



HAL
open science

**Le cœur alcalin du complexe du Messum, Namibie :
Description pétrologique, interprétation de l'évolution
minéralogique et relations roches sous- et sur-saturées
en silice.**

Simon Blancher

► **To cite this version:**

Simon Blancher. Le cœur alcalin du complexe du Messum, Namibie : Description pétrologique, interprétation de l'évolution minéralogique et relations roches sous- et sur-saturées en silice.. Géologie appliquée. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2008. Français. NNT : . tel-00336485

HAL Id: tel-00336485

<https://theses.hal.science/tel-00336485>

Submitted on 4 Nov 2008

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.

UNIVERSITE PARIS VI – PIERRE ET MARIE CURIE

Ecole Doctorale Géosciences et Ressources Naturelles (ED 398)

THESE de Doctorat

Spécialité : Pétrologie

Présentée par

Simon BLANCHER

**Le cœur alcalin du complexe du
Messum, Namibie :
Description pétrologique,
interprétation de l'évolution
minéralogique et relations roches
sous- et sur-saturées en silice.**

Soutenue le 27 juin 2008

Jacques-Marie Bardintzeff	Université Paris-Sud, Orsay	Rapporteur
Chris Harris	Université de Cape Town	Rapporteur
Bernard Bonin	Université Paris-Sud, Orsay	Examineur
Jean-Yves Cottin	Université de Saint-Etienne	Examineur
Marie-Lola Pascal	Université Pierre et Marie Curie, Paris VI	Examineur
Philippe D'Arco	Université Pierre et Marie Curie, Paris VI	Directeur de thèse

Travaux préparés au laboratoire Pétrologie, Modélisation des Matériaux et Processus de
l'université Pierre et Marie Curie (Paris VI),
4, place Jussieu, tour 46/00 niveau 4, case 110,
75252 Paris Cedex,
Tel : +33 (0)1 44 27 50 44
Fax : +33 (0)1 44 27 39 11

Résumé

Ce travail porte sur la pétrologie du cœur alcalin du complexe annulaire du Messum (Namibie). Ce complexe appartenant à un ensemble de massifs anorogéniques Crétacé illustre la coexistence de roches dites alcalines, sous et sur-saturées en silice. Ce massif a fait l'objet d'études géochimiques récentes (Ewart et al., 1998 ; Harris et al., 1999), mais aucun travail pétrologique moderne n'a été publié depuis sa description par Korn et Martin (1954) et Mathias (1956).

Les roches sur-saturées en silice ont été interprétées comme le résultat de la contamination des roches sous-saturées d'origine mantellique par la croûte continentale. Notre objectif était d'apporter des descriptions pétrologiques et minéralogiques détaillées et de les confronter à cette interprétation. L'effort a porté principalement sur l'ensemble sous-saturé en silice des roches à néphéline (théralites à syénites à néphéline), puis sur les roches à quartz.

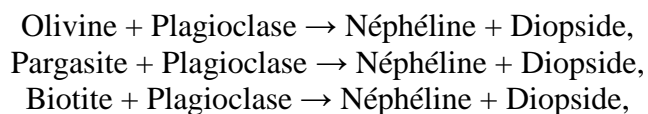
Les termes « basiques » correspondent à des théralites, basanites et néphélinites. Les deux premières peuvent être considérées comme génétiquement liées. On démontre que les théralites sont des roches fortement cumulatives en clinopyroxène et olivine.

L'analyse détaillée des minéraux a montré une évolution des pyroxènes depuis des termes alumineux jusqu'à des termes alcalins dans les roches à néphéline, mais cette évolution est en partie masquée par le développement de la pargasite qui joue le rôle de l'olivine, silicate le plus précoce, et de la néphéline à l'approche de la saturation de cette dernière.

La néphéline montre une évolution marquée par une décroissance du composé anorthite, une augmentation de la kalsilite suivie de sa diminution lors de la cristallisation tardive du feldspath alcalin. Le plagioclase disparaît pour une composition comprise entre An₁₀ et An₁₅, et entraîne un « effet plagioclase » net sur le pyroxène qui s'enrichit en composant sodique.

Des minéraux significatifs non encore signalés sont décrits : des spinelles dans les roches basiques, wohlérite et hiortdahlite (associée à de la baddeleyite) du groupe de la cuspidine dans les syénites les plus évoluées, ainsi que des pyrochlores. Ces derniers minéraux traduisent une nette évolution peralcaline difficilement détectable sur les analyses roche totale. Ils sont considérés comme des indices potentiels de la présence de matériaux à affinités carbonatitiques (Mitchell, 2005), recherchés mais non observés dans le massif, mais connus dans d'autres massifs namubiens voisins.

L'ensemble de ces observations a permis de proposer, en s'appuyant sur les données expérimentales, une route de cristallisation mettant en jeu des lignes (ou surfaces) péritectiques et expliquant le développement de la néphéline dans différentes situations :



et la signification intermédiaire de la pargasite. Les disparitions de l'olivine et du plagioclase sont aussi expliquées.

Nos observations nous conduisent à proposer la coexistence d'au moins deux ensembles alcalins sous-saturés en silice, l'un majoritaire dérivant probablement de liquides de type basanite, l'autre très peu représenté potentiellement dérivé des néphélinites.

Les roches à quartz, dites syénites à quartz, apparaissent comme un ensemble composite avec plusieurs venues de syénites plus ou moins évoluées. Les paragenèses sont plus ou moins peralcalines, avec fayalite, hédénbergite acmitique, et le développement tardif de riebeckite.

La chevkinite, titano-silicate rare, y est décrit en quantité relativement abondante comme un minéral magmatique responsable du spectre de terres rares dans ces roches.

L'origine de ces roches reste incertaine. Contrairement à nos observations dans les roches à néphéline qui montrent la présence de minéraux étrangers (pyroxènes issus des gabbros tholéitiques), aucune trace minéralogique d'une éventuelle contamination par fusion de la croûte continentale ou d'un héritage des magmas sous-saturés en silice n'a pu être détectée. Une homogénéisation parfaite est peu probable. Une contamination des syénites à néphéline, y compris les plus évoluées, comme proposé par Harris et al. (1999) et plus récemment par Riishuus et al. (2008) n'apparaît pas possible pour des raisons thermiques non discutées et à cause du caractère peralcalin de l'ensemble des roches qu'une contamination crustale aurait effacé. Il est nécessaire d'envisager une contamination précoce, si elle existe, ou suivant des mécanismes très sélectifs.

MOTS CLE : Messum, roches alcalines, théralites, pétrologie, chevkinite, réaction minéralogique.

Abstract

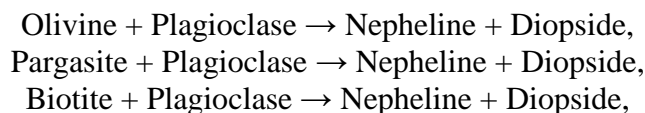
The Messum Complex is an anorogenic Cretaceous complex situated in NW Namibia. Within the central alkaline core, both silica under- and over-saturated rocks occur. Although there have been numerous recent geochemical studies (Ewart et al., 1998; Harris et al., 1999), there has been no detailed petrographic study since the first description by Korn and Martin (1954) and Mathias (1956).

The silica over-saturated rocks have been interpreted as the result of crustal contamination of mantle-derived under-saturated magma. One of the goals of this thesis is to integrate detailed petrographic and mineralogical data into previously published models for the formation of Messum. The major focus is on the silica-under-saturated nepheline-bearing rocks (theralites to syenites), but alkaline quartz-syenites are also described.

The most mafic rocks are theralites, basanites and olivine-nephelinite. The first two are related, but the theralites have a strong cumulative character with respect to clinopyroxene and olivine. Detailed analysis of the minerals contained in these rocks indicates that pyroxene changes composition from Al-rich to alkaline in the nepheline-bearing rocks. However, this evolution is partially obscured by pargasite that replaces olivine and aluminous pyroxene, then nepheline as its saturation limit is approached. The chemical evolution of nepheline follows that of plagioclase with a significant decrease of anorthite content. The kalsilite content of nepheline increases until the onset of crystallization of alkali feldspar, after which it decreases. The most sodic plagioclase has composition between An₁₀ and An₁₅. As soon as plagioclase is absent, the pyroxene becomes enriched in the sodic component.

Significant minerals, not previously described within the Messum are reported, namely chrome-spinel within basic rocks, wohlerite and hiortdahlite (associated with baddeleyite) of the cuspidine group in the most differentiated syenites, as well as pyrochlore. These last minerals indicate a peralkaline evolution not observed from bulk analysis. They are considered as potential indicators of carbonatitic materials (Mitchell, 2005) that were searched but not observed within the complex, but are known to occur in other nearby Namibian complexes.

From the observations made, and considering previously published experimental data, a crystallisation path involving reaction lines (or surfaces) is proposed. It explains the crystallisation of nepheline in different situations:



and the transitional role of pargasite. Resorption of olivine and plagioclase can also be explained.

We propose that two silica under-saturated lineages are present. The most abundant was probably derived from a basanite type parent magma, the much less common type appears to be related to nephelinite.

Quartz-bearing rocks, (quartz-syenites), are described as a composite set of several injections of more or less evolved magmas. The assemblages are more or less peralkaline and comprise fayalite, hedenbergite-rich clinopyroxene containing up to 20% of acmite. Riebeckite overgrowths formed at a late or post-magmatic stage. The rare titano-silicate chevkinite is described for the first time at Messum and largely accounts for the rare earth budget of these rocks.

The origin of the Messum Core rocks remains uncertain. No mineralogical trace of contaminant, or initial non-contaminated alkaline magma has been observed. On the contrary, the nepheline-bearing rocks contain xenocrysts such as pyroxenes from tholeiitic gabbro xenoliths. Total homogenization is unlikely. Crustal contamination of the most evolved nepheline syenite as proposed by Harris et al. (1999) or more recently by Riishuus et al. (2008) seems energetically impeded, and would erase the peralkaline character of the series. If contamination occurred it was either at an earlier stage of magma evolution, or a highly selective process.

KEYWORDS : Messum, alkali rocks, theralite, petrology, chevkinite, mineralogical reaction.

Table des matières

Chapitre I - Présentation du Messum.....	- 9 -
A - Contexte géologique	- 10 -
B - Rappels des travaux sur les complexes mixtes basiques et différenciés.....	- 12 -
1 - Le complexe d'Okenyena :	- 12 -
2 - Le Messum :	- 14 -
C - Problématique du Messum.....	- 21 -
Chapitre II – Les roches à néphéline	- 23 -
A – Les théralites	- 24 -
1 - L'olivine	- 29 -
2 - Les spinelles	- 35 -
3 - Les clinopyroxènes	- 39 -
4 - Le plagioclase	- 47 -
5 - L'amphibole	- 53 -
6 - La biotite.....	- 56 -
7 - La néphéline	- 59 -
B - Les basanites	- 62 -
1 - Les minéraux ferromagnésiens.....	- 62 -
2 - Les feldspaths et la néphéline.....	- 71 -
C - Les essexites	- 73 -
1 - Les minéraux ferromagnésiens.....	- 75 -
2 - Les feldspaths et la néphéline.....	- 83 -
3 – Roches particulières associées	- 88 -
D - Les syénites à néphéline	- 92 -
1 - Les minéraux ferromagnésiens.....	- 94 -
2 - Les feldspaths et feldspathoïdes	- 99 -
3 - Les phases minérales accessoires	- 104 -
E - Les syénites à sodalite.....	- 106 -
1 - Les minéraux ferromagnésiens.....	- 107 -
2 - Les feldspaths et les feldspathoïdes.....	- 111 -
3 - Les phases minérales accessoires	- 114 -
F - Syénite peralcaline	- 118 -
1 – Les minéraux ferromagnésiens	- 119 -
2 - Les feldspaths et les feldspathoïdes.....	- 122 -
3 - Les phases minérales accessoires	- 127 -
G - Les néphélinites à olivine	- 133 -
1 - Les phénocristaux	- 135 -
2 - La mésostase.....	- 138 -
Chapitre III – Caractérisation minéralogique des roches à quartz.....	- 145 -
A – Les syénites à quartz : description pétrologique	- 146 -
1 - Les minéraux ferromagnésiens.....	- 150 -
2 - Les feldspaths	- 159 -
3 - Les phases minérales accessoires	- 162 -
B – Problème de la variabilité chimique des sorosilicates accessoires.....	- 171 -
1 - Chimie et Cristallochimie des chevkinites	- 171 -
2 - Composition obtenues sur les grains de type chevkinite.....	- 174 -
Chapitre IV – Relations entre les différentes roches	- 181 -
A - Relations entre les roches à néphéline	- 182 -

1- Les roches basiques à l'origine des roches à néphéline	182 -
1-a : Les théralites.....	182 -
1-b : Les basanites.....	185 -
1-c : La néphéline à olivine	186 -
2 - Variations chimiques des roches à néphéline	186 -
3 - Evolution minéralogique	192 -
3-a : Les réactions minéralogiques sans le potassium	193 -
3-b : l'effet plagioclase	200 -
3-c : Disparition de l'amphibole	202 -
3-d : Le potassium.....	204 -
3-e : Evolution Chimique de la néphéline	205 -
4 - Une ou deux évolutions sous-saturées en silice	206 -
B - Relations entre les roches à quartz et à néphéline	208 -
1 – Possibilité de franchir la barrière	208 -
2 – Arguments géochimiques en faveur de la contamination.....	209 -
3 – Traces minéralogiques d'une contamination	211 -
4 – Autre lien possible que la contamination.....	212 -
Conclusions générales.....	213 -
Bibliographie	215 -
Annexe 1 : Cartes et localisation des échantillons.....	229 -
Annexe 2 : Méthodes d'analyse et traitement des données	233 -
Annexe 3 : Analyses chimiques roche totale	239 -

Chapitre I - Présentation du Messum

A - Contexte géologique

Le complexe du Messum est un massif cristallin anorogénique situé au nord-ouest de la Namibie dans le Damaraland (Fig. 1). Il est considéré comme faisant partie de la province des basaltes continentaux de Paraná-Etendeka (Ewart et al, 1998).

La province basaltique de Paraná-Etendeka s'étend de part et d'autre de l'atlantique sud, au Brésil, Argentine, Uruguay et Paraguay d'une part (Paraná), et en Namibie et Angola d'autre part (Etendeka). Le volume de magma émis est estimé entre 0.8 et $1,5 \times 10^6 \text{ km}^3$ (Ewart et al. 1998, Renne et al.,1992), dont la majorité se trouve en Amérique du Sud, puisque seulement $2.5 \times 10^5 \text{ km}^3$ sont exposées dans la partie Etendeka sur une surface de $80\,000 \text{ km}^2$ (Renne, 1996, Deckart et al., 1996).

Les âges radiogéniques obtenus sur les massifs cristallins et laves de la province de l'Etendeka s'étalent entre 137 et 124 Ma (Milner et al., 1995). A l'intérieur de cette période, les âges obtenus sur les laves : $131.7 \pm 0.7 \text{ Ma}$ et 132.3 ± 0.7 (Renne, 1996, Glen et al., 1996) suggèrent une mise en place rapide sur une période de 2 Ma. L'activité des complexes serait donc plus étalée. Ces âges sont très comparables à ceux obtenus pour le Paraná (Renne et al., 1992). Ils montrent une activité magmatique intense au début du crétacé inférieur avec mise en place de laves et de plutons. Comme dans de nombreuses autres régions, le lien génétique entre ces différents ensembles n'est pas clairement défini.

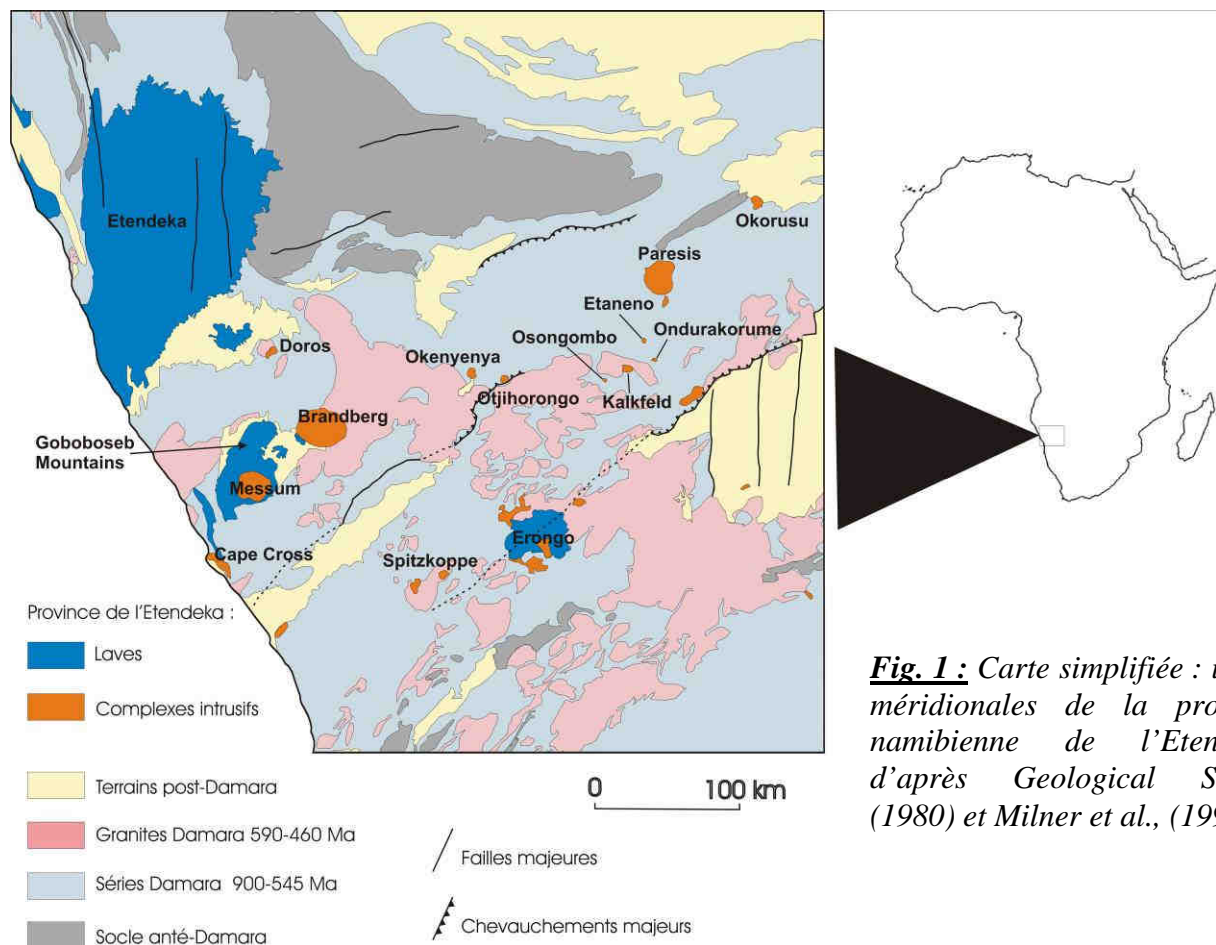


Fig. 1 : Carte simplifiée : unités méridionales de la province namibienne de l'Etendeka, d'après Geological Survey (1980) et Milner et al., (1994).

Comme on peut le voir sur la carte géologique du nord-ouest de la Namibie (Fig. 1), le socle sur lequel se mettent en place les laves de l'Etendeka et dans lequel s'insèrent les complexes associés est composé principalement de deux unités :

- Le socle Damara constitué d'épaisses séries détritiques et parfois carbonatées protérozoïques fortement plissées par l'orogénèse pan-africaine, et de granites généralement per-alumineux post-orogéniques datés entre 590 et 460 Ma (Porada, 1989 ; Jung et al., 2003).
- Les séries sédimentaires détritiques et carbonatées du Karoo (faisant partie des terrains post-Damara), datées de la fin du Carbonifère et du Permien (Wanke, 2000), posées à l'horizontal sur les séries plissées du Damara. Les sédiments du Karoo affleurent tout autour des laves du Goboboseb, et sont en dessous. Au-dessus des terrains Karoo, on trouve une couverture cénozoïque et la couverture sableuse récente.

Les complexes plutoniques forment des alignements parallèles à un réseau de failles sud-ouest/nord-est (Fig. 1). Martin et al. (1960) classent les intrusions du Damaraland en trois grands groupes :

- Les intrusions peralcalines et carbonatitiques (Kalkfeld, Okorusu, Osogombo, Ondurakorume, Etaneno et Paresis),
- les intrusions granitiques (Erongo, Spitzkoppe et Brandberg),
- les complexes mixtes basiques et différenciés (Cape Cross, Doros, Okenyanya et le Messum).

Les complexes peralcalins sont situés à l'intérieur du pays, à l'extrémité Est des alignements. Parmi eux, trois intrusions comportent une forte proportion de carbonatites : Kalkfeld, Osongombo et Ondurakorume (Le Roex et Lanyon, 1997).

Les intrusions granitiques sont en majeure partie formées de granites et grano-diorites alcalins (Martin, 1960). Mais à Erongo, des roches sous-saturées en silice sont également présentes (Trumbull et al., 2003).

Les complexes mixtes basiques et différenciés parmi lesquels se trouve le complexe du Messum sont intéressants car ils contiennent à la fois des roches tholéitiques et des roches alcalines basiques et différenciées. Ce sont généralement des ensembles de taille moyenne, plus grands que les complexes peralcalins, mais moins grands qu'Erongo ou le Brandberg. Le plus grand de ces complexes est le Messum, avec 18km de diamètre.

Les données géochimiques sur les laves de l'Etendeka (Ewart et al., 1998) et sur les différents complexes associés (Trumbull et al., 2003, Le Roex et al., 1998, Harris, 1995 et 1999) suggèrent que la source de ces magmas est de type manteau enrichi. Cette source : le panache mantellique de Tristan da Cunha serait en partie responsable du magmatisme de la province de Paraná-Etendeka et du déchirement du Gondwana en séparant l'Afrique de l'Amérique du Sud (Le Roex et al., 1990, Hawkesworth et al., 1992, Comin-Chiaramonti et al., 1991 et 1997). Comin-Chiaramonti et al. (1991) définissent cette source enrichie mantellique à partir des magmas alcalins de l'est du Paraguay, donc dans la province de Paraná. Les caractéristiques géochimiques des néphélinites analysées suggèrent que la source

du magma ayant donné naissance aux néphélinites était une péridotite à grenat enrichie en éléments incompatibles.

B - Rappels des travaux sur les complexes mixtes basiques et différenciés

Parmi les intrusions mixtes basiques et différenciées, deux ont été particulièrement étudiées. La première est Okenyenyanya, étudiée notamment par Simpson (1954) via une approche pétrologique, puis du point de vue géochimique par Le Roex et al. (1996) et Martinez et al. (1995 et 1996). La seconde, le Messum, n'a fait l'objet que des études pétrologiques de Korn et Martin (1954) et Mathias (1957), ces deux études anciennes ne contiennent ni analyses de minéraux, ni étude détaillée des évolutions minéralogiques. Plus récemment, Ewart et al. (1998b) et Harris et al. (1999) ont publié des études géochimiques sur le complexe du Messum à la fois sur des éléments en traces (Ewart et al., 1998a) et sur les rapports isotopiques du strontium, du néodyme et de l'oxygène (Harris et al., 1999).

1 - Le complexe d'Okenyenyanya :

Par sa structure et la nature des roches présentes, le massif d'Okenyenyanya est le plus semblable au complexe du Messum.

La carte géologique du complexe d'Okenyenyanya dessinée par Le Roex et al. (1996)(Fig. 2), montre les différentes unités caractéristiques des intrusions mixtes basiques et différenciées :

- Une série clairement tholéitique, ici représentée par des gabbros picritiques, des gabbros à olivine et des monzodiorites à quartz. D'après Simpson (1954) "When traced outwards from the inner margin the rocks of this group show continuous variation in the compositions of the major constituent minerals which corresponds to the cryptic layering of the Skaergaard intrusion [...]". Cette unité est recoupée par deux ensembles de syénites.
- Une série alcaline sur-saturée en silice représentées sur la carte par les ensembles « syenite » et « quartz syenite »,
- Une série alcaline sous-saturées en silice comprenant des gabbros alcalins, des essexites et des pulaskites ici appelées syénites à néphéline. Les gabbros alcalins contiennent localement de la néphéline (Simpson, 1954) ce qui en fait à proprement parler des théralites d'après la définition de Le Maître et al. (2002).

Ces différentes unités ont été datées par Milner et al. (1993) à 129 ± 2 Ma pour les gabbros, alcalins ou tholéitiques, à 126.3 ± 1 Ma pour les essexites et à 123.4 ± 1.4 Ma pour les syénites à néphéline. Ces âges sont en accord avec les observations de terrain.

Cette organisation est très similaire à celle du Messum, cependant Okenyena se distingue par la présence de nombreux filons de lamprophyre, de quelques filons de roches à affinité camptonitique et alnoïtique recoupant le massif, et d'un petit pipe de lamprophyre bréchique. De telles roches ne sont pas connues dans le Messum. Dans les alnoïtes, Baumgartner (1994) décrit des mélilites et de la pérovskite. Si la présence de pérovskite est confirmée par Lanyon et al. (1995), celle de mélilite ne l'est pas. Cependant, les auteurs s'accordent à reconnaître la présence dans ces roches de carbonates magmatiques et leurs accordent donc une affinité carbonatitique. La présence de carbonatites n'est pas reconnue dans le Messum même si elle a été recherchée. Seul Mathias (1956) rapporte l'existence d'un filon de carbonatites d'un mètre cinquante de large et suivi sur cinquante mètres dans le Messum. Il n'a été rapporté par aucun autre auteur. Ewart et al. (1998a) cite la présence de carbonatites dans les basaltes du Goboboseb entourant le complexe.

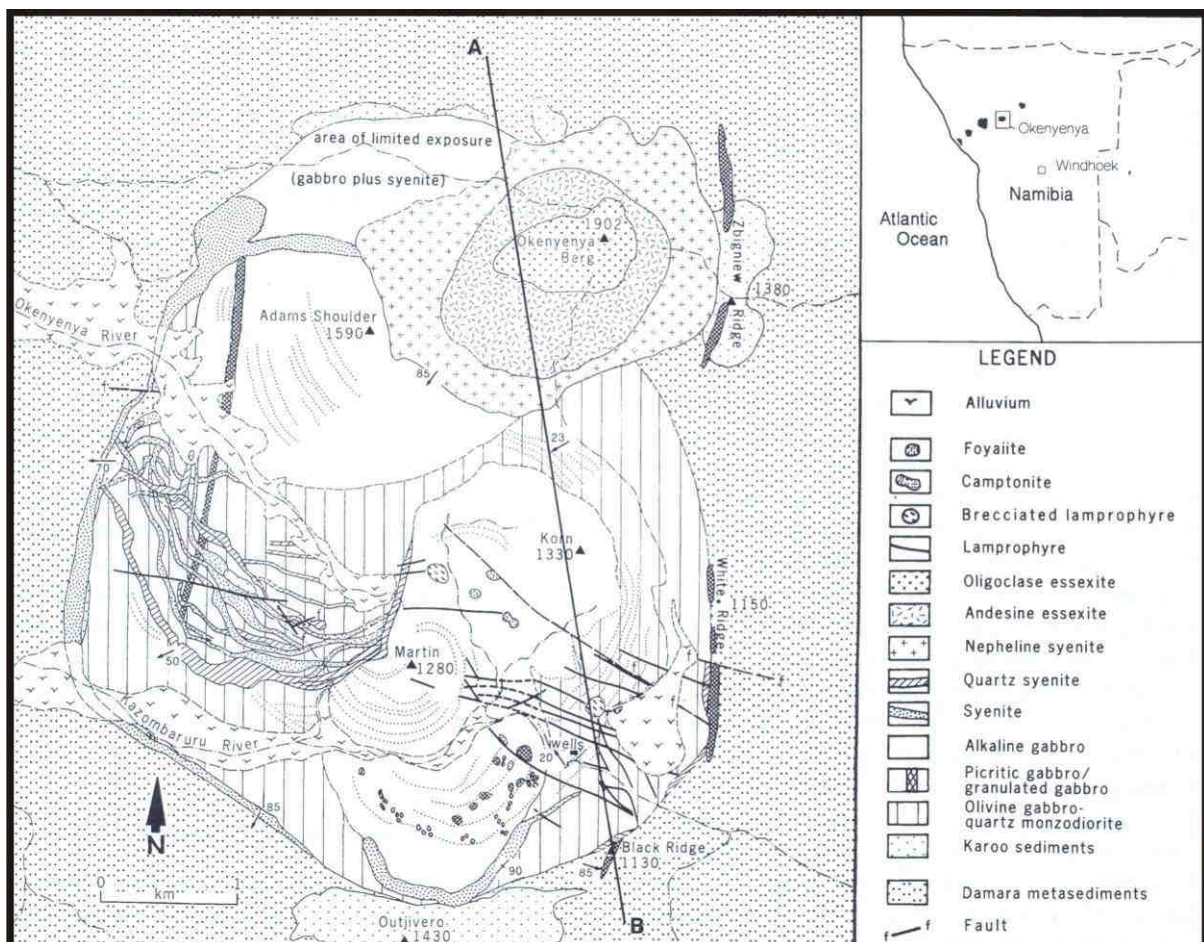


Fig. 2.: Carte géologique du complexe d'Okenyena (Namibie), d'après Le Roex et al., (1996).

Pour Okenyena, la présence au même endroit de roches tholéitiques et de roches alcalines est expliquée par juxtaposition du phénomène de rifting continental et de la présence du panache mantellique de Tristan (Lanyon et Le Roex, 1995). Ainsi, les différents magmas

seraient issus de la fusion partielle du manteau sous différentes conditions de température et de pression.

2 - Le Messum :

2-a : Présentation générale

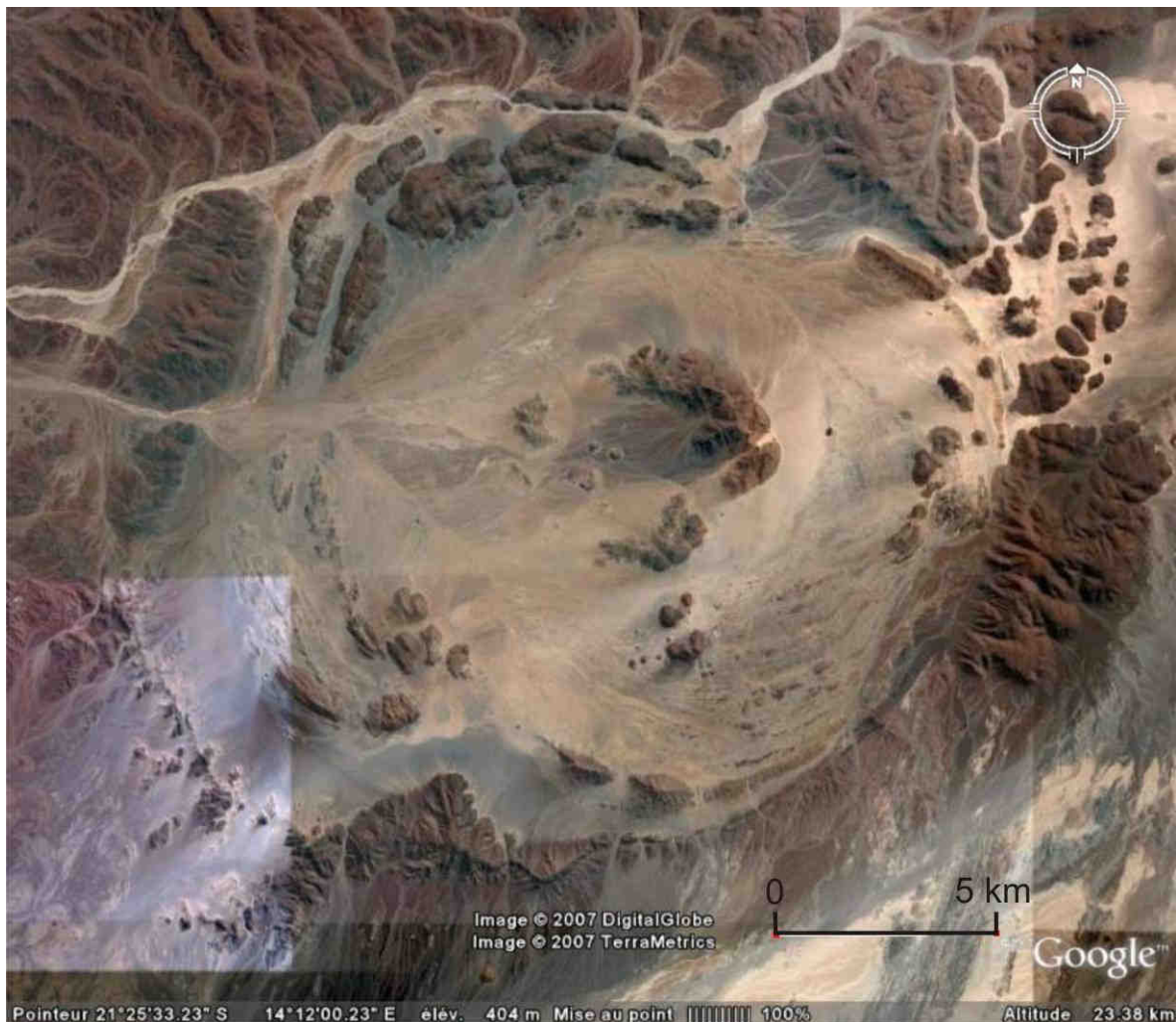


Fig. 3 : Image satellite du complexe du Messum (Namibie).

Le complexe du Messum est divisé, comme Okenyena, en trois grandes unités :

- une unité tholéïtique constituée de gabbros et diorites,
- une unité de roches alcalines à quartz,
- une unité de roches à néphéline.

Comme le montre l'image satellite (Fig. 3), et la carte géologique du complexe (Fig. 4), ces trois unités forment des anneaux concentriques.

L'unité externe correspondant aux gabbros tholéitiques forme deux puissantes barres massives ayant un relief de 200m au nord et à l'ouest du complexe, et de nombreuses petites rides peu élevées au sud-est. Dans cette partie, les gabbros en fins feuillets alternent avec des lames de granite. Cette différence morphologique est accompagnée d'une différence minéralogique. Au nord et à l'ouest, les gabbros ont un caractère d'adcumulats à olivine, clinopyroxène et plagioclase, alors que la biotite et l'orthopyroxène se développent au sud-est. Cette différence n'est pas toujours très nette entre ces deux coté du massif. Au centre du complexe, notamment au nord et à l'est de New Year Hill (Fig. 5) des diorites à quartz doivent sans doute être rattachées à cette unité. Différents filons granitiques recoupent les gabbros du nord-ouest.

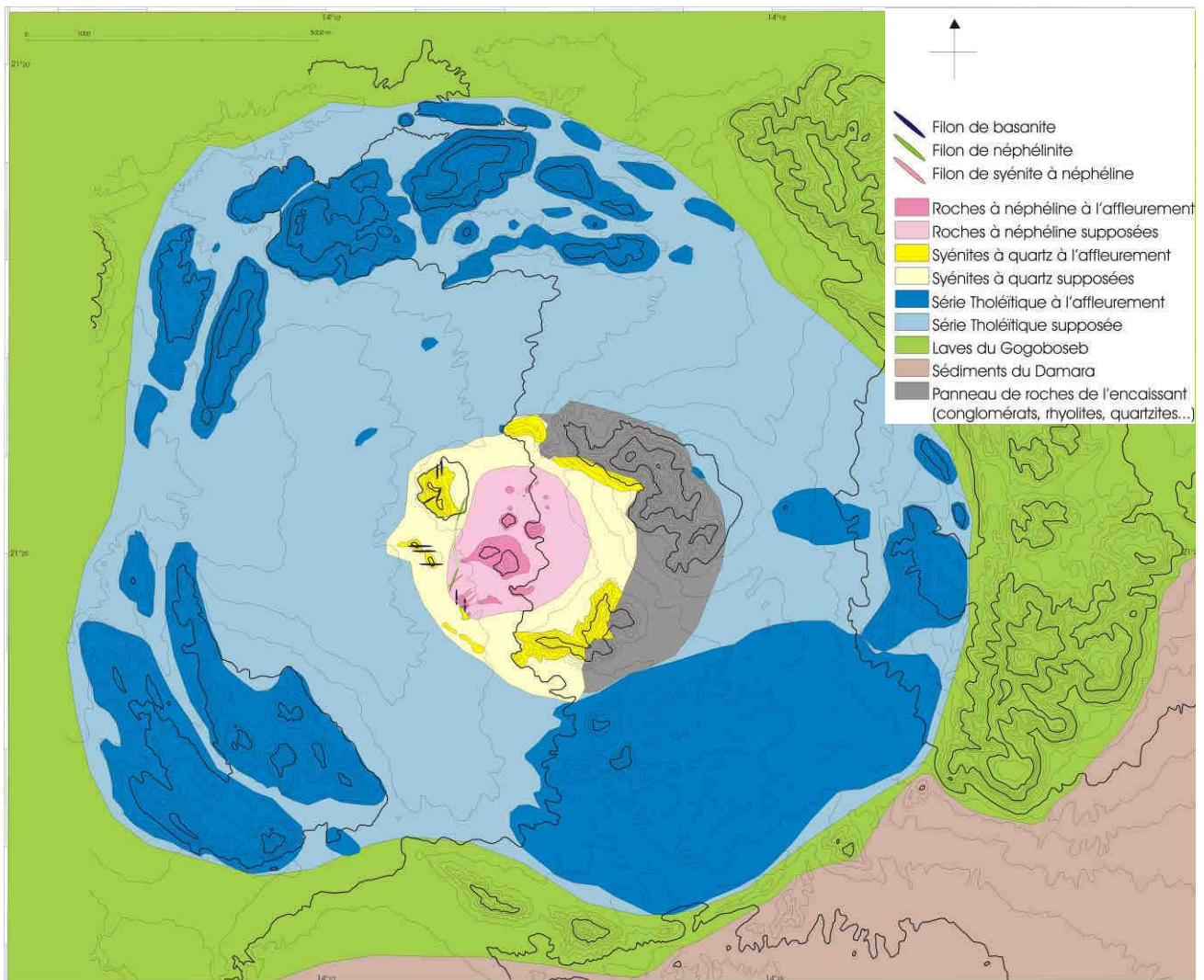


Fig. 4 : Carte géologique du complexe du Messum (Namibie). D'après Korn et Martin (1954), Harris et al. (1999), Ewart et al. (2002), et nos observations.

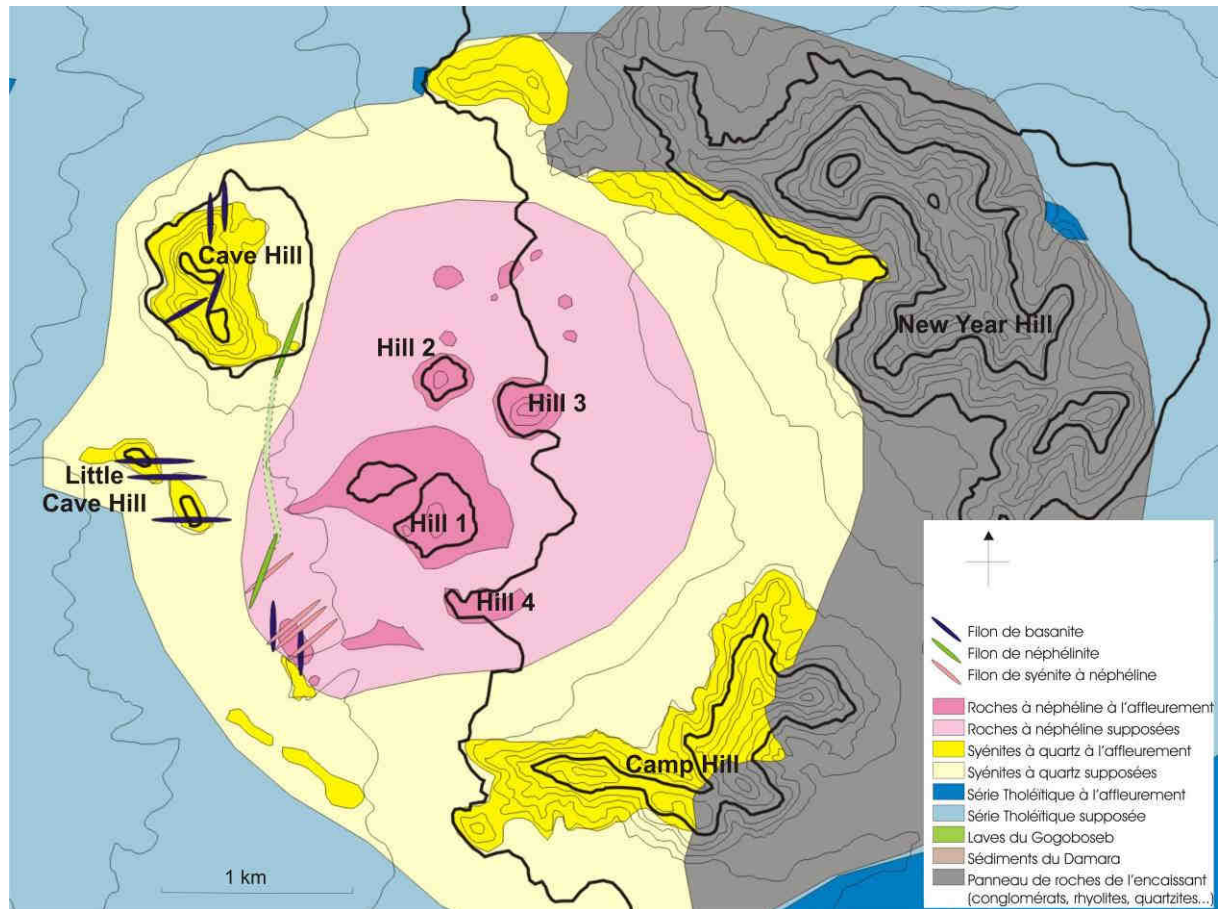


Fig. 5 : Carte géologique du cœur alcalin du complexe du Messum. D'après Korn et Martin (1954), Harris et al. (1999), Ewart et al. (2002), et nos observations. Notation des collines d'après Harris et al. (1999).

L'unité intermédiaire est composée de syénites alcalines à quartz. L'ensemble dessine un anneau régulier mais non continu à l'affleurement d'environ un kilomètre de large. Ces syénites forment des reliefs assez importants atteignant 150 mètres. Dans le détail, à l'intérieur de chaque partie affleurant, on distingue des variations de faciès, de taille de grain et des différences de compositions minéralogique, mais sans qu'il soit possible de mettre en évidence une zonation de l'ensemble. A certains endroits, notamment sur Cave Hill, on observe clairement deux faciès qui se mélangent, l'un clair, l'autre sombre, et qui sont des syénites à quartz respectivement pauvres et riches en ferromagnésiens (voir description pétrologique de la série alcaline à quartz).

L'unité interne est composée de roches alcalines à néphéline. On y trouve de nombreux faciès aussi différents que des théralites, des syénites à néphéline et sodalite, des essexites, néphélines, et monzodiorites à néphéline (ici appelées syénites à plagioclase). Les variations semblent très rapides : brutales ou sur quelques mètres, mais sans limites nettes avec toutes sortes d'intermédiaires et ne pouvant être cartographiés, à l'exception partielle des théralites. Au centre, quatre petites collines nommées « Hill 1 » à « Hill 4 » par Harris et al. (1999) sont peut-être des intrusions distinctes (Harris et al., 1999) cependant ce dernier reconnaît qu'il est difficile, voir impossible, de le montrer.

Dans la moitié Est du massif, New Year Hill et une partie de Camp Hill apparaissent comme un vaste panneau complexe comportant des cornéennes volcaniques, des intrusions à grain fin, des laves basaltiques à rhyolitiques, des débris pyroclastiques, et des roches sédimentaires (Harris et al., 1999). Ce panneau est pincé entre les syénites à quartz et les gabbros tholéitiques et atteste de la mise en place à faible profondeur du massif. Il est recoupé par de nombreux filons de syénites décrits par Korn et Martin (1954), Mathias (1956) et Harris et al. (1999). Nous ne l'avons pas étudié faute de temps.

Les zones basses du complexe sont généralement couvertes de formations récentes plus ou moins consolidées. Cependant, au sud-ouest entre les deux barres de gabbros et à l'entrée du sud du complexe, affleurent des granitoïdes variés. Leur extension est difficile à estimer. Néanmoins Ewart et al. (2002) considèrent qu'ils occupent l'essentiel de la zone centrale sous la couverture récente (voir les modèles de mise en place du complexe plus bas).

2-b : L'âge du complexe du Messum

Sur le terrain, les relations entre les trois grandes unités du complexe du Messum semblent bien établies. Les syénites à quartz recoupent les diorites associées aux gabbros tholéitiques (pointe nord de New Year Hill). Des filons de basanites recoupent les syénites à quartz sur Cave Hill ou sur Little Cave Hill. Les filons de basanites et de syénites à néphéline se recoupent mutuellement entre Little Cave Hill et la colline 4. Les basanites et les syénites à néphéline sont donc contemporaines et l'unité à néphéline est postérieure à l'unité à quartz.

Les datations absolues confirment cette chronologie. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mesurés par Renne et al. (1996) sont de 132.1 ± 0.7 Ma pour les gabbros du sud-est et non significativement distincts de ceux obtenus sur les diorites associées et un niveau « d'anorthosite », probablement cumulatif dans le nord du massif, (voir carte géologique au 1/250 000 d'Omaruru) appartenant à la même unité. Plus récemment, Renne et al. (2002) ont estimé l'âge des gabbros à partir de l'orientation magnétique des exsolutions de magnétite dans les clinopyroxènes, à 130 Ma en accord avec le résultat précédent. L'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ calculé par Renne et al. (1996) pour les syénites à néphéline est de 129.3 ± 0.7 Ma. Milner et al. (1995) donnent un âge Rb/Sr de 126.8 ± 1.3 Ma calculé pour une syénite à néphéline.

2-c : Les relations du complexe avec son encaissant

L'encaissant proprement dit du Messum est constitué des séries détritiques protérozoïques du Damara et des granites du paléozoïque inférieur d'une part, et les séries sédimentaires jurassiques du Karoo d'autre part, qui dans la région sont très peu épaisses (Wanke, 2000). Cependant cartographiquement le complexe du Messum n'est pas en contact direct avec cet ensemble. Sur le terrain, les roches immédiatement en contact avec le massif sont les laves du Goboboseb. Il est difficile de préciser l'âge relatif de ces roches par rapport au massif. Sont-elles antérieures ou synchrones de la mise en place de l'intrusion ?

Les laves du Goboboseb forment un empilement de coulées d'au moins 600 m d'épaisseur (Ewart et al., 1998a). Ce sont des basaltes et des latites à quartz regroupés par Ewart et al. (1998a) en 4 grandes unités de bas en haut :

- 1) « Tafelkop Basalt Member »,
- 2) « Goboboseb Quartz Latite Member »,
- 3) « Messum Mountain Basalt Member »,
- 4) « Springbok Quartz Latite Member ».

Ces laves sont datées entre 131.7 ± 0.7 et 132.3 ± 0.7 Ma d'après Renne et al. (1996). Les différences d'âge entre les laves et les gabbros du Messum sont à l'intérieur de l'incertitude analytique.

Selon Milner et Ewart (1989), « Tafelkop Basalt Member » et « Messum Mountain Basalt Member » sont constituées de tholéïtes à quartz ou à olivine chimiquement très proches des gabbros du complexe du Messum. Leur répartition géographique autour du Messum mène Milner et Ewart à la conclusion que le complexe du Messum est le centre d'émission de ces laves. De même, pour les latites à quartz réparties autour du complexe, on peut trouver des équivalents chimiques de ces laves en intrusions. Milner et Ewart (1989) signalent des monzonites à quartz, à la bordure est du Messum ainsi qu'en intrusion dans les laves du Goboboseb, de mêmes compositions chimiques que les latites à quartz.

Ewart et al. (2002) considèrent que le complexe est limité par une faille bordière subcirculaire, mais aucune observation n'a été faite. Les laves périphériques du Goboboseb ont un pendage constant de quelques degrés ($1-3^\circ$) vers le centre du complexe. A l'approche de la faille bordière supposée, le pendage augmente fortement : 40° au nord-ouest (Korn et Martin, 1954), 70 à 80° au sud-est (Ewart et al., 2002).

2-d : Modèles de formation du Messum et structure profonde

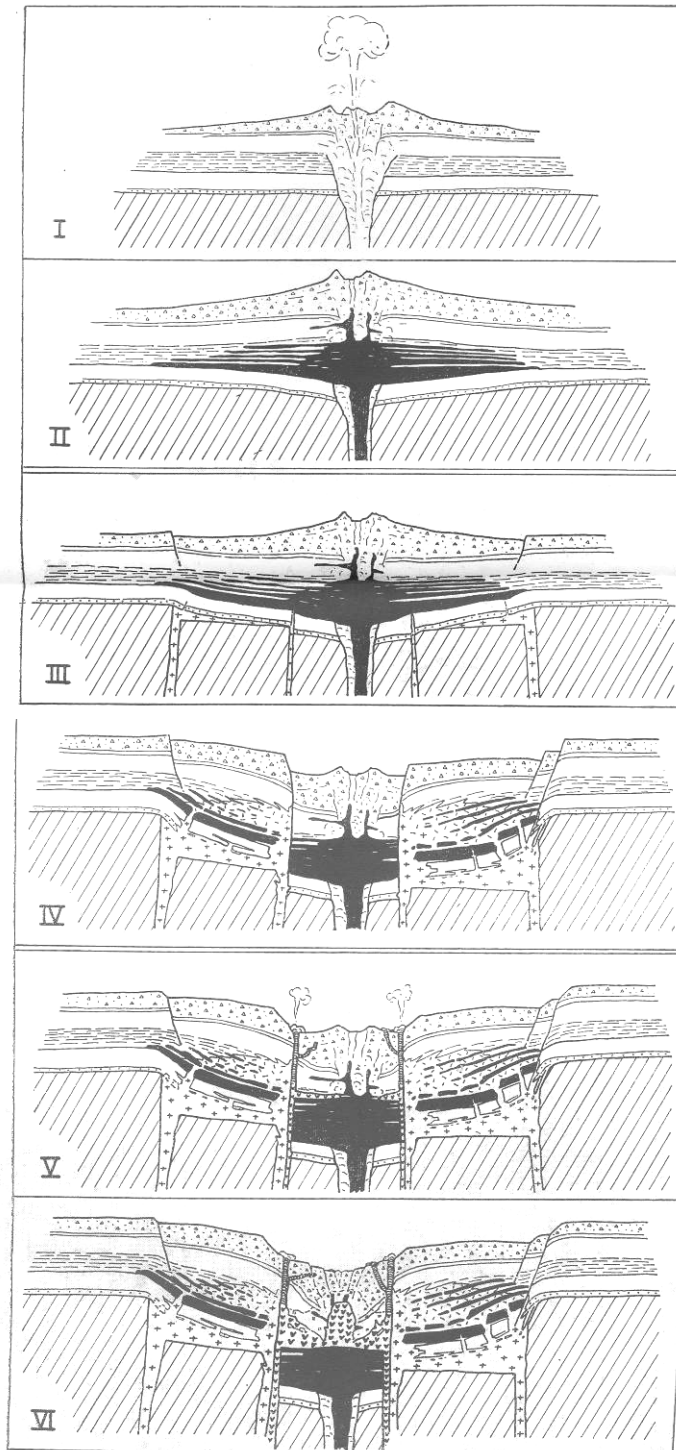


Fig. 6 : Schéma de l'évolution du complexe du Messum (Korn et Martin, 1954). Pour l'explication, voir texte.

dans les syénites à quartz, et le caractère tardif de la néphéline qui se développe localement aux dépens du plagioclase (Mathias 1956, 1957), sont des arguments justifiant l'hypothèse de syénitisation et néphélinisation de Korn et Martin (1954) et Mathias (1956, 1957).

Comme indiqué précédemment, Korn et Martin décrivent pour la première fois le complexe du Messum en 1954, et Mathias en 1956 en fait une étude pétrologique plus détaillée. Ces différents auteurs sont d'accord sur les grandes étapes de l'histoire du complexe, et l'interprétation des différentes unités. Les principales étapes (Fig. 6) sont :

I : Construction d'un cône volcanique constitué d'alternances de coulées de basalte et de pyroclastites partiellement acides sur un socle formé de schistes plissés de la série du Damara.

II : Mise en place de gabbros dans les dépôts volcaniques non consolidés.

III : Effondrement de la partie centrale du volcan et formation d'une caldeira. Des granites se mettent en place dans les fissures.

IV : La subsidence continue, et une partie des dépôts volcaniques sont transformés en granophyres, monzonites et diorites par des fluides associés à un liquide granitique qui remonte.

V : Intrusion de microsyénite dans les dépôts volcaniques du centre du volcan, que l'on retrouve en filon sur New Year Hill (non échantillonné lors de notre campagne de terrain).

VI : Intrusion d'un magma foyaitique au centre du volcan, puis syénitisation et néphélinisation des dépôts encaissants. Mise en place tardive de filons de basanite à néphéline.

L'hétérogénéité, mélange complexe entre un faciès sombre qui semble en relique et un faciès plus clair dominant

Ewart et al. (2002) proposent un modèle alternatif d'édification du complexe en plusieurs étapes. La mise en place rapide des laves du Goboboseb est suivie d'une phase de subsidence de la zone centrale (sagduction), zone de sortie des laves où se trouve le complexe. Cette subsidence rend compte du pendage fort vers le centre du complexe des laves du Goboboseb. L'intrusion de grands volumes de granitoïdes (supposés être présents au centre du complexe) induit une remontée du complexe le long de la faille bordière. Enfin se mettent en place les gabbros tholéitiques, complètement dissociés de l'épanchement des basaltes tholéitiques, puis des roches alcalines sur et sous-saturées en silice. Ce modèle peu contraint a l'intérêt d'expliquer la présence du complexe au même niveau structural que les laves dont il serait la source (Milner et al., 1990) (Fig. 7).

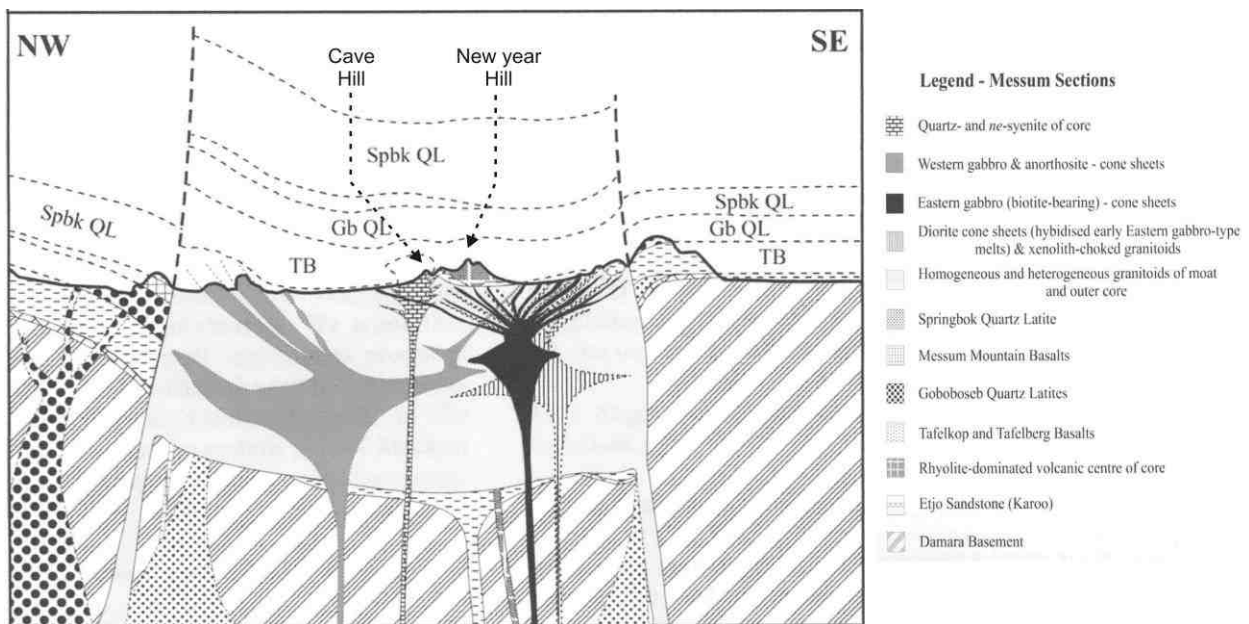


Fig. 7 : Coupe interprétative du Messum d'après Ewart et al. (2002).

Néanmoins ce modèle complexe n'est pas très satisfaisant notamment pour les gabbros, car les données de terrain sont peu ou pas contraignantes. Il reprend l'hypothèse de Bailey et al. (1990) divisant les gabbros en deux ensembles correspondant à deux centres d'activité magmatique. Les arguments géochimiques utilisés : richesses en éléments incompatibles des gabbros à biotite par rapport aux gabbros du Nord-Ouest sont discutables car ces derniers sont des accumulats par définition pauvres en éléments incompatibles. L'organisation du massif est interprétée par Korn et Martin (1954) sur la base d'un basculement de ce dernier vers le Sud-Est.

Les études géophysiques réalisées sur le Messum (Aldrich 1986, Bauer et al. 2003) ne permettent pas d'en définir la structure profonde mais elles montrent qu'il existe sous le complexe une anomalie gravimétrique positive, expliquée par la présence d'un complexe filonien dense, peut-être gabbroïque, sous le Messum qui pourrait atteindre le Moho (Bauer et al. 2003), et non une masse granitique peu dense. La structure schématisée sur la coupe d'Ewart et al. (Fig. 7) n'a donc pas de support solide.

C - Problématique du Messum

Comme à Okenyena, la coexistence des différents types pétrologiques sur et sous-saturés en silice pose la question de leur lien. S'agit-il de séries indépendantes ou génétiquement liées ?

En 1954, Simpson propose, pour expliquer la présence au même endroit de roches magmatiques alcalines sur-saturées et sous-saturées en silice, une origine commune à ces roches. Un magma basique alcalin aurait évolué pour donner soit l'une, soit l'autre des deux séries, le choix de la lignée évolutive étant déterminé par une très faible différence de composition du magma au départ. Simpson ne propose pas d'explication à cette divergence.

A notre connaissance, aucune discussion n'a porté sur un éventuel lien entre gabbros tholéitiques et syénites, sans doute à cause de la barrière thermique majeure en pétrologie olivine-plagioclase-clinopyroxène qui sépare les séries évoluant vers la sur-saturation en silice des séries évoluant vers la sous-saturation en silice.

Seul un lien génétique entre syénites à quartz et syénites à néphéline a été envisagé. Harris et al. (1999), à partir de données isotopiques (Sr, Nd, O), considère que les syénites à quartz résultent d'une contamination significative de magma sous-saturé en silice par la croûte continentale. La préservation des roches à néphéline serait alors due à leur isolement de l'encaissant régional par les premiers magmas contaminés.

Cette situation est relativement répandue (Sorensen, 1974). Foland et al. (1993) expliquent ces associations dans les massifs de Marangudzi (Zimbabwe) et Mt. Brome (Québec, Canada) par deux évolutions magmatiques différentes à partir d'un même magma alcalin. Un magma basique sous-saturé en silice évolue en système clos ou presque pour donner des roches à néphéline, et le même magma évoluant en système ouvert avec une forte contamination par la croûte continentale donnerait des roches alcalines à quartz. Ce modèle se base sur des analyses isotopiques et géochimiques des deux séries qui semblent évoluer à partir d'un même point. Récemment, Riishuus et al. (2008) reprennent le même schéma pour rendre compte du passage apparemment continu de nordmarkites (syénites à quartz) à des foyaïtes (syénites à néphéline) dans l'intrusion de Kangerlussuaq (Groenland).

Les différentes études menées sur le Messum amènent plusieurs remarques :

- Les données isotopiques font apparaître de faibles écarts entre les roches alcalines sous et sur-saturées en silice (Tableau 1) :

Type de roche	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Roches sous-saturées	0.7045 - 0.7049	0.51252 - 0.51256	6 - 6.9
Roches sur-saturées	0.7055 - 0.7079	0.5124	7.2 - 7.8

Tableau 1 : *Domaine de variation des compositions isotopiques du strontium, du néodyme et de l'oxygène dans les roches sous- et sur-saturées en silice selon Harris et al. (1999).*

- Les exemples cités par Riishuus et al. (2008) pour illustrer cette contamination sont tous peralcalins, y compris le Messum (voir description pétrologique). La contamination par une croûte continentale risque fort de se traduire par un apport en alumine incompatible avec le caractère peralcalin des roches, ou alors il faut envisager un mécanisme évitant cet apport.
- Le passage des roches sous-saturées aux roches sur-saturées en silice est expliqué à l'intérieur du système résiduel quartz-kalsilite-néphéline qui ne peut décrire les systèmes peralcalins. Dans ce système, les auteurs considèrent que le liquide alcalin sous-saturé en silice est modifié par un liquide granitique à même température, situation qui paraît peu probable. Par ailleurs, ils le choisissent proche de la barrière thermique dans le champ du feldspath alcalin. Or les données expérimentales (Gupta et al. 1974, Jones et MacKenzie 1989 et 1991, Pati et al. 2000) sur les systèmes contenant du calcium même en faible quantité indiquent une forte stabilisation du plagioclase repoussant vers de plus faibles concentrations en silice le domaine à néphéline et réduisant le champ du feldspath alcalin. Le passage du liquide vers la sur-saturation en silice nécessite donc un plus fort taux de contamination, énergétiquement défavorable. De plus dans le système résiduel, les liquides apparaissent très différenciés et « froids ». Leur capacité thermique à l'assimilation est donc faible ou nulle (Bowen 1928, McBirney 1993). Ces points plaident en faveur d'une contamination plus précoce, si elle a lieu.

L'objectif de ce travail était de mener une étude pétrographique détaillée du cœur alcalin du Messum afin de préciser les relations entre les différents faciès à néphéline, de rechercher d'éventuels magmas parents, et de tenter d'apporter des arguments pétrologiques à une éventuelle contamination des liquides sous-saturés expliquant les roches sur-saturées en silice.

Le travail détaillé pétrologique est justifié par l'absence de travaux antérieurs précis sur le sujet, par la complexité des affleurements qui suggère, sans le démontrer, la mise en place en plusieurs étapes de roches « similaires », mais pas nécessairement génétiquement liées.

Les échantillons nécessaires pour obtenir des analyses géochimiques significatives ne pouvant être collectés et la disponibilité de telles analyses : roches totales et isotopiques, nous ont conduit à privilégier l'analyse pétrographique. D'autre part, comme le soulignent Harris et al. (1999), les roches du Messum ne représentent probablement pas des liquides. L'étude des assemblages minéralogiques successifs apporte donc plus d'informations que des analyses roches totales.

Pour cette étude, une campagne d'échantillonnage a été réalisée en 2005 sur le Messum et sur Okenyanya pour comparaison. Cette campagne complète une précédente campagne de 2001. Sur l'ensemble de ces deux campagnes, 208 échantillons ont été collectés et étudiés.

Les observations et données qui suivent ont été obtenues par l'observation des échantillons au microscope optique, puis leur analyse au microscope électronique à balayage et à la microsonde électronique (voir Annexe 2 pour les conditions d'analyse).

La nécessité de regrouper les roches en ensembles homogènes nous a conduit à répartir nos échantillons en différents faciès, dont les limites sont l'absence ou la présence de certaines phases minérales. Ces découpages, s'ils semblent essentiels à faire, ne rendent pas compte des évolutions progressives observées des assemblages minéralogiques.

Chapitre II – Les roches à néphéline

J'ai distingué parmi les roches à néphéline du cœur du complexe plusieurs types de faciès : les théralites, les essexites, les syénites à néphéline et parmi ces syénites un ensemble plus évolué les syénites à sodalite. On trouve par ailleurs quelques faciès particuliers notamment une syénite peralcaline, non différenciable sur le terrain d'une syénite à néphéline, et une néphéline en filon. Aucune limite simple ne peut être définie entre les faciès, cependant ils décrivent assez bien l'évolution apparente des roches du cœur.

Les théralites semblent être les roches les plus « basiques » de cet ensemble. Harris et al. (1999) considèrent qu'elles représentent ce qui se rapproche le plus des parents des différentes roches à néphéline. Il nous apparaît donc comme nécessaire de passer du temps à les étudier, d'une part parce qu'on y retrouve beaucoup de minéraux, mais aussi parce que si les théralites ont donné naissance aux syénites à néphéline, alors on doit y trouver les indices de cette transition.

A – Les théralites

(01-M-23*, 01-M-26*, 01-M-27*, 05-M-16a*, 05-M-25*, 05-M-26*, 05-M-27b*, 05-M-37, 05-M-48*, 05-M-50*, 05-M-64, * : roches analysées à la microsonde).

Les théralites sont des roches basiques grenues mélanocrates à grain généralement moyen (1-2mm) facilement différenciables sur le terrain des syénites à néphéline mésocrates qui les contiennent en enclaves de quelques cm à plusieurs dizaines de mètres. Elles sont sans doute dispersées dans tout le cœur alcalin. Au pied des collines 1 et 2 deux gros ensembles de théralite pluridécimétriques (Fig. 8, Fig. 9c) pourraient être injectés dans les syénites à néphéline. La forme arrondie des enclaves et de leurs bordures (Fig. 9a et Fig. 9b) peut également suggérer une mise en place simultanée des théralites et des syénites.

Les théralites ne sont pas les seules roches basiques présentes dans le cœur alcalin. Des filons de roches microlithiques (05-M-60, 05-M-62, 05-M-78, 05-M-84c) minéralogiquement identiques aux théralites coupent les syénites à néphéline ou à quartz (Fig. 9d). Il s'agit de basanites. Ces dernières peuvent également être recoupées par les syénites (05-M-84c). Elles seront présentées séparément des théralites.

Les théralites sont des roches peu communes, l'usage du terme par les auteurs et donc sa définition sont variables, quelques commentaires s'imposent donc.

Benson (1942), dans sa description des roches du complexe de Waiholā (Nouvelle-Zélande), utilise le terme « théralites » conformément à la définition de Rosenbush et Osann (1922) : roche à grains sub-automorphes, à clinopyroxène (augite titanifère) dominant, plagioclase calco-sodique et néphéline avec possiblement sodalite et comme minéraux accessoires biotite, hornblende, olivine, oxydes et apatite. Il reconnaît à ces roches un caractère cumulatif. Pour Lacroix (1920) le feldspath potassique est rare ou absent, Johannsen (1938) exclut totalement les roches contenant du feldspath potassique de la définition des théralites. Comme nous le verrons plus tard, le feldspath alcalin peut être secondaire.

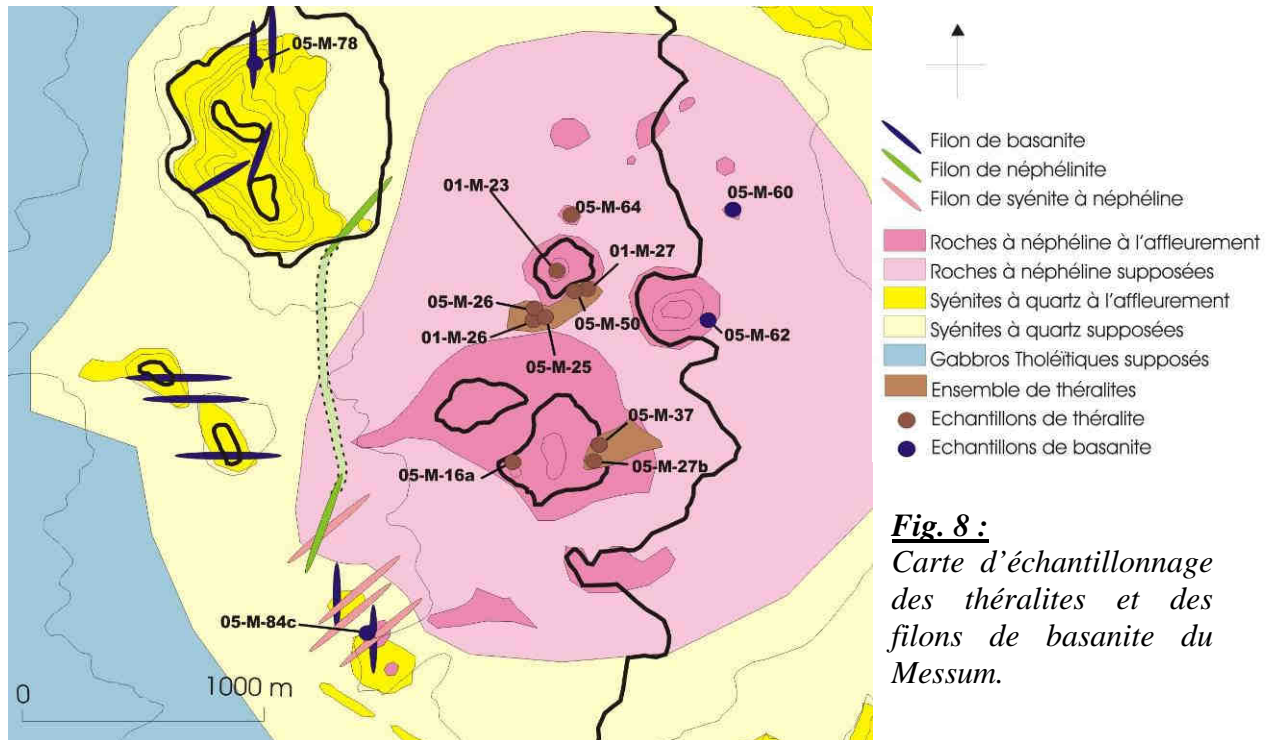


Fig. 8 :
Carte d'échantillonnage des théralites et des filons de basanite du Messum.

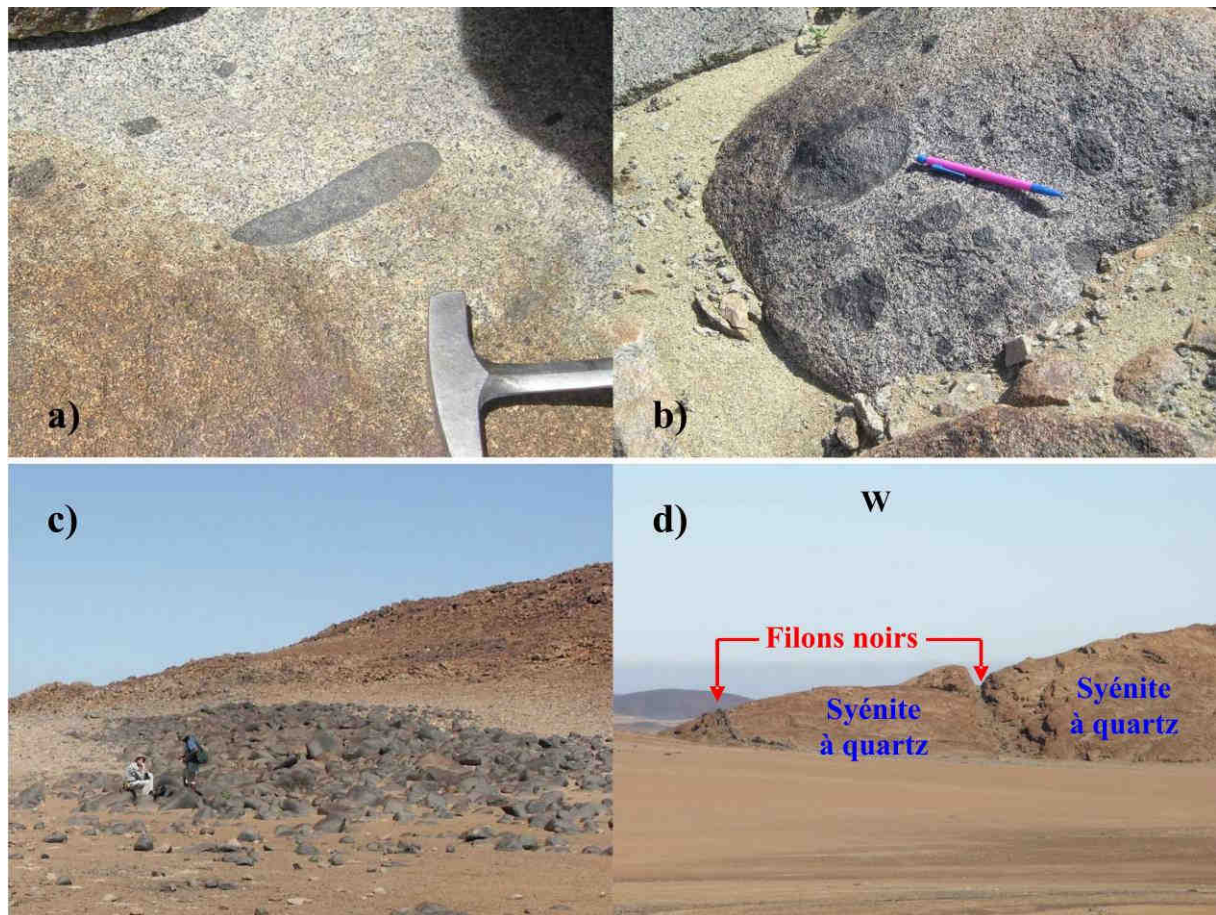


Fig. 9 : a) et b) Enclaves arrondies de théralite (noire) dans une syénite à néphéline. c) Ensemble décimétrique de théralite dans les syénites à néphéline à l'est de la colline 1 (Echantillon 05-M-37). d) Filons de basanite recoupant les syénites à quartz (sud de Little Cave Hill).

Plus tard, Williams et al. (1958), Hatch et al. (1961) puis Carmichael et al. (1974), signalent la présence de feldspath potassique dans les théralites. Ainsi, selon Williams et al. (1958) le mode des théralites de Crazy Mountains (Montana, USA), pour lesquelles Rosenbush avait introduit le terme de théralite est: augite 38, orthoclase 20, néphéline 14, sodalite ± haüyne 10, biotite 7, oxydes 6, olivine 2, aegyrine 2 et apatite 1. Il est intéressant de noter que la définition du terme s'appuie sur une erreur de détermination, Rosenbush ayant confondu feldspath alcalin et plagioclase. En fait, les roches de Crazy Mountain contiennent très peu de plagioclase. Carmichael définit les théralites comme des gabbros à olivine contenant plagioclase calcique, orthoclase (ou anorthoclase), néphéline, hornblende brune et biotite mineure. Henderson et Gibbs (1983) décrivent dans les théralites différentes relations entre le plagioclase et le feldspath alcalin, suggérant des statuts différents. Nous reviendrons sur ce point plus loin.

Pour Le Maitre (2002), les théralites sont des gabbros (plagioclase $An > 50$) à néphéline et augite titanifère. L'olivine est une phase d'abondance très variable. Mais il s'agit d'une définition modale et peu pétrologique car elle n'impose aucune relation entre les minéraux.

Ces brefs rappels montrent la confusion entourant le terme de théralite. Cependant, conformément à la définition initiale de Rosenbush, tous les auteurs s'accordent pour définir les théralites comme des roches à plagioclase « calcique » et néphéline. Cette association considérée impossible est à l'origine du mot théralite : roche monstrueuse. Le clinopyroxène semble toujours présent. L'importance des autres ferromagnésiens : olivine, amphibole, ou biotite est plus discutée. Le clinopyroxène et l'olivine ont un caractère automorphe bien marqué, le plagioclase peut l'être et la néphéline apparaît interstitielle. Ces quatre minéraux et leurs relations semblent donc caractéristiques de ces roches, et forment ce que l'on peut appeler la paragenèse théralitique.

Les contradictions apparentes associées à la présence d'autres minéraux résultent sans doute du fait qu'il est difficile de considérer ces roches comme des liquides. Elles présentent un caractère cumulatif (Benson, 1942). Le liquide interstitiel ne devant pas nécessairement être en équilibre avec les phases cumulatives, de nombreuses réactions peuvent se produire.

Il est naturel de s'interroger sur le liquide ayant pu donner cette association théralitique. Les basanites, telles que définies par Le Maître (2002) sont de bons candidats. Dans le Tableau 2, sont répertoriées les analyses chimiques de théralites et basanites du Messum (Harris 1995, Harris et al. 1999, Harris com. pers.) et celles de basanites de East Otago Volcanic Province (New Zealand)(Coombs et Wilkinson 1969). On note de fortes similitudes, mais compte tenu de ce qui vient d'être dit plus haut, il paraît plus important de s'appuyer sur des arguments minéralogiques. Les basanites contiennent : clinopyroxène, olivine, plagioclase calcique et néphéline. Comme nous le verrons plus loin, dans le Messum, les minéraux des deux types de roches ont des compositions équivalentes renforçant le point de vue que les basanites peuvent être prises comme les liquides à l'origine des minéraux de l'association théralitique.

Dans le cas des théralites à feldspaths alcalins, voire à aegyrine (Williams et al., 1958 ; Hatch et al., 1961 ; Carmichael et al., 1974), la différence entre la roche totale et l'association théralitique est équivalente à une syénite (feldspath alcalin, clinopyroxène aegyrique) peut-être à néphéline. Ainsi même Rosenbush (1907) décrit des auréoles de feldspath potassique autour des plagioclases des théralites de Crazy Mountains (Montana, USA). Il semble donc

que l'on ait superposition d'une paragenèse théralitique et de minéraux cristallisant à partir d'un « liquide » évolué. Ce dernier peut être résiduel et injecté tardivement.

J'ai appelé théralite les roches contenant une association minérale théralitique à clinopyroxène alumineux, olivine, plagioclase calcique, néphéline et ne contenant pas ou très peu de feldspaths alcalins. Cela reprend l'usage de Benson. Comme on peut le voir en Fig. 10, les roches du complexe de Waihola (Nouvelle-Zélande) décrites par Benson (1942) sont très comparables à celles du Messum. L'augite titanifère est très alumineuse (7.60 % de Al_2O_3 , Benson, 1942). D'ailleurs à chaque fois que le terme « augite titanifère » est employé et que l'on dispose de la composition du minéral, on se rend compte que la caractéristique principale de ces augites est leur forte teneur en aluminium.

	Théralites du Messum par Harris et al.					Basanites du Messum par Harris et al.			Basanites de Coombs et Wilkinson (1969)			
	MC-01	MC-02	MC-03	MC-05	MC-47	MC-17	MC-18	MC-49	1	2	3	4
SiO ₂	46.50	46.91	44.61	44.39	46.66	48.701	45.657	50.407	41.65	42.78	42.40	42.49
TiO ₂	1.39	1.38	1.56	1.59	1.44	1.257	1.264	1.874	1.96	1.96	1.72	2.98
Al ₂ O ₃	15.65	16.40	15.78	15.62	15.92	19.506	17.032	19.53	15.17	13.62	14.05	13.57
FeO tot	9.47	9.22	9.97	9.98	9.33	8.221	9.547	8.556				
Fe ₂ O ₃									3.84	4.16	3.27	4.17
FeO									9.59	9.34	9.95	9.04
MnO	0.18	0.18	0.19	0.19	0.18	0.2	0.192	0.21	0.21	0.20	0.20	0.18
MgO	10.06	8.79	8.43	8.74	9.11	3.483	7.789	3.135	7.64	8.00	8.57	9.79
CaO	10.92	10.09	12.74	13.08	10.36	7.006	10.872	6.796	10.72	10.73	10.79	11.47
Na ₂ O	3.70	4.36	4.21	4.05	4.27	7.631	4.638	4.931	4.10	3.55	4.00	3.52
K ₂ O	1.74	2.24	2.05	1.94	2.29	3.402	2.404	3.545	1.20	1.80	1.60	0.60
P ₂ O ₅	0.40	0.44	0.48	0.44	0.44	0.593	0.607	1.015	0.67	0.54	0.58	0.59
H ₂ O (+ et -)									3.16	3.04	2.72	1.96
TOTAL	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100	100	100	99.91	99.72	99.85	100.36
LOI	1.46	1.44	1.83	2.30	1.42	2.055	3.158	1.797				

Tableau 2 : Compositions roches totales de théralites et basanites du Messum (Harris et al., 1999) et de basanite à néphéline de East Otago Volcanic Province, New Zealand (Coombs et Wilkinson, 1969).

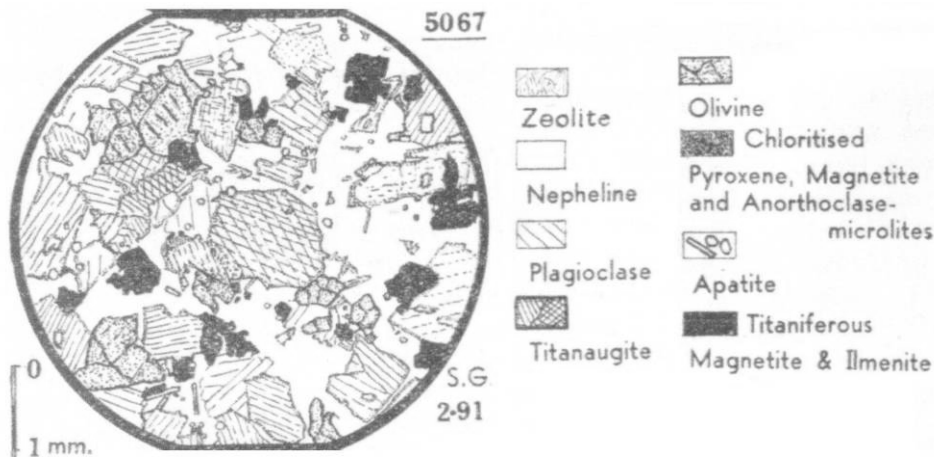


Fig. 10 : Comparaison entre théralites de Waihola (Nouvelle-Zélande) (dessin de Benson, 1942) et du Messum, échantillon 05-M-25. Le clinopyroxène (Cpx) est le ferromagnésien le plus abondant. Plagioclase (Pl) et néphéline (Ne) sont respectivement automorphe et interstitiel. Les oxydes sont des titano-magnétites (Ti-Mt) démixées. Ol : olivine, Bt : biotite.

Il faut garder à l'esprit que les roches sombres du Messum dont nous venons de parler présentent une assez grande variabilité. Si le plagioclase calcique et la néphéline sont toujours présents, certaines ne contiennent pas d'olivine et de rares clinopyroxènes alumineux, une amphibole calcique est alors le ferromagnésien dominant. J'utiliserai le terme d' « essexite » pour distinguer ces roches.

Dans le complexe, les théralites sont des roches à olivine, clinopyroxène brun (alumineux) et plagioclase automorphes. La néphéline est tardive par rapport à ces minéraux, interstitielle ou poecilitique donnant localement à la roche une structure de hétéradcumulat (Wager et al., 1960). Mais aucune structure litée n'a été observée dans ces roches. Ce sont par ailleurs des roches complexes avec développement de pargasite, de biotite, et d'un pyroxène vert peu alumineux. A côté des silicates, on y trouve des titano-magnétites très démixées et de l'apatite que nous ne décrivons pas, et des spinelles, minéraux les plus précoces de ces roches qui n'ont pas encore été décrits dans le complexe.

1 - L'olivine

L'olivine est le silicate le plus précoce. Du point de vue morphologique, on distingue deux populations : les unes automorphes, les autres ne présentant pas de faces et ayant un aspect globuleux (Fig. 11). Ces deux types coexistent dans un certain nombre d'échantillons (01-M-23, 05-M-16a, 05-M-27b). Les olivines des deux types présentent des signes de réaction avec le milieu environnant.

Chimiquement, ces olivines semblent distinctes (Tableau 3, Fig. 12). Les olivines automorphes sont zonées normalement d'un cœur très magnésien (Fo85) jusqu'à une bordure plus riche en fer (Fo65), dans quelques cas on atteint Fo55. Au contraire, les olivines non automorphes sont non zonées et peu magnésiennes, avec une composition comprise entre 58 et 62 % de forstérite. Mais leur domaine de composition recouvre de manière significative celui des bordures des olivines automorphes (Fig. 12). Il est donc difficile d'exclure la possibilité que ces deux types n'en fassent qu'un seul. Par ailleurs, les deux contiennent des spinelles très semblables qui seront discutés plus loin.

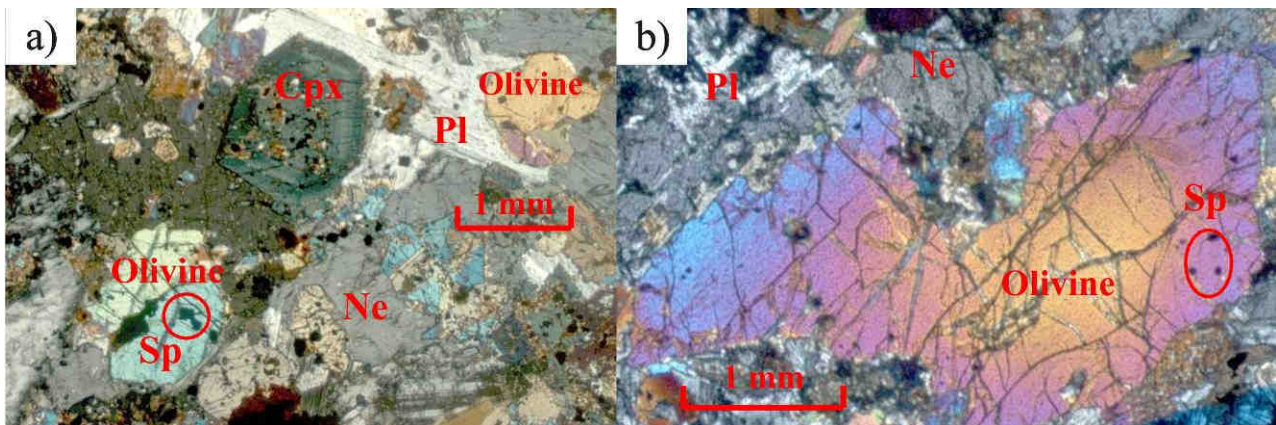


Fig. 11 : Exemples d'olivine a) Olivine non automorphe et non zonée (Echantillon 01-M-26) b) Olivine automorphe fortement zonée (05-M-27b). On notera l'aspect corrodé des faces de l'olivine. Sur les deux exemples, on distingue nettement les spinelles chromifères en inclusion. Ne : néphéline, Pl : plagioclase, Sp : spinelle, Cpx : clinopyroxène. Photos en lumière polarisée analysée (LPA).

