme K ₂ O en fonction de Na ₂ O des laves de la première séquence volcanique.	223
Fig. 17-3 : Variations des teneurs (wt%) des éléments majeurs en fonction de celles (ppm) du niobium.	228
Fig. 17-4 : K (%) en fonction de Rb (ppm).	224
Fig. 17-5 : Variations des teneurs (ppm) des éléments en trace en fonction du niobium (ppm).	229
Fig. 17-6 : Rb - Zr : comparaison des laves hyperalcalines des Monts Roumpi avec celle du Kenya et d'autres rhyolites non hyperalcalines.	229
Fig. 17-7 : Variations des teneurs des éléments majeurs (wt%) et en trace (ppm) en fonction du niobium (coordonnées logarithmiques) : reconstitution des étapes évolutives vraisemblables et des fractionnements des minéraux.	231
Fig. 18-2 : Diagramme Na ₂ O en fonction de K ₂ O des laves de la deuxième séquence volcanique.	235
Fig. 18-3 : Variations des éléments majeurs (wt%) en fonction du niobium (ppm).	235
Fig. 18-4 : Variations des éléments en trace (ppm) en fonction du niobium (ppm).	239
Fig. 18-5 : MgO en fonction de CaO.	242
Fig. 18-6 : Variations des éléments majeurs (wt%) et en trace (ppm) en fonction du niobium (coordonnées logarithmiques) : reconstitution des processus de différenciation.	242
Fig. 18-7 : Variation de l'indice d'hyperalcalinité du liquide résiduel des phonolites et trachytes en fonction de la quantité de kaersutite cristallisée. La composition du liquide est calculée selon la méthode de Wilcox (1979).	244
Fig. 18-8 : Rb-Zr.	245
Fig. 18-9 : PI-Nb : Dispersion des rhyolites par rapport à la lignée basaltes-trachytes-phonolites.	245

Fig. 18-10 : Ni/Ni(NK21) - f : Les laves sursaturées en silice ne s'accroissent pas au modèle de différenciation par assimilation et cristallisation fractionnée (AFC ; DePaolo, 1981).	245
Fig. 18-11 : Na ₂ O - SiO ₂ . Lignée apparemment continue des basaltes aux laves sursaturées en silice.	246
Fig. 18-12 : K ₂ O et Y - Rb : laves sous-saturées et sursaturées en silice disposées en deux branches jointives au niveau des benmoréites.	246
Fig. 18-13 : CaO et SiO ₂ - Rb ; les laves sursaturées en silice sont groupées en une entité indépendante de la lignée principale basalte-trachyte-phonolite.	247
Fig. 19-1a : Spectres des terres rares des laves de la première séquence volcanique, normalisées aux chondrites de Haskin et al. (1968) et de Nakamura et al. (1974) in Rock (1987).	
Fig. 19-1b : Spectres des terres rares des laves de la deuxième séquence volcanique, normalisées aux chondrites de Haskin et al. (1968) et de Nakamura et al. (1974) in Rock (1987).	252
Fig. 19-2 : Arachnogrammes des laves des deux séquences volcaniques.	253
Fig. 19-3 : Spectres des terres rares de la source mantellique des basanites et basaltes alcalins des Monts Roumpi. Normalisation aux chondrites de Haskin et al. (1968) et de Nakamura et al. (1974) in Rock (1987).	255