L'olivine est parfois incluse dans le clinopyroxène. Le clinopyroxène brun alumineux très zoné peut contenir dans une même zone de croissance deux olivines chimiquement très différentes, l'une Fo₈₁ et l'autre Fo₆₅ (Fig. 13). Il y a donc eu à un stade de l'évolution des théralites, au moins deux populations d'olivine distinctes. Les olivines riches en fer et globuleuses ne sont donc pas des sections particulières des cristaux zonés et automorphes, mais des cristaux indépendants. Cette observation indique que les olivines peuvent être soit des cristaux cumulés, soit avoir différentes origines, certains pouvant être des xénocristaux.

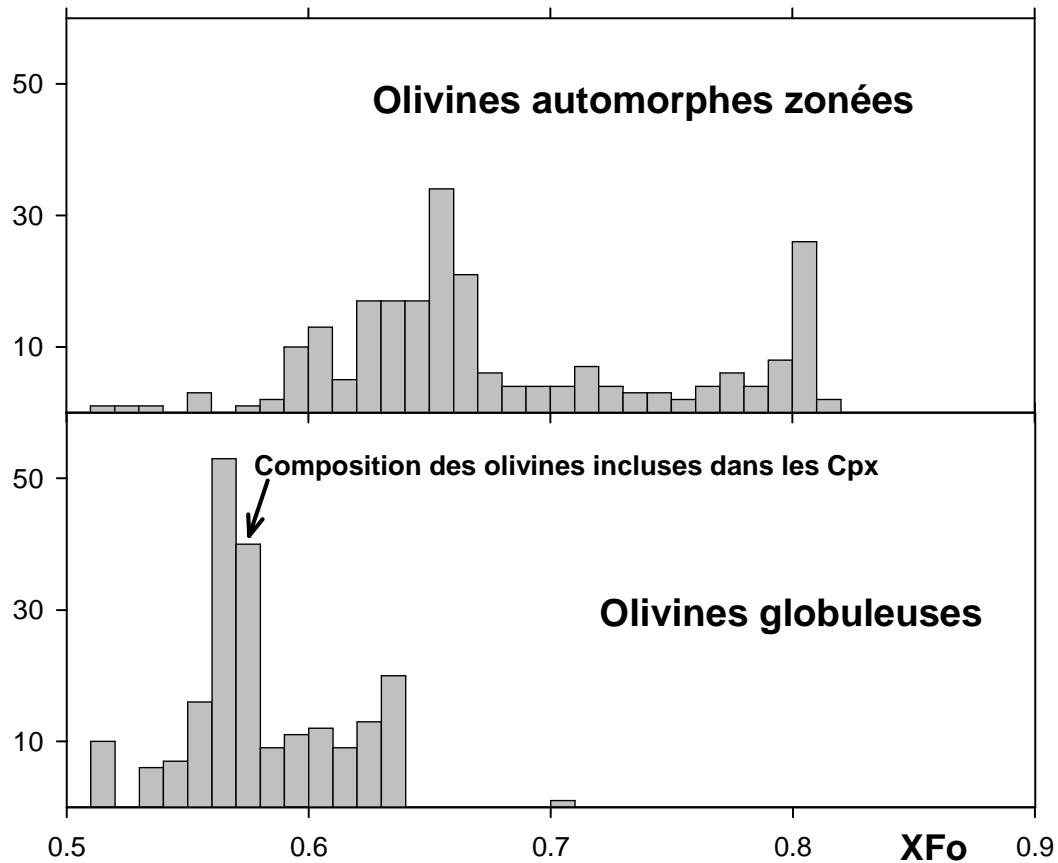


Fig. 12 : Histogrammes de composition des olivines des théralites en fonction de leur habitus.. On distingue bien les deux populations d'olivines : les olivines globuleuses riches en fer auxquelles j'ai associé les inclusions d'olivine riches en fer dans les clinopyroxènes, et les olivines automorphes riches en magnésium et zonées. Les histogrammes ne reflètent pas les distributions réelles des compositions, mais celles des points analysés.

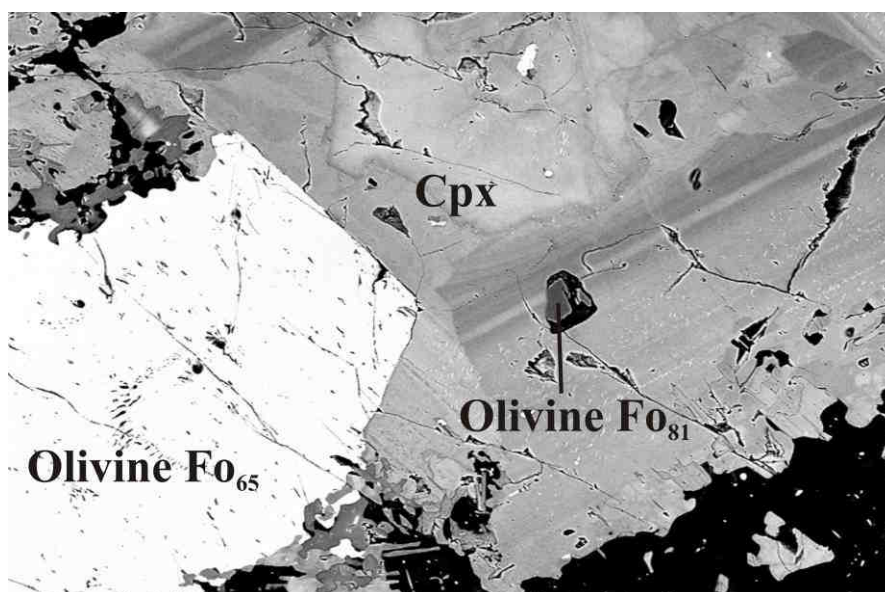


Fig. 13 : Image MEB en électrons rétrodiffusés (théralite 01-M-23). Dans la même zone de croissance du clinopyroxène, deux olivines de compositions contrastées coexistent.

	01-M-23		01-M-26		01-M-27		05-M-16a			05-M-27b			05-M-25			05-M-26	
	centre	bord	centre	bord	centre	bord	centre	bord	bord	centre	bord	Dans Cpx	centre	bord	Dans Cpx	centre	bord
SiO2	37.64	36.38	36.27	35.86	35.86	36.38	37.52	35.41	36.58	39.33	35.69	34.86	37.87	36.43	34.86	40.51	35.38
TiO2	0.00	0.03	0.00	0.07	0.05	0.03	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.13	0.04	0.00	0.06
Al2O3	0.03	0.27	0.02	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.05	0.04	0.04	0.00	0.07	0.06	0.02	0.05	0.00
Cr2O3	0.30	0.02	0.31	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.06	0.01	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	28.15	31.00	32.28	34.56	33.29	32.80	25.33	37.18	30.41	13.73	35.04	37.53	21.51	25.48	35.07	16.75	35.52
MnO	0.83	1.10	0.96	1.05	0.84	0.80	0.75	1.65	1.39	0.19	0.89	0.94	0.72	0.74	1.30	0.25	1.14
MgO	33.90	30.48	30.74	28.40	29.98	29.83	35.09	25.75	30.98	45.35	27.49	25.08	37.10	36.00	27.52	40.22	25.85
CaO	0.12	0.32	0.16	0.15	0.15	0.19	0.20	0.07	0.12	0.17	0.29	0.19	0.09	0.13	0.08	0.19	0.17
BaO	0.03	0.02	0.05	0.12	0.00	-0.06	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.11	0.00	0.00
Na2O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	-0.02	0.03	0.00	0.02
K2O	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.06
Total	101.02	99.67	100.78	100.27	100.36	100.06	99.61	100.11	99.58	98.94	99.48	98.64	97.65	99.05	99.13	97.97	98.29
Formule structurale :																	
Si	1.000	0.997	0.989	0.995	0.989	1.002	1.002	0.999	1.001	0.993	1.000	0.999	1.010	0.979	0.986	1.043	1.009
Ti	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000	0.001
Al	0.001	0.009	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.002	0.001	0.001	0.000
Cr	0.006	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.625	0.710	0.736	0.802	0.768	0.755	0.565	0.877	0.696	0.290	0.821	0.899	0.479	0.573	0.829	0.361	0.847
Mn	0.019	0.025	0.022	0.025	0.020	0.019	0.017	0.039	0.032	0.004	0.021	0.023	0.016	0.017	0.031	0.005	0.028
Mg	1.342	1.245	1.249	1.175	1.233	1.225	1.397	1.083	1.263	1.707	1.148	1.072	1.474	1.443	1.160	1.544	1.099
Ca	0.003	0.009	0.005	0.004	0.004	0.006	0.006	0.002	0.004	0.005	0.009	0.006	0.003	0.004	0.002	0.005	0.005
Ba	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Na	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001
K	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002
total	2.997	2.999	3.008	3.005	3.016	3.009	2.997	3.002	2.998	3.001	3.001	3.001	2.988	3.020	3.014	2.959	2.993
% Fo	67.58	62.86	62.62	59.59	61.61	61.61	71.71	54.54	63.63	85.85	58.58	54.54	75.75	71.71	57.57	81.81	56.56

Tableau 3 : Compositions d'olivines des théralites. Dans les échantillons 01-M-23, 01-M-26 et 01-M-27 les olivines sont en très grande majorité des olivines globuleuses riches en fer. Dans les quatre autres échantillons, les olivines sont presque toutes automorphes et zonées et possèdent un cœur magnésien. Formules structurales calculées sur 4 oxygènes.

Comme nous venons de l'indiquer, les olivines présentent toutes des signes de réaction. Ces traces sont de trois genres :

1) Des auréoles complexes à clinopyroxènes proches du pôle diopside (analyses 6 et 18, Tableau 5), phlogopite (analyses 16 et 17, Tableau 7), magnétite et chlorite plus ou moins développées autour d'olivines bien identifiées. Des agrégats minéralogiquement similaires communément observés sont interprétés comme des fantômes d'olivines totalement transformées (Fig. 14).

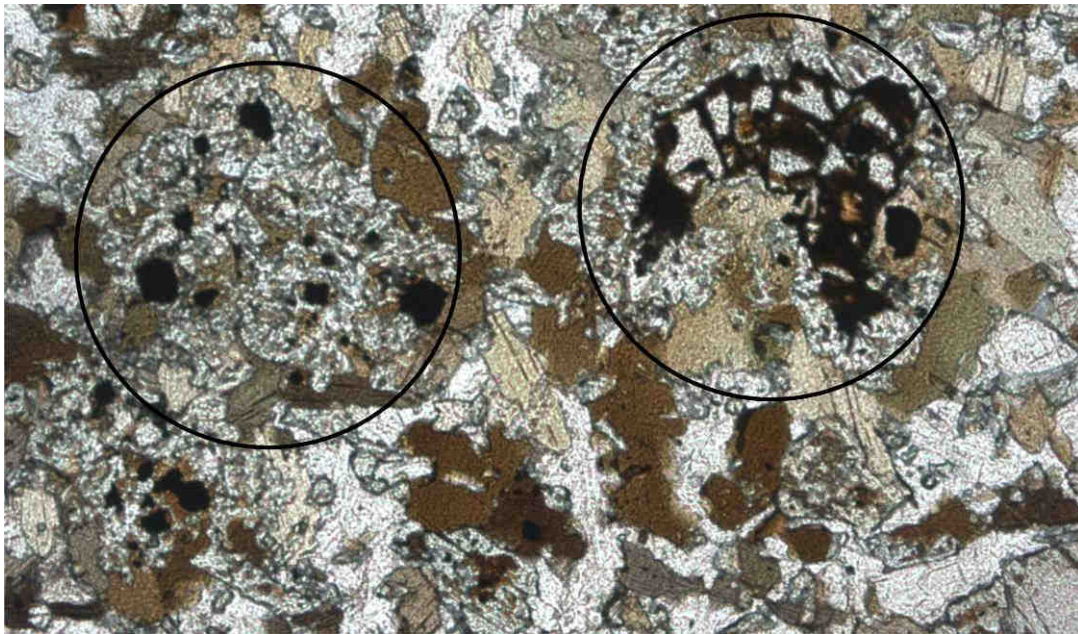
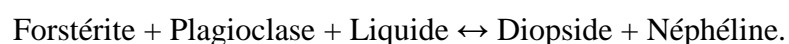


Fig. 14 : Deux agrégats à phlogopite, diopside et Ti-magnétite contenant une relique d'olivine à droite, ou interprété comme un fantôme d'olivine à gauche (Echantillon 05-M-16a). Diamètre des cercles : 1mm. Photo en lumière polarisée non analysée (LPNA).

2) Plus rarement (éch. 01-M-27 et 05-M-50), au contact d'un plagioclase calcique (An_{60}), elle participe à une réaction donnant une symplectite à clinopyroxène non alumineux et néphéline (Fig. 15). Des symplectites à néphéline et diopside ont été décrites par Tilley et al. (1961) à Haliburton-Bancroft (Ontario, Canada) et par Benson (1942) dans des théralites de Waihola (Nouvelle-Zélande), mais les auteurs n'en donnent aucune description précise, et en particulier des minéraux réactifs impliqués dans la formation de cette symplectite. Il serait intéressant de comparer les deux situations, l'une magmatique, l'autre métamorphique. Nous retrouverons ailleurs des symplectites équivalentes impliquant d'autres minéraux : amphibole, biotite ou spinelle. Les compositions du pyroxène et de la néphéline des symplectites seront discutées dans les sections relatives à ces minéraux.

Provisoirement, on peut écrire la réaction sous la forme :



Cependant, il est nécessaire pour équilibrer la réaction d'apporter du sodium (dans le liquide du membre de gauche). La réaction traduit donc clairement une augmentation de

l'activité des alcalins dans le milieu. Cette réaction sera discutée plus loin plus loin (Chapitre IV).

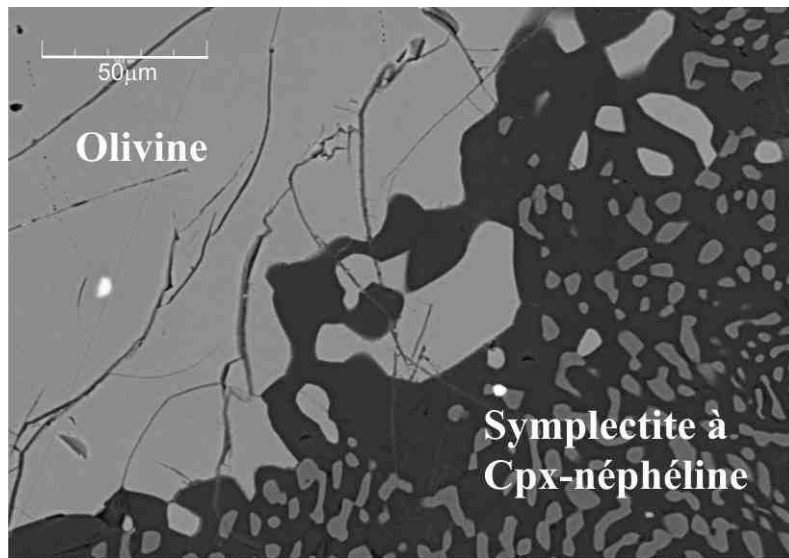


Fig. 15 : Symplectite à clinopyroxène-néphéline se développant aux dépens d'une olivine (angle supérieur gauche) et d'un plagioclase non visible situé à droite (Ech. 01-M-27). Photo en électrons rétrodiffusés au MEB.

3) Enfin, dans de très nombreux cristaux d'olivine, on observe de petits vermicules opaques (Fig. 16a) leur disposition définit des lamelles positionnées dans les plans de clivage de l'olivine. On peut individualiser jusqu'à trois directions différentes de ces lamelles de magnétite. Hatch et al (1961), et Putnis (1979) rapportent une description très comparable pour des olivines de Mooihoek (Bushveld, Afrique du Sud) (Fig. 16b), et de Rhum (Inner Hebrides, Ecosse), mais n'ont pu fournir d'analyses chimiques des phases mises en jeu.

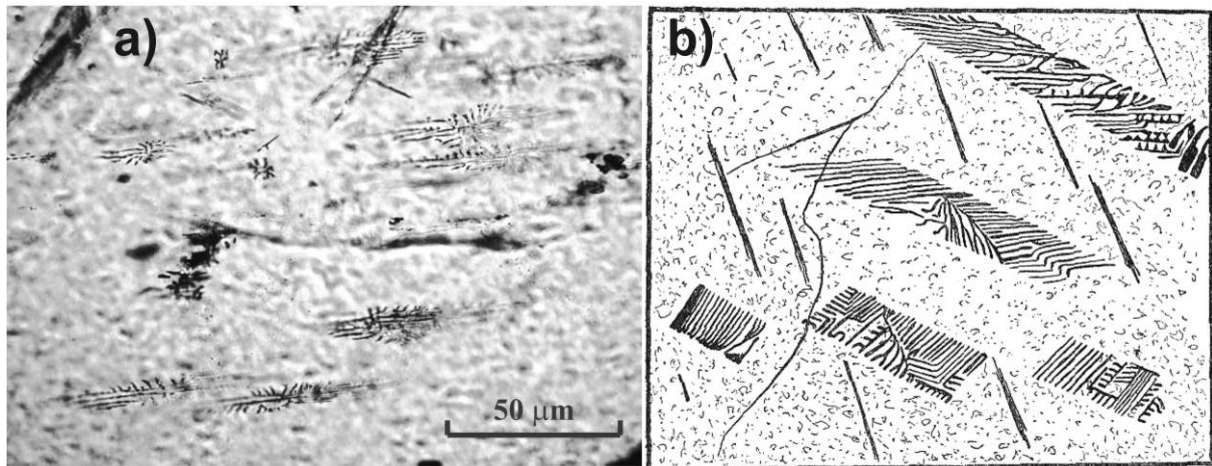


Fig. 16 : a) Vermicules de magnétite dans une olivine (Echantillon 05-M-27b). b) Dessin d'exsolutions de magnétite dans une olivine FO_{30-50} , Mooihoek, Bushveld, Afrique du Sud (Hatch et al., 1961).

En étudiant au MEB (Fig. 17) ces inclusions, on constate qu'entre les vermicules de magnétite s'expriment un diopside et une amphibole en plus faible proportion. Ces trois objets de très petites dimensions ne sont pas analysables à la microsonde électronique. Leur composition a été estimée au MEB par EDS. (Fig. 18).

Hatch et al. (1961) (voir Fig. 16b), Putnis (1979) et Franz et al (2000) décrivent le développement de magnétite dans les olivines de Mosihoek (Busveld), Halligal (Unité B-14, Rhum) et des nodules de péridotite du volcan Tubaf (Nouvelle-Guinée), respectivement.

La description de Putnis (1979) est la plus proche de la notre, à l'exception de la présence d'amphibole qui n'est pas rapportée. Il décrit des lamelles se terminant en fuseau et disposées selon deux familles de plans de l'olivine {101}. Elles contiennent magnétite et clinopyroxène avec une relation structurale constante, mais sans relation structurale particulière avec l'olivine hôte (Fo85). Leur relation structurale constante plaide en faveur d'une cocrystallisation lors de l'exsolution.

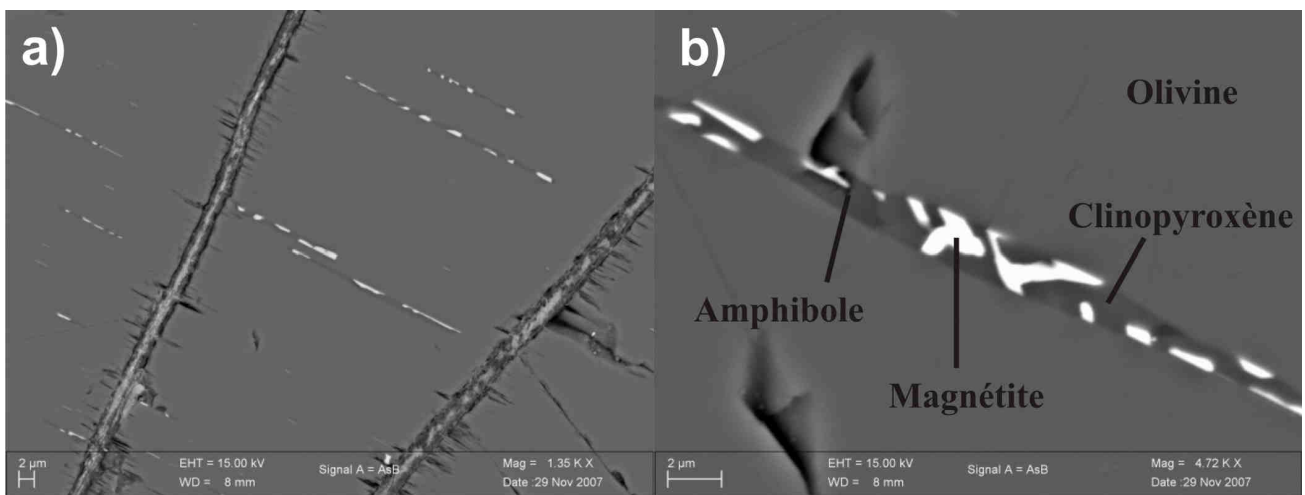


Fig. 17 : Images MEB en électrons rétrodiffusés des “lamelles” à magnétite, clinopyroxène et amphibole dans une olivine (Echantillon 05-M-25).

S'il est possible d'exsolver de la magnétite d'une olivine, et même du diopside (les olivines des théralites peuvent contenir jusqu'à 0.3 % de CaO), il semble plus difficile de produire ainsi de l'amphibole, le sodium et l'aluminium nécessaire (Fig. 18) étant très peu présents dans l'olivine. Il est donc probable qu'au moins l'amphibole ne soit pas le résultat direct d'une exsolution mais d'une cristallisation tardive dans les plans de clivage. Ces exsolutions de magnétite et pyroxène s'expliquent par une oxydation accompagnant le refroidissement. Positionnées dans les plans de clivage, elles ouvrent ceux-ci et permettent la circulation de fluides apportant les alcalins et l'aluminium indispensable à la formation d'amphibole.

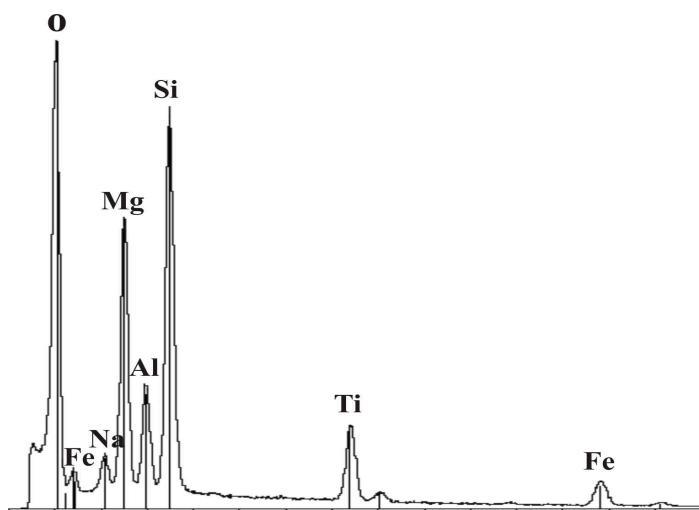


Fig. 18 : Spectre EDS d'une amphibole associée aux magnétites cristallisant dans les olivines.

2 - Les spinelles

En plus des exsolutions de magnétite, les olivines contiennent des inclusions de spinelles chromifères automorphes. Ces minéraux n'ont pas encore été décrits dans le Messum. Or ce sont des traces importantes sur l'origine des magmas. Les spinelles ne sont pas les seuls oxydes présents, la titano-magnétite est omniprésente dans les théralites. Une continuité chimique entre ces deux groupes ne peut être exclue. Mais les deux groupes se distinguent très bien par leur teneur en TiO_2 , inférieure à 1% dans les spinelles et atteignant quelques pourcents dans les magnétites.

Ces minéraux montrent communément des traces de rééquilibrage plus ou moins tardifs :

- exsolutions dans les magnétites ou
- juxtaposition de granules de chimie très contrastée pour les spinelles.

On trouve également les spinelles en inclusions dans les clinopyroxène bruns. Dans ces derniers, à une exception près, ils ne sont pas chromifères. De couleur verdâtre, ils montrent de nombreuses taches opaques très petites. Une seule de ces taches a pu être analysée. Ces taches correspondent, sur la base de l'unique analyse et des données MEB, à des spinelles très riches en fer trivalent, proches des magnétites. Leur proportion, difficile à estimer, ne semble pas excéder 25%.

Dans les deux types d'olivines, de très nombreux "grains automorphes" apparaissent clairement constitués de deux parties analysables : l'une alumineuse, l'autre ferrique. Les analyses des différentes parties associées et parfaitement identifiées sont reportées en Fig. 19a. Leurs teneurs en chrome sont comparables avec un $\text{Cr}\#$ ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Fe}^{3+}+\text{Al})$) compris entre 0.2 et 0.3. La partie ferrique est également ici la moins abondante (<25%). Les compositions se distribuent selon le solvus des spinelles $(\text{Fe},\text{Mg})(\text{Cr},\text{Al},\text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$ calculé à partir de données expérimentales par Sack et Ghiorso (1991) pour des spinelles en équilibre avec un olivine Fo80 vers 600°C. Ce solvus est peu sensible à la composition de l'olivine. Rappelons que les olivines des théralites ont des compositions variant entre Fo60 et Fo80.

A nombreuses occasions, il n'a pas été possible de distinguer différentes parties dans les grains. Les compositions correspondantes sont reportées en Fig. 19b. Elles se placent de part et d'autre de la limite alumineuse du solvus des spinelles. Cependant, celles situées à l'extérieur du solvus correspondent toutes à des inclusions dans les olivines magnésiennes et automorphes. Compte tenu de ce qui vient d'être dit, il est probable que celles situées à l'intérieur du solvus, correspondant majoritairement à des olivines peu magnésiennes, soient des mixtes entre une partie alumineuse abondante et une partie ferrique peu abondante et non observée pour les grains analysés.

Le $\text{Mg}\#$ des spinelles est comparé à celui de la phase hôte : olivine ou clinopyroxène (Fig. 20). Comme montré par Jamieson et Roeder (1984), l'équilibre $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$ entre spinelle et silicate (olivine) dépend fortement de la composition du spinelle et de la température. Plus le spinelle est chromifère et ferrique, plus le Kd ($(\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{hôte}}/(\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{sp}}$) est élevé. De la même manière, le Kd augmente lorsque la température diminue. A haute température, le Kd est proche de 1 pour les spinelles alumineux. En distinguant, les spinelles en fonction de leur $\text{Al}\#$, on note que le Kd est d'autant plus élevé que le $\text{Al}\#$ est faible, et que même pour les spinelles très alumineux, il s'écarte significativement de 1.

On est donc conduit à considérer que les spinelles sont en équilibre avec la phase hôte, mais cet équilibre correspond à des températures faibles, voire sub-solidus.

L'évolution chimique des spinelles est ici difficile à définir sur la base des informations disponibles. La première difficulté vient du fait qu'ils sont démixés et que leur composition initiale ne peut être définie avec précision. Cependant, il semble que le spinelle "homogène" soit fortement alumineux. Les données expérimentales de Maurel et Maurel (1982) montrent qu'une faible activité en silice favorise le spinelle alumineux au détriment du spinelle chromifère. Par ailleurs, Dick et Bullen (1984) considèrent que seuls des magmas à faible rapport Si/Al peuvent cristalliser des spinelles alumineux. Le caractère tétraédrique de l'aluminium du clinopyroxène plaide en faveur d'une faible activité de Si (Kuno 1960, le Bas 1962) propice à la cristallisation d'un tel spinelle. La seconde difficulté vient de l'apparente non continuité de composition entre les spinelles des olivines et ceux des clinopyroxènes. Cependant, la « variation » en Cr est conforme à une cristallisation précoce du spinelle, puis de l'olivine et enfin du clinopyroxène alumineux non chromifère qui conduit à un appauvrissement rapide du liquide en Cr et donc à des spinelles tardifs moins, à peu ou pas chromifères dans des liquides à faible activité en silice.

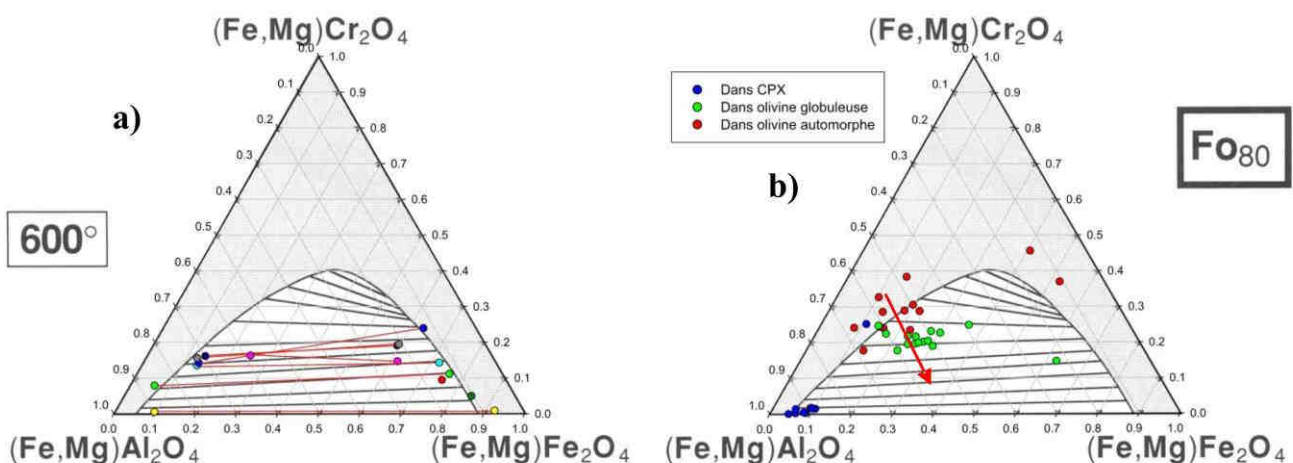


Fig. 19 : Compositions des spinelles. a) Analyses de couples de spinelles associés dans les inclusions. Les grains d'une même inclusion sont liés, et sont représentés par la même couleur. b) Analyses d'inclusions paraissant monophasées. Inclusions dans les olivines automorphes en rouge, dans les olivines globuleuses en vert, et dans les clinopyroxènes en bleu.

Le solvus ou domaine d'immiscibilité a été calculé pour un équilibre à 600°C avec une olivine Fe_{80} (Sack et Ghiorso, 1991).

L'évolution magmatique des spinelles montre un enrichissement en Fe^{3+} au détriment de Cr et Al (Romick et al 1990, Arculus 1978, Marcelot et al., 1981) (Fig. 19b). Comme montré par Hill et Roeder (1974), cette évolution peut être continue ou non jusqu'à la magnétite. Mais, une co-cristallisation de spinelles chromifères et alumineux dans un même liquide est hautement improbable (Maurel et Maurel, 1982, Sack et Ghiorso, 1991).

Les titano-magnétites sont postérieures aux spinelles dont nous venons de discuter. Elles sont présentes en inclusions abondantes dans le pyroxène vert et les biotites. Montrant de nombreuses traces de rééquilibrage, il est difficile de caractériser leur composition. Elles

contiennent parfois jusqu'à 8% de Cr_2O_3 (Tableau 4 : 44, 48, 49, 50) et quelques pourcents d' Al_2O_3 , mais se distinguent toujours des spinelles par leur forte teneur en TiO_2 . Les compositions intermédiaires entre spinelles et magnétites : riches en Cr_2O_3 et TiO_2 correspondent aux opaques présents dans les zones de déstabilisation de l'olivine (Fig. 14), elles résultent du rééquilibrage des spinelles chromifères inclus dans les olivines lors de leur déstabilisation, elles sont généralement associées à une biotite très pauvre en titane (voir Tableau 7).

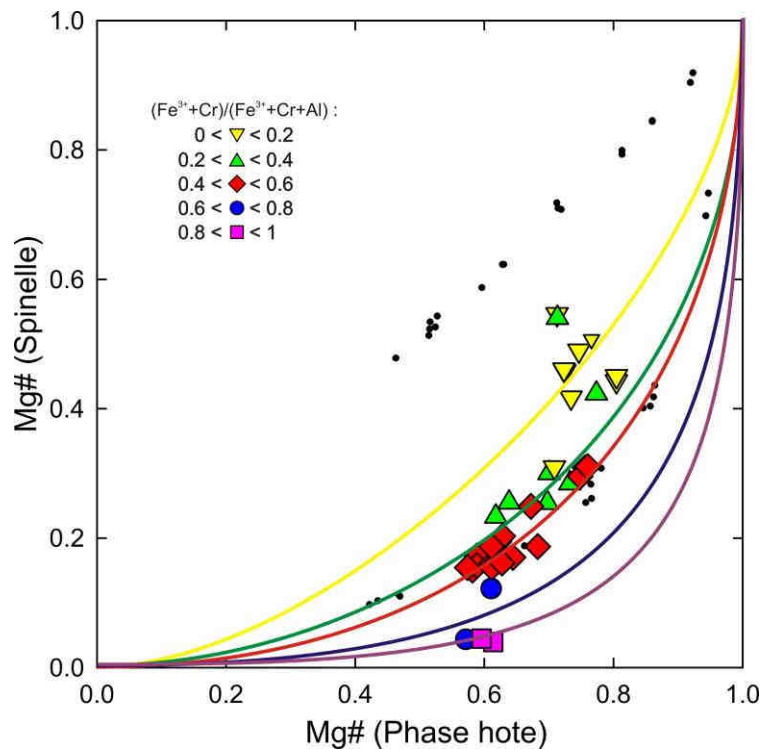


Fig. 20 : Comparaison des Mg# des spinelles et de leur phase hôte, olivine ou clinopyroxène. Plus le rapport $(\text{Fe}^{3+} + \text{Cr}) / (\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al})$ est petit, le le Mg# des deux phases est proche. Les petits points noirs correspondent aux données expérimentales de Jamieson et Roeder (1984) d'équilibres spinelle-olivine à 1300°C pour des compositions de spinelles soit complètement alumineux, soit complètement ferriques.

3 - Les clinopyroxènes

Les cristaux de clinopyroxène sont souvent des objets complexes composés de plusieurs générations se développant l'une sur l'autre. De nombreux cristaux apparaissent composés de deux parties : un cœur brun et une périphérie verdâtre de compositions distinctes. Ces deux types de pyroxènes existent aussi en cristaux indépendants. Ils seront décrits séparément.

Les cœurs, bruns à incolores, montrent une succession oscillatoire de nombreuses zones très automorphes et concentriques caractéristiques d'une croissance en milieu magmatique, possèdent un fort caractère dispersif et polarisent dans des teintes bleutées. Ils apparaissent précoces, bien qu'au moins en partie postérieurs à l'olivine qu'ils contiennent en inclusions. Ils contiennent également des grains de spinelles alumineux, ou chromifères (voir la partie précédente sur les spinelles), et parfois de petits cristaux tabulaires de plagioclase An₇₀ accolés parallèlement aux zones de croissance.

Certaines zones de croissance apparaissent grisées ou turbides par la présence de très nombreuses lamelles de titano-magnétite disposées selon deux directions dans le plan de symétrie du pyroxène (Fig. 21). Cette disposition suggère qu'il s'agit d'exsolutions. Grapes (1975) décrit dans des titanaugites de Blue Mountain Complex (Nouvelle-Zélande) dont la composition chimique est très proche de celle des cœurs bruns de clinopyroxène du Messum, des exsolutions très semblables, mais d'ilménite.

Dans les gabbros tholéitiques du Messum, les clinopyroxènes semblent presque opaques à cause de la grande abondance de telles lamelles de titano-magnétite. Renne et al. (2002) expliquent leur formation par l'oxydation accompagnant le refroidissement des roches. Mais d'autres explications peuvent être avancées. En effet, ces magnétites ne sont pas systématiquement observées dans les pyroxènes de par le monde. Dans l'intrusion stratifiée de Kiglapait (Labrador), autre massif alcalin, Morse et Ross (2004), s'appuyant sur les travaux expérimentaux de Kushiro (1972) et Longhi (1987), expliquent ces exsolutions par la démixion d'une solution solide partielle entre clinopyroxène et olivine formée à haute température, sans doute accompagnée là aussi d'une oxydation.

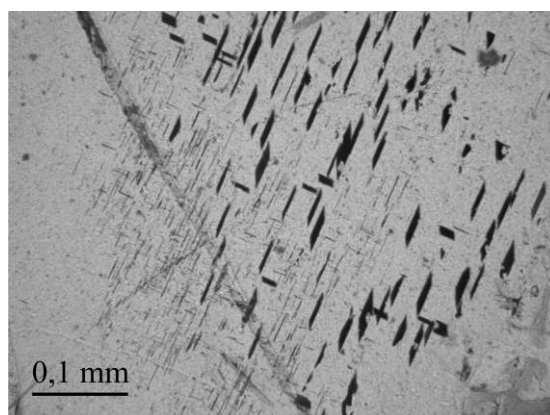


Fig. 21 : Microphoto d'exsolutions de titano-magnétites dans les cœurs bruns d'un clinopyroxène de théralite (Echantillon 05-M-25). Les deux familles d'exsolutions se distinguent très bien, en projection elles semblent perpendiculaires.

A la zonation de croissance se superpose une zonation chimique en secteurs (Fig. 22a, Fig. 22b) correspondant, d'une part à des faces latérales, et d'autre part à des faces terminales. Compte tenu de leur grand nombre possible, celles-ci n'ont pas été indexées.

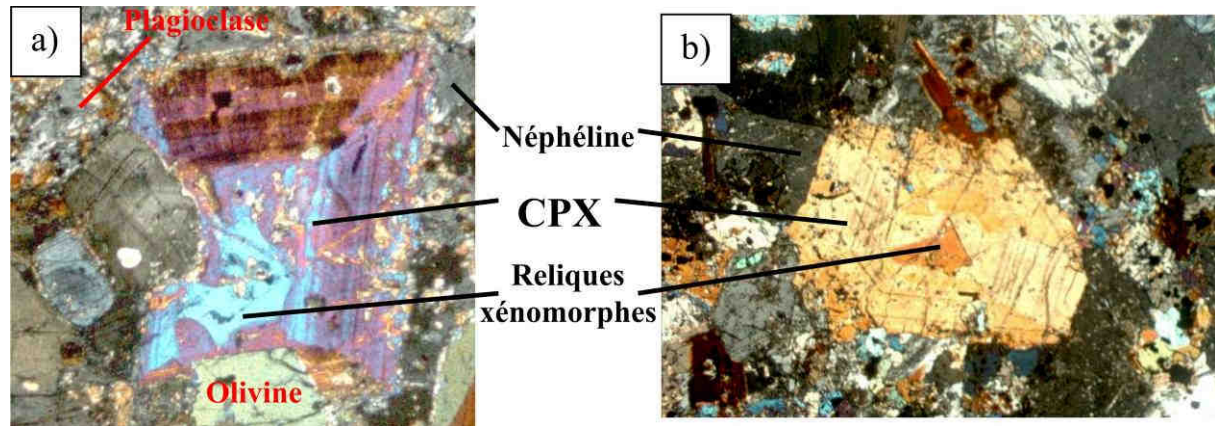


Fig. 22 : Zonation en secteurs ou « macle en sablier » dans les clinopyroxènes alumineux des théralites (a : 01-M-23, b : 01-M-26). Les cristaux mesurent 2 mm environ.

Sur la Fig. 23, les teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 le long de deux profils correspondant à deux secteurs d'un même clinopyroxène sont reportées. Il est difficile de corréler les petites fluctuations d'un secteur à l'autre. Cependant, les secteurs latéraux sont systématiquement enrichis en Al_2O_3 (+3%) et en TiO_2 (+1%) par rapport aux secteurs terminaux. Hollister et Gancarz (1971) ainsi que Wass (1973) décrivent les mêmes différences de composition entre les secteurs terminaux et les secteurs latéraux. Ces auteurs ont proposé que la zonation en secteurs résulte d'un refroidissement rapide. Dans le cas du Messum, le caractère plutonique des roches semblent exclure cette interprétation. Les limites entre secteurs apparaissent linéaires en section. Cette géométrie suggère une croissance régulière des cristaux, avec des rapports de vitesse de croissance des différentes faces constantes (Gray, 1971). Il n'est cependant pas possible de transformer ces informations en termes de vitesse de refroidissement.

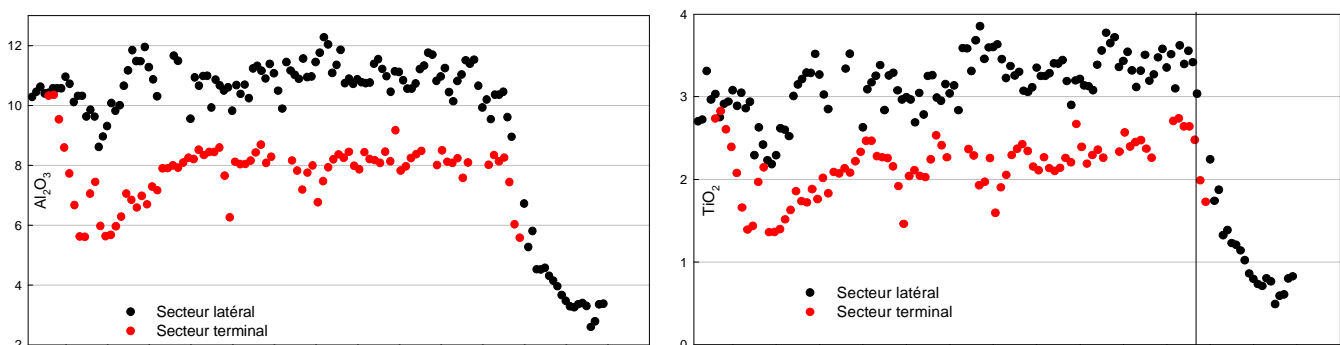


Fig. 23 : Teneurs en Al_2O_3 (à gauche) et TiO_2 (à droite) selon deux profils, l'un dans un secteur latéral (en noir), l'autre dans un secteur terminal (en rouge) (ech. 05-M-26). Le cœur du cristal est à gauche et sa périphérie à droite. La ligne verticale marque le passage à la zone externe constituée d'un pyroxène vert décrit plus bas.

La complexité des zonations (de croissance ou en secteurs), et les exolutions d'oxydes ferro-titanés affectent la caractérisation chimique des pyroxènes bruns. Au Tableau 5, les analyses reportées illustrent les principales caractéristiques chimiques de ces minéraux. Ils sont très riches en aluminium (jusqu'à 11% de Al_2O_3) et titane (jusqu'à 3% de TiO_2). Les concentrations de ces oxydes sont très bien corrélées. Ces concentrations sont parmi les plus élevées rencontrées sur Terre, sans atteindre celles des augites titanifères décrites par Tracy et Robinson (1977) dans une Ankaramite (Tahiti) transportant des nodules de dunitite et lherzolite à spinelle. Les pyroxènes sont faiblement sodique ($Na_2O < 1\%$) et ne contiennent pas ou peu de chrome. Le calcul de la formule structurale, sur la base de quatre cations pour 12 unités de charge, fait apparaître une proportion significative de fer trivalent (40-50%). Fe^{2+} et Fe^{3+} sont souvent en proportions comparables. La répartition en poles selon Martin (1987) montre qu'ils sont extrêmement pauvres en enstatite et ferrosilite, ces deux pôles cumulés (<5%) n'étant pas plus abondants que l'aegyrine. Ces pyroxènes peuvent être qualifiés de fassaïte. Une représentation quadrilatérale est donc ici inutile. Sur l'ensemble des théralites, le Mg# calculé sur le fer total varie de 0.82 à 0.68 ; au sein d'une même roche, les variations sont légèrement plus réduites. Les proportions cumulées de diopside et hédénbergite s'étendent de 60% à 75% environ. Moins de 50% de l'aluminium tétraédrique correspond à une substitution de type Tschermak (Fig. 24). L'aluminium tétraédrique (0.1 à 0.4 pour 4 cations) est compensé par Ti, Al et Fe^{3+} en position octaédrique calculé sous la forme de molécule $CaTi$ Tschermak, Ca Tschermak et Esseneite. Ces dernières étant présentes en proportions comparables, il est extrêmement difficile de reconnaître les règles de variation de ces pôles. Les clinopyroxènes se placent dans le domaine des pyroxènes alumineux des roches magmatiques tel que défini par Aoki et Kushiro (1968)(Fig. 24). La comparaison des images en électrons rétrodiffusés et les cartes de répartition élémentaires montre que les variations de proportion des molécules alumineuses sont responsables des zonations observées en microscopie optique.

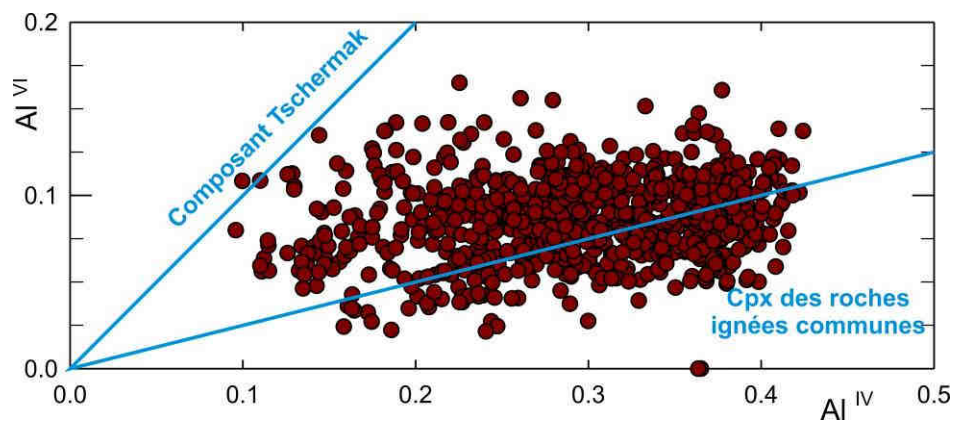


Fig. 24 : Al octaédrique (Al^{VI}) versus Al tétraédrique (Al^{IV}) des clinopyroxènes bruns, très proche du domaine des clinopyroxènes des roches ignées communes défini par Aoki et Kushiro (1968).

A la périphérie des cœurs bruns, se développe généralement une pargasite brune dont la composition sera discutée plus bas, voire une biotite. Un second clinopyroxène verdâtre ou peu coloré croît aux dépens de l'amphibole (Fig. 25 et Fig. 26). On le retrouve également en cristaux indépendants et xénomorphes. Chimiquement, il se distingue du pyroxène brun par sa faible teneur en alumine (3% de Al_2O_3), en titane (entre 0.5 et 0.8% de TiO_2) et un Mg#

inférieur, compris en 0.62 et 0.74 (Tableau 5, Fig. 25, Fig. 26 et Fig. 28). C'est un clinopyroxène très proche de la solution diopside - hédénbergite. Ses teneurs en orthopyroxène (enstatite et ferrosilite) et acmite sont comparables à celles des cœurs bruns. L'aluminium y est intégré comme molécule de Ca-Tschermak (voir Fig. 29).

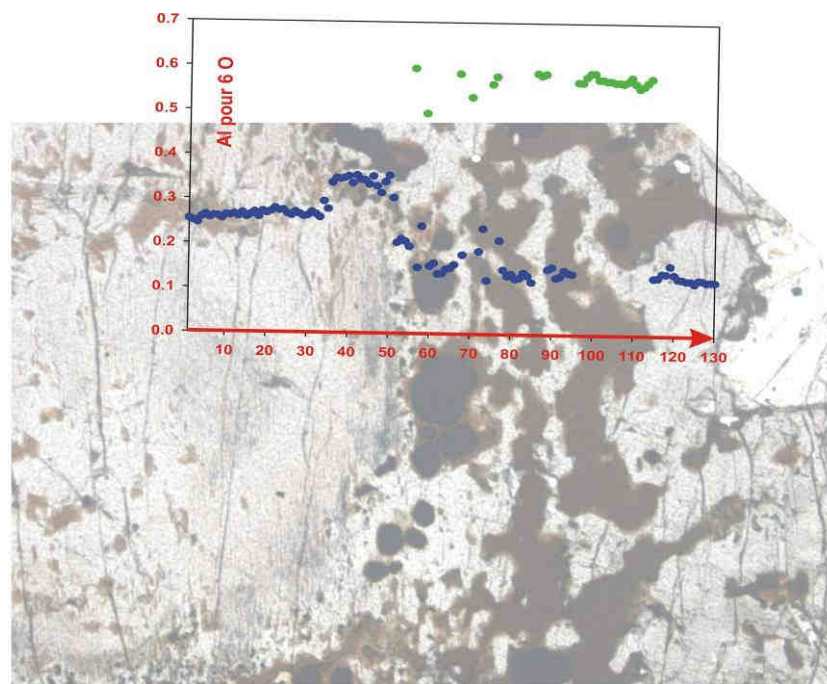


Fig. 25 : Profil de l'aluminium lors d'un passage clinopyroxène brun / amphibole / clinopyroxène vert. L'aluminium est exprimé pour 6 oxygènes. Le clinopyroxène brun (à gauche) est nettement plus alumineux que le clinopyroxène vert (à droite). Les valeurs élevées en Al (cercles verts) correspondent à l'amphibole se développant sur le pyroxène. L'abscisse du diagramme indique la position des points d'analyse, tous les 7 microns.

Dans la théralite de Waiholā (Nouvelle-Zélande), Benson (1942) décrit une situation équivalente avec des couronnes de pyroxènes verts se développant autour d'augite titanifère et alumineuse avec 7.6% d' Al_2O_3 (analyse 11 Tableau 5). Mais Benson ne décrit pas d'amphibole "intermédiaire".

Les relations de ce pyroxène vis-à-vis de l'amphibole ou de la biotite ne sont pas toujours aussi lisibles que celles que nous venons de décrire. Localement, il semble ne pas se développer aux dépens de ces minéraux. Mais il est toujours postérieur aux plagioclases calciques ($\text{An} > 40$) avec lesquels il a des contacts très contournés. Au contraire, les contacts avec la néphéline suivent des formes cristallographiques.

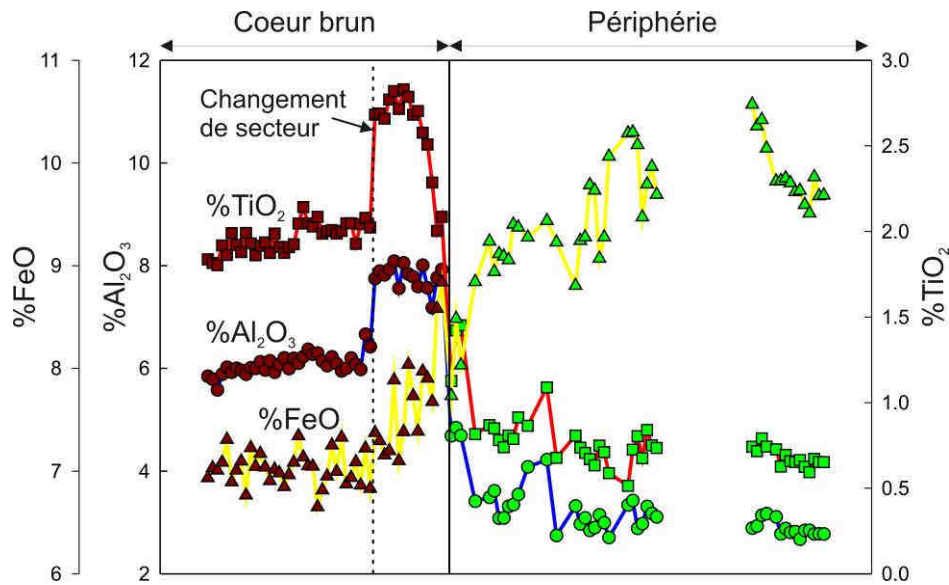


Fig. 26 : Profil FeO (triangle), Al₂O₃ (cercle) et TiO₂ (carré) à travers un cristal complexe de clinopyroxène : à gauche : cœur (brun), à droite : bordure (verte). Le saut de composition pour TiO₂ et Al₂O₃ dans le pyroxène brun correspond à un changement de secteur. Les différences chimiques entre le pyroxène brun du cœur et le pyroxène vert de la périphérie sont nettes et significatives sur de nombreux éléments chimiques, notamment sur l'aluminium, le fer et le titane. Les analyses de pargasite ne sont pas prises en compte, mais la distance entre les points d'analyse est conservée (≈ 7 microns).

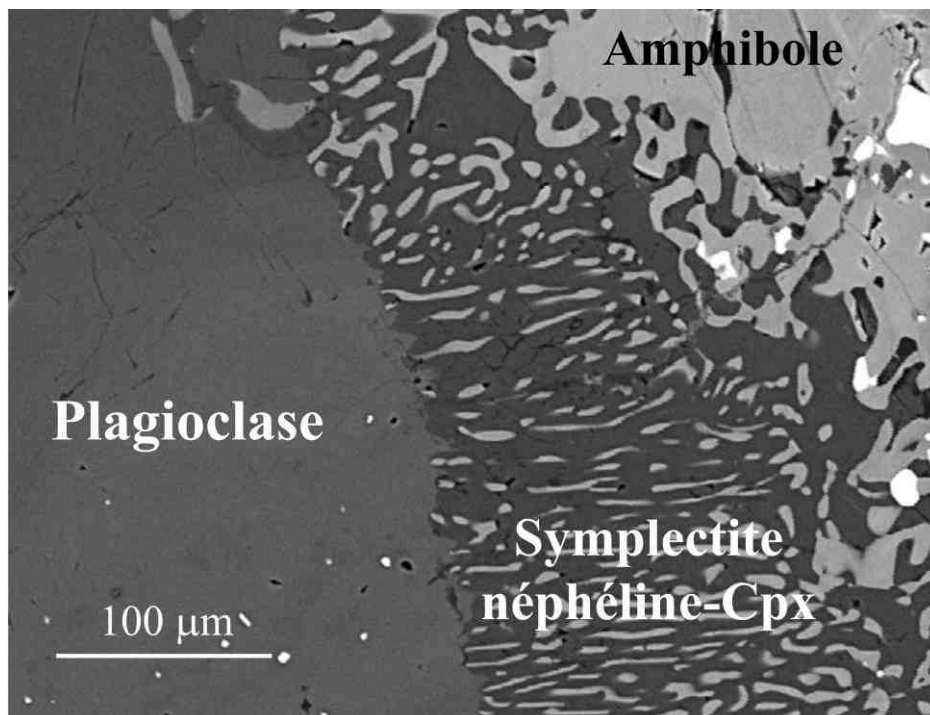
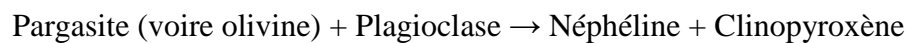


Fig. 27 : Image MEB en électrons rétrodiffusés d'une symplectite à clinopyroxène-néphéline entre plagioclase et amphibole.

Dans de nombreux échantillons, on trouve entre l'amphibole (01-M-27, 05-M-25, 05-M-26, 05-M-27b, 05-M-50, 05-M-64), plus rarement l'olivine (01-M-27, 05-M-50), la biotite (01-M-27) ou un spinelle alumineux (05-M-26, 05-M-64) et le plagioclase calcique (An>50) une symplectite à néphéline et clinopyroxène verdâtre (Fig. 27). Cette symplectite est toujours très localisée.

Bien qu'il soit difficile d'analyser de si petits objets, ce clinopyroxène « vert » est un diopside très comparable à celui que nous venons de décrire (Tableau 5, Fig. 28). Il s'en différencie uniquement par son Mg# (0.8) plus élevé. Lors de la formation de la symplectite, les deux ferromagnésiens, celui qui régresse et le diopside qui se développe, sont en équilibre. Le Mg# du diopside reflète des conditions locales. La composition de l'olivine : Fo₆₀ ou de l'amphibole : Mg# = 0.65 (Echantillon 01-M-27) sont en accord avec les coefficients de partage Fe/Mg déterminés respectivement pour olivine/clinopyroxène (Perkins et Vielzeuf, 1992) et amphibole/clinopyroxène (Myers et al., 1993).

La réaction correspondant à la formation de cette symplectite, peut être écrite :



Elle sera discutée plus loin, les bilans à partir de compositions réelles suggèrent des apports notamment de Na, et donc l'intervention d'une phase fluide ou liquide.

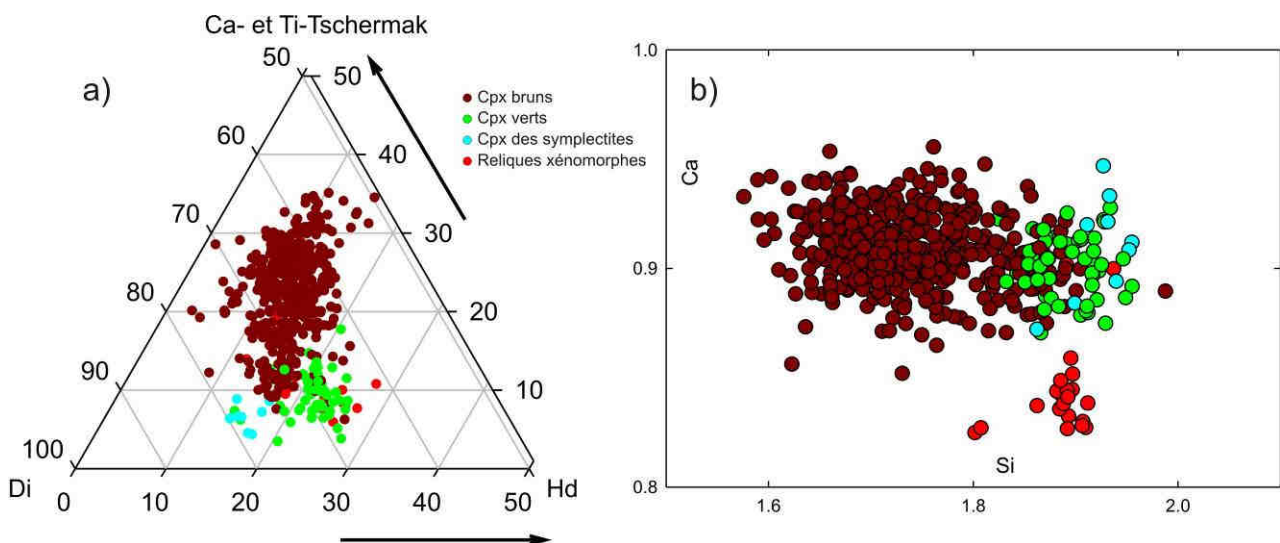


Fig. 28 : Compositions de clinopyroxènes des théralites.

a) Diagramme diopside-hédenbergite-(Essenite + CaTschermak + Ca-Ti Tschermark).

b) Calcium en fonction du silicium (formule structurale sur 6 oxygènes).

Les clinopyroxènes bruns sont les plus riches en Al, Ti et Mg et les moins siliceux. Le rapport Fe/Mg semble discriminant pour distinguer les pyroxènes impliqués dans la symplectite de ceux se développant en cristaux indépendants. Les pyroxènes en reliques xénomorphes sont nettement moins calciques que les autres.

Dans quelques roches, les pyroxènes fassaitiques croissent autour de "noyaux" d'aspect xénomorphes en résorption, fortement corrodés, rares et difficiles à distinguer (Fig. 22 et Fig. 28, analyse 30 du Tableau 5). Ces noyaux sont nettement plus pauvres en Al, Ti

(Fig. 28a) et Ca (Fig. 28b) que les pyroxènes bruns ou verts décrits jusqu'à maintenant. Leur faible teneur relative en calcium traduit le fait qu'ils sont plus riches en composants orthopyroxène. Leur composition n'est pas compatible avec le caractère très alcalin des roches hôtes. Ces centres ont la même composition que les clinopyroxènes des gabbros externes du complexe (Fig. 29). Sur ces informations, il s'agit de xénoctaux arrachés aux gabbros externes.

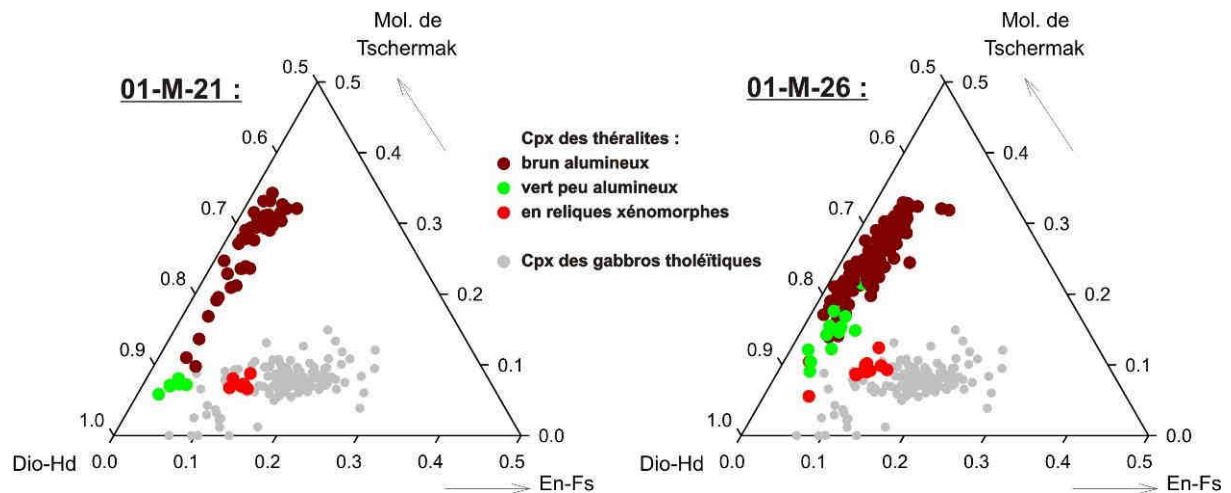


Fig. 29 : Projection des analyses des clinopyroxènes des théralites 01-M-23 et 01-M-26 dans un diagramme molécule de Tschermak-Diopside/hedenbergite-Enstatite/Ferrosilite.

Si des clinopyroxènes des gabbros tholéitiques ont été incorporés dans les théralites, il est peu probable que les autres minéraux : olivine et plagioclase n'aient pas été impliqués. Cependant, identifier ces éventuels xénoctaux est difficile car dans les théralites et les gabbros tholéitiques, ces minéraux couvrent les mêmes gammes de composition. En faible déséquilibre avec le liquide (alcalin), ils pourraient être conservés. Par contre le clinopyroxène des gabbros, riche en orthopyroxène (10 à 30%), sera en déséquilibre fort avec le liquide (alcalin) et aura tendance à se rééquilibrer si il n'est pas isolé du liquide. Les reliques de clinopyroxènes correspondent aux pyroxènes les plus pauvres en composants enstatite et ferrosilite des gabbros, les plus riches ont vraisemblablement disparu par réaction.

4 - Le plagioclase

Le plagioclase toujours automorphe et généralement fortement zoné apparaît sous la forme de cristaux tabulaires millimétriques (Fig. 30). Il est clairement postérieur à l'olivine. Cependant, la position de son liquidus par rapport à celui du clinopyroxène brun est difficile à définir. Localement, ce clinopyroxène contient des lattes de plagioclase (An_{70}) disposées parallèlement aux zones de croissance. Sur cette base, il nous paraît que le plagioclase calcique est au moins en partie contemporain du clinopyroxène alumineux. Ses rapports avec l'amphibole et la biotite sont moins clairs. Néanmoins, dans la plupart des roches, il est précoce par rapport à ces minéraux. Comme indiqué plus haut, il précède toujours le pyroxène vert et la néphéline.

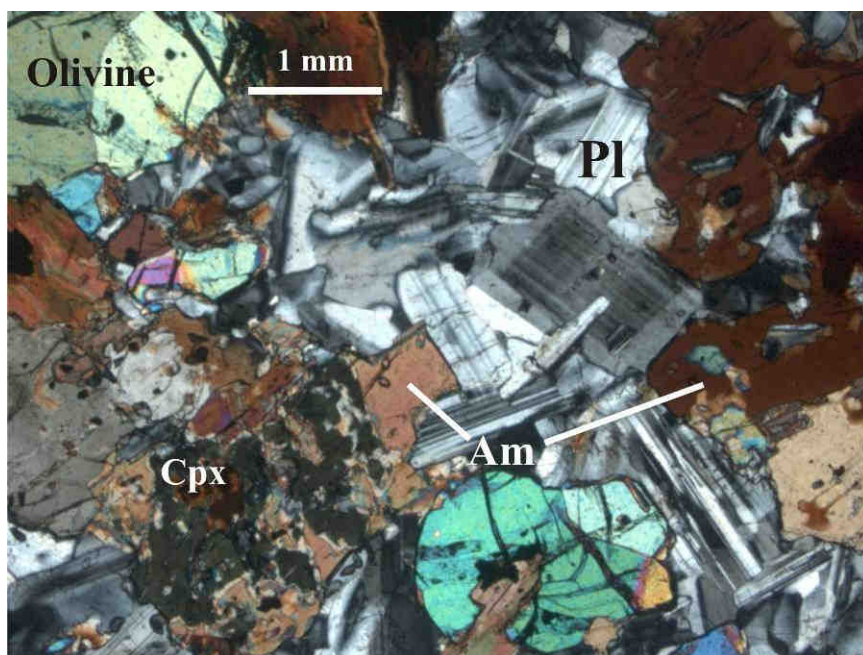
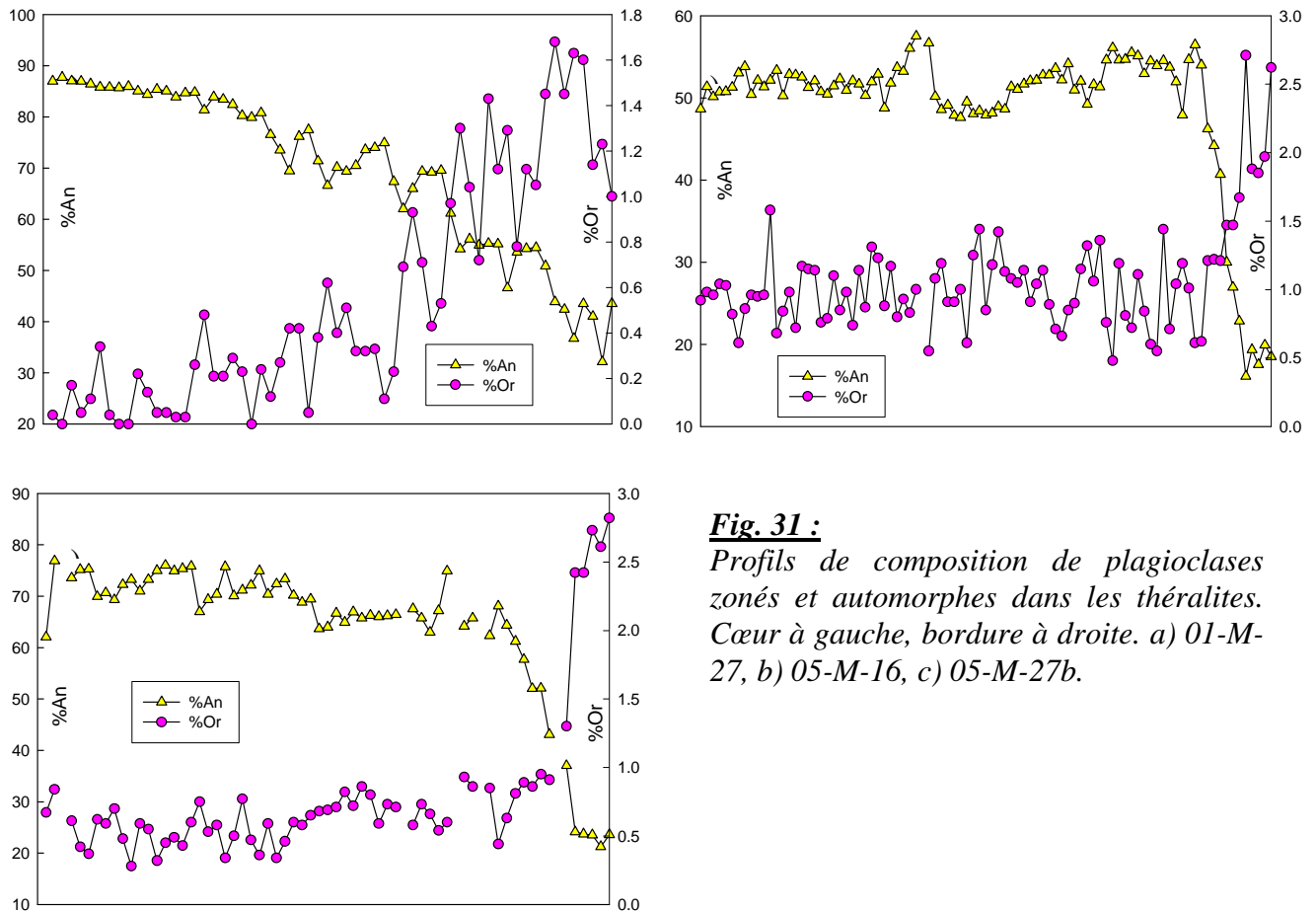


Fig. 30 : Plagioclases (théralite 01-M-27). Ils forment des petits cristaux tabulaires avec des zonations automorphes. Cpx : clinopyroxène, Pl : plagioclase, Am : amphibole.

Le domaine complet de composition court de An_{90} à An_{20} . Mais les compositions $An > 75$ sont peu nombreuses et limitées à quelques cœurs automorphes, à faible gradient de composition (Fig. 31a). Les compositions peu anorthitiques $An < 40$ et légèrement potassiques se limitent à des bordures étroites à fort gradient de composition (Fig. 31b et Fig. 31c). On observe une faible densité d'analyses aux environs de An_{40} entre les domaines calciques zonés et les bordures. La zonation est généralement normale et relativement régulière (Fig. 31a). On est donc amené à proposer que les premiers plagioclases à cristalliser avaient une composition proche de An_{70} . Les compositions plus calciques sont alors à considérer, même si il est difficile de le démontrer, comme des xénocristaux. Le terme de xénocristal n'exclut pas le fait qu'il puisse s'agir d'un cristal magmatique, il est utilisé pour indiquer que le cristal n'est pas en équilibre avec le milieu dans lequel il se trouve.

Les teneurs élevées en anorthite du plagioclase sont en phase avec celles rapportées pour d'autres théralites ou roches affiliées : An_{68} (Otago, Nouvelle-Zélande), An_{65} (Madère), An_{70} (Lugar Sill, Ecosse), An_{64} (Tahiti)(Henderson et Gibbs, 1983).

**Fig. 31 :**

Profils de composition de plagioclases zonés et automorphes dans les théralites. Cœur à gauche, bordure à droite. a) 01-M-27, b) 05-M-16, c) 05-M-27b.

Le feldspath alcalin apparaît rarement sous forme de cristaux tardifs légèrement calciques (jusqu'à 5% d'anorthite). Il est difficile de trouver des conditions thermiques d'équilibre entre ces feldspaths alcalins et les plagioclases, même les plus acides. Les plagioclases ne sont pas suffisamment potassiques pour être en équilibre avec des feldspaths alcalins à haute température (900°C) ou basse température (750°C) (Fig. 32). Si le plagioclase et le feldspath alcalin avaient cristallisé simultanément, le premier devrait être plus potassique qu'il ne l'est. Le plagioclase ne contient que de rares antiperthites et toutes les analyses suivent une même évolution non potassique. Nous sommes donc contraints à considérer que plagioclase et feldspath alcalin ne sont pas à l'équilibre.

L'évolution non potassique du plagioclase est décrite dans les théralites de Tahiti (Henderson et Gibbs, 1983).

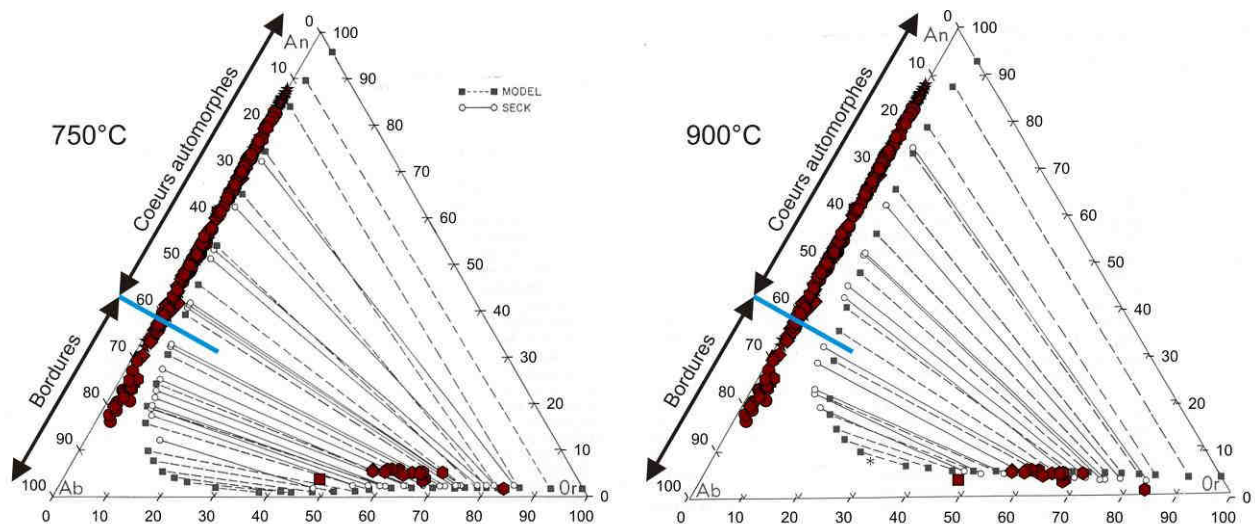


Fig. 32 : Compositions des feldspaths des théralites (● : 05-M-16a ■ : 05-M-25 ▲ : 01-M-23 ◆ : 05-M-26 ★ : 01-M-27 ● : 05-M-27b). Le fond des diagrammes contient les tie-lines pour l'équilibre plagioclases-feldspaths alcalins à 750°C et 900°C (Fuhrman et Lindsley 1988).

L'échantillon 01-M-26 se distingue par la structure de ses plagioclases (Fig. 33 et Fig. 34). Ils se composent de deux parties chimiquement distinctes : l'une de composition bien définie voisine de An_{75} , l'autre plus sodique variant d'un cristal à l'autre entre An_{45} et An_{55} (Fig. 34) disposées en mosaïque. On parle de "patchy zoning". Ces zones chimiques se distribuent parallèlement au plan de macle. Leur différence de biréfringence peut alors être mal interprétée sur la seule base de la macle de l'albite. L'origine du patchy zoning reste mal connue. Récemment, Berlo et al. (2007) décrivent des plagioclases dans les laves du Mont Saint Helens dont le cœur présente la juxtaposition de zones de compositions différentes. Ils parlent de « boxy cellular core ». Les deux compositions, An_{67-82} et An_{47-54} , sont proches de celles reconnues ici. L'interprétation proposée est une croissance rapide d'un plagioclase calcique squelettique, suivie de la cristallisation d'un plagioclase moins calcique à l'intérieur. Cette interprétation qui suppose des vitesses de refroidissement très élevées est difficile à retenir. En contexte plutonique, cette hypothèse n'est pas très raisonnable. Par ailleurs cette structure n'a été observée que dans ce seul échantillon : elle trouve donc son explication dans un phénomène local.

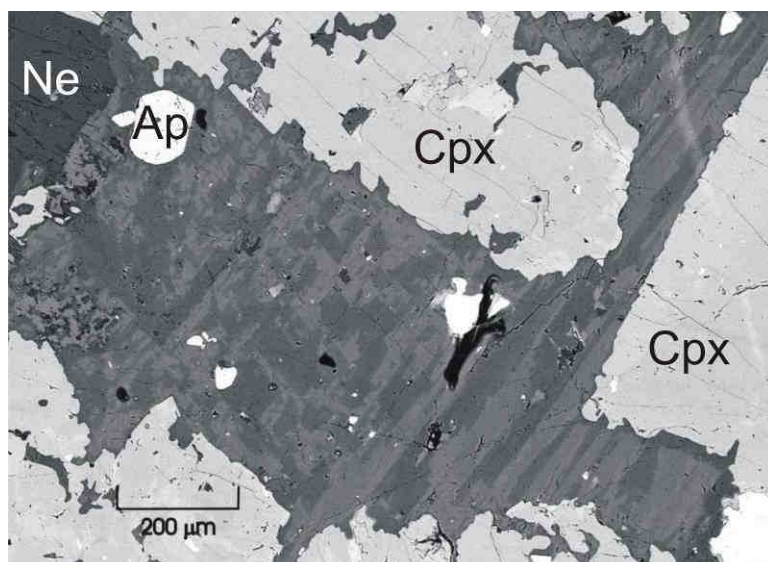
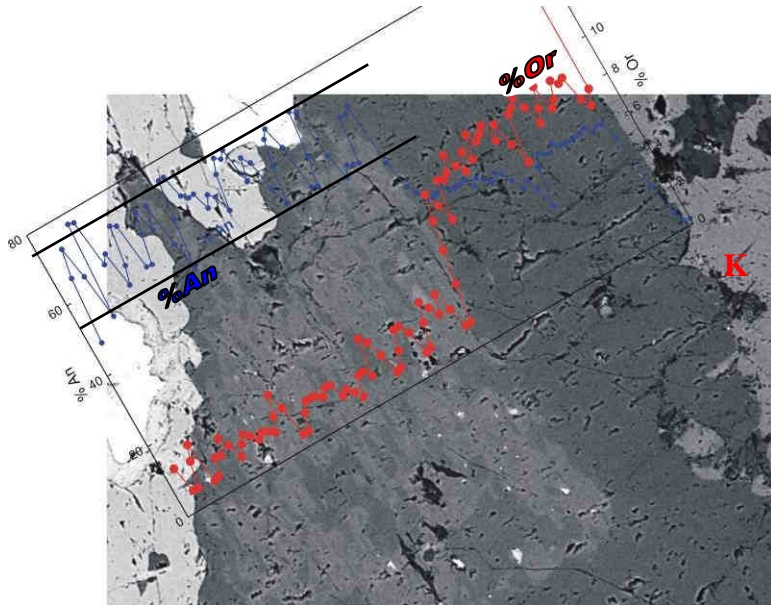


Fig. 33 : "Patchy zoning" dans un plagioclase. Image en électrons rétrodiffusés (MEB). Taches sub-restangulaires sombres : $\approx An_{55}$, zones claires : $\approx An_{75}$. Cpx : clinopyroxène, Ne : néphéline, Ap : apatite.

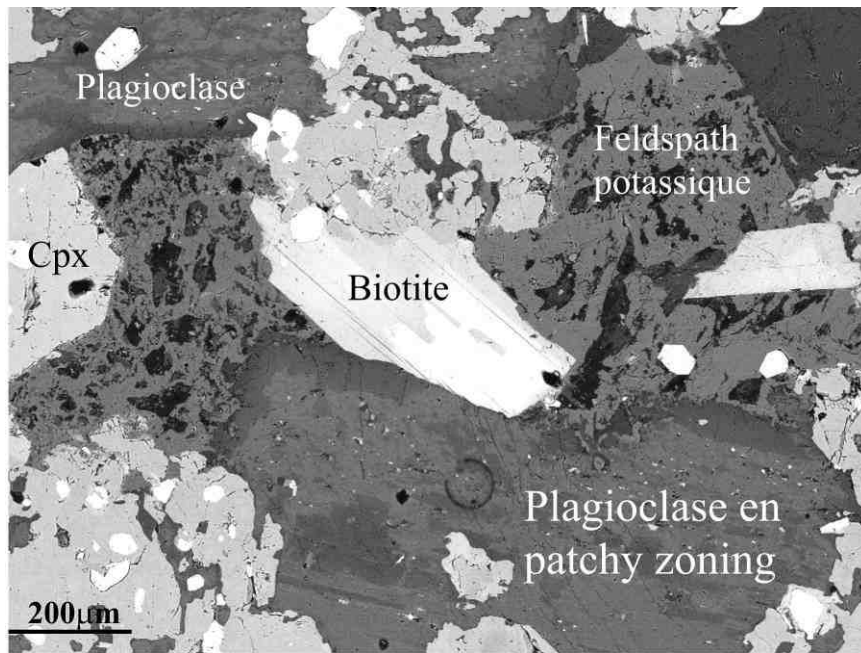
**Fig. 34 :**

Traversée à la microsonde dans un plagioclase en patchy zoning de la théralite 01-M-26. La zone centrale est constituée par la juxtaposition de deux plagioclases : An₇₅ et An₅₅ approximativement. Autour de ce centre, pousse une bordure très riche en orthose (jusqu'à 9%) au contact de feldspath potassique (FK). Longueur du profil : 0.5 mm.

Sur la bordure de ces cristaux, se développe parfois une « bande » plus sodique proche de An₃₀ et très potassique contenant jusqu'à 9% d'orthose (Fig. 34 et Fig. 35). Les parties internes sont également enrichies en potassium (Fig. 36). Les zones les plus sodiques sont les plus potassiques. Ces plagioclases sont également plus bariques avec jusqu'à 1% de BaO contre moins de 0.5% dans les autres roches. Dans cette roche, les biotites sont également enrichies en baryum (voir plus loin). Texturalement, il est important de noter que les bandes potassiques externes n'entourent pas complètement les cristaux mais sont limitées aux contacts avec un feldspath très potassique d'aspect spongieux (Fig. 35). Ce dernier interstitiel est tardif. Au contact des autres minéraux, la couronne potassique n'est pas présente. Dès lors, patchy zoning et enrichissement en potassium sont liés, et dus au rééquilibrage des plagioclases en présence de feldspath potassique à température probablement élevée, sans qu'il soit possible de la préciser. Les données de Fuhrman et Lindsley (1988) suggèrent qu'elle pourrait être entre 750 et 900°C (Fig. 36).

Dans les « cavités » du feldspath potassique d'aspect spongieux associé aux bordures potassiques des plagioclases, on trouve des minéraux sodiques, de type zéolites dont seule l'analcime a été identifiée. La texture de ce feldspath suggère un rééquilibrage tardif de ce dernier, en accord avec les données de Henderson et Gibb (1977) qui montrent que l'analcime en milieu calcique se forme uniquement par altération à basse température (<350°C) de phases sodiques préexistantes. Cela plaide en faveur d'une composition initiale plus sodique du feldspath alcalin conduisant à un meilleur accord entre la composition du plagioclase potassique et ce dernier à température élevée.

Dans ces roches dépourvues de feldspath potassique précoce, on peut proposer que ce rééquilibrage se fasse tardivement lors de la disparition du liquide devenu très potassique, ou à l'occasion de circulations de fluides apportant du potassium.

**Fig. 35 :**

Relations entre plagioclase et feldspath alcalin. Image en électrons rétrodiffusés (MEB) de l'échantillon 01-M-26.

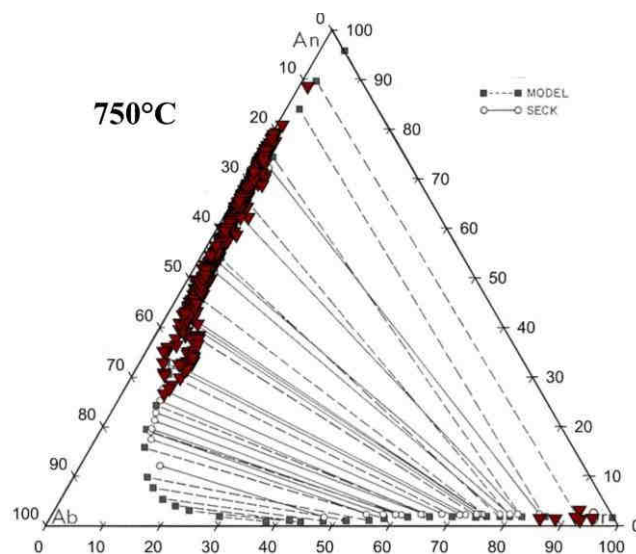


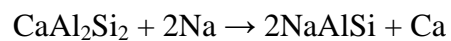
Fig. 36 : *Composition des feldspaths de la théralite 01-M-26 dans laquelle les plagioclases sont en patchy zoning. Le fait qu'on ne distingue pas les deux compositions s'explique par la Fig. 34 sur laquelle on voit que les zones de chimie différente sont très fines et donc qu'une grande partie des points sonde sont des mixtes entre les deux compositions extrêmes.*

On retrouve quelques petits cristaux d'orthoclase en antiperthites dans le plagioclase, qu'il soit automorphe et zoné ou en patchy zoning. Ces antiperthites dont la composition dépasse 90% d'orthose sont en voie de résorption dans les cristaux en patchy zoning et se trouvent systématiquement dans les zones les moins riches en anorthite, qui sont aussi les plus riches en orthose. Le feldspath potassique est donc réintégré à la structure du plagioclase dans

les parties dans lesquelles il est plus facile à faire rentrer du potassium. Cela peut suggérer un réchauffement des plagioclases.

Le plagioclase est très souvent en voie de résorption ou de remplacement par de la néphéline (Fig. 37). La néphéline semble se développer préférentiellement aux dépens de zones calciques, mais les bordures sodiques ne sont pas épargnées. Sur la base de cette observation, Korn et Martin (1954) et Mathias (1956) avaient proposé que les théralites résultent de la “néphélinisation” de gabbros non alcalins équivalents aux gabbros tholéitiques, comme proposé par Tilley et al. (1961) pour expliquer les syénites alcalines de Haliburton-Bancroft (Ontario, Canada). Cermignani et Anderson (1983) ont montré qu’une telle réaction n’est possible à grande échelle qu’en présence de fluides fortement carbonatés dont nous ne pouvons soupçonner l’existence dans notre cas. La composition des néphélines sera discutée plus bas.

Une telle transformation du plagioclase en néphéline est décrite dans les syénites du complexe de Marangudzi (Zimbabwe)(Henderson et Gibb, 1972). La réaction proposée :



serait due à un excès de sodium dans le milieu. Les réactions mises en jeu seront discutées au chapitre IV.

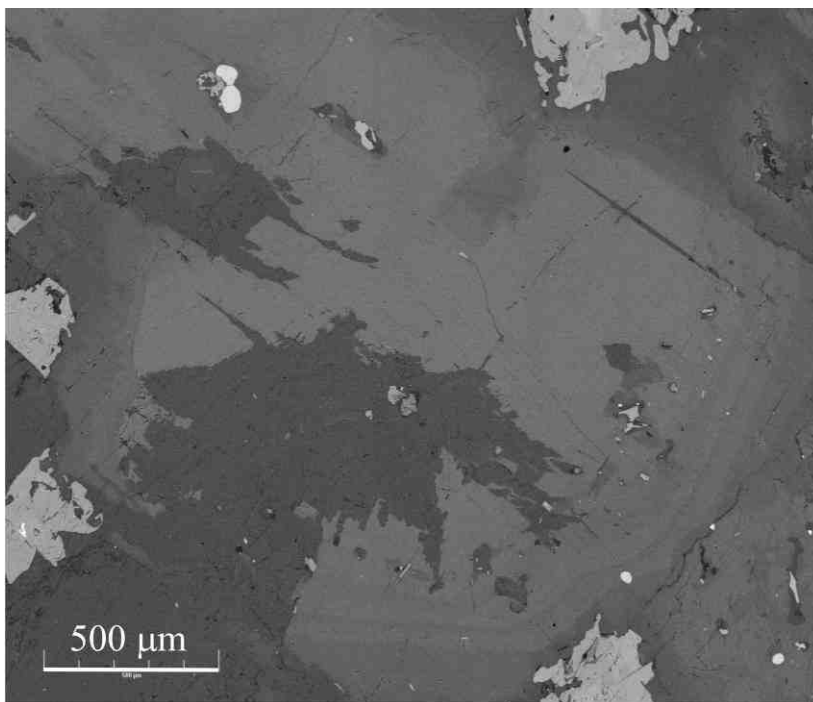


Fig. 37 :

Photo en électrons rétrodiffusés au M.E.B. : Plagioclase zoné déstabilisé par la néphéline. Les zones sombres non automorphes sont de la néphéline, le plagioclase correspondant aux niveaux de gris intermédiaires. La néphéline se développe préférentiellement dans les zones calciques (plus claires) du plagioclase, mais aussi aux dépens des bordures plus sodiques. Les zonations du plagioclase sont régulières et automorphes. (01-M-27)

5 - L'amphibole

L'amphibole brune et fortement pléochroïque présente deux types de relation avec les autres minéraux (Fig. 38). La plus caractéristique des théralites est son association avec les clinopyroxènes bruns sur lesquels elle se développe en taches ou fines lamelles dans les zones périphériques. Dans ce cas, les axes c des deux structures sont confondus. Comme indiqué plus haut, elle est elle-même remplacée par un pyroxène vert, mais elle forme également des cristaux indépendants (01-M-26, 01-M-27), il n'est pas rare qu'ils soient associés à la biotite. La cristallisation de cette amphibole se fait donc entre les deux épisodes à clinopyroxène : le brun puis le vert.

Les formules structurales calculées selon la méthode proposée par Leake (1997) ne contiennent pas ou peu de fer ferrique (Tableau 6). Comme montré par les Fig. 39a et Fig. 39b, cette amphibole n'est pas significativement zonée, sa composition est très bien définie. Il s'agit d'une pargasite titanifère. Les faibles valeurs en silicium ne peuvent être interprétées par une substitution de type Tschermak vers la sadanagaite (Fig. 39b). L'étalement relatif de Si (Fig. 39) correspond sans doute à l'incertitude de mesure de SiO_2 . Une incertitude de 1% absolu sur SiO_2 introduit une incertitude de 0.15 Si par formule structurale. Le très faible intervalle de variation de composition de l'amphibole suggère qu'elle s'est formée dans des conditions très restreintes de température, pression, et peut-être chimique. Son caractère presque « idéal » plaide pour des conditions proches des limites de son domaine de stabilité (Boyd, 1959). Il faut cependant garder à l'esprit que le titane présent peut conduire à une réduction de cette température.

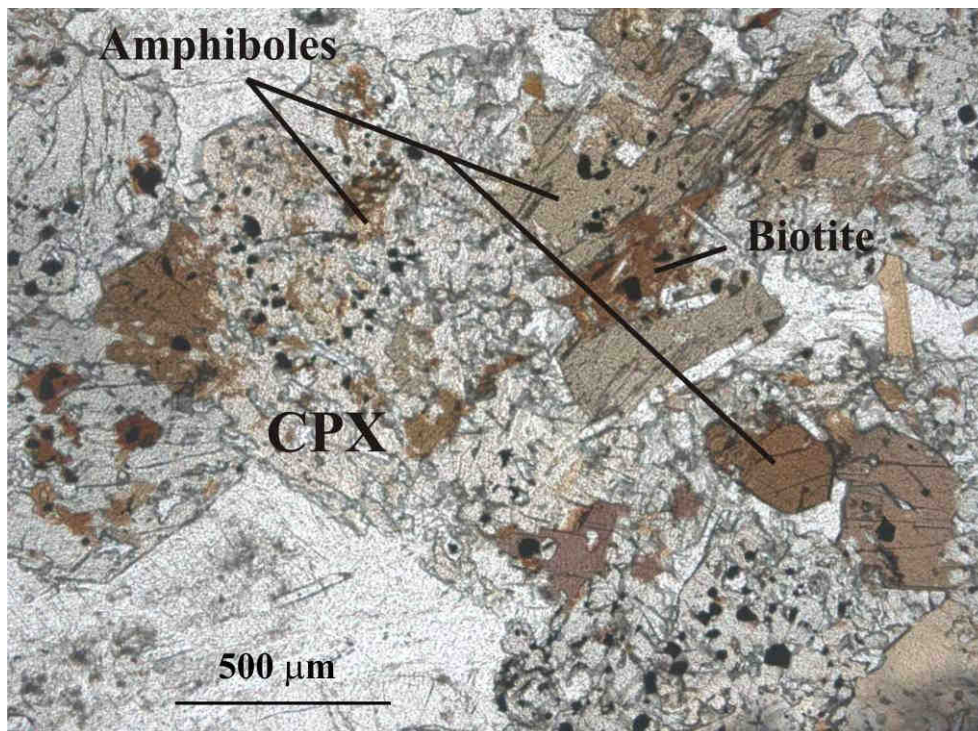


Fig. 38 : Relations de la pargasite avec son environnement : en cristaux isolés ou en taches dans le clinopyroxène alumineux (LPNA, échantillon 01-M-26).

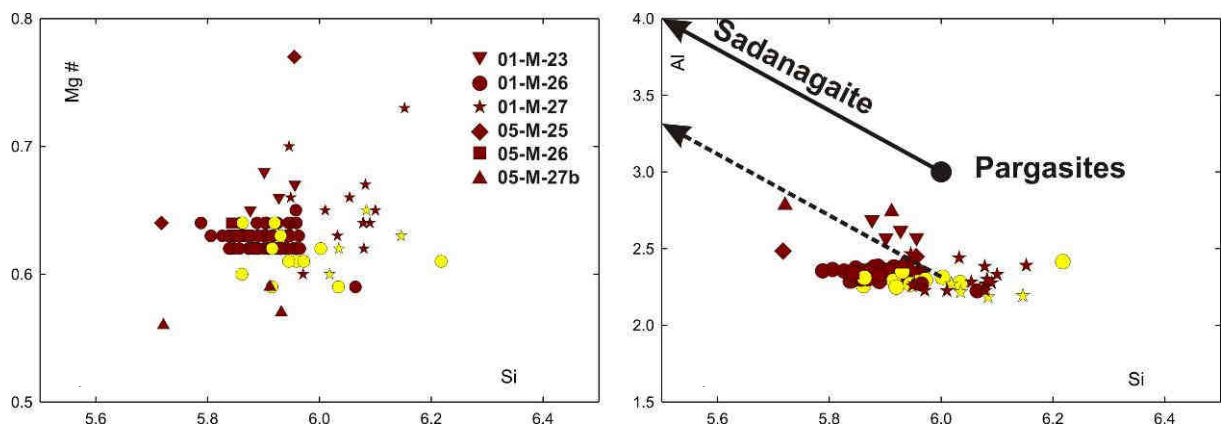


Fig. 39 : Composition d'amphiboles des théralites. a) Mg# versus Si, b) Al versus Si. En jaune ; bordures, en marron : centres des cristaux. Formules structurales calculées sur 23 oxygènes.

Comme indiqué à la section sur les pyroxènes, l'amphibole réagit localement avec le plagioclase calcique pour donner une symplectite à néphéline et clinopyroxène.

Cette réaction ne peut être post-magmatique, la décomposition subsolidus de la pargasite donnerait en effet un autre assemblage (Holloway, 1973). Cette décomposition sera examinée plus loin.

6 - La biotite

La biotite généralement fortement pléochroïque brune à rouge, montre les mêmes rapports que l'amphibole avec les autres phases minérales et est souvent associée à celle-ci. On la trouve en taches dans les clinopyroxènes (Fig. 40a) et en cristaux indépendants. Parfois, comme dans l'échantillon 01-M-23, elle apparaît massivement en petits cristaux en fond de lame (Fig. 40b). Elle forme communément des auréoles autour des titano-magnétites. Commune dans les théralites, spécialement dans les échantillons 05-M-25 et 05-M-26, son abondance semble anti-corrélée à celle de la pargasite. Elle est donc postérieure à l'olivine, au pyroxène brun et sans doute au plagioclase. Elle est antérieure au pyroxène vert et à la néphéline. Comme l'amphibole, elle est peu zonée, les cœurs et bordures des phénocristaux ayant des compositions très similaires (Fig. 41).

Les analyses apparaissent toutes déficitaires essentiellement en cations interfoliaires. Avec plus de 2.7 cations octaédriques, elle est proche de la situation trioctaédrique (Tableau 7). L'aluminium est uniquement présent sous forme tétraédrique, l'excès d'aluminium tétraédrique reste très faible. Il semble uniquement compensé par Ti. Quelques biotites se distinguent cependant par leur composition. Dans l'échantillon 01-M-26, elles contiennent jusqu'à 5% de BaO (Tableau 7, n°1, 4 et 5) et sont associées à un plagioclase potassique légèrement barrique et en patchy zoning décrit plus haut. Dans les autres échantillons, elles sont dépourvues de baryum. La théralite 01-M-27 contient des biotites nettement plus magnésiennes ($0.60 < \text{Mg\#} < 0.75$) que les autres ($0.55 < \text{Mg\#} < 0.60$).

Quand elle apparaît en tache dans le clinopyroxène, la biotite a la même composition qu'en phénocristaux (Tableau 7, Fig. 31). Ces deux types de biotites sont équivalents, comme le sont les différents types de pargasite.

Les biotites en auréoles autour des oxydes sont moins riches en fer et plus siliceuses : elles sont tardives, tout comme celles des auréoles de déstabilisation de l'olivine. Ces dernières, de teinte verte, sont très pauvres en titane (Tableau 7, n°16 et 17). Leur composition indique de basses températures de formation.

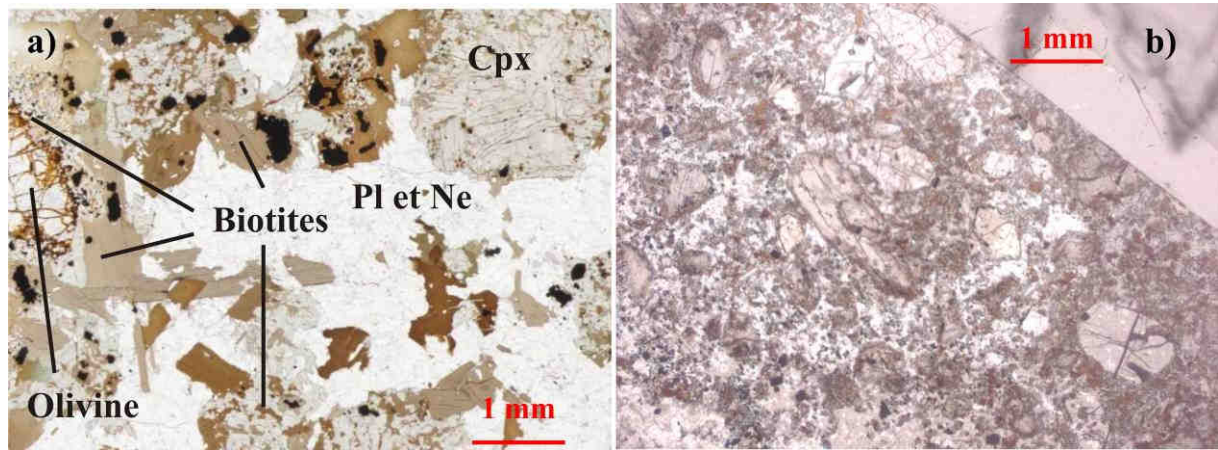


Fig. 40 : Biotites des théralites. a) Cristaux indépendants, en taches dans le clinopyroxène, autour des oxydes ou se développant sur l'olivine (Echantillon 05-M-25). b) Exemple de développement massif de biotite (Echantillon 01-M-23). Photos en lumière naturelle.

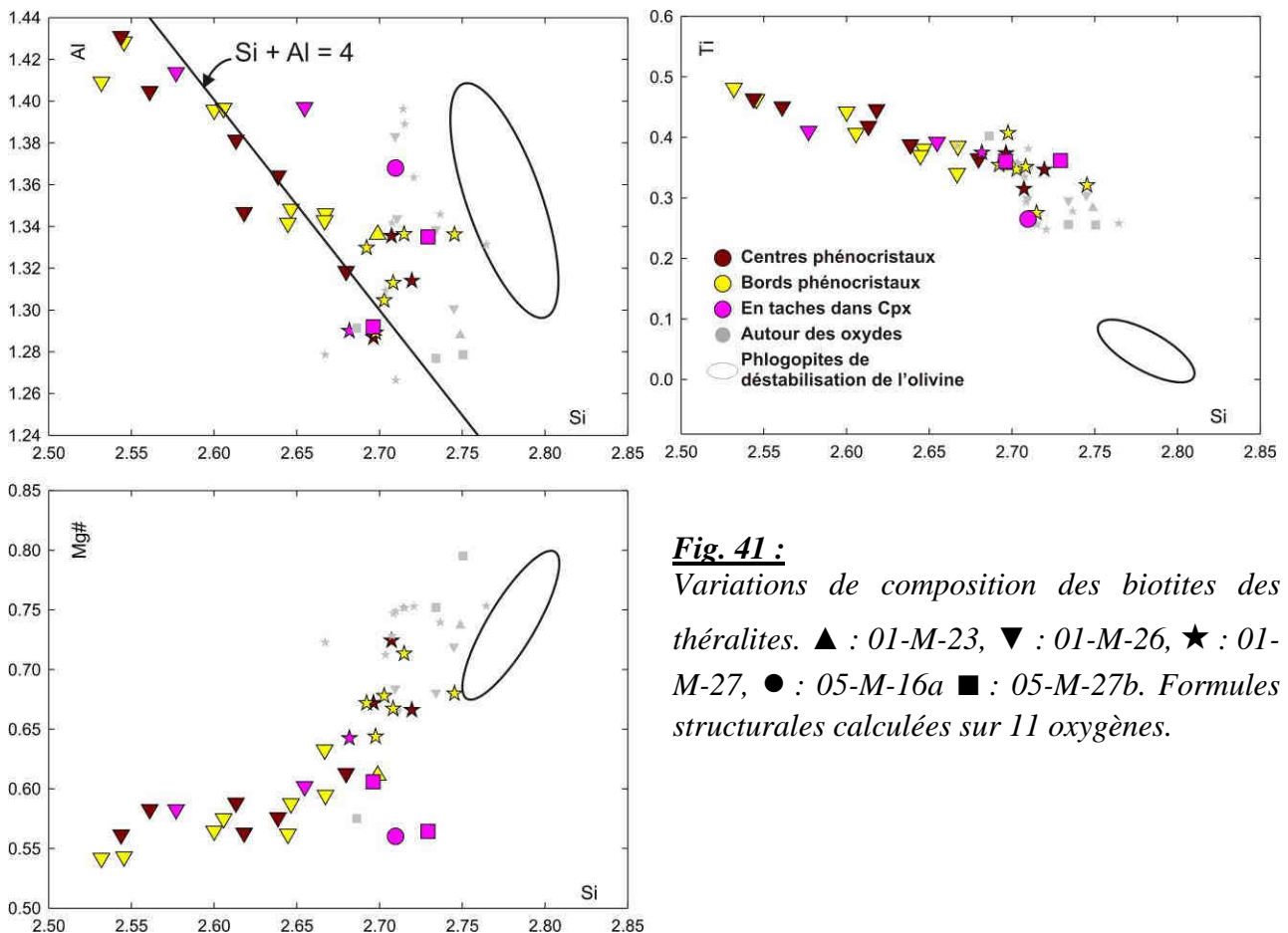


Fig. 41 : Variations de composition des biotites des théralites. ▲ : 01-M-23, ▼ : 01-M-26, ★ : 01-M-27, ● : 05-M-16a ■ : 05-M-27b. Formules structurales calculées sur 11 oxygènes.

	centres phénocristaux			bords phénocristaux			cristaux tardifs						dans cpx		destab. Olivine		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	01-M-26	01-M-27		01-M-26	01-M-27		01-M-23	01-M-26	01-M-27		05-M-27b			01-M-26	05-M-16a	05-M-16a	
SiO2	33.11	37.04	36.18	32.78	34.37	36.97	35.92	37.40	37.92	37.21	37.97	37.05	35.15	36.91	35.97	37.18	38.44
TiO2	8.03	6.51	5.60	7.93	6.58	4.98	6.27	5.13	5.59	4.66	4.71	4.61	7.00	6.34	4.67	1.08	0.31
Al2O3	15.80	15.22	15.14	15.61	14.86	15.44	15.09	14.87	15.25	16.15	15.52	14.68	14.34	15.53	15.41	14.92	15.21
Cr2O3	0.00	0.30	0.13	0.00	0.11	0.03	0.05	0.17	0.02	0.54	0.09	0.15	0.00	0.00	0.06	0.02	0.75
FeO	15.66	11.18	10.78	16.25	15.42	11.72	14.98	10.72	11.62	10.07	10.13	10.37	16.19	13.32	17.21	12.15	9.84
MnO	0.15	0.15	0.00	0.06	0.19	0.10	0.08	0.08	0.07	0.09	0.06	0.13	0.08	0.02	0.29	0.15	0.20
MgO	11.36	15.74	15.89	10.88	12.49	16.49	13.27	16.97	16.80	17.23	17.45	17.88	12.35	14.82	12.51	18.71	20.88
CaO	0.01	0.06	0.00	0.01	-0.01	0.01	0.06	0.19	0.00	0.05	0.03	0.05	0.02	0.08	0.13	0.05	0.10
BaO	5.88	0.00	0.00	5.61	2.54	0.27	-0.31	0.00	0.41	0.40	0.11	0.00	0.00	0.15	0.00	0.04	0.00
Na2O	0.24	0.50	0.36	0.17	0.15	0.35	0.23	0.30	0.15	0.25	0.21	0.22	0.17	0.11	0.25	0.24	0.19
K2O	6.82	9.46	9.81	6.88	7.84	9.52	9.16	9.38	8.83	8.63	8.97	9.78	9.20	8.62	9.52	9.71	9.44
F	0.00	0.93	0.68	0.00	0.13	0.99	0.05	0.36	0.71	0.34	0.89	0.70	0.43	0.15	0.16	0.80	0.27
Cl	0.03	0.07	0.11	0.11	0.13	0.07	0.09	0.09	0.11	0.11	0.08	0.02	0.03	0.10	0.04	0.05	0.03
Total	97.08	97.20	94.67	96.29	94.81	96.98	95.24	95.64	97.46	95.72	96.21	95.65	94.95	96.16	96.02	94.25	95.36
Formule structurale :																	
Si	2.544	2.704	2.707	2.546	2.646	2.715	2.699	2.749	2.745	2.715	2.765	2.734	2.686	2.711	2.710	2.781	2.801
Ti	0.464	0.358	0.315	0.463	0.381	0.275	0.355	0.283	0.305	0.256	0.258	0.256	0.402	0.350	0.265	0.061	0.017
Al	1.431	1.309	1.335	1.428	1.348	1.336	1.336	1.288	1.301	1.389	1.331	1.277	1.291	1.344	1.368	1.315	1.306
Cr	0.000	0.017	0.008	0.000	0.007	0.002	0.003	0.010	0.001	0.031	0.005	0.009	0.000	0.000	0.004	0.001	0.043
Fe	1.006	0.682	0.674	1.055	0.993	0.720	0.941	0.659	0.703	0.614	0.617	0.640	1.034	0.818	1.084	0.760	0.600
Mn	0.010	0.009	0.000	0.004	0.013	0.006	0.005	0.005	0.004	0.005	0.004	0.008	0.005	0.001	0.018	0.010	0.013
Mg	1.302	1.713	1.772	1.260	1.434	1.806	1.487	1.859	1.813	1.874	1.894	1.966	1.408	1.622	1.404	2.087	2.268
Ca	0.001	0.005	0.000	0.001	0.000	0.001	0.005	0.015	0.000	0.004	0.002	0.004	0.002	0.007	0.011	0.004	0.008
Ba	0.177	0.000	0.000	0.171	0.077	0.008	0.000	0.000	0.012	0.011	0.003	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001	0.000
Na	0.035	0.071	0.053	0.025	0.023	0.049	0.034	0.043	0.021	0.036	0.029	0.031	0.025	0.016	0.037	0.035	0.026
K	0.668	0.881	0.936	0.682	0.770	0.892	0.878	0.880	0.815	0.803	0.833	0.921	0.897	0.808	0.915	0.926	0.877
F	0.000	0.216	0.162	0.000	0.031	0.231	0.012	0.085	0.163	0.079	0.205	0.163	0.105	0.034	0.038	0.189	0.062
Cl	0.004	0.009	0.013	0.014	0.017	0.009	0.011	0.011	0.013	0.013	0.010	0.002	0.004	0.013	0.006	0.006	0.004
total	7.638	7.751	7.801	7.635	7.692	7.811	7.742	7.790	7.719	7.739	7.740	7.846	7.750	7.681	7.816	7.981	7.959
Mg #	0.56	0.71	0.72	0.54	0.59	0.71	0.61	0.74	0.72	0.75	0.75	0.75	0.58	0.66	0.56	0.73	0.79

Tableau 7 : Compositions des biotites des théralites. 1 à 3 : Centres de phénocristaux. 4 à 6 : Bords de phénocristaux. 7 à 13 : cristaux tardifs, soit en fond de lame (7) soit poussant sur des oxydes (8, 9, 10, 11, 12 et 13). 14 et 15 : cristaux en tache dans le clinopyroxène. 16 et 17 : phlogopites issues de la déstabilisation de l'olivine. La formule structurale est calculée sur 11 oxygènes.

7 - La néphéline

La néphéline se présente sous deux formes :

1 – en grandes plages xénomorphes et englobant les autres minéraux, fraîches et optiquement non zonées qui donnent aux théralites leur structure d'hétéradcumulat. Sous cette forme, elle est en équilibre avec le pyroxène vert peu alumineux, et tend à remplacer le plagioclase (Fig. 37 du paragraphe 4 sur le plagioclase). Elle est donc tardive par rapport à toutes les autres phases minérales à l'exception du clinopyroxène vert. Dans les zones altérées, elle est parfois associée à la sodalite présente en faible quantité. Le remplacement de plagioclase par la néphéline a été décrit dans différents environnements métamorphique (Tilley, 1957 ; Tilley et Gittins, 1961) ou magmatique (Henderson et Gibb, 1972), mais la réaction mise en jeu reste à définir.

2 – Comme indiqué précédemment, elle est également associée au pyroxène vert en symplectites développées au contact entre un minéral ferromagnésien : amphibole, biotite ou olivine et un plagioclase. Des symplectites à néphéline et clinopyroxène ont été décrites par Tilley et Gittins (1961) mais non interprétées.

Ces deux observations indiquent que la néphéline apparaît par une réaction impliquant le plagioclase et un minéral ferromagnésien, et comme nous le verrons plus loin une autre phase liquide ou fluide.

Chimiquement, les deux types de néphéline sont très semblables. Décomposées en Néphéline (Ne), Kalsilite (Ks), anorthite (An) et quartz (Qtz), elles sont très proches de Ne₇₀ et ont un rapport Ks/An sensiblement constant autour de 1 (Fig. 42). Leur teneur en quartz est inférieure à 10%. Elles sont très calciques avec plus de 10% d'anorthite (CaO > 3%). La néphéline des symplectites est la plus calcique avec 4% de CaO soit 14% d'anorthite (Fig. 42, Tableau 8). A Marangudzi (Zimbabwe), la néphéline se développant sur le plagioclase atteint 12% d'anorthite (Henderson et Gibbs, 1972). Ces teneurs très élevées traduisent le fait qu'elles se développent dans un environnement très calcique à plagioclase et en général amphibole pargasitique.

A Marangudzi (Zimbabwe), la néphéline coexiste avec un plagioclase voisin de An₄₇-An₃₃ (Henderson et Gibbs, 1972). MacKenzie et Rahman (1969) rapportent qu'à Ischia (Italie), le plagioclase est résorbé à partir de An₄₀ dans les laves à néphéline normative. Ces valeurs sont identiques à celles du minimum de densité de composition reporté pour les plagioclases de ces roches. Il est donc possible que ce minimum marque le début de la cristallisation de la néphéline.

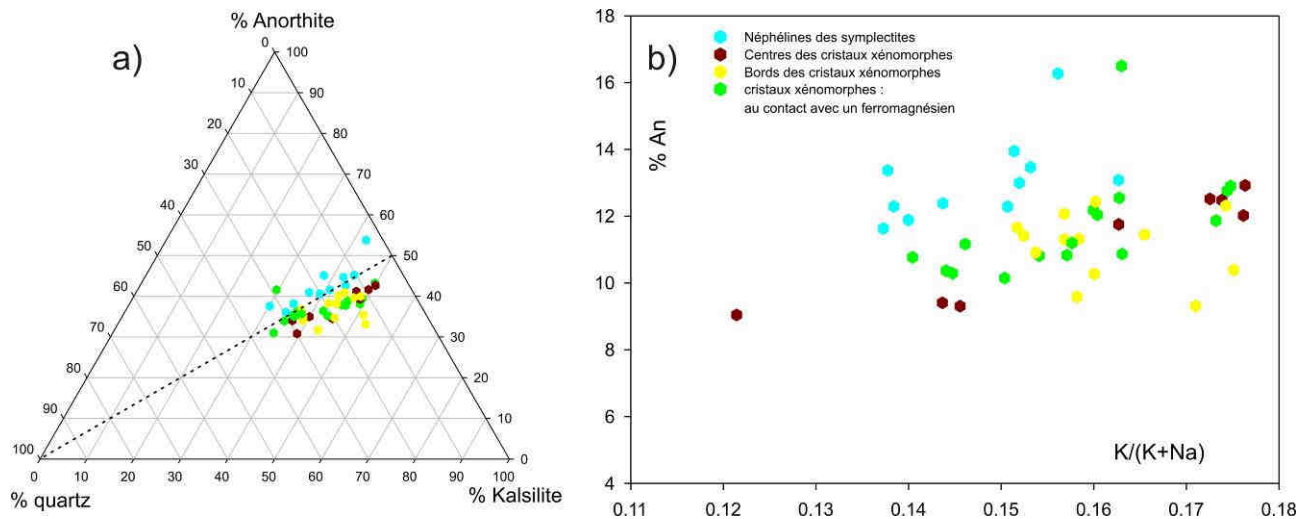


Fig. 42 : Composition des néphélines des théralites. La néphéline est considérée comme une solution solide entre 4 pôles : $NaAlSiO_4$ (néphéline), $KAlSiO_4$ (Kalsilite), $Ca_{0,5}\square_{0,5}AlSiO_4$ (Anorthite) et $\square Si_2O_4$ (quartz) (Roux J., 1979). a) Projection à partir du pôle néphéline sur le plan kalsilite-quartz-anorthite. b) Pourcentage d'anorthite en fonction du rapport $K/(K+Na)$.

B - Les basanites

(05-M-60, 05-M-62, 05-M-78*, 05-M-84c*, * : roches analysées à la microsonde)

Les basanites sont des roches très sombres microlitiques en filons recoupant les syénites à quartz (05-M-78), les syénites à néphéline (05-M-60, 05-M-62, 05-M-84c) ou recoupés par les syénites à néphéline (05-M-84c). Elles sont donc contemporaines de la série à néphéline. Le mode de ces roches est relativement variable, mais elles contiennent toutes clinopyroxène et plagioclase en phénocristaux. L'olivine et la pargasite sont les phénocristaux variant le plus en abondance. Lorsque l'olivine est abondante (05-M-78), la pargasite est peu représentée. L'olivine n'a pas été observée dans les échantillons 05-M-60 et 05-M-62 où l'amphibole est très abondante en petits cristaux. Dans ces roches, il subsiste néanmoins des agglomérats de diopside et biotite interprétés comme des fantômes d'olivine. La néphéline peut apparaître en phénocristaux (échantillons 05-M-60 et 05-M-62). Comme dans les théralites, la pargasite se développe, soit sur les pyroxènes, soit en cristaux indépendants, ici sous forme de fines baguettes.

La mésostase contient un clinopyroxène peu alumineux, de la pargasite, de la biotite, des oxydes, les deux feldspaths et de la néphéline. L'assemblage minéralogique vis-à-vis du liquide est donc dépourvu d'olivine et de clinopyroxène alumineux.

Ici nous allons insister sur les différences et les identités entre ces roches et les théralites.

1 - Les minéraux ferromagnésiens

L'olivine semble être la phase silicatée la plus précoce, comme dans les théralites, elle est en voie de résorption (Fig. 43a). Les cristaux submillimétriques comportent deux parties : un cœur, soit homogène (Fo₇₅), soit zoné normalement (Fo₈₀ à Fo₇₅), et une bordure montrant un net enrichissement en magnésium et atteignant Fo₈₉ (Fig. 43b). On note que le passage du cœur à la périphérie est brutal. On y remarque une augmentation du calcium passant d'environ 0.15 à 0.3% de CaO (Tableau 10). Le domaine de composition des olivines est beaucoup plus restreint que celui des olivines des théralites mais, à l'exception des bordures, s'y trouve inclus.

Aucune exsolution de magnétite n'a été observée dans ces olivines.

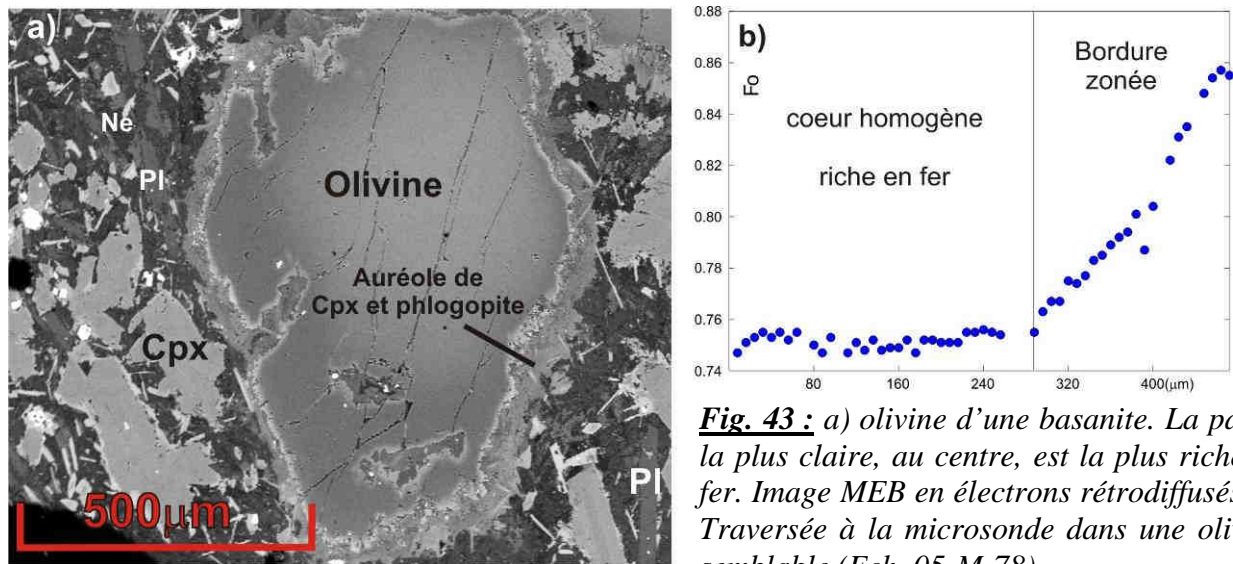


Fig. 43 : a) olivine d'une basanite. La partie la plus claire, au centre, est la plus riche en fer. Image MEB en électrons rétrodiffusés. b) Traversée à la microsonde dans une olivine semblable (Ech. 05-M-78).

Les phénocristaux de pyroxène millimétriques sont zonés et présentent des “macles en sablier” (Fig. 44). Ils sont très alumineux (entre 6 et 12% d' Al_2O_3) et titanifères (entre 1 et 3% de TiO_2) comme ceux des cœurs bruns des clinopyroxènes des théralites. Leur Mg# varie de façon normale de 0.82 à 0.70. Quelques cristaux présentent comme les olivines des bordures s'enrichissant en magnésium de 0.70 à 0.75 (Tableau 11).

Le pyroxène de la mésostase montre une certaine variabilité. Cependant il s'agit d'un diopside comme le clinopyroxène vert des théralites. Son Mg# varie de 0.65 à 0.50, il est peu alumineux : Al compris entre 0.15 à 0.20 par formule structurale sur 4 cations (Tableau 11).

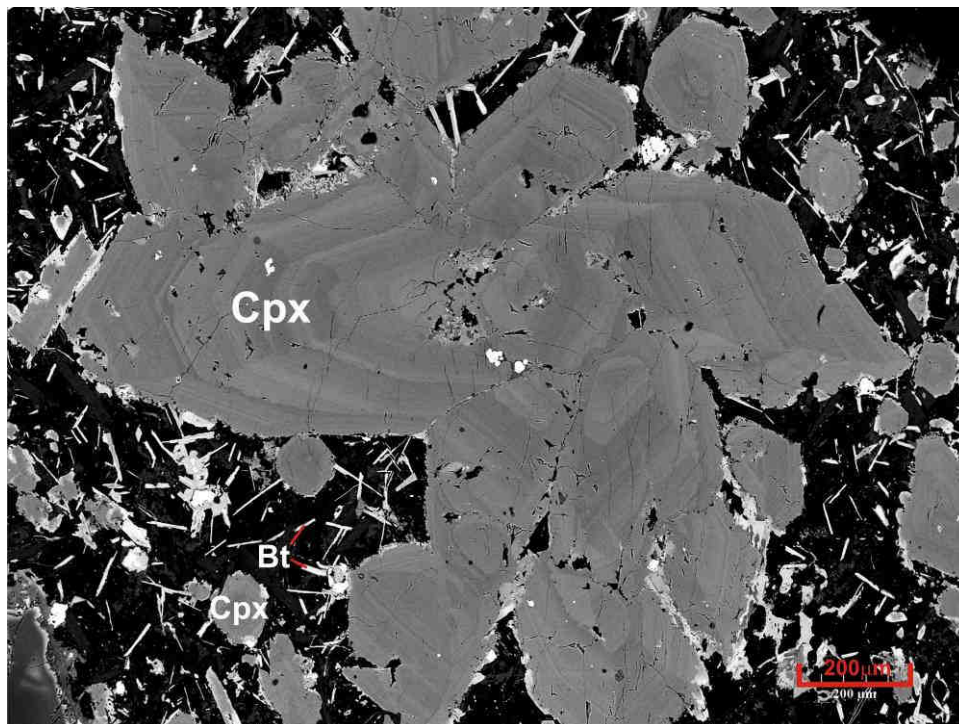


Fig. 44 : Image MEB en électrons rétrodiffusés : clinopyroxène alumineux (Cpx) dans la basanite 05-M-78. On remarque les zonation de croissance très fines et les zonation en secteur. Les baguettes claires sont des biotites (Bt). Le fond sombre est constitué de néphéline, de plagioclase et de feldspath alcalin.

Comme dans les théralites, olivines et pyroxènes contiennent des spinelles chromifères et alumineux toujours automorphes. Aucun spinelle verdâtre strictement alumineux n'a été observé. Ces spinelles sont légèrement plus chromifères que ceux des théralites avec près de 30% de Cr_2O_3 (Tableau 12). Proches des spinelles "non démixés" des théralites, ils sont cependant moins ferriques. De même leur $\text{Cr}\#$ ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$) semble beaucoup plus constant que dans ceux des théralites (Fig. 45). Ces spinelles sont zonés normalement en chrome suggérant une croissance à partir d'un milieu s'appauvrissant en chrome (Fig. 46).

On retrouve parfois, dans la bordure déstabilisée des olivines, des spinelles moins alumineux (5% de Al_2O_3), titanifères (6% de TiO_2) et très ferriques (environ 60% de FeO). Ils contiennent la même quantité en chrome par formule structurale. Dans le zone interne des bordures, on observe des spinelles de ce type possédant un cœur alumineux et peu ferrique (Fig. 47). Ces spinelles titanifères résultent du rééquilibrage de spinelles incluses dans les olivines avec le milieu extérieur lorsqu'il s'y trouve mis par la déstabilisation du minéral hôte.

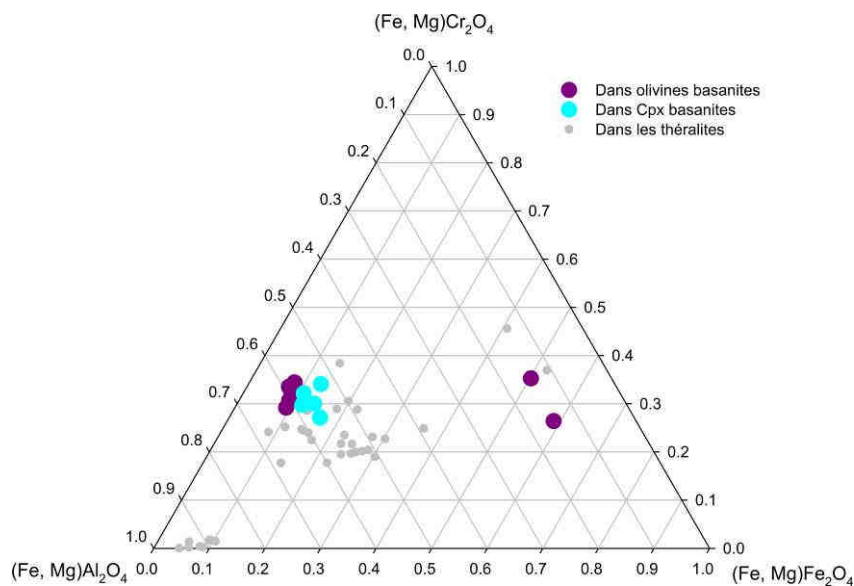


Fig. 45 : Compositions des spinelles de la basanite 05-M-78. Les spinelles riches en Al sont en inclusion dans les olivines (en violet) ou dans les clinopyroxènes (en bleu). Les spinelles riches en Fe^{3+} sont en bordure des olivines en décomposition et rééquilibrés.

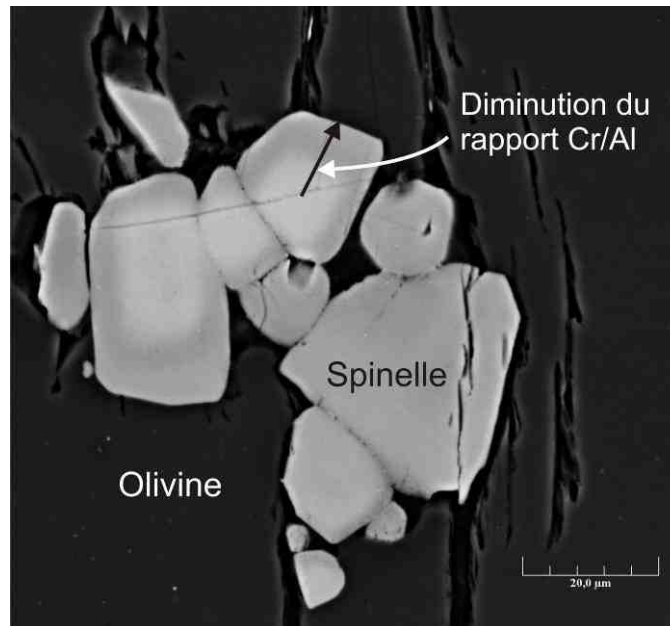


Fig. 46 : Spinelles en inclusion dans une olivine (échantillon 05-M-78). Les zones au centre sont riches en chrome. Image en électrons rétrodiffusés (MEB).

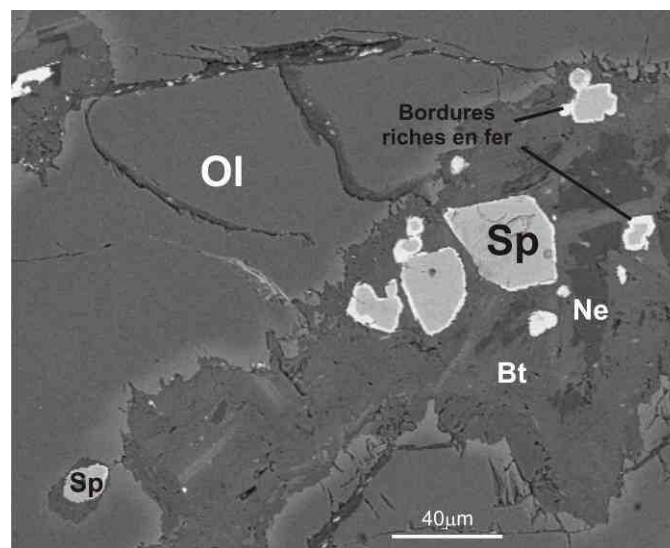


Fig. 47 : Spinelles se rééquilibrant avec le milieu extérieur lors de la déstabilisation de l'olivine qui les portait. Image en électrons rétrodiffusés (MEB). Ol : olivine, Sp : spinelle, Ne : néphéline, Bt : biotite.

La pargasite et la biotite se développent en cristaux tardifs souvent petits. Des exemples de composition sont reportés au Tableau 13. Elles se distinguent peu de leurs équivalents dans les théralites excepté par leur Mg# qui est nettement plus faible. Les Mg# des amphiboles et biotites sont comparés en Tableau 9 pour les théralites, basanites et également les essexites décrites plus bas. Dans ces différentes roches, amphibole et biotite semblent en équilibre sur la base de ce rapport. Sa faible valeur dans les basanites indique que ces minéraux se sont développés à partir du liquide résiduel différencié.

	Echantillon	Mg#	
		Pargasite	Biotite
Théralites	01-M-27	env. 0.65	env. 0.67
	01-M-26	env. 0.62	env. 0.56
Essexites	01-M-32a	env. 0.52	env. 0.55
	05-M-56	env. 0.50	env. 0.50
Basanite	05-M-78	env. 0.38	env. 0.33

Tableau 9 : Mg# des pargasites et biotites dans les roches “basiques”.

	Centres							Bordures magnésiennes						
SiO2	38.68	39.02	38.09	38.07	38.09	38.12	38.07	39.09	39.31	40.12	40.89	40.80	39.97	40.33
TiO2	0.01	0.04	0.03	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.12	0.00	0.00
Al2O3	0.03	0.04	0.05	0.02	0.01	0.02	0.06	0.07	0.09	0.13	0.04	0.05	0.19	0.12
Cr2O3	0.03	0.05	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.08	0.13	0.09	0.18	0.27	0.17	0.35
FeO	20.75	18.00	22.40	22.68	22.39	22.66	22.22	13.22	13.87	12.47	11.66	10.20	10.73	12.20
MnO	0.32	0.30	0.32	0.33	0.26	0.37	0.28	0.23	0.19	0.21	0.10	0.21	0.19	0.27
MgO	40.68	41.34	38.15	38.40	38.50	38.16	38.29	45.11	45.61	45.55	47.49	48.07	48.42	46.18
CaO	0.20	0.21	0.13	0.16	0.12	0.13	0.14	0.40	0.42	0.37	0.32	0.30	0.30	0.24
BaO	0.00	0.00	0.02	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.12				
Na2O	0.01	0.03	0.05	0.00	0.02	0.03	0.02	0.01	0.05	0.05	0.00	0.01	0.05	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.19	0.00	0.00
Cl	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04				
Total	100.71	99.05	99.27	99.81	99.43	99.50	99.13	98.24	99.74	99.11	100.72	100.28	100.12	99.75
Si	0.992	1.004	1.000	0.996	0.998	0.999	0.999	0.994	0.988	1.006	1.003	1.004	0.986	1.003
Ti	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000
Al	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.003	0.004	0.001	0.002	0.005	0.003
Cr	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.003	0.002	0.003	0.005	0.003	0.007
Fe	0.445	0.387	0.492	0.496	0.490	0.497	0.488	0.281	0.291	0.262	0.239	0.210	0.221	0.254
Mn	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.008	0.006	0.005	0.004	0.004	0.002	0.004	0.004	0.006
Mg	1.555	1.586	1.492	1.498	1.503	1.491	1.498	1.710	1.708	1.704	1.736	1.763	1.781	1.712
Ca	0.005	0.006	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.011	0.011	0.010	0.008	0.008	0.008	0.006
Ba	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	nd	nd	nd	nd
Na	0.000	0.002	0.003	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.003	0.002	0.000	0.001	0.002	0.000
K	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
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.007	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	nd	nd	nd	nd
total	3.006	2.995	3.002	3.004	3.002	3.002	2.999	3.006	3.012	2.995	2.993	2.999	3.010	2.991
% Fo	0.78	0.80	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.86	0.85	0.87	0.88	0.89	0.89	0.87

Tableau 10 : Compositions des olivines des basanites. Formules structurales calculées sur 4 oxygènes.

Position	centre										Bordures			mésostase					extrême bord	
SiO2	42.74	43.93	44.66	49.05	47.51	44.13	47.73	47.64	45.82	48.07	48.14	49.56	50.22	48.70	47.53	48.00	50.49	49.83	49.39	47.87
TiO2	2.79	2.43	2.08	1.21	1.48	2.58	1.41	1.61	1.76	1.75	1.97	1.18	0.50	0.99	1.86	1.77	0.83	0.78	0.63	1.37
Al2O3	12.58	11.48	10.48	6.23	7.04	10.53	7.53	7.42	9.07	6.61	6.46	5.37	3.71	4.58	5.66	4.81	3.88	4.16	3.32	6.98
Cr2O3	0.00	0.00	0.02	0.25	0.19	0.00	0.09	0.01	0.05	0.00	0.04	0.27	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06	0.04	0.03
FeO	8.77	8.31	8.04	6.51	7.00	8.52	6.64	8.24	7.43	6.99	7.73	6.42	10.16	14.63	14.05	12.55	10.96	10.25	11.97	7.52
MnO	0.05	0.19	0.11	0.16	0.11	0.08	0.17	0.24	0.09	0.16	0.13	0.14	0.52	0.35	0.41	0.40	0.36	0.46	0.48	0.13
MgO	10.13	10.65	11.03	13.84	12.91	10.72	13.02	11.84	11.91	12.45	11.93	14.11	11.45	7.70	8.23	8.50	10.64	10.64	9.81	12.63
CaO	21.87	21.98	21.96	22.28	22.20	22.49	21.87	22.10	22.19	21.79	21.28	22.78	22.29	22.32	20.77	21.48	22.33	22.52	21.90	23.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.74	0.77	0.66	0.53	0.48	0.71	0.54	0.70	0.51	1.00	0.91	0.47	0.97	0.69	1.23	1.12	0.78	0.75	0.82	0.62
K2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.05	0.02	0.00	0.07	0.08	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.15	0.11	0.06	0.03	0.07	0.00	0.17	0.06	0.00	0.02	0.00	0.03
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	99.68	99.74	99.05	100.07	98.90	99.80	99.04	99.80	99.04	98.97	98.72	100.35	99.91	100.02	100.28	98.76	100.45	99.51	98.39	100.19
F.S. :																				
Si T	1.598	1.638	1.675	1.806	1.777	1.648	1.779	1.775	1.717	1.797	1.812	1.821	1.882	1.870	1.814	1.851	1.896	1.884	1.901	1.769
Al IV	0.402	0.362	0.325	0.194	0.223	0.352	0.221	0.225	0.283	0.203	0.188	0.179	0.118	0.130	0.186	0.149	0.104	0.116	0.099	0.231
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al VI	0.152	0.142	0.138	0.077	0.087	0.111	0.110	0.100	0.117	0.088	0.099	0.054	0.046	0.077	0.069	0.069	0.067	0.069	0.051	0.073
Fe3+	0.148	0.140	0.118	0.081	0.083	0.147	0.069	0.085	0.105	0.090	0.046	0.086	0.114	0.051	0.106	0.063	0.045	0.057	0.073	0.125
Ti	0.078	0.068	0.059	0.033	0.042	0.073	0.039	0.045	0.050	0.049	0.056	0.033	0.014	0.029	0.053	0.051	0.023	0.022	0.018	0.038
Mg	0.507	0.537	0.561	0.695	0.661	0.556	0.653	0.605	0.609	0.648	0.615	0.720	0.614	0.427	0.439	0.473	0.568	0.580	0.542	0.658
Fe2+	0.114	0.108	0.122	0.109	0.125	0.111	0.124	0.158	0.117	0.120	0.182	0.103	0.196	0.406	0.321	0.330	0.285	0.258	0.300	0.102
Mn	0.001	0.005	0.003	0.005	0.003	0.002	0.005	0.007	0.002	0.005	0.004	0.004	0.016	0.011	0.013	0.013	0.011	0.014	0.015	0.004
M1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Mg	0.058	0.055	0.056	0.065	0.059	0.041	0.071	0.053	0.057	0.046	0.055	0.053	0.026	0.014	0.029	0.016	0.027	0.020	0.021	0.038
Fe2+	0.013	0.011	0.012	0.010	0.011	0.008	0.013	0.014	0.011	0.008	0.016	0.008	0.008	0.013	0.022	0.011	0.014	0.009	0.012	0.006
Mn	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Ca	0.876	0.878	0.882	0.879	0.889	0.900	0.873	0.882	0.891	0.873	0.858	0.897	0.895	0.918	0.849	0.887	0.898	0.912	0.903	0.911
Na	0.054	0.055	0.048	0.038	0.035	0.051	0.039	0.050	0.037	0.072	0.066	0.034	0.070	0.051	0.091	0.084	0.057	0.055	0.061	0.044
M2	1.000	1.000	0.999	0.993	0.994	1.000	0.997	1.000	0.996	0.999	0.996	0.991	1.000	0.997	0.992	0.998	0.996	0.997	0.997	0.999
Mg#	0.67	0.69	0.71	0.79	0.76	0.69	0.77	0.71	0.74	0.76	0.73	0.79	0.66	0.48	0.50	0.54	0.63	0.64	0.58	0.75
Pôles :																				
AEG	0.054	0.055	0.048	0.038	0.035	0.051	0.039	0.050	0.037	0.072	0.046	0.034	0.070	0.051	0.091	0.063	0.045	0.055	0.061	0.044
Jd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000	0.001	0.000	0.021	0.012	0.000	0.000	0.000
Natal	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	0.000	0.000
NaTM	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	0.000	0.000
NaTF	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	0.000	0.000
TiCaTs	0.078	0.068	0.059	0.033	0.042	0.073	0.039	0.045	0.050	0.049	0.056	0.033	0.014	0.029	0.053	0.051	0.023	0.022	0.018	0.038
TiFTs	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	0.000	0.000
Es	0.094	0.084	0.070	0.043	0.048	0.096	0.030	0.035	0.068	0.018	0.000	0.053	0.044	0.000	0.015	0.000	0.000	0.002	0.012	0.080
CaTs	0.152	0.142	0.138	0.077	0.087	0.111	0.110	0.100	0.116	0.087	0.076	0.054	0.046	0.073	0.065	0.047	0.055	0.069	0.051	0.073
FATs	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	0.000	0.000
Diop	0.449	0.482	0.503	0.624	0.597	0.515	0.580	0.552	0.550	0.602	0.558	0.659	0.588	0.413	0.407	0.457	0.539	0.557	0.520	0.619
Hd	0.102	0.102	0.112	0.102	0.116	0.105	0.115	0.150	0.108	0.116	0.168	0.098	0.203	0.403	0.310	0.332	0.281	0.261	0.302	0.100
En	0.058	0.055	0.057	0.068	0.061	0.041	0.072	0.053	0.058	0.046	0.056	0.057	0.026	0.014	0.031	0.016	0.028	0.021	0.022	0.038
Fs	0.013	0.012	0.013	0.011	0.012	0.008	0.014	0.014	0.011	0.009	0.017	0.008	0.009	0.014	0.023	0.011	0.015	0.010	0.013	0.006

Tableau II : Clinopyroxènes des basanites. Formule structurale calculée pour 6 oxygènes et 4 cations. Répartition en pôles, selon Martin (1987) :

AEG : Aegyrine ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$), Jd : Jadéite ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$), Natal (NaTiSiAlO_6), NaTM ($\text{NaMg}_{0.5}\text{Ti}_{0.5}\text{Si}_2\text{O}_6$), NaTF ($\text{NaFe}_{0.5}\text{Ti}_{0.5}\text{Si}_2\text{O}_6$), TiCaTs ($\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$), TiFTs ($\text{CaTiFe}^{3+}_2\text{O}_6$), Es : Esseneite ($\text{CaFe}^{3+}\text{AlSiO}_6$), CaTs ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$), FATs ($\text{CaFe}^{3+}_2\text{SiO}_6$), Diop : Diopside ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), Hd : Hedenbergite ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$), En : Enstatite ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), Fs : Ferrosilite ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$).

	Dans clinopyroxène					Dans olivine								Hors olivine	Bordure rééquilibrée	
SiO2	0.73	0.70	0.18	0.19	0.18	0.18	0.29	0.36	0.35	0.22	0.26	0.16	0.25	0.30	0.11	0.06
TiO2	1.00	1.26	0.64	0.59	0.55	0.61	0.65	0.78	0.74	0.76	0.50	0.60	0.59	0.54	5.40	7.84
Al2O3	29.79	29.79	27.94	29.68	32.56	31.95	31.39	34.73	32.59	27.01	33.70	32.42	31.68	30.21	5.71	5.22
Cr2O3	25.08	22.65	22.26	21.25	27.92	26.44	26.64	24.54	24.73	25.95	28.58	28.93	27.01	26.96	20.71	13.82
FeO	33.99	34.68	42.97	40.91	21.74	34.69	34.05	25.22	33.71	40.71	21.04	22.60	29.25	32.86	56.52	64.61
MnO	0.60	0.49	1.50	0.63	0.17	0.85	0.69	0.25	0.77	1.01	0.29	0.30	0.49	0.88	4.25	1.42
MgO	7.50	7.15	0.69	4.67	14.44	5.64	5.86	13.35	6.97	2.87	14.87	13.82	9.16	6.18	2.57	0.85
CaO	0.25	0.28	0.39	0.39	0.02	0.01	0.04	0.00	0.16	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	nd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	nd	nd	nd	nd	nd	0.00
Na2O	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.07	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.02	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03	0.03	0.01	0.04	0.11
F	0.42	0.41	0.89	0.00	0.11	0.42	0.80	0.28	0.21	0.31	0.11	0.00	0.13	0.10	0.00	0.21
Cl	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.12	0.00	0.00	0.01
Total	98.97	97.02	96.59	98.35	97.71	100.44	99.65	99.23	100.03	98.75	99.36	98.99	98.72	98.04	95.36	93.96
Si	0.022	0.022	0.006	0.006	0.005	0.005	0.009	0.011	0.011	0.007	0.007	0.005	0.008	0.009	0.004	0.002
Ti	0.023	0.030	0.016	0.014	0.012	0.014	0.015	0.017	0.017	0.018	0.011	0.013	0.013	0.013	0.149	0.222
Al	1.088	1.108	1.099	1.109	1.140	1.159	1.147	1.198	1.173	1.032	1.157	1.129	1.143	1.123	0.246	0.231
Cr	0.614	0.565	0.587	0.533	0.656	0.643	0.653	0.568	0.597	0.665	0.658	0.676	0.654	0.672	0.598	0.411
Fe	0.880	0.915	1.199	1.085	0.540	0.893	0.883	0.617	0.861	1.103	0.512	0.559	0.749	0.867	1.728	2.033
Fe3+	0.208	0.224	0.271	0.321	0.169	0.163	0.154	0.179	0.175	0.254	0.149	0.159	0.162	0.160	0.852	0.914
Fe2+	0.672	0.691	0.928	0.764	0.371	0.729	0.728	0.438	0.685	0.849	0.364	0.400	0.588	0.707	0.875	1.119
Mn	0.016	0.013	0.042	0.017	0.004	0.022	0.018	0.006	0.020	0.028	0.007	0.007	0.013	0.024	0.132	0.045
Mg	0.346	0.336	0.034	0.221	0.640	0.259	0.271	0.583	0.317	0.138	0.646	0.609	0.418	0.291	0.140	0.048
Ca	0.008	0.009	0.014	0.013	0.001	0.000	0.001	0.000	0.005	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	nd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	nd	nd	nd	nd	nd	0.000
Na	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.005
F	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
Cl	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	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Mg#	0.33	0.32	0.03	0.22	0.63	0.26	0.27	0.57	0.31	0.14	0.64	0.60	0.41	0.28	0.12	0.04
Cr#	0.32	0.30	0.30	0.27	0.33	0.33	0.33	0.29	0.31	0.34	0.34	0.34	0.33	0.34	0.35	0.26

Tableau 12 : Spinelles des basanites en inclusion dans les clinopyroxènes ou olivines. Les spinelles dits rééquilibrés sont dans le fond de la lame, probablement à cause de la destruction du minéral qui le contenait, autour du spinelle appelé ‘‘hors olivine’’. $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+}+Mn)$, $Cr\# = Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$.

	microlites ou poussant sur le Cpx					petits cristaux de pargasite en baguettes					
SiO ₂	39.91	39.57	39.96	41.21	38.71	39.10	38.69	37.65	39.41	38.67	38.80
TiO ₂	3.86	3.90	4.27	3.31	3.87	3.83	3.72	3.65	3.53	3.83	4.11
Al ₂ O ₃	11.76	12.36	12.36	12.76	12.99	12.27	12.29	13.94	12.24	12.06	12.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.12	0.06	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	19.97	20.01	18.01	18.38	20.89	20.34	19.65	20.62	19.67	19.47	19.76
MnO	0.29	0.44	0.41	0.58	0.48	0.38	0.54	0.31	0.38	0.33	0.45
MgO	7.39	6.98	7.51	6.65	6.37	6.47	6.42	6.34	6.76	6.57	6.46
CaO	10.99	10.98	11.29	10.97	11.33	11.47	11.54	8.98	11.31	10.81	11.01
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	2.81	2.59	2.58	2.93	2.57	2.53	2.61	2.22	2.46	2.64	2.71
K ₂ O	1.55	1.66	1.46	1.52	1.62	1.55	1.62	2.92	1.56	1.49	1.63
F	0.12	0.32	0.38	0.23	0.08	0.18	0.31	0.00	0.00	0.21	0.03
Cl	0.02	0.04	0.07	0.04	0.12	0.13	0.08	0.06	0.08	0.08	0.07
Total	98.68	98.84	98.30	98.69	99.07	98.49	97.52	96.68	97.41	96.14	97.05
répartition :											
Si	6.125	6.080	6.114	6.259	5.964	6.058	6.047	5.886	6.120	6.098	6.070
Al IV	1.875	1.920	1.886	1.741	2.036	1.942	1.953	2.114	1.880	1.902	1.930
total T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	0.252	0.318	0.342	0.543	0.322	0.299	0.311	0.454	0.359	0.339	0.285
Ti	0.446	0.450	0.491	0.379	0.448	0.446	0.437	0.429	0.412	0.454	0.484
Cr	0.000	0.000	0.002	0.014	0.007	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.342	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	2.562	2.571	2.304	2.335	2.691	2.635	2.568	2.294	2.554	2.567	2.585
Mn	0.038	0.058	0.052	0.074	0.062	0.049	0.072	0.040	0.050	0.044	0.060
Mg	1.691	1.599	1.713	1.506	1.463	1.494	1.496	1.441	1.565	1.544	1.506
total M1-2-3	4.989	4.995	4.904	4.849	4.993	4.924	4.892	5.000	4.941	4.948	4.920
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.060	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.038	0.000	0.000	0.000
Ca	1.807	1.807	1.851	1.785	1.870	1.904	1.932	1.504	1.882	1.826	1.845
Na	0.193	0.193	0.149	0.215	0.130	0.096	0.068	0.397	0.118	0.174	0.155
total M4	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.643	0.579	0.615	0.649	0.638	0.665	0.722	0.275	0.624	0.634	0.667
K	0.303	0.325	0.285	0.294	0.317	0.305	0.324	0.582	0.309	0.299	0.326
total A	0.946	0.904	0.901	0.943	0.955	0.984	1.045	0.857	0.933	0.933	0.993
Total cat.	15.935	15.899	15.805	15.792	15.948	15.908	15.937	15.857	15.874	15.881	15.912
F	0.060	0.156	0.182	0.112	0.038	0.088	0.154	0.000	0.000	0.105	0.013
Cl	0.006	0.010	0.019	0.010	0.032	0.035	0.021	0.016	0.022	0.020	0.019
Mg #	0.39	0.38	0.42	0.38	0.35	0.36	0.36	0.35	0.38	0.37	0.36

Tableau 13 : Compositions d'amphiboles des basanites. Les "petits cristaux" sont des baguettes plus grosses que des microlites. Fe³⁺ estimé selon Leake et al. (1997). Formules structurale calculée sur 23 oxygènes.

2 - Les feldspaths et la néphéline

Le plagioclase est calcique : An_{70} à An_{40} zoné normalement (Fig. 48). Comme dans les théralites, les cristaux possèdent des bordures plus albitiques (An_{25-35}). Les analyses disponibles suggèrent fortement l'existence d'un trou de composition correspondant au minimum de densité rapporté dans les théralites (Fig. 48, Tableau 14a).

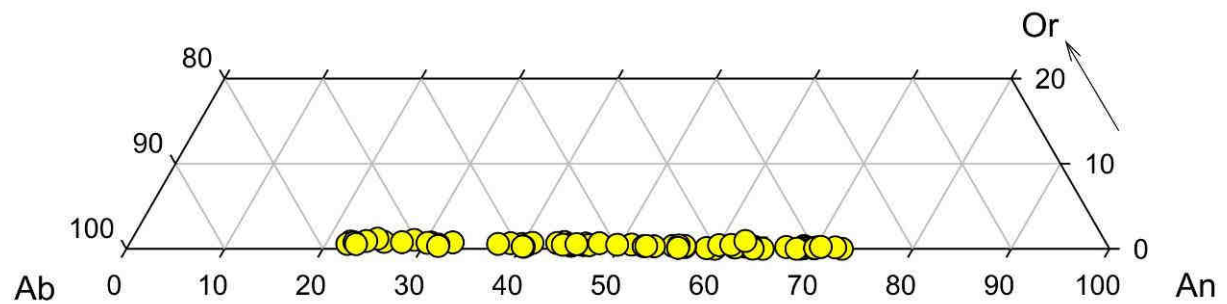


Fig. 48 : Plagioclases des basanites dans un diagramme Albite-Anorthite-Orthose. On distingue les compositions de bordures riches en albite des compositions anorthitiques des cœurs des cristaux.

La néphéline cristallise tardivement et se développe également aux dépens du plagioclase. Sa teneur en anorthite semble relativement variable (Tableau 14b). Il est difficile de distinguer ces néphélines de celles des théralites et essexites.

Le feldspath alcalin est présent en petite quantité et en fond de lame. Il est clairement secondaire et contient 70% d'albite (Tableau 14a).

a)	05-M-78			05-M-84c							
	pl	F. Alc.		Cœurs				Bords			
SiO2	51.13	59.95	63.52	50.36	51.06	53.74	54.24	50.38	62.20	62.60	62.54
TiO2	0.04	0.03	0.01	0.00	0.07	0.06	0.08	0.06	0.06	0.00	0.06
Al2O3	30.66	23.03	20.57	31.81	31.68	29.28	29.25	31.56	23.80	23.73	23.64
Cr2O3	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00
FeO	0.45	0.08	0.21	0.09	0.03	0.04	0.08	0.05	0.12	0.20	0.12
MnO	0.02	0.05	0.02	0.00	0.05	0.00	0.02	0.04	0.04	0.00	0.01
MgO	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.01	0.01
CaO	12.96	1.36	0.54	14.09	14.05	11.32	11.12	13.95	4.76	4.63	4.73
BaO	0.13	0.38	0.05	0.25	0.00	0.12	0.00	0.08	0.00	0.00	0.45
Na2O	4.02	8.39	10.00	3.24	3.50	4.75	4.67	3.54	8.70	8.78	8.76
K2O	0.10	4.74	4.89	0.03	0.05	0.03	0.05	0.00	0.09	0.15	0.13
F	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.55	98.03	99.91	99.89	100.49	99.55	99.56	99.66	99.83	100.21	100.43
Si	2.339	2.764	2.870	2.297	2.311	2.440	2.452	2.302	2.760	2.767	2.766
Ti	0.002	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.000	0.002
Al	1.653	1.251	1.095	1.710	1.690	1.566	1.559	1.699	1.244	1.236	1.232
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Fe	0.017	0.003	0.008	0.003	0.001	0.002	0.003	0.002	0.004	0.007	0.004
Mn	0.001	0.002	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000
Mg	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001
Ca	0.635	0.067	0.026	0.688	0.681	0.551	0.539	0.683	0.226	0.219	0.224
Ba	0.002	0.007	0.001	0.004	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.008
Na	0.356	0.750	0.876	0.287	0.307	0.418	0.409	0.314	0.749	0.752	0.751
K	0.006	0.279	0.282	0.002	0.003	0.002	0.003	0.000	0.005	0.008	0.007
F	0.000	0.002	0.008	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000	0.008	0.008	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	5.014	5.124	5.161	4.992	4.997	4.985	4.972	5.004	4.993	4.994	4.995
%An	63.69	6.12	2.20	70.48	68.75	56.72	56.64	68.52	23.08	22.38	22.81
%Ab	35.72	68.46	74.02	29.35	30.94	43.08	43.05	31.48	76.38	76.78	76.43
%Or	0.58	25.42	23.78	0.17	0.31	0.20	0.32	0.00	0.54	0.84	0.75

b)	05-M-78			
SiO2	45.67	43.20	43.53	44.99
TiO2	0.07	0.02	0.00	0.00
Al2O3	33.30	34.68	34.67	34.08
Cr2O3	0.04	0.00	0.00	0.00
FeO	0.44	0.39	0.33	0.34
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	1.47	2.61	1.69	1.42
BaO	0.00	0.11	0.00	0.06
Na2O	15.54	15.12	15.45	15.76
K2O	4.44	4.70	5.27	4.99
F	0.00	0.09	0.09	0.00
Cl	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	100.97	100.93	101.04	101.65
Si	1.073	1.026	1.033	1.055
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000
Al	0.922	0.971	0.969	0.942
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe	0.009	0.008	0.007	0.007
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.037	0.066	0.043	0.036
Ba	0.000	0.001	0.000	0.001
Na	0.708	0.696	0.710	0.717
K	0.133	0.142	0.159	0.149
F	0.000	0.003	0.003	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	2.884	2.911	2.921	2.907
% Néphéline	70.79	69.63	71.04	71.69
% Kalsilite	13.32	14.24	15.95	14.92
% An	7.39	13.26	8.59	7.13
% Quartz	8.50	2.87	4.42	6.26

Tableau 14 : a) Feldspaths des basanites : pour l'échantillon 05-M-78 microlites de plagioclase et de feldspath alcalin, et pour l'échantillon 05-M-84c des analyses de cœurs et de bords de phénocristaux. b) Néphélines des basanites. Les néphélines sont considérées comme une solution solide entre 4 pôles : $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (néphéline), KAlSi_3O_8 (Kalsilite), $\text{Ca}_{0.5}\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (Anorthite) et Si_2O_4 (quartz) (Roux J., 1979).

C - Les essexites

(01-M-32a*, 05-M-22, 05-M-52, 05-M-56* et 05-M-63, * pour les roches analysées à la microsonde) :

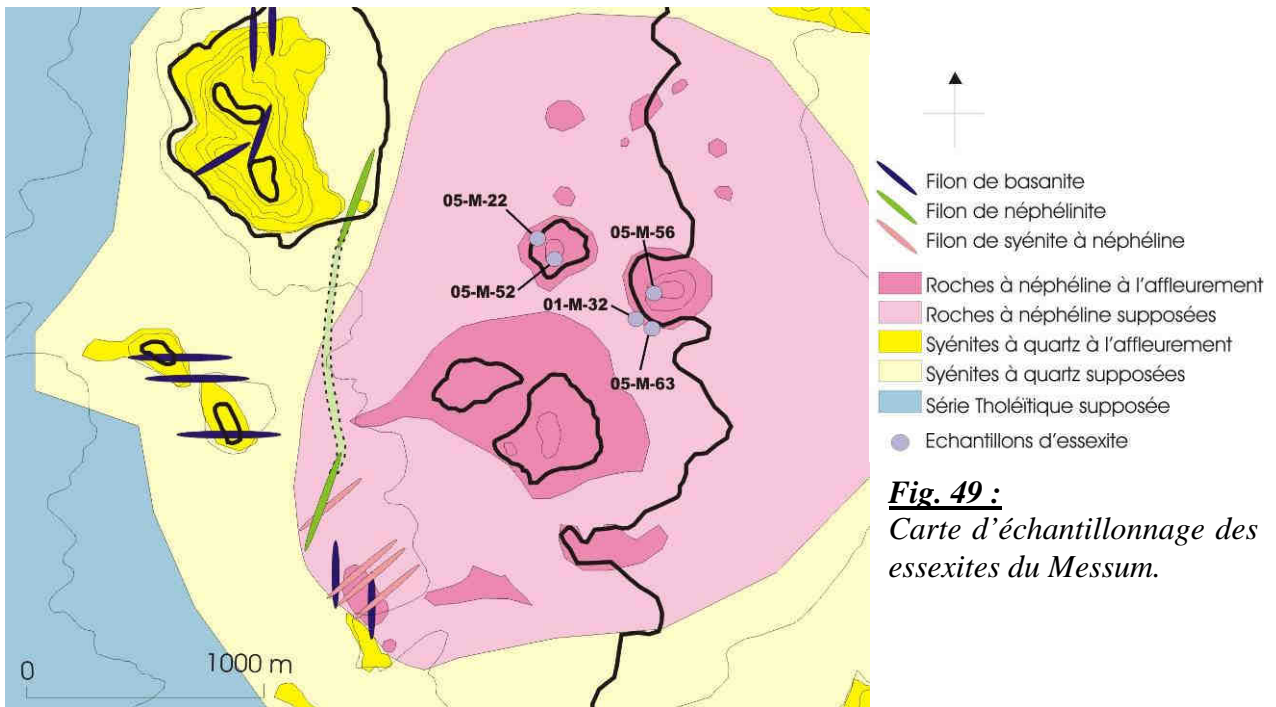


Fig. 49 :

Carte d'échantillonnage des essexites du Messum.

Williams et al. (1958) décrit les essexites comme des roches à plagioclase intermédiaire (An_{60} à An_{35}), deux ferromagnésiens abondants : une augite titanifère et une hornblende brune riche en sodium et titane, de la néphéline et du feldspath alcalin tardifs moulant les autres phases. Il signale aussi l'absence d'olivine, la présence de biotite et comme phases accessoires de l'apatite, de la titanite et de la titano-magnétite. Pour Williams et al. (1958), les essexites contiennent plus de feldspaths que les théralites et sont donc des roches plus claires, même si elles contiennent moins de feldspathoïdes.

Comme l'usage de théralite, celui d'essexite est très variable. Ainsi, pour Hatch et al. (1961), les essexites sont des roches très basiques et sombres, avec un plagioclase labrador et peu de feldspathoïdes et feldspaths alcalins. La quantité de néphéline augmentant, on passe aux théralites qui apparaissent comme des roches moins basiques et plus claires. Carmichael et al. (1974) ne distingue pas essexite et théralite, qu'il décrit comme des gabbros à olivine avec orthoclase, néphéline, hornblende brune et un peu de biotite. Le Maitre (2002) utilise essexite comme synonyme de monzogabbro ou monzodiorite à néphéline. Simpson (1954) décrit des essexites dans le complexe voisin d'Okenyenya. Ce sont des roches contenant plus de 70% de minéraux blancs : andésine voire oligoclase, feldspath potassique en couronne autour du plagioclase ainsi qu'en cristaux séparés et néphéline, et comme ferromagnésiens : clinopyroxène, amphibole brune, olivine et un peu de biotite.

Un certain nombre de roches du Messum sont constituées de plagioclase intermédiaire, de clinopyroxène à cœur alumineux en relique et périphérie verte peu alumineuse, de pargasite et de néphéline (Fig. 50). Dans la classification de Le Maitre (2002), ces roches sont des diorites à néphéline. Très proches des théralites, à la fois par la minéralogie et par la composition des phases minérales, ces roches sont néanmoins différentes par leur teinte plus claire et leur caractère plus différencié. En effet, le plagioclase est plus acide que dans les théralites, l'olivine est absente, et les ferromagnésiens dominants sont la pargasite et le clinopyroxène non alumineux. Sur le terrain, il est difficile de distinguer ces roches des théralites car il y a un passage continu de nuance de couleur entre les deux, et la taille des grains est souvent la même.

Ces roches correspondent bien à la description de Williams et al. (1958) des essexites. C'est pourquoi j'ai retenu ce terme. Deux différences subsistent néanmoins entre les descriptions de Williams et al. (1958) et les essexites du Messum : ces dernières ne contiennent pas ou peu de feldspath potassique, qui apparaît tardivement, et la néphéline y est aussi abondante que dans théralites.

Les minéraux des essexites sont très semblables en composition et en aspect à ceux des théralites, mais leurs proportions relatives changent. Nous allons donc nous attacher à montrer les différences entre les ferromagnésiens et entre les tectosilicates entre ces deux types de roches.

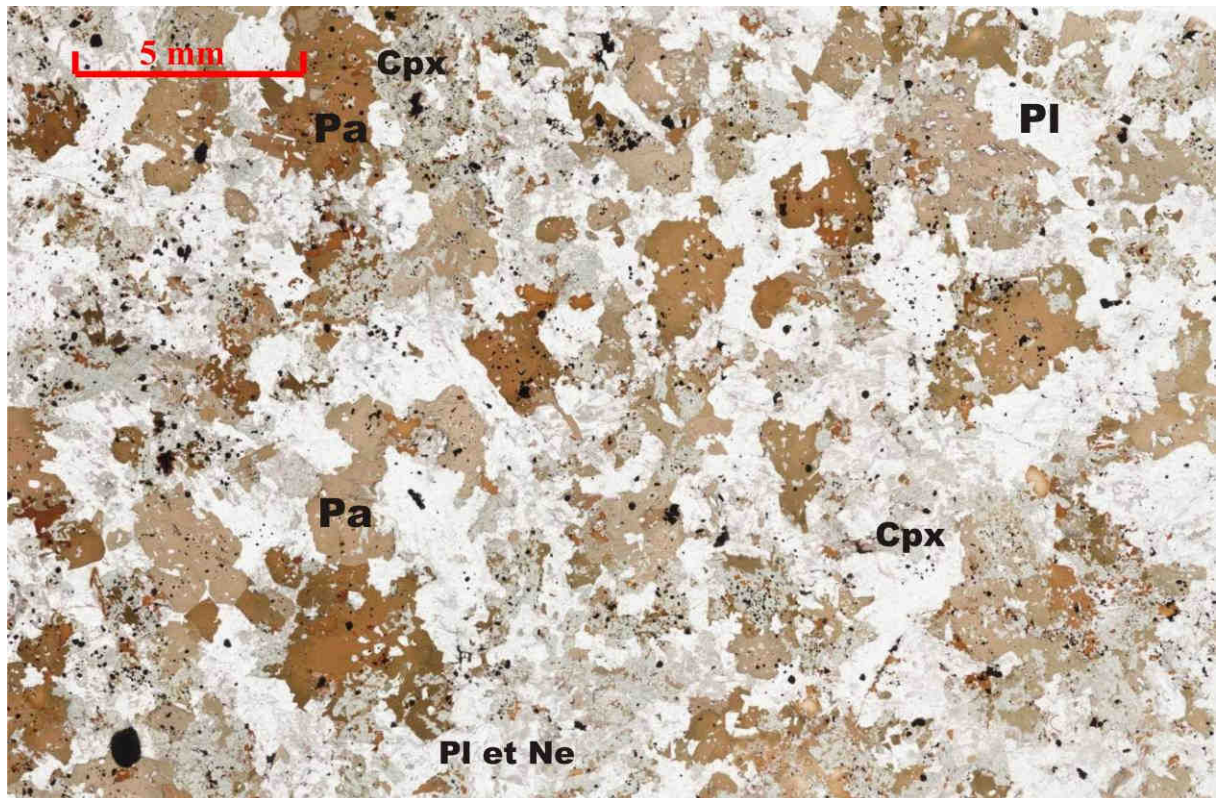


Fig. 50 : Photo d'essexite (05-M-22). On notera la grande abondance de la pargasite en cristaux souvent automorphes. Cpx : clinopyroxène, Pa : pargasite, Pl : plagioclase, Ne : néphéline. Largeur de la photo : 3cm.

1 - Les minéraux ferromagnésiens

Dans les essexites, le ferromagnésien dominant est la pargasite, au contraire des théralites dans lesquelles il y a peu de pargasite et beaucoup de clinopyroxène alumineux et d'olivine. L'olivine, et le clinopyroxène alumineux sont réduits à l'état de reliques entourées soit de pargasite, soit d'un clinopyroxène vert peu alumineux. Ce dernier se développe massivement sur la pargasite et en cristaux indépendants. La biotite régresse nettement.

L'olivine est absente ou isolée de la paragenèse. Elle apparaît en très rares reliques ceinturées de pargasite et souvent déstabilisée en un agrégat à diopside, phlogopite et magnétite (Fig. 51). Les reliques indiquent des compositions proches de Fo₆₀. Les agrégats globuleux à diopside, phlogopite et magnétite sont ici plus abondants que dans les théralites. Aucun spinelle n'a été observé.

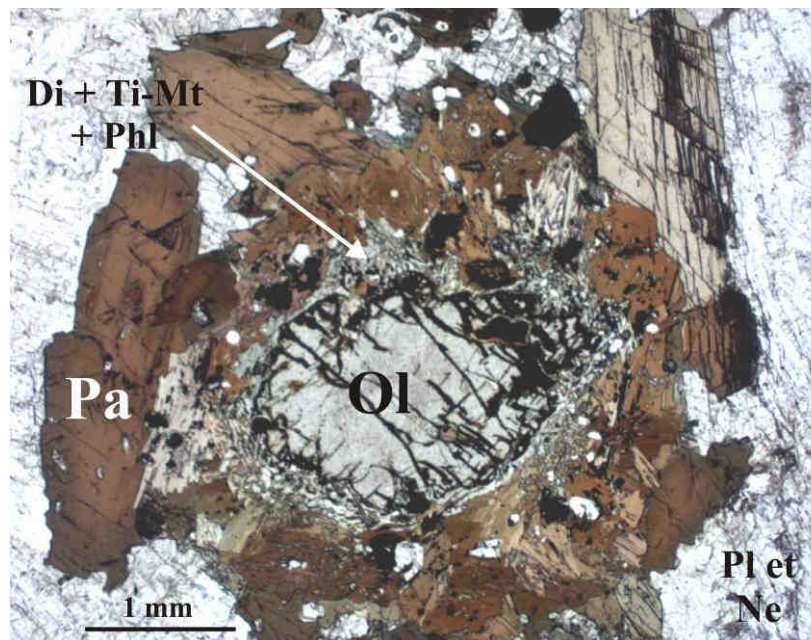


Fig. 51 : Relique d'olivine blindée de pargasite automorphe. Entre les deux se développe une auréole de déstabilisation (à phlogopite, diopside et ti-magnétite) (échantillon 01-M-32a). Ol : olivine, Pa : pargasite, Ne : néphéline, Pl : plagioclase, Di : diopside, Ti-Mt : titanomagnétite, Phl : phlogopite.

Comme l'olivine, le pyroxène brun est isolé de la paragenèse par une auréole de pargasite ou de pyroxène vert. Il est peu abondant. Il est indifférentiable de celui des théralites avec 7 à 11% de Al₂O₃, 1 à 3% de TiO₂ et un Mg# compris entre 0.80 et 0.65 (Fig. 52, Tableau 15). Le pyroxène vert se distingue très bien du pyroxène brun avec moins de 4% de Al₂O₃, et 1.5% de TiO₂ au maximum. Il évolue faiblement par rapport à celui des théralites, son Mg# avoisine 0.60 (Fig. 52, Tableau 15).

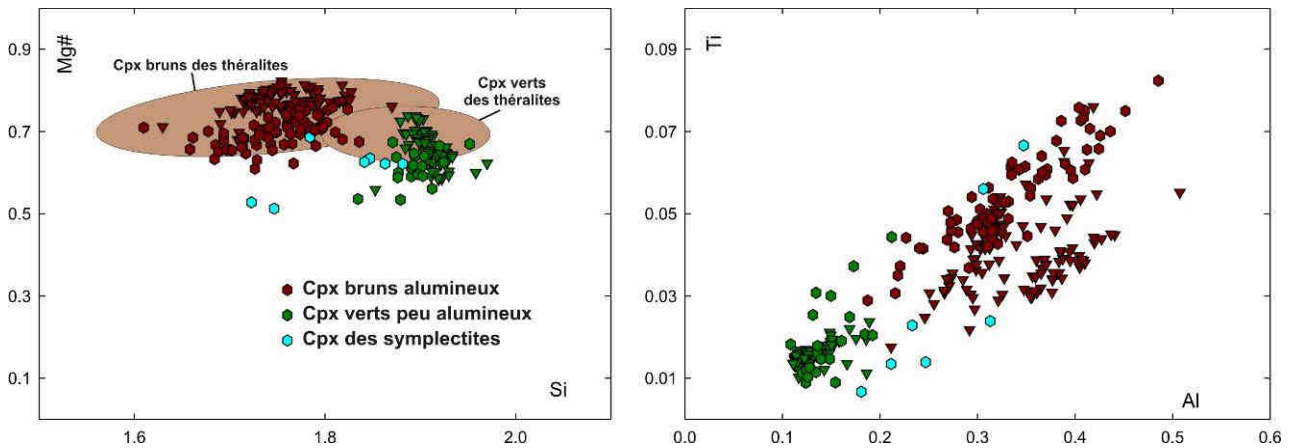


Fig. 52 : Compositions des différents clinopyroxènes des essexites. $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{total} + Mn)$ (\blacktriangledown : 01-M-32a, \bullet : 05-M-56). Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes et 4 cations.

Les essexites se caractérisent par un fort développement des symplectites à néphéline-diopside aux dépens de la pargasite et du plagioclase (Fig. 54). La réaction est identique à celle décrite dans les théralites. Proche du pyroxène vert en cristaux indépendants ou se développant sur le pyroxène brun, le diopside produit est cependant plus riche en Al_2O_3 avec des teneurs atteignant 7% (Tableau 15). De telles concentrations n'ont pas été observées dans les théralites. S'il est difficile de l'expliquer, on peut proposer qu'elles correspondent à des conditions très locales. En effet, dans les symplectites, on trouve des cristaux d'hercynite (Fig. 54) $FeAl_2O_4$ (Tableau 15) qui peuvent contrôler l'activité de l'alumine. L'origine de ces cristaux n'est pas comprise. Ce sont les seuls spinelles observés dans ces roches. Dans les roches "suivantes", le spinelle n'a pas été rencontré. Ce contrôle local est également indiqué par le lien entre le Mg# du pyroxène et celui de l'amphibole impliquée dans la symplectite (Fig. 53).

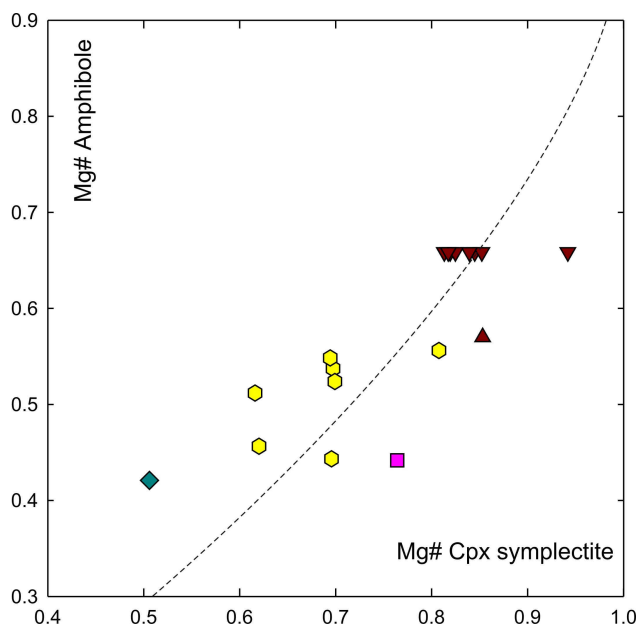


Fig. 53 : Comparaison des Mg# des clinopyroxènes des symplectites à clinopyroxène-néphéline et des amphiboles sur lesquelles se développe cette symplectite. \blacktriangle : Théralite 05-M-27b, \blacktriangledown : Théralite 01-M-27, \blacksquare : Syénite à néphéline 05-M-47, \blacklozenge : Basanite 05-M-84c, \bullet : Essexite 05-M-56.
 $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+} + Mn)$

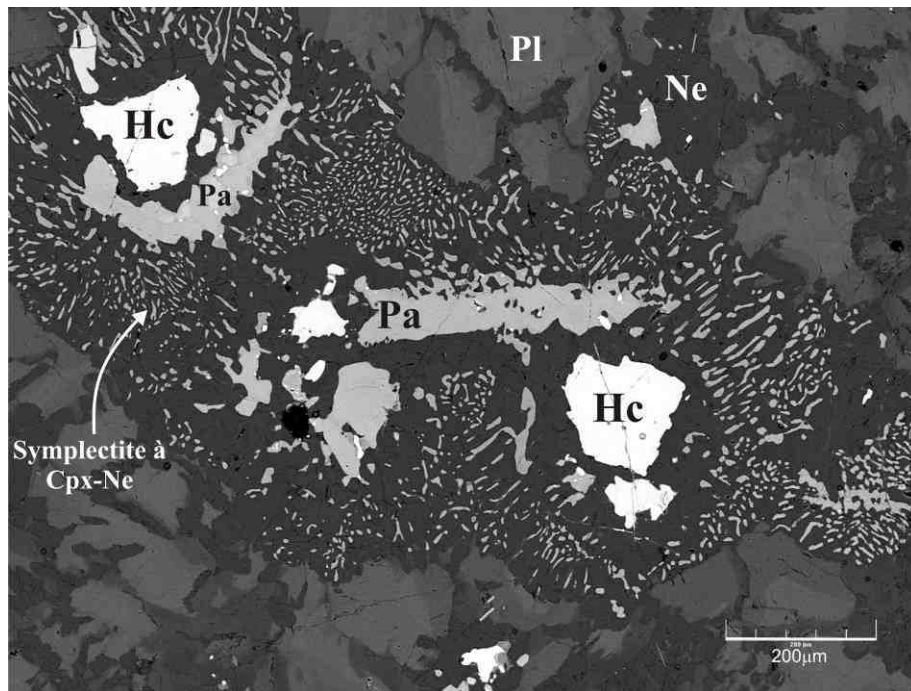


Fig. 54: *Symplectite à clinopyroxène-néphéline dans l'essexite 05-M-56. Spinelle hercynite en blanc, reliques de pargasite et clinopyroxène en gris clair, plagioclase en gris foncé et néphéline en noir. Image MEB en électrons rétrodiffusés. Hc : hercynite, Pa : pargasite, Cpx : clinopyroxène, Ne : néphéline, Pl : plagioclase.*

La pargasite des essexites diffère peu de celles des théralites (Fig. 55). Elle n'est pas zonée (Tableau 16) et son domaine de variation chimique est étroit. Comme pour le clinopyroxène vert, le Mg# des amphiboles baisse au passage théralites / essexites (de 0.6 à 0.45). Cette baisse est accompagnée de celle du titane (de 0.6 à 0.35) (Fig. 55).