Mont Etinde

Fig. 1-1 : Carte morphologique du Mont Cameroun et du Mont Etinde (Déruelle et al., 1987).	262
Fig. 1-2 : Carte géologique du Mont Cameroun et position du volcan néphélinitique de l'Etinde. (Déruelle et al., <i>sous presse</i>).	262
Fig. 2-1 : Carte géologique du massif néphélinitique du Mont Etinde.	268
Fig. 2-2 : Coupes géologiques du Mont Etinde.	269
Fig. 3-1 : ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar en fonction de ⁴⁰ K/ ³⁶ Ar ; isochrone des leucitonéphélinites à aenigmatite.	273
Fig. 6-1 : Nomenclature des pyroxènes des laves du Mont Etinde.	292
Fig. 6-2 : Compositions des clinopyroxènes des laves du Mont Etinde dans le quadrilatère En-Di-Hd-Fs.	292
Fig. 6-3 : Compositions des pyroxènes des laves du Mont Etinde dans le système Mg-Fe ²⁺ +Mn-Na.	294
Fig. 6-4a : Ti en fonction de (VI Fe ³⁺ +VI Al)-(IV Fe ³⁺ +IV Al) des aenigmatites des leucitonéphélinites à hyalophane.	294
Fig. 6-4b : Oxydes des néphélinites et des hauynophyres.	294
Fig. 6-5 : Diagramme SiO ₂ - NaAlSiO ₄ - KAlSiO ₄ des néphélinites des leucitonéphélinites à aenigmatite et des néphélinites à Sr-mélilite.	298
Fig. 6-6 : Diagramme Al - (Fe ²⁺ +Mn+Zn) - Fe ³⁺ (moles %) des Sr-mélilites du Mont Etinde.	298
Fig. 6-7 : Système SiO ₂ - NaAlSiO ₄ - KAlSiO ₄ (wt %) de l'association néphéline - hyalophane - leucite des leucitonéphélinites à aenigmatite.	300
Fig. 6-8 : Les Sr-mélilites des néphélinites du Mont Etinde dans un triangle (Fe-Ak) - Ak - (SM+Fe-SM).	300
Fig. 7-1 : Diagramme alcalins - silice des laves néphélinitiques du Mont Etinde.	304
Fig. 7-2 : Projection des laves néphélinitiques du Mont Etinde dans le triangle albite - larnite - forstérite à partir du pôle néphéline.	304
Fig. 7-3 : Th -, Nb - SiO ₂ et Th -, Y - MgO : distribution irrégulière des échantillons induite par les différentes proportions des minéraux accessoires.	309
Fig. 7-4 : Corrélation Nb-Zr et Sr-Zr.	309
Fig. 7-5 : Variations des éléments majeurs en fonction de MgO.	310
Fig. 7-6 : Variations des éléments en traces (ppm) en fonction de MgO (wt%).	312
Fig. 7-7 : Corrélation Rb -, Ba - Sr.	317
Fig. 7-8 : Spectres des terres rares normalisées aux chondrites de Haskin et	

Fig. 18-10 : Ni/Ni(NK21) - f : Les laves sursaturées en silice ne s'accommodent pas au modèle de différenciation par assimilation et cristallisation fractionnée (AFC ; DePaolo, 1981).	245
Fig. 18-11 : Na ₂ O - SiO ₂ . Lignée apparemment continue des basaltes aux laves sursaturées en silice.	246
Fig. 18-12 : K ₂ O et Y - Rb : laves sous-saturées et sursaturées en silice disposées en deux branches jointives au niveau des benmoréites.	246
Fig. 18-13 : CaO et SiO ₂ - Rb : les laves sursaturées en silice sont groupées en une entité indépendante de la lignée principale basalte-trachyte-phonolite.	247
Fig. 19-1a : Spectres des terres rares des laves de la première séquence volcanique, normalisées aux chondrites de Haskin et al. (1968) et de Nakamura et al. (1974) in Rock (1987).	
Fig. 19-1b : Spectres des terres rares des laves de la deuxième séquence volcanique, normalisées aux chondrites de Haskin et al. (1968) et de Nakamura et al. (1974) in Rock (1987).	252
Fig. 19-2 : Arachnogrammes des laves des deux séquences volcaniques.	253
Fig. 19-3 : Spectres des terres rares de la source mantellique des basanites et basaltes alcalins des Monts Roumpi. Normalisation aux chondrites de Haskin et al. (1968) et de Nakamura et al. (1974) in Rock (1987).	255