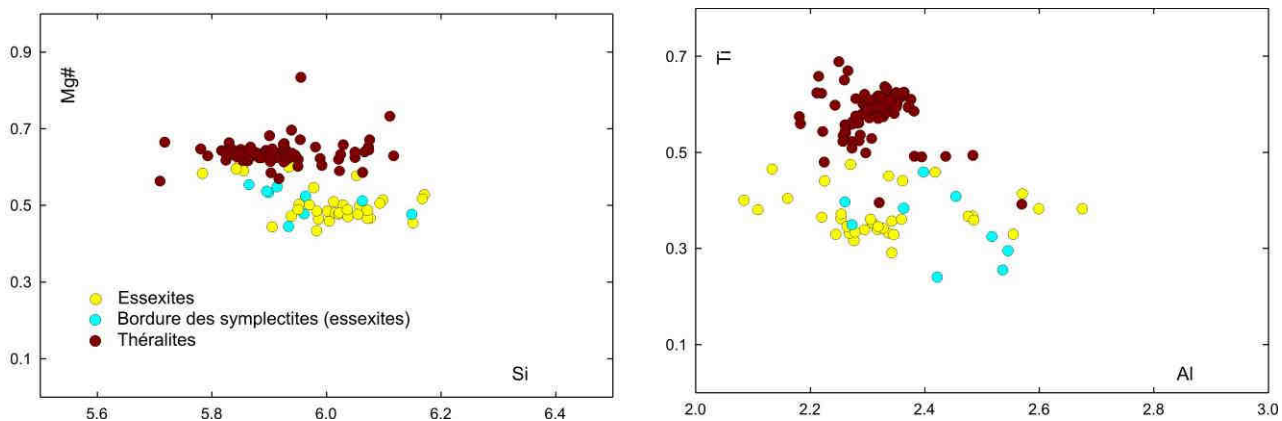


Fig. 55 : Si versus Mg# des amphiboles des essexites (en jaune et bleu) et des théralites (en marron) avec calcul de la formule structurale sur 23 oxygènes. $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+} + Mn)$, avec estimation du Fe^{2+} par la méthode de Leake et al (1997).

Les rares biotites des essexites sont chimiquement identiques à celles des théralites (Tableau 17).

Le passage des théralites aux essexites correspond à la disparition de l'olivine et au développement massif de l'amphibole. Cette évolution est très claire si on regarde les ferromagnésiens qui se distinguent bien d'un type de roche à l'autre.

On ne trouve pas de spinelles chromifères dans les essexites à l'exception des hercynites observées au cœur des symplectites en relique. Par contre, on trouve de nombreuses inclusions de Ti-magnétite dans le clinopyroxène vert ou l'amphibole, voire en cristaux indépendants dans le plagioclase ou la néphéline. Ce sont des phases relativement tardives avec une proportion variable en ulvöspinelle (Tableau 18).

Roche	01-M-32a				05-M-56					
SiO2	35.34	36.13	35.77	35.90	33.66	34.00	34.51	34.70	33.88	34.69
TiO2	6.05	5.55	5.98	5.58	5.98	5.47	7.92	5.58	5.23	5.72
Al2O3	15.20	15.06	15.41	15.10	15.15	15.03	14.04	14.67	17.04	15.15
Cr2O3	0.01	0.02	0.08	0.06	0.12	0.02	0.02	0.10	0.04	0.02
FeO	18.11	17.40	17.21	17.31	18.26	18.64	17.64	18.74	16.99	16.26
MnO	0.37	0.32	0.33	0.30	0.32	0.31	0.51	0.31	0.22	0.25
MgO	12.17	12.67	12.74	12.68	10.89	10.22	10.51	10.89	11.29	12.42
CaO	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.06	0.00
BaO	0.95	0.00	0.00	0.00					0.10	0.34
Na2O	0.49	0.26	0.28	0.36	0.24	0.37	0.20	0.23	0.25	0.33
K2O	8.99	9.52	9.61	9.34	8.68	8.41	9.26	8.92	9.34	9.11
F	0.24	0.12	0.06	0.02	0.72	0.24	0.25	0.37	0.19	0.28
Cl	0.08	0.04	0.06	0.07	0.05	0.07	0.04	0.04	0.02	0.00
Total	98.00	97.10	97.54	96.75	94.08	92.78	94.92	94.57	94.64	94.58
Si	2.647	2.698	2.659	2.688	2.630	2.679	2.659	2.689	2.600	2.661
Ti	0.341	0.312	0.335	0.314	0.351	0.324	0.459	0.325	0.302	0.330
Al	1.342	1.326	1.350	1.332	1.395	1.395	1.275	1.340	1.541	1.370
Cr	0.001	0.001	0.005	0.004	0.008	0.001	0.001	0.006	0.002	0.001
Fe	1.135	1.086	1.070	1.084	1.193	1.228	1.137	1.214	1.090	1.043
Mn	0.023	0.020	0.021	0.019	0.021	0.020	0.033	0.020	0.015	0.016
Mg	1.359	1.411	1.412	1.415	1.268	1.201	1.207	1.259	1.292	1.421
Ca	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.005	0.000
Ba	0.028	0.000	0.000	0.000	nd	nd	nd	nd	0.003	0.010
Na	0.071	0.038	0.040	0.053	0.036	0.056	0.030	0.035	0.037	0.050
K	0.859	0.906	0.911	0.891	0.865	0.845	0.910	0.881	0.914	0.891
F	0.057	0.027	0.015	0.005	0.178	0.060	0.060	0.091	0.046	0.069
Cl	0.010	0.005	0.008	0.009	0.007	0.009	0.005	0.006	0.003	0.000
Total	7.805	7.799	7.804	7.802	7.768	7.750	7.714	7.771	7.801	7.794
Mg #	0.54	0.56	0.56	0.56	0.51	0.49	0.51	0.50	0.54	0.57

Tableau 17 : Compositions des biotites des essexites. Formule structurale calculée sur 11 oxygènes.

Roche	05-M-56												01-M-32a	
	hercynites							Ti-magnétites					Ti-magnétites	
SiO2	0.02	0.06	0.00	0.05	0.00	0.03	0.03	0.01	0.51	0.12	0.00	0.00	0.09	0.04
TiO2	0.21	0.40	0.26	0.17	0.19	0.29	0.15	11.77	11.66	9.81	10.22	13.29	2.39	1.49
Al2O3	50.81	49.29	49.87	48.97	48.83	51.40	49.76	2.74	2.21	2.87	2.83	3.68	1.03	0.70
Cr2O3	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.13	0.06	0.05	0.10	0.02	0.21	0.27
FeO	41.15	42.00	42.64	42.78	42.86	40.75	42.38	76.98	76.09	79.37	77.82	72.30	87.76	89.63
MnO	1.50	1.49	0.93	1.15	1.23	1.07	1.02	1.37	1.54	1.10	1.29	0.96	0.34	0.25
MgO	3.91	4.67	3.91	4.33	4.45	4.97	4.27	0.17	0.34	0.32	0.31	0.19	0.07	0.05
CaO	0.05	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.00	0.03	0.07	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	97.70	97.90	97.61	97.49	97.59	98.53	97.60	93.19	92.47	93.70	92.58	90.44	91.86	92.41
Si	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.020	0.005	0.000	0.000	0.004	0.002
Ti	0.005	0.009	0.006	0.004	0.004	0.006	0.003	0.341	0.340	0.281	0.297	0.395	0.070	0.043
Al	1.767	1.712	1.742	1.712	1.705	1.760	1.734	0.124	0.101	0.129	0.129	0.171	0.047	0.032
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002	0.002	0.003	0.001	0.006	0.008
Fe	1.015	1.035	1.057	1.061	1.062	0.990	1.048	2.476	2.465	2.528	2.511	2.389	2.859	2.904
Fe3+	0.221	0.267	0.247	0.278	0.286	0.225	0.257	1.190	1.178	1.298	1.275	1.038	1.799	1.870
Fe2+	0.794	0.768	0.810	0.783	0.776	0.765	0.791	1.286	1.287	1.230	1.236	1.352	1.060	1.035
Mn	0.038	0.037	0.023	0.029	0.031	0.026	0.026	0.044	0.050	0.036	0.042	0.032	0.011	0.008
Mg	0.172	0.205	0.173	0.192	0.197	0.215	0.188	0.010	0.020	0.018	0.018	0.011	0.004	0.003
Ca	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
total	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Mg#	0.17	0.20	0.17	0.19	0.20	0.21	0.19	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00

Tableau 18 : Compositions des spinelles des essexites. Fe^{3+} est calculé sur la base de 3 cations et 4 oxygènes. $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$.

Les Ti-magnétites sont en inclusions dans les clinopyroxènes verts ou dans les amphiboles, les hercynites sont en relique dans la symplectite à clinopyroxène-néphéline.

2 - Les feldspaths et la néphéline

Comme ceux des théralites, les plagioclases des essexites couvrent une large gamme de composition : An₉₀ à An₂₀ (Fig. 58). Cependant, le spectre des compositions se décale vers les plagioclases acides comme l'indique une diminution significative des analyses de plagioclase calcique. Les cristaux peuvent communément être divisés en trois zones (Fig. 56 et Fig. 57) :

- Des cœurs relativement calciques (An_{>65}) et automorphes qui sont probablement des reliques d'un stade antérieur, au même titre que les clinopyroxènes bruns alumineux,
- puis des bordures très zonées (An₆₅ à An₄₅),
- et enfin une surcroissance optiquement très homogène peu calcique (moins de An₄₅) et non automorphe.

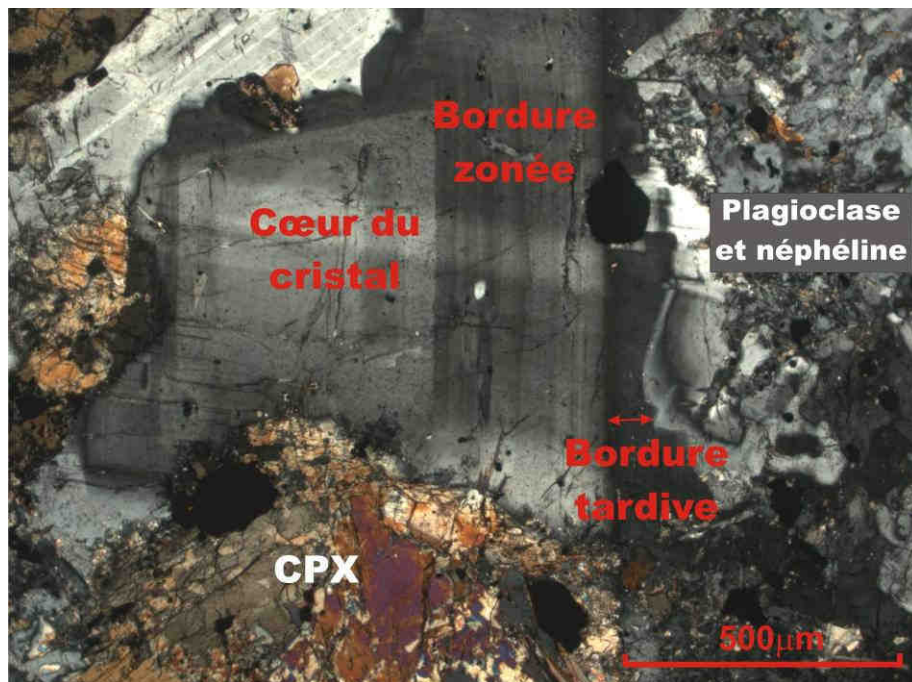


Fig. 56 : Plagioclase d'essexite (échantillon 05-M-56). On distingue trois zones sur ce cristal : une zone centrale automorphe, une zone intermédiaire très zonée et une surcroissance non automorphe (LPA).

Les limites entre ces zones sont très nettes avec des changements rapides en anorthite et orthose (Fig. 57). La limite entre les zones internes et la zone externe y apparaît nettement sous la forme d'un trou de composition. Ce trou de composition correspond au minimum de densité d'analyse rapporté dans les théralites. Ainsi la bordure pauvre en anorthite est nettement enrichie en orthose (jusqu'à 4%) par rapport aux autres zones plus centrales dans lesquelles la proportion d'orthose est inférieure à 1%.

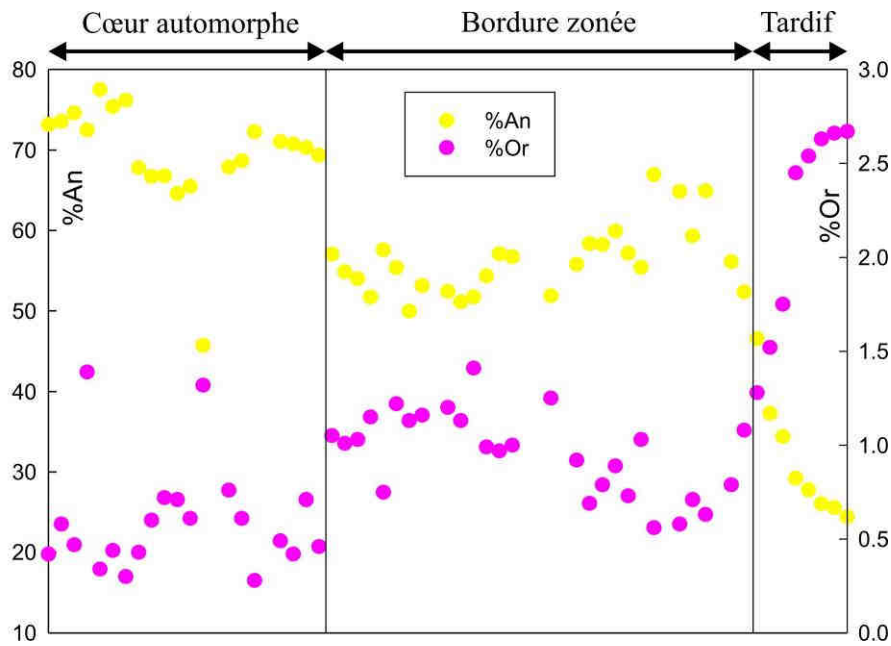


Fig. 57 : Profil de composition du plagioclase de la Fig. 56. Chimiquement, il existe des différences nettes entre le cœur automorphe, la bordure zonée, et la bordure tardive. Espacement des points : $8\mu\text{m}$

Quelques rares feldspaths alcalins xénomorphes et tardifs sont présents. Leur composition est proche de Or₇₀.

Comme le suggère la Fig. 58, ces feldspaths potassiques semblent s'approcher de l'équilibre avec les bordures potassiques des plagioclases pour des températures inférieures à 750°C. ces remarques conduisent à penser que les bordures des plagioclase sont, comme les feldspaths alcalins, tardi à post-magmatiques.

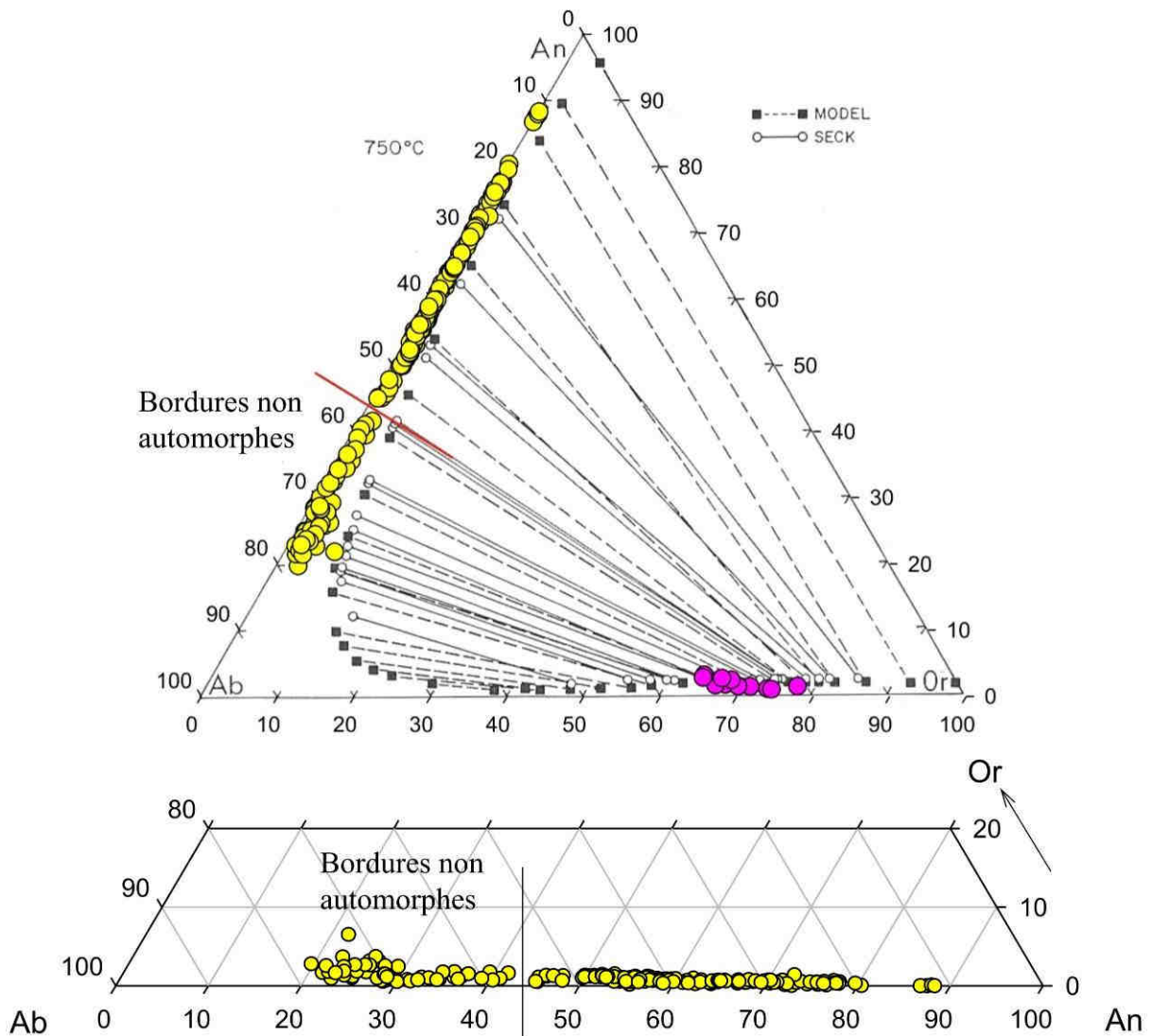


Fig. 58 : Analyses microsonde des feldspaths des essexites, reportées dans un diagramme Anorthite-Albite-Orthose. ● : feldspaths alcalins ● : feldspaths plagioclases. Sur le diagramme du haut, ont été reportée les courbes d'équilibre plagioclase-FK de Fuhrman et Lindsley (1988) à 750°C.

Dans les essexites, la néphéline est très semblable, du point de vue structural et chimique, à celle des théralites. On la trouve soit en grandes plages poecilitiques, soit dans la symplectite à clinopyroxène-néphéline et dans les deux cas elle se développe aux dépens du plagioclase. La néphéline des symplectites est comme dans les théralites plus riche en anorthite que celle des cristaux poecilitiques (Fig. 59), ce qui suggère un contrôle local.

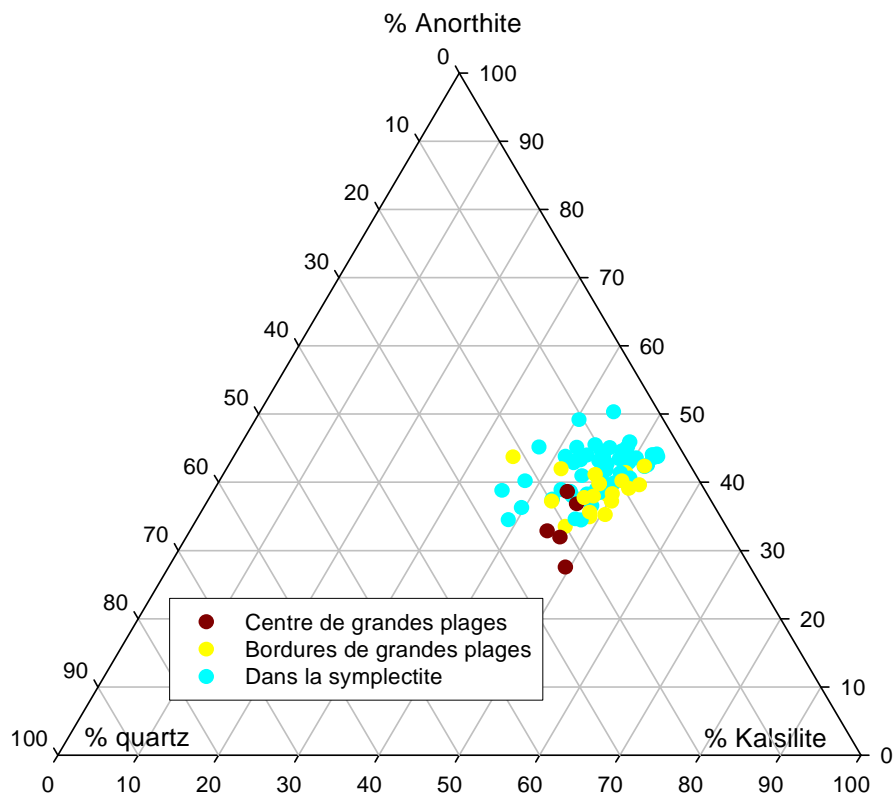


Fig. 59 : Composition des néphélines des essexites, projection depuis le pôle néphéline. Les néphélines sont considérées comme une solution solide entre 4 pôles : $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (néphéline ss), KAlSi_3O_8 (Kalsilite), $\text{Ca}_{1/2}\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (Anorthite) et SiO_2 (quartz) (Roux J., 1979).

Roche	01-M-32a					05-M-56															
	centre	bordures				centres				intermédiaires		bordures					Feldspaths alcalins				
SiO2	54.59	58.26	61.71	58.87	58.46	48.17	49.22	48.18	45.66	53.04	52.37	59.21	60.96	60.42	61.23	61.25	63.79	65.34	64.68	64.80	63.91
TiO2	0.10	0.07	0.05	0.01	0.05	0.13	0.03	0.04	0.08	0.04	0.08	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al2O3	29.75	26.14	24.62	26.54	27.14	32.59	31.92	32.70	34.82	29.51	30.32	25.30	24.11	24.65	24.10	23.89	19.44	19.12	19.46	19.56	19.54
Cr2O3	0.03	0.01	0.04	0.04	0.06	0.17	0.09	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.11	0.00	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00
FeO	0.13	0.18	0.13	0.27	0.14	0.19	0.12	0.15	0.19	0.19	0.11	0.11	0.16	0.15	0.21	0.12	0.08	0.15	0.11	0.04	0.16
MnO	0.00	0.02	0.03	0.06	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	11.36	7.45	5.44	7.47	8.11	15.22	14.44	15.49	17.64	11.65	12.40	7.03	5.33	5.89	5.15	5.25	0.30	0.31	0.50	0.34	0.21
BaO	0.26	0.15	0.00	0.25	0.11	nd	nd	nd	nd	0.00	nd	nd	0.35	0.22	nd	0.17	0.82	nd	0.31	0.28	1.68
Na2O	5.16	6.98	8.28	7.23	6.68	2.86	3.44	2.74	1.40	5.14	4.26	7.69	8.27	8.08	8.44	9.04	2.31	3.22	3.28	3.57	2.68
K2O	0.18	0.20	0.57	0.20	0.31	0.04	0.10	0.04	0.00	0.09	0.11	0.18	0.47	0.26	0.18	0.25	12.72	11.66	11.51	11.28	12.09
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.15	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.56	99.46	100.86	100.94	101.09	99.41	99.41	99.44	99.81	99.66	99.70	99.62	99.70	99.70	99.63	100.01	99.50	99.83	99.86	99.90	100.28
Si	2.434	2.620	2.722	2.613	2.590	2.220	2.263	2.219	2.106	2.411	2.380	2.656	2.726	2.701	2.732	2.730	2.949	2.978	2.956	2.956	2.944
Ti	0.003	0.002	0.001	0.000	0.002	0.004	0.001	0.001	0.003	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.563	1.385	1.280	1.388	1.417	1.770	1.729	1.775	1.893	1.581	1.624	1.337	1.271	1.299	1.268	1.255	1.059	1.027	1.048	1.051	1.061
Cr	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.006	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Fe	0.005	0.007	0.005	0.010	0.005	0.007	0.004	0.006	0.007	0.007	0.004	0.004	0.006	0.006	0.008	0.004	0.003	0.006	0.004	0.002	0.006
Mn	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	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
Ca	0.543	0.359	0.257	0.355	0.385	0.751	0.711	0.764	0.872	0.567	0.603	0.338	0.256	0.282	0.246	0.251	0.015	0.015	0.025	0.017	0.010
Ba	0.005	0.003	0.000	0.004	0.002	nd	nd	nd	nd	0.000	nd	nd	0.006	0.004	nd	0.003	0.015	nd	0.005	0.005	0.030
Na	0.446	0.609	0.708	0.622	0.574	0.256	0.306	0.245	0.125	0.453	0.376	0.669	0.717	0.700	0.730	0.781	0.207	0.284	0.291	0.316	0.239
K	0.010	0.012	0.032	0.011	0.017	0.002	0.006	0.002	0.000	0.005	0.006	0.010	0.027	0.015	0.010	0.014	0.750	0.678	0.671	0.656	0.710
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.003	0.021	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	5.009	4.996	5.006	5.008	4.994	5.017	5.026	5.015	5.007	5.027	4.996	5.015	5.010	5.007	5.000	5.040	5.000	4.989	5.001	5.004	5.001
%An	54.33	36.64	25.76	35.93	39.45	74.45	69.50	75.58	87.48	55.29	61.24	33.24	25.57	28.28	24.95	23.96	1.52	1.53	2.48	1.68	1.06
%Ab	44.66	62.17	71.03	62.95	58.79	25.34	29.93	24.21	12.52	44.19	38.10	65.76	71.77	70.23	74.02	74.70	21.31	29.08	29.49	31.95	24.94
%Or	1.01	1.19	3.20	1.12	1.77	0.21	0.57	0.20	0.00	0.53	0.66	1.00	2.66	1.49	1.03	1.34	77.17	69.39	68.03	66.37	73.99

Tableau 19 : Compositions des feldspaths des essexites. Pour les plagioclases, on distingue les analyses de centres de sections, de bordures, et celles en position intermédiaire. Formules structurales sur 8 oxygènes.

3 – Roches particulières associées

Il est possible de rattacher aux essexites par leur minéralogie deux roches particulières à fort caractère cumulatif, ce sont des hétéradcumulats (Wager et al., 1960). Nous avons différé leur description car elles fournissent des informations importantes sur les conditions d'évolution et la réaction décrite plus haut entre amphibole, plagioclase et liquide.

La première apparaît en éléments de brèches cimentés par une syénite à sodalite sur les collines 1 et 4 (Fig. 60a) (Echantillons 01-M-35c, 05-M-02, 05-M-38b, 05-M-39c, 05-M-48).

La seconde en blocs sur la colline 2 présente un litage net avec une alternance de lits clairs à plagioclases et sombres à amphibole et pyroxène alumineux (Fig. 60b), tachetés de cristaux sub-rectangulaires sombres correspondant à de grandes néphélines contenant de spectaculaires intercroissances radiales de clinopyroxène vert (Fig. 60c) (Echantillons 05-M-21a et 05-M-21b, au même endroit). La faible étendue de ces cumulats indique qu'ils ne se sont pas structurés où nous les observons.

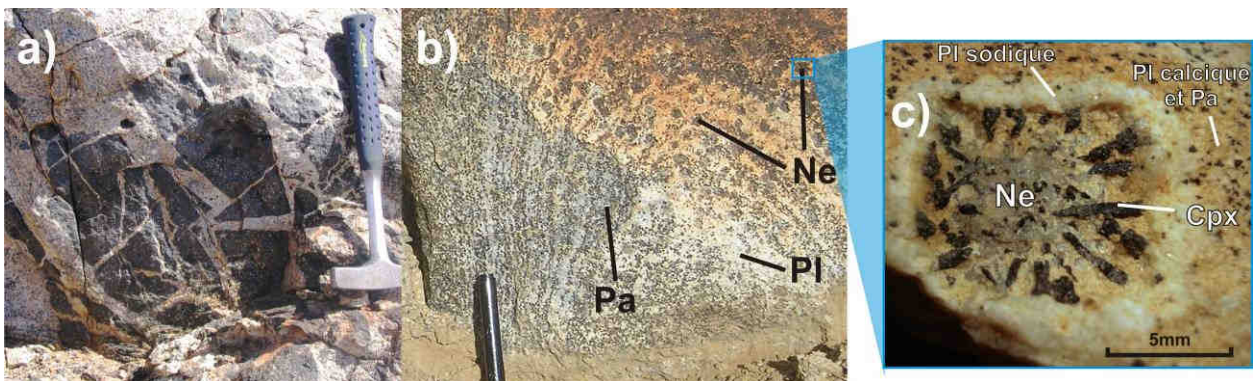


Fig. 60 : Photos de cumulats à pargasite et plagioclase. a) brèche dans les syénites à néphéline de la colline 4, b) roche litée tachetée de néphélines sur le flanc nord-ouest de la colline 2, c) Agrandissement d'un cristal de néphéline. Ne : néphéline, Cpx : clinopyroxène, Pa : pargasite, Pl : plagioclase.

Ces roches sont clairement différentes, la première a été remobilisée à l'état solide comme le montre son état bréché. Elles se distinguent également par les variations chimiques de leurs minéraux et les relations entre ces minéraux.

Le clinopyroxène (Fig. 61), la pargasite (Fig. 62), le plagioclase en lattes zonées entre An_{70} et An_{40} avec des bordures atteignant An_{20} des cumulats lités sont identiques pour leurs compositions et leurs relations à leur équivalent dans les essexites décrites plus haut. On y reconnaît les mêmes symplectites entre amphibole et plagioclase pour des compositions similaires du diopside et de la néphéline produits. Ce sont donc des essexites.

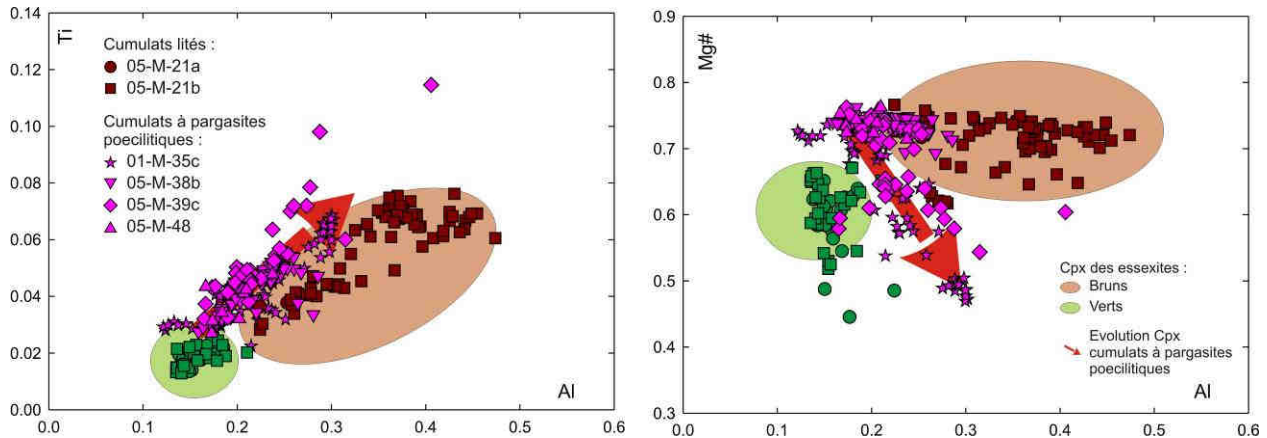


Fig. 61 : Composition des clinopyroxènes des cumulats à pargasites poecilitiques et des cumulats lités, comparées à celle des essexites. Formules structurales calculées pour 4 cations et 6 oxygènes.

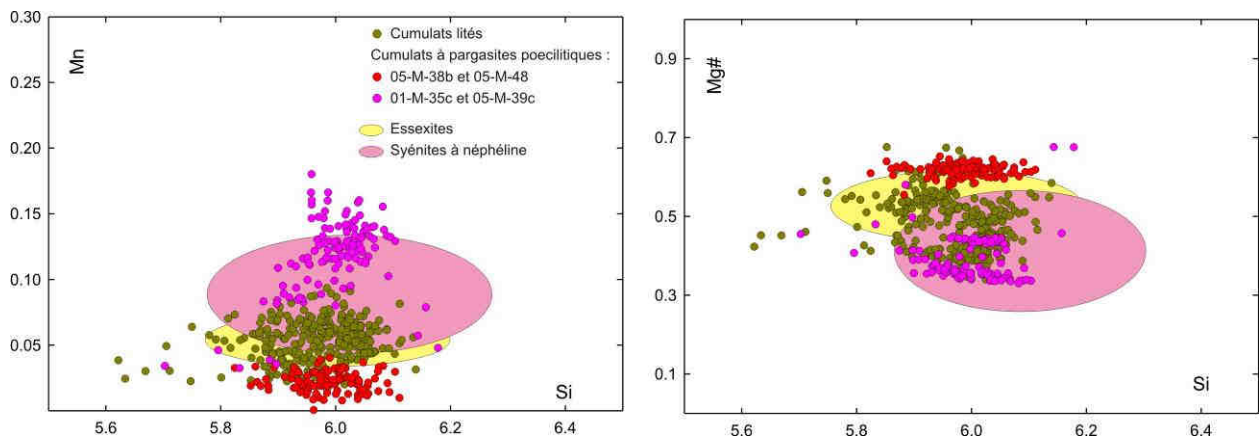


Fig. 62 : Compositions des pargasites des cumulats, comparées à celles des autres roches à néphéline. Formules structurales calculées sur 23 oxygènes.

Par contre, dans les cumulats bréchifiés, la composition et les relations entre les phases sont différentes de celles des essexites. Ici, la pargasite est intercumulus englobant le plagioclase et le pyroxène (Fig. 63). La magnétite semble cumulée. La néphéline n'est observée qu'en symplectite avec le diopside entre pargasite et plagioclase. Le plagioclase est chimiquement identique à celui décrit plus haut mais ne possède pas de bordure acide ($An < 40$) excepté au contact entre les blocs et la syénite cimentant la brèche.

Le clinopyroxène se distingue de celui des essexites (et des théralites) par son caractère intermédiaire en Al entre les pyroxènes alumineux et verts (Fig. 61b) et est légèrement plus titanifère (Fig. 61a). Son Mg# couvre l'intervalle des pyroxènes alumineux et des pyroxènes verts (Fig. 61b). Mais il se différencie surtout par son évolution en aluminium qui augmente du cœur à la périphérie à l'opposé de ce qui est observé dans les essexites et théralites.

Le Mg# de la pargasite diminue d'environ 0.68 à l'intérieur des blocs jusqu'à environ 0.4 au contact avec la syénite (Fig. 62b). Le manganèse suit la même évolution augmentant à l'approche du contact (Fig. 62a). Les valeurs du contact sont indifférenciables de celles notées

plus loin pour les amphiboles des syénites. Des variations comparables existent dans le pyroxène.

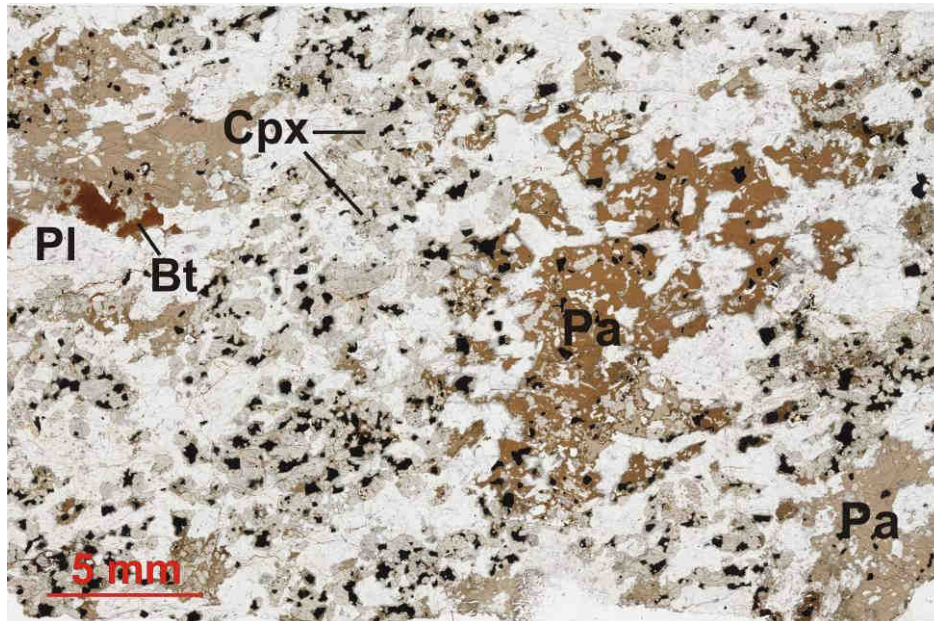


Fig. 63 : Hétéroaccumulat à pargasite poecilitique (échantillon 01-M-35c). Phases cumulus : Cpx : clinopyroxène, Pl : plagioclase, Ti-magnétite (minéraux opaques). Phases intercumulus poecilitiques : Pa : pargasite, Bt : biotite.

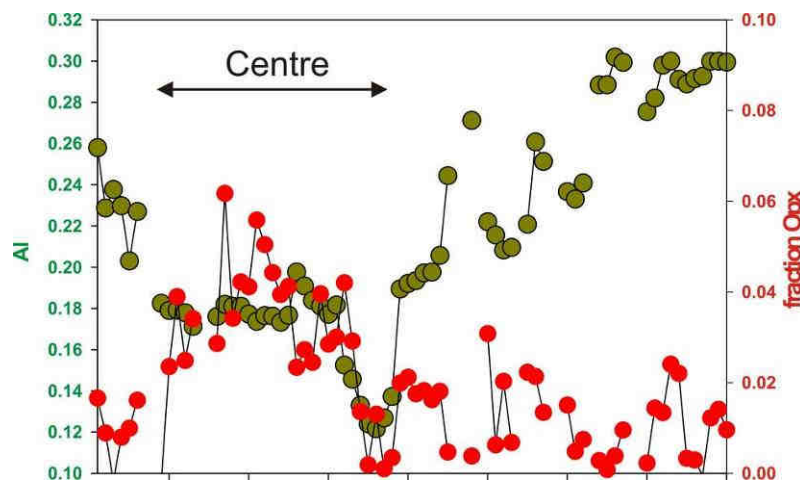


Fig. 64 : Profil de composition d'un clinopyroxène entre ses bordures sur Al et la fraction de molécule d'orthopyroxène ((Fe,Mg)₂Si₂O₆). Formules structurales sur 4 cations et 6 oxygènes.

Entre pargasite et plagioclase se développent de façon spectaculaire des symplectites à néphéline et diopside. S'il est difficile de suivre son abondance, on notera que dans l'échantillon 05-M-48 prélevé à l'intérieur d'un bloc la symplectite est très peu développée. Les minéraux des symplectites sont identiques à ceux observés dans les mêmes conditions par ailleurs.

Ces observations montrent qu'il s'agit très probablement de xénolites, peut-être comagmatiques, mobilisés et pour partie rééquilibrés sous l'influence des syénites, et que l'évolution se fait en système partiellement ouvert. De plus, elles plaident pour le rôle majeur du liquide ici "syénitique" sur les réactions observées plus tôt.

Comme indiqué précédemment l'essexite litée se caractérise par la présence de néphélines centimétriques automorphes en intercroissance avec des aiguilles radiales de clinopyroxène vert, indiquant une croissance centrifuge. Ces objets dispersés dans la roche, se développent aux dépens du plagioclase dont des petites reliques s'observent dans le pyroxène et la néphéline, leur densité et leur taille diminuant vers l'intérieur des cristaux de néphéline (Fig. 65). Aucune composition supérieure à An40 n'a été observée dans ces reliques. La réaction mise en jeu est celle décrite dans les essexites et les théralites, mais ici, on reconnaît que le composé anorthite est préférentiellement consommé.

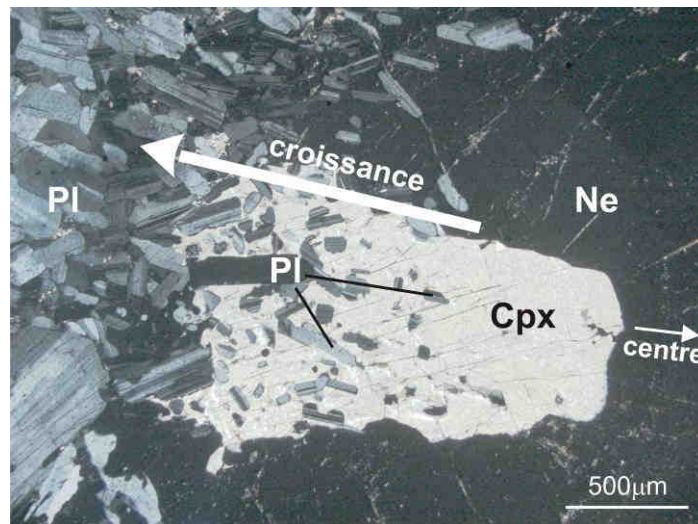
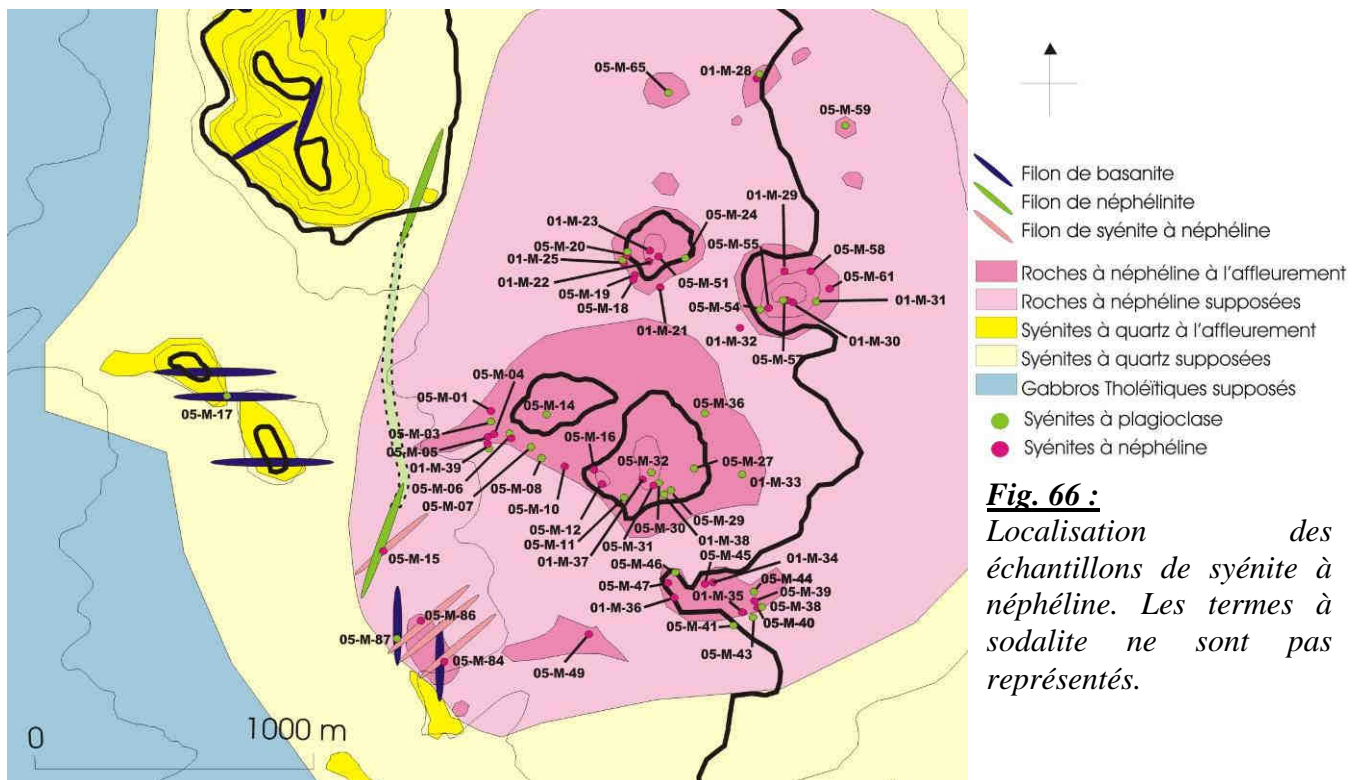


Fig. 65 : Croissance d'une néphéline et d'un clinopyroxène associé aux dépens du plagioclase. Ne : néphéline, Cpx : clinopyroxène, Pl : plagioclase. (LPA, échantillon 05-M-21a).

D - Les syénites à néphéline

Syénites à plagioclase : 01-M-25*, 01-M-28c, 01-M-31*, 01-M-33, 01-M-38a, 01-M-38b, 01-M-39a*, 05-M-03, 05-M-06c*, 05-M-06d, 05-M-07, 05-M-08a, 05-M-08b*, 05-M-11, 05-M-14a, 05-M-17*, 05-M-20a, 05-M-20b, 05-M-24, 05-M-27a, 05-M-29, 05-M-30, 05-M-32a, 05-M-36, 05-M-38a, 05-M-41, 05-M-43*, 05-M-44, 05-M-46a, 05-M-54a*, 05-M-54b, 05-M-57b, 05-M-59, 05-M-65, 05-M-87, * : roches analysées à la microsonde.

Syénites à néphélines proprement dit : 01-M-21*, 01-M-21b, 01-M-22, 01-M-23*, 01-M-25b*, 01-M-28b, 01-M-29a, 01-M-29b, 01-M-30a, 01-M-32c*, 01-M-34, 01-M-35a*, 01-M-35b, 01-M-36, 01-M-37b, 01-M-39a*, 01-M-39b, 05-M-01, 05-M-04, 05-M-05b, 05-M-05c, 05-M-06a, 05-M-10, 05-M-12a, 05-M-15a*, 05-M-18, 05-M-19, 05-M-20b, 05-M-31, 05-M-39a, 05-M-40, 05-M-45, 05-M-47*, 05-M-49a, 05-M-49b, 05-M-51, 05-M-55, 05-M-57a, 05-M-58, 05-M-61, 05-M-84b*, 05-M-86, * : roches analysées à la microsonde.



Parmi les roches à néphéline du Messum, les syénites sont les plus abondantes. Toutes contiennent feldspath alcalin et néphéline. Néanmoins, elles ne forment pas un ensemble homogène, mais apparaissent comme un ensemble de faciès. Au sein du groupe des syénites, une évolution depuis des roches comparables à des essexites jusqu'à des termes différenciés représentés par des syénites leucocrates riches en sodalite semble se dessiner. J'ai donc distingué trois types, pour des raisons pratiques :

- Des syénites à plagioclase,
- Des syénites à néphéline au sens strict (syénites ss.) sans plagioclase,

- Et des syénites à sodalite dans lesquelles les ferromagnésiens ne sont représentés que par un clinopyroxène non alumineux.

L'abondance du plagioclase diminuant, son statut dans les syénites est souvent difficile à définir : s'agit-il ou non de reliques d'un stade antérieur ? Les syénites à plagioclase et les syénites ss. sont texturalement comparables. Comme illustré en Fig. 67, la principale différence semble être l'abondance de l'amphibole. Il est donc difficile de séparer nettement les deux premiers types. Au contraire, le dernier est très homogène. Je présenterai les syénites à plagioclase et les syénites ss. ensemble, puis les syénites à sodalite.

Les relations de terrain entre les différents faciès sont très difficiles à caractériser. La principale raison est la difficulté d'identifier les minéraux blancs sur le terrain. Seuls les faciès leucocrates semblent être systématiquement à néphéline, feldspath alcalin et sodalite.

La taille du grain, la couleur et la texture des roches évoluent très rapidement sur le terrain. L'abondance de l'amphibole, partout facilement identifiable, est très difficile à suivre. Elle se dispose souvent selon des lignes (surfaces en trois dimensions) dont les directions changent en moins de quelques mètres. Lorsqu'elles sont visibles, les relations entre les différents faciès sont ambiguës : les différentes syénites peuvent être en enclaves les unes dans les autres. Aucune cartographie n'a été possible, mais l'ensemble suggère une masse hétérogène animée de mouvements pouvant amener à la juxtaposition accidentellement des roches apparemment distinctes, bien que peut-être co-magmatiques. On rencontre donc de nombreux intermédiaires ne pouvant être cartographiés ni classés avec précision.

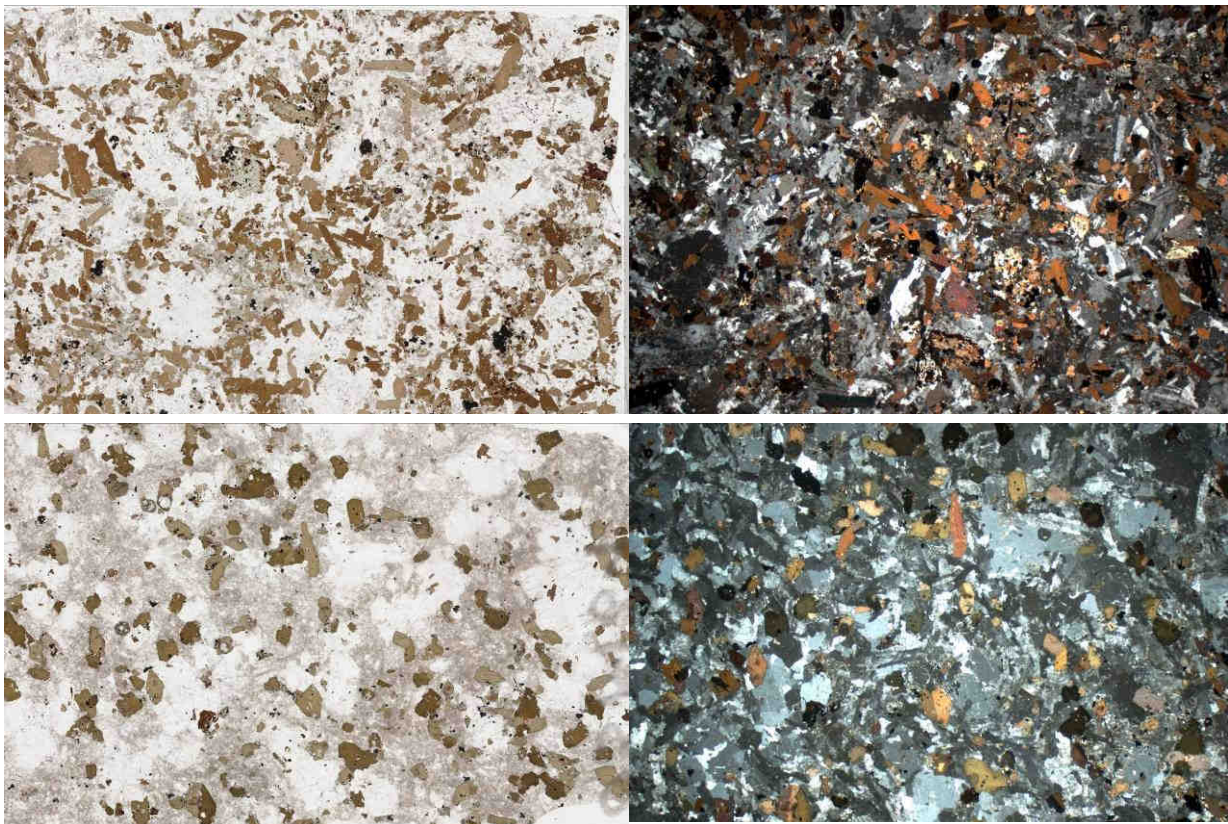


Fig. 67 : Syénite à plagioclase (05-M-20a en haut) et d'une syénite à néphéline (05-M-61 en bas). On distingue nettement les amphiboles brunes et les clinopyroxènes plus pâles et légèrement verdâtres. Le feldspath alcalin, comme le plagioclase pour la roche du haut, est en lattes. La néphéline se développe en grandes plages englobantes, que l'on observe très bien dans la roche 05-M-61. Largeur des photos : 3cm (LPNA à gauche, LPA à droite)

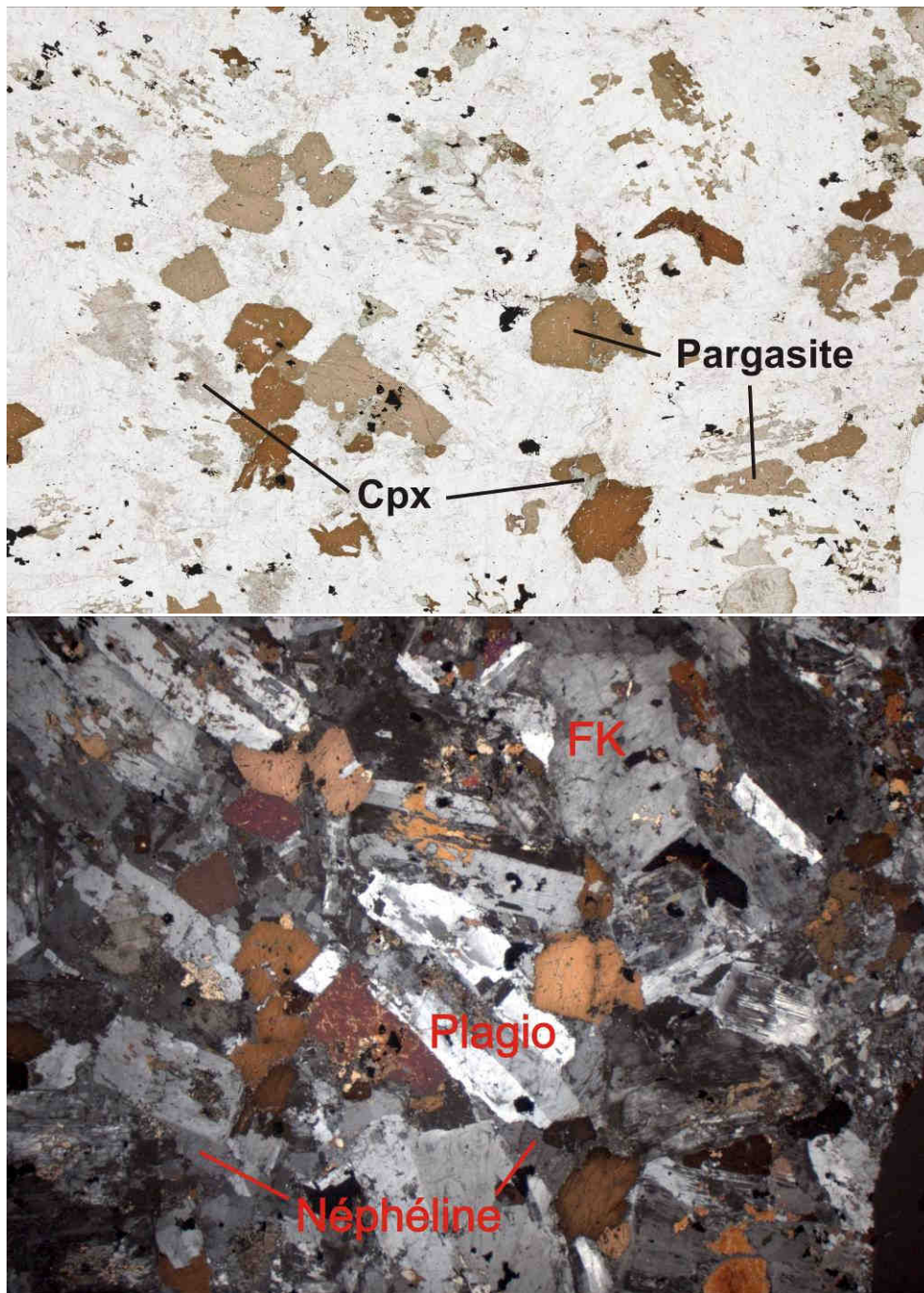


Fig. 68 : Syénite à plagioclase (échantillon 05-M-08a) : Photo en lumière naturelle (en haut) et en lumière polarisée-analysée (en bas). Largeur des photos : 3cm.

1 - Les minéraux ferromagnésiens

Les très rares clinopyroxènes alumineux sont à l'état de reliques blindées par la pargasite et sans signification pétrologique. Hérités de stades antérieurs, ils sont chimiquement identiques à ceux des théralites et Essexites (Fig. 69). L'olivine a totalement disparue, seuls de rares amas à diopside, Ti-magnétite et phlogopite peuvent être interprétés

comme des “fantômes” d’olivine. Comme dans les essexites, la pargasite est le ferromagnésien dominant et se développe massivement en cristaux automorphes. Le clinopyroxène vert se développe abondamment sur l’amphibole, mais aussi en cristaux indépendants (Fig. 68).

Ce clinopyroxène vert non alumineux est très comparable à celui des essexites, la différence la plus marquée porte sur le rapport $Mg/(Mg+Fe)$ qui décroît significativement de 0.65 à 0.4 environ. Dans de très rares symplectites à néphéline-diopside, le clinopyroxène est semblable à celui des théralites ou essexites dans la même situation (Fig. 69, Tableau 20). La diminution du $Mg\#$ s’accompagne de la diminution de la proportion d’orthopyroxène dans ces minéraux (Tableau 20).

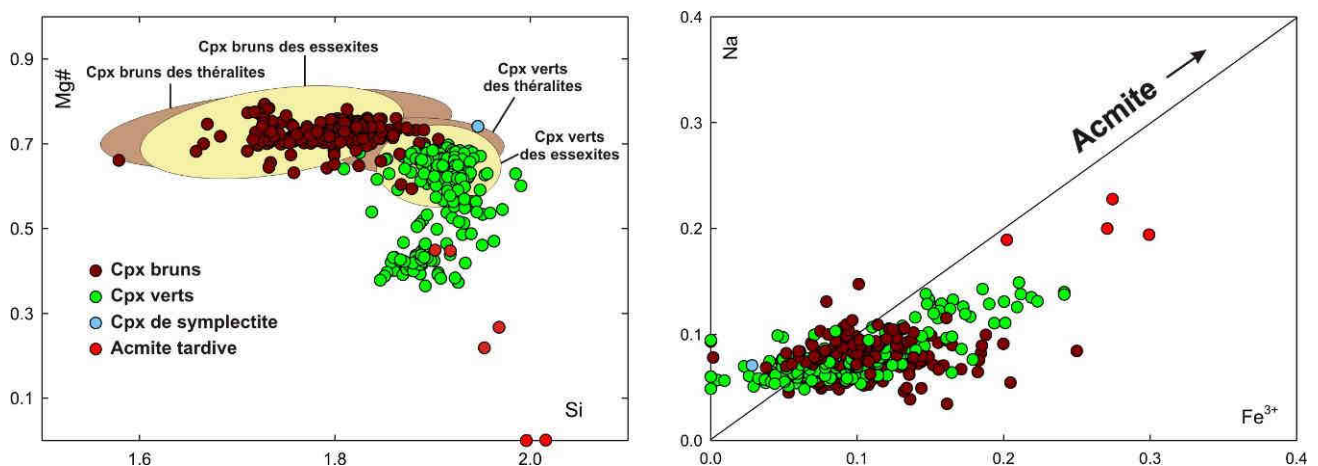


Fig. 69 : Clinopyroxènes des syénites à plagioclase et des syénites ss. dans des diagrammes $Mg\#$ - Si et Na - Fe^{3+} . En marron les reliques de clinopyroxènes bruns et alumineux dans les amphiboles, en vert les clinopyroxènes non alumineux qui poussent sur l’amphibole ou en cristaux séparés, en bleu un clinopyroxène de symplectite, en rouge des clinopyroxènes acmitiques dans des vacuoles tardives. Le domaine des clinopyroxènes des théralites (ellipses brunes) et des essexites (ellipses jaunes) ont été reportés pour comparaison. $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{tot} + Mn)$, formule structurale calculée sur 4 cations et 6 oxygènes.

Quelques analyses de clinopyroxène (échantillons 05-M-15a et 05-M-47) se caractérisent par une faible teneur en magnésium et forte teneur en silicium, en Fe^{3+} et en Na (Fig. 69, Tableau 20). Elles correspondent à des clinopyroxènes associés à des carbonates et développés dans des fissures et vacuoles. Ces pyroxènes sont très probablement liés à la circulation de fluides tardifs riches en alcalins. Leur présence conduit à envisager une tendance peralcaline qui, à ce stade, reste difficile à identifier.

Comme celle des clinopyroxènes, l'évolution des amphiboles est limitée. On note une légère augmentation du Si pouvant atteindre 6.3 par formule structurale dans l'échantillon 05-M-84b. Dans le même temps, Al et Ti décroissent, ainsi que le Mg# (Fig. 70, Tableau 21). Une évolution significative est l'enrichissement en fluor des pargasites de syénites ss. (Fig. 70b).

Parmi les syénites ss., l'échantillon 05-M-84b se distingue par ses amphiboles plus sodiques, moins alumineuses et peu magnésienne. Ces caractères marquent le début d'une évolution peralcaline. Notons que cette roche est particulière car il s'agit d'une syénite saturée, avec moins de 1% de néphéline.

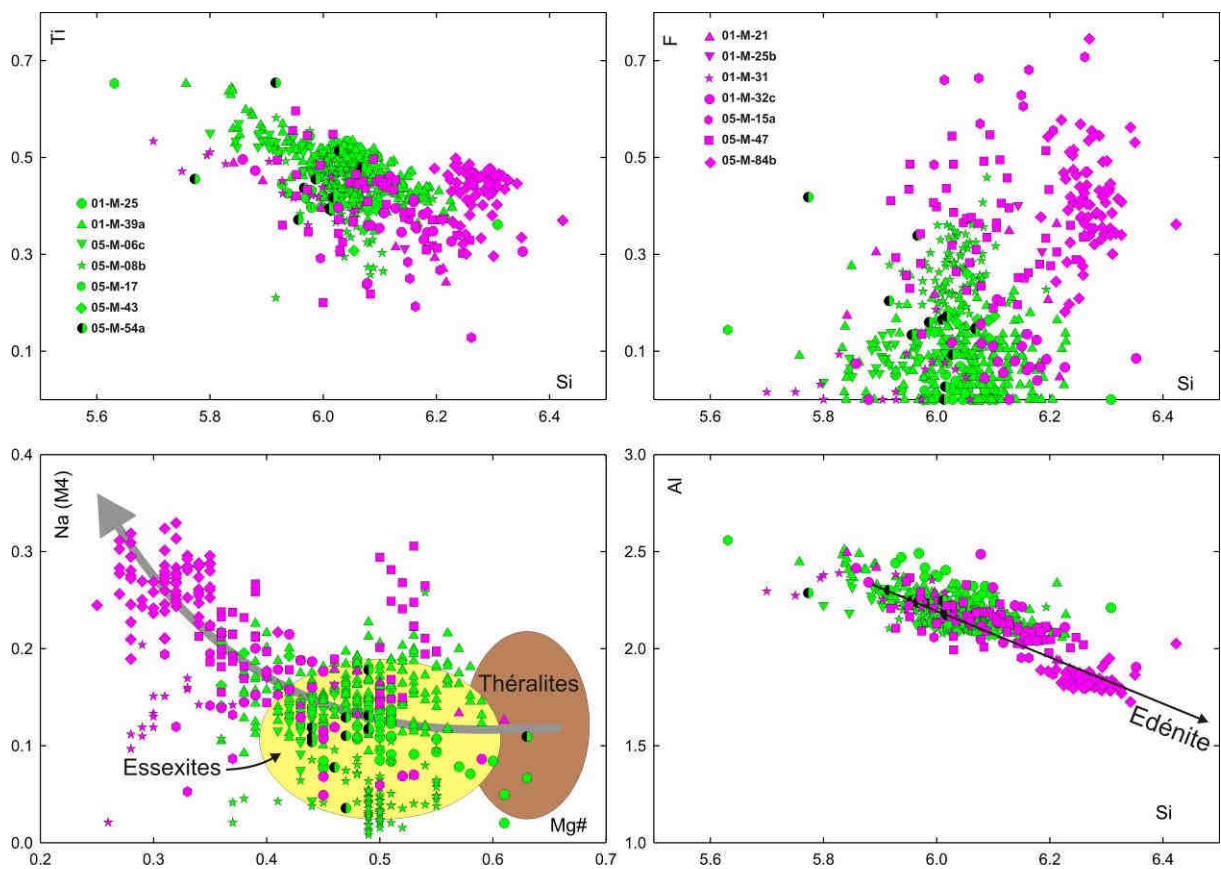


Fig. 70 : Amphiboles des syénites à plagioclase (en vert) et des syénites à néphéline (en rose). Formule structurale calculée sur 23 oxygènes.

2 - Les feldspaths et feldspathoïdes

L'évolution la plus importante entre les essexites et les syénites se fait incontestablement dans les feldspaths, avec le développement du feldspath alcalin dont le statut ne pose plus de problème, et la disparition du plagioclase.

Dans les syénites à plagioclase, le plagioclase est un oligoclase à une andésine (An₁₅ à An₃₅), quelques compositions riches en anorthite des cœurs correspondent à des reliques de stades antérieurs (Fig. 71, Tableau 22). Ce plagioclase sodique est en équilibre avec un feldspath alcalin compris entre Or₅₀ et Or₇₀ (Fig. 71). Bien que les compositions soient relativement étalées, on note que la composition des feldspaths alcalins et celles des plagioclases évoluent parallèlement avec un enrichissement simultané en sodium des deux minéraux (Fig. 71).

Dans les syénites à néphéline, les rares plagioclases sont en relique dans le feldspath alcalin qui semble s'enrichir en albite. Le plagioclase le plus acide est voisin de An₁₀. Les compositions à en dessous de An₁₀ sont toutes obtenues sur feldspath alcalin. Nous avons ici l'expression du "plagioclase effect" de Bowen (1945). Les analyses de feldspath alcalin sont très dispersées (Fig. 71, Tableau 22). Cette dispersion est due à une démixtion plus ou moins avancée (Fig. 72). Dans les syénites, il est donc difficile de s'assurer de la signification d'une analyse de feldspath alcalin. Les analyses trop proches du pôle orthose ou au-delà de la composition du minimum thermique des feldspaths alcalins autour de Or₃₅ sont considérées comme celles de cristaux démixés.

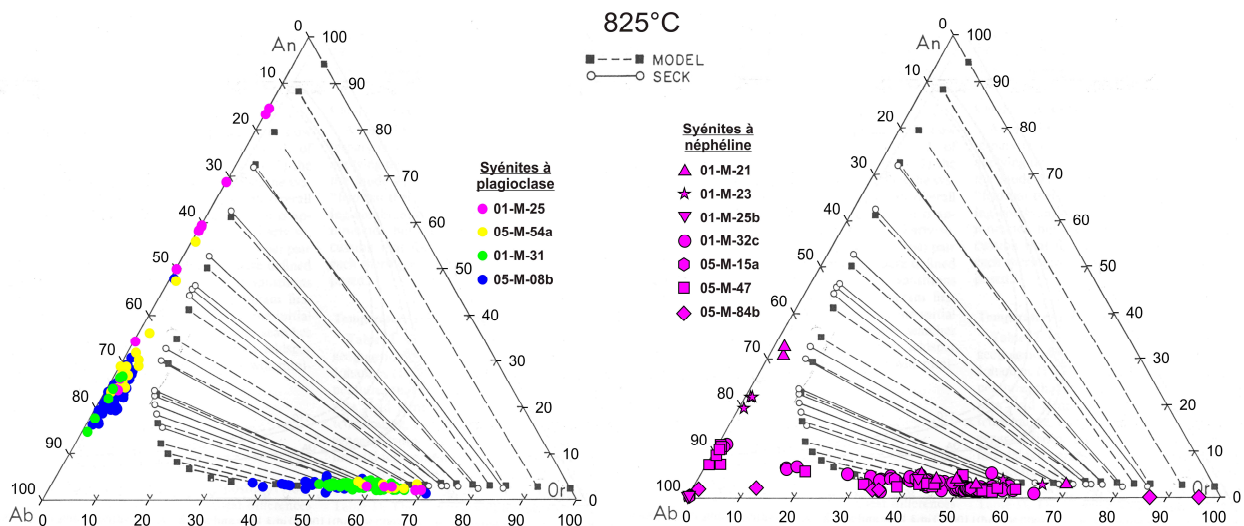


Fig. 71 : Feldspaths alcalins et plagioclases des syénites à plagioclase (à gauche) et des syénites à néphéline (à droite), replacés sur le diagramme d'équilibre des feldspaths de Fuhrman et Lindsley (1988) à 825°C.

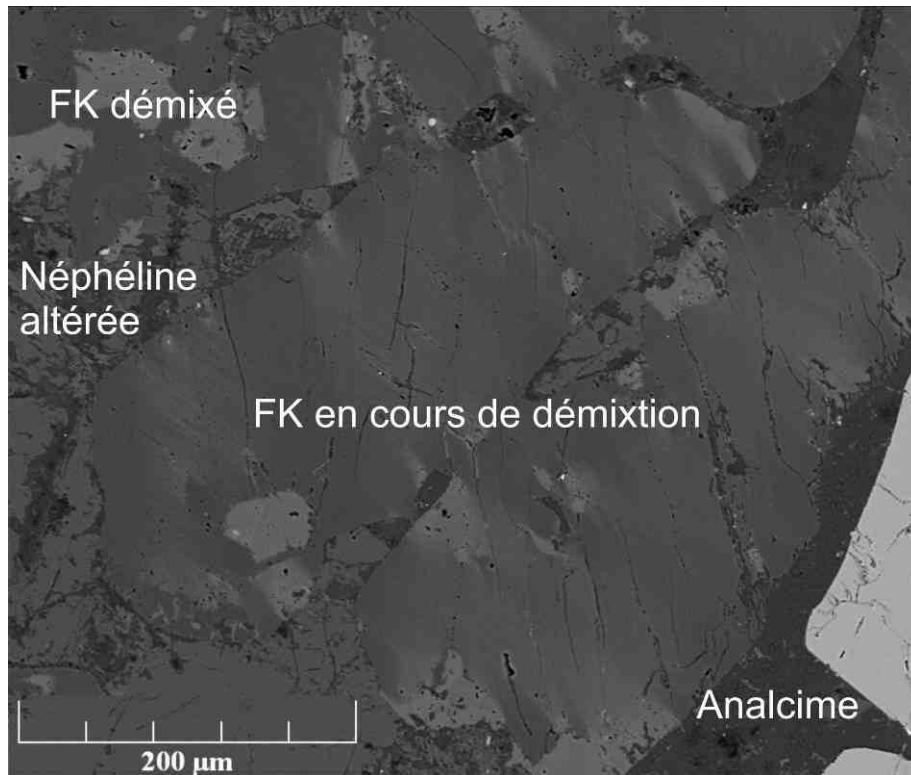


Fig. 72 : Image MEB en électrons rétrodiffusés de la syénite à néphéline 05-M-84b. On observe un début de démixtion dans les feldspaths alcalins avec la partie claire potassique et la partie sombre sodique. Certaines zones, comme dans le coin supérieur gauche sont complètement démixées.

La néphéline devient très abondante dans les syénites, spécialement dans les plus évoluées. Toujours tardive sauf par rapport au feldspath alcalin, elle forme de grandes plages englobant les autres minéraux. Elle peut être plus abondante que les feldspaths (05-M-61, Fig. 67).

Optiquement homogène, on note une légère évolution des syénites à plagioclase aux syénites ss. (Fig. 73, Tableau 23). La proportion d'anorthite diminue des roches à plagioclase à celles dépourvues de plagioclase tandis que celle de quartz augmente. Dans ces roches, on a donc une diminution de l'activité de l'anorthite, visible dans les feldspaths et la néphéline, et une augmentation de l'activité en silice, visible dans les feldspaths, les pyroxènes, les amphiboles et donc la néphéline.

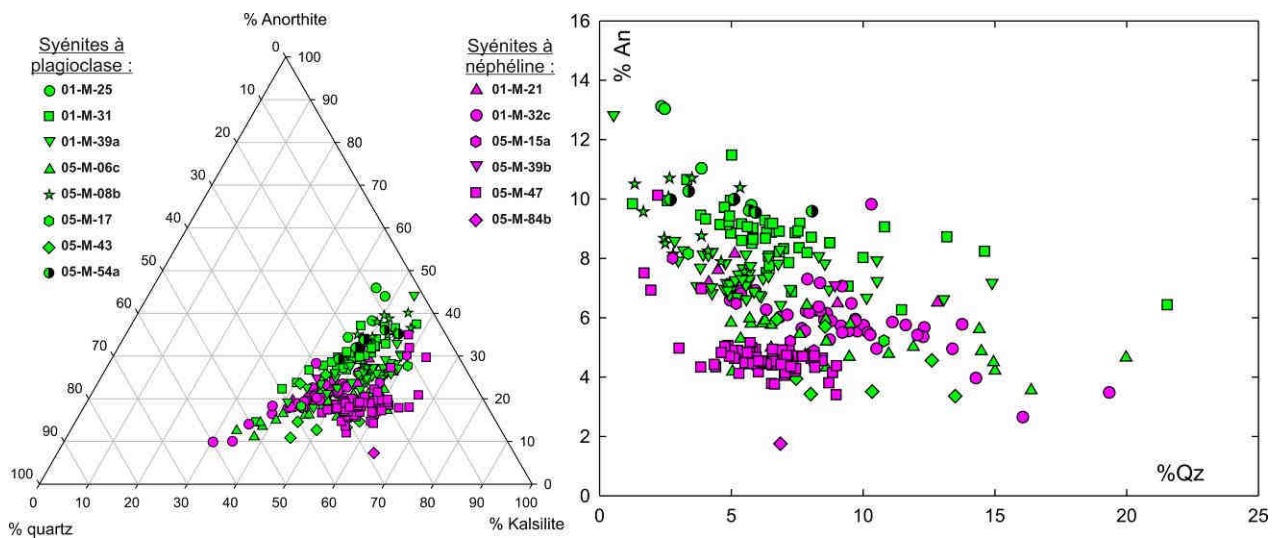


Fig. 73 : Néphélines des syénites à plagioclase (en vert) et des syénites à néphéline (en rose). Les néphélines sont représentées comme des solutions solides entre la néphéline (NaAlSiO_4), la kalsilite (KAlSiO_4), l'anorthite ($\text{Ca}_{1/2}\square_{1/2}\text{AlSiO}_4$) et le quartz ($\square\text{Si}_2\text{O}_4$). A droite, projection des analyses dans un diagramme ternaire Anorthite-Quartz-Kalsilite à partir du pôle Néphéline. A gauche, pourcentage d'anorthite en fonction du pourcentage de quartz.

La sodalite apparaît dans les syénites à plagioclases, d'abord rare et comme produit d'altération de la néphéline, puis de façon plus importante en position interstitielle entre les cristaux de feldspath et de néphéline dans les syénites ss.. Comme le chlore n'augmente pas dans les amphiboles et les biotites on peut penser que ce n'est pas l'activité du chlore qui entraîne l'apparition de la sodalite, mais l'augmentation de l'activité du sodium.

3 - Les phases minérales accessoires

La titano-magnétite, contient systématiquement des exsolutions d'ilménite (Tableau 24b). les analyses obtenues sont de médiocre qualité. Il est intéressant de remarquer que quelques unes, issues d'agrégat à diopside-biotite, contiennent du chrome en proportion significative (8%). On a là des fantômes d'olivine, héritage de stades antérieurs.

La titanite est présente, parfois en grande quantité (05-M-01, 05-M-15a, 05-M-59, 05-M-65, 05-M-84b...) avec une composition très constante (Tableau 24a). Enfin, l'apatite, présente en inclusion dans l'amphibole et le clinopyroxène vert, a une composition très semblable à celles des théralites, avec néanmoins une augmentation de la teneur en fluor et plus légèrement en terres rares. Les apatites sont comparées à celles des autres roches à néphéline dans la section relative à la syénite peralcaline. Les analyses sont regroupées en Tableau 31.

a)	05-M-47		05-M-84b					
SiO2	28.49	29.31	29.83	30.07	30.44	29.69	29.57	30.00
TiO2	34.22	34.41	34.48	35.08	36.01	35.45	35.23	35.59
Al2O3	1.18	1.33	1.66	1.66	1.79	1.77	1.60	1.46
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.68	1.76	1.67	1.67	1.87	1.67	1.69	1.62
MnO	0.17	0.10	0.00	0.06	0.00	0.04	0.02	0.08
MgO	0.01	0.06	0.02	0.03	0.00	0.03	0.01	0.02
CaO	27.22	27.34	26.35	26.78	27.94	26.37	26.58	26.26
BaO	nd	nd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb2O3	nd	nd	0.81	1.03	0.39	0.81	1.16	0.97
Na2O	0.10	0.18	0.14	0.10	0.12	0.11	0.06	0.09
K2O	0.00	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00
F	0.47	0.74	1.03	0.76	0.96	0.54	0.35	0.54
Cl	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
	93.54	95.29	95.98	97.26	99.54	96.46	96.28	96.64
-O=F+Cl	0.20	0.32	0.44	0.33	0.40	0.23	0.15	0.23
Total	93.34	94.97	95.54	96.94	99.14	96.24	96.13	96.41
Si	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Ti	0.903	0.883	0.869	0.877	0.890	0.898	0.896	0.892
Al	0.049	0.054	0.065	0.065	0.069	0.070	0.064	0.057
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.049	0.050	0.047	0.046	0.051	0.047	0.048	0.045
Mn	0.005	0.003	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002
Mg	0.001	0.003	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
Ca	1.024	0.999	0.946	0.954	0.983	0.952	0.963	0.938
Ba	nd	nd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Nb	nd	nd	0.014	0.018	0.007	0.014	0.020	0.017
Na	0.007	0.012	0.009	0.006	0.008	0.007	0.004	0.006
K	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
F	0.052	0.080	0.109	0.080	0.099	0.057	0.037	0.057
Cl	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
total	3.038	3.005	2.952	2.971	3.010	2.991	2.996	2.958

b)	syénites à plagioclase				Syénites à néphéline				
	01-M-25	05-M-08b		01-M-32c	01-M-39a	05-M-47		05-M-84b	
SiO2	0.01	1.56	0.03	0.04	0.04	0.42	0.11	0.03	0.27
TiO2	8.98	10.71	19.08	6.18	17.31	19.13	4.78	3.38	1.90
Al2O3	6.27	0.82	3.85	1.74	1.85	0.43	0.71	0.90	0.59
Cr2O3	8.06	0.31	0.08	0.04	0.04	0.06	0.09	0.03	0.12
FeO	68.49	77.52	68.92	84.59	72.20	71.58	85.30	87.11	82.96
MnO	1.06	0.17	3.56	1.10	2.71	1.02	0.70	0.95	0.52
MgO	1.49	0.40	0.28	0.05	0.37	0.07	0.13	0.15	0.00
CaO	0.19	0.16	0.00	0.00	0.00	0.10	0.01	0.06	0.04
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			0.00
Na2O	0.03	0.05	0.06	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00
K2O	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03
F	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.03	0.05
Total	94.62	91.74	95.87	93.75	94.55	92.98	91.82	92.69	86.67
Si	0.000	0.061	0.001	0.001	0.002	0.017	0.004	0.001	0.011
Ti	0.249	0.315	0.537	0.178	0.497	0.566	0.141	0.098	0.059
Al	0.273	0.038	0.170	0.078	0.083	0.020	0.033	0.041	0.029
Cr	0.235	0.010	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.001	0.004
Fe	2.116	2.535	2.157	2.702	2.306	2.354	2.789	2.813	2.875
Fe3+	0.995	1.206	0.757	1.563	0.920	0.814	1.675	1.763	1.828
Fe2+	1.122	1.329	1.400	1.140	1.386	1.540	1.114	1.050	1.047
Mn	0.033	0.006	0.113	0.036	0.088	0.034	0.023	0.031	0.018
Mg	0.082	0.024	0.015	0.003	0.021	0.004	0.007	0.009	0.000
Ca	0.008	0.007	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.002
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	nd	nd	0.000
Na	0.002	0.004	0.004	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000
K	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001
total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

Tableau 24 : Compositions des minéraux accessoires des syénites à plagioclase et des syénites à néphéline. a) les titanites, b) les Ti-magnétites. Les formules structurales sont calculées sur 1 Si pour les titanites et sur 3 cations et 4 oxygènes pour les oxydes.

E - Les syénites à sodalite

(01-M-24*, 01-M-32b*, 01-M-37a*, 05-M-06b*, 05-M-08c, 05-M-09, 05-M-12b, 05-M-13, 05-M-14b, 05-M-23, 05-M-28, 05-M-32b, 05-M-33, 05-M-34*, 05-M-35, 05-M-39c*, 05-M-42, 05-M-46b, 05-M-53, 05-M-84a, 05-M-85, 05-M-86, * : roches analysées à la microsonde) :

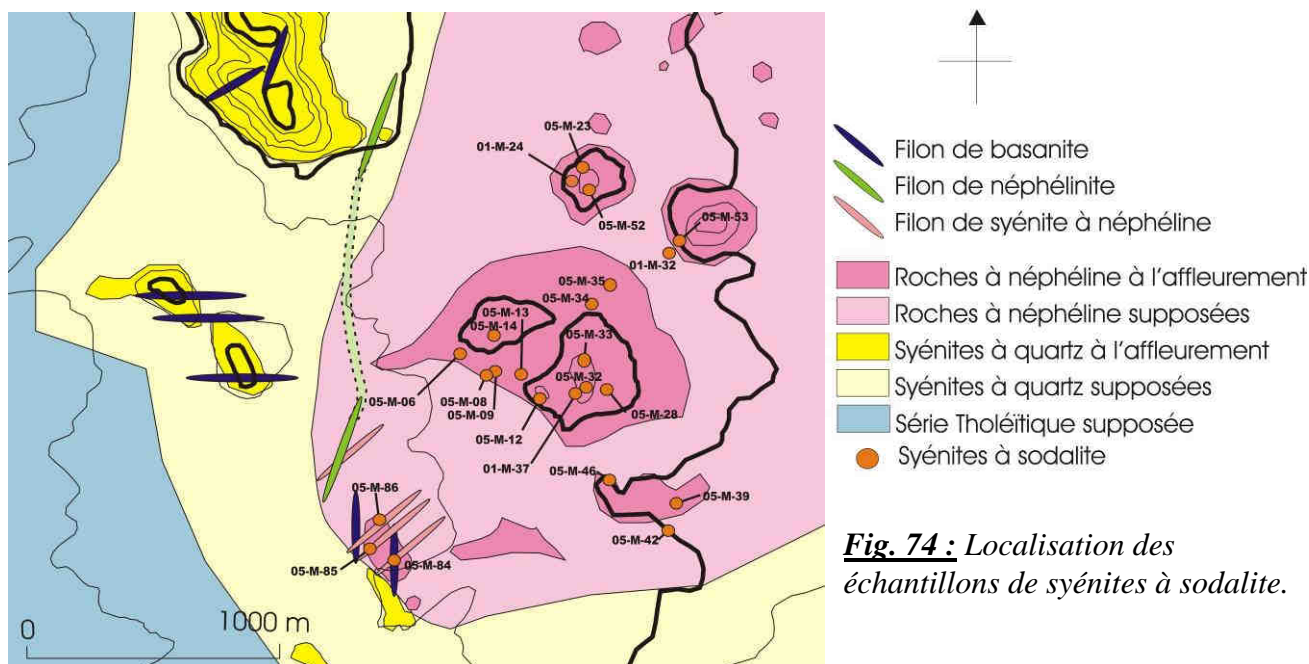


Fig. 74 : Localisation des échantillons de syénites à sodalite.

Les termes les plus différenciés de cet ensemble à néphéline sont des syénites à sodalite. Ce sont des roches leucocrates à grains fins (environ 1mm) sauf exception (échantillon 05-M-34, dans lequel les cristaux peuvent atteindre 1 cm, Fig. 75). On retrouve ces roches en filons dans les syénites à néphéline (05-M-84a, 05-M-85, 05-M-86) ou en unités de taille limitée dans celles-ci. Moins altérées que les autres roches, elles ressortent souvent des fonds plats du paysage (05-M-35) et on les retrouve aussi au sommet des collines de roches à néphéline (05-M-12b, 05-M-32b). Elles sont tardives, tant par leur assemblage minéralogique très évolué, que par leurs rapports géométriques avec les autres roches à néphéline. Ces syénites forment un ensemble très homogène, les différences entre échantillons sont faibles.

Feldspath alcalin, néphéline, sodalite et clinopyroxène, associés à d’abondants oxydes et de l’apatite constituent la paragenèse de ces roches. Le clinopyroxène est très peu abondant. On retrouve aussi un grand nombre de phases accessoires généralement tardives décrites plus loin. L’ordre de cristallisation des phases minérales semble être ici le même que dans les autres roches : néphéline et clinopyroxène vert, puis feldspath alcalin et enfin sodalite, pour ne parler que des phases majeures. Nous ne décrivons pas la titano-magnétite systématiquement démixée en un assemblage à magnétite et ilménite et associée à de la pyrrhotite, elle est enrichie en manganèse par rapport à ses équivalents dans les autres roches (Tableau 27b). La fluorapatite contient 1.5% d’oxyde de terres rares. Elle sera comparée plus

loin aux apatites des autres roches, notamment une syénite fortement peralcaline (Tableau 31).

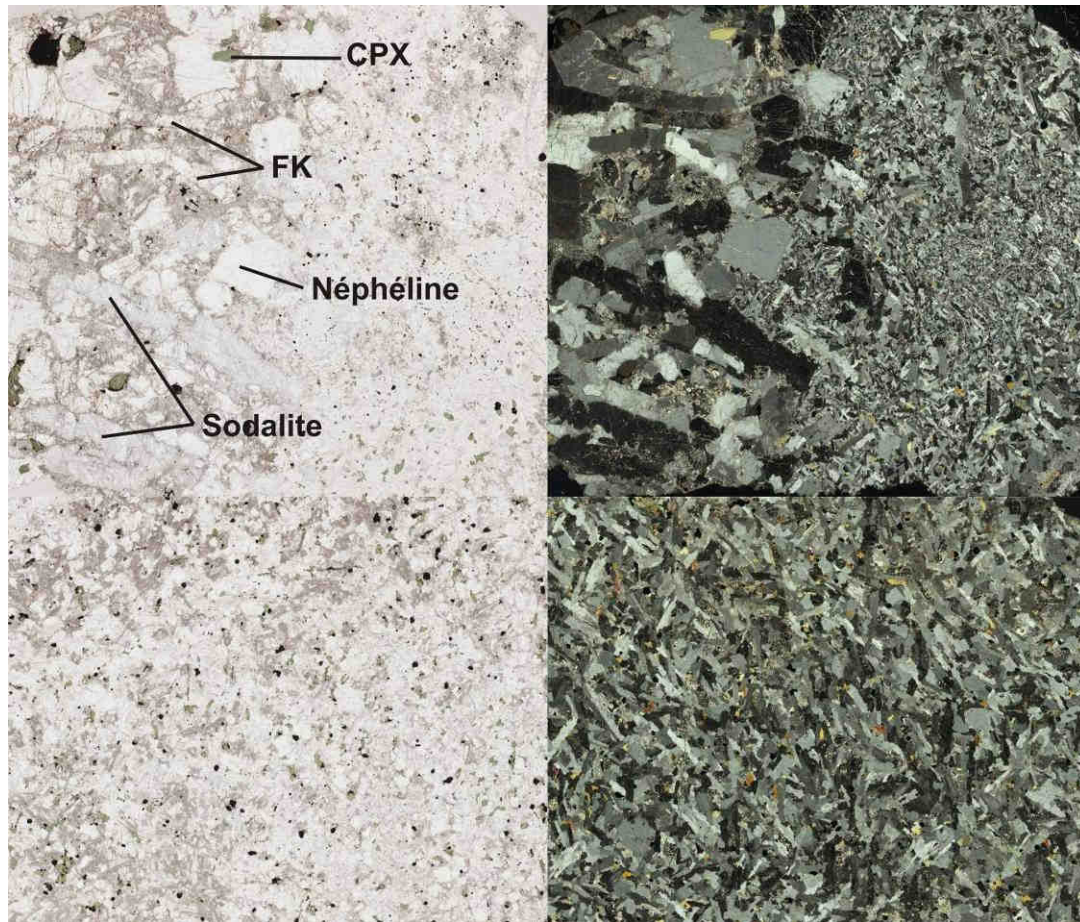


Fig. 75 : Syénites à sodalite en lumière naturelle (à gauche) et polarisée-analysée (à droite). La taille des grains peut changer très vite avec des parties pegmatitiques (05-M-34, en haut. Le feldspath alcalin est en baguettes et le clinopyroxène est très vert. On remarque l'orientation des cristaux de feldspath dans l'échantillon du bas (05-M-12b). Largeur des photos : 2,5 cm.

1 - Les minéraux ferromagnésiens

Le seul ferromagnésien des syénites à sodalite est un clinopyroxène faiblement zoné optiquement de vert pâle à vert foncé et légèrement pléochroïque de jaune à vert. Très exceptionnellement, il se développe autour d'un cœur brun en cours de régression (05-M-06b, Fig. 76).

Très pauvre en molécule orthopyroxène (<5%), il contient une proportion significative d'acmite (>10%) (Tableau 25). La somme des proportions en pôles acmite, hédenbergite et diopside varie entre 87 et 95%, ce qui permet de projeter les compositions dans un diagramme contenant ces trois pôles (Fig. 77). Le fer ferrique est totalement distribué entre acmite et esseneite qui avoisine les 5%. Sur la Fig. 77, on note très clairement une évolution peralcaline des cœurs aux périphéries qui atteignent 20% d'acmite. Cette évolution s'accompagne d'une

augmentation du manganèse (de 0.05 à 0.12 dans la formule structurale sur 6 oxygènes) et d'une forte diminution du Mg# (de 0.6 à 0.3) (Fig. 78).

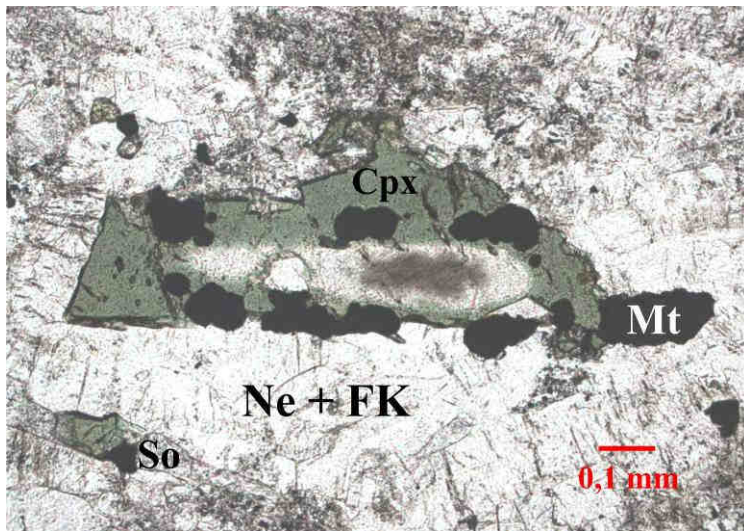


Fig. 76 :

Clinopyroxène vert contenant une relique de pyroxène brun (échantillon 05-M-06b). Cpx : Clinopyroxène, Ne : néphéline, FK : feldspath alcalin, So : sodalite, Mt : Ti-magnétite. (LPNA)

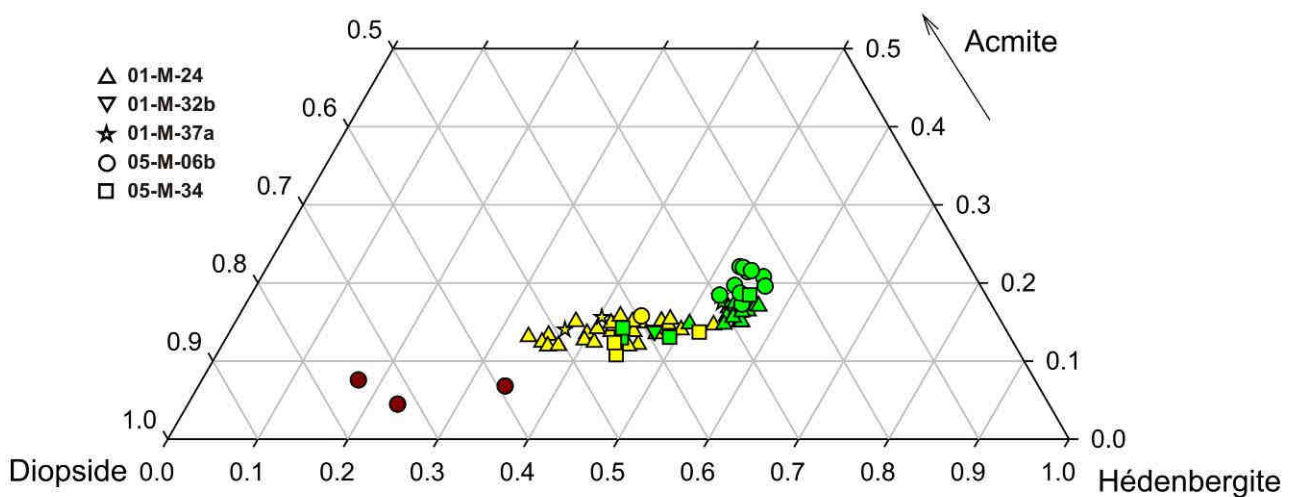


Fig. 77 : *Clinopyroxènes des syénites à sodalites projetés dans un diagramme Diopside-Hédenbergite-Acmite. En marron, analyses de reliques brunes et alumineuses, en jaune les centres des cristaux, et en vert les bordures.*

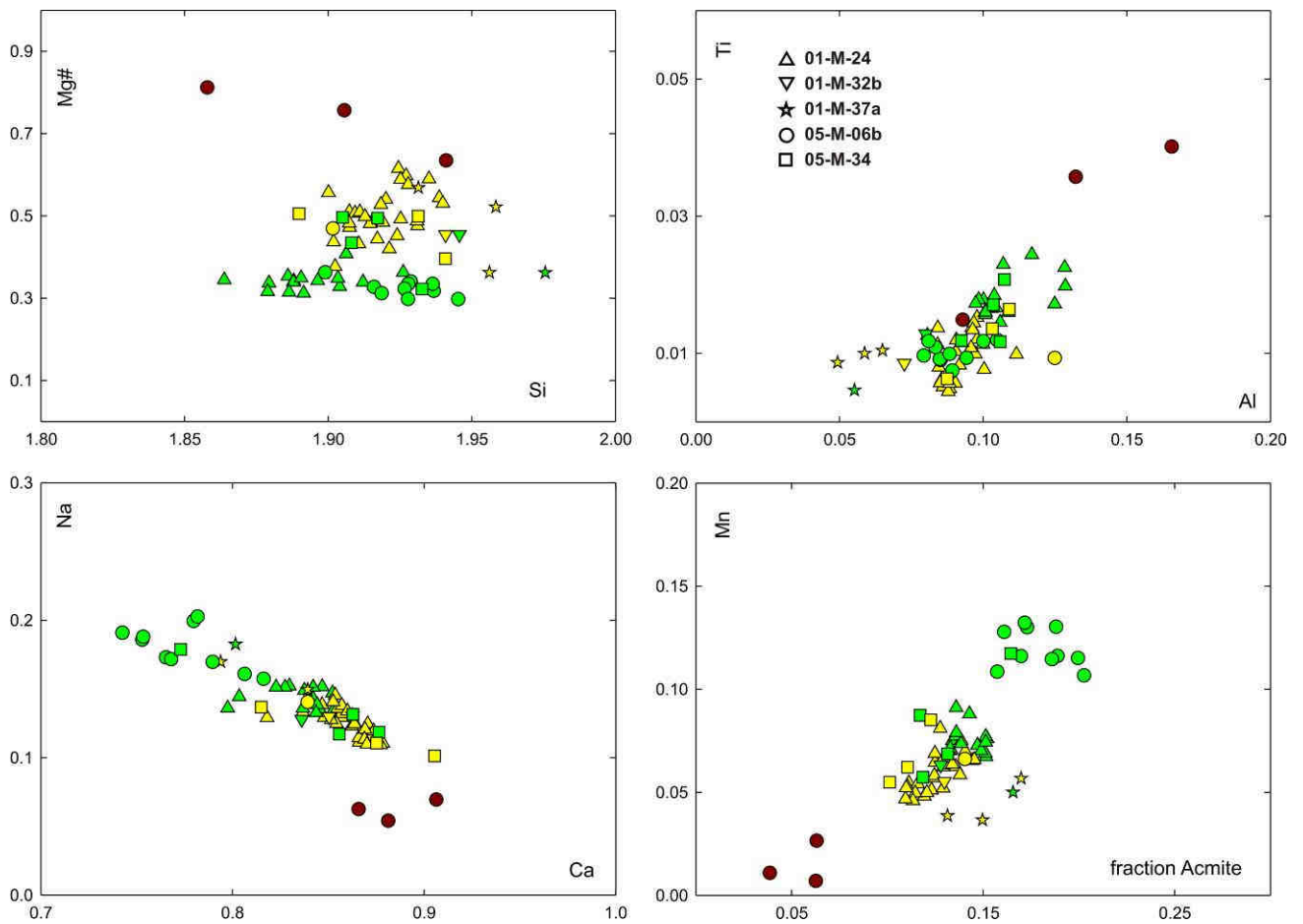


Fig. 78 : Clinopyroxènes des syénites à sodalite. En marron, analyses de reliques brunes et alumineuses, en jaune les centres des cristaux, et en vert les bordures.

2 - Les feldspaths et les feldspathoïdes

La néphéline est automorphe et forme des grains globuleux généralement peu altérés. Elle est précoce par rapport au feldspath alcalin et à la sodalite. Elle est contemporaine du clinopyroxène vert. Seules les Ti-magnétites sont clairement antérieures à la néphéline. Quelques cristaux sont optiquement zonés (05-M-09).

La composition de la néphéline, semble peu varier. Elle contient 0.5 à 0.8% de CaO, soit 3 à 4% d'anorthite, 4 à 5% de K₂O soit 11 à 15% de kalsilite, et entre 6 et 10% de SiO₂ en excès. La néphéline est donc ici moins calcique et moins potassique que celle des syénites à plagioclase et des syénites ss.. Une roche contient des néphélines significativement moins riches en anorthite que les autres syénites à sodalite (01-M-37a, Fig. 79).

Quand elle s'altère tardivement, la néphéline se transforme en sodalite et analcime, ainsi qu'en d'autres zéolites moins développées.

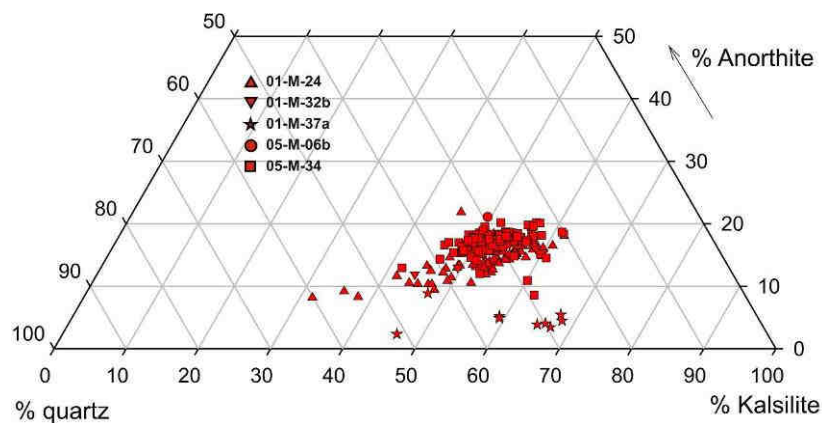


Fig. 79 : Néphélines des syénites à sodalite. Les néphélines sont représentées comme des solutions solides entre la néphéline ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), la kalsilite (KAlSi_3O_8), l'anorthite ($\text{Ca}_{1/2}\square_{1/2}\text{AlSi}_3\text{O}_8$) et le quartz ($\square\text{Si}_2\text{O}_4$) et projetées dans le diagramme anorthite-quartz-kalsilite à partir du pôle Néphéline.

Le feldspath alcalin est le minéral le plus abondant des syénites à sodalite. Il se présente en lattes maclées Carlsbad, parfois orientées (05-M-12b, Fig. 75). Le feldspath alcalin est postérieur au pyroxène, aux oxydes et à la néphéline, qu'il inclut fréquemment, mais antérieur à la sodalite.

Bien que l'on ne distingue pas toujours de texture perthitique, l'aspect des plages est légèrement moiré avec une extinction non synchrone qui suggère un début d'exsolution des feldspaths (Fig. 81a), comme dans les syénites à néphéline. Il est donc difficile d'en déterminer la composition qui semble cependant comprise entre Or40 et Or60 (Fig. 80).

Le feldspath alcalin subit une altération tardive marquée par la cristallisation d'albite orientée sur la structure (01-M-37a, 05-M-12b, Fig. 80, Fig. 81b). Au contact des cristaux d'albite, le feldspath alcalin "résiduel" est riche en orthose.

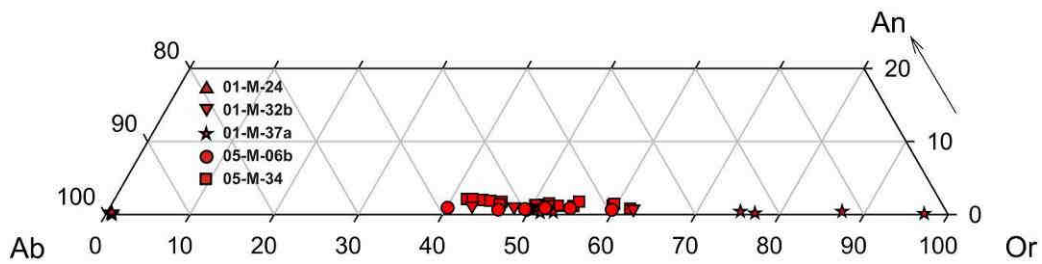


Fig. 80 : Feldspaths alcalins des syénites à sodalite. Les points proches des pôles albite et orthose sont des analyses de cristaux rééquilibrés.

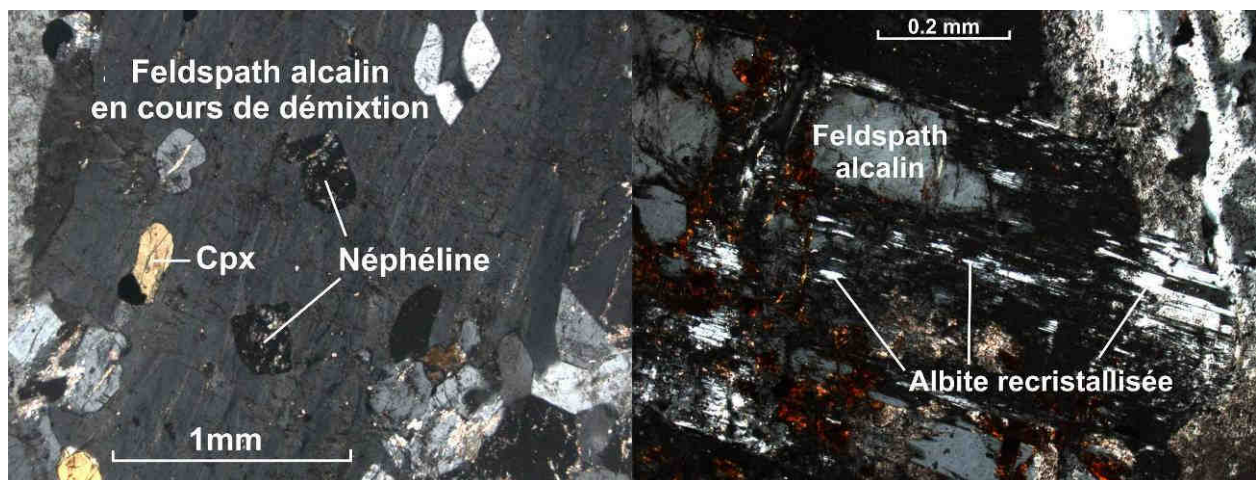


Fig. 81 : a) Feldspath alcalin non homogène : début de formation de perthites (échantillon 05-M-33). b) Cristallisation d'albite tardive sur le feldspath alcalin, liée à leur altération (échantillon 05-M-23). (LPA)

La sodalite se développe en grandes plages interstitielles entre les lattes de feldspath, les néphélines et les clinopyroxènes. La sodalite n'est ni optiquement ni chimiquement zonée (Tableau 27a). Le soufre n'a été détecté ni à la microsonde, ni au MEB. Il est difficile de savoir si elle apparaît à cause d'une augmentation de l'activité en sodium ou en chlore. Si l'activité en sodium augmente très probablement, comme on le voit dans tous les minéraux de la série (feldspaths, pyroxène, amphibole, néphéline...), aucune phase ne permet de tracer l'évolution du chlore.

3 - Les phases minérales accessoires

A coté des phases principales, ces roches contiennent de nombreux autres minéraux accessoires dont certains n'ont jamais été décrits dans le Messum et présentent un intérêt de premier ordre pour l'interprétation de ces roches.

- La wohlérite :

Ce minéral rare de la famille de la cuspidine, n'a été reconnu que très récemment dans l'échantillon 05-M-06b sous forme de cristaux automorphes (Fig. 82). Il n'a pas pu être analysé à la microsonde. Sa formule calculée à partir du spectre EDS obtenu au MEB (Fig. 83) serait proche de $\text{Na}_4\text{Ca}_8\text{Zr}_2\text{Nb}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_4(\text{O},\text{OH},\text{F})_8$. Le spectre suggère une faible teneur en Ti, Fe et Mn sans toutefois qu'ils soient absents. En comparant ce spectre avec celui d'un autre minéral de la même famille trouvé et analysé à la sonde dans une roche peralcaline du Messum, on constate que ces deux minéraux sont très proches (Fig. 83).

Le minéral est ici en partie déstabilisé en une association à pyrochlore peu titanifère, silicate de zirconium : pétarasite ($\text{Na}_5\text{Zr}_2\text{Si}_6\text{O}_8(\text{Cl}, \text{OH}), 2\text{H}_2\text{O}$), calcite, clinopyroxène et zircon. Cette association sera à comparer à celle trouvée autour d'un autre minéral du même groupe, la hiortdahlite (dans la syénite peralcaline décrite au paragraphe F), dont la décomposition donne de la baddeleyite au lieu du zircon, et de la fluorine au lieu de la calcite. Notons que l'apparition du zircon est exceptionnelle dans la série à néphéline. Il n'a été observé que dans ces produits de déstabilisation.

La wohlérite est un minéral typique des roches agpaïtiques c'est-à-dire fortement peralcalines, et même des carbonatites (Mariano et al. 1989, Keller et al. 1995, Johnsen et al. 1999, Bellezza et al. 2004). Elle confirme le caractère peralcalin de l'évolution observée. Cependant, sa déstabilisation suggère que le système évolue aux limites de stabilité du minéral. Selon Mitchell (2005), ces minéraux seraient stables pour des activités de SiO_2 correspondant à la stabilité de la titanite. Dans cet échantillon, la titanite n'a pas été identifiée, mais est présente dans de nombreuses autres roches voisines. Pour Carmichael et al. (1970), la titanite n'est pas stable dans les roches dépourvues de feldspath au profit de la pérovskite. Le zircon est stable pour une activité de la silice légèrement plus élevée de 0.2 à 0.1 unités log (Barker, 2001). Du point de vue de l'activité en silice, il semble que le milieu soit proche des carbonatites (Barker, 2001).

- Le pyrochlore :

Des niobiates du groupe des pyrochlores ont été observés dans l'échantillon 05-M-34 où ils apparaissent sous forme de petits cristaux automorphes. Ils se situent à la limite entre une zone à grains fins et une zone pegmatitoïde (Fig. 75). Ils pourraient donc être liés à une circulation tardive de fluides. Leur statut est difficile à définir car des niobiates sont également présents dans les syénites à quartz en inclusion dans le quartz. Les analyses disponibles sont répertoriées au Chapitre III avec ceux des syénites à quartz pour comparaison (Tableau 42). Notons ici qu'ils sont riches en Zr et Th, sans doute en relation avec le fait que le zircon est absent de ces roches et que Zr et Th ont donc un comportement très incompatible. Pyrochlore et wohlérite sont des minéraux coexistant souvent dans les carbonatites ou les roches silicatées associées (Mitchell, 2005).

- Des minéraux tardifs d'altération :

De nombreux minéraux tardifs d'altération hydrothermale poussent, soit dans des vacuoles, soit au détriment des silicates : calcite, dawsonite (01-M-32b, 01-M-37a, 05-M-34), ankérite (01-M-37a), sidérite (01-M-37a, 05-M-34), analcime formant des plages bordées d'albite, et cancrinite (01-M-37a). La muscovite se développe parfois en petits cristaux aux dépens du feldspath.

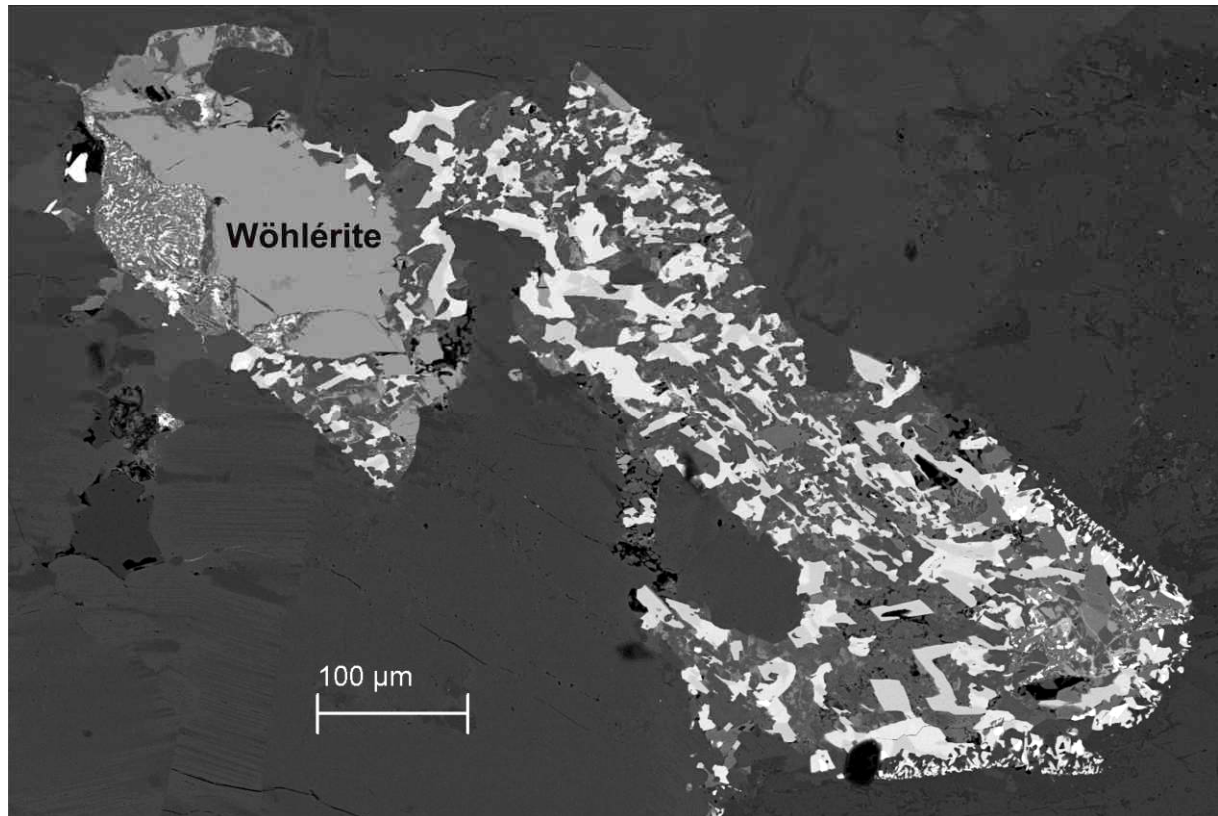


Fig. 82 : Syénite à sodalite 05-M-06b d'une wöhlérite. Elle se décompose en de nombreux minéraux, en clair du zircon (gris clair) et de la fersmite (blanc), en foncé du clinopyroxène, de la calcite et de la pétarasite. Image MEB en électrons rétrodiffusés.

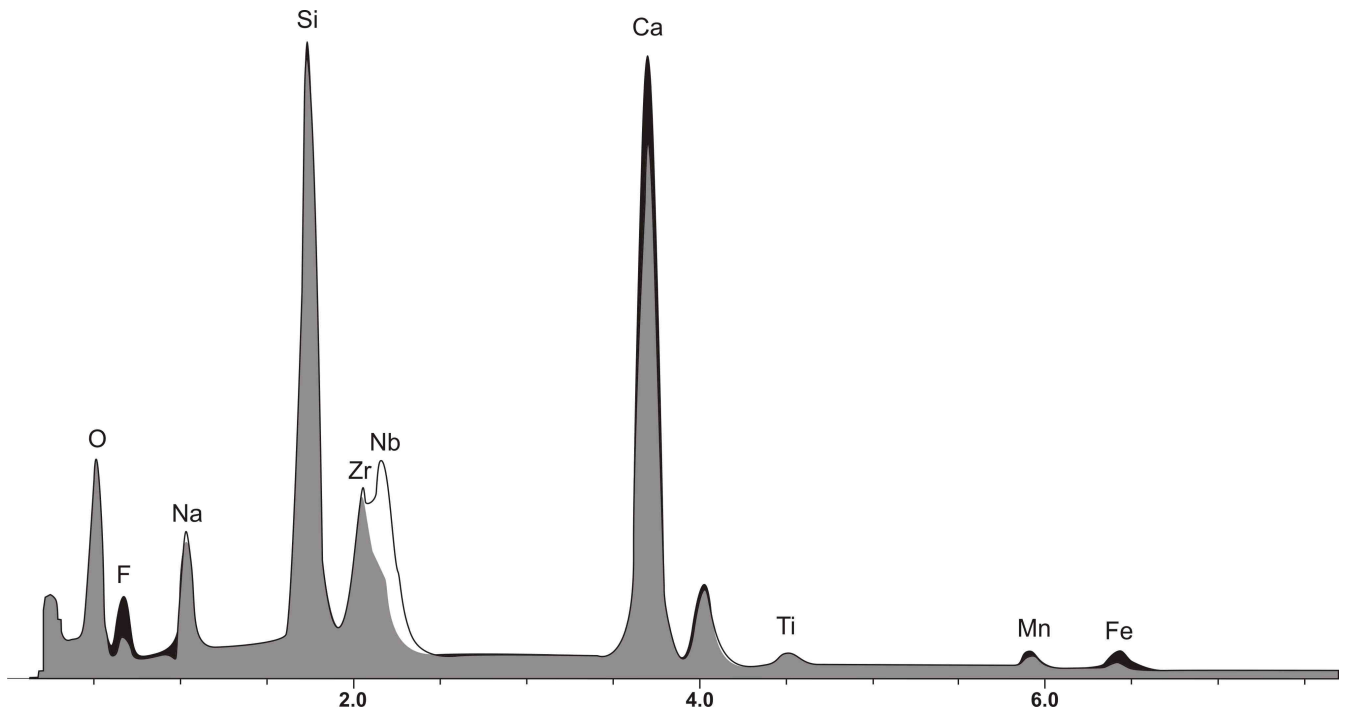


Fig. 83 : Comparaison entre les spectres EDS de la wöhlerite de la syénite à sodalite 05-M-06b (surface blanche) et la hiortdahlite de la syénite peralcaline 05-M-82 (surface bleue). Les surface grise sont des zones où les deux spectres se superposent.

a) sodalites	01-M-24		01-M-37a	05-M-06b			05-M-34		
SiO2	38,09	37,35	37,60	37,98	37,72	37,58	38,08	38,31	38,04
TiO2	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,07	0,02	0,05
Al2O3	31,52	31,95	31,55	32,67	32,97	32,50	33,22	32,36	31,62
Cr2O3	0,00	0,06	0,00	0,02	0,03	0,00	0,07	0,00	0,05
FeO	0,16	0,19	0,46	0,20	0,22	0,14	0,19	0,83	0,34
MnO	0,05	0,05	0,00	0,10	0,02	0,02	0,00	0,03	0,22
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	0,04	0,03	0,09	0,04	0,05	0,03	0,15	0,09	0,20
BaO	0,06	0,00	0,00	0,35	0,24	0,00	0,12	0,00	0,47
Na2O	25,08	25,57	25,41	24,75	24,15	24,05	23,82	24,29	24,84
K2O	0,36	0,04	0,04	0,05	0,07	0,02	0,06	0,04	0,11
F	0,01	0,01	0,00	0,00	0,11	0,03	0,00	0,16	0,08
Cl	7,37	8,08	7,80	7,39	7,38	7,43	7,17	6,85	7,07
Total	102,76	103,35	102,95	103,55	102,98	101,80	102,95	102,97	103,09
-O=Cl	1,66	1,82	1,76	1,67	1,67	1,68	1,62	1,54	1,60
Total	101,10	101,53	101,19	101,89	101,32	100,13	101,33	101,42	101,49
Si	6,076	5,996	6,036	5,999	5,982	6,019	5,994	6,032	6,041
Ti	0,002	0,001	0,000	0,000	0,003	0,003	0,008	0,002	0,006
Al	5,926	6,046	5,969	6,082	6,162	6,135	6,162	6,004	5,918
Cr	0,000	0,007	0,000	0,002	0,003	0,000	0,009	0,000	0,007
Fe	0,021	0,026	0,061	0,026	0,030	0,018	0,025	0,110	0,045
Mn	0,006	0,006	0,000	0,014	0,003	0,002	0,000	0,004	0,030
Mg	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ca	0,007	0,006	0,016	0,007	0,009	0,005	0,025	0,016	0,034
Ba	0,004	0,000	0,000	0,022	0,015	0,000	0,007	0,000	0,029
Na	7,756	7,960	7,909	7,579	7,423	7,469	7,267	7,413	7,646
K	0,074	0,008	0,008	0,009	0,014	0,004	0,012	0,007	0,022
total	19,872	20,059	19,999	19,741	19,644	19,655	19,509	19,588	19,777
F	0,006	0,006	0,000	0,000	0,053	0,013	0,000	0,078	0,039
Cl	1,992	2,198	2,122	1,977	1,984	2,016	1,913	1,827	1,903

b) oxydes	01-M-32b		01-M-37a		05-M-06b				05-M-34
SiO2	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,07	0,08	0,04	0,06
TiO2	4,84	9,74	10,02	9,34	3,16	3,11	2,80	3,11	5,50
Al2O3	0,97	1,16	0,35	0,63	1,14	0,91	0,92	0,65	0,98
Cr2O3	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01
FeO	85,44	78,03	81,81	80,70	85,58	84,52	85,74	85,09	83,90
MnO	2,09	4,02	1,20	2,14	3,99	3,66	4,08	4,19	4,06
MgO	0,07	0,12	0,00	0,02	0,03	0,02	0,12	0,13	0,14
CaO	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,16	0,15	0,00	0,02
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,09	0,27	0,00	0,00
Na2O	0,02	0,00	0,04	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
K2O	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01
F	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00
Cl	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03
Total	93,46	93,09	93,48	93,00	94,09	92,59	94,20	93,35	94,68
Si	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	0,003	0,002	0,002
Ti	0,140	0,283	0,292	0,273	0,090	0,090	0,080	0,090	0,157
Al	0,044	0,053	0,016	0,029	0,051	0,042	0,041	0,030	0,044
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe	2,742	2,524	2,649	2,623	2,725	2,733	2,726	2,734	2,659
Fe3+	1,680	1,381	1,403	1,421	1,768	1,774	1,795	1,787	1,639
Fe2+	1,062	1,144	1,245	1,202	0,957	0,959	0,931	0,948	1,020
Mn	0,068	0,132	0,039	0,071	0,129	0,120	0,131	0,137	0,130
Mg	0,004	0,007	0,000	0,001	0,002	0,001	0,007	0,007	0,008
Ca	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,007	0,006	0,000	0,001
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,004	0,000	0,000
Na	0,001	0,000	0,003	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
total	3	3	3	3	3	3	3	3	3
prop ulvosp	0,14	0,28	0,29	0,27	0,09	0,09	0,08	0,09	0,16

Tableau 27 : a) les sodalites des syénites à sodalite, formules structurales calculées sur 24 oxygènes, b) les oxydes, ici de la titano-magnétite. La formule structurale est calculée sur 3 cations et 4 oxygènes.

F - Syénite peralcaline

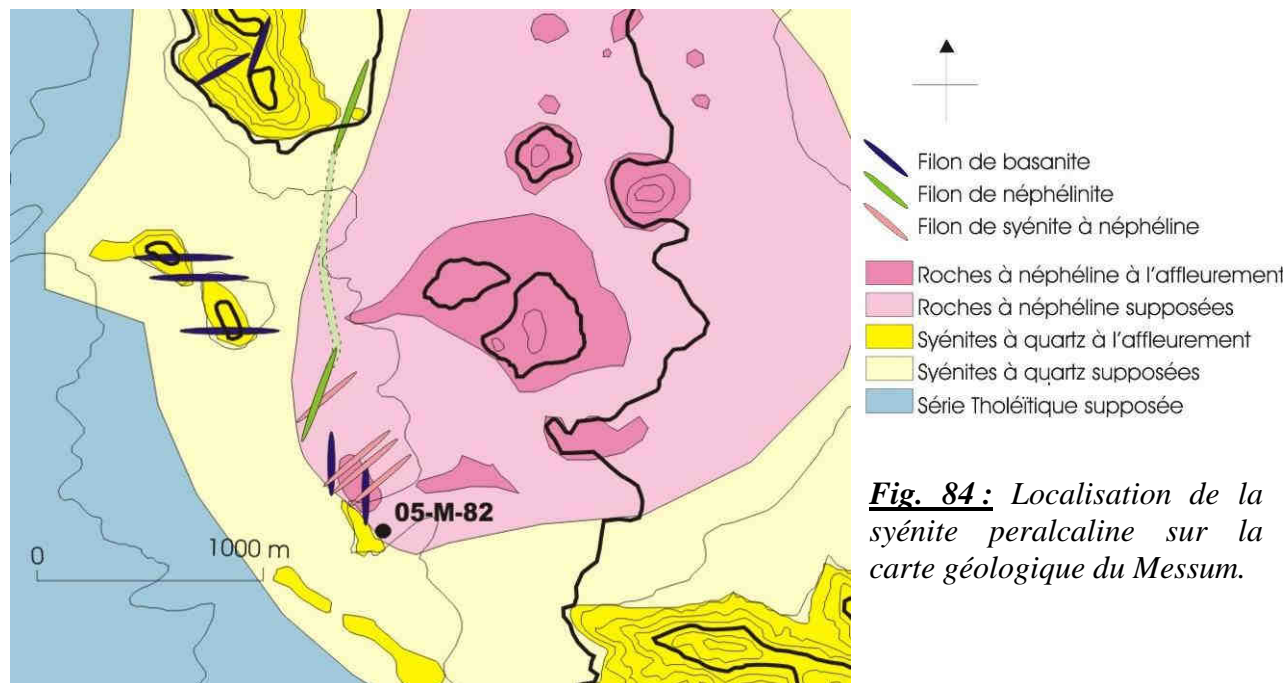


Fig. 84 : Localisation de la syénite peralcaline sur la carte géologique du Messum.

Parmi les roches du Messum analysées par Harris (1995, 1999, Com. Pers.), seul l'échantillon MC27 est peralcalin ($(Na+K)/Al = 1.04$). Cette roche correspond à notre échantillon 05-M-82, qui est une roche très claire pauvre en ferromagnésiens et légèrement rose à cause de la néphéline. Bien que faiblement peralcaline selon l'analyse chimique roche totale, cette roche présente de nombreux minéraux soulignant un caractère peralcalin fort. Si dans les syénites à sodalite vues précédemment, une tendance peralcaline est nettement marquée sur les fins de cristallisation (notamment sur les clinopyroxènes et la cristallisation de wöhlérite), l'ensemble des minéraux de cette roche enregistrent ce caractère.

A ce caractère particulier, s'ajoute le caractère très automorphe et optiquement zoné des cristaux de néphéline dont le développement précède comme dans les autres roches celui du feldspath alcalin. La sodalite est tardive. Les ferromagnésiens, représentés par la biotite et un clinopyroxène très acmitique sont tardifs par rapport au feldspath alcalin. Ils forment, avec les titano-magnétites (ici aussi démixées), des agrégats (Fig. 85).



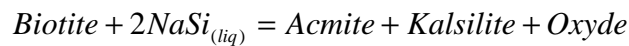
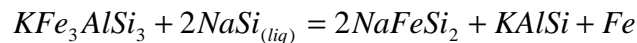
Fig. 85 : Photos en lumière naturelle et polarisée-analysée de la syénite peralcaline 05-M-82. On distingue la néphéline automorphe, les baguettes de feldspath alcalin, le clinopyroxène vert et la biotite brune. Largeur des photos : 1 cm.

1 – Les minéraux ferromagnésiens

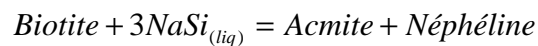
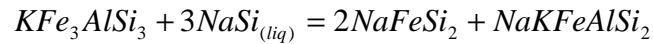
Le clinopyroxène est très xénomorphe et présente un pléochroïsme très marqué de jaune à vert. Il est assez peu abondant dans la roche (Fig. 85), et n'est pas optiquement zoné. Chimiquement, ce pyroxène est très différent de ceux trouvés dans les autres syénites, y compris à sodalite. Très pauvres en aluminium, il se situe pratiquement sur le joint hédénbergite-acmite avec moins de 10% de diopside. Les cœurs contiennent environ 50% d'hédénbergite, et les bordures s'enrichissent fortement en acmite jusqu'à 95% (Fig. 86b, Tableau 28a). Il est légèrement moins manganésifère que celui des syénites à sodalite. Comme le montre la Fig. 86a, ils se placent exactement sur la droite $Ca + Na = 1$, ils sont donc dépourvus d'orthopyroxène. Ils se différencient en cela de leurs équivalents dans les syénites à sodalite qui montrent un léger enrichissement en orthopyroxène. Le clinopyroxène traduit, en plus d'un fort caractère peralcalin, une sous-saturation en silice plus marquée que dans les autres roches à néphéline.

La biotite, associée au clinopyroxène et à la Ti-magnétite, présente des formes automorphes. Elle est brune et très pléochroïque. Chimiquement, elle n'a pas d'équivalent dans les autres roches étudiées. Comme sa teinte le suggère, elle est peu titanifère : 3 à 3.5% de TiO_2 contre 5 à 7% dans les autres syénites. Comme le clinopyroxène associé, elle est manganésifère avec 2% de MnO. Mais son principal caractère est sa très faible teneur en Al_2O_3 avec 10% contre 15% dans les autres roches. Avec un aluminium par formule structurale, elle traduit un très fort déficit en alumine (Tableau 28b).

L'association biotite, clinopyroxène et oxyde suggère une réaction du type :



ou



Nous n'avons considéré que les cations. (liq) indique que le composé est dans le liquide. Rappelons que NaSi est équivalent à une néphéline moins Al, ce qui décrit un déficit en Al. Par ailleurs, les données expérimentales montrent que ce composé doit être considéré dans les liquides peralcalins (Bailey et Schairer, 1966). Dans la dernière équation, la formule de la néphéline a été doublée pour éviter le problème de la répartition de Al-Fe vis-à-vis de Na-K.

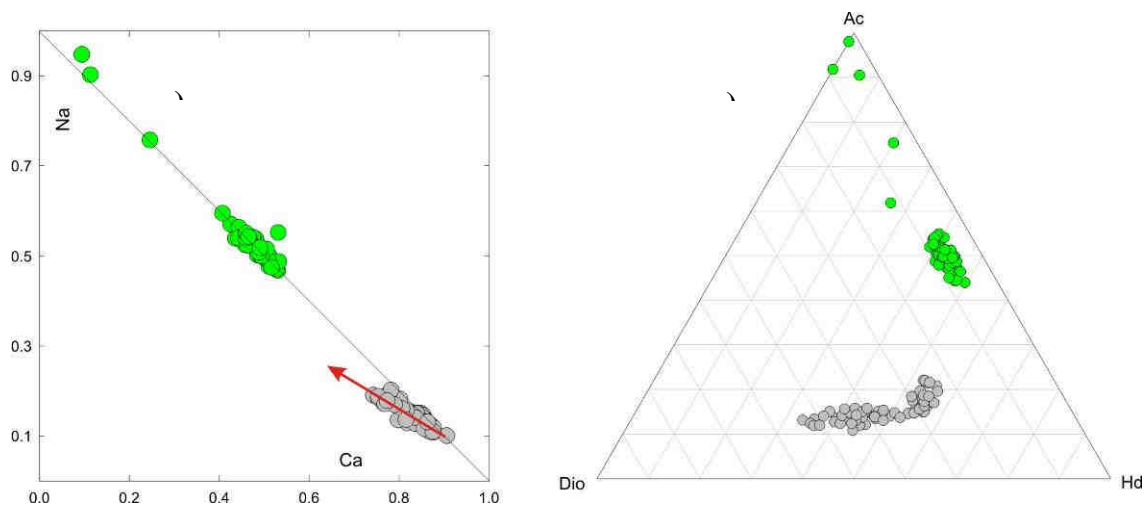


Fig. 86 : Clinopyroxènes de la syénite peralcaline 05-M-82 (en vert) et des syénites à sodalite (en gris). a) Ca et Na par formule structurale sur 4 cations et 6 oxygènes. b) Projection des analyses dans un triangle Diopside-Hédenbergite-Acmite.

a) CPX	Syénite peralcaline									
SiO2	50.18	49.94	50.50	50.89	49.75	50.28	50.65	51.93	51.58	51.81
TiO2	0.42	0.49	0.49	0.31	0.27	0.37	0.46	0.63	0.65	0.43
Al2O3	1.05	0.93	1.05	1.54	0.93	1.02	0.90	1.38	1.61	1.31
Cr2O3	0.07	0.00	0.00	0.06	0.05	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
FeO	25.52	24.98	25.28	25.44	25.04	24.90	26.38	27.83	27.43	28.19
MnO	1.17	1.40	1.12	1.47	1.15	1.34	0.98	0.40	0.26	0.33
MgO	1.10	1.35	1.28	1.25	1.13	1.51	0.75	0.44	0.31	0.14
CaO	10.46	12.44	12.02	10.40	10.67	12.16	5.84	2.77	2.29	0.65
BaO	0.15	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.04	0.07	0.00
Na2O	7.17	6.07	6.22	7.11	6.94	6.18	9.95	12.21	12.78	13.52
K2O	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.20	0.00	0.00	0.00
F	0.07	0.05	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.04
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00
Total	97.42	97.64	98.03	98.53	96.10	97.81	96.12	97.62	97.08	96.42
Si	1.987	1.986	2.000	1.989	1.997	1.991	1.989	1.979	1.972	1.990
Al IV	0.013	0.014	0.000	0.011	0.003	0.009	0.011	0.021	0.028	0.010
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al VI	0.036	0.030	0.049	0.060	0.041	0.038	0.031	0.041	0.045	0.049
Fe3+	0.503	0.423	0.400	0.471	0.484	0.424	0.720	0.846	0.877	0.905
Ti	0.013	0.015	0.015	0.009	0.008	0.011	0.013	0.018	0.019	0.012
Mg	0.065	0.080	0.074	0.069	0.067	0.088	0.044	0.025	0.017	0.008
Fe2+	0.342	0.406	0.427	0.343	0.357	0.394	0.146	0.042	0.000	0.000
Mn	0.039	0.047	0.037	0.047	0.039	0.044	0.033	0.013	0.008	0.011
M1	0.998	1.000	1.000	1.000	0.997	1.000	0.987	0.984	0.966	0.985
Mg	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.000	0.002	0.010	0.017	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.444	0.530	0.510	0.435	0.459	0.516	0.246	0.113	0.094	0.027
Na	0.550	0.468	0.477	0.539	0.540	0.474	0.757	0.902	0.947	1.007
M2	0.994	1.000	1.000	0.997	0.999	0.999	1.003	1.015	1.041	1.033
Mg#	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.09	0.05	0.03	0.02	0.01
AEG	0.500	0.423	0.400	0.470	0.484	0.423	0.710	0.846	0.900	0.958
Jd	0.036	0.030	0.049	0.060	0.041	0.038	0.031	0.041	0.040	0.039
Natal	0.013	0.014	0.000	0.009	0.003	0.009	0.011	0.015	0.005	0.005
NaTM	0.000	0.002	0.028	0.000	0.011	0.004	0.005	0.000	0.000	0.000
NaTF	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TiCaTs	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.013	0.007
TiFTs	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Es	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaTs	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FATs	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Diop	0.064	0.079	0.058	0.066	0.062	0.084	0.044	0.034	0.080	0.019
Hd	0.380	0.451	0.451	0.370	0.396	0.432	0.189	0.055	0.000	0.000
En	0.000	0.000	0.001	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fs	0.002	0.002	0.011	0.020	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000

b) Biotites	Syénite peralcaline									
SiO2	35.25	35.12	34.72	34.83	34.55	34.47	34.67	34.74	34.64	34.57
TiO2	3.59	3.38	3.46	3.48	3.33	3.31	3.24	3.30	3.37	3.83
Al2O3	10.35	10.41	10.23	10.18	10.34	10.34	10.22	10.26	10.24	10.43
Cr2O3	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
FeO	30.98	29.86	31.00	31.78	30.73	30.45	30.34	29.97	30.81	30.16
MnO	2.08	2.09	2.01	2.18	2.26	2.20	1.97	2.13	2.16	2.07
MgO	3.14	3.27	3.09	3.24	3.39	3.14	3.29	3.34	3.29	3.46
CaO	0.11	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.05
BaO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.74	0.16	0.23	0.23	0.23	0.21	0.18	0.25	0.11	0.17
K2O	8.29	8.79	9.09	8.90	8.79	8.73	8.74	9.11	8.88	9.02
F	1.32	1.49	1.37	1.62	1.18	1.21	1.41	1.35	1.60	1.42
Cl	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02
Total	95.86	94.67	95.22	96.43	94.82	94.08	94.12	94.49	95.11	95.19
Si	2.923	2.945	2.915	2.902	2.904	2.917	2.933	2.928	2.914	2.893
Ti	0.224	0.213	0.218	0.218	0.210	0.211	0.206	0.209	0.214	0.241
Al	1.011	1.029	1.012	0.999	1.024	1.031	1.019	1.019	1.016	1.028
Cr	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe	2.148	2.094	2.176	2.214	2.160	2.154	2.147	2.112	2.168	2.111
Mn	0.146	0.149	0.143	0.154	0.161	0.158	0.141	0.152	0.154	0.147
Mg	0.388	0.409	0.387	0.402	0.425	0.396	0.415	0.420	0.413	0.431
Ca	0.010	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.004
Ba	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.118	0.026	0.037	0.038	0.038	0.035	0.030	0.041	0.018	0.027
K	0.877	0.940	0.973	0.946	0.942	0.942	0.944	0.979	0.953	0.963
F	0.345	0.396	0.362	0.425	0.314	0.322	0.378	0.360	0.425	0.377
Cl	0.001	0.002	0.000	0.000	0.004	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003
total	7.845	7.809	7.865	7.872	7.864	7.845	7.837	7.863	7.850	7.846
Mg #	0.14	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.16

Tableau 28 : a) Clinopyroxènes de la syénite peralcaline. Formule structurale calculée pour 6 oxygènes et 4 cations. Répartition en pôles, selon Martin (1987) : AEG : Aegyryne ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$), Jd : Jadéite ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$), Natal (NaTiSiAlO_6), NaTM ($\text{NaMg}_{0.5}\text{Ti}_{0.5}\text{Si}_2\text{O}_6$), NaTF ($\text{NaFe}_{0.5}\text{Ti}_{0.5}\text{Si}_2\text{O}_6$), TiCaTs ($\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$), TiFTs ($\text{CaTiFe}^{3+}_2\text{O}_6$), Es : Essenite ($\text{CaFe}^{3+}\text{AlSiO}_6$), CaTs ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$), FATs ($\text{CaFe}^{3+}_2\text{SiO}_6$), Diop : Diopside ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), Hd : Hedenbergite ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$), En : Enstatite ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), Fs : Ferrosilite ($\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$). b) Biotites de la syénite peralcaline. Formule structurale calculée pour 11 oxygènes.

2 - Les feldspaths et les feldspathoïdes

Aucun plagioclase n'a été observé. La syénite est nettement hypersolvus avec des feldspaths alcalins "automorphes" en lattes nettement démixées, les compositions chimiques vont de l'albite à l'orthose (Tableau 29b). La composition initiale du feldspath est difficile à estimer, même si les photos au MEB semblent indiquer une proportion presque équivalente d'albite et d'orthose..

La néphéline automorphe en sections hexagonales ou carrées, est optiquement très zonée (Fig. 87). Elle est moins altérée que le feldspath alcalin, ce qui permet de la distinguer assez facilement. La zonation optique des néphélines peut être associée à des variations oscillatoires des teneurs en néphéline et kalsilite (Fig. 89). Contrairement aux néphélines décrites jusqu'à présent, elle ne contient pas d'anorthite (Fig. 88, Tableau 29a). Par sa teneur en CaO extrêmement basse, elle est identique à la néphéline des xénolites plutoniques du volcan carbonatitique Oldoinyo Lengai (Tanzanie)(Dawson et al., 1995). Elle se distingue également par sa teneur élevée en FeO : 0.3 à 0.8% (Tableau 29a), des néphélines des autres roches (Fig. 90). Cette incorporation du fer dans la néphéline est un signe supplémentaire du déficit marqué en aluminium.

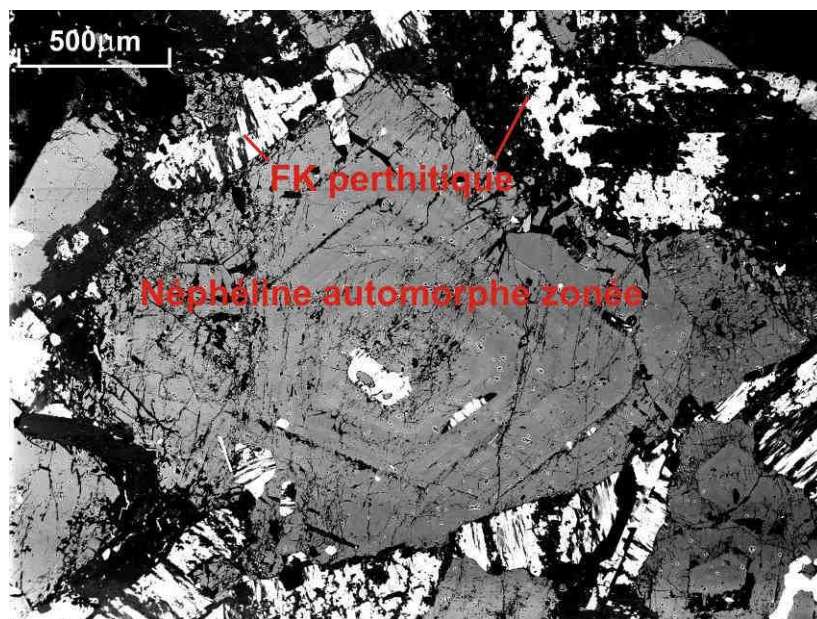


Fig. 87 : Image MEB en électrons rétrodiffusés d'une néphéline dans la syénite peralcaline 05-M-82. On remarque la zonation des cristaux de néphéline, et les feldspaths perthitiques (en noir : albite, en blanc : orthose).

Il est intéressant de noter que le cœur est plus pauvre en silice que les zones intermédiaires et la bordure. Comme déjà indiqué cela suggère une augmentation de l'activité en silice. Dans le même temps, la kalsilite diminue, ce qui suggère une baisse de l'activité de la kalsilite et de K_2O . Ces observations s'accordent avec l'ordre de cristallisation de la néphéline, puis du feldspath alcalin.

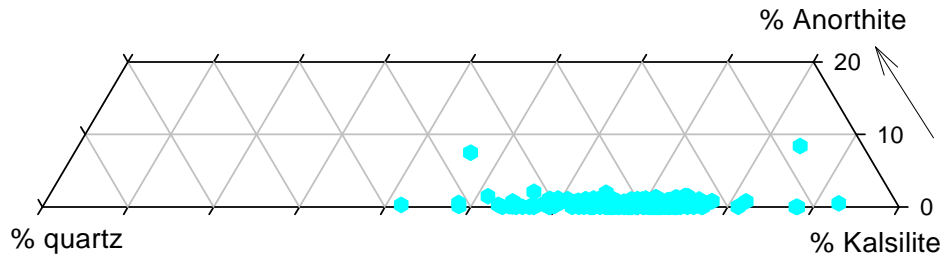


Fig. 88 : Compositions des néphélines de la syénite peralcaline 05-M-82 projetées dans un diagramme quart-kalsilite-anorthite. Les néphélines sont considérées comme une solution solide entre 4 pôles : NaAlSiO_4 (néphéline), KAlSiO_4 (Kalsilite), $\text{Ca}_{0.5}\square_{0.5}\text{AlSiO}_4$ (Anorthite) et Si_2O_4 (quartz) (Roux J., 1979).

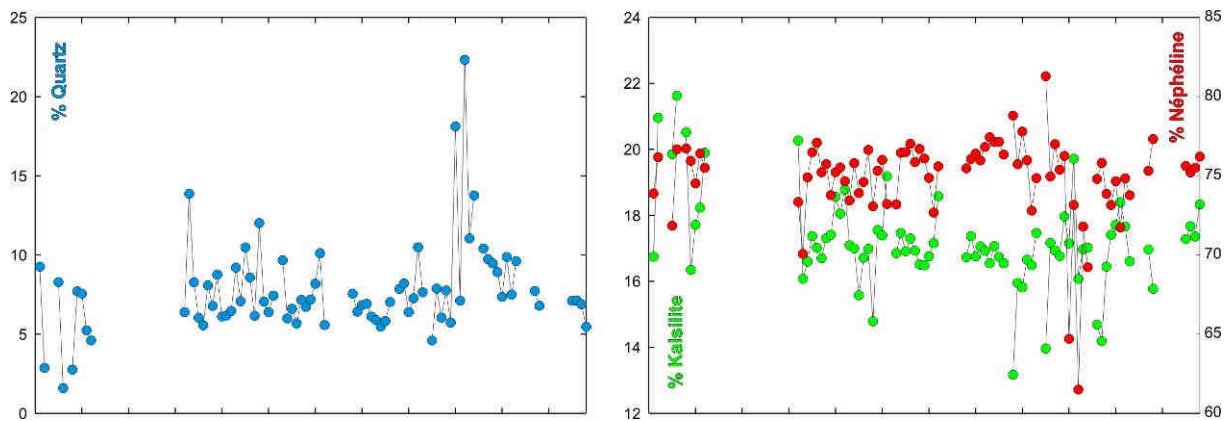


Fig. 89 : Traversée à la microsonde dans un cristal de néphéline de la syénite 05-M-82 du cœur (à gauche) à la périphérie (à droite). Les analyses ne correspondant pas à de la néphéline ne sont pas représentées. On constate que les pourcentages de néphéline et de kalsilite sont rigoureusement anticorrélés sauf dans une zone plus riche en quartz et dans une zone pauvre en quartz (cœur).

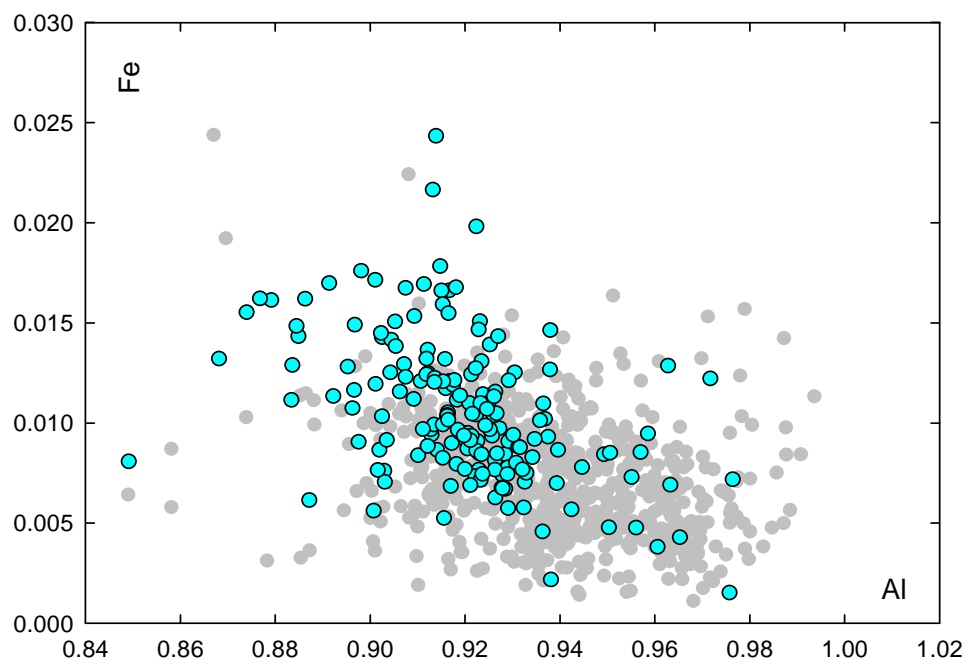


Fig. 90 : Néphélines de la syénite peralcaline 05-M-82 (en bleu) et néphélines des autres roches à néphéline (en gris). Fe et Al sont calculés sur la base de quatre oxygènes.

La sodalite est très abondante. Tardive et mouvant les autres phases minérales et sa composition est relativement constante. Si on compare sa composition à celle de la sodalite des autres roches à néphéline du Messum on constate qu'elle est moins riche en aluminium et plus riche en sodium, ce qui est la aussi un signe de peralcalinité de la roche (Fig. 91, Tableau 30a).

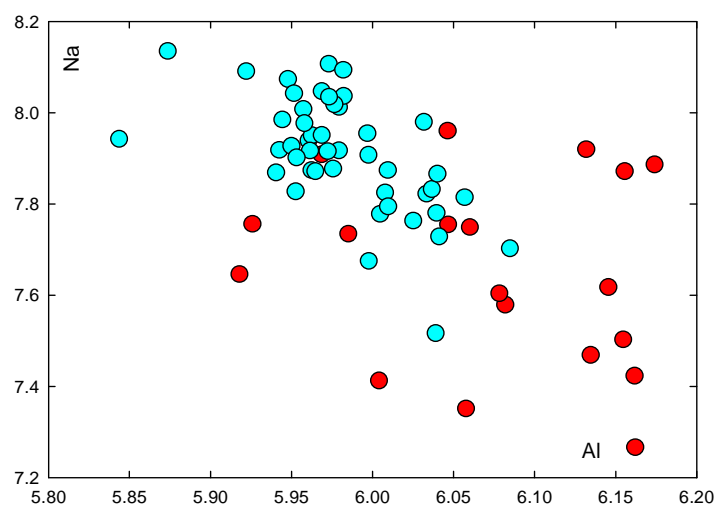


Fig. 91 : Sodalites de la syénite peralcaline (en bleu) et des autres roches à néphéline du Messum (en rouge). Na et Al sont calculés dans une formule structurale sur 24 oxygènes.

La cancrinite est présente dans la roche et forme des cristaux tardifs et globuleux, avec parfois des formes automorphes (Fig. 92). Elle est probablement en partie magmatique, mais n'a pas été analysée. Elle traduit une certaine pression en CO₂.

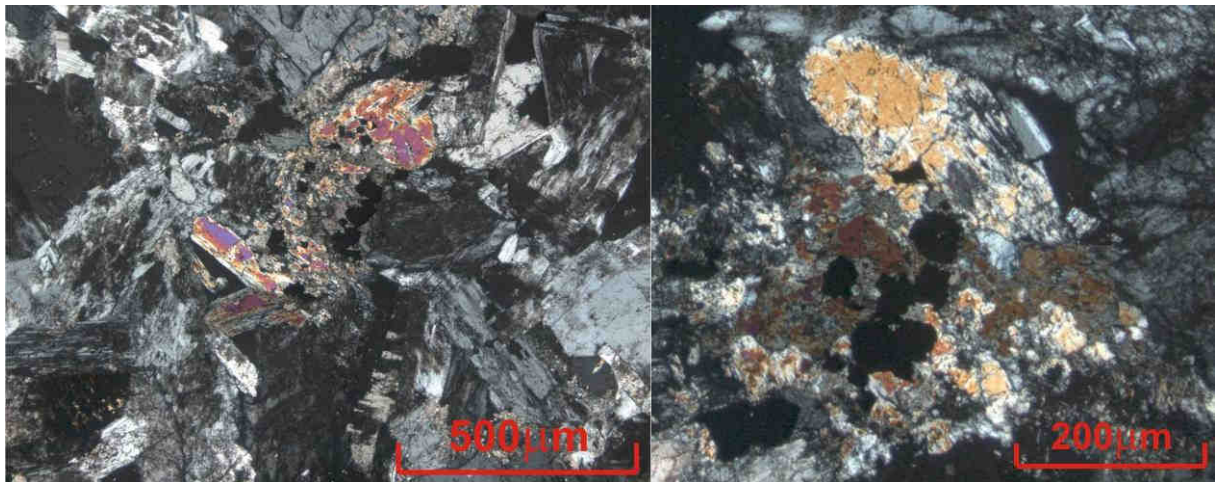


Fig. 92 : Micro photos en lumière polarisée-analysée de cristaux de cancrinite dans la syénite 05-M-82. Les minéraux colorés sont de la cancrinite, les minéraux gris sont des feldspaths démixés ou de la néphéline.

a) Néphélines de la syénite peralcaline																
SiO2	46.42	44.23	43.16	45.67	43.45	44.25	44.17	46.56	45.15	44.96	44.80	45.86	45.03	44.63	43.02	45.40
TiO2	0.00	0.01	0.03	0.00	0.02	0.01	0.05	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.05	0.03	0.01
Al2O3	31.60	32.54	34.63	32.48	33.88	32.84	33.65	31.52	32.15	32.35	32.63	31.84	32.44	32.99	34.06	32.97
Cr2O3	0.00	0.02	0.00	0.13	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.04	0.04	0.01	0.00	0.00
FeO	0.31	0.49	0.36	0.50	0.19	0.62	0.24	0.65	0.84	0.47	0.52	0.64	0.83	0.35	0.64	0.43
MnO	0.02	0.00	0.04	0.01	0.01	0.05	0.04	0.00	0.03	0.07	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.04
MgO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	0.05	0.03	0.03	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.05
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.08	0.04	0.00	0.27	0.08	0.08	0.19	0.19
Na2O	16.42	16.48	16.99	15.93	15.70	15.99	15.44	16.25	16.34	16.65	16.44	16.29	15.99	15.79	17.48	15.81
K2O	4.67	5.68	4.32	4.73	6.25	5.78	6.02	4.70	5.08	5.16	5.28	4.80	5.43	5.59	4.56	5.44
F	0.00	0.05	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00
Cl	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.05	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02
Total	99.50	99.53	99.56	99.58	99.60	99.63	99.68	99.70	99.72	99.78	99.80	99.81	99.84	99.84	100.04	100.34
Si	1.106	1.066	1.033	1.090	1.045	1.064	1.058	1.107	1.082	1.077	1.074	1.094	1.078	1.070	1.032	1.078
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Al	0.887	0.924	0.976	0.913	0.961	0.930	0.950	0.884	0.907	0.913	0.922	0.895	0.915	0.933	0.963	0.923
Cr	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe	0.006	0.010	0.007	0.010	0.004	0.013	0.005	0.013	0.017	0.009	0.010	0.013	0.017	0.007	0.013	0.008
Mn	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.002	0.002
Na	0.758	0.770	0.788	0.737	0.732	0.745	0.717	0.749	0.759	0.773	0.764	0.753	0.742	0.734	0.813	0.728
K	0.142	0.175	0.132	0.144	0.192	0.177	0.184	0.143	0.155	0.158	0.162	0.146	0.166	0.171	0.140	0.165
F	0.000	0.002	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Total	2.901	2.946	2.938	2.897	2.937	2.932	2.917	2.897	2.922	2.933	2.931	2.908	2.918	2.921	2.963	2.907
% Ne	75.81	77.01	78.80	73.71	73.22	74.52	71.73	74.92	75.88	77.32	76.37	75.35	74.17	73.44	81.29	72.80
% Ks	14.19	17.46	13.17	14.41	19.19	17.71	18.40	14.26	15.52	15.77	16.15	14.59	16.57	17.09	13.96	16.49
% An	0.27	0.16	0.17	0.02	0.16	0.22	0.00	0.00	0.02	0.11	0.00	0.00	0.00	0.27	0.16	0.23
% Qz	9.73	5.37	7.86	11.87	7.43	7.55	9.87	10.83	8.58	6.79	7.48	10.06	9.26	9.20	4.59	10.49

b) Feldspaths de la syénite peralcaline										
	Orthose					Albite				
SiO2	64.57	64.73	64.52	64.39	64.44	66.91	66.77	68.40	67.97	68.39
TiO2	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01
Al2O3	18.40	18.39	18.21	18.34	18.57	20.35	20.45	19.56	19.92	19.32
Cr2O3	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00
FeO	0.18	0.18	0.11	0.23	0.20	0.17	0.41	0.13	0.02	0.32
MnO	0.01	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.05	0.14	0.05	0.02
MgO	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.04	0.07	0.08	0.07	0.01
BaO	0.16	0.12	0.00	0.00	0.00	0.27	0.08	0.00	0.15	0.00
Na2O	0.63	0.36	0.39	0.69	0.88	11.08	11.51	11.53	11.76	11.72
K2O	15.64	16.11	16.34	16.15	15.62	0.83	0.38	0.15	0.14	0.38
F	0.03	0.12	0.18	0.00	0.27	0.00	0.14	0.06	0.08	0.06
Cl	0.00	0.07	0.02	0.07	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01
Total	99.66	100.12	99.83	99.96	100.04	99.71	99.86	100.10	100.18	100.23
Si	2.994	2.996	2.998	2.986	2.984	2.951	2.942	2.990	2.974	2.992
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.006	1.003	0.997	1.002	1.013	1.057	1.062	1.008	1.027	0.996
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe	0.007	0.007	0.004	0.009	0.008	0.006	0.015	0.005	0.001	0.012
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.002	0.005	0.002	0.001
Mg	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.003	0.004	0.003	0.001
Ba	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000	0.003	0.000
Na	0.056	0.032	0.035	0.062	0.079	0.947	0.983	0.977	0.998	0.994
K	0.925	0.951	0.968	0.956	0.922	0.047	0.021	0.008	0.008	0.021
F	0.004	0.018	0.027	0.000	0.040	0.000	0.019	0.008	0.011	0.008
Cl	0.000	0.005	0.001	0.005	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001
Total	4.993	4.993	5.005	5.020	5.009	5.016	5.029	4.998	5.015	5.017
%An	0.12	0.11	0.11	0.00	0.00	0.20	0.34	0.38	0.34	0.06
%Ab	5.72	3.25	3.48	6.06	7.88	95.10	97.56	98.77	98.88	97.84
%Or	94.16	96.63	96.41	93.94	92.12	4.70	2.10	0.85	0.77	2.10

Tableau 29 : a) Néphélines de la syénite peralcaline 05-M-82. Les néphélines sont considérées comme une solution solide entre 4 pôles : NaAlSiO₄ (néphéline), KAlSiO₄ (Kalsilite), Ca_{0,5}□_{0,5}AlSiO₄ (Anorthite) et □Si₂O₄ (quartz) (Roux J., 1979). b) Feldspaths de la syénite peralcaline 05-M-82. Les feldspaths sont démixés en orthose et albite presque pures.

3 - Les phases minérales accessoires

Cette roche se caractérise par la présence d'apatites enrichies en terres rares et par la présence d'un autre minéral du groupe de la cuspidine : la hiortdahlite.

- L'apatite :

Bien que présente dans toutes les roches étudiées plus haut, l'apatite n'a pas été décrite car elle ne présente pas de caractères particuliers. Il s'agit d'une fluorapatite, faiblement chlorée ($\approx 0.5\%$) dans les théralites.

Dans cette roche, elle présente une zonation automorphe complexe (Fig. 93). La périphérie plus brillante en électrons rétrodiffusés est enrichie en éléments lourds (ici les terres rares) par rapport au cœur du cristal. Une zone très étroite et brillante cerne le cœur. Les points d'analyse sont indiqués sur la Fig. 93. L'étroitesse de la zone très brillante ne permet pas d'obtenir des analyses dépourvues d'effets de bords. Néanmoins, la zonation correspond à une variation de la teneur en terres rares de 0.6 à 8% (poids d'oxyde) du cœur « sombre » à la bordure très brillante.

Comparée à l'apatite des autres roches, elle est très nettement enrichie en terres rares (Tableau 31). Des théralites aux syénites à sodalite, aucune évolution significative des terres rares n'est décelable.

Elle contient également des teneurs significatives en silice. Le silicium est inversement corrélé au phosphore (Fig. 94a), et corrélé aux terres rares (Fig. 94b). L'incorporation des terres rares et de silice peut être décrite par l'incorporation dans l'apatite du composé britholite $\text{Ca}_4\text{REE}_6(\text{SiO}_4)_6\text{F}_2$.

Il peut sembler surprenant de trouver une apatite siliceuse dans des roches nettement sous-saturées en silice. Cependant la composition de cette roche et sa minéralogie traduisent une fin de cristallisation. Les terres rares, éléments fortement incompatibles, sont concentrées et doivent être incorporées dans quelques minéraux. Ici l'apatite joue ce rôle, le contrôle cristallogénétique passe par l'incorporation de Si afin d'assurer la neutralité électrique. C'est donc les terres rares qui stabilisent la silice dans l'apatite.

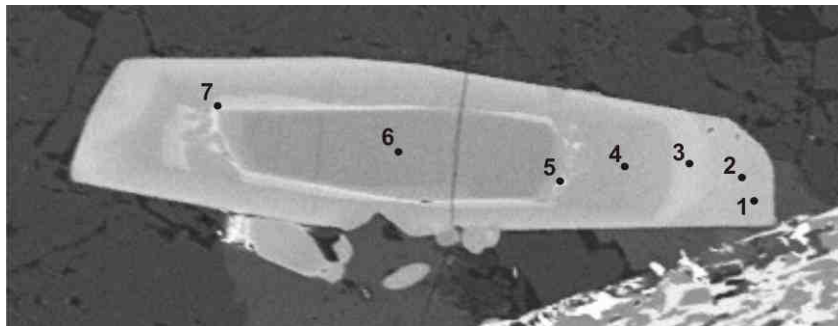


Fig. 93 : Apatite de la syénite 05-M-82. Les numéros d'analyse du tableau sont portés. Image MEB en électrons rétrodiffusés. Largeur de la photo : $250\mu\text{m}$.

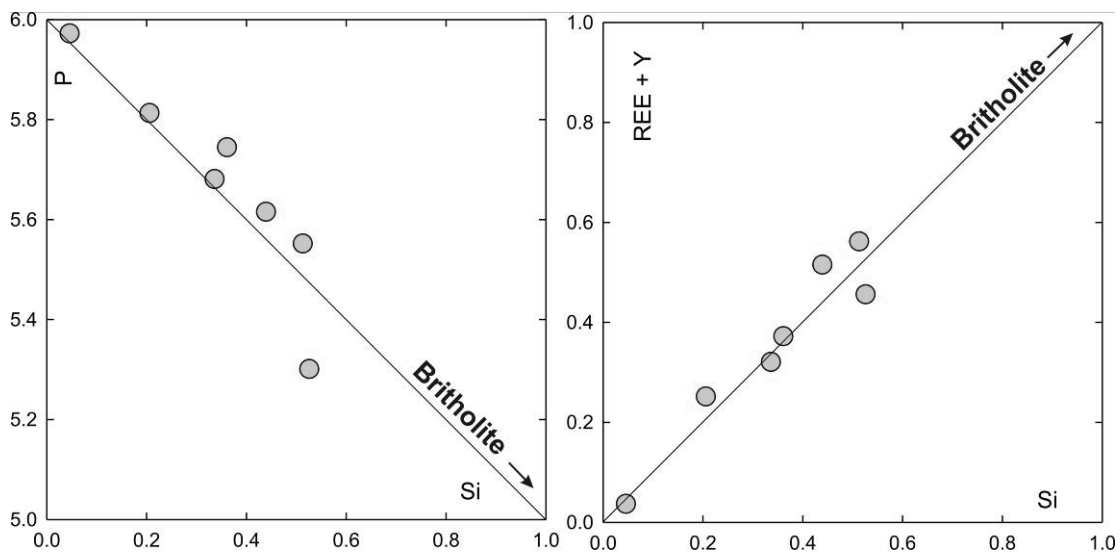


Fig. 94 : Apatites de la syénite 05-M-82 dans des diagrammes phosphore-silicium et terres rares-silicium par formule structurale sur 25 oxygènes.

- La hiortdahlite :

La hiortdahlite est présente en grands cristaux allongés fortement maclés, incolore et à relief moyen. Des compositions sont en Tableau 30c. L'identification précise de la phase est délicate. Chimiquement, elle est proche de la wohlérite. Cependant, dans la wohlérite Nb + Ti doit être proche de 2 (Bellezza et al. 2004), ici Nb + Ti avoisine 0.5. La somme de Na + Ca étant significativement excédentaire par rapport à 12 et la présence de fer nous ont conduits à considérer que ce minéral proche de la wohlérite est de la hiortdahlite II.

La hiortdahlite est un minéral rare décrit uniquement dans les roches alcalines : Ilimaussaq (Groenland, Robles et al., 2001), Langesundsfjord (Norvège, Neumann, 1985), Iles de Los (Guinée, Lacroix, 1910), Kipawa River Complex (Canada, Aarden et Gittins, 1974), Kaiserstuhl (Allemagne, Keller et al., 1995) par exemple. Il suggère donc un milieu à faible activité en silice.

Ce minéral se décompose en un assemblage à fluorine, lavenite et baddeleyite (Fig. 95). La différence entre les produits de décomposition observée ici et dans l'échantillon 05-M-06b indique des différences de conditions. Parmi celle-ci, la présence de baddeleyite au lieu de zircon montre que l'activité en silice était plus basse ici que dans l'échantillon 05-M-06b où du zircon est observé. Cela est en accord avec la plus faible teneur en orthopyroxène du clinopyroxène dans cette roche que dans les autres.

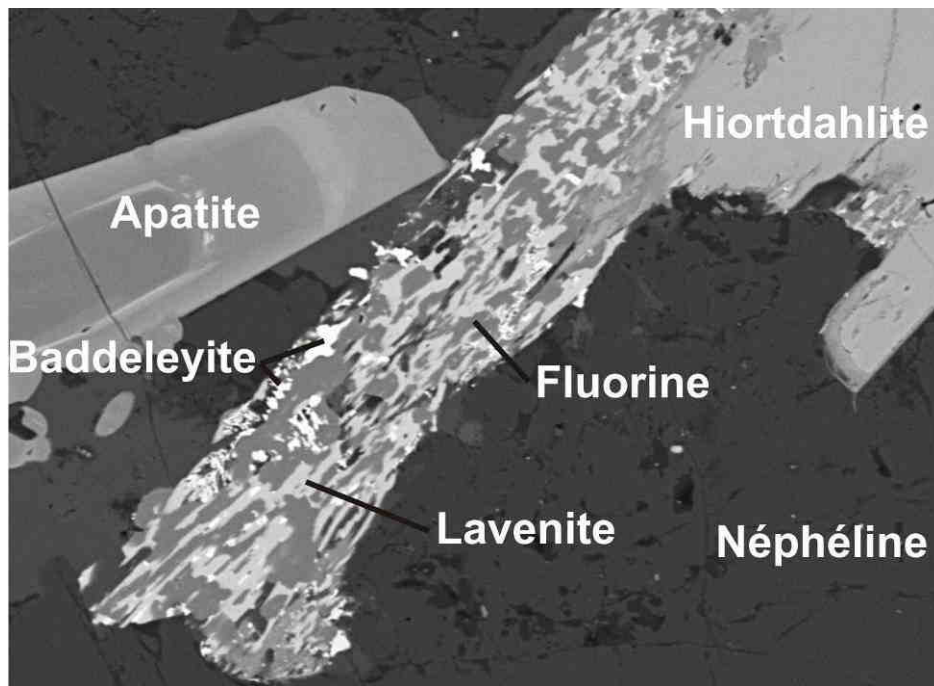


Fig. 95 : *Hiortdahlite et de ses produits de déstabilisation dans la syénite 05-M-82. Image MEB en électrons rétrodiffusés*

Ces produits de décomposition sont très intéressants pas eux-mêmes et pour comparaison avec ceux observés dans la syénite à sodalite 05-M-06b.

- La lavenite est le troisième minéral du groupe de la cuspidine que nous rencontrons, elle a une composition proche de celle de la hiortdahlite. Cette coexistence montre qu'il n'y a pas continuité entre ces deux espèces qui sont donc indépendantes.
- La présence de fluorine indique une pression partielle significative de fluor.
- Enfin, la présence de Baddeleyite montre que le zircon n'est pas stable. Le roche évolue sous le tampon de SiO_2 : zircon-baddeleyite, contrairement à l'échantillon 05-M-06b. Sur un diagramme activité de silice versus température (Fig. 96), la courbe représentant le tampon de SiO_2 baddeleyite-zircon coupe nettement les courbes des tampons néphéline-albite et kalsilite-sanidine (Barker, 2001). Les courbes des feldspaths se croisent également mais avec un angle bien plus faible. Les deux roches à wöhlérite et hiortdahlite sont situées de part et d'autre de la courbe baddeleyite-zircon. L'écart entre les courbes feldspathoïdes + SiO_2 = feldspaths étant faible, la syénite peralcaline, à hiortdahlite, est à température plus élevée que la première. Ce résultat est en accord avec le caractère très perthitique de ses feldspaths par rapport à ceux de la syénite à sodalite.

L'absence de zircon dans les roches à néphéline peut s'expliquer par une évolution à température supérieure à la courbe baddeleyite-zircon. Il est difficile de tirer de la figure 96 une estimation fiable de température. Cependant, l'intersection des courbes aux environs de 725°C est proche de la température de l'eutectique sous-saturé peralcalin dans le système $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$: 715°C (Bailey et Schairer, 1966). Elle supporte le caractère de fin d'évolution de ces roches.

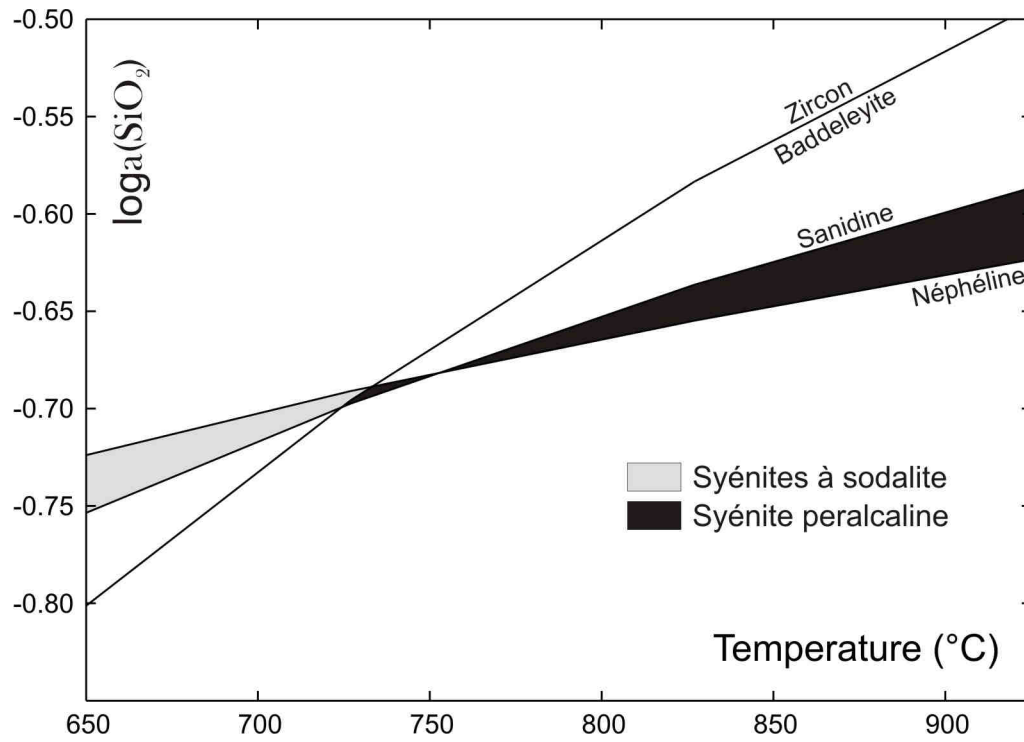


Fig. 96 : Tampons de SiO₂ tracés sur un diagramme activité de silice versus température.

G - Les néphélinites à olivine

(05-M-15b*, 05-M-15c*, 05-M-89*, * : roches analysées à la microsonde)

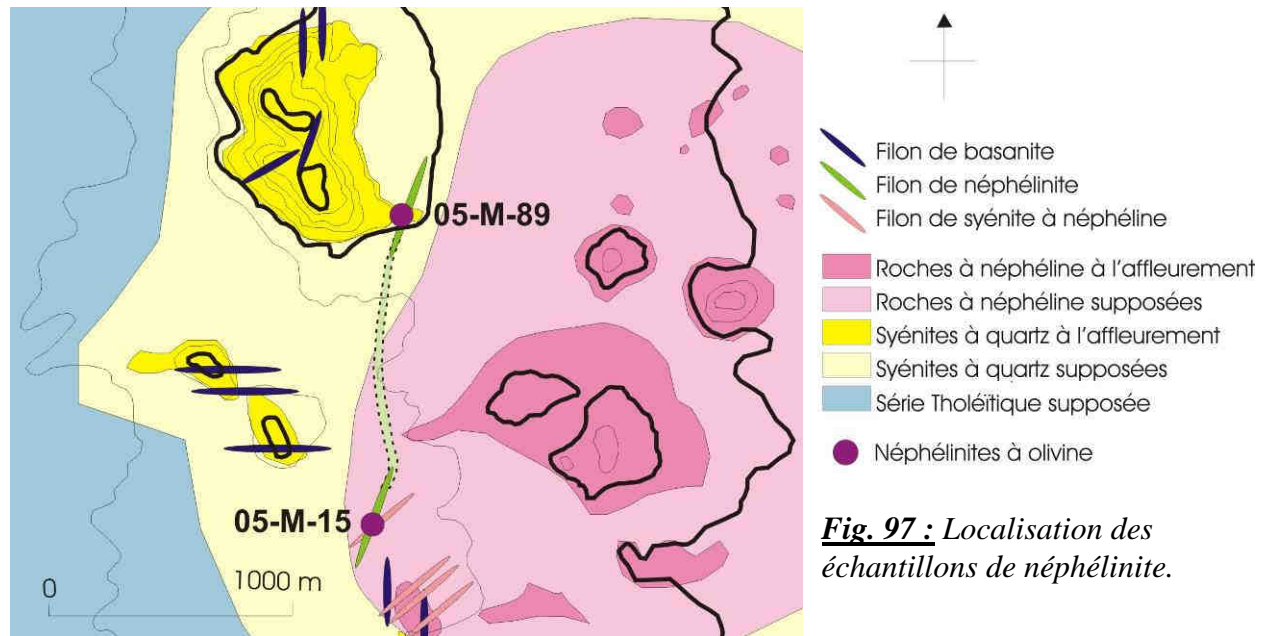


Fig. 97 : Localisation des échantillons de néphélinite.