Mont Etinde

Fig. 1-1 : Carte morphologique du Mont Cameroun et du Mont Etinde (Déruelle et al., 1987).	262
Fig. 1-2 : Carte géologique du Mont Cameroun et position du volcan néphélinitique de l'Etinde. (Déruelle et al., <i>sous presse</i>).	262
Fig. 2-1 : Carte géologique du massif néphélinitique du Mont Etinde.	268
Fig. 2-2 : Coupes géologiques du Mont Etinde.	269
Fig. 3-1 : ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar en fonction de ⁴⁰ K/ ³⁶ Ar ; isochrone des leucitonéphélinites à aenigmatite.	273
Fig. 6-1 : Nomenclature des pyroxènes des laves du Mont Etinde.	292
Fig. 6-2 : Compositions des clinopyroxènes des laves du Mont Etinde dans le quadrilatère En-Di-Hd-Fs.	292
Fig. 6-3 : Compositions des pyroxènes des laves du Mont Etinde dans le système Mg-Fe ²⁺ +Mn-Na.	294
Fig. 6-4a : Ti en fonction de (VI-Fe ³⁺ +VI-Al)-(IV-Fe ³⁺ +IV-Al) des aenigmatites des leucitonéphélinites à hyalophane.	294
Fig. 6-4b : Oxydes des néphélinites et des haüynophyres.	294
Fig. 6-5 : Diagramme SiO ₂ - NaAlSiO ₄ - KAlSiO ₄ des néphélines des leucitonéphélinites à aenigmatite et des néphélinites à Sr-mélilite.	298
Fig. 6-6 : Diagramme Al - (Fe ²⁺ +Mn+Zn) - Fe ³⁺ (moles %) des Sr-mélilites du Mont Etinde.	298
Fig. 6-7 : Système SiO ₂ - NaAlSiO ₄ - KAlSiO ₄ (wt %) de l'association néphéline - hyalophane - leucite des leucitonéphélinites à aenigmatite.	300
Fig. 6-8 : Les Sr-mélilites des néphélinites du Mont Etinde dans un triangle (Fe-Ak) - Ak - (SM+Fe-SM).	300
Fig. 7-1 : Diagramme alcalins - silice des laves néphélinitiques du Mont Etinde.	304
Fig. 7-2 : Projection des laves néphélinitiques du Mont Etinde dans le triangle albite - larnite - forstérite à partir du pôle néphéline.	304
Fig. 7-3 : Th -, Nb - SiO ₂ et Th -, Y - MgO : distribution irrégulière des échantillons induite par les différentes proportions des minéraux accessoires.	309
Fig. 7-4 : Corrélation Nb-Zr et Sr-Zr.	309
Fig. 7-5 : Variations des éléments majeurs en fonction de MgO.	310
Fig. 7-6 : Variations des éléments en traces (ppm) en fonction de MgO (wt%).	312
Fig. 7-7 : Corrélation Rb -, Ba - Sr.	317
Fig. 7-8 : Spectres des terres rares normalisées aux chondrites de Haskin et	

a1. (1968) et de Nakamura et al. (1974) in Rock (1987).	316
Fig. 7-9 : Cl en fonction de SO ₃ .	317
Fig. 7-10 : Cl -, SO ₃ - MgO (wt%).	320
Fig. 7-11 : Pearce element ratio (PER) pour le clinopyroxène ou $[0, 5(Fe+Mg) + 1,5Ca]/K$ (moles) en fonction de Si/K (moles) des laves néphélinitiques les moins différenciées.	319
Fig. 7-12 : PER pour les feldspathoïdes ou $(Na+K)/Ti$ (moles) en fonction de Al/Ti.	319
Fig. 7-13 : Sr en fonction de CaO ou P ₂ O ₅ .	320
Fig. 7-14 : Position des laves néphélinitiques du Mont Etinde dans le triangle SiO ₂ +Al ₂ O ₃ - Na ₂ O+K ₂ O - CaO.	327