Les néphélinites, roches sombres, affleurent en deux endroits dans le cœur alcalin : sur Cave Hill et au sud de cette colline (Fig. 97). Elles se présentent en filons de faible épaisseur (50 cm) recoupant syénites à quartz (05-M-89) et les syénites à néphéline (05-M-15b et 05-M-15c), et ont été décrit par Korn et martin (1954).

Les néphélinites sont des roches à grain très fin contenant olivine, clinopyroxène et néphéline en phénocristaux automorphes (Fig. 98), mais l'olivine est fortement corrodée. La mésostase contient : feldspath alcalin, néphéline, analcime, clinopyroxène, biotite, apatite, titanite et titano-magnétite. Apatite et titano-magnétite démixée ne seront pas discutées. La caractéristique majeure de ces roches est l'absence de feldspath plagioclase ou alcalin en phénocristaux.

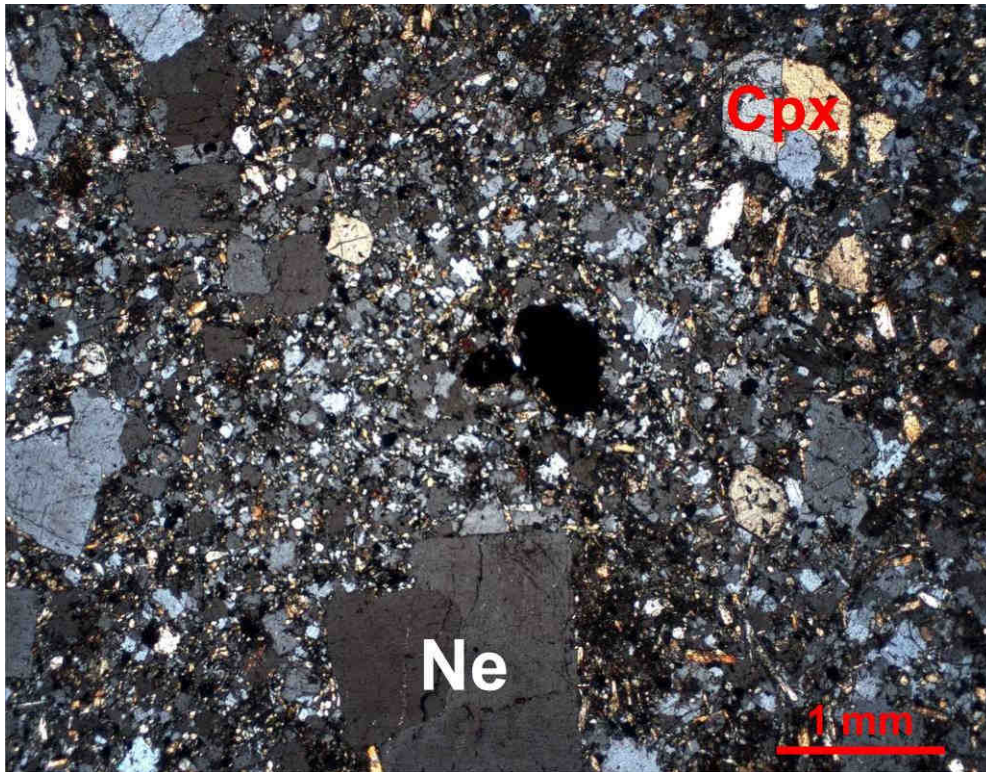


Fig. 98 : Néphélinite (échantillon 05-M-15b). Ne : néphéline, CPX : clinopyroxène. Microphoto en LPNA.

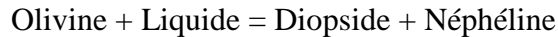
La nomenclature de ces roches est confuse. Le terme “néphélinite” désigne le plus souvent des laves dépourvues de feldspaths. Mais Johannsen (1938) a introduit le terme de “nepheline basalt” pour désigner des roches à néphéline, clinopyroxène et olivine. Comme indiqué clairement par Yoder et Tilley (1962), les basaltes sont essentiellement des roches à plagioclase et pyroxène. Le terme de “nepheline basalt” apparaît donc “illogique”. De nombreux auteurs préfèrent utiliser le terme de néphélinite à olivine, afin de conserver une nomenclature cohérente.

Carmichael et al. (1974) définissent les néphélinites comme des roches contenant de la néphéline, du clinopyroxène riche en Ti, Al et Na, de l'olivine, et pouvant contenir un peu de leucite et de feldspath. Pour Williams et al. (1958), les néphélinites possèdent des phénocristaux de néphéline et diopside ou augite titanifère auréolée augite aegyrinique. Il note aussi la présence éventuelle de noséane, haüyne, sodalite, oxydes de fer, apatite, titanite, pérovskite, biotite et amphibole sodique. Cette définition plus descriptive ne comprend pas d'olivine, même si Williams et al. indiquent qu'elle peut apparaître transformée en serpentine. Dans le cas des basaltes à néphéline de Johannsen (1938), les néphélines moultent les autres phases et ne sont pas automorphes. Dans le cas des roches du Messum, la néphéline étant parfaitement automorphe et l'olivine étant nettement en cours de régression, nous avons choisi le terme de néphélinite à olivine pour les désigner.

1 - Les phénocristaux

Visible à l'œil nu grâce à sa couleur rouille, l'olivine atteint 1 à 2 mm. Elle se présente en cristaux automorphes déstabilisés et cernés de phlogopite et clinopyroxène. Elle subit une altération tardive en iddingsite. Elle est zonée de façon inverse avec un cœur homogène de composition FO_{80} et une périphérie atteignant FO_{89} (Fig. 99, Tableau 32).

La résorption de l'olivine montre qu'elle n'est plus en équilibre. Compte tenu de la minéralogie de la roche, cette résorption peut correspondre à la réaction :



décrite par Schairer et Yoder (1964).

L'olivine contient des inclusions de spinelles chromifères et alumineux analogues à ceux trouvés dans les basanites (Tableau 32).

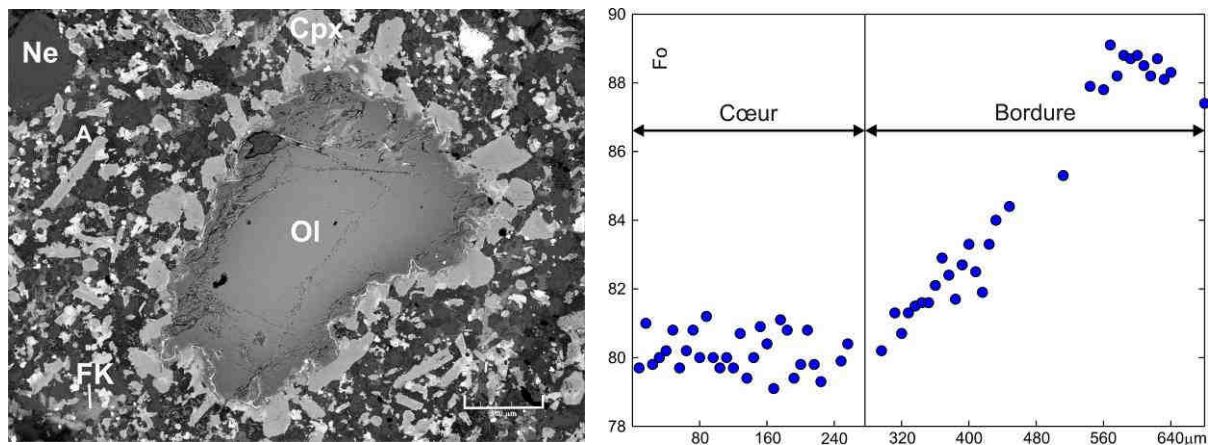


Fig. 99 : A gauche : Olivine de néphélinite, image MEB en électrons rétrodiffusés. Ol : olivine, CPX : clinopyroxène, Ne : néphéline, FK : feldspath alcalin, A : analcime. Barre d'échelle : 500 μ m. A droite : Profil de composition d'une olivine de néphélinite. (Ech. 05-M-89).

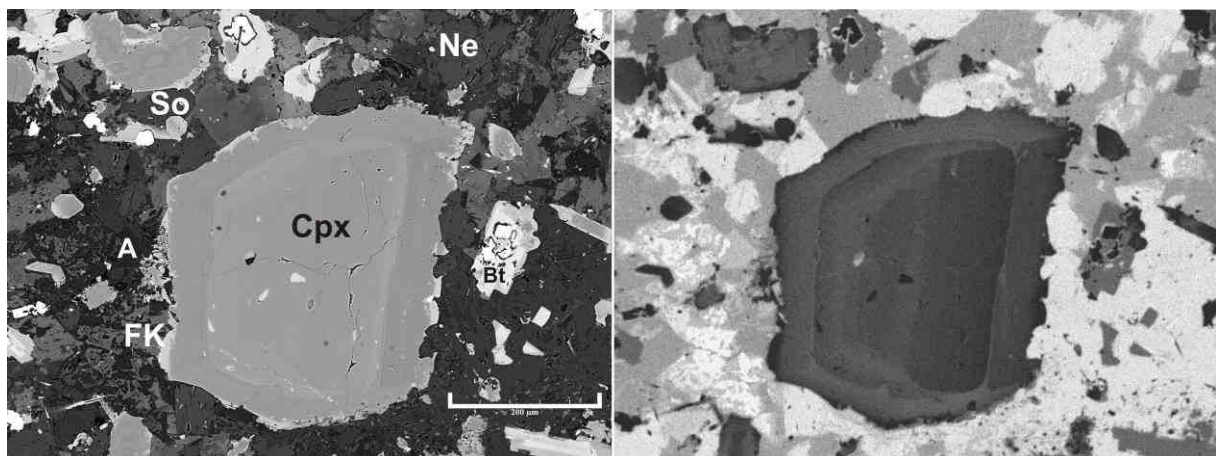


Fig. 100 : Clinopyroxène de néphélinite. Image MEB en électrons rétrodiffusés (à gauche) et carte chimique de l'aluminium (à droite). Dans le cœur et la bordure, on distingue la zonation en secteurs. Cpx : clinopyroxène, Ne : néphéline, FK : feldspath alcalin, So : sodalite, A : analcime, Bt : biotite. Barre d'échelle : 200 μ m

Le clinopyroxène, automorphe et très zoné, forme des cristaux incolores à légèrement verdâtres, submillimétriques. La bordure des cristaux est un peu plus verte que le cœur. Il est également présent en fond de la lame associé au feldspath alcalin, à la biotite et à la néphéline.

Les cristaux comprennent deux zones: un cœur homogène aux limites arrondies et en résorption et une surcroissance optiquement zonée (Fig. 100). Les cœurs alumineux contiennent entre 8 et 9% d' Al_2O_3 contre 5% pour les bordures. Le Mg# compris entre 0.65 et 0.70 dans les cœurs augmente jusqu'à 0.80 dans les bordures avant de redescendre à 0.75 (Fig. 101). Comme dans les olivines, les clinopyroxènes deviennent plus magnésiens sur leur bordure, mais ici le passage est rapide alors qu'il est progressif dans les olivines.

L'augmentation du Mg# et la diminution de l'aluminium s'accompagnent d'une diminution du titane de plus de 2% de TiO_2 dans les cœurs à moins de 1% dans les bords et d'une baisse de la fraction d'acmite de 6% à 4% (Tableau 15). Comme dans les théralites, les phénocristaux présentent de très beaux exemples de zonation en secteurs. La décomposition en pôles selon Martin (1987) est identique à celle des pyroxènes alumineux des basanites et théralites dont ils paraissent indistinguables.

Cette évolution n'est pas conforme aux descriptions des néphélinites de Johannsen (1938), Carmichael et al. (1974) et Williams et al. (1958), qui décrivent une évolution vers un pyroxène très acmitique en bordure. Cependant, quelques rares bordures contiennent jusqu'à 30% d'acmite (zones très claires sur la Fig. 100).

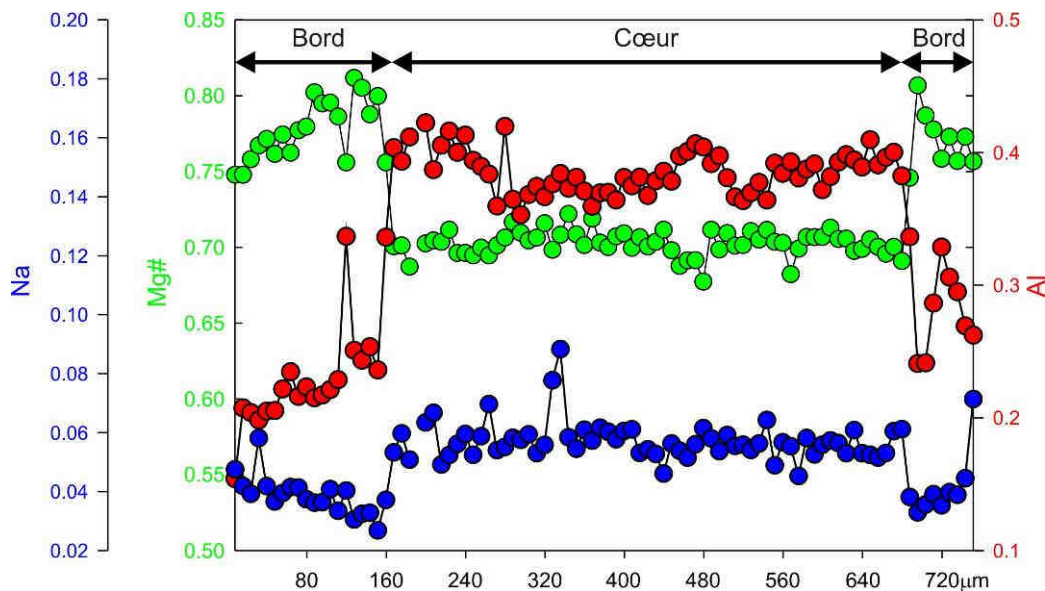


Fig. 101 : Evolution de la composition en Na, Al et Mg# d'un clinopyroxène le long d'une traversée complète (échantillon 05-M-15c).

La résorption de l'olivine rapproche cette roche du groupe des mélanéphélinites ou néphélinites pauvres en olivine de Le Bas (1987) souvent associées à des ijolites ou carbonatites. Cependant, dans ces roches, le pyroxène est rarement alumineux. Seule la périphérie peu alumineuse des clinopyroxènes est compatible avec cette interprétation de la néphéline.

Le cœur des cristaux de néphéline est légèrement trouble et altéré, alors que leur bordure (50 à 100 μ m) est limpide.

La néphéline est très pauvre en anorthite : entre 3 et 4% dans les échantillons 05-M-15c et 05-M-89 venant des bords du filon, et moins de 2% dans l'échantillon 05-M-15b venant du cœur du filon (Fig. 102, Tableau 34), comparée à celle des théralites et basanites contenant des clinopyroxènes et olivines de composition comparable. De ce point de vue, elle s'approche de la néphéline peu calcique de la syénite peralcaline, bien qu'étant nettement moins différenciée.

Les cristaux zonés montrent une croissance régulière du potassium du centre : 0.16K par formule structurale (14% de kalsilite), à la périphérie : 0.22K par formule structurale (21% de kalsilite)(Fig. 103). Dans le même temps, le fer ne semble pas varier dans le cœur (0.008 Fe par formule structurale) pour augmenter brutalement dans la périphérie (0.012 à 0.018 Fe par formule structurale).

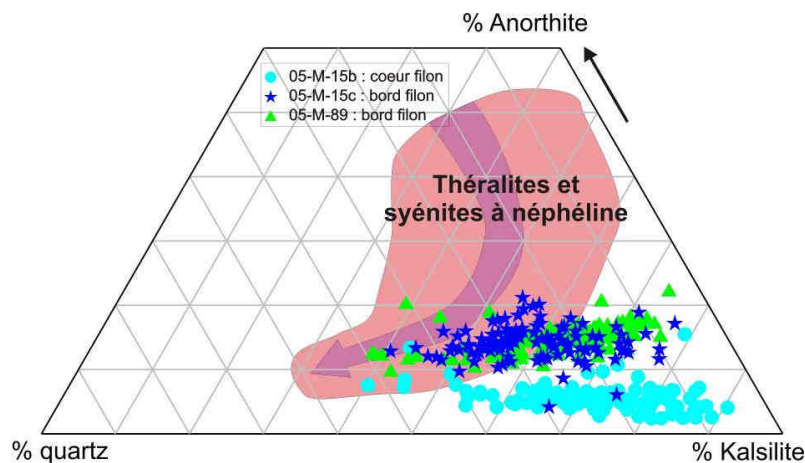


Fig. 102 : Composition des néphélines des néphélinites projetées à partir du pôle néphéline sur le diagramme anorthite-kalsilite-quartz. Le champ de composition des autres roches est indiqué pour comparaison.

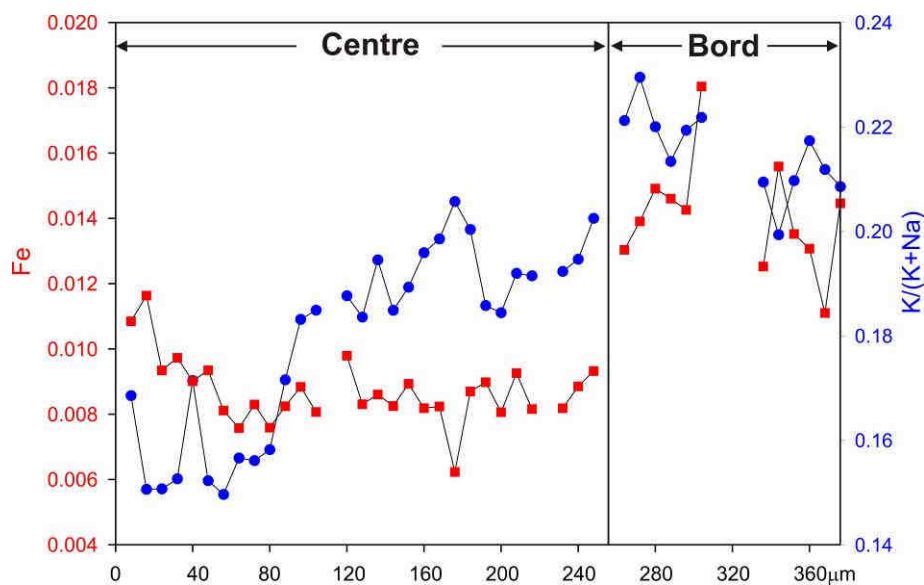
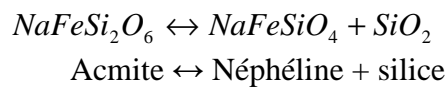


Fig. 103 : Traversée dans une néphéline du cœur à gauche à la périphérie à droite (Ech. 05-M-15b).

Les trois minéraux en phénocristaux dans ces roches (olivine, clinopyroxène et néphéline) ont donc des zonations particulières : inverses pour le Mg# des olivines et clinopyroxènes, et une augmentation du fer ferrique pour les néphélines. Les bordures des clinopyroxènes et néphélines cristallisent simultanément (Fig. 104). Il est plus difficile de corréler les bords nets de ces minéraux avec l'augmentation progressive du Mg# dans les olivines, néanmoins il est probable qu'ils soient synchrones.

Cette roche est une lave, elle a subi un refroidissement rapide. A fugacité d'oxygène constante, la baisse de température s'accompagne d'une oxydation du fer. Sous forme trivalente, il est moins facilement incorporé dans l'olivine dont le Mg# augmente. La cristallisation très précoce de la néphéline et l'absence de plagioclase suggère une forte sous-saturation en silice. Cette sous-saturation explique pourquoi le pyroxène ne devient pas acmitique.

Acmite et néphéline sont liées par la réaction :



A faible activité en silice du milieu, la réaction se déplace vers la droite favorisant la néphéline ferrique. En fin de cristallisation, le fluide s'est enrichi en silice, l'acmite va pouvoir se former.

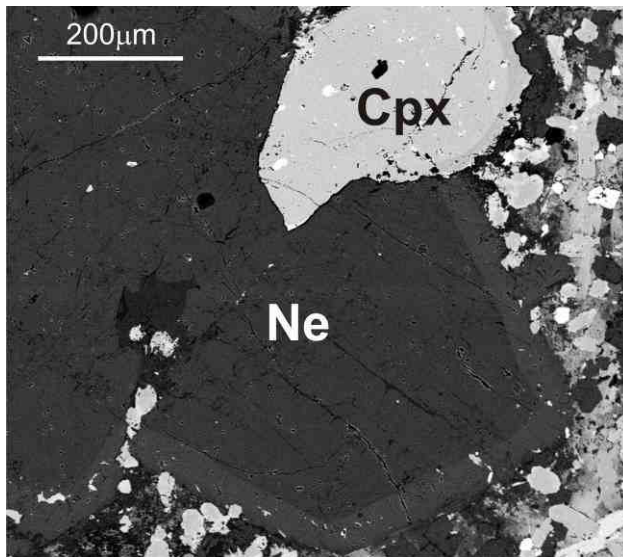


Fig. 104 :

Image MEB en électrons rétrodiffusés d'une néphéline et d'un clinopyroxène de la néphélinite (05-M-89). La bordure plus claire de la néphéline est enrichie en fer. Elle vient buter sur la bordure moins brillante du clinopyroxène se développant coté mésostase. Ces bordures se développent simultanément. L'extrême bordure du clinopyroxène s'enrichit en acmite (zone très brillante en haut à droite).

2 - La mésostase

La mésostase ne contient pas d'olivine, qui est hors équilibre. La néphéline et le clinopyroxène y sont présents, associés à d'autres minéraux.

La biotite apparaît uniquement dans la mésostase. Elle est peu alumineuse avec 1.1 à 1.4 atomes d'Al par formule structurale calculée sur 11 oxygènes (12 à 14% de Al_2O_3) uniquement en position tétraédrique. Elle contient entre 4 et 5% de TiO_2 , autour de 0.6% de MnO , jusqu'à 4% de BaO et est riche en fluor (entre 0.5 et 1%, Tableau 35). Elle est fortement trioctaédrique.

Dans la mésostase apparaissent essentiellement trois tectosilicates : le feldspath alcalin, l'analcime et la sodalite.

Le feldspath alcalin forme de petits cristaux tabulaires très zonés. La plupart des compositions sont autour de 60 à 70% d'orthose (Tableau 36). Les bordures altérées et recristallisées ont des compositions d'orthose ou d'albite pures ou presque (à plus de 95%). La zonation très forte de ces cristaux sur les images MEB en électrons rétrodiffusés est due au baryum : 0 à 6% de BaO (Fig. 105). Généralement, les cristaux sont plus riches en baryum au centre qu'à la périphérie.

L'analcime et la sodalite (ainsi que des zéolites non identifiées type thomsonite) apparaissent en phases interstitielles dans la mésostase entre les feldspaths alcalins, la néphéline et les ferromagnésiens. Ces minéraux indiquent clairement le caractère déficitaire en silice du milieu empêchant la cristallisation d'un plagioclase sodique. Ces néphélinites sont donc en cela très différentes des autres roches à néphéline dans lesquelles le plagioclase est présent.

Outre la titano-magnétite et l'apatite, les néphélinites contiennent une très faible proportion de titanite. Avec 3.5% de FeO et entre 0.15 et 0.2% de Na_2O (Tableau 36), elle est plus riche en sodium et en fer que dans les autres roches. Le développement tardif de la titanite est en accord avec l'évolution de SiO_2 dans le liquide proposée plus haut.

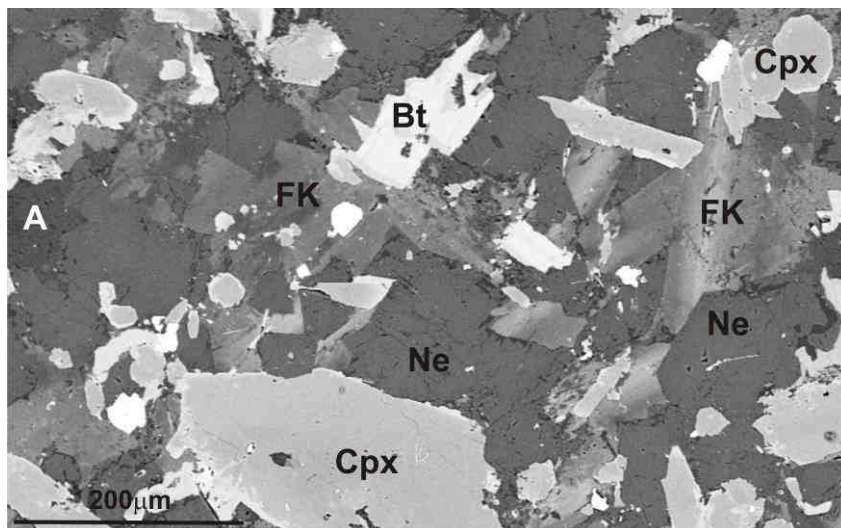


Fig. 105 : Mésostase de la néphélinite. Les zonations visibles sur les feldspaths alcalins sont dues au baryum (riche en baryum plus clair). Image MEB en électrons rétrodiffusés (échantillon 05-M-89). FK : feldspath alcalin, Ne : néphéline, Cpx : clinopyroxène, Bt : biotite, A : analcime.

Olivines	05-M-15b	05-M-15c			05-M-89										
	bords	bords			centres					bords					
SiO2	40.92	40.41	40.55	39.28	38.37	39.13	38.97	39.82	39.73	40.58	40.70	41.34	40.46	41.27	39.84
TiO2	0.02	0.03	0.06	0.02	0.07	0.17	0.00	0.12	0.15	0.00	0.00	0.01	0.08	0.09	0.00
Al2O3	0.03	0.06	0.05	0.02	0.09	0.20	0.05	0.00	0.05	0.14	0.00	0.11	0.06	0.00	0.19
Cr2O3	0.06	0.00	0.13	0.00	0.17	0.00	0.17	0.00	0.00	0.12	0.00	0.03	0.17	0.10	0.46
FeO	9.82	10.13	10.48	13.96	18.96	17.69	19.30	18.42	16.92	10.69	10.44	10.52	10.97	10.67	11.62
MnO	0.14	0.13	0.13	0.27	0.19	0.03	0.11	0.32	0.15	0.07	0.29	0.50	0.28	0.00	0.17
MgO	47.56	47.82	46.54	46.08	42.26	42.32	42.96	42.00	42.82	47.62	47.74	47.46	47.04	46.83	46.07
CaO	0.33	0.19	0.14	0.17	0.24	0.22	0.12	0.20	0.26	0.20	0.20	0.32	0.36	0.44	0.49
BaO	0.00	0.00	0.00	0.46	0.00	0.88	0.22	0.00	0.22	0.00	0.11	0.00	0.00	0.22	0.88
Na2O	0.00	0.02	0.02	0.00	0.11	0.05	0.00	0.07	0.15	0.01	0.06	0.06	0.01	0.00	0.01
K2O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.06	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05
F	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.28	0.42	0.29	0.14	0.14	0.00
Cl	0.01	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.05
Total	98.90	98.81	98.18	100.28	100.45	100.69	101.93	100.97	100.44	99.50	99.54	100.36	99.43	99.62	99.78
Si	1.012	1.003	1.015	0.985	0.980	0.994	0.982	1.005	1.006	1.006	1.010	1.016	1.005	1.020	0.996
Ti	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.003	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000
Al	0.001	0.002	0.002	0.000	0.003	0.006	0.001	0.000	0.002	0.004	0.000	0.003	0.002	0.000	0.006
Cr	0.001	0.000	0.003	0.000	0.003	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.002	0.009
Fe	0.203	0.210	0.219	0.293	0.405	0.376	0.407	0.389	0.358	0.222	0.217	0.216	0.228	0.220	0.243
Mn	0.003	0.003	0.003	0.006	0.004	0.001	0.002	0.007	0.003	0.001	0.006	0.010	0.006	0.000	0.004
Mg	1.754	1.770	1.737	1.722	1.610	1.603	1.614	1.581	1.617	1.760	1.766	1.738	1.742	1.725	1.717
Ca	0.009	0.005	0.004	0.005	0.007	0.006	0.003	0.005	0.007	0.005	0.005	0.008	0.010	0.012	0.013
Ba	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.009	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.009
Na	0.000	0.001	0.001	0.000	0.005	0.003	0.000	0.003	0.007	0.001	0.003	0.003	0.001	0.000	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002
F	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.011	0.017	0.011	0.006	0.006	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
total	2.983	2.995	2.985	3.015	3.018	3.001	3.015	2.993	3.005	3.003	3.008	2.995	2.998	2.983	3.000
%Fo	0.90	0.89	0.89	0.85	0.80	0.81	0.80	0.80	0.82	0.89	0.89	0.89	0.88	0.89	0.87

Spinelle	05-M-89
SiO2	0.85
TiO2	0.55
Al2O3	33.83
Cr2O3	27.96
FeO	24.12
MnO	0.43
MgO	13.07
CaO	0.02
BaO	0.00
Na2O	0.15
K2O	0.00
F	0.48
Cl	0.00
Total	100.97
Si	0.025
Ti	0.012
Al	1.155
Cr	0.640
Fe3+	0.140
Fe2+	0.444
Mn	0.011
Mg	0.565
Ca	0.001
Ba	0.000
Na	0.008
K	0.000
F	0.000
Cl	0.000
total	3
Mg#	0.55
Cr#	0.33

Tableau 32 : Compositions des olivines et spinelles des néphélinites avec formules structurale calculée respectivement sur 4 oxygènes et 3 cations

Néphélines	05-M-15b									05-M-15c						05-M-89								
	centres				bords					Centres			bords			centres				bords				
SiO2	43.56	44.88	44.50	44.73	44.78	43.71	43.07	43.19	42.42	44.25	43.71	44.11	43.32	43.67	44.53	42.96	42.63	42.80	42.05	42.55	42.87	43.09	43.08	42.89
TiO2	0.03	0.01	0.01	-0.01	0.08	0.02	0.03	0.04	0.01	0.08	0.00	0.05	0.02	0.06	0.00	0.10	0.00	0.02	0.05	0.00	0.02	0.03	0.06	0.03
Al2O3	33.24	32.66	32.71	32.96	32.47	32.66	33.11	33.14	33.50	32.72	33.15	33.31	33.06	33.20	32.79	33.85	34.44	34.19	34.41	34.18	34.22	34.26	34.09	33.90
Cr2O3	0.04	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.12	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.41	0.41	0.43	0.47	0.75	0.77	0.95	0.77	0.86	0.26	0.33	0.32	0.23	0.45	0.77	0.97	0.35	0.40	0.45	0.39	0.48	0.51	0.54	0.58
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.02	0.08
MgO	0.03	0.04	0.00	0.04	0.02	0.00	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.10
CaO	0.31	0.30	0.25	0.30	0.39	0.30	0.23	0.30	0.12	0.78	0.58	0.92	0.62	0.23	0.63	0.79	0.84	0.75	0.89	0.83	0.81	0.62	0.77	0.84
BaO	0.12	0.02	0.00	0.06	0.02	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.24	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.08	0.00	0.04	0.28
Na2O	16.10	15.96	16.06	16.95	15.44	15.89	15.66	16.31	16.20	16.03	15.70	15.30	15.97	15.36	15.27	15.04	15.57	15.34	15.59	15.54	15.82	15.64	16.16	15.93
K2O	5.96	5.50	5.89	4.57	5.66	6.14	6.33	6.17	6.90	5.29	5.75	5.32	5.84	6.00	5.44	5.91	5.62	6.10	6.01	6.13	5.80	6.12	5.56	5.73
F	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.11	0.09	0.14	0.25	0.08	0.31	0.00	0.06	0.11	0.11	0.33	0.32	0.00	0.00
Cl	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
Total	99.80	99.80	100.00	100.11	99.66	99.53	99.54	100.03	100.07	99.40	99.45	99.47	99.47	99.52	99.54	99.93	99.51	99.63	99.65	99.66	100.15	100.31	100.31	100.38
Si	1.048	1.073	1.068	1.065	1.074	1.056	1.043	1.042	1.028	1.064	1.055	1.060	1.050	1.057	1.070	1.039	1.027	1.032	1.018	1.028	1.032	1.035	1.032	1.030
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Al	0.943	0.921	0.925	0.925	0.918	0.930	0.945	0.942	0.956	0.927	0.943	0.943	0.944	0.948	0.928	0.965	0.977	0.971	0.982	0.973	0.971	0.970	0.962	0.959
Cr	0.001	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	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.008	0.008	0.009	0.009	0.015	0.016	0.019	0.016	0.017	0.005	0.007	0.006	0.005	0.009	0.016	0.020	0.007	0.008	0.009	0.008	0.010	0.010	0.011	0.012
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002
Mg	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.004
Ca	0.008	0.008	0.006	0.008	0.010	0.008	0.006	0.008	0.003	0.020	0.015	0.024	0.016	0.006	0.016	0.020	0.022	0.019	0.023	0.021	0.021	0.016	0.020	0.022
Ba	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003
Na	0.751	0.740	0.747	0.782	0.718	0.745	0.735	0.763	0.761	0.747	0.735	0.713	0.750	0.721	0.711	0.705	0.727	0.717	0.732	0.728	0.738	0.728	0.750	0.742
K	0.183	0.168	0.180	0.139	0.173	0.189	0.195	0.190	0.213	0.162	0.177	0.163	0.180	0.185	0.167	0.182	0.173	0.187	0.186	0.189	0.178	0.188	0.170	0.176
F	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.003	0.005	0.010	0.003	0.012	0.000	0.002	0.004	0.004	0.013	0.012	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	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	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	2.944	2.919	2.937	2.930	2.910	2.944	2.948	2.964	2.979	2.926	2.933	2.910	2.949	2.931	2.908	2.933	2.934	2.936	2.953	2.948	2.953	2.949	2.947	2.949
% Néphéline	75.11	73.98	74.70	78.25	71.78	74.45	73.54	76.31	76.07	74.69	73.48	71.25	75.03	72.10	71.13	70.48	72.69	71.69	73.16	72.77	73.83	72.85	75.03	74.17
% Kalsilite	18.30	16.78	18.04	13.88	17.31	18.93	19.55	19.00	21.33	16.21	17.70	16.29	18.05	18.52	16.67	18.23	17.28	18.74	18.57	18.88	17.82	18.76	16.99	17.56
% An	1.59	1.52	1.27	1.54	2.00	1.58	1.20	1.54	0.61	4.04	2.99	4.71	3.22	1.17	3.24	4.10	4.31	3.87	4.61	4.30	4.17	3.21	3.96	4.33
% Quartz	5.00	7.71	5.98	6.33	8.92	5.04	5.71	3.15	1.99	5.06	5.82	7.75	3.71	8.21	8.96	7.19	5.72	5.70	3.67	4.05	4.17	5.18	4.02	3.94

Tableau 34 : Compositions des néphélines de la néphélinite, avec formules structurales calculées sur la base de 4 oxygènes.

Biotites	05-M-15b						05-M-15c	05-M-89
SiO2	36.60	37.01	35.82	33.08	35.24	35.16	35.74	32.45
TiO2	4.58	4.90	5.09	4.75	4.87	5.32	4.04	4.49
Al2O3	12.42	12.23	12.57	13.70	12.13	12.61	12.20	14.32
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00
FeO	22.18	21.51	24.19	22.35	21.72	23.38	19.31	22.01
MnO	0.60	0.34	0.56	0.37	0.60	0.76	0.21	0.63
MgO	9.44	10.41	8.50	9.15	10.00	8.32	11.86	9.67
CaO	0.07	0.19	0.05	0.00	0.03	0.04	0.00	0.26
BaO	0.00	0.00	0.00	3.76	0.56	0.00	0.00	2.62
Na2O	0.62	0.20	0.20	0.25	0.26	0.14	0.27	0.25
K2O	9.19	9.23	9.47	8.06	9.22	9.73	8.86	6.68
F	1.10	0.95	0.96	1.03	0.60	0.63	0.81	0.49
Cl	0.04	0.02	0.00	0.02	0.03	0.03	0.01	0.06
Total	96.84	97.01	97.40	96.52	95.30	96.12	93.34	94.18
Si	2.841	2.845	2.791	2.656	2.784	2.770	2.827	2.622
Ti	0.267	0.284	0.298	0.287	0.290	0.315	0.240	0.273
Al	1.137	1.108	1.154	1.296	1.129	1.171	1.137	1.364
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000
Fe	1.439	1.383	1.576	1.500	1.435	1.540	1.277	1.487
Mn	0.040	0.022	0.037	0.025	0.040	0.051	0.014	0.043
Mg	1.093	1.193	0.988	1.096	1.177	0.978	1.398	1.165
Ca	0.006	0.016	0.004	0.000	0.002	0.003	0.000	0.022
Ba	0.000	0.000	0.000	0.118	0.017	0.000	0.000	0.083
Na	0.093	0.030	0.029	0.039	0.039	0.022	0.041	0.039
K	0.910	0.905	0.941	0.825	0.928	0.978	0.894	0.688
F	0.269	0.231	0.236	0.262	0.150	0.156	0.204	0.125
Cl	0.006	0.003	0.000	0.002	0.005	0.004	0.001	0.008
total	7.825	7.785	7.819	7.842	7.844	7.829	7.831	7.787
Mg #	0.42	0.46	0.38	0.42	0.44	0.38	0.52	0.43

Tableau 35 : Compositions des biotites des néphélinites. Formules structurales calculées sur 11 oxygènes.

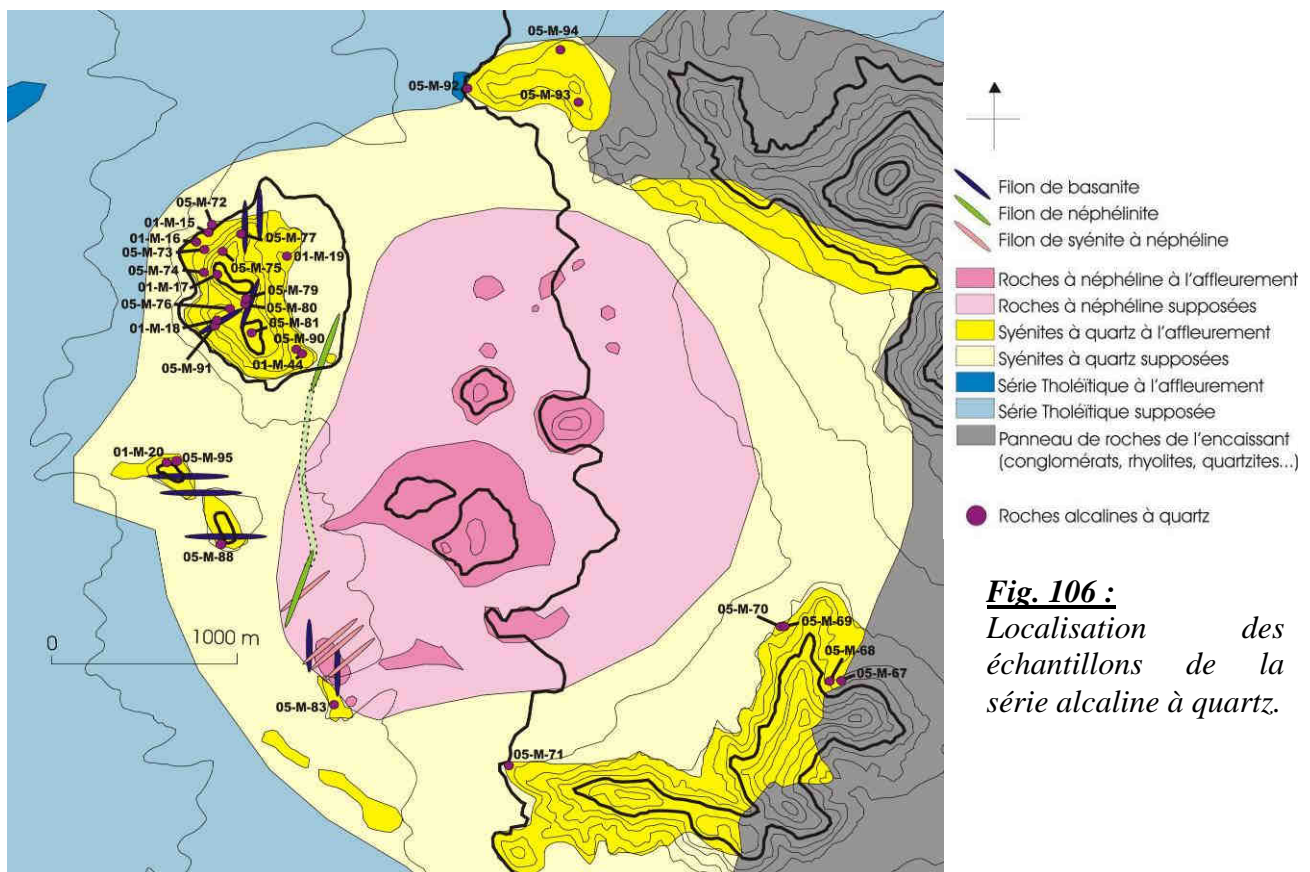
FK	05-M-15b										Analcime	05-M-89							Titanite	05-M-15c	
SiO2	61.21	68.10	67.39	68.38	60.74	59.84	60.24	60.51	63.96	64.64	SiO2	53.61	54.36	53.88	52.71	52.98	53.25	52.27	SiO2	29.96	29.72
TiO2	0.03	0.00	0.04	0.01	0.07	0.07	0.03	0.08	0.03	0.06	TiO2	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.06	0.04	TiO2	32.13	31.87
Al2O3	19.79	19.87	20.08	20.10	19.83	20.22	20.53	20.69	18.36	18.33	Al2O3	24.38	22.81	24.67	24.47	24.74	24.61	24.22	Al2O3	1.36	1.52
Cr2O3	0.08	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	Cr2O3	0.00	0.13	0.10	0.05	0.08	0.00	0.10	Cr2O3	0.04	0.13
FeO	0.06	0.06	0.03	0.04	0.43	0.39	0.36	0.43	0.51	0.52	FeO	0.02	0.04	0.09	0.00	0.07	0.00	0.02	FeO	3.64	3.53
MnO	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.05	0.03	0.00	0.05	0.04	MnO	0.14	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.20	MnO	0.06	0.05
MgO	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	MgO	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	MgO	0.04	0.16
CaO	0.01	0.05	0.08	0.00	0.04	0.23	0.07	0.06	0.07	0.07	CaO	0.33	0.00	0.30	0.75	0.79	1.05	0.66	CaO	27.11	26.75
BaO	2.63	0.13	0.21	0.08	5.40	5.09	5.40	4.51	0.16	0.21	BaO	0.00	0.00	0.80	0.11	0.23	0.56	0.00	BaO	0.57	0.00
Na2O	3.34	11.79	11.54	11.89	3.10	3.46	3.47	4.29	3.39	1.24	Na2O	13.06	14.20	12.89	13.27	12.31	12.78	15.35	Na2O	0.17	0.19
K2O	11.82	0.10	0.05	0.06	9.78	9.25	9.16	8.15	12.08	14.77	K2O	0.10	0.15	0.00	0.11	0.00	0.06	0.19	K2O	0.00	0.08
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	F	0.00	0.00	0.16	0.00	0.48	0.00	0.00	F	0.80	0.69
Cl	0.01	0.02	0.05	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	Cl	0.02	0.02	0.00	0.02	0.04	0.06	0.01	Cl	0.02	0.03
Total	99.00	100.15	99.48	100.59	99.43	98.61	99.31	98.74	98.69	99.90	Total	91.65	91.77	92.82	91.47	91.22	92.42	93.06	Total	95.90	94.70
Si	2.890	2.978	2.967	2.974	2.885	2.860	2.859	2.861	2.974	2.989	Si	1.967	1.998	1.962	1.946	1.953	1.949	1.919	Si	1.045	1.044
Ti	0.001	0.000	0.001	0.000	0.003	0.002	0.001	0.003	0.001	0.002	Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	Ti	0.843	0.842
Al	1.101	1.024	1.042	1.030	1.110	1.139	1.149	1.153	1.006	0.999	Al	1.054	0.988	1.059	1.065	1.075	1.062	1.048	Al	0.056	0.063
Cr	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	Cr	0.000	0.004	0.003	0.001	0.002	0.000	0.003	Cr	0.001	0.004
Fe	0.002	0.002	0.001	0.001	0.017	0.016	0.014	0.017	0.020	0.020	Fe	0.001	0.001	0.003	0.000	0.002	0.000	0.001	Fe	0.106	0.104
Mn	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002	0.002	Mn	0.004	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.006	Mn	0.002	0.001
Mg	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	Mg	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	Mg	0.002	0.008
Ca	0.001	0.002	0.004	0.000	0.002	0.012	0.003	0.003	0.003	0.004	Ca	0.013	0.000	0.012	0.030	0.031	0.041	0.026	Ca	1.014	1.007
Ba	0.049	0.002	0.004	0.001	0.101	0.095	0.100	0.084	0.003	0.004	Ba	0.000	0.000	0.011	0.002	0.003	0.008	0.000	Ba	0.008	0.000
Na	0.306	1.000	0.985	1.002	0.286	0.320	0.319	0.394	0.306	0.111	Na	0.929	1.012	0.910	0.950	0.879	0.907	1.093	Na	0.011	0.013
K	0.712	0.006	0.003	0.004	0.592	0.564	0.555	0.492	0.716	0.871	K	0.005	0.007	0.000	0.005	0.000	0.003	0.009	K	0.000	0.003
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	F	0.000	0.000	0.018	0.000	0.055	0.000	0.000	F	0.088	0.077
Cl	0.001	0.002	0.004	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001	Cl	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.004	0.000	Cl	0.001	0.002
total	5.066	5.015	5.008	5.014	4.997	5.011	5.003	5.006	5.033	5.002	total	3.973	4.014	3.962	3.998	3.947	3.973	4.105	total	3.088	3.089

Tableau 36 : Compositions des feldspaths alcalins, analcimes et titanites des néphélines, calculées respectivement sur la base de 8, 6 et 5 oxygènes.

Chapitre III – Caractérisation minéralogique des roches à quartz

A – Les syénites à quartz : description pétrologique

Les roches alcalines à quartz semblent montrer une complexité moins grande que les roches sous-saturées en silice, mais y on distingue néanmoins une évolution peralcaline marquée. La présence au même endroit de deux séries à tendance peralcaline nécessite de décrire avec attention l'une et l'autre pour détecter d'éventuels liens génétiques.



Les affleurements correspondent aux collines : Cave Hill, Little Cave Hill, New Year Hill, Camp Hill (Fig. 106). Entre ces collines, la couverture sableuse cache la majorité des contacts avec les autres unités. Néanmoins, les contacts avec la série tholéitique d'une part, et le panneau des roches encaissantes d'autre part, peuvent être observés respectivement sur New Year Hill (Fig. 108c) et Camp Hill (Fig. 108d).

L'aspect général des roches alcalines à quartz est très altéré, avec la formation typique :

- de petites cavités (Fig. 108a, Fig. 108b), dont dérive le nom « Cave Hill » de la colline nord-ouest constituée de ces roches,
- et de blocs arrondis se débitant en enveloppes concentriques.

Il est extrêmement difficile de se procurer des échantillons frais, la zone superficielle altérée pouvant faire plusieurs dizaines de centimètre d'épaisseur.

Les roches à quartz forment un ensemble d'apparence homogène. Cependant, elles montrent des variations de teinte et de taille des grains. Sur « Little Cave Hill », on note la présence de deux injections de syénite de teintes différentes, mais de même taille de grains. Sur « Cave Hill » et « New Year Hill » de nombreuses enclaves à bords diffus d'un matériel sombre (« basique ») sont localisées sur des surfaces de quelques dizaines de mètres carrés. Elles sont extrêmement difficiles à échantillonner. Sur le flanc ouest de « cave Hill », nord-est de « Camp Hill » et à l'ouest de la colline 4, de fortes densités d'enclaves crénelées (Fig. 109b) dessinent des formes de filons injectés dans les roches à quartz. Sur « Cave Hill » (flanc ouest), elles suivent un filon de syénite à fayalite (Fig. 109a) suggérant qu'elles sont liées à ce dernier. Ces figures ont été interprétées par Korn et Martin (1954) comme des indices d'une syénitisation de tuffs volcaniques dont elles ne seraient plus que les reliques. Nous préférons les interpréter comme l'expression de filons injectés dans un matériau non encore totalement consolidé.

Les syénites à quartz transportent des enclaves sombres, souvent à contours anguleux, à grains fins et majoritairement composées de biotites (Fig. 107). Le contact très net entre les syénites et ces roches à biotites laisse penser qu'il s'agit de fragments de roches rencontrées et transportées par le magma.

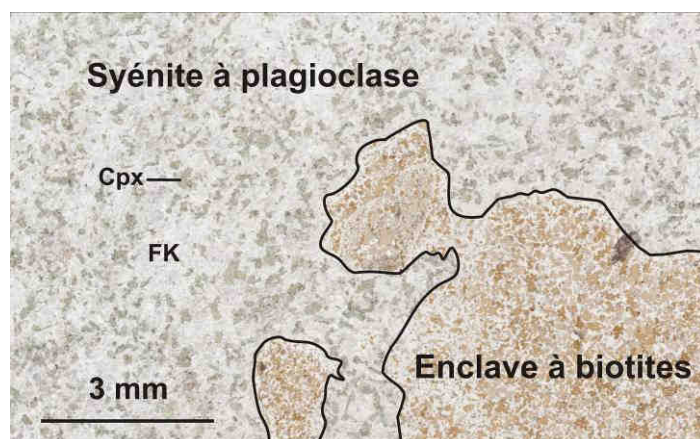


Fig. 107 :

Photo d'une enclave à biotites dans une syénite à grains fins à plagioclase (05-M-72).

Malgré les variations de faciès des syénites à quartz, la variabilité minéralogique est réduite. Toutes hypersolvus avec des feldspaths alcalins à perthites très développées, elles contiennent de l'amphibole, un clinopyroxène, de la biotite et du quartz interstitiel ou dans les fissures tardives. Quelques-unes se distinguent par la présence de plagioclase (faciès sombre) ou de fayalite. En minéraux dits accessoires, on y trouve apatite, zircon, titanite, titanomagnétite et deux minéraux non encore décrits dans le Messum : chevkinite et pyrochlore.

Les roches les plus riches en quartz sont des granites alcalins d'après Le Maitre (2002), alors que les plus riches en plagioclase sont des monzodiorites à quartz. Néanmoins la majorité des roches sont riches en feldspath alcalin et pauvres en quartz (moins de 20% des minéraux blancs). Pour toutes ces roches, par soucis de simplification, nous avons respecté l'usage des auteurs précédents (Korn et Martin, 1954 ; Mathias, 1956 ; Harris, 1995 ; Harris et al., 1999 ; Ewart et al. 1998) en parlant de syénites à quartz.

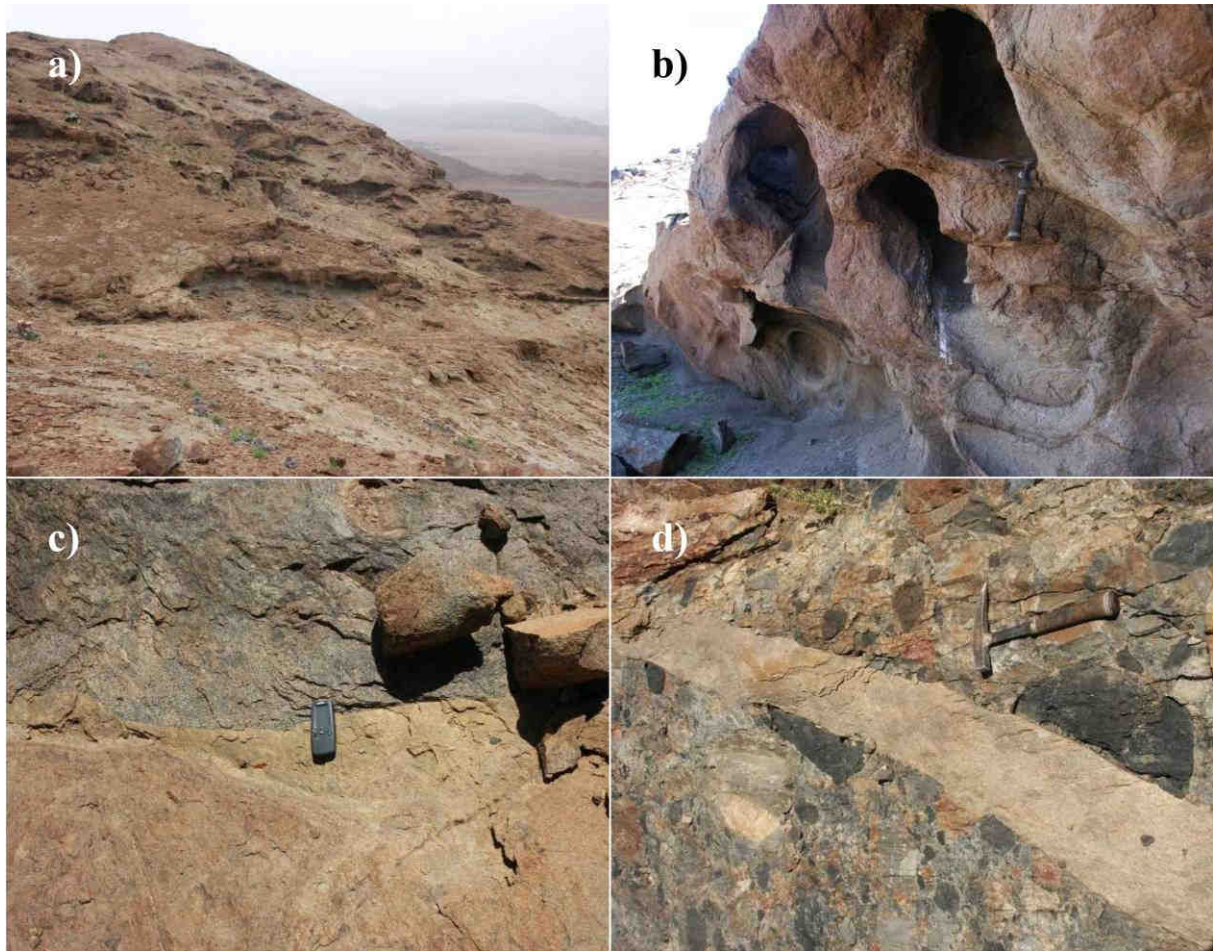


Fig. 108 : a) et b) Aspect général des roches alcalines à quartz, altération typique (sur Cave Hill). c) Contact entre les syénites à quartz claires et des diorites de la série tholéïtique sombres sur New Year Hill. d) Filon de syénite à quartz dans le panneau d'encaissant, ici des brèches, de Camp Hill.

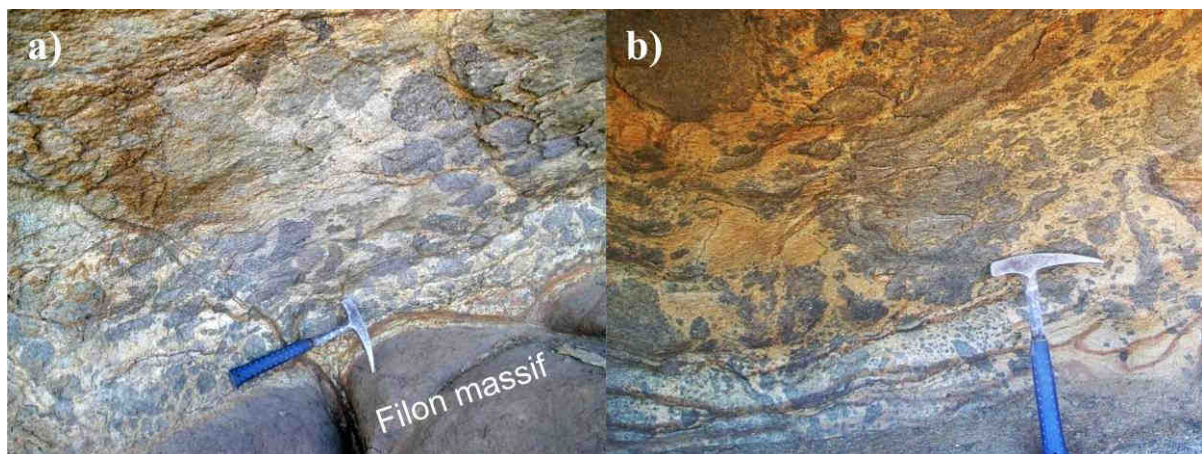


Fig. 109 : Dispersion de la syénite sombre dans la syénite claire sur Cave Hill.

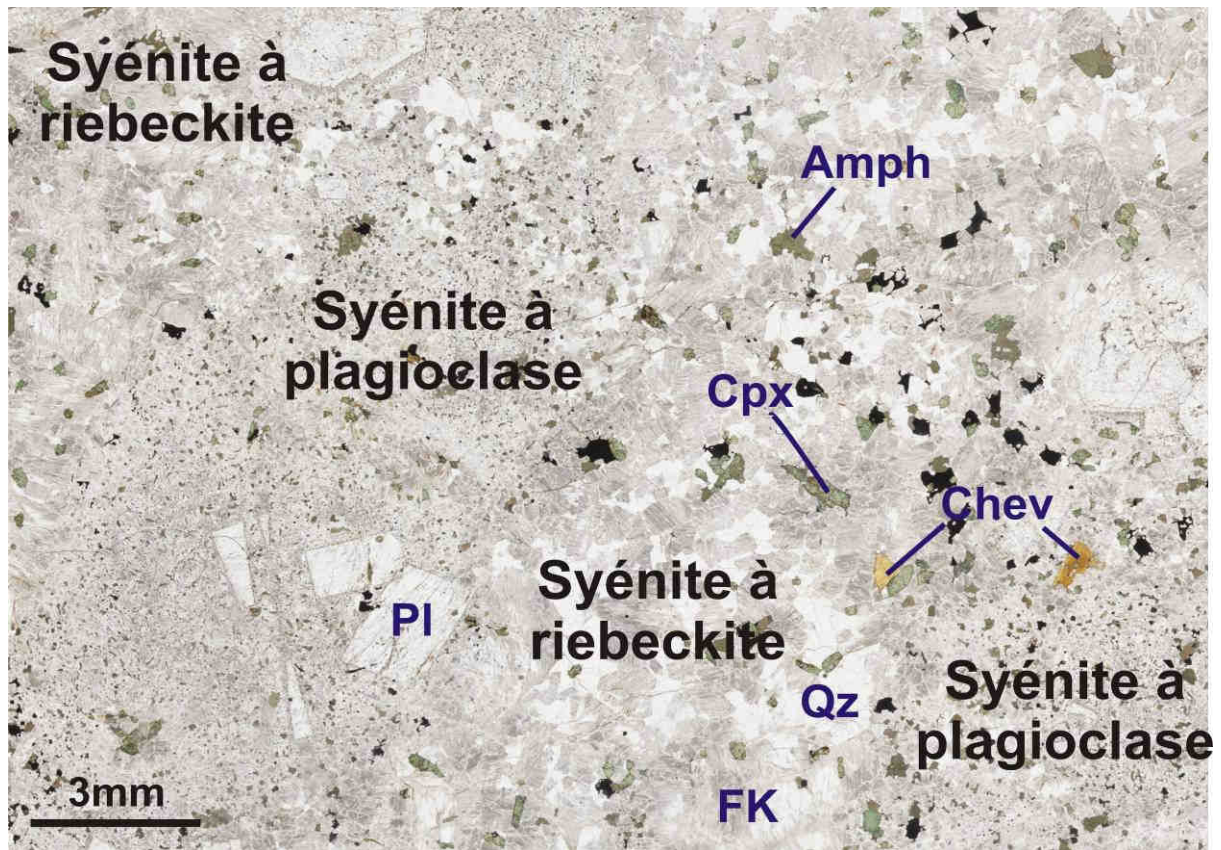


Fig. 110 : Photo de l'échantillon 05-M-90a. On observe un mélange entre une syénite à plagioclase sombre et une syénite à riebeckite claire, se distinguant par la taille des grains. Dans la partie à plagioclase, le grain étant beaucoup plus fin, les minéraux sont difficiles à distinguer, mis à part le plagioclase. Amph : amphibole, Cpx : clinopyroxène, Pl : plagioclase, FK : feldspath alcalin, Qz : quartz, Chev : chevkinite.

Nous distinguerons plusieurs catégories de roches sur une base minéralogique. Néanmoins, le statut des minéraux étant parfois incertain, ces distinctions sont objectivement difficiles. Nous avons séparé :

- Des syénites à plagioclases et sans riebeckite, sombres et à grains fins, qui représentent le pôle le plus "basique" de l'ensemble à quartz. Elles se présentent en filons ou en taches dans les syénites plus différenciées : 01-M-20b, 05-M-67b*, 05-M-69, 05-M-72, 05-M-73*, 05-M-80c, 05-M-88*, 05-M-90a*, 05-M-93b* et 05-M-94, * : roches analysées à la microsonde.

- Des syénites à gros grains leucocrates, à riebeckite sans plagioclase. Ces dernières sont les plus abondantes : 01-M-17*, 01-M-18, 05-M-71, 05-M-74a*, 05-M-75*, 05-M-76, 05-M-77*, 05-M-79a*, 05-M-79b, 05-M-80a*, 05-M-80b*, 05-M-90a*, 05-M-92a*, 05-M-93a* et 05-M-95b*.

- Des syénites intermédiaires, contenant à la fois de rares plagioclases et de la riebeckite, ou alors ne contenant aucun de ces deux minéraux : 01-M-20, 05-M-67a*, 05-M-70*, 05-M-83, 05-M-90b, 05-M-91a*, 05-M-93b* et 05-M-95a.

- Des syénites à fayalite, qui sont des roches sombres sans riebeckite dans lesquelles du plagioclase est observé : 05-M-68* et 05-M-81*.

Les échantillons 05-M-90a et 05-M-93b sont des échantillons mixtes syénites à plagioclase-syénite à riebeckite. Ils ont été récoltés sur des zones de mélanges entre les deux types de syénites : celle à plagioclase et celle à riebeckite (Fig. 109).

1 - Les minéraux ferromagnésiens

Les ferromagnésiens sont représentés par quatre phases minérales : le clinopyroxène, l'amphibole, la biotite et la fayalite, en proportions variables selon les échantillons.

Le clinopyroxène est la phase ferromagnésienne précoce, sauf par rapport au plagioclase. Il apparaît en grains globuleux dans le feldspath alcalin ou dans le quartz. Il est fréquemment auréolé d'amphibole, spécialement dans les syénites intermédiaires ou à riebeckite. Il est incolore (surtout dans les roches à plagioclase) à vert pâle. Dans les roches les plus différenciées à riebeckite, il est optiquement zoné d'un cœur clair à une bordure verdâtre.

Chimiquement, c'est un pyroxène très peu alumineux, avec de 0.07 Al par formule structurale dans les syénites à plagioclase et 0.01 dans les syénites à riebeckite ou à fayalite (Tableau 37). Le Mg# varie entre 0.6 et 0.1 des roches à plagioclase aux syénites à riebeckite (Fig. 111b). L'estimation Fe^{3+}/Fe^{2+} sur la base de 4 cations pour 6 oxygènes indique qu'environ 20% du fer est sous forme trivalente. La répartition en pôle selon Martin (1987) montre qu'il contient une proportion sensiblement constante d'orthopyroxène (10%)(Fig. 111a). Le sodium est présent sous forme d'acmite entre 0 et 4% dans les syénites à plagioclase et jusqu'à 15% des les syénites à riebeckite. La jadéite apparaît rarement dans les décompositions en très faibles proportions sans doute non significatives. Les pôles diopside, hédénbergite, acmite et jadéite représentent entre 85 et 95 % de la composition du pyroxène, le reste correspondant à l'orthopyroxène.

Les syénites à riebeckite contiennent le clinopyroxène le plus riche en acmite (Fig. 111b). En considérant le Mg# comme indice de différenciation, deux évolutions se dessinent, l'une vers le pôle acmite dans les roches à riebeckite, l'autre sans enrichissement en sodium dans les syénites à fayalite.

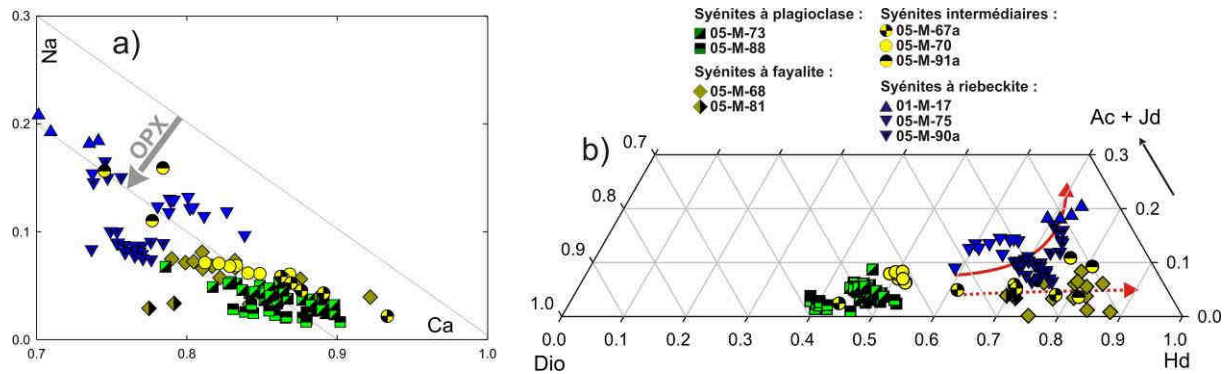


Fig. 111 : Composition des clinopyroxènes des syénites à quartz. a) diagramme Na / Ca. b) projection dans un diagramme diopside / Hedenbergite / Acmite-Jadéite. Les formules structurales sont calculées sur 4 cations et 6 oxygènes. En trait plein évolution apparente dans les syénites à riebeckite, en pointillés celle dans les syénites à fayalite.

L'amphibole apparaît après le clinopyroxène et exceptionnellement après le feldspath alcalin dans certaines roches (05-M-74a, 05-M-75, 05-M-77, 05-M-79a). Elle se développe soit sur un autre ferromagnésien (fayalite ou clinopyroxène), soit en cristaux indépendants entre les feldspaths. Elle est antérieure au quartz.

Dans les syénites à plagioclase et les syénites à fayalite, elle est brune à verte, très pléochroïque. Elle est proche d'une édénite (Fig. 112, Tableau 38). Dans les syénites intermédiaires et les syénites à riebeckite, elle devient franchement verte et sa composition évolue régulièrement vers de la richtérite. Le taux d'occupation du site A de l'amphibole reste constant à 75% au cours de cette évolution. Dans le même temps le calcium en site B ou M4 est remplacé par le sodium, et l'aluminium diminue dans les sites tétraédriques au profit du silicium (Fig. 112 et Fig. 113).

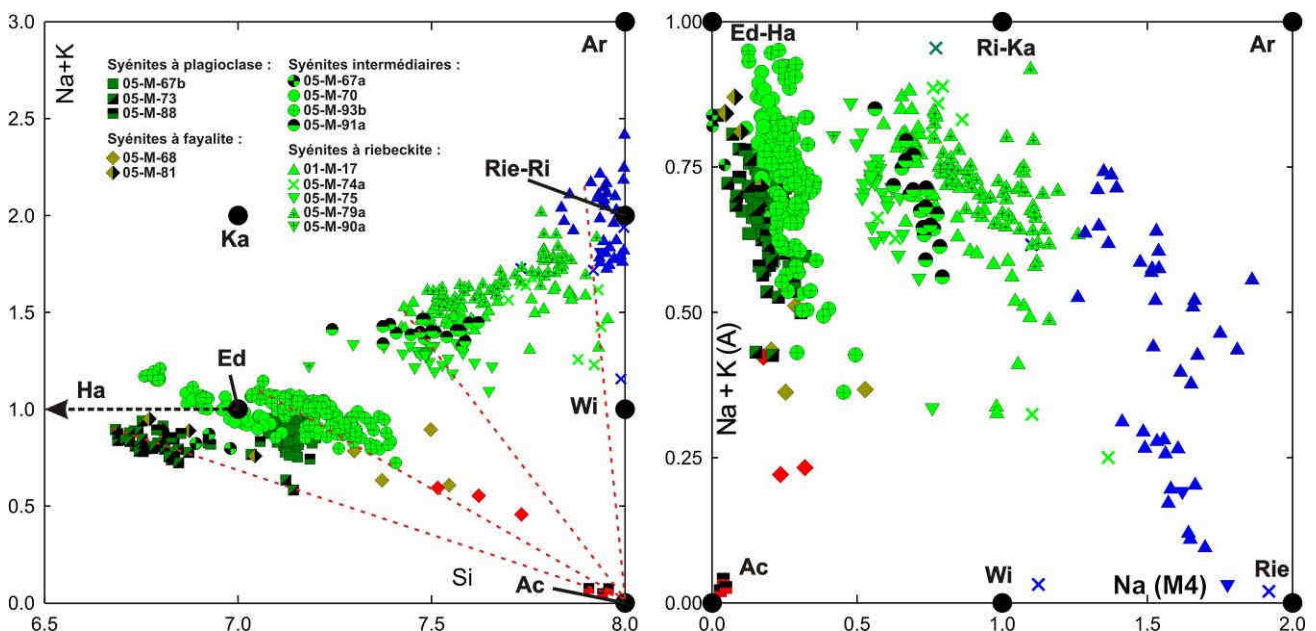


Fig. 112 : Composition des amphiboles des syénites à quartz dans les diagrammes alcalins/Si et alcalins dans le site A/Na dans le site M4. Ac : Actinote, Ar : Arfvedsonite, Ed : Edénite, Ha : Hastingsite, Ka : Katophorite, Ri : Richtérite, Rie : Riebeckite, Wi : Winchite. Les points bleus représentent des amphiboles optiquement bleues, les points en différentes nuances de vert des amphiboles optiquement vertes, les points rouges des amphiboles tardives dans des vacuoles ou des fractures. Les lignes tiretées soulignent l'évolution vers l'actinote. Formule structurale calculée pour 23 oxygènes.

La riebeckite tardive par rapport à la richtérite se développe sur cette dernière ou dans ses fractures (Fig. 114). Elle est particulièrement présente dans les zones riches en quartz. On note un passage continu entre les deux types d'amphibole (Fig. 112 et Fig. 113).

L'évolution des amphiboles de ces roches suit un chemin classique des roches alcalines sursaturées à quartz. Si on la compare à celle des amphiboles du complexe de Zomba-Malosa (Mitchell, 1990, Fig. 113), on observe la même évolution : un départ entre l'hastingsite et l'édénite, puis une évolution vers la richtérite, et enfin vers la riebeckite dans notre cas ou l'arfvedsonite dans le cas du complexe de Zomba-Malosa. Cette évolution suppose une diminution jusqu'à disparition du calcium et de l'aluminium, qui sont remplacé respectivement par du sodium et de la silice. C'est donc bien une évolution peralcaline qui s'exprime ici, bien plus marquée que dans les clinopyroxènes, puisque l'amphibole cristallise plus tardivement et donc à partir de liquides ou fluides plus alcalins.

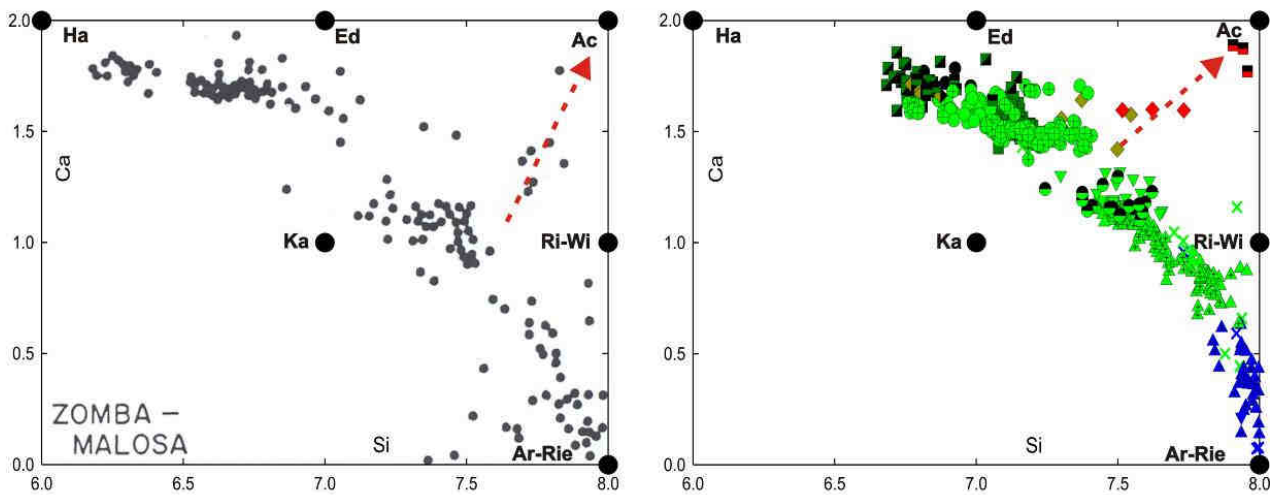


Fig. 113 : Comparaison de l'évolution des amphiboles du complexe de Zomba-Malosa (Malawi, Mitchell, 1990) à gauche, et des syénites à quartz du Messum à droite, dans un diagramme Ca / Si. La légende est la même que sur la figure précédente. Formule structurale calculée pour 23 oxygènes.

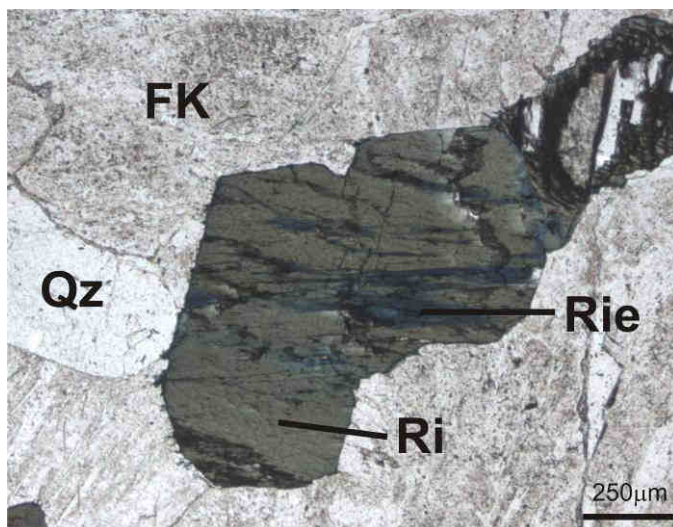
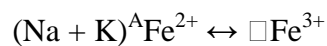
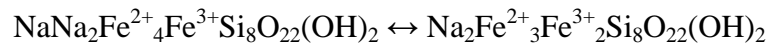


Fig. 114 : Riebeckite poussant sur une richtérite (échantillon 01-M-17). Ce genre de transformation se fait particulièrement au voisinage du quartz, qui est la phase tardive de ces roches.

Le fait d'avoir de la riebeckite ou de l'arfvedsonite à la fin de la série dépend des conditions d'oxydation du milieu (Ernst, 1962 ; Strong et Taylor, 1984). En oxydant le milieu, on va privilégier des réactions du type :



Cette équation décrit le passage entre arfvedsonite et riebeckite :

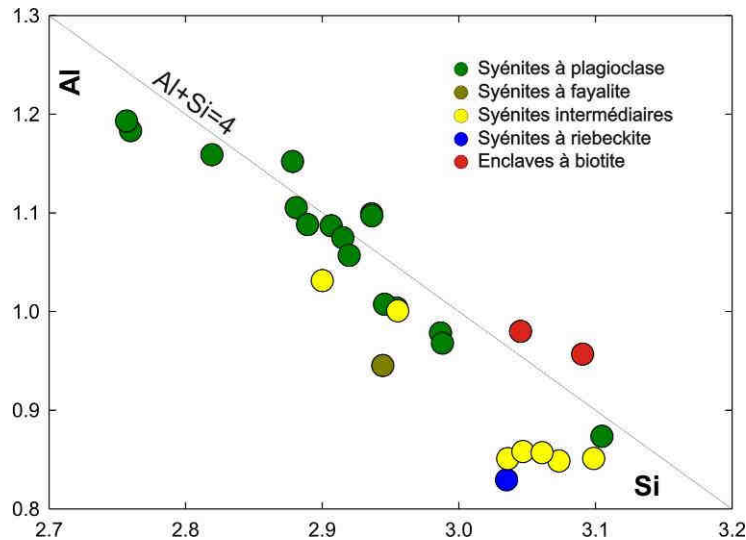


Il apparaît donc que le milieu à partir duquel ont cristallisé les dernières amphiboles des syénites à quartz était probablement plus oxydant que celui ayant permis la cristallisation des amphiboles du complexe de Zomba-Malosa.

Sur la base des travaux expérimentaux d'Ernst (1962), la riebeckite a une faible stabilité thermique. Sous le tampon hématite-magnétite 496°C à 1 kbar et 515°C à 2kbar. Sa stabilité augmente sous des conditions plus réductrices, mais elle évolue alors vers l'arfvedsonite. Aux conditions du tampon fayalite-magnétite-quartz, compatible avec la minéralogie de nombreuses syénites à quartz, elle n'atteint que 628 et 656°C pour les mêmes pressions. Les amphiboles bleues analysées sont, soit exactement des riebeckites idéales sans Na en site A, soit très proches de ce pôle. Il apparaît très probable qu'elles soient tardives à post-magmatiques.

A l'évolution que l'on vient de décrire, se superpose dans quelques roches une évolution vers l'actinote soulignée en Fig. 112 et Fig. 113. Elle correspond à une évolution tardive de basse température. L'actinote « pure » s'observe dans des fractures. Elle est parfois associée à l'épidote et au quartz. Elle se développe localement en cristaux plats d'environ 1 cm de longueur sur 2 à 3 mm d'épaisseur, associés à du quartz et du feldspath alcalin dans des vacuoles centimétriques.

La biotite est présente dans les syénites les moins différenciées, les syénites à plagioclase et les syénites intermédiaires. Elle devient de moins en abondante, jusqu'à disparaître dans les syénites les plus évoluées à riebeckite. Dans ces dernières, elle n'est présente qu'en cristaux blindés par l'amphibole. L'évolution de la composition chimique de la biotite se fait surtout sur l'aluminium qui diminue pour passer de 1.2 à 0.85 par formule structurale sur 11 oxygènes (Fig. 115, Tableau 39). Ce sont donc des biotites très peu alumineuses, caractéristiques de milieux peralcalins. Le déficit en Al^{IV} peut être compensé par Fe^{3+} . Leur disparition est probablement due à l'activité décroissante de l'aluminium. Les biotites des enclaves à biotites décrites plus haut ne se distinguent pas de celles des syénites à quartz.

**Fig. 115 :**

Compositions des biotites des syénites à quartz dans le diagramme Al / Si. Formule structurale calculée sur 11 oxygènes.

La fayalite n'a été observée que dans les échantillons 05-M-68 et 05-M-81. Elle est comprise entre Fo₉ et Fo₅ dans la roche 05-M-81 et comprise entre Fo₃ et Fo₂ dans la roche 05-M-68 (Tableau 40). Dans ces deux cas, elle est tardive par rapport au feldspath alcalin mais précoce par rapport à l'amphibole (Fig. 116). Elle s'altère en iddingsite, comme cela est reporté classiquement soit par hydrothermalisme, soit par altération de surface (Eggleton, 1989). Cette altération assez poussée fait qu'il ne reste souvent que les taches couleur rouille de l'iddingsite pour attester de la présence originelle plus abondante de la fayalite dans ces roches. La présence de la paragenèse fayalite-quartz-magnétite indique que l'évolution se fait selon le tampon fayalite, magnétite, quartz.

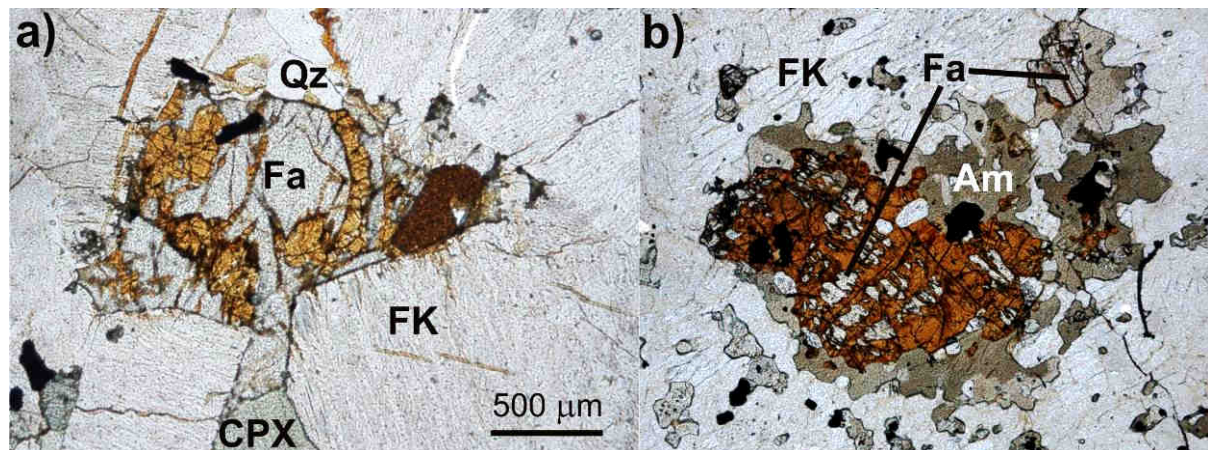


Fig. 116 : Fayalites altérées en iddingsite dans les syénites à quartz. a) 05-M-68, b) 05-M-81. Fa : fayalite, Qz : quartz, Cpx : clinopyroxène, FK : feldspath alcalin, Am : amphibole (édénite).

Biotites Roche	Syénites à plagioclase														Syénite à fayalite	Syénites intermédiaires						Syénite à riebeckite		
	05-M-67b							05-M-73	05-M-88					05-M-90a		05-M-68	05-M-91a				05-M-93b		05-M-75	
SiO2	37.22	35.87	36.62	37.60	33.88	33.93	35.94	36.08	37.19	37.59	37.24	36.12	36.29	37.66	39.45	35.06	37.78	38.18	38.66	38.05	37.34	36.02	35.23	36.20
TiO2	3.49	3.63	3.35	3.17	5.85	5.83	5.87	3.25	3.58	1.46	3.66	3.78	4.27	3.47	2.90	3.04	3.04	2.40	2.19	2.42	3.29	3.95	3.87	3.25
Al2O3	10.73	11.38	10.63	10.45	12.33	12.46	12.54	12.25	11.63	11.94	11.80	11.76	11.60	10.35	9.42	9.55	9.03	8.95	9.01	9.04	10.19	10.35	10.63	8.39
Cr2O3	0.00	0.00	-0.04	-0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.06	0.01	0.03	0.00	0.02
FeO	29.06	29.03	30.05	29.35	31.16	31.28	31.90	27.72	21.40	16.37	21.87	22.10	24.35	23.37	22.05	36.68	28.94	29.34	29.15	30.47	26.93	29.36	29.48	34.42
MnO	0.53	0.65	0.44	0.32	0.47	0.50	0.59	0.47	0.29	0.21	0.23	0.24	0.10	0.58	0.62	0.63	0.71	0.89	0.57	0.56	0.47	0.43	0.54	0.94
MgO	6.02	5.21	5.59	6.16	2.76	2.71	2.76	6.40	10.57	14.84	9.38	9.76	8.28	9.00	9.83	1.79	6.26	6.26	6.47	6.09	5.70	4.70	5.05	2.41
CaO	0.02	0.00	0.05	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.05	0.09	0.00	0.07
BaO	0.40	0.00	0.00	0.04	1.29	1.22	1.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.86	0.39	0.00	0.07	0.07	0.04	0.14	0.07	0.07	0.00	0.00
Na2O	0.10	0.09	0.08	0.08	0.04	0.07	0.09	0.05	0.15	0.20	0.67	0.14	0.08	0.34	0.29	0.05	0.21	0.22	0.21	0.20	0.13	0.09	0.05	0.14
K2O	9.27	9.16	9.09	9.33	8.71	8.79	8.84	9.41	9.22	9.62	8.58	9.10	9.09	8.92	9.15	8.60	9.23	9.40	9.37	8.87	8.78	8.83	9.26	9.05
F	1.25	0.74	1.11	1.22	0.37	0.17	0.34	1.72	1.79	3.62	1.03	1.06	0.93	2.26	2.99	0.41	2.83	3.44	3.55	2.86	2.20	1.48	1.30	0.69
Cl	0.22	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.24	0.40	0.82	0.29	0.84	0.89	1.03	0.12	0.12	0.75	0.18	0.24	0.27	0.23	0.21	0.26	0.27	0.59
Total	98.32	96.01	97.23	97.96	97.10	97.19	100.19	97.75	96.70	96.18	95.36	95.00	96.03	96.94	97.23	96.55	98.32	99.44	99.50	99.00	95.45	95.66	95.70	96.16
-O=Cl	0.58	0.37	0.52	0.57	0.21	0.12	0.20	0.81	0.94	1.59	0.62	0.65	0.62	0.98	1.29	0.34	1.23	1.50	1.56	1.26	0.97	0.68	0.61	0.42
Total	97.74	95.64	96.71	97.39	96.90	97.07	99.99	96.93	95.77	94.58	94.73	94.35	95.40	95.96	95.94	96.21	97.09	97.94	97.94	97.75	94.48	94.98	95.09	95.74
Si	2.955	2.906	2.946	2.987	2.760	2.757	2.819	2.878	2.915	2.936	2.936	2.881	2.889	2.988	3.105	2.944	3.047	3.073	3.099	3.061	3.045	2.955	2.900	3.035
Ti	0.209	0.221	0.202	0.189	0.359	0.356	0.346	0.195	0.211	0.086	0.217	0.226	0.256	0.207	0.172	0.192	0.185	0.146	0.132	0.146	0.202	0.243	0.240	0.205
Al	1.003	1.087	1.007	0.978	1.183	1.193	1.159	1.152	1.075	1.099	1.097	1.105	1.088	0.968	0.874	0.945	0.858	0.849	0.851	0.857	0.980	1.001	1.031	0.829
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.004	0.001	0.002	0.000	0.001
Fe	1.929	1.967	2.021	1.949	2.122	2.125	2.092	1.849	1.403	1.069	1.442	1.474	1.621	1.551	1.451	2.576	1.952	1.975	1.953	2.050	1.836	2.014	2.029	2.413
Mn	0.036	0.045	0.030	0.022	0.032	0.034	0.039	0.031	0.019	0.014	0.015	0.016	0.007	0.039	0.041	0.045	0.048	0.061	0.038	0.038	0.032	0.030	0.038	0.067
Mg	0.713	0.629	0.670	0.730	0.335	0.329	0.322	0.761	1.235	1.728	1.103	1.161	0.983	1.065	1.154	0.224	0.753	0.751	0.773	0.731	0.693	0.574	0.620	0.301
Ca	0.001	0.000	0.004	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.005	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.004	0.008	0.000	0.006
Ba	0.012	0.000	0.000	0.001	0.041	0.039	0.033	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027	0.012	0.000	0.002	0.002	0.001	0.004	0.002	0.002	0.000	0.000
Na	0.015	0.014	0.013	0.012	0.007	0.011	0.014	0.007	0.022	0.031	0.103	0.022	0.013	0.052	0.044	0.008	0.033	0.034	0.033	0.030	0.020	0.015	0.009	0.023
K	0.939	0.947	0.933	0.945	0.905	0.911	0.884	0.958	0.922	0.959	0.863	0.926	0.923	0.903	0.918	0.921	0.949	0.965	0.958	0.911	0.914	0.924	0.972	0.968
F	0.315	0.190	0.281	0.307	0.095	0.044	0.085	0.434	0.444	0.895	0.257	0.268	0.234	0.568	0.745	0.108	0.721	0.875	0.899	0.727	0.566	0.383	0.339	0.183
Cl	0.030	0.032	0.031	0.030	0.031	0.032	0.032	0.054	0.108	0.039	0.112	0.121	0.139	0.016	0.017	0.107	0.024	0.032	0.037	0.031	0.028	0.036	0.038	0.084
total	7.813	7.816	7.826	7.814	7.745	7.755	7.709	7.833	7.809	7.923	7.781	7.814	7.779	7.800	7.772	7.856	7.831	7.856	7.839	7.833	7.730	7.769	7.839	7.847
Mg #	0.27	0.24	0.25	0.27	0.13	0.13	0.13	0.29	0.46	0.61	0.43	0.44	0.38	0.40	0.44	0.08	0.27	0.27	0.28	0.26	0.27	0.22	0.23	0.11

Tableau 39 : Compositions des biotites des syénites à quartz. Les formules structurales sont calculées sur 11 oxygènes.

a) fayalites	05-M-68								05-M-81			
SiO2	29.18	28.782	29.3	29.591	29.702	29.454	30.177	29.507	30.0112	30.1952	30.006	30.279
TiO2	0.10	0.00	0.06	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.08	0.07	0.00
Al2O3	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr2O3	0.00	0.00	0.08	0.03	0.03	0.07	0.00	0.00	0.00	0.02	0.14	0.00
FeO	63.33	64.07	63.72	64.88	65.63	64.99	62.96	63.85	64.44	64.13	64.90	64.75
MnO	4.11	4.19	4.00	4.06	4.46	4.06	3.97	4.21	3.24	3.22	2.98	3.28
MgO	1.00	1.00	0.96	1.01	0.94	0.89	1.08	0.96	2.99	3.51	2.38	2.93
CaO	0.09	0.13	0.08	0.06	0.04	0.06	0.09	0.05	0.10	0.05	0.05	0.12
BaO	0.38	0.06	0.16	0.00	0.00	0.00	0.07	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.01	0.02	0.04	0.07	0.00	0.00	0.03	0.06	0.04	0.00	0.04
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.19	98.26	98.40	99.68	100.89	99.58	98.35	98.75	100.88	101.29	100.61	101.42
Si	0.999	0.990	1.001	0.999	0.993	0.996	1.022	1.004	0.990	0.988	0.995	0.993
Ti	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000
Al	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.000
Fe	1.813	1.842	1.821	1.831	1.835	1.838	1.783	1.817	1.777	1.755	1.800	1.775
Mn	0.119	0.122	0.116	0.116	0.126	0.116	0.114	0.121	0.090	0.089	0.084	0.091
Mg	0.051	0.051	0.049	0.051	0.047	0.045	0.055	0.048	0.147	0.171	0.118	0.143
Ca	0.003	0.005	0.003	0.002	0.001	0.002	0.003	0.002	0.004	0.002	0.002	0.004
Ba	0.007	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.001	0.001	0.003	0.004	0.000	0.000	0.002	0.004	0.003	0.000	0.002
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
total	2.995	3.011	2.997	3.002	3.008	3.002	2.978	2.997	3.012	3.011	3.005	3.008
% Fo	2.56	2.55	2.45	2.55	2.33	2.26	2.8	2.44	7.30	8.49	5.89	7.12

Tableau 40 : Compositions des fayalites des syénites à quartz. Formule structurale calculée sur 4 oxygènes.

2 - Les feldspaths

Le plagioclase est en phénocristaux automorphes dans les syénites à plagioclase et certaines syénites intermédiaires. On le trouve également dans la syénite à fayalite 05-M-81. Les cristaux possèdent un cœur homogène voisin de An_{35} ou de An_{15-20} , auréolé d'une bordure plus sodique (Fig. 117, Tableau 41). Le passage entre le cœur et la bordure est généralement très brutal (Fig. 118).

Les bordures sodiques sont en contact avec le feldspath alcalin qui cristallise en auréole autour de lui, ou en cristaux indépendants. Le plagioclase sodique n'est observé qu'en bordures des plagioclases.

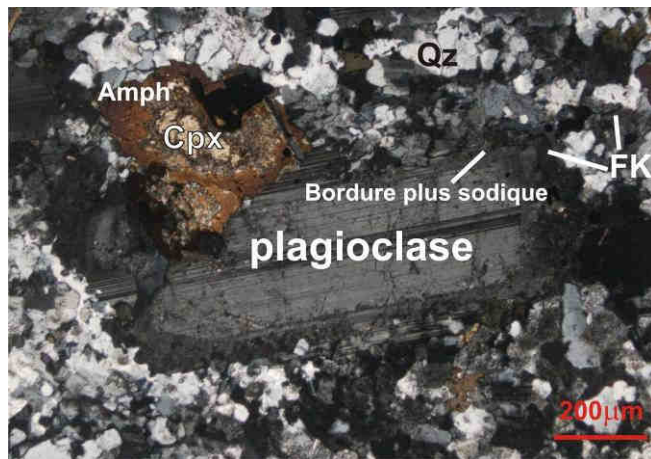


Fig. 117 :

Plagioclase An_{35} avec une bordure sodique et entouré de feldspath alcalin. FK : feldspath alcalin, Qz : quartz, Cpx : clinopyroxène, Amph : amphibole.

Le feldspath alcalin apparaît en bordure des plagioclases et en petits cristaux dans les syénites à plagioclase et les syénites à fayalite. Il se développe en cristaux centimétriques dans les syénites intermédiaires et les syénites à riebeckite. Il devient rapidement le minéral le plus abondant, et forme la texture syénitique marquée en lattes des syénites à quartz. Il est postérieur au clinopyroxène et généralement à l'amphibole précoce type édénite. Dans les roches les plus évoluées, il apparaît plus précoce et peut alors imposer ses formes à l'amphibole et à la fayalite. Il est toujours antérieur au quartz.

Le feldspath alcalin est très perthitique et sa composition initiale est difficile à estimer, même s'il semble que les deux parties du feldspath soient à peu près représentées de façon équivalente. Chimiquement, ses compositions sont donc très étalées et couvrent l'ensemble du domaine du feldspath alcalin (Tableau 41), ce qui indique une démixion poussée à basse température.

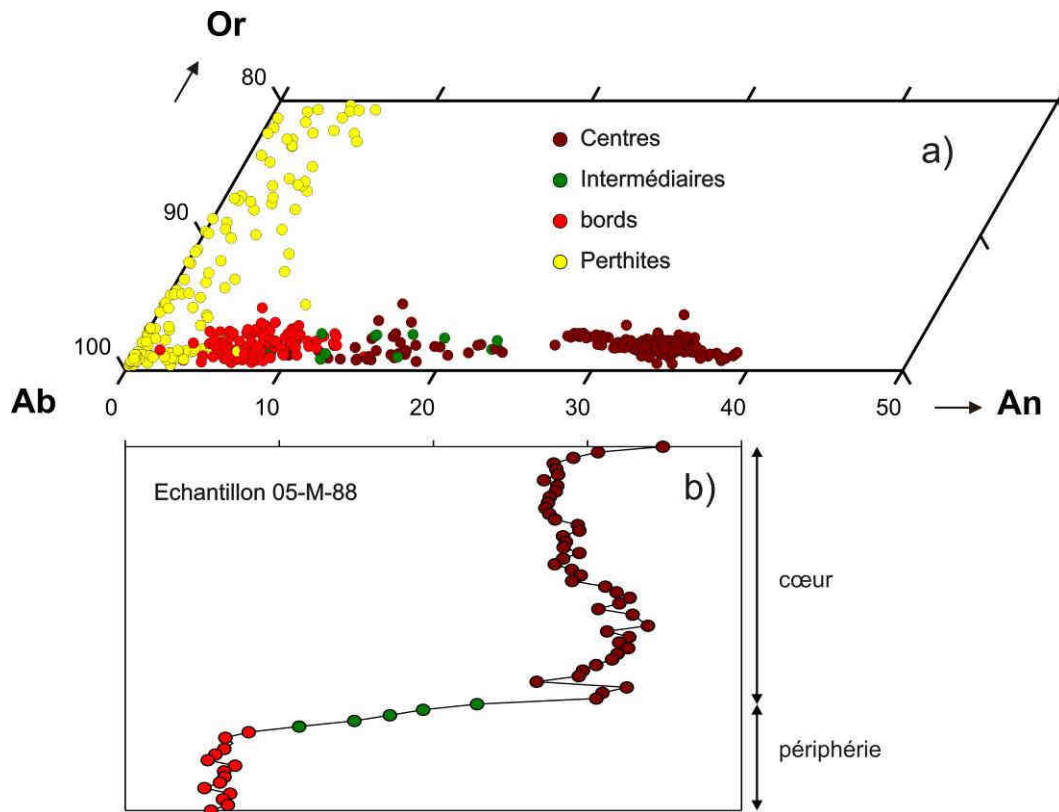


Fig. 118 : a) Composition des plagioclases (cercles marron, rouges et verts). Pour indication sont données les analyses de perthites (cercles jaunes). b) Profil dans un plagioclase (Echantillon 05-M-88) montrant les deux zones caractéristiques de ces minéraux. Les cercles verts correspondent à la transition « rapide » entre le cœur (oligoclase-andésine) et la périphérie (albite). Distance entre les points 7 μm .

	Syénite à riebeckite (01-M-17)					Syénite à plagioclase (05-M-73)						Syénite à plagioclase (05-M-67b)						syénite à fayalite (05-M-81)							
	perthites					centres plagioclases			bords plagioclases			centres plagioclases			bords plagioclases			centres pl.		bords pl.					
SiO2	63.99	64.94	68.00	69.07	64.29	59.20	59.35	58.65	59.11	59.25	66.97	67.36	66.63	63.55	63.81	64.09	64.18	66.89	66.49	66.51	67.05	58.97	59.15	66.18	66.97
TiO2	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01	0.02	0.06	0.08	0.05	0.07	0.01	0.05	0.04	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.05	0.00	0.14	0.04	0.05	0.00	0.05
Al2O3	17.83	18.31	18.86	18.54	18.08	26.19	26.38	25.41	26.27	25.93	21.59	21.07	21.13	23.04	22.75	22.66	22.58	21.11	20.84	21.25	20.66	26.19	26.23	21.37	21.03
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.11	0.02	0.00	0.07	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.08
FeO	0.24	0.48	0.69	0.54	0.50	0.07	0.13	0.27	0.00	0.11	0.23	0.12	0.09	0.11	0.03	0.14	0.02	0.07	0.13	0.15	0.13	0.17	0.14	0.10	0.13
MnO	0.00	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.03	0.00	0.03	0.05	0.06	0.08	-0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
MgO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.60	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	7.69	7.70	7.54	7.40	6.94	2.03	1.95	1.84	3.56	3.45	3.52	3.55	1.38	1.26	1.41	0.97	7.21	7.39	2.04	1.48
BaO	0.02	0.09	0.00	0.00	0.03	0.00	0.20	0.32	0.08	0.20	0.00	0.12	0.24	0.03	0.20	0.00	0.00	0.06	0.17	0.40	0.32	0.20	0.22	0.00	0.04
Na2O	0.29	2.94	11.21	10.95	0.55	7.09	7.29	6.98	7.22	6.89	10.54	10.10	10.43	9.22	9.16	9.49	9.47	10.88	10.76	10.63	10.64	7.48	7.34	10.29	11.03
K2O	15.63	11.84	0.36	0.17	15.19	0.21	0.16	0.26	0.24	0.22	0.21	0.40	0.30	0.25	0.62	0.16	0.22	0.10	0.16	0.14	0.50	0.39	0.35	0.36	0.48
F	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.03	0.03	0.18	0.03	0.18	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	-0.07	0.00	0.17	0.03	-0.03	0.07	0.05	0.00	0.00
Cl	0.01	0.01	0.02	0.07	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00
Total	98.03	98.67	99.28	99.40	98.70	100.74	101.55	100.51	100.48	99.83	101.70	101.22	100.87	99.84	100.10	100.22	100.05	100.50	100.06	100.57	100.42	100.72	100.97	100.41	101.29
Si	3.012	3.000	3.006	3.034	3.004	2.630	2.622	2.625	2.628	2.650	2.896	2.923	2.910	2.82	2.83	2.83	2.83	2.92	2.93	2.91	2.94	2.625	2.626	2.899	2.912
Ti	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.000	0.002	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.001	0.002	0.000	0.002
Al	0.989	0.997	0.982	0.960	0.995	1.371	1.374	1.340	1.376	1.367	1.101	1.078	1.087	1.20	1.19	1.18	1.17	1.09	1.08	1.10	1.07	1.374	1.372	1.103	1.077
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.001	0.000	0.003
Fe	0.009	0.019	0.025	0.020	0.020	0.002	0.005	0.010	0.000	0.004	0.008	0.004	0.003	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.006	0.005	0.004	0.005
Mn	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.000	0.002	0.000
Mg	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.040	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.366	0.364	0.362	0.352	0.333	0.094	0.091	0.086	0.17	0.16	0.17	0.17	0.06	0.06	0.07	0.05	0.344	0.351	0.096	0.069
Ba	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.006	0.001	0.004	0.000	0.002	0.004	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.004	0.004	0.000	0.001
Na	0.026	0.263	0.960	0.933	0.049	0.611	0.624	0.605	0.622	0.598	0.884	0.850	0.883	0.79	0.79	0.81	0.81	0.92	0.92	0.90	0.90	0.645	0.632	0.874	0.930
K	0.939	0.698	0.021	0.009	0.905	0.012	0.009	0.015	0.013	0.013	0.012	0.022	0.017	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.022	0.020	0.020	0.026
F	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.004	0.004	0.025	0.004	0.025	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.010	0.008	0.000	0.000
Cl	0.001	0.001	0.001	0.005	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001	0.001	0.002	0.000
total	4.975	4.981	4.994	4.956	4.976	4.995	5.005	5.010	4.999	4.970	4.999	4.972	4.994	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	5.01	5.00	4.99	5.021	5.012	4.997	5.024
%An	0.02	0.03	0.04	0.01	0.06	37.01	36.53	36.83	35.68	35.27	9.52	9.43	8.75	17.33	16.65	16.84	16.99	6.46	6.07	6.76	4.71	33.99	35.04	9.66	6.74
%Ab	2.71	27.37	97.86	98.98	5.17	61.78	62.58	61.66	62.96	63.37	89.29	88.30	89.55	81.23	79.80	82.25	81.8	92.93	93.02	92.43	92.43	63.82	63.00	88.30	90.68
%Or	97.28	72.60	2.09	1.00	94.77	1.20	0.89	1.51	1.36	1.36	1.19	2.27	1.71	1.44	3.55	0.91	1.21	0.61	0.91	0.82	2.87	2.19	1.96	2.04	2.58

Tableau 41 : Compositions des feldspaths des syénites à quartz. Les plagioclases sont composés de cœurs An₃₅ ou An₁₅₋₂₀ et de bordures plus riches en albite. Les feldspaths alcalins sont très perthitiques et semblables dans toutes les roches, seuls quelques exemples d'une syénite à riebeckite sont reportés. Les formules structurales sont calculées sur 8 oxygènes.

3 - Les phases minérales accessoires

De nombreux minéraux accessoires, soit magmatiques, soit tardi-magmatiques sont présents. Certains de ces minéraux présentent un intérêt de premier plan pour les bilans chimiques et les évolutions de ces roches et n'ont jamais été décrits dans le Messum.

- Le zircon

Le zircon est très présent, alors qu'il est absent des roches à néphéline. Il forme de petits cristaux automorphes dans les feldspaths alcalins, le quartz, ou l'amphibole dans laquelle il provoque l'apparition d'une auréole pléochroïque. Dans les syénites à riebeckite, il forme de plus larges cristaux pouvant atteindre 200µm. Il est zoné avec des cœurs riches en thorium (1% de ThO₂) et en uranium (0.8% de UO₂), contre 0.1% des deux oxydes dans les bordures (Tableau 42a).

- La titanite

Minéral très fréquent dans les syénites à quartz, elle devient localement très abondante, comme dans les échantillons 05-M-80c ou 05-M-72. Elle est incolore à brun fortement pléochroïque et rarement automorphe. Elle paraît tardive par rapport au clinopyroxène et à l'amphibole précoce type édénite. Elle contient jusqu'à 5% d'oxydes de terres rares (Tableau 42b).

- L'apatite

L'apatite est présente en très fines baguettes dans les syénites à plagioclase. Dans ce cas, elle est en inclusion dans la plupart des minéraux, clinopyroxène, amphibole, titanite et feldspath alcalin. Dans les syénites à riebeckite, elle est plus développée et automorphe. Il s'agit d'une fluorapatite avec 2 F par formule structurale. Elle contient une faible proportion de britholite pouvant atteindre 3% molaire (Tableau 43).

- La chevkinite et son auréole

La chevkinite (terme employé dans un sens très général) apparaît de façon spectaculaire dans les syénites à quartz, et n'a jamais été décrite dans le complexe. Elle est généralement automorphe en grains pouvant atteindre 1 mm, mais le plus souvent voisin de 100 µm. Elle se trouve communément en inclusions dans le quartz, mais aussi le feldspath alcalin et la richtérite. Dans cette dernière, un halo très pléochroïque se forme au contact de la chevkinite. On peut aussi observer des fractures radiales dans le quartz englobant ce minéral suggérant une augmentation de volume.

On trouve la chevkinite dans de nombreux échantillons répartis dans tous les affleurements de syénites à quartz, en quantité plus ou moins importante. Elle a été identifiée

dans 16 échantillons : 05-M-67a, 05-M-67b, 05-M-70, 05-M-73, 05-M-75, 05-M-77, 05-M-79a, 05-M-80a, 05-M-80b, 05-M-88, 05-M-90a, 05-M-91a, 05-M-92a, 05-M-93a, 05-M-93b, 05-M-95b, et analysée dans tous sauf 2 (05-M-73, 05-M-80b).

Les grains présentent souvent une zonation optique forte. De nombreux “cristaux” possèdent une zone centrale très brune à opaque entourée d’une bordure brun clair à jaune très biréfringente (Fig. 119). En électrons rétrodiffusés (Fig. 120), la majorité des cristaux apparaissent constitués d’une partie très brillante (partie opaque) non zonée, entourée d’une enveloppe moins réfléchissante fortement zonée de façon automorphe, et montrant de spectaculaires zonations en secteurs. La partie brillante, semblant déstabilisée au profit de la bordure, apparaît en fibres ou paquets à bordures dendritiques. Cependant, il est difficile d’expliquer la répartition de la partie brillante à l’intérieur de certains secteurs (Fig. 120c) et son absence dans d’autres. Cette observation plaide en faveur du développement de la partie brillante au détriment de la partie peu réfléchissante. La partie translucide (peu réfléchissante) montre souvent des fractures concentriques suggérant une augmentation de volume. Il est tentant de l’interpréter comme une zone métamicté, mais dans ce cas pourquoi certaines zones seraient-elles épargnées par la métamictisation ?

Les cœurs opaques sont plus riches en terres rares et fer et moins riches en Nb et Th que les bordures (Fig. 119, Tableau 44).

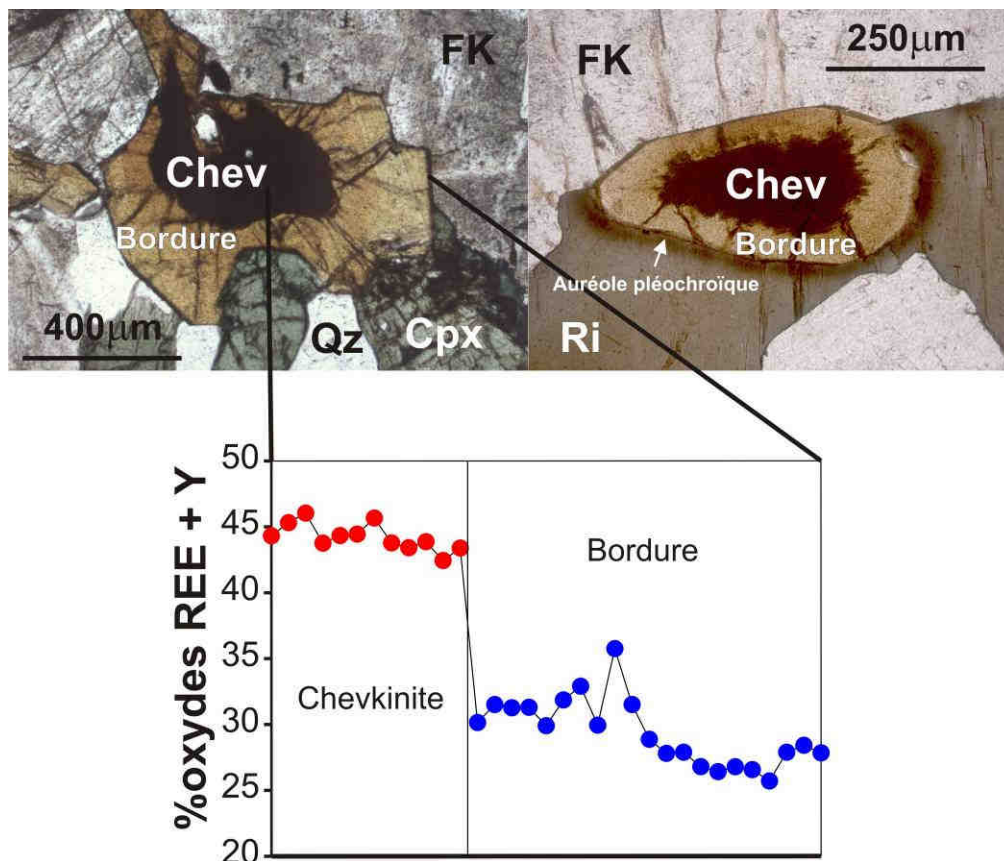


Fig. 119 : Chevkinites et leurs bordures. A gauche, échantillon 05-M-90a, à droite, échantillon 05-M-75. Traversée à la microsonde de la chevkinite et sa bordure localisée sur la photo de gauche. Chev : chevkinite, Qz, quartz, FK, feldspath alcalin, Ri : richtérite, Cpx : clinopyroxène.

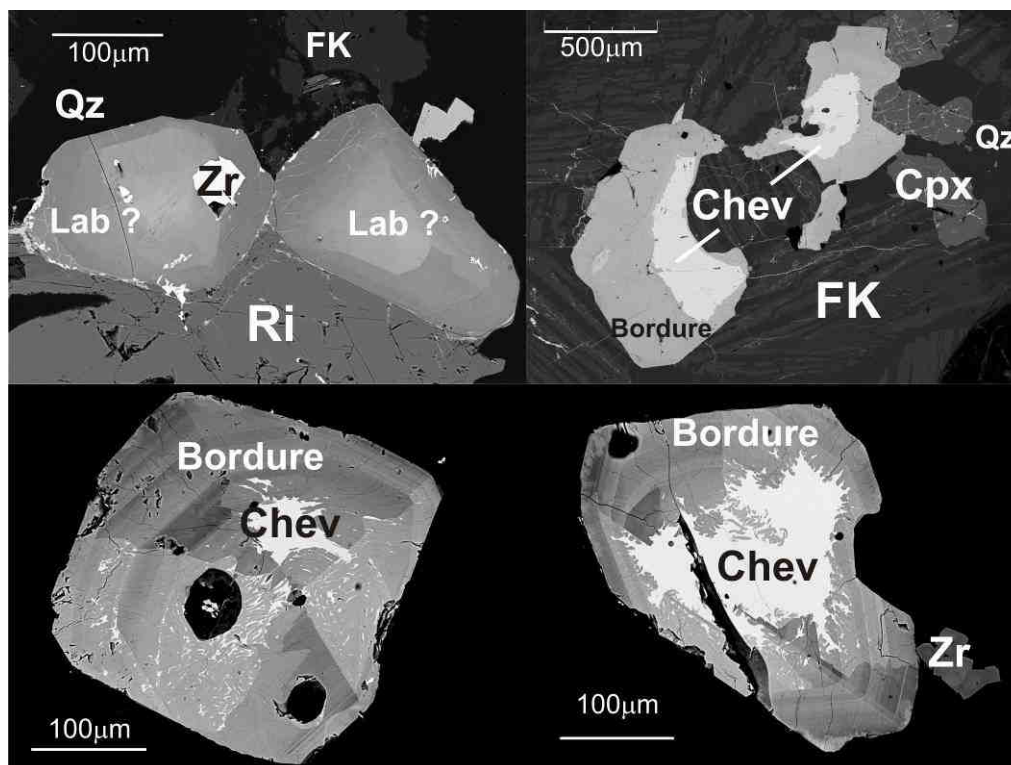


Fig. 120 : Minéraux de la famille de la chevkinite. En haut à gauche : nenadkevichite (05-M-93b). En haut à droite (05-M-93b) et en bas (05-M-75) : chevkinites avec des bordures zonées. Lab ? : minéral de stœchiométrie compatible avec de la labuntsovite, Chev : chevkinite, Zr : zircon, Qz, quartz, FK, feldspath alcalin, Ri : richtérite, Cpx : clinopyroxène. Images MEB en électrons rétrodiffusés.

Pour des raisons de clarté, l'interprétation des analyses chimiques est présentée à la partie B de ce chapitre. Ici nous considérerons que ces grains sont des chevkinites et seules leurs caractéristiques chimiques nous intéressent. Il faut retenir que seules les zones opaques sont de véritables chevkinites, et que les périphéries s'en rapprochent plus ou moins. Quelques analyses sont reportées au Tableau 44. On note que les analyses des cœurs bouclent aux environs de 100%, alors que celles des bordures sont largement déficitaires. Comme discuté au sous-chapitre suivant, la périphérie est hydroxylée ou hydratée.

Ce minéral est très difficile à identifier. Il a souvent été confondu avec l'allanite, l'aenigmatite, voire la titanite (Exley, 1980). Dans les syénites à quartz, il semble adopter des habitus et avoir des teintes très variables qui peuvent suggérer l'existence de plusieurs compositions, voire de plusieurs minéraux distincts. Il a été identifié dans de nombreux environnements (Vlasov, 1966 ; Vartanova et al., 1968 ; Martz et Brown, 1981, Harding et al., 1982, Bennett et al., 1984, Van Bergen, 1984 ; Michael, 1988). Ce minéral possède un vaste domaine de stabilité en température et pression (Green et Pearson, 1988) des basaltes aux rhyolites. Ces résultats sont confirmés par les estimations geo thermo-barométriques sur associations naturelles (Ewart, 1981 ; Novak et Mahood, 1986 ; Streck et Grunder, 1997 ; De Hoog et Van Bergen, 2000 ; Schmitt et al., 2000) ou des résultats expérimentaux récents (Scaillet et Macdonald, 2001). Elles indiquent une fourchette minimale de température comprise entre 660 et 1000°C entre les tampons Ni-NiO et fayalite-magnétite-quartz sur lesquels pourrait évoluer les syénites à quartz. Il est difficile à ce stade de préciser sa

signification en terme de conditions de formation. Mais son identification est essentielle pour des raisons géochimiques.

Les spectres des terres rares des chevkinites sont sub-parallèles à ceux des syénites à quartz (Harris et al., 1999), même s'ils paraissent plus fractionnés (Fig. 121). Les analyses microsonde des terres rares lourdes sont très bruitées. Cependant, les spectres rapportés ici pour les chevkinites sont identiques à ceux publiés (Macdonald et Belkin, 2002 ; Troll et al., 2003, par exemple). On constate que seulement 0.1% poids de chevkinite dans la roche rend compte des spectres roche totale par simple dilution. Une telle proportion est compatible avec les concentrations observées dans quelques lames. Ces minéraux sont donc très importants à prendre en compte pour l'équilibre géochimique des éléments en trace dans ces roches.

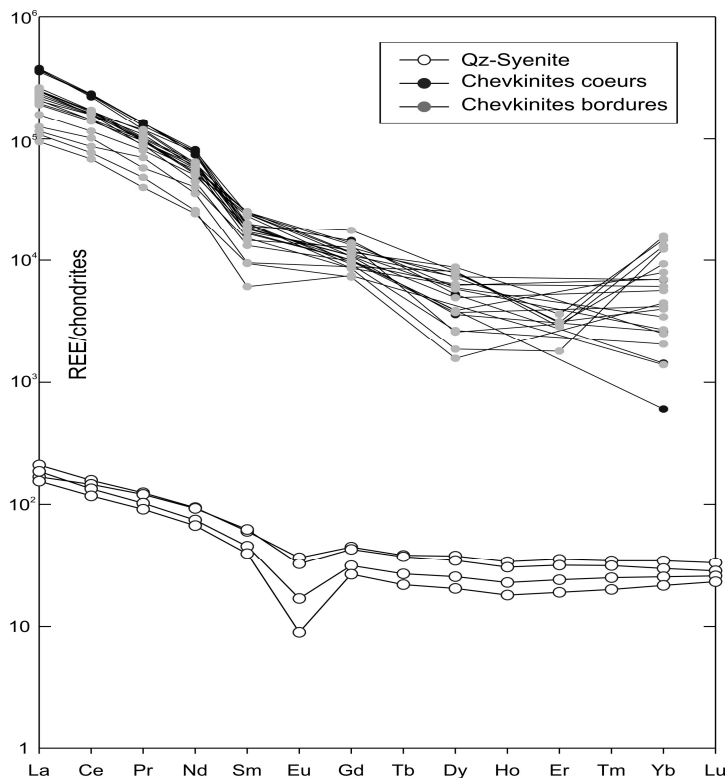


Fig. 121 :

Spectre des terres rares normalisé à la chondrite C1 de Taylor et McLennan (1981) des syénites à quartz analysées par Harris et al. (1999) et des centres et bordures de chevkinites.

Il est important de noter (voir partie B plus bas) que dans certains échantillons Th et Nb augmentent simultanément dans ces cristaux à leur extrême périphérie suggérant un apport tardif de ces éléments.

Bien que non décrites dans ce texte, citons que les diorites affleurant à l'est de New Year Hill contiennent également de la chevkinite. Pour le moment, on ne peut faire de lien avec celles des syénites à quartz.

- Le pyrochlore

Dans quelques syénites à quartz (05-M-75, 05-M-80a), apparaissent des pyrochlores, autres minéraux riches en éléments en trace, non encore décrits dans le Messum. Ces pyrochlores bruns sont tardifs et cristallisent de façon automorphe dans du quartz.

Ils sont semblables à ceux décrits dans les syénites à sodalite (voir Chapitre II) (Tableau 42c). Cependant des différences existent.

Les pyrochlores des syénites à quartz sont pauvres en Zr (<0.03 par formule structurale), Th ($<0.16/fs$) par rapport à ceux des syénites à sodalite ($Zr > 0.13/fs$, $Th > 0.21/fs$). La différence est sans doute à rechercher, pour partie, dans le fractionnement du zircon dans les premières roches et son absence dans les secondes. Il est intéressant de noter qu'il n'y a pas de différence notable sur l'uranium. Les pyrochlores des roches à quartz contiennent également plus de terres rares et d'yttrium (0.5 contre $0.2/fs$) ce qui peut être mis en relation avec la cristallisation de chevkinite.

Les cristaux sont zonés de façon distincte. Du cœur à la périphérie, Ti, U et Fe augmentent respectivement de 2 à 3.3, 0.3 à 0.9 et 0.1 à 0.4 par formule structurale dans les syénites à quartz alors que l'évolution est inverse dans les syénites à sodalite.

Dans les syénites à quartz, les pyrochlores sont légèrement enrichis en Nb et Ta.

Les pyrochlores sont très tardifs et peuvent avoir cristallisé à partir d'un fluide comme le suggère leur présence dans une zone pegmatitique dans les syénites à sodalite et dans le quartz dans les roches sur-saturées en silice. Ces différences chimiques entre les deux groupes peuvent être interprétées sur la base de fluides soit initialement distincts, soit ayant acquis secondairement par percolation dans les roches des différences. A ce stade, il n'est pas possible de trancher la question. Mais il est probable que ces minéraux se développent en même temps que les périphéries des "chevkinites" que nous venons de décrire.

- Les phases tardives d'altération

A côté de ces phases accessoires qui présentent des caractères magmatiques, il se développe tardivement de nombreuses phases d'altération non étudiées : des carbonates de terres rares dans des fissures proches des chevkinites, de la calcite dans des vacuoles associée à du quartz, de la fluorine, des phosphates, soit de thorium, soit de thorium et terres rares dans des filonnets. Ces phases sont trop petites pour être analysées à la microsonde, et ont été identifiées au MEB.

zircons	01-M-17				05-M-75		05-M-67b		Titanite			Pyrochlores	Qz-syénite (05-M-75)			Syénite à néphéline (05-M-34)			
	cœur		bord		bord		cœur	bord	SiO2	05-M-67a	05-M-93a		centres		bord	centres		bords	
SiO2	30.63	30.89	31.97	31.08	30.11	29.75	31.34	31.33	28.13	27.01	27.88	0.04	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00
TiO2	0.03	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	29.88	28.93	32.09	8.72	8.43	9.58	12.48	13.04	13.88	10.91	11.18
ZrO2	61.38	60.91	62.79	64.39	65.90	64.07	64.57	66.17	0.11	0.09	0.25	0.06	0.14	0.03	1.80	1.18	1.62	0.89	1.19
HfO2	2.40	2.27	3.04	2.33	2.21	3.18	1.57	3.00	0.04	0.04	0.00	0.06	0.14	0.03	1.80	1.18	1.62	0.89	1.19
ThO2	0.92	0.97	0.30	0.18	0.00	0.14	0.57	0.02	1.91	1.70	1.45	6.24	4.32	9.07	7.76	8.59	9.05	2.99	3.85
UO2	0.81	0.76	0.30	0.32	0.06	0.30	0.35	0.00	FeO	3.42	3.28	2.30	1.19	2.16	1.11	2.99	3.45	3.15	3.77
FeO	0.03	0.00	0.05	0.03	0.12	0.11	0.06	0.12	La2O3	0.30	0.24	0.19	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.00
La2O3	0.00	0.00	0.02	0.01	0.05	0.09	0.00	0.00	Ce2O3	0.69	0.75	0.43	0.27	0.44	1.19	0.50	0.41	0.79	0.33
Ce2O3	0.04	0.05	0.00	0.01	0.21	0.24	0.06	0.02	Pr2O3	0.86	0.16	0.45	0.41	0.57	0.28	0.32	0.49	0.60	0.38
Pr2O3	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.03	0.04	Nd2O3	0.85	0.66	0.43	1.56	1.94	1.30	1.53	1.39	1.60	1.56
Nd2O3	0.01	0.07	0.01	0.00	0.05	0.03	0.00	0.01	Sm2O3	0.17	0.24	0.14	0.44	0.20	0.00	0.11	0.00	0.24	0.18
SmO	0.01	0.13	0.00	0.17	0.00	0.40	0.40	0.00	Gd2O3	0.29	0.16	0.00	0.94	0.89	0.95	0.42	0.05	0.07	0.45
Y2O3	1.59	1.67	1.36	1.22	0.55	0.73	1.59	0.18	Dy2O3	0.35	0.22	0.00	0.94	0.89	0.95	0.42	0.05	0.07	0.45
CaO	0.00	0.00	0.01	0.02	0.09	0.11	0.02	0.00	Er2O3	0.00	0.00	0.00	0.24	0.13	0.25	0.04	0.04	0.00	0.08
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Yb2O3	0.00	0.11	0.00	0.38	0.26	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00
P2O5	0.00	0.04	0.00	0.00	0.25	0.30	0.00	0.00	Y2O3	2.31	1.94	0.28	0.18	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	MgO	0.12	0.10	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.17	0.00	0.23	0.12	0.00	0.17	0.00	CaO	25.14	24.53	26.57	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.99	97.77	99.87	99.78	99.60	99.54	100.59	100.92	BaO	0.00	0.00	0.00	15.69	15.68	3.62	17.15	17.23	17.09	18.18
Si	0.983	0.990	0.996	0.974	0.947	0.946	0.973	0.969	Nb2O5	2.64	3.27	0.76	48.90	49.36	41.42	42.20	42.42	40.26	48.27
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	Ta2O5	0.98	0.00	0.00	5.84	6.18	16.52	5.31	4.61	5.48	3.83
Zr	0.960	0.952	0.954	0.984	1.011	0.993	0.978	0.998	P2O5	1.02	0.84	1.52	0.00	0.04	0.00	0.12	0.00	0.00	0.08
Hf	0.022	0.021	0.027	0.021	0.020	0.029	0.014	0.027	Na2O	0.17	0.15	0.10	5.00	4.89	0.60	3.95	3.86	3.54	4.03
Th	0.007	0.007	0.002	0.001	0.000	0.001	0.004	0.000	K2O	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.48	0.05	0.02	0.05	0.02
U	0.006	0.005	0.002	0.002	0.000	0.002	0.002	0.000	F	0.63	0.61	0.69	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003	0.003	0.002	0.003	Total	100.01	95.04	95.56	96.46	96.24	86.84	96.79	96.89	97.46	96.23
La	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	Si	0.975	0.976	0.978	0.000	0.000	0.066	0.000	0.000	0.001	0.020
Ce	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.003	0.001	0.000	Ti	0.779	0.786	0.847	2.068	2.001	3.328	2.963	3.099	3.311	2.533
Pr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	Zr	0.002	0.002	0.004	0.009	0.022	0.006	0.277	0.182	0.250	0.134
Nd	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Th	0.000	0.000	0.000	0.451	0.312	0.961	0.561	0.623	0.658	0.212
Sm	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.005	0.004	0.000	Al	0.078	0.073	0.060	0.085	0.155	0.117	0.215	0.248	0.227	0.265
Y	0.027	0.029	0.022	0.020	0.009	0.012	0.026	0.003	Fe	0.099	0.099	0.068	0.000	0.000	0.005	0.002	0.013	0.006	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.004	0.001	0.000	La	0.004	0.003	0.002	0.072	0.116	0.459	0.131	0.108	0.210	0.085
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Ce	0.009	0.010	0.005	0.048	0.066	0.047	0.037	0.057	0.070	0.043
P	0.000	0.001	0.000	0.000	0.007	0.008	0.000	0.000	Pr	0.010	0.002	0.006	0.180	0.224	0.221	0.176	0.161	0.186	0.176
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Nd	0.010	0.008	0.005	0.048	0.022	0.000	0.012	0.000	0.026	0.020
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Sm	0.002	0.003	0.002	0.101	0.096	0.150	0.046	0.006	0.008	0.024
Total	2.008	2.008	2.007	2.007	2.005	2.008	2.012	2.003	Gd	0.003	0.002	0.000	0.029	0.016	0.043	0.004	0.005	0.000	0.009
									Dy	0.004	0.002	0.000	0.029	0.016	0.043	0.004	0.005	0.000	0.009
									Er	0.000	0.000	0.000	0.038	0.027	0.000	0.001	0.004	0.000	0.013
									Yb	0.000	0.001	0.000	0.017	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017
									Y	0.043	0.037	0.005	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
									Mg	0.006	0.006	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
									Ca	0.933	0.950	0.998	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
									Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
									Nb	0.041	0.053	0.012	5.298	5.303	1.790	5.798	5.834	5.807	6.012
									Ta	0.009	0.000	0.000	7.922	8.010	9.838	6.844	6.888	6.564	7.654
									P	0.030	0.026	0.045	0.501	0.531	2.075	0.456	0.396	0.472	0.321
									Na	0.011	0.010	0.007	0.000	0.011	0.000	0.033	0.000	0.001	0.020
									K	0.001	0.000	0.000	3.057	2.992	0.539	2.419	2.366	2.178	2.414
									F	0.069	0.070	0.076	0.009	0.000	0.281	0.020	0.006	0.022	0.009
									Total	3.049	3.051	3.046	20	20	20	20	20	20	20

Tableau 42 : Zircons et titanites des syénites à quartz. Pyrochlores des syénites à quartz et des syénites à néphéline. Les formules structurales des zircons et titanites calculées respectivement sur 4 et 5 oxygènes, celles des pyrochlores sur 20 cations.

Apatites	05-M-88			05-M-81			
	centre		bord	centre			bord
SiO2	0.51	0.26	0.51	1.01	0.91	0.48	0.79
ThO2	0.00	0.00	0.18	0.11	0.14	0.00	0.00
U2O2	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
Al2O3	0.00	0.00	0.05	0.03	0.03	0.00	0.06
La2O3	0.68	0.60	0.08	0.97	0.97	0.08	0.82
Ce2O3	0.48	0.55	0.48	1.69	1.19	0.92	0.96
Nd2O3	0.00	0.00	0.00	0.57	0.13	0.21	0.20
Sm2O3	0.13	0.06	0.00	0.16	0.00	0.16	0.00
Y2O3	0.00	0.35	0.31	0.43	0.12	0.33	0.19
CaO	53.13	52.68	52.32	52.19	52.17	53.23	52.83
P2O5	39.46	40.37	39.27	39.22	40.18	39.53	40.54
SO3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
F	3.47	3.10	3.34	3.49	3.70	3.44	3.60
Cl	0.07	0.19	0.14	0.10	0.06	0.13	0.13
Total	97.92	98.15	96.69	100.06	99.64	98.50	100.12
-O=Cl+F	1.48	1.35	1.44	1.49	1.57	1.48	1.55
Total	96.44	96.80	95.24	98.56	98.07	97.03	98.57
Si	0.090	0.045	0.090	0.177	0.157	0.085	0.135
Th	0.000	0.000	0.007	0.005	0.005	0.000	0.000
U	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.011	0.005	0.007	0.000	0.011
La	0.044	0.039	0.005	0.062	0.062	0.005	0.052
Ce	0.031	0.035	0.031	0.108	0.075	0.059	0.060
Nd	0.000	0.000	0.000	0.035	0.008	0.013	0.012
Sm	0.008	0.004	0.000	0.010	0.000	0.010	0.000
Y	0.000	0.032	0.029	0.040	0.011	0.031	0.018
Ca	10.010	9.844	9.946	9.756	9.680	9.994	9.737
P	5.875	5.961	5.899	5.794	5.891	5.864	5.905
S	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000
F	1.928	1.711	1.876	1.924	2.026	1.905	1.961
Cl	0.022	0.055	0.043	0.030	0.016	0.038	0.036
Total	16.057	15.959	16.017	15.994	15.904	16.061	15.931

Tableau 43 : Apatites des syénites à quartz. Formules structurales calculées respectivement sur 25 oxygènes.

Echantillon	Cœurs opaques								Bordures								
	05-M-75				05-M-90a				05-M-93b			05-M-90a			05-M-75		
SiO2	19.42	18.60	18.76	19.04	18.87	18.55	18.56	18.63	34.45	34.72	39.76	19.32	19.50	19.35	21.91	21.57	24.75
TiO2	16.90	16.80	16.60	16.60	15.66	15.80	15.95	15.96	15.40	15.46	15.56	23.51	23.37	22.62	19.56	19.28	19.28
ZrO2	0.48	0.48	0.52	0.59	0.54	0.52	0.46	0.33	0.99	0.72	0.94	0.81	0.55	0.59	1.00	0.68	0.89
ThO2	0.63	0.65	0.67	0.83	1.56	1.47	1.32	1.29	2.72	2.71	2.55	3.06	3.42	3.13	1.47	1.35	2.41
Al2O3	0.05	0.04	0.08	0.04	0.07	0.09	0.08	0.10	1.03	1.08	1.29	0.21	0.20	0.22	0.20	0.19	0.37
Y2O3	0.66	0.69	0.53	0.63	1.00	0.93	0.58	0.37	0.11	0.35	0.00	1.09	1.09	1.14	0.73	1.10	1.07
La2O3	13.85	13.23	14.04	13.80	12.46	13.61	13.05	13.05	3.72	3.72	1.15	6.03	5.94	6.74	8.52	9.22	6.93
Ce2O3	20.88	20.47	20.59	20.83	18.23	18.88	20.04	18.59	5.67	4.67	1.60	12.04	12.32	11.77	14.77	15.42	12.07
Pr2O3	3.92	3.79	3.80	4.45	4.27	4.26	3.78	4.26	1.18	1.27	0.32	2.80	2.52	2.84	3.40	2.94	2.84
Nd2O3	4.82	5.23	4.96	4.69	4.70	4.77	4.46	4.11	1.72	1.51	0.57	2.58	2.55	3.01	3.27	3.93	3.42
Sm2O3	0.67	1.39	2.01	1.50	1.21	1.07	0.61	1.47	0.49	0.46	0.82	0.88	0.91	1.46	0.28	0.37	1.51
Gd2O3	0.52	0.25	0.62	0.17	0.20	0.41	0.43	0.77	0.00	0.06	0.00	0.26	0.40	0.33	0.24	0.32	0.54
Dy2O3	0.27	0.00	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00	0.43	0.08	0.19	0.00	0.27	0.00	0.00	0.25	0.21	0.04
Er2O3	0.38	0.54	0.00	0.00	0.00	0.28	0.24	0.00	0.00	0.08	0.63	0.04	0.10	0.00	0.00	0.56	0.00
Yb2O3	0.00	0.15	0.00	0.11	0.01	0.22	0.02	0.07	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.19	0.35	0.00	0.03
Nb2O5	2.03	2.76	1.82	2.03	3.88	2.58	2.94	2.92	4.48	4.20	5.28	8.33	8.34	8.28	5.30	5.00	6.39
Ta2O5	0.71	0.54	0.76	0.73	0.95	1.18	1.11	1.13	2.29	2.26	2.86	1.37	1.33	1.34	1.35	1.25	1.36
FeO	11.29	11.18	11.27	11.38	11.22	11.09	11.28	11.17	12.90	13.21	15.86	4.94	5.06	5.10	8.14	8.12	6.46
MgO	0.04	0.06	0.07	0.07	0.09	0.11	0.10	0.12	0.06	0.04	0.08	0.22	0.21	0.15	0.13	0.14	0.15
CaO	2.75	2.79	2.52	2.45	2.83	2.43	2.58	2.57	1.27	1.16	0.94	3.25	3.18	3.17	2.58	2.50	2.51
Na2O	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.15	0.21	0.04	0.30	0.19	0.16	0.19	0.15	0.25
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.12	0.05	0.15	0.09	0.03	0.07	0.22	0.13	0.31
P2O5	0.02	0.00	0.12	0.01	0.01	0.04	0.09	0.02	1.24	1.29	1.26	0.04	0.08	0.11	0.08	0.08	0.65
F	0.24	0.36	0.29	0.18	0.60	0.41	0.14	0.30	0.49	0.03	0.00	0.26	0.42	0.36	0.36	0.36	0.19
total	100.21	99.50	99.47	100.07	97.83	98.24	97.64	97.34	90.23	89.19	90.85	91.18	91.41	91.37	93.82	94.31	94.05
Si	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Ti	2.618	2.718	2.662	2.623	2.497	2.562	2.586	2.576	1.345	1.340	1.177	3.661	3.606	3.517	2.685	2.689	2.344
Zr	0.048	0.051	0.054	0.061	0.056	0.054	0.048	0.034	0.056	0.040	0.046	0.082	0.055	0.060	0.089	0.062	0.070
Th	0.030	0.032	0.032	0.040	0.075	0.072	0.065	0.063	0.072	0.071	0.058	0.144	0.159	0.147	0.061	0.057	0.089
Al	0.012	0.010	0.019	0.010	0.019	0.022	0.020	0.026	0.141	0.146	0.153	0.052	0.047	0.055	0.043	0.041	0.070
Y	0.072	0.079	0.060	0.071	0.113	0.106	0.067	0.042	0.007	0.021	0.000	0.120	0.119	0.126	0.071	0.108	0.092
La	1.052	1.049	1.104	1.069	0.974	1.082	1.037	1.033	0.159	0.158	0.043	0.460	0.449	0.514	0.573	0.631	0.413
Ce	1.575	1.612	1.607	1.602	1.414	1.491	1.581	1.461	0.241	0.197	0.059	0.913	0.925	0.891	0.987	1.047	0.714
Pr	0.294	0.297	0.295	0.341	0.330	0.334	0.296	0.333	0.050	0.053	0.012	0.211	0.189	0.214	0.226	0.199	0.168
Nd	0.354	0.402	0.378	0.352	0.355	0.367	0.343	0.315	0.071	0.062	0.020	0.191	0.187	0.222	0.213	0.261	0.197
Sm	0.050	0.108	0.155	0.114	0.092	0.084	0.048	0.114	0.020	0.019	0.030	0.066	0.067	0.109	0.019	0.025	0.088
Gd	0.035	0.018	0.044	0.012	0.014	0.030	0.030	0.054	0.000	0.002	0.000	0.018	0.027	0.022	0.015	0.020	0.029
Dy	0.018	0.000	0.000	0.029	0.000	0.000	0.000	0.030	0.003	0.007	0.000	0.018	0.000	0.000	0.015	0.012	0.002
Er	0.025	0.037	0.000	0.000	0.000	0.019	0.016	0.000	0.000	0.003	0.020	0.003	0.007	0.000	0.000	0.033	0.000
Yb	0.000	0.010	0.000	0.007	0.001	0.015	0.001	0.005	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.012	0.020	0.000	0.002
Nb	0.215	0.305	0.200	0.219	0.422	0.286	0.326	0.322	0.267	0.249	0.273	0.886	0.879	0.880	0.498	0.476	0.531
Ta	0.040	0.031	0.044	0.042	0.055	0.069	0.065	0.066	0.072	0.071	0.078	0.077	0.074	0.075	0.067	0.063	0.060
Fe	1.946	2.009	2.010	2.000	1.988	2.000	2.032	2.006	1.253	1.273	1.334	0.855	0.868	0.882	1.243	1.259	0.874
Mg	0.012	0.018	0.023	0.023	0.029	0.036	0.031	0.038	0.011	0.007	0.012	0.067	0.064	0.045	0.034	0.039	0.037
Ca	0.608	0.643	0.576	0.552	0.642	0.561	0.595	0.591	0.158	0.143	0.101	0.721	0.699	0.702	0.505	0.497	0.435
Na	0.000	0.008	0.015	0.000	0.000	0.006	0.007	0.007	0.033	0.046	0.008	0.119	0.077	0.062	0.069	0.053	0.077
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.010	0.002	0.018	0.007	0.019	0.023	0.007	0.018	0.051	0.031	0.064
P	0.003	0.000	0.022	0.002	0.002	0.008	0.016	0.003	0.122	0.126	0.107	0.007	0.015	0.019	0.012	0.013	0.089
total	13.006	13.436	13.299	13.168	13.079	13.204	13.222	13.122	8.100	8.044	7.551	12.693	12.519	12.572	11.495	11.616	10.444

Tableau 44 : Quelques analyses de chevkinites et de leurs bordures. Formules structurales calculées pour 4 Si.

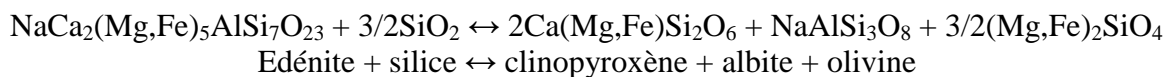
Même si nous ne l'avons pas fait précédemment pour les roches à néphéline, il nous paraît important, avant de continuer, d'explicitier quelques points de l'évolution des syénites à quartz. Nous avons vu plus haut que les clinopyroxènes semblent former deux évolutions différentes, l'une s'enrichissant en acmite jusqu'à 20%, l'autre allant vers le pôle hédénbergite. Cette deuxième évolution est représentée par les syénites à fayalite contenant du plagioclase.

Ces deux évolutions peuvent s'expliquer par une répartition différente du calcium entre les phases. Si on écarte provisoirement l'amphibole, essentiellement deux phases contiennent le calcium dans les syénites à quartz : le plagioclase et le clinopyroxène.

Si le magma contient une quantité importante d'aluminium, le plagioclase va être favorisé par rapport au clinopyroxène. Dans ce cas, la cristallisation du clinopyroxène étant limitée, le fer et le magnésium vont s'exprimer sous forme d'orthopyroxène. Or pour des compositions très riches en fer comme dans le cas dans les syénites à quartz, l'orthopyroxène n'est pas stable et se décompose en fayalite et quartz (Wood et Strens, 1971). Le sodium est incorporé dans le plagioclase et n'entre donc pas dans le clinopyroxène. Nous obtenons donc une association à fayalite, plagioclase et clinopyroxène pauvre en acmite, comme c'est le cas dans les syénites à fayalite.

Si le magma présente un déficit en aluminium, le clinopyroxène va être favorisé par rapport au plagioclase. Dans ce cas, la fayalite ne va pas cristalliser puisque fer et magnésium vont être incorporés dans le pyroxène. Le sodium va s'exprimer dans la molécule acmite du clinopyroxène. L'association minéralogique sera donc sans plagioclase et avec un clinopyroxène acmitique, comme dans les syénites à riebeckite.

L'amphibole n'est ici pas prise en compte, mais comme nous le verrons aussi au chapitre IV, elle peut se décomposer en clinopyroxène, plagioclase et olivine :



On peut donc tenir le même raisonnement.

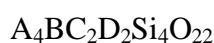
Les deux évolutions décrites dans les clinopyroxènes sont donc dues à des compositions initiales différentes des magmas, l'une moins riche en Al que l'autre. Pour enrichir en aluminium les magmas, on peut envisager de contaminer les magmas par le croute continentale. Les syénites à fayalite seraient donc plus contaminées que les syénites à riebeckite.

B – Problème de la variabilité chimique des sorosilicates accessoires

La variabilité des analyses obtenues sur les grains de type "chevkinite" décrits au paragraphe précédent nous ont conduit à nous intéresser à la cristallographie de ces minéraux pour tenter de comprendre la dispersion des compositions.

1 - Chimie et Cristallographie des chevkinites

La chevkinite a pour formule générale :



selon Haggerty et Mariano (1983). Elle possède le groupe d'espace $P2_1/a$. Un second minéral : la perrierite (Bonatti et Gottardi, 1950) possède la même formule et appartient au même système cristallin. Les relations entre ces deux minéraux ont été l'objet de nombreuses discussions : s'agit-il de deux membres d'une série ou de deux polymorphes ? Ito et Arem (1971) sur la base d'un grand nombre de synthèses ont conclu que les deux minéraux se distinguent par le rayon ionique moyen des ions occupant les sites A et B+C. Cependant, leurs données montrent que la principale différence porte sur le rayon moyen des ions en site B+C. Ce résultat est repris par MacDonald et Belkin (2002), ces auteurs suggèrent également que les chevkinites sont moins calciques que la perrierite.

Il est maintenant admis que ce sont des dimorphes extrêmement difficile à distinguer. Le critère le plus fiable d'identification est l'angle β , proche de 100.3° dans la chevkinite et de 113.3° dans la perrierite (Haggerty et Mariano, 1983).

Deux spectres de diffraction-X réalisés à l'Université de Pise sur les bordures transparentes de cristaux de l'échantillon 05-M-67b sont compatibles avec la structure de la chevkinite. Dans ce qui suit nous utiliserons le terme de chevkinite pour désigner collectivement ces minéraux.

Les affinements de structure (Calvo et Faggiani, 1974 ; Haggerty et Mariano, 1983 ; Sokolova et al., 2004) et les compositions disponibles (voir MacDonald et Belkin, 2002) montrent que :

- le site A est occupé par les terres rares, le calcium, le strontium et le thorium
- que le site B est occupé par un seul ion Fe (état d'oxydation non déterminé)
- que les deux sites D sont peuplés de Ti, et éventuellement Nb
- que comme dans les autres soro-silicates, seul Si occupe les sites tétraédriques ;
- que les sites C sont occupés par les ions Al^{3+} , Fe^{2+} , Mn, Mg, ...et éventuellement Ti ;
- que la chevkinite ne contient ni sodium, ni potassium ;
- et que les cations pentavalents (Nb et Ta) sont peu abondants.

En retenant ces informations comme des contraintes, il est possible de préciser l'étendue du domaine chimique des chevkinites en termes de charge des ions. Pour ce faire, nous considérons donc :

- que la chevkinite ne contient pas d'ion mono- ou penta-valents ;
- que les sites tétraédriques sont uniquement occupés par Si ;
- que le site D est occupé par 2 Ti ;
- que les terres rares (+Y) et Ca (ou Sr) se substituent en A. Nous négligeons Th qui est généralement très peu abondant. Ces ions seront provisoirement appelés ions A ;
- et que la stœchiométrie est parfaitement respectée.

L'hypothèse sur les ions penta-valents n'est pas toujours vérifiée, mais dans un premier temps nous la retiendrons, puis nous examinerons les conséquences de son abandon.

Dans ces conditions, la somme des charges des ions B et C doit être comprise entre 8 et 12 en fonction des ions présents en A. Si il est totalement occupé par des Terres Rares : 8 charges, si il est uniquement calcique : 12 charges.

Si x, y et z sont respectivement le nombre de cations di- (R^2), tri- (R^3) et tétra- (R^4)valents alors :

$$x+y+z = 3$$

et

$$8 \leq 2x + 3y + 4z \leq 12$$

A l'aide ces relations, on construit le domaine de variation des chevkinites dans un diagramme trivalent - divalents en choisissant l'occupation du site A (Fig. 122).

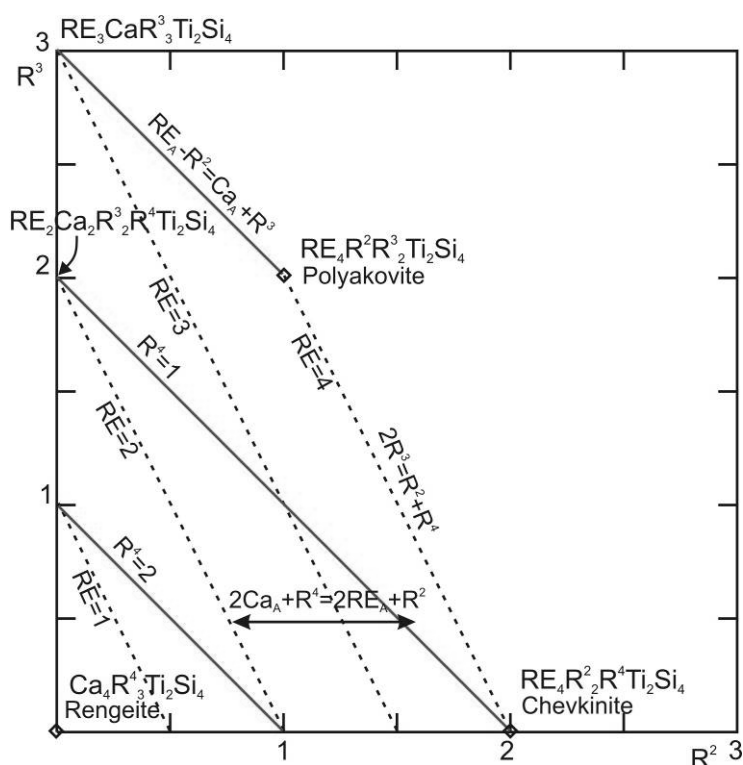


Fig. 122 : Domaine des compositions possibles des chevkinites. Les compositions sont dans le domaine Rengeite-chevkinite-polyakovite- $RE_3CaR^3Ti_2Si_4$. Les traits en tiretés correspondent à des substitutions à terres rares constantes, en traits pleins des substitutions à tétravalents constants.

Les mêmes relations s'appliquent à la perrierite.

Ce diagramme montre que deux types de substitution sont totalement indépendantes et devraient être utilisées pour décrire les variations de composition chimique de ces minéraux :

$$2\text{REE}-2\text{Ca}+\text{R}^2-\text{R}^4 = 0 \text{ et } -\text{R}^2+2\text{R}^3-\text{R}^4 = 0$$

Ce point est particulièrement important car les auteurs (Parodi et al, 1994 ; MacDonald et Al, 2002 ; MacDonald et Belkin, 2002) discutent les substitutions possibles au sein des chevkinite ou perrierite, sans qu'il y ait consensus. Comme dans notre cas, ils se heurtent aux difficultés analytiques, et parfois à l'état plus ou moins métamictite des minéraux. Par ailleurs, ils utilisent des représentations qui aboutissent obligatoirement à des relations linéaires. Ainsi, en corrélant deux combinaisons des cations occupant A et C : $\text{REE}_A+\text{R}^2_C+\text{R}^3_C$ et $\text{Ca}_A+\text{Sr}_A+\text{Ti}_C$, MacDonald et Belkin (2002) obtiennent une relation linéaire telle que $\text{REE}_A+\text{R}^2_C+\text{R}^3_C = 6 - \text{Ca}_A+\text{Sr}_A+\text{Ti}_C$. Cette relation est contrainte par la stœchiométrie. Seuls écarts à cette relation doivent être interprétés sur la base de la qualité des analyses qui demeurent un point sensible pour ces minéraux.

Ce diagramme montre également l'importance de connaître les proportions de fer ferreux et ferrique. L'état d'oxydation du fer est extrêmement difficile à estimer compte tenu des difficultés analytiques rencontrées.

Cette représentation illustre les relations entre les différents minéraux de la famille de la chevkinite reconnus à ce jour : polyakovite (Popov et al, 2001), rengerite (Miyajima et al, 2001) et matsubaraite (Miyajima et al, 2002). Rengerite ($\text{Sr}_4\text{ZrTi}_4\text{Si}_4\text{O}_{22}$) et matsubaraite ($\text{SrTi}_5\text{Si}_4\text{O}_{22}$) occupent la même position sur le diagramme.

Ce diagramme permet de construire le domaine de variation des chevkinite en terme des terres rares et de Ti total. On s'affranchit du problème du fer ferrique (Fig. 123).

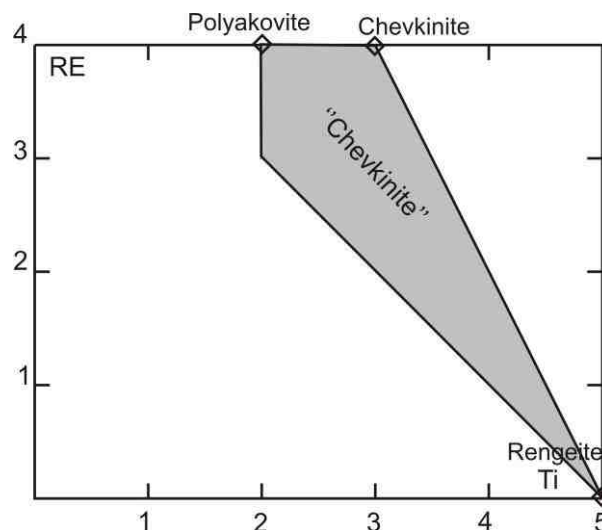


Fig. 123 : *Domaine de composition Terres Rares (RE) en fonction de Ti ou cations tétravalents comme dans la matsubaraite.*

Nous pouvons maintenant relâcher l'hypothèse sur l'absence de cations pentavalents. Leur introduction en B ou C va favoriser l'incorporation de cations à faible charge (divalent) au détriment des ions à forte charge. Mais les possibilités sont réduites. Sans lacune, l'incorporation d'un ion pentavalent, conduit aux relations :

$$x+y+z = 2 \text{ et } 3 \leq x+y+z \leq 7$$

On voit immédiatement que pour quatre terres rares en A, aucune solution n'existe. Pour un minéral totalement calcique, z ne peut être supérieur à 1.5. Il faut donc s'attendre à une augmentation du nombre d'ions peu chargés lors d'une augmentation des ions pentavalents, essentiellement Nb. Avec deux cations pentavalents, alors seul un cation R² divalent peut être inséré. Il est évidemment possible d'envisager la création de sites vacants qui offre une plus grande variabilité au remplissage des sites.

En se plaçant sur les axes R² et R³ (Fig. 122), on note que la substitution de Ti par Nb en site D, comme suggéré par les affinements de structure, conduit à une stabilisation de Ca en site A en remplacement des terres rares pour les points indiqués (polyakivote, rengoite, chevkinite, ..) ou une augmentation des ions des ions R² et R³ au détriment des ions R⁴. L'introduction d'ions monovalents comme Na ou K peuvent bien sûr être considérés, même si les analyses disponibles suggèrent qu'ils sont peu abondants. Compte tenu de leur taille, ils ne peuvent occuper que le site A.

Nous avons ainsi une description simplifiée des variations possibles des minéraux du groupe de la chevkinite ou perrierite.

2 - Composition obtenues sur les grains de type chevkinite

Les grains observés montrent parfois des zones "opaques" entourant d'une partie biréfringente jaune orangé à brune (voir Fig. 119 au paragraphe précédent). En électrons rétrodiffusés, les cristaux révèlent souvent une zonation en secteurs très développée se superposant à une zonation de croissance pouvant être très marquée (voir Fig. 120 au paragraphe précédent). La zone opaque est très brillante et a des contacts très complexes avec la zone biréfringente. Les cristaux complexes observés montrent des compositions très variables.

Les analyses de cœur "opaques" semblent avoir un total analytique proche de 100%, les périphéries présentent des totaux faibles parfois inférieur à 90% suggérant la présence d'eau qui a été confirmée par l'acquisition d'un spectre Raman sur lame mince. La fragilité des cristaux sous le faisceau électronique est également un argument en faveur d'une forte hydratation de la zone transparente. Ces périphéries semblent très différentes des cœurs.

Nous n'avons trouvé que deux descriptions de tels objets dans la littérature. Vlach et Gualda (2007) dans des syénites à quartz peralcalines du Brésil et Jiang (2006) dans des granites de Chine décrivent des objets comparables contenant en leur centre de la chevkinite. Ils ont montré que la périphérie correspond à de l'allanite. Ce n'est pas le cas ici, l'identification formelle de la périphérie n'a pu être réalisée, mais des propositions étayées peuvent être avancées.

Des essais de diffraction X réalisés à l'Université de Pisa (Italie) par Elena Bonnacorsi montrent que les structures de la zone translucide pour les échantillons 05-M-67b et 05-M-90a sont proches ou compatibles avec celle de la chevkinite. Ces informations nous ont conduits à considérer que la périphérie pouvait être un sorosilicate. Dans les divers groupes des sorosilicates : épidotes, cuspidine, chevkinite, labuntsovite, les tétraèdres sont systématiquement occupés par Si. Nous avons donc calculé les formules structurales sur 4 Si, afin d'introduire le minimum de contraintes.

Les résultats sont présentés graphiquement.

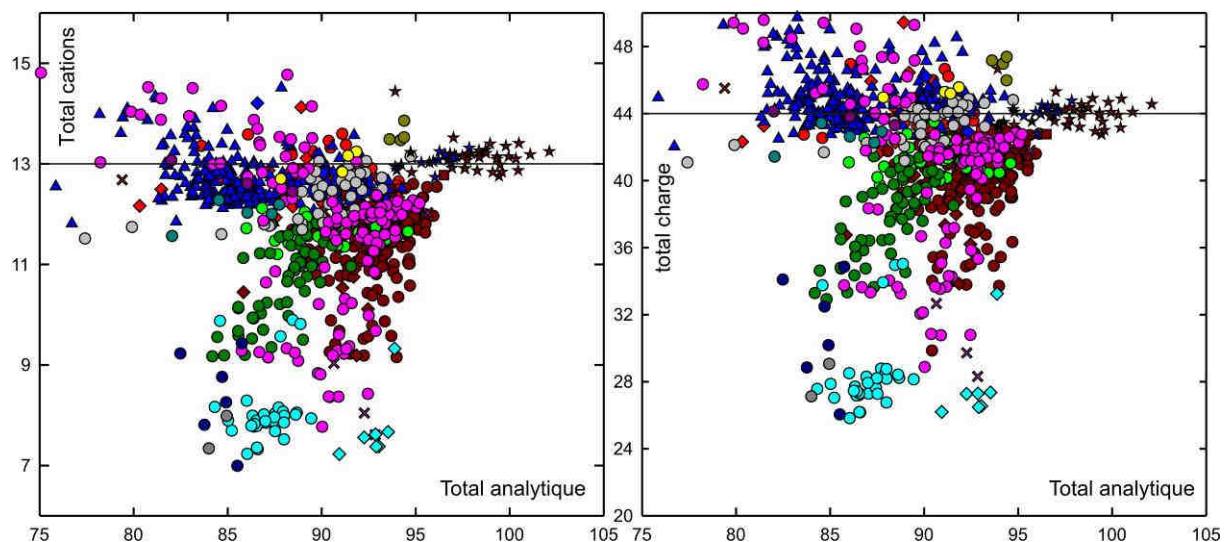


Fig. 124 : Total du nombre de cations et du nombre de charge pour 4 Si en fonction du total analytique. Les étoiles correspondent aux cœurs opaques qui se révèlent être de la chevkinite, les autres symboles correspondent aux périphéries. Chaque couleur correspond à un échantillon. Les traits indiquent les valeurs formelles pour une chevkinite idéale.

Deux tendances se dessinent, l'une correspondant à une décroissance du nombre de cations et de charges avec le total analytique, l'autre montrant une conservation de ces grandeurs près de leur valeur formelle : 13 et 44 (Fig. 124). La première sera désignée comme l'évolution à cations non constants, la seconde : variation à cations constants.

Le nombre de cations A est sensible au total analytique, il décroît avec lui également selon deux tendances (Fig. 125a). Ces deux tendances sont confondues avec celles notées précédemment (Fig. 125b). Elles convergent vers un groupe d'analyses dont le total analytique est très proche de 100 et correspond à 13 cations ou 44 charges par formule structurale. Ces analyses correspondent aux cœurs "opaques". La distribution des cations selon MacDonald et Belkin (2002) ou Parodi et al. (1994) montrent qu'elles ont une stoechiométrie de chevkinite. En l'absence de données cristallographiques, nous les appellerons chevkinite, bien qu'il puisse s'agir de perrierite.

Les deux évolutions à partir des compositions de chevkinite se distinguent également très bien sur le diagramme REE+Y+Th en fonction de Ca+Sr (Fig. 126). Selon MacDonald et Belkin (2002), Haggerty et Mariano (1983), Parodi et al (1994) ces ions occupent le site A. La variation du calcium est beaucoup plus faible que celle des terres rares quelle que soit la

tendance suivie. Il y a donc une diminution significative des terres rares dans la périphérie des grains.

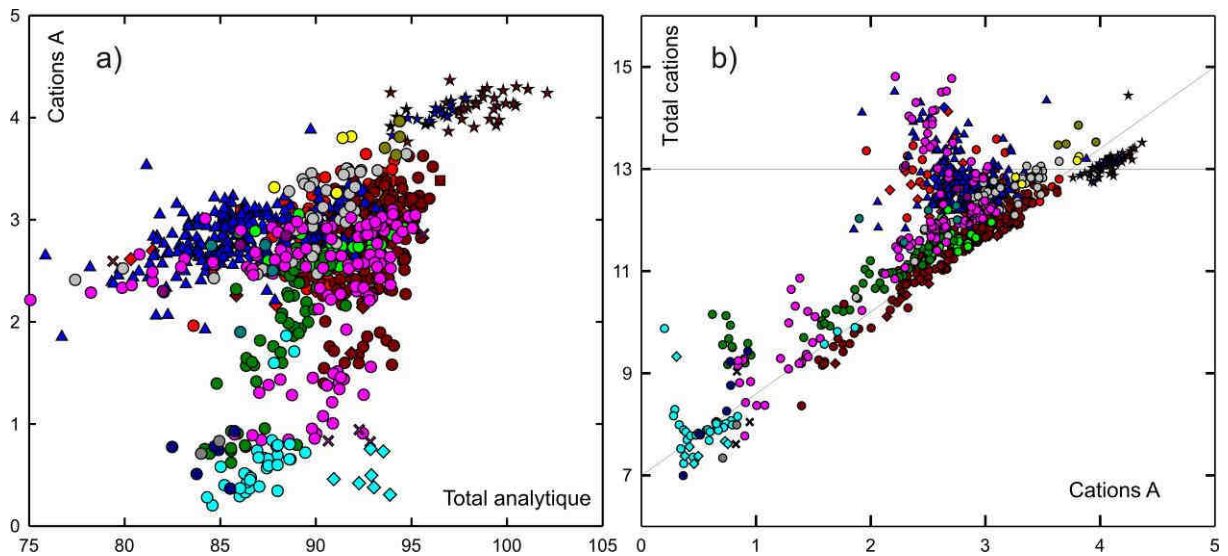


Fig. 125 : Relation entre a) les cations du site A et le total analytique, b) les cations A et le nombre de cations. Symboles identiques à la Fig. 124

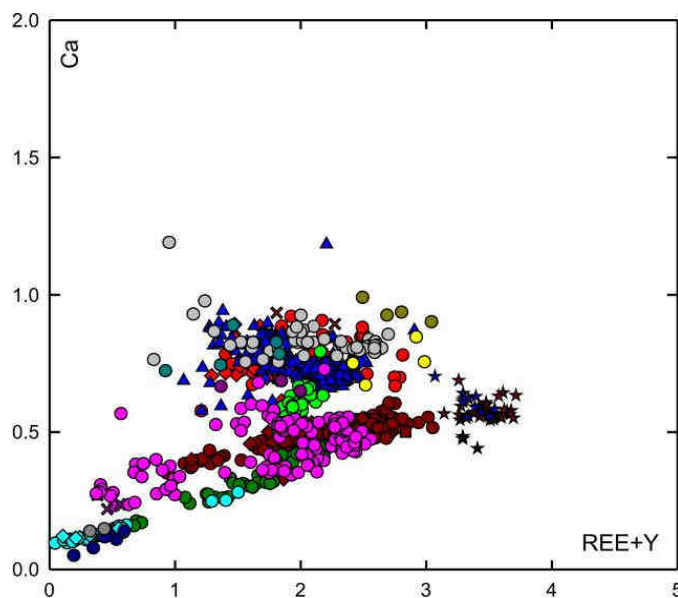


Fig. 126 : Relation entre Ca et REE+Y. Pour symboles voir Fig. 124.

Mais ces deux évolutions ne se raccordent pas aux chevkinites, suggérant un domaine d'immiscibilité ou un changement de structure.

Une roche donnée peut se trouver entre deux tendances évolutives. Mais, généralement, les données restent grouper. Seul l'échantillon 05-M-67b (cercle rose) présente une forte dispersion.

Il est extrêmement difficile de préciser la nature des changements se produisant à la périphérie des grains.

L'évolution à cations constants suggère que, pour les périphéries correspondantes, la stoechiométrie de la chevkinite est conservée. La baisse du total analytique soulignerait l'hydratation déduite du spectre Raman et de la fragilité des minéraux sous le faisceau électronique. Nous sommes donc amenés à considérer qu'il s'agit de chevkinite, sans doute métamicté. Cette hypothèse est testée à l'aide du diagramme RE en fonction de Ti (Fig. 127).

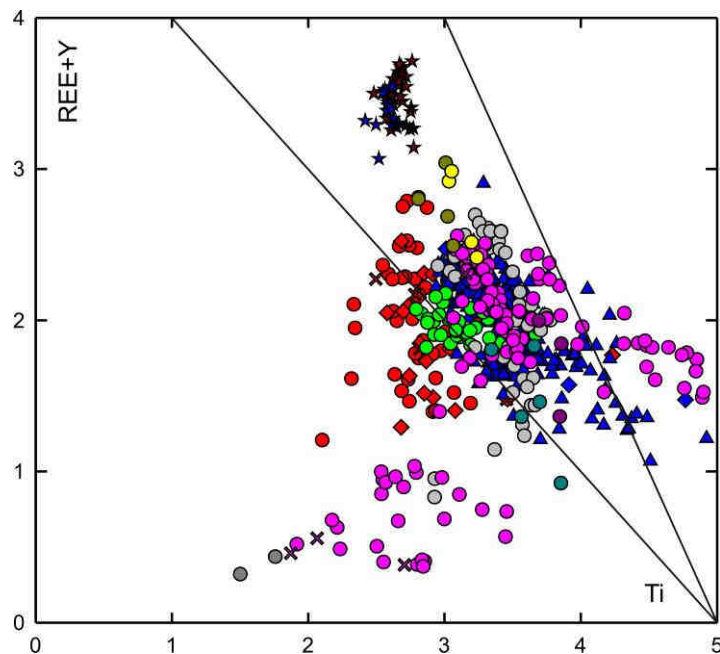


Fig. 127 : Total des cations trivalents en site A en fonction de Ti. Pour symboles voir Fig. 124.

Les analyses définissant l'évolution à cations constants se placent parfaitement dans la zone de composition des chevkinites, mais vers un pôle riche en titane, le nombre de terres rares est inférieur à trois.

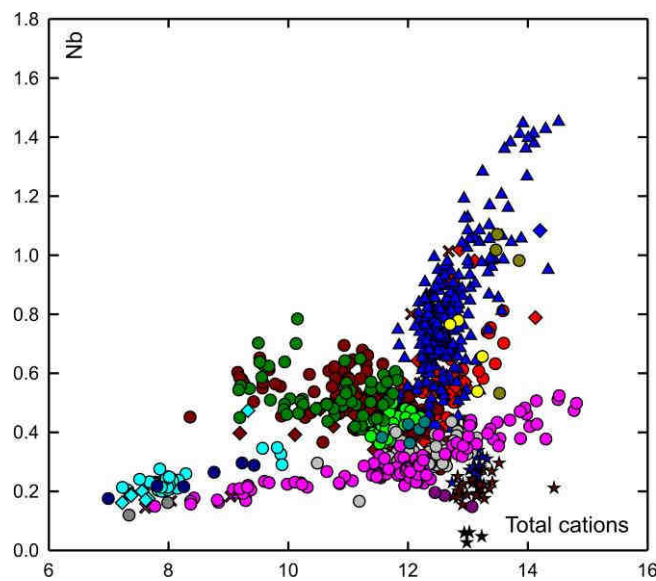


Fig. 128 : Nb en fonction du total des cations par formule structurale. Pour symboles voir Fig. 124.

Les analyses définissant l'évolution à composition constante sont aussi les plus riches en niobium et contiennent jusqu'à 1.2 Nb par formule structurale (ech. 05-M-90b – cercle bleu)(Fig. 128). Aucune analyse connue de chevkinite n'est aussi riche en niobium. Les profils de composition (Fig. 129) montrent que la diminution des terres rares sur la périphérie correspond à une augmentation de Nb, mais également de Na et K. Ceci est en accord avec l'effet prévu de l'incorporation d'un ion pentavalent dans la structure. La somme des cations REE+Y+Th+Ca+Sr (considéré jusqu'à maintenant comme les seuls cations en A) +Na+K est constante et voisine de 3. Il semble également qu'il faille considérer que Nb soit capable d'occuper le site A.

Au cours du calcul de la formule structurale nous n'avons introduit que très peu de contraintes. Les contraintes sur le nombre de cations, sur la somme des charges des cations, sur les proportions entre cations n'ont pas été imposées. La bonne approximation du nombre total de cations, de la charge totale et le respect des contraintes de la stœchiométrie pour les terres rares et le titane, et les résultats obtenus par diffraction des rayons X sur l'échantillon 05-M-67b suggèrent que les parties transparentes des grains pour lesquelles le nombre de cations par formule structurale reste proche de 13 peuvent être considérées comme de la chevkinite. La mauvaise qualité des analyses due à la présence d'eau peut trouver son origine dans la métamictisation partielle de ces parties enrichies en Th. La richesse en Nb et Th est à mettre en parallèle avec la présence de pyrochlore dans ces roches. Le développement des périphéries enrichies en Nb et Th et des pyrochlores pourrait être simultané comme le suggère la corrélation entre Nb et Th (Fig. 129d, e et f)

Les analyses définissant l'évolution à cations non constants sont plus difficiles à interpréter car on note de grandes différences d'un échantillon à l'autre suivant cette évolution. Cependant, l'échantillon 05-M-93b correspondant à l'extrémité de cette évolution a une stœchiométrie intéressante avec un total constant de 8 cations pour 4 Si et environ 10% d'eau estimés à partir du total analytique. Une telle composition est compatible avec celle des minéraux du groupe de la labuntsovite (Chukanov et al, 2002) et dont la nenadkevichite est probablement le membre le plus connu ($\text{Na}_{4-x}\text{Nb}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{O},\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ avec x variant de 2 à 4). Ces minéraux sont des sorosilicates fortement hydratés riche en fer, titane ou niobium. Ces minéraux présentent une extrême variabilité chimique, mais aucune espèce du groupe de correspondent à la chimie décrite ici.

Nous n'avons pas d'explication a proposé sur le passage apparemment progressif entre ces compositions proches de celle de la chevkinite à celles obtenues sur l'échantillon 05-M-93b dont la stœchiométrie est du type labuntsovite.

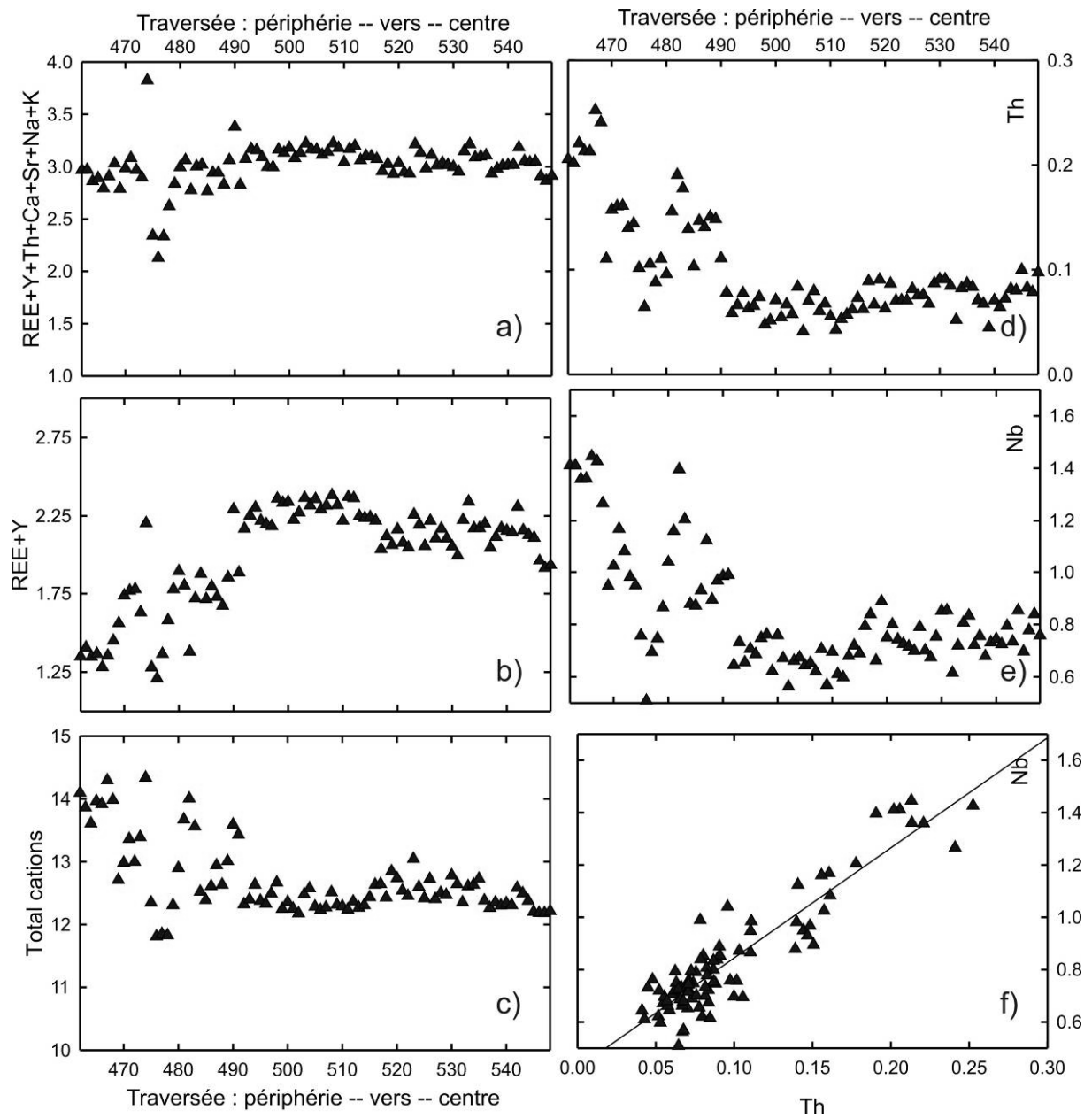


Fig. 129 : Traversée dans une “chevkinite” (05-M-90a). a : somme des cations à fort rayon ionique, b : REE + Y, c : Total des cations, d : Th, e : Nb, f : corrélation Nb-Th. Formule structurale calculée sur 4 Si.

Chapitre IV – Relations entre les différentes roches

Sur la base des descriptions détaillées faites sur les roches à néphéline et les syénites sursaturées en silice, nous allons aborder les relations pouvant exister à l'intérieur des deux ensembles de roches et éventuellement entre eux. Nous écarterons les gabbros tholéitiques dont l'échantillonnage et le temps n'ont pas été suffisant pour une étude pétrologique approfondie.

A - Relations entre les roches à néphéline

Les roches à néphéline forment un ensemble relativement varié tant du point de vue minéralogique que textural. Se posent naturellement la question des liens pouvant exister entre elles et celle des mécanismes menant à leur diversité.

Les observations faites suggèrent une différenciation continue au sein des syénites, mais deux questions importantes se présentent : quelles sont les roches basiques à leur origine, s'agit-il des théralites, et quels processus minéralogiques régissent leur évolution ?

1- Les roches basiques à l'origine des roches à néphéline

Les roches basiques pouvant être à l'origine des syénites doivent présenter une minéralogie et des relations entre les phases comparables celles observées dans les syénites les moins différenciées ou les essexites. Dans le massif, les théralites et les basanites sont les seules roches basiques pouvant soit donner des indications sur, soit représenter les liquides à l'origine des syénites à néphéline. Rappelons par ailleurs que nous avons indiqué que les basanites pouvaient être considérées comme de bons équivalents des liquides donnant les théralites. Les néphélinites à olivine semblent devoir être écartées.