LISTE DES PLANCHES

Les titres ici affectés aux planches ne sont pas reportés dans le texte

Monts Roumpi

Planche 1 : Affleurements du substratum métamorphique et granitique.	27
Planche 2 : Affleurements des laves basiques.	31
Planche 3 : Affleurements des laves felsiques.	35
Planche 4 : Microphotographie des roches métamorphiques.	61
Planche 5 : Microphotographie des roches plutoniques du substratum ou "ultimes".	89
Planche 6 : Microphotographie des laves de la première séquence volcanique.	125
Planche 7 : Microphotographie des laves de la première séquence volcanique (suite) et des laves de la deuxième séquence volcanique.	137

Mont Etinde

Planche A : Affleurements de néphélinites et des basaltes scoriacés du Mont Cameroun et microphotographie d'un nodule de péridotite.	265
Planche B : Microphotographie des néphélinites du Mont Etinde.	279
Planche C : Microphotographie des néphélinites du Mont Etinde (suite et fin).	285

LISTE DES TABLEAUX

Monts Roumpi

Tableau 2-1 : Présentation synthétique des affleurements des laves felsiques des Monts Roumpi.	39
Tableau 4-1 : Données analytiques K-Ar des échantillons de roches des Monts Roumpi.	49
Tableau 6-1 : Analyses chimiques des roches métamorphiques et plutoniques du substratum des Monts Roumpi.	65
Tableau 6-2 : Types pétrographiques et protolites vraisemblables.	67
Tableau 7-1 : Analyses modales des plutonites du substratum des Monts Roumpi.	75
Tableau 8-1 : Analyses représentatives des principales phases minérales des roches plutoniques et métamorphiques du substratum des Monts Roumpi.	77
Tableau 9-1 : Analyses modales des plutonites "ultimes" des Monts Roumpi.	87
Tableau 10-1 : Analyses représentatives des principales phases minérales des roches plutoniques "ultimes" des Monts Roumpi (non présenté).	
Tableau 11-1 : Analyses chimiques des roches plutoniques "ultimes".	99
Tableau 12-1 : Analyses modales des roches de l'association volcanique inférieure.	119
Tableau 13-1 : Analyses modales des roches de l'association volcanique supérieure.	133
Tableau 14-1 : Résumé de la pétrographie des laves de la première séquence volcanique.	141
Tableau 14-2 : Résumé de la pétrographie des laves de la deuxième séquence volcanique.	143

Tableau 15-1 : Analyses représentatives des olivines des laves de la première séquence volcanique.	149
Tableau 15-2 : Analyses des clinopyroxènes à cœur vert, du xénocrystal d'orthopyroxène et des pyroxènes des basaltes et des hawaïtes.	151
Tableau 15-3 : Analyses représentatives des pyroxènes des laves felsiques de la première séquence volcanique.	162
Tableau 15-4 : Analyses représentatives des aenigmatites des laves felsiques.	170
Tableau 15-5 : Analyses représentatives des amphiboles calciques et alcalines des laves de la première séquence volcanique.	175
Tableau 15-6 : Analyses représentatives des micas des laves felsiques de la première séquence volcanique.	179
Tableau 15-7 : Analyses représentatives des feldspaths des laves de la première séquence volcanique.	187
Tableau 15-8 : Analyses représentatives des néphélines des phonolites de la première séquence volcanique.	194
Tableau 15-9 : Analyses représentatives des oxydes des laves de la première séquence volcanique.	194
Tableau 16-1 : Analyses représentatives des olivines des laves de la deuxième séquence volcanique.	203
Tableau 16-2 : Thermométrie des olivines et des plagioclases des deux séquences.	203
Tableau 16-3 : Analyses représentatives des clinopyroxènes des laves de la deuxième séquence volcanique.	203
Tableau 16-4 : Analyses représentatives des micas et amphiboles des laves de la deuxième séquence volcanique.	209
Tableau 16-6 : Analyses représentatives des feldspaths des laves de la deuxième séquence volcanique.	211
Tableau 16-7 : Analyses représentatives des néphélines de la deuxième séquence volcanique.	211
Tableau 16-8 : Analyses représentatives des oxydes des laves de la deuxième séquence volcanique.	217
Tableau 17-1 : Analyses chimiques des laves de la première séquence volcanique.	226
Tableau 18-1 : Analyses chimiques des laves de la deuxième séquence volcanique.	236
Tableau 18-2 : Variation de la composition du liquide résiduel et de P.I. avec la quantité de kaersutite fractionnée.	244
Tableau 19-1 : Pourcentages des phases minérales du solide fractionnée au cours de la différenciation des deux séquences volcaniques.	248

Mont Etinde

Tableau 3-1 : Données analytiques K-Ar et bibliographiques des roches du Mont Etinde, S-W Cameroun.	273
Tableau 5-1 : Analyses modales des principaux groupes de laves néphélinitiques du Mont Etinde.	289
Tableau 6-1 : Analyses représentatives des pyroxènes des laves néphélinitiques.	290
Tableau 6-1 (suite) : Aenigmatite des leucitonéphélinites du Mont Etinde.	295
Tableau 6-1 (suite) : Grenat mélanite, sphène, pérowskite et magnétite.	295
Tableau 6-2 : Analyses représentatives de néphéline, leucite, hyalophane et mélilite des laves néphélinitiques.	296
Tableau 7-1 : Analyses chimiques des néphélinites du Mont Etinde.	306
Tableau 7-2 : Proportions des minéraux dans les solides fractionnés au cours de la différenciation des néphélinites du Mont Etinde.	323

TOUTES LES ANALYSES CHIMIQUES DE MINÉRAUX ET DE ROCHES DE LA PRESENTE
THESE SONT DISPONIBLES AUPRES DE L'AUTEUR. PRIERE DE JOINDRE DEUX
DISQUETTES MACINTOSH A CHAQUE DEMANDE.

RESUME

Les Monts Roumpi désignent une mosaïque de collines et vallées (1500 km² à 80 km au Nord du Mont Cameroun) constituées de roches plutoniques et volcaniques qui recoupent et reposent sur un substratum métamorphique et granitique. Les linéaments N30°E prédominent sur ceux orientés N70°E, N130°E ou subméridiens. 25 datations K-Ar ont permis de déterminer l'âge panafricain des amphibolites (576 à 586 Ma) et des granites (531 Ma) du substratum. Les âges des roches plutoniques "ultimes" s'échelonnent de 145 à 10 Ma et ceux du volcanisme, de 10 à moins de 1 Ma.

Les gneiss (métasédiments), les amphibolites et les hornblendites (roches ignées) ont connu un métamorphisme régional granulitique et une rétrogenèse intense. Les granites subalcalins et aluminés et les syénites alcalines sont post-tectoniques.

Les roches plutoniques "ultimes" sont constituées de gabbros à olivine et de leucogabbros qui accompagnent des syénogabbros, syénodiorites, syénites et microsyénites. La présence de quartz micropegmatitique dans un gabbro à olivine témoigne d'une faible contamination crustale. La phlogopite précoce est instable dans les syénites. La répartition des primocristaux et des phénocristaux, les variations des compositions des minéraux et des roches (majeurs, traces et terres rares) permettent de montrer que (1) la suite est de nature alcaline et moyennement aluminée, (2) la différenciation est contrôlée par la cristallisation fractionnée impliquant l'olivine, le clinopyroxène, les Fe-Ti oxydes, puis le plagioclase et l'apatite.

Deux séries volcaniques stratigraphiquement superposées sont constituées de (1) basanites, basaltes ankaramitiques, hawaïites, benmoréites, trachytes hyperalcalins, phonolites et rhyolites hyperalcalines et de (2) basaltes alcalins, hawaïites, mugéarites, benmoréites, trachytes et phonolites à kaersutite, trachytes et rhyolites leucocrates. Les olivines magnésiennes et la salite apparaissent dans les basanites, basaltes et hawaïites. Les trachytes de la première série sont à fayalite manganésifère, hedenbergite-aegyrine, aenigmatite pauvre en titane et Fe-annite ou arfvedsonite. Les rhyolites et les phonolites contiennent de l'arfvedsonite, de l'aenigmatite et de l'aegyrine. Des trachytes aux phonolites de la deuxième série, les teneurs en magnésium du pyroxène augmentent avec l'intensité de la déstabilisation de la kaersutite. Les variations des espèces et des compositions des phénocristaux, les distributions des éléments majeurs, traces et terres rares et une modélisation quantitative montrent que la différenciation des deux séries volcaniques a été dominée par la cristallisation fractionnée en trois principales étapes impliquant, en proportions variables, l'olivine, le clinopyroxène, la titanomagnétite, les feldspaths, la kaersutite et la biotite. Les hawaïites, ni les rhyolites associées ne s'intègrent pas bien dans la série basalte-phonolite de la deuxième séquence. Elles proviennent d'une probable fusion du toit de la chambre magmatique à l'approche du magma basaltique. Une modélisation quantitative indique que la source mantellique serait enrichie en terres rares légères avant les deux cycles d'éruption volcanique.

Les données de télédétection, radiochronologiques, pétrologiques et géochimiques corroborent l'appartenance des Monts Roumpi à la "Ligne du Cameroun" qui est structuralement contrôlée par des failles N70°E situées dans le prolongement sur le continent des failles transformantes de la croûte océanique atlantique.

Le Mont Etinde (au flanc sud du Mont Cameroun) comporte un sommet principal (1715 m) flanqué de deux petits sommets NW (1510 m) et NE (1580 m). Le massif est découpé par des falaises liées aux éruptions récentes du Mont Cameroun. Il est constitué de néphélinites et tufs néphélinitiques, leucitonéphélinites à Sr-mélilite ou à aenigmatite et hyalophane, néphélinites à hauyne et hauynophyres, néphélinites à mélilite ou à grenat et noséane. Les leucitonéphélinites à Sr-mélilite et aegyrine comportent de la salite résorbée. Le grenat et parfois la néphéline sont inversement zonés. La Sr-mélilite est riche en sodium. L'aenigmatite est riche en titane. La pérowskite est ubiquiste. L'habitus et les compositions des minéraux sont contrôlés par les phases se succédant aux liquidii. Les néphélinites sont caractérisées par leur abondance en volatils, une corrélation positive entre les teneurs en magnésium et en terres rares, de fortes teneurs en strontium (jusqu'à 10540 ppm) et en baryum (jusqu'à 3500 ppm). Elles appartiennent à deux séries dont l'évolution est dominée par la cristallisation fractionnée sporadiquement perturbée par des réactions minéral-liquide et des transferts par des fluides. Les équations de balance de masse indiquent un important fractionnement des feldspathoïdes à la fin de la différenciation qui atténue le degré d'hyperalcalinité. La source mantellique, chimiquement hétérogène, était enrichie en terres rares légères avant la fusion. Le magma néphélinitique s'est formé à grande profondeur, mais il aurait séjourné dans une chambre mantellique peu profonde à 40-30 km où les minéraux se sont rééquilibrés.

ABSTRACT

Rumpi Hills designate a mosaic of hills and valleys (1500 km²) at 80 km north of Mount Cameroon. They are constituted of plutonic and volcanic rocks which cut or lay on a metamorphic and granitic basement. Satellite and Radar remote sensing indicate that the N30°E lineaments prevail on N70°E, N130°E or submeridian ones. 25 K-Ar datings yield ages from 576-566 Ma (amphibolites) to 531 Ma (granites) for the basement, from 145 to 10 Ma for late-stage plutonic rocks and from 10 to less than 1 Ma for the volcanic rocks.

The paragneisses and the ortho-amphibolites and -hornblendites have suffered from granulitic metamorphism followed by an intense retromorphism. This latter is synchronous to the intrusion of post-tectonic subalkaline granites and alkaline syenites.

Late-stage plutonic rocks are predominantly olivine-gabbros and leucogabbros, the remaining being syeno-gabbros, -diorites, syenites and syenite porphyries. Micropegmatitic quartz in an olivine-gabbro reflects minor crustal contamination. In syenites, early crystallized phlogopite is unstable. Primocryst and phenocryst repartition and the variations of mineral and rock compositions are characteristic of an alkaline suite. The differentiation was controlled by fractional crystallization involving olivine, clinopyroxene, Fe-Ti oxide, then plagioclase and apatite.

The volcanic stratigraphy shows a basal series comprising basic alkaline rocks with associated peralkaline salic plugs and dykes. This series is overlain by a series of alkaline basic and kaersutite-bearing salic rocks. Magnesium-rich olivine and salite are classically found in basanites, basalts and hawaiites. In peralkaline trachytes, Fe-olivine appears only as phenocrysts, sodic pyroxene, Fe-micas, titanomagnetite, aenigmatite, anorthoclase and sanidine constitute phenocrysts and microlites. The above ferromagnesian minerals are euhedral in rhyolites and dendritic in phonolites where olivine is absent. In addition, phonolite groundmasse comprises anorthoclase, sanidine, nosean, sodalite and analcite. Electron microprobe analyses show that olivine is iron-rich and manganese-rich, annite contains 30% of the ferriannite molecules. Pyroxene has up to 5.6 wt% and arfvedsonite up to 2 wt% ZrO₂. Nepheline is silica-rich and alkali-deficient. The chemical compositions of all the minerals are induced by complex substitutions controlled by variations in magma compositions and oxygen fugacity, decreasing temperature and the effect of magmatic volatiles. From kaersutite-bearing trachytes to phonolites, pyroxene show a peculiar variation fromhedenbergite to salite with the increasing volume of the destabilized kaersutite.

The variations of phenocrysts species and compositions, major, trace and rare earth element distributions and a quantitative modelling show that the differentiation of the two series was controlled by fractional crystallization involving olivine, clinopyroxene, titanomagnetite, feldspars, kaersutite (and biotite). hawaiites are singled out of the basalt-kaersutite-bearing phonolite series. These hawaiites and associated silica-oversaturated rocks are presumed to result from the partial melting of the roof of the chamber of mantle-derived basic magmas during intrusions.

Mount Etinde is located on the southern flank of Mount Cameroon and appears as a steep-sided volcano with the highest peak (1715 m) flanked by two summits NW (1510 m) and NE (1580 m). The whole massif is cut up by deep cliffs which correspond to the remaining of breached crater walls of late eruptions of Mount Cameroon. Mount Etinde is built up of nephelinites, nephelinitic tuffs, melilite- or garnet-nosean nephelinites, Sr-melilite or aenigmatite-hyalophane leucitonephelinites, haüyne-nephelinites and haüynophyres. Sr-melilite-aegirine leucitonephelinites comprise resorbed salite crystals. Melanite garnet and (occasionally) nepheline show reverse zoning. Sr-melilite is sodium-rich. Aenigmatite is titanium-rich. Apart from haüynophyres, perovskite is ubiquitous. Mineral habitus and compositions are controlled by the phases appearing on the liquidii. The lavas of Mount Etinde are characterized by high volatile contents, a positive correlation of rare earth element and magnesium contents, high strontium (up to 10540 ppm) and barium (up to 3500 ppm) contents. The lavas belong to two series in which early prevailing fractional crystallization competed with mineral-liquid reactions and element transfers by fluids. Mass balance equations indicate an important fractionation of feldspathoids at the late stage of differentiation. This has diminished the increasing peralkalinity index rate. The mantle source, chemically heterogeneous, was enriched in light rare earth elements. The nephelinitic magmas formed at great depth, but no relics of high pressure fractionation have been found. This testifies that magma stopped in a less deep mantle magma chamber (40-30 km) where early crystallized minerals have reequilibrated.

Key words : Rumpi Hills ; Cameroon line ; Panafrikan ; late-stage plutonic rocks ; volcanic rock series ; alkaline ; fractional crystallization ; mantle ; Mount Etinde ; nephelinites-haüynophyres ; fluids ; reequilibration.