1-a : Les théralites

Harris et al. (1999) considèrent les théralites comme les magmas parents les plus probables des roches à néphéline. Cependant, comme indiqué précédemment, elles ont un fort caractère cumulatif. En faveur de l'interprétation des théralites en tant que cumulat, outre leur texture, rappelons que les olivines couvrent un très large domaine de composition Fo88-Fo55 sans qu'il soit possible de corréliser leur composition avec celle des pyroxènes suggérant une coexistence accidentelle. Dans une même roche peuvent coexister des olivines de compositions très contrastées comme montré dans la description pétrologique des théralites. Deux olivines de composition très différente sont incluses dans la même zone de croissance d'un pyroxène (Fig. 13). Cette coexistence est un écart significatif à un schéma de

crystallisation fractionnée. Ces différentes olivines peuvent être co-magmatiques ou non. En faveur de la première hypothèse est la présence des spinelles chromifères dans les olivines quelle que soit leur composition et l'évolution de la composition des spinelles en fonction de celles des olivines hôtes. En faveur d'une origine co-magmatiques des olivines et des pyroxènes sont l'inclusion de l'olivine dans les pyroxènes et le piégeage de spinelles chromifères identiques dans les deux silicates. La présence de théralites en enclaves dans les syénites plaide partiellement en faveur d'une remobilisation de celles-ci par les syénites et donc de leur caractère cumulatif. Mais les relations de terrain sont ambiguës car localement les théralites pourraient être injectées dans les syénites.

Dans de telles conditions, il est difficile de tester l'équilibre entre les silicates. Comme vu précédemment les spinelles sont en équilibre avec les silicates qui les transportent, mais l'équilibre correspond à un état de basse température. Il est souvent admis que pyroxène et olivine en équilibre ont des Mg# comparables. Cependant, le large domaine de composition couvert par les olivines par rapport à celui des pyroxènes peut suggérer un déséquilibre. Il est donc nécessaire d'interpréter les résultats avec prudence.

Duke (1976) a étudié expérimentalement le partage Fe/Mg entre clinopyroxène calcique et olivine dans le système $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-FeO-CaO}$ et Na_2O à température élevée (1250°C) pour des compositions pouvant être très magnésiennes. Les résultats sont reportés sur le diagramme $\text{Mg}\#_{\text{olivine}}$ versus $\text{Mg}\#_{\text{clinopyroxène}}$ (Fig. 130). A très haute température, ses résultats suggèrent que le Kd est proche de 1, on note que l'olivine tend cependant à être plus ferreuse que le pyroxène et ce d'autant plus que le Mg# du pyroxène décroît. Obata et al. (1974) en étudiant des roches naturelles arrivent à un résultat similaire, mais à basse température l'écart entre olivine et clinopyroxène s'est accentué. Plus récemment, Perkins et Vielzeuf (1992) ont réalisés une série d'expérience encadrées à 1000°C . Leurs données confirment le caractère plus ferreux de l'olivine (Fig. 130). L'écart est maximum pour les compositions intermédiaires des olivines. On notera la forte variation du coefficient de partage entre 1000 et 1250°C .

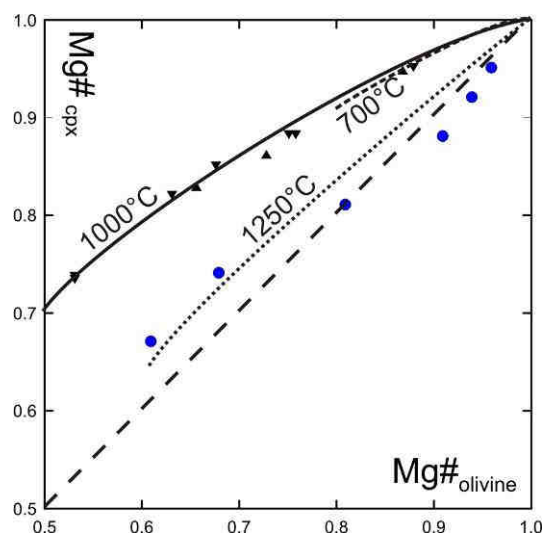


Fig. 130 : Distribution Mg/Fe entre olivine et clinopyroxène. Données expérimentales : triangles : Perkins et Vielzeuf (1992), cercles : Duke (1976). Roches naturelles : ligne en tirets serrés : Obata et al. (1974).

Dans le cas d'un cumulat, le domaine de compositions de l'olivine est plus étendu que celui du clinopyroxène. L'étalement des compositions est observé dès que la séparation cristaux-liquide n'est pas parfaite.

Les compositions d'olivines et de clinopyroxènes sont représentées roche par roche (Fig. 131). La comparaison analyses/données expérimentales (Fig. 131, Fig. 132) suggère qu'olivines et pyroxènes sont en équilibre. En effet les analyses des olivines et des clinopyroxènes d'une même roche suivent bien les tie-lines tirées de Perkins et Vielzeuf (1992). Les olivines Fo>75 pourraient être considérées comme ayant cristallisé avant le clinopyroxène.

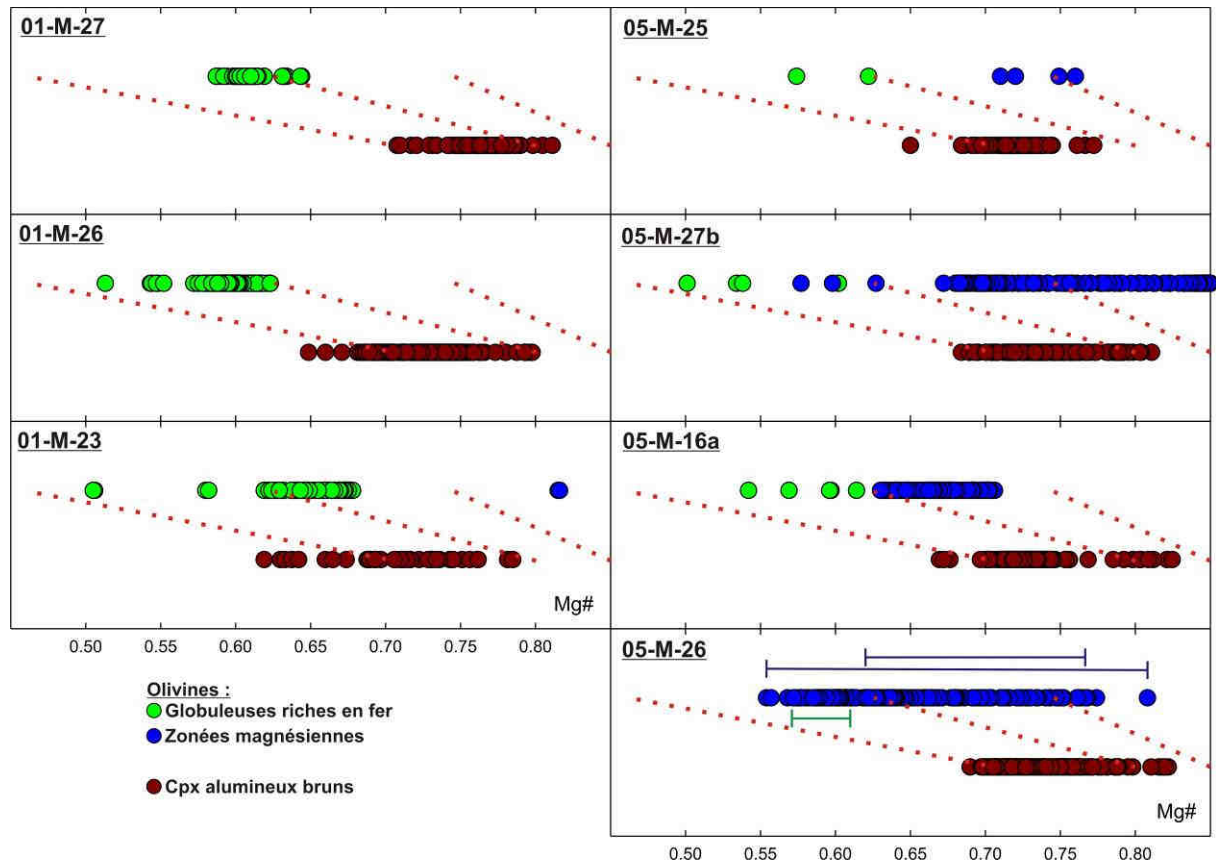


Fig. 131 : Mg# de clinopyroxènes et olivines des théralites, roche par roche. Les tie-lines sont tirées de Perkins et Vielzeuf (1992). Pour la théralite 05-M-26, les trois intervalles représentés correspondent aux domaines de variation des compositions sur trois profils à la microsonde.

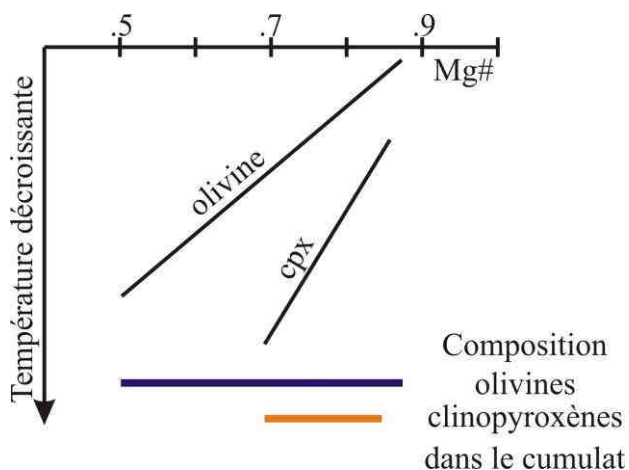


Fig. 132 : Evolution schématique de la composition des olivines et clinopyroxènes à température décroissante. Les Mg# relatifs de l'olivine et du clinopyroxène respectent les données expérimentales de Perkins et Vielzeuf (1992). Le spectre de composition des deux minéraux dans un cumulat est représenté par les barres bleue et orange.

Il est donc difficile d'assimiler les théralites à des liquides. Nous verrons plus loin que leur composition chimique est également interprétable sur la base d'un processus de cumulation. Il est néanmoins possible de reconnaître quelques caractères des liquides ayant pu produire les phases cumulatives spinelle, olivine, clinopyroxène et plagioclase au moins pour partie. Cette minéralogie est celle obtenue par cristallisation d'un liquide basaltique. L'intervalle de composition de l'olivine et la richesse en diverses molécules de type Tschermak des clinopyroxènes indiquent que les liquides à partir desquels ils se sont formés étaient fortement alcalins ou déficitaires en silice (Le bas, 1961 ; Kuno, 1960).

1-b : Les basanites

Les basanites apparaissant en filons recoupant les syénites à quartz ou à néphéline présentent une minéralogie comparable à la partie précoce et cumulative des théralites : spinelle, olivine et clinopyroxène alumineux en phénocristaux. Dans la mésostase, le plagioclase est bien exprimé, ainsi que la néphéline associée à la pargasite et la biotite. L'ordre de cristallisation est compatible avec celui des théralites. Hors leur texture, la principale différence entre les théralites et les basanites portent sur le rapport Al^{IV}/Al^{VI} des clinopyroxènes (Fig. 133) qui est plus bas dans les basanites que les théralites, suggérant une évolution à plus haute pression des premières. Leur caractère microlitique nous conduit à les préférer aux théralites comme meilleur représentant du liquide ayant pu cristalliser la paragenèse précoce.

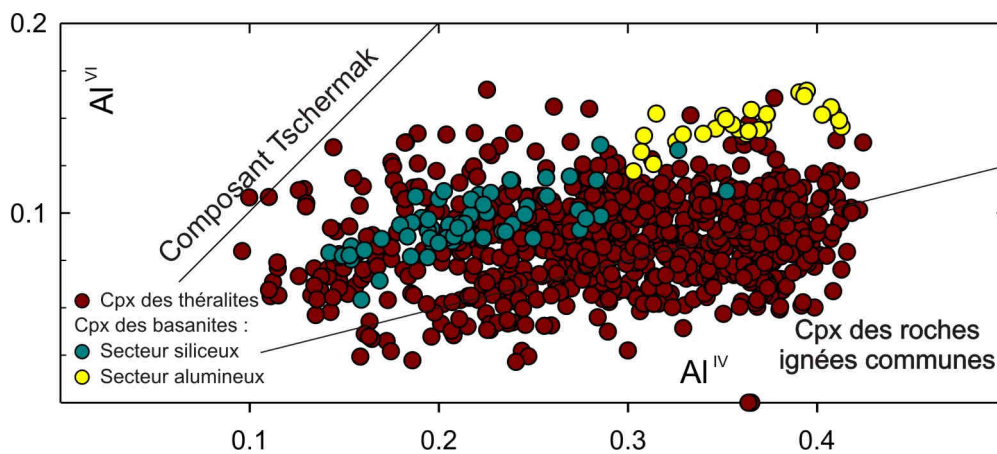


Fig. 133 : *Al octaédrique (Al^{VI}) versus Al tétraédrique (Al^{IV}) des clinopyroxènes des théralites (en brun) et d'un cristal de clinopyroxène de basanite comportant un secteur siliceux (en bleu) et un secteur alumineux (en jaune).*

1-c : La néphéline à olivine

Les néphélines à olivine sont parfois considérées comme des équivalents des ijolites bien qu'elles soient chimiquement assez différentes. Il s'agit de roches plus basiques. Elles ne sont pas considérées comme des candidats possibles car elles cristallisent de la néphéline accompagnée de clinopyroxène et olivine, sans plagioclase. Cette paragenèse n'est pas compatible avec la paragenèse précoce et cumulative des théralites qui montre que le plagioclase précède largement la néphéline.

2 - Variations chimiques des roches à néphéline

Comme indiqué dans l'introduction, nous n'avons pas réalisé de nouvelles analyses chimiques sur roches totales à cause de difficultés pratiques : dimensions des échantillons nécessaires, et le cout de transport qui en découlerait. Cependant, Chris Harris nous a communiqué l'ensemble des analyses disponibles et partiellement publiées (Harris, 1995 ; Harris et al., 1999). La variabilité des roches sur le terrain rend leur utilisation difficile car il est délicat de les associer aux types de roches que nous avons définis. Cependant, la majorité d'entre elles a pu être associée à un de nos types en combinant la localisation des échantillons, le descriptif du type d'affleurement (filon ou non) et les informations minéralogiques transmises par Chris Harris. Par ailleurs, à partir de 8 échantillons fournis par C. Harris, nous avons testé nos choix. En annexe 3 les analyses sont reportées, lorsque nous avons échantillonné les mêmes roches, les deux numéros d'échantillon sont indiqués ainsi que le groupe pétrographique auquel nous avons rattaché la roche. La principale difficulté porte sur les essexites non retenues comme type pétrographique par C. Harris.

Les diagrammes de Harker : éléments majeurs ou trace en fonction de SiO_2 (Fig. 134 colonne de droite) montrent des variations non linéaires relativement bruitées. Dans le cas des éléments majeurs, notamment MgO ou Na_2O , ou FeO , les évolutions sont conformes à celles attendues dans le cas d'une différenciation par cristallisation fractionnée. Cependant, il n'est pas possible à l'aide ces diagrammes de caractériser correctement les minéraux responsables. Plusieurs raisons peuvent être invoquées :

- la composition des roches se place naturellement entre celles des minéraux constitutifs (Fig. 135) faisant qu'il existe toujours une combinaison permettant de rendre compte d'une différenciation ;
- en corollaire de la précédente remarque, il est difficile sur ces diagrammes de distinguer fractionnement et cumulation ;
- et la présence de l'amphibole qui possède une composition intermédiaire entre celles des autres minéraux et qui peut, seule, apparaître responsable de la différenciation (Fig. 135).

Mais, tous ces diagrammes montrent à des degrés variés une rupture entre les théralites, essexites et basanites, voire la néphéline d'une part et les différentes syénites, d'autre part. Dans le premier groupe, nous considérons que les théralites sont cumulatives.

Les cumulats peuvent être considérés comme des mélanges entre deux pôles : les phases cumulus, d'une part, et un liquide, d'autre part. Les phases cumulus caractéristiques semblent être l'olivine et le clinopyroxène brun. Pour tester ce point de vue, nous avons choisi K_2O comme index (de "différenciation") pour construire des diagrammes inter-éléments. En effet, si cette description est correcte, alors l'un des pôles : les phases cumulées, sera dépourvu de potassium. Pour K_2O nul, on doit retrouver la composition des phases ferromagnésiennes cumulées. Les variations des éléments majeurs et d'un certain nombre de traces sont représentées en fonction de SiO_2 et de K_2O (Fig. 134). On remarque que pour les basanites, théralites et essexites, les variations paraissent plus régulières en fonction de K_2O qu'en fonction de SiO_2 , notamment pour MgO , Na_2O , Al_2O_3 , Rb, Nb, Cr, V et Co.

Dans le cas des essexites, théralites et basanites, les variations de nombreux éléments : Rb, Nb, Cr, V, Co, Ni, ou oxydes : MgO , FeO , Al_2O_3 et Na_2O et CaO en fonction de K_2O (Fig. 134 colonne de gauche) sont compatibles avec des variations linéaires entre un pôle non potassique, ne contenant ni niobium, ni rubidium, pauvre en Na_2O (< 1%), riche en chrome ($\approx 700-800$), nickel (≈ 350 ppm), cobalt (≈ 80 ppm) et dont la composition en éléments majeurs est : $Al_2O_3 \approx 11\%$, $FeO \approx 15-19\%$, $TiO_2 \approx 2\%$, $MgO \approx 16\%$ et $CaO \approx 15-19\%$ (Fig. 134), et un pôle riche en alcalins et silice. Cette première composition est extrêmement proche de celle des clinopyroxènes bruns. Cependant, la présence d'olivine est nécessaire pour expliquer notamment la faible valeur en CaO . Il est difficile d'estimer la proportion d'olivine, sur la base de CaO elle est certainement inférieure à 30%. L'absence d'élément incompatible comme Nb, Rb confirme que cette composition est celle d'un assemblage à clinopyroxène et olivine. Les analyses de théralites se placent majoritairement du côté des phases cumulées, confortant le point de vue sur ces roches. Cependant les basanites possèdent également un caractère partiellement cumulatif puisqu'elles se situent le long de la tendance cumulative. Les roches les plus basiques sont bien des cumulats. Les théralites d'Otago (Nouvelle Zélande) sont interprétées de la même manière (Benson, 1942 ; Coombs et Wilkinson, 1969).

Il est difficile d'estimer la composition de l'autre pôle, sans doute le liquide, du mélange. Sur tous les diagrammes, on note un changement de comportement aux environs de 50% de SiO_2 et 3.5% K_2O . Il pourrait s'agir de la composition du liquide, mais aucune preuve formelle ne peut être fournie. L'origine de ce liquide ne peut être directement considérée, nous considérerons donc qu'il peut être le liquide résiduel vis-à-vis du liquide probablement de type basanite ayant cristallisé pyroxène alumineux et olivine.

Pour les différentes syénites, les deux représentations en fonction de SiO_2 et de K_2O , sont équivalentes (Fig. 134). On notera que la syénite peralcaline se distingue nettement des autres roches en particulier pour, Na_2O , TiO_2 , Rb, Nb et Zr. La néphéline se place à la limite entre les théralites-basanites et les syénites.

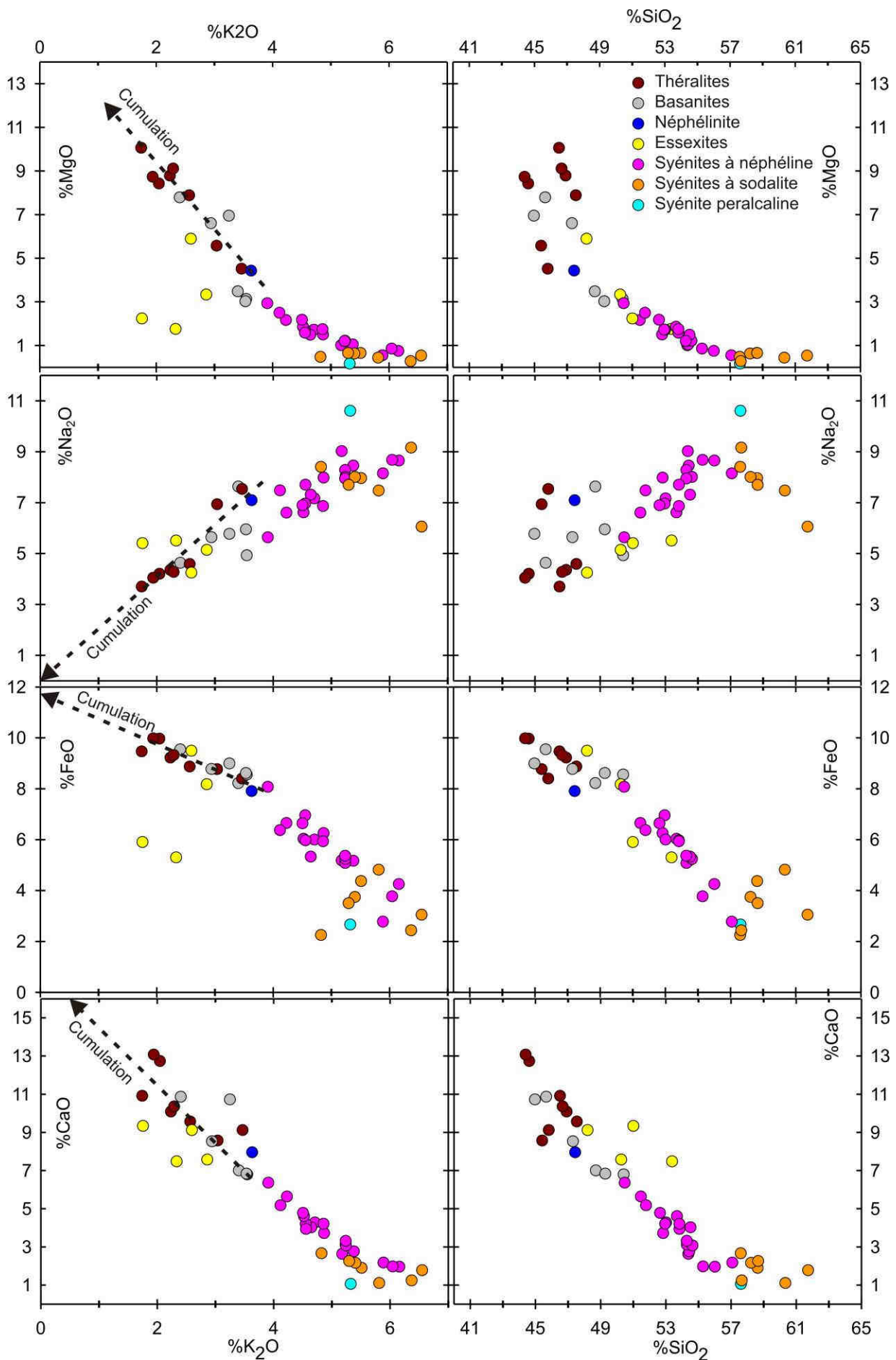


Fig. 134 : Diagrammes de Harker : roches à néphéline (Analyses Harris com. pers.). A gauche en fonction de $\%K_2O$, à droite en fonction de $\%SiO_2$. La flèche indique la tendance cumulative.

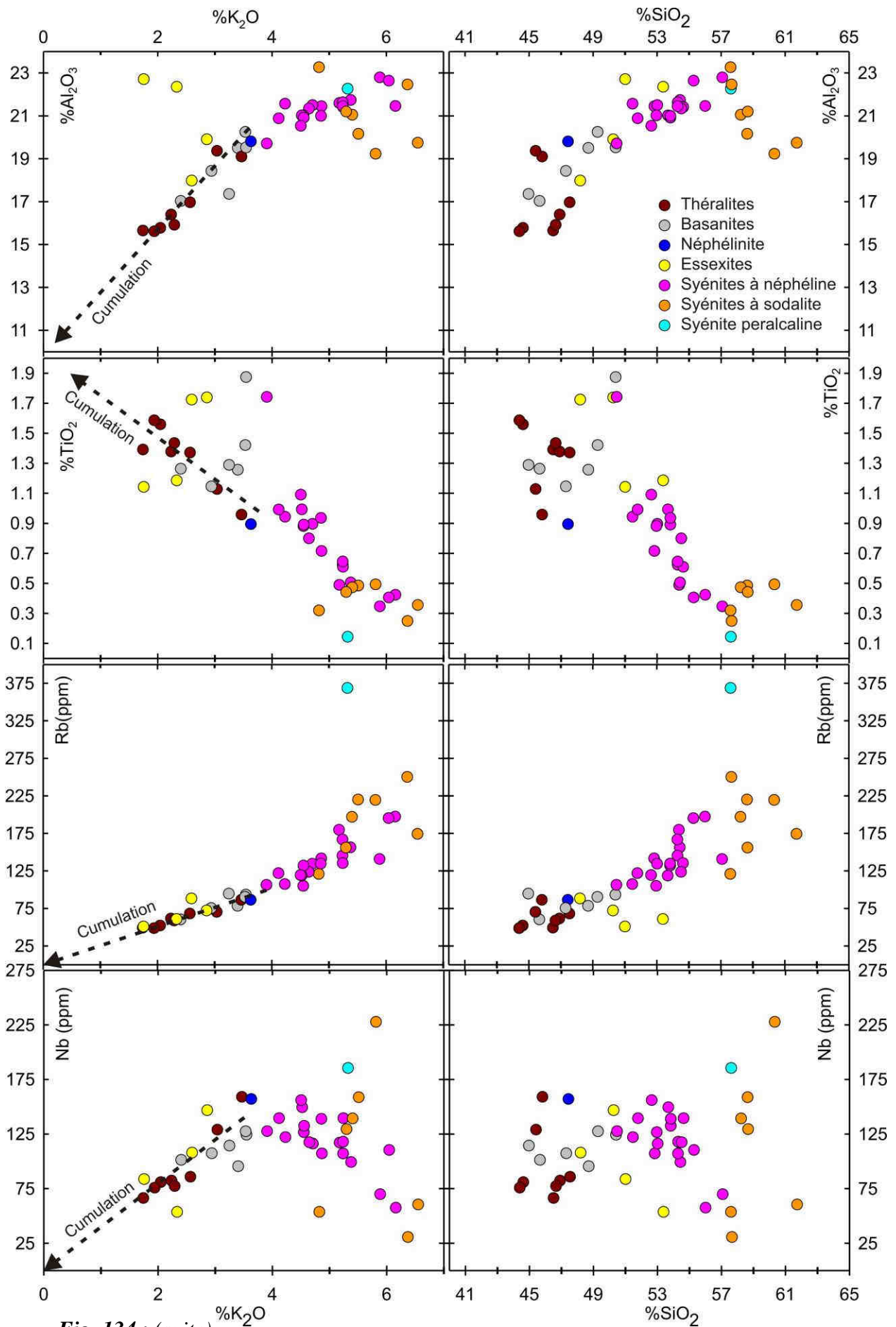


Fig. 134 : (suite)

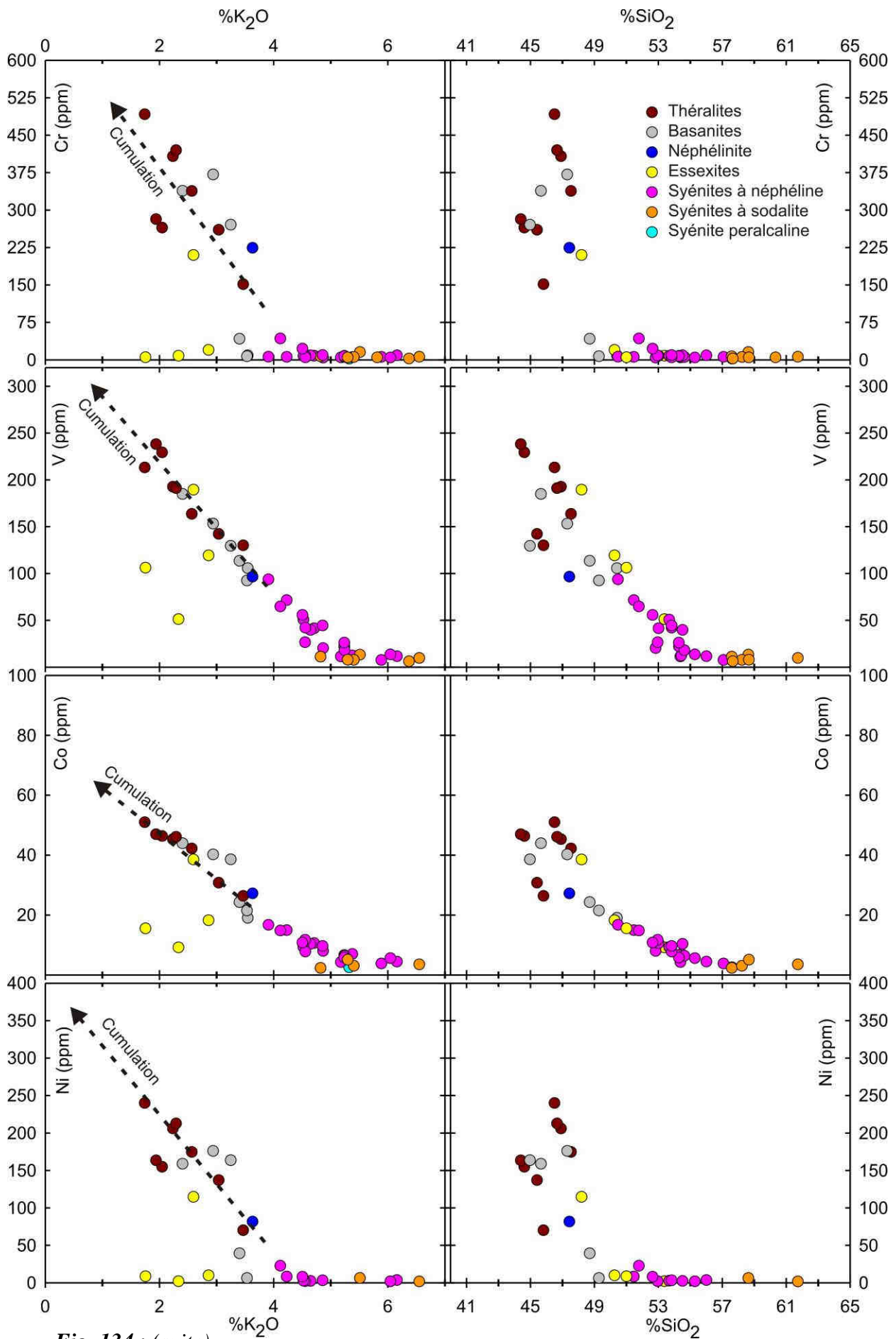


Fig. 134 : (suite)

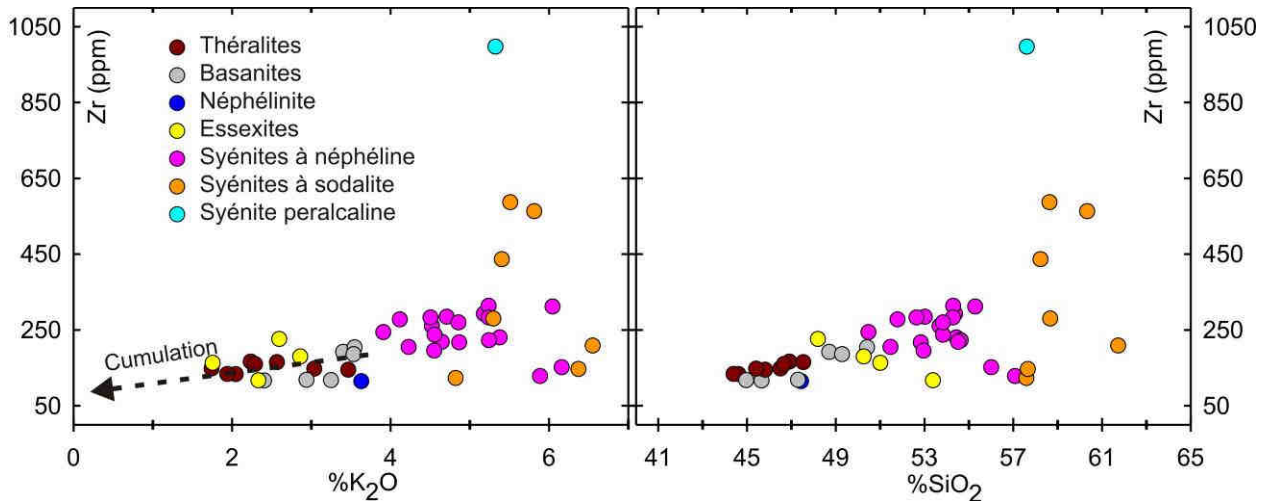


Fig. 134 : (suite)

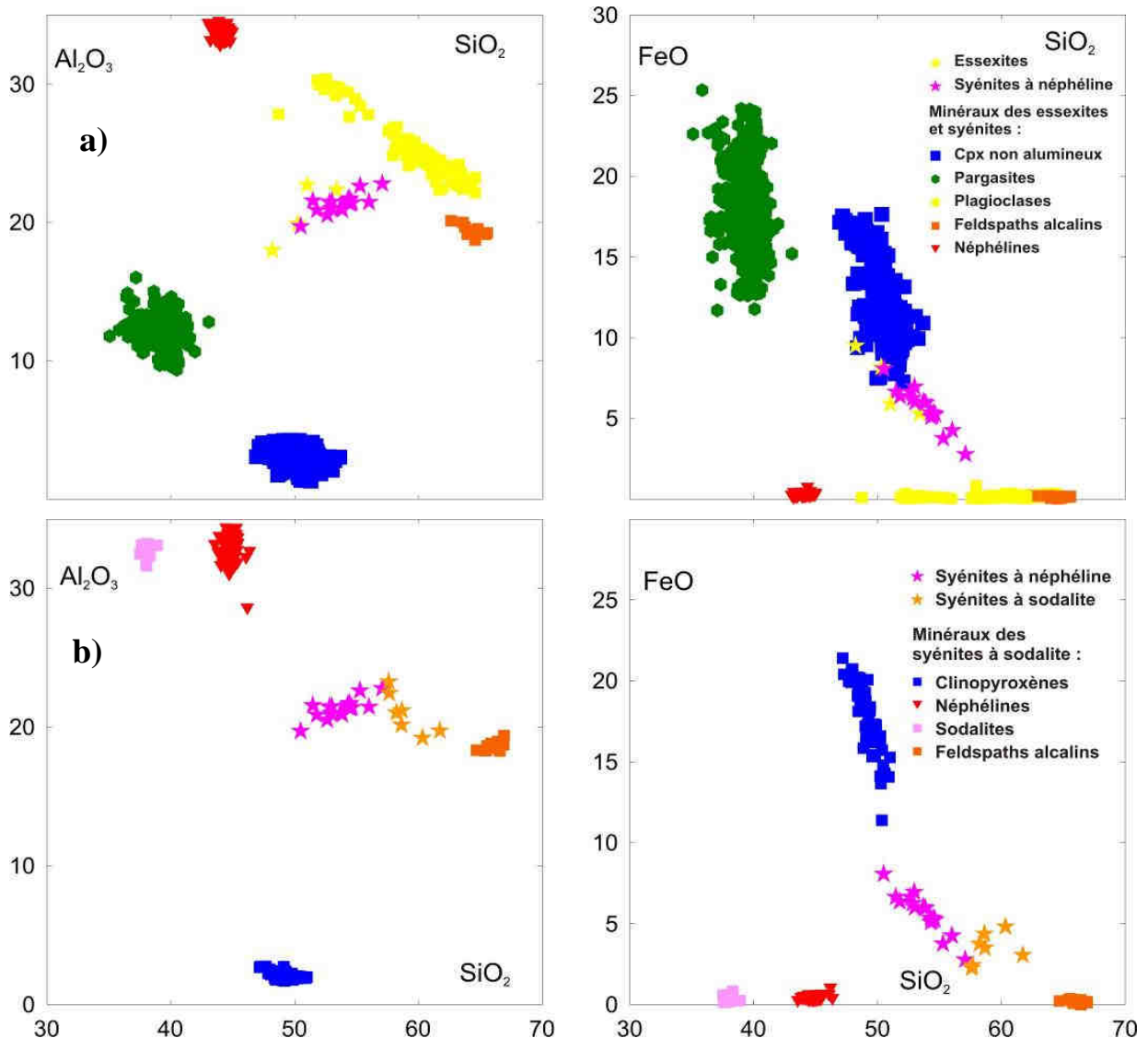


Fig. 135 : Diagrammes de Harker sur lesquels ont été reportés a) en haut : les essexites et syénites à néphéline, et les compositions de leurs minéraux, b) en bas : les syénites à sodalite et la composition de leurs minéraux. Les analyses roche totale sont celles de Harris (1995, Com. Pers.) et Harris et al. (1999).

3 - Evolution minéralogique

Compte tenu des difficultés liées à l'utilisation des compositions de roches totales, il est nécessaire de s'appuyer uniquement sur les relations entre les minéraux pour reconstituer l'évolution minéralogique. En considérant que les théralites et basanites sont les témoins les plus primitifs de l'évolution des roches à néphélines, hors néphéline à olivine, et que les basanites pourraient être les objets les plus proches du liquide dont dérivent les roches à syénites, il est important de noter que la minéralogie de l'ensemble évolue fortement depuis des stades non observés à peu de minéraux (spinelles et spinelle+olivine que l'on suppose à partir des observations) en passant par des stades à nombreuses phases : olivine + clinopyroxène + plagioclase + amphibole (+biotite) + néphéline + feldspath alcalin jusqu'à des stades à minéralogie plus réduite dans les syénites les plus leucocrates à néphéline + feldspath alcalin + clinopyroxène (+ sodalite) pour ne citer que les silicates les plus abondants. Le nombre de phases varie de manière non monotone au cours de l'évolution, il est donc nécessaire de considérer que l'évolution se fait en suivant des lignes ou surfaces de réaction le long desquelles apparaissent ou disparaissent des phases.

Les observations rapportées montrent clairement que :

- que l'olivine cesse d'être présente, ainsi que le pyroxène alumineux au profit de la pargasite ;
- que le pyroxène perd son caractère alumineux, mais qu'il ne semble pas y avoir continuité ;
- que la néphéline et un diopside non alumineux co-cristallisent en symplectites se développant aux dépens d'un ferro-magnésien : olivine ou plus souvent pargasite et un plagioclase intermédiaire ;
- que ces minéraux continuent à coexister en équilibre dans les roches sans olivine et sans pyroxène alumineux ;
- que le plagioclase disparaît avant l'amphibole et que le feldspath alcalin apparaît après la néphéline.

Cette synthèse semble pouvoir être tirée en grande partie des théralites dans lesquelles les différents silicates sont présents, à l'exception notable du feldspath alcalin qui y est clairement secondaire. Cette évolution apparaît principalement via les relations entre les phases cumulus (olivine, clinopyroxène et en partie plagioclase) d'une part, et les phases post-cumulus d'autre part, lesquelles peuvent être considérées dérivées du liquide interstitiel résiduel par rapport au liquide basaltique alcalin initial proche des basanites (Wager et al, 1960).

3-a : Les réactions minéralogiques sans le potassium

Pour comprendre cette évolution, il est souhaitable de s'appuyer sur des données expérimentales. En ne considérant pas la sodalite ou les minéraux rares du groupe de la cuspidine pour lesquels il est nécessaire de considérer Cl, Zr voire Nb, le nombre de constituants nécessaires pour rendre compte d'une telle évolution est très élevé : 7 (CaO, MgO, SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O et FeO) en négligeant TiO₂. La représentation de tels systèmes est extrêmement difficile. Les études sur roches totales ne sont pas suffisamment précises pour rendre compte des observations. Il est nécessaire de simplifier le système en ne considérant que CaO, MgO, SiO₂, Al₂O₃, Na₂O. Il s'agit d'un système à 5 constituants. Diverses études expérimentales ont abordé des parties de ce système (Schairer et Yoder, 1964, Pan et Longhi, 1990 ; Soulard et al., 1992 par exemple). Toutes montrent l'importance des lignes ou surfaces de réaction pour comprendre l'évolution des roches alcalines. Ce système est souvent appelé système basaltique étendu parce qu'il peut contenir des liquides sur- à fortement sous-saturés en silice. On supposera que le fer, le titane ne jouent aucun rôle et dans un premier temps négligerons le potassium. De la même manière nous n'introduirons que plus tard l'eau nécessaire à la formation de la pargasite. Aucune des informations disponibles ne traduit de forte variation de pression. Nous considérerons donc un système isobare du point de vue de la pression totale. Dans ce système simplifié, seuls le plagioclase et le clinopyroxène sont des solutions solides entre anorthite et albite d'une part, et diopside et molécule de Tschermak d'autre part.

Les associations de phase très précoces de l'évolution du liquide basaltique alcalin :

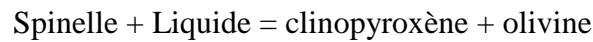
liquide + spinelle,
liquide + spinelle + olivine

ne sont pas strictement observées, mais apparaissent à travers les assemblages minéralogiques. Elles auraient une variance élevée : 4 et 3 (en conditions isobares) et pourraient correspondre à de nombreuses compositions du liquide. L'association

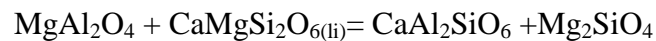
liquide + spinelle + olivine + clinopyroxène (alumineux)

possède une variance réduite égale à 2.

L'association liquide (Li) + spinelle (Sp) + olivine (Ol) + clinopyroxène (Cpx) + plagioclase (Pl) apparaît univariante. La composition des phases dépendrait donc uniquement de la température. Par la suite, nous désignerons les composés par des abréviations à deux lettres dont la première est capitale. Sans autre indication, le composé est considéré exprimé dans un minéral. La présence dans le liquide sera indiquée par l'indice li. Ainsi Ne désignera la néphéline (NaAlSiO₄) exprimé dans le minéral néphéline et Ne_(li) désignera le composé néphéline dans le liquide. Malheureusement dans le cas étudié, le spinelle est probablement isolé du plagioclase dans la mesure où on ne l'observe qu'en inclusions dans le pyroxène et l'olivine. Par ailleurs, à l'exception des spinelles alumineux, inclus dans le clinopyroxène, et dont le statut n'est pas précisément défini, leur composition prouve que le chrome ne peut être négligé pour comprendre leur cristallisation. Ils ne peuvent donc être pris en considération. Leur disparition ne peut être commentée, mais elle est sans doute de type péritectique par réaction avec le liquide pour donner le pyroxène alumineux.



On peut représenter cette réaction par la relation suivante :



La première association véritablement univariante est à liquide + olivine + clinopyroxène + plagioclase + pargasite. Nous ne considérons pas H₂O. Elle est ensuite remplacée par liquide + clinopyroxène + plagioclase + pargasite + néphéline également univariante, dans les essexites qui voient disparaître l'olivine. Dans le même temps, le pyroxène devient peu alumineux. Entre ces deux associations, il faut :

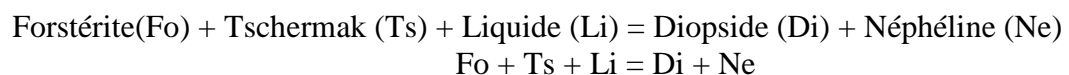
- soit passer par un point invariant correspondant à l'intersection des courbes univariantes,
- soit entrer dans un champ divariant par perte d'une phase.

Dans les deux cas, la courbe liquide + olivine + clinopyroxène + plagioclase + pargasite doit être réactionnelle. L'olivine disparaît avant le plagioclase et cesse de cristalliser avant que l'amphibole n'ait disparu.

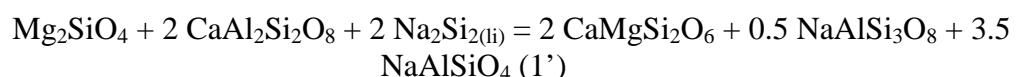
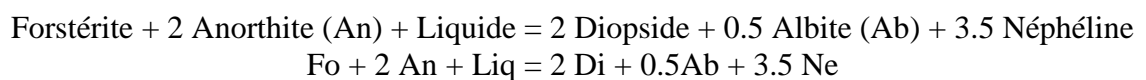
La résorption de l'olivine est bien connue dans les systèmes sursaturés en silice grâce à la réaction péritectique donnant de l'orthopyroxène. Mais dans les roches alcalines, Schairer et Yoder (1964) décrivent la réaction :



sans la détailler. Cependant, cette réaction consomme du calcium, sodium et de l'aluminium du liquide, c'est-à-dire prélève du plagioclase ou son équivalent la molécule de Tschermak (Ts) CaAl₂SiO₆. On peut écrire, dans le système strictement magnésien :



Ou



où Na₂Si₂ représente le liquide. Les deux écritures sont équivalentes, avec 5 phases chacune, mais la seconde est à préférer car elle montre le rôle du liquide et l'évolution normale des phases exprimées clinopyroxène et plagioclase qui deviennent respectivement moins alumineux et plus sodique. Dans le système Ca₂SiO₄-Mg₂SiO₄-NaAlSiO₄-SiO₂ (Schairer et Yoder, 1964), cette réaction est invariante car le rapport Na/Al est fixé. Il s'agit du point F (Fig. 136). Ce point F peut être vu comme le point théralite car il correspond à la paragenèse

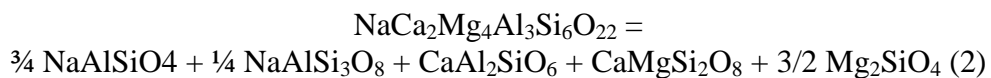
théralitique telle que nous l'avons décrite précédemment. La courbe olivine-clinopyroxène-plagioclase-liquide arrive au point F. Elle porte un point thermique haut (thermal divide) séparant l'évolution vers F de l'évolution vers A et donc vers les roches sur-saturées en silice. Mais cette courbe, par son association, décrit très bien les basanites renforçant notre point de vue qu'elles sont de bons candidats comme liquide basique à l'origine de la série.

Il est possible d'utiliser cette réaction pour interpréter la symplectite à néphéline et diopside développée aux dépens de l'olivine et du plagioclase dans la théralite 01-M-27. Elle n'a été observée qu'une seule fois. Dans ce cas, le liquide est nécessaire pour l'apport de Na_2Si_2 . La conservation de la symplectite suggère que, localement dans cet échantillon, le liquide a été épuisé. Comme le montre l'équation (1), le pyroxène produit n'est pas alumineux conformément aux observations. La situation que nous venons de décrire est donc exceptionnelle.

La description choisie pour la réaction (1) n'est donc pas la seule possible, le liquide peut être représenté autrement, avec notamment le composé CaSiO_3 , mais pour permettre l'apparition du composé néphéline, du sodium dans le membre de gauche est nécessaire. Nous commenterons ce point plus loin à propos de la cristallisation de l'amphibole.

Cependant, l'ensemble des observations suggère que la néphéline se développe pleinement après la pargasite. Il est donc nécessaire de considérer l'apparition de la pargasite.

Les expériences de Heltz (1973, 1976) montrent que la cristallisation d'amphibole dans les liquides basiques est largement incongruente. Boyd (1959) a montré que la pargasite (Pa) à $P > 800$ bar est en équilibre avec l'assemblage diopside alumineux + forstérite + spinelle + liquide, comparable à l'association précoce des théralites ou basanites. Il est possible sur ces bases de décomposer la pargasite de la manière suivante :



L'écriture de l'équation (2) ne tient pas compte de l'eau. La pargasite apparaît alors comme l'équivalent de l'olivine et du clinopyroxène alumineux dans les liquides riches en alcalins.

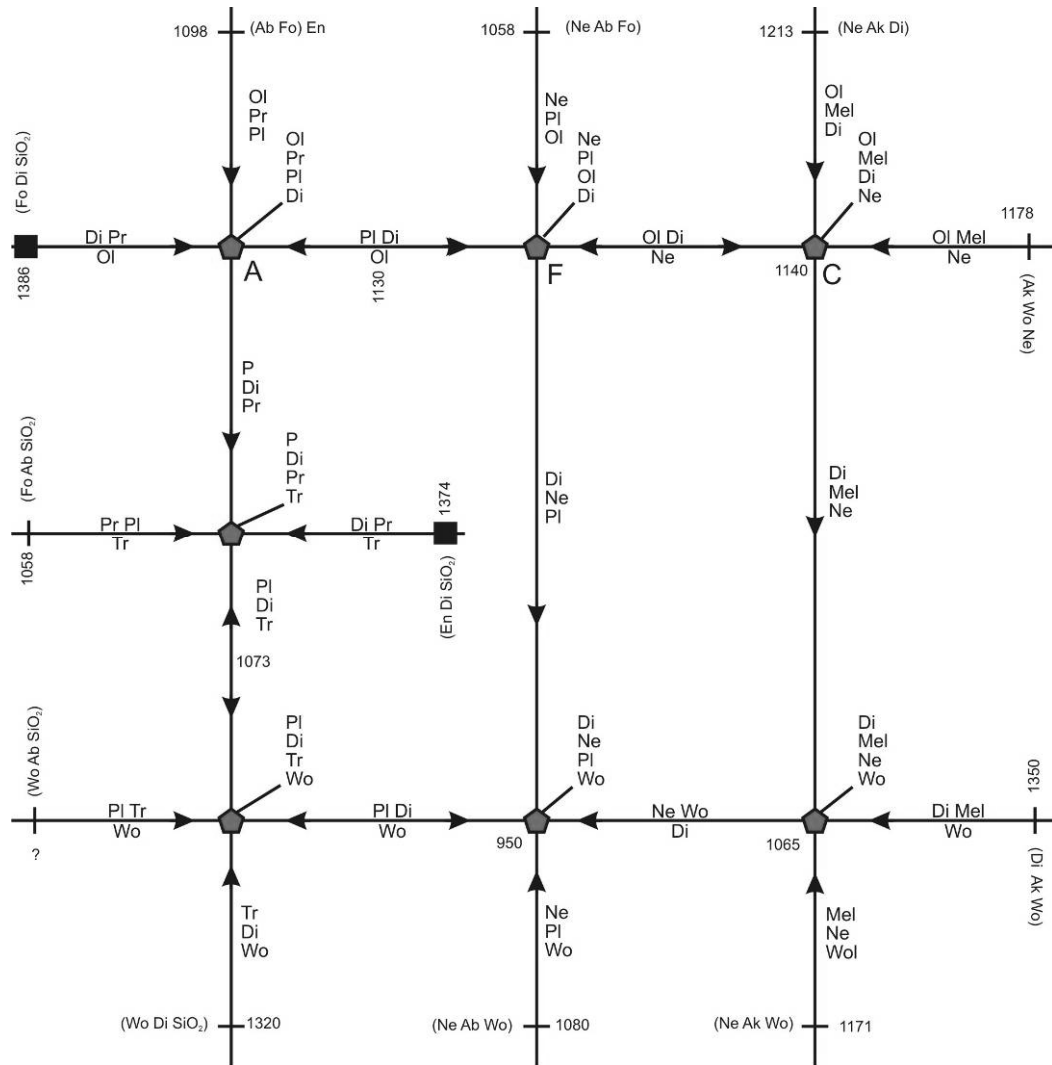
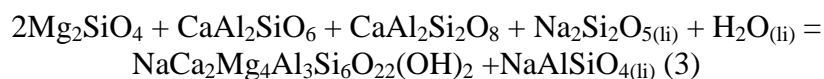


Fig. 136 : « Flow-sheet » représentant l'évolution des liquides magmatiques basiques dans les système néphéline-forstérite-SiO₂-larnite, d'après Schairer et Yoder (1964). Les lignes pleines correspondent à des conditions univariantes, les pentagones à des points invariants, les surfaces sont divariantes.

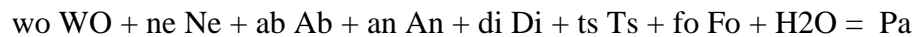
Si localement des groupes de cristaux de pargasite entourent des cristaux d'olivine, le développement aux dépens de l'olivine n'a pas été strictement observé. Au contraire, la pargasite se développe clairement à partir du pyroxène alumineux (brun), elle traduit donc ici un enrichissement en néphéline et albite du liquide. A ce stade, le seul minéral contenant du sodium est un plagioclase plutôt anorthitique. Le développement de l'amphibole nécessite une pression de fluide que nous ne pouvons caractériser. Jusqu'à maintenant, l'eau a été négligée, mais il n'est pas possible d'envisager la cristallisation d'amphibole sans eau. La cristallisation précoce de minéraux anhydres conduit à un enrichissement en eau du milieu, c'est-à-dire une augmentation de la pression partielle d'eau qui n'est pas contrainte. Une augmentation de la pression d'eau favorisera le développement de la pargasite que l'on peut décrire à l'aide de la réaction (3)



Cette réaction (3) s'écrit avec les mêmes constituants que la réaction (1) et montre le rôle de l'eau, ici considérée dans le liquide et non exprimée. La néphéline n'apparaissant pas en même temps que la pargasite, il faut considérer que le composé Ne est dans le liquide. Le système est maintenant à 6 constituants indépendants, dans le cas isobare, avec cinq phases présentes, il est divariant. A ce stade peu avancé de l'évolution magmatique, il est peu probable que les fluides soient exprimés. Ainsi écrite la réaction montre un enrichissement en néphéline du liquide, néphéline qui s'exprimera plus tard. Cette réaction se produira sur un intervalle de température.

Comme indiqué plus haut, la représentation du liquide pose quelques difficultés. En particulier, $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ est un composé nécessaire dans les magmas plus évolués et notamment per-alcalins. Les magmas considérés se situent dans le système basaltique étendu entre deux barrières thermiques : l'une les séparant des évolutions sursaturées en silice, l'autre de l'évolution vers la cristallisation de la mélilite. Comme le montre le flow-sheet (Fig. 136) ils sont riches en Ca, mais pas suffisamment pour cristalliser de la mélilite. Dans ces stades précoces, il est sans doute plus approprié de représenter la faible activité de la silice par CaSiO_3 (wollastonite, Wo), l'absence de mélilite ne rend pas nécessaire de considérer le composé Ca_2SiO_4 .

En considérant, les composés : Wo, Ne, Ab, An, Di, Ts, Fo et H_2O , il est possible d'écrire de nombreuses réactions impliquant la pargasite. Sous leur forme générale, elles s'écrivent :

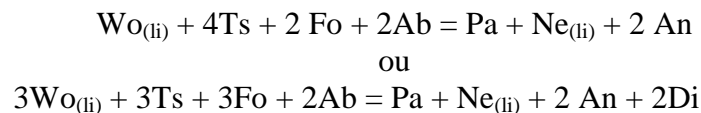


où wo, ne, ab, an, di, ts, fo sont les coefficients stœchiométriques correspondant aux composés.

Il vient alors les cinq contraintes suivantes :

$$\begin{aligned} ab &= 1 - ne ; \\ di &= 4 - 2fo ; \\ ts &= 1 - an ; \\ wo &= 1 - di \\ \text{et } ol + 2ne - an &= 3. \end{aligned}$$

En respectant ces relations, il est possible de donner aux réactions des formes différentes mais recouvrant la même réalité. Par exemple :



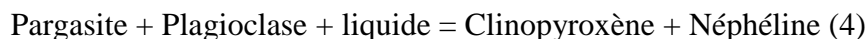
Ces différentes réactions sont à 5 phases, elles montrent un enrichissement en Ne du liquide. Il est possible de remplacer en partie Ts par An, dans ce cas, Ab apparaît à droite, montrant un enrichissement en Albite du plagioclase. L'évolution du clinopyroxène vers le diopside apparaît dans la seconde relation.

Pour bien comprendre ces relations, il faut garder à l'esprit leur caractère conservatif. Les coefficients peuvent être quelconques à l'intérieur des contraintes indiquées plus haut. Au

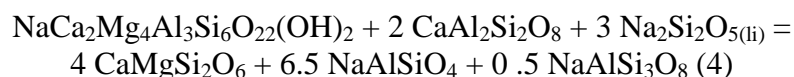
contraire, la composition des phases est contrôlée par les potentiels chimiques des composés. Le long d'une courbe de réaction à température décroissante, ceux-ci varient et donc la composition des phases dont certaines sont des solutions solides. Les coefficients stœchiométriques évoluent donc le long des courbes de réaction.

Comme nous venons de le voir, la conservation de la symplectite entre olivine et plagioclase suggère l'épuisement du liquide lors de la réaction. Mais le liquide n'est pas la seule phase pouvant être épuisée. La néphéline cristallisera lorsqu'elle aura atteint sa limite de solubilité dans le liquide. Le système devient univariant, mais l'équilibre correspond toujours à une courbe de réaction sur laquelle peut disparaître l'une des différentes phases autre que la néphéline : amphibole, plagioclase, olivine, clinopyroxène ou liquide. Cette situation univariante est l'équivalent du point théralite (point F invariant dans le système basaltique étendu de Schairer et Yoder (1964)) qui, par rapport à notre système contenant de l'eau est un piercing point. Cet assemblage sera présent sur un intervalle de température. La pargasite masque le point F. Une telle évolution explique la cristallisation tardive de la néphéline dans les théralites cumulatives.

Le long de cette ligne univariante, l'olivine continue à régresser si les proportions entre phases le permettent. Nos observations montrent que le clinopyroxène et le plagioclase sont beaucoup plus abondants que l'olivine. Matthias (1954) indique les proportions modales suivantes : olivine 4.9% / pyroxène 22.4% / plagioclase 18.6%, dans les basanites. A la disparition de l'olivine par la réaction (3), le liquide évolue selon la courbe liquide + pargasite + clinopyroxène + plagioclase + néphéline. Le système dispose d'un degré de liberté supplémentaire. On note après la disparition de l'olivine, que le plagioclase et l'amphibole régressent des essexites aux syénites sans sodalite, et que la néphéline se développe. A partir des symplectites trouvées entre pargasite et plagioclase (Fig. 137a), on peut proposer la réaction (4) :



Le bilan sur compositions réelles montre la nécessité d'apporter du sodium. C'est le rôle du liquide. On peut écrire :



L'équation (4) montre que le clinopyroxène devient moins alumineux et le plagioclase plus sodique en accord avec les observations.

Quelques compositions réelles de minéraux ont été utilisées pour faire le bilan de cette réaction. Les résultats sont reportés au Tableau 45. Du fait de la variabilité des compositions chimiques des minéraux, il ne faut pas attribuer trop d'importance aux coefficients utilisés pour faire le bilan. On rappelle par ailleurs que ces coefficients changent au cours des réactions. Ces calculs montrent un déficit en sodium et potassium de l'assemblage pargasite-plagioclase, par rapport à néphéline-diopside. Ils sont fournis par le liquide conformément à l'équation 4. Le titane négligé dans notre description des réactions minéralogiques est ici à considérer. Comme décrit plus haut, de la titanite est présente dans les symplectites des roches 01-M-35c et 05-M-21a, lorsqu'elle a été observée, elle est intégrée dans le bilan.

Ech 01-M-27 : 1 amphibole + 5 plagioclase --> 10 néphéline + 4 Cpx								
	Si	Al	Fe+Mg	Ca	Na	Ti	K	Ba
minéraux de départ	17.72	10.03	3.98	4.61	3.01	0.70	0.34	0.03
minéraux produits	18.04	9.98	4.70	3.85	7.36	0.04	1.15	0.02
Ech 01-M-35c : 1 amphibole + 5 plagioclase --> 10 néphéline + 4 Cpx + 0.2 titanite								
	Si	Al	Fe+Mg	Ca	Na	Ti	K	Ba
minéraux de départ	17.76	10.74	4.29	5.05	2.73	0.22	0.35	0.00
minéraux produits	17.90	10.61	3.83	4.59	7.52	0.23	1.18	0.00
Ech 05-M-21a : 1 amphibole + 5 plagioclase --> 10 néphéline + 4 Cpx + 0.2 titanite + 0.5 FK								
	Si	Al	Fe+Mg	Ca	Na	Ti	K	Ba
minéraux de départ	20.21	10.91	4.37	4.50	3.42	0.21	0.49	0.03
minéraux produits	19.56	10.95	3.88	4.48	7.03	0.27	1.82	0.05

Tableau 45 : Bilan de la réaction des symplectites à néphéline et clinopyroxène sur trois exemples. Les compositions des minéraux utilisés pour ce bilan sont en Tableau 46.

Echantillon	01-M-27					01-M-35c					05-M-21a					
	amphibole	plagio	cpx	néphéline		amphibole	plagio	cpx	néphéline	titanite	amphibole	plagio	cpx	néphéline	titanite	FK
SiO ₂	39.85	53.97	51.64	44.19		38.73	52.08	47.49	43.16	31.02	39.73	55.83	48.28	43.40	30.60	61.90
TiO ₂	6.16	0.05	0.28	0.05		1.86	0.04	0.38	0.00	36.67	1.79	0.04	0.62	0.06	36.45	0.01
Al ₂ O ₃	12.84	29.14	1.87	35.05		14.11	30.65	4.81	34.59	2.23	14.21	27.97	3.30	34.69	2.21	20.64
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.13		0.03	0.00	0.00	0.03	0.05	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03
FeO	10.76	0.06	8.78	0.19		18.89	0.16	15.87	0.21	1.52	15.86	0.15	14.58	0.12	1.67	0.06
MnO	0.15	0.00	0.21	0.00		0.23	0.00	0.30	0.01	0.07	0.56	0.03	0.86	0.01	0.02	0.00
MgO	11.80	0.00	15.95	0.03		7.94	0.00	7.34	0.01	0.00	10.28	0.01	8.25	0.03	-0.01	0.01
CaO	11.84	11.20	20.44	2.32		11.61	12.91	22.70	2.35	27.93	11.81	9.47	22.26	2.12	27.64	0.15
BaO	0.00	0.32	0.20	0.04		0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.11	0.23	0.11	0.00	0.00	4.81
Na ₂ O	2.75	5.05	0.55	15.89		2.50	4.52	0.91	15.69	0.01	2.28	5.59	0.97	14.39	0.02	1.83
K ₂ O	1.50	0.18	0.04	3.84		1.74	0.04	0.07	3.82	0.04	1.83	0.42	0.01	4.81	0.03	12.01
F	0.37	0.00	0.15	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.37	0.46	0.06	0.03	0.00	0.15	0.06
Cl	0.05	0.01	0.00	0.03		0.05	0.00	0.01	0.00	0.01	0.18	0.01	0.04	0.00	0.01	0.01
Total	98.10	99.99	100.12	101.80		97.69	100.44	99.86	99.88	99.90	99.16	99.83	99.30	99.62	98.81	101.53
Si	5.948	2.443	1.929	1.033		5.979	2.356	1.852	1.028	1.034	6.028	2.836	1.890	1.036	1.027	2.883
Ti	0.692	0.002	0.008	0.001		0.216	0.001	0.011	0.000	0.919	0.204	0.001	0.018	0.001	0.921	0.000
Al	2.259	1.555	0.082	0.965		2.567	1.634	0.221	0.971	0.088	2.541	1.674	0.152	0.975	0.087	1.133
Cr	0.002	0.000	0.000	0.002		0.004	0.000	0.000	0.001	0.001	0.008	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe	1.343	0.002	0.274	0.004		2.439	0.006	0.517	0.004	0.042	2.011	0.006	0.477	0.002	0.047	0.002
Mn	0.019	0.000	0.007	0.000		0.030	0.000	0.010	0.000	0.002	0.072	0.001	0.029	0.000	0.001	0.000
Mg	2.627	0.000	0.888	0.001		1.828	0.000	0.427	0.000	0.000	2.324	0.001	0.481	0.001	0.000	0.001
Ca	1.893	0.543	0.818	0.058		1.921	0.626	0.948	0.060	0.997	1.920	0.515	0.933	0.054	0.994	0.008
Ba	0.000	0.006	0.003	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.005	0.002	0.000	0.000	0.088
Na	0.795	0.443	0.040	0.720		0.749	0.396	0.069	0.724	0.001	0.670	0.551	0.074	0.666	0.001	0.165
K	0.285	0.011	0.002	0.115		0.342	0.002	0.004	0.116	0.001	0.355	0.027	0.000	0.146	0.001	0.713
F	0.088	0.000	0.009	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.110	0.005	0.002	0.000	0.008	0.004
Cl	0.006	0.000	0.000	0.001		0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.024	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Total	15.863	5.005	4.052	2.900		16.069	5.021	4.056	2.904	3.024	16.139	5.619	4.056	2.882	3.018	4.994

Tableau 46 : Minéraux impliqués dans les symplectites à clinopyroxène-néphéline, par roche. Les formules structurales ont été calculées sur un nombre fixe d'oxygène : 23 pour l'amphibole, 8 pour le plagioclase et le feldspath alcalin, 6 pour le clinopyroxène, 4 pour la néphéline et 5 pour la titanite.

Cette réaction ne développe de façon spectaculaire dans l'échantillon 05-M-21a, dans lequel de grands cristaux centimétriques de néphéline se développent aux dépens du plagioclase. En même temps que la néphéline et dans celle-ci, du diopside pousse en aiguilles centrifuges (Fig. 137b). A la bordure des néphélines, le plagioclase en régression devient plus sodique. Il disparaît avant l'amphibole avec une composition proche de An₁₅₋₁₀.

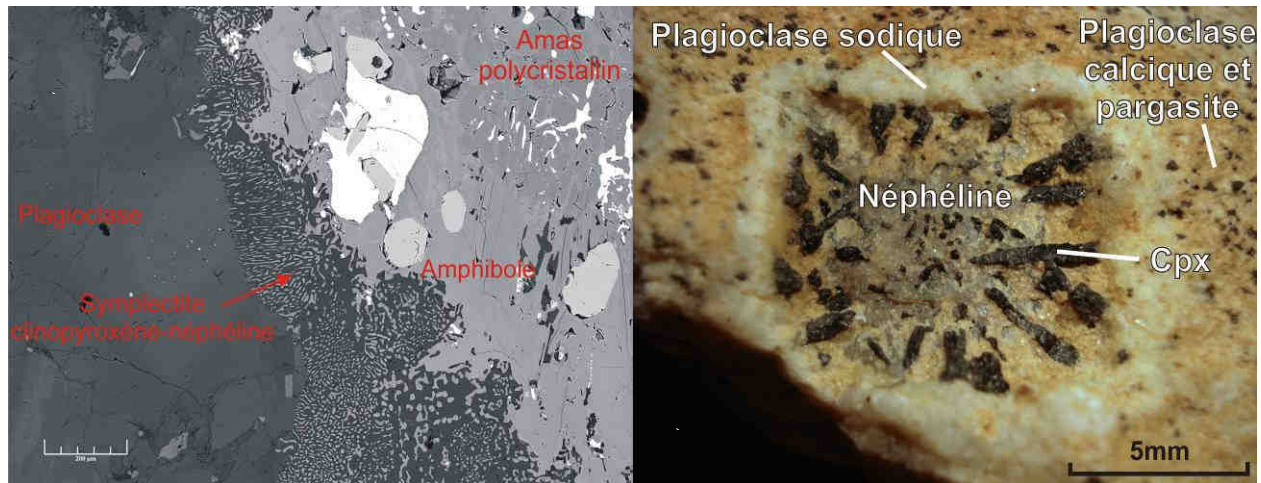


Fig. 137 : a) Image MEB en électron rétrodiffusés d'un symplectite à clinopyroxène-néphéline. On observe en haut à droite un amas polycristallin à diopside, phlogopite et Ti-magnétite, fantôme d'une olivine disparue. La barre d'échelle fait 200µm. b) Photo de cristaux de néphéline et clinopyroxène poussant aux dépens du plagioclase. La pargasite, peu visible ici, est très présente dans la roche de départ (05-M-21a).

3-b : l'effet plagioclase

Comme confirmé par les travaux expérimentaux récents (Jones et MacKenzie, 1989 par exemple), les résultats de Bowen (1945) ont très tôt montré une forte stabilisation du plagioclase acide en présence de calcium. Quelques pourcents d'anorthite ajouté au système résiduel (Qz-Ne-Ks) font disparaître la ligne d'équilibre Ne-FK au profit de plagioclase-néphéline (Fig. 138) expliquant la cristallisation tardive du feldspath alcalin dans le Messum. Le champ du feldspath alcalin se réduit rapidement aux compositions très potassiques. Une conséquence importante de la stabilisation du plagioclase est le "plagioclase effect" (effet plagioclase) décrit par Bowen (1945).

Dans des systèmes dépourvus de composé anorthite, c'est-à-dire que l'on peut décrire chimiquement sans anorthite comme albite-diopside, le plagioclase acide contient toujours une faible proportion de calcium. L'albite pure ne peut cristalliser. Ce plagioclase acide incorpore plus d'aluminium que la composition du système ne le suggère. Une conséquence est l'appauvrissement du liquide en aluminium par rapport à une situation sans calcium. Le liquide résiduel tend lentement vers un caractère peralcalin. Cet effet est probablement faible dans les plagioclases intermédiaires, mais significatif dans les plagioclases très acides (An 10) (Morse, 1980). De fait, le plagioclase disparaît pour une composition comprise entre An₁₅ et An₁₀ dans les syénites (voir chapitre II, Fig. 71). A ce stade l'indice de peralcalinité des liquides devrait augmenter, et se traduire dans la composition des minéraux par l'apparition de pôles alcalins non alumineux.

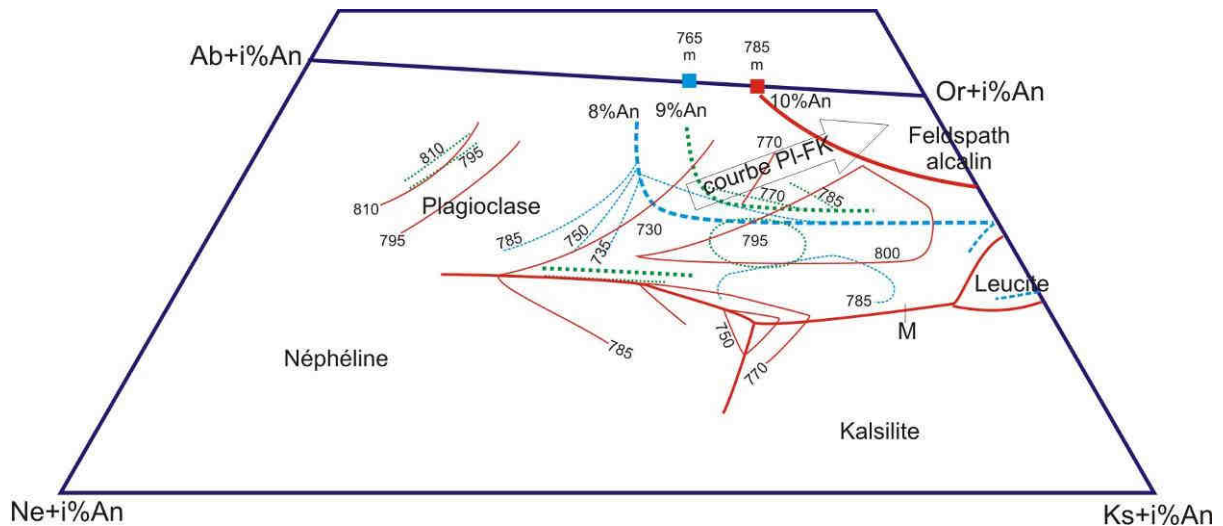


Fig. 138 : Système résiduel (quartz-néphéline-kalsilite) auquel est ajouté 8 (tirets bleus), 9 (pointillés verts) et 10% d'anorthite (traits pleins rouges). D'après les travaux de Jones et MacKenzie (1989). Les traits épais représentent les limites entre phases, les traits fins sont des isothermes. Les points m sont les minima thermiques des feldspaths à 8 et 10% d'anorthite.

Les pyroxènes verts diopsidiques cristallisant en équilibre avec la néphéline ne montrent pas d'enrichissement en composants sodiques (dit alcalins) des théralites aux syénites (Fig. 139). Mais une augmentation significative marque la transition entre les syénites à plagioclase et celles sans plagioclase, elle atteint 15% dans les syénites à sodalite (Fig. 139).

Cette évolution générale des pyroxènes est conforme à celle décrite dans de nombreux ensembles alcalins sous saturés (Larsen, 1976). La courbe 1 tracée sur le figure ci-dessous correspond à l'évolution des clinopyroxènes de South Qôroq Centre (Sud-Groenland, Stephenson, 1972). L'autre (2) montre l'évolution agpaïtique des pyroxènes de l'intrusion d'Ilimaussaq intrusion (Sud-Groenland, Larsen, 1976).

La diminution importante du calcium due à la cristallisation du pyroxène et/ou une augmentation (même faible) de l'indice de peralcalinité peuvent expliquer la disparation du plagioclase. Le calcium résiduel pourrait alors s'exprimer par la wollastonite ou cancrinite minéraux peralcalins non observés dans ces roches.

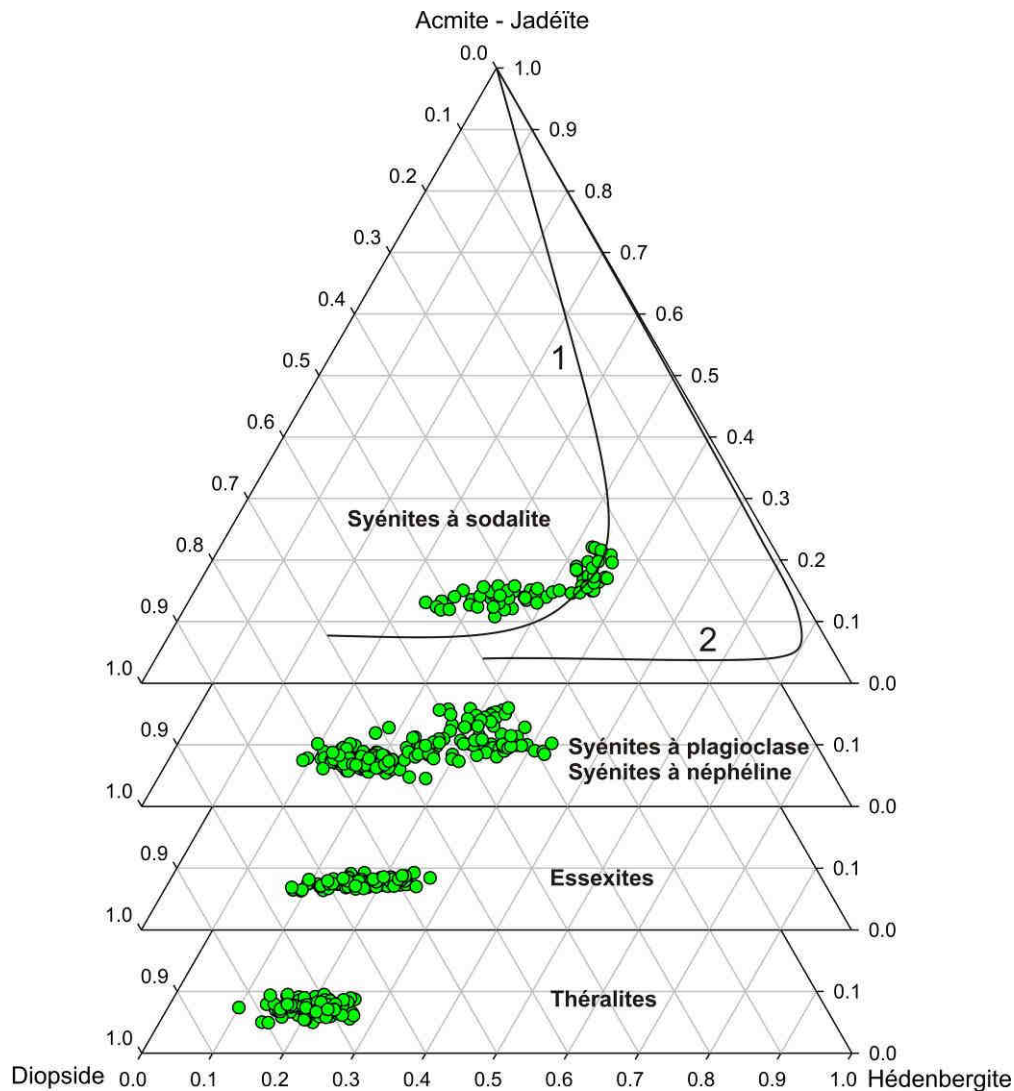


Fig. 139 : Clinopyroxènes verts non alumineux des roches de la série principale à néphéline dans un diagramme Diopside-Hédenbergite-Acmite (+ Jadéite). Les courbes représentent l'évolution des pyroxènes dans deux ensembles de roches sous-saturées en silice : 1) South Qôroq Center, Sud-Groenland (Stephenson, 1972) 2) Ilimaussaq intrusion, Sud-Groenland (Larsen, 1976).

3-c : Disparition de l'amphibole

La disparition de l'amphibole n'est pas comprise.

Les pargasites intermédiaires en fer et magnésium sont stables en température dans le domaine d'activité de la silice des roches à néphéline et feldspath alcalin ou néphéline et plagioclase (Fig. 140). Leur disparition ne peut être due à un changement de température. De même, la pargasite est stable à très basse pression d'eau, jusqu'à environ 800 bar (Boyd, 1959).

L'appauvrissement en Ca ou Al (voire Ti) est sans doute l'explication la plus appropriée. La pargasite jouant le rôle de l'olivine ou du pyroxène alumineux ou de l'anorthite, la baisse d'activité des composants correspondant attestée par l'évolution de la composition des minéraux conduit à la disparition de la pargasite.

L'absence d'amphibole alcaline s'explique sans doute par le déficit en silice du milieu.

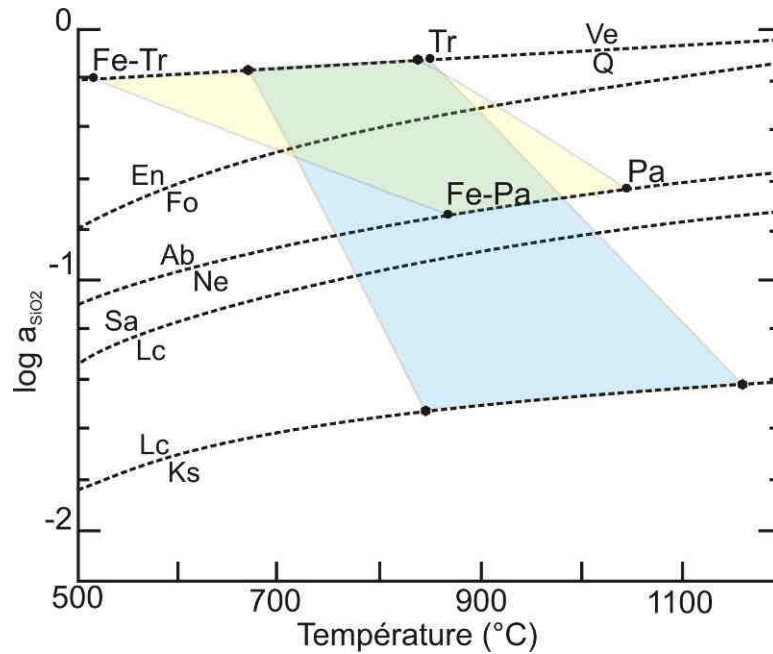


Fig. 140 : Domaines de stabilité de la biotite (en bleu) et des amphiboles (en jaune) à différents niveaux d'activité en silice dans le domaine ferro-trémolite (Fe-Tr), trémolite (Tr), pargasite (Pa), ferro-pargasite (Fe-Pa) (Wones et Gilbert, 1982). Les courbes d'activité en SiO₂ en tirets correspondent aux équilibres indiqués : Lc : leucite, Ks : kalsilite, Sa : sanidite, Ab : albite, Ne : néphéline, Fo : forstérite, En : enstatite, Q : quartz, Ve : verre.

Il est difficile de représenter l'évolution de ces roches sur un simple graphique. Cependant, on peut proposer un "schéma" (presque une caricature) à pression constante qui montre la succession des minéraux et des réactions mises en jeu. On illustre ainsi l'évolution à température décroissante (Fig. 141).

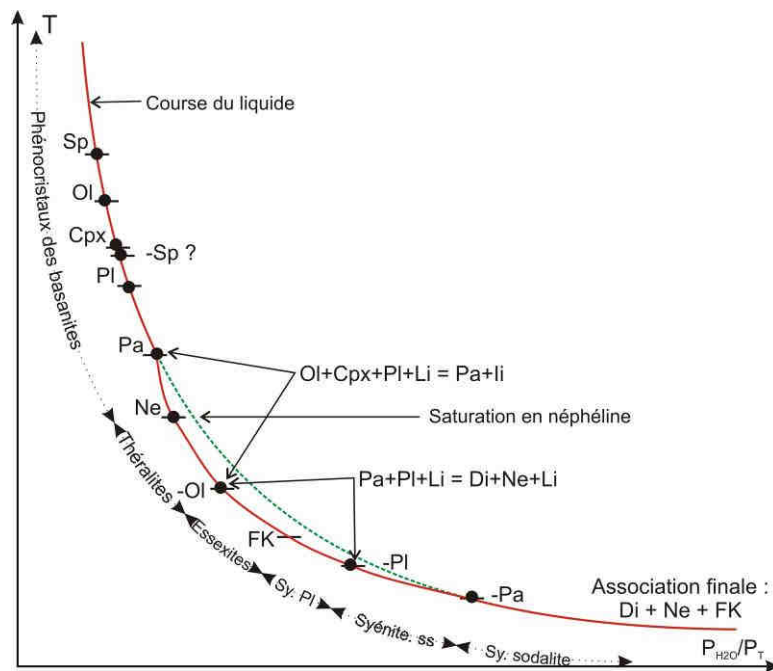


Fig. 141 : Evolution schématique du liquide dans l'espace Température, P_{H_2O}/P_{Totale} déduite des observations et s'appuyant sur les données expérimentales pour le système $CaO-MgO-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$ (voir texte). La disparition d'une phase est indiquée par le signe -. L'apparition du feldspath alcalin est donnée pour illustrer sa position dans l'évolution ; dans le système expérimental il n'apparait pas faute de potassium. La courbe en tirets verts schématise l'évolution du liquide sans cristallisation de la pargasite. Echelle arbitraire.

3-d : Le potassium

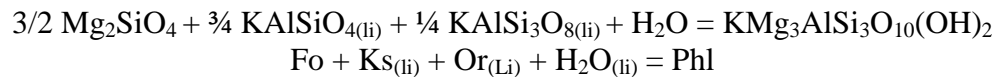
Le développement du feldspath alcalin ne semble pouvoir être lié qu'à l'augmentation du potassium dans le liquide. Il est donc nécessaire d'introduire K_2O dans le système modèle que nous avons considéré. Tant que le potassium n'est pas exprimé dans une phase nouvelle par rapport à celles décrites jusqu'à maintenant, la variance du système augmente de 1. Les lignes ou surfaces deviennent des surfaces ou des volumes, mais l'approche suivie n'est pas modifiée.

L'introduction du potassium permet d'aborder la cristallisation de la biotite présente dans diverses roches, principalement les théralites. Son statut pétrologique est variable :

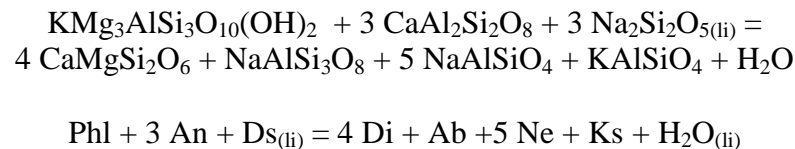
- biotite très magnésienne et peu titanifères, produit de déstabilisation de l'olivine dans les théralites ;
- biotite cernant des oxydes de fer titane stabilisé par le titane ;
- et biotite en phénocristaux plutôt abondante dans les théralites. Cette biotite devient rapidement très peu abondante dans les syénites.

C'est cette dernière forme que nous considérons ici. La biotite se développe dans des milieux sous- ou sur-saturées en silice. Elle traduit donc des conditions chimiques extrêmement variées (voir Luth 1967). Dans les théralites, elle est associée à l'olivine, est déficitaire en potassium et est un minéral dont les paramètres contrôlant le développement sont multiples et difficile à préciser.

On peut cependant écrire :



La biotite se développe donc dans les milieux potassiques, mais déficitaires en silice. Elle joue un rôle équivalent à celui de la pargasite par rapport à l'olivine. Ce point de vue est renforcé par l'observation de symplectite à diopside et néphéline se développant entre biotite et plagioclase. Comme pour la pargasite, une réaction de déstabilisation de la biotite peut être écrite :



Comme discuté plus haut, il est possible de modifier les coefficients. Ks sera présent, soit dans le liquide, soit dans la néphéline. Mais il est probable qu'il se concentre dans le liquide, favorisant le développement du feldspath alcalin. Cette réaction respecte les observations en suggérant que le pyroxène perd son caractère alumineux en devenant plus riche en diopside et que le plagioclase devient plus sodique.

Nous n'avons pas d'explication à proposer pour la cristallisation de la biotite dans les théralites et sa disparition presque totale par la suite. Il est difficile d'invoquer l'activité en SiO₂ comme le montre la Fig. 140.

3-e : Evolution Chimique de la néphéline

Il est bien connu que les néphélines des roches plutoniques tendent vers une composition entre Ne₇₅Ks₂₅ (composition idéale de Buerger) et Ne₇₅Ks₂₁Q₄ (Composition de Morozewicz). Ce domaine est dû à un contrôle structural. Il est donc difficile de suivre leur évolution. Cependant la majorité des études ne considèrent pas le calcium exprimé sous forme d'anorthite (Roux, 1979). Dans ce travail nous avons noté la richesse en calcium des néphélines des théralites et basanites et montré que la teneur en anorthite des néphélines diminue des théralites-basanites aux syénites à sodalite (Fig. 142).

Sur l'ensemble des analyses, exceptées celles de la syénite peralcaline et de la néphéline, il apparaît que les néphélines présentent une évolution nette, bien que bruitée, des théralites-basanites aux syénites à sodalite les plus différenciées. Aux variations déjà notées s'ajoutent une augmentation de 56 à 76% environ de la néphéline et une variation non monolithique de la teneur en kalsilite qui reste comprise entre 11 et 16%. La teneur en

anorthite mime celle du plagioclase, celle de la kalsilite croît, indiquant une augmentation de l'activité du potassium dans le milieu, jusqu'à la cristallisation du feldspath alcalin, puis décroît. La teneur en quartz est constamment croissante et comprise entre 0 et 12% suggérant une augmentation de l'activité en silice déjà envisagée pour expliquer la cristallisation tardive du feldspath alcalin après celle de la néphéline.

A notre connaissance, c'est la première description d'une telle évolution des néphélines dans des roches sub-volcaniques à plutoniques. Elle trouve sa place dans l'évolution minéralogique décrite précédemment.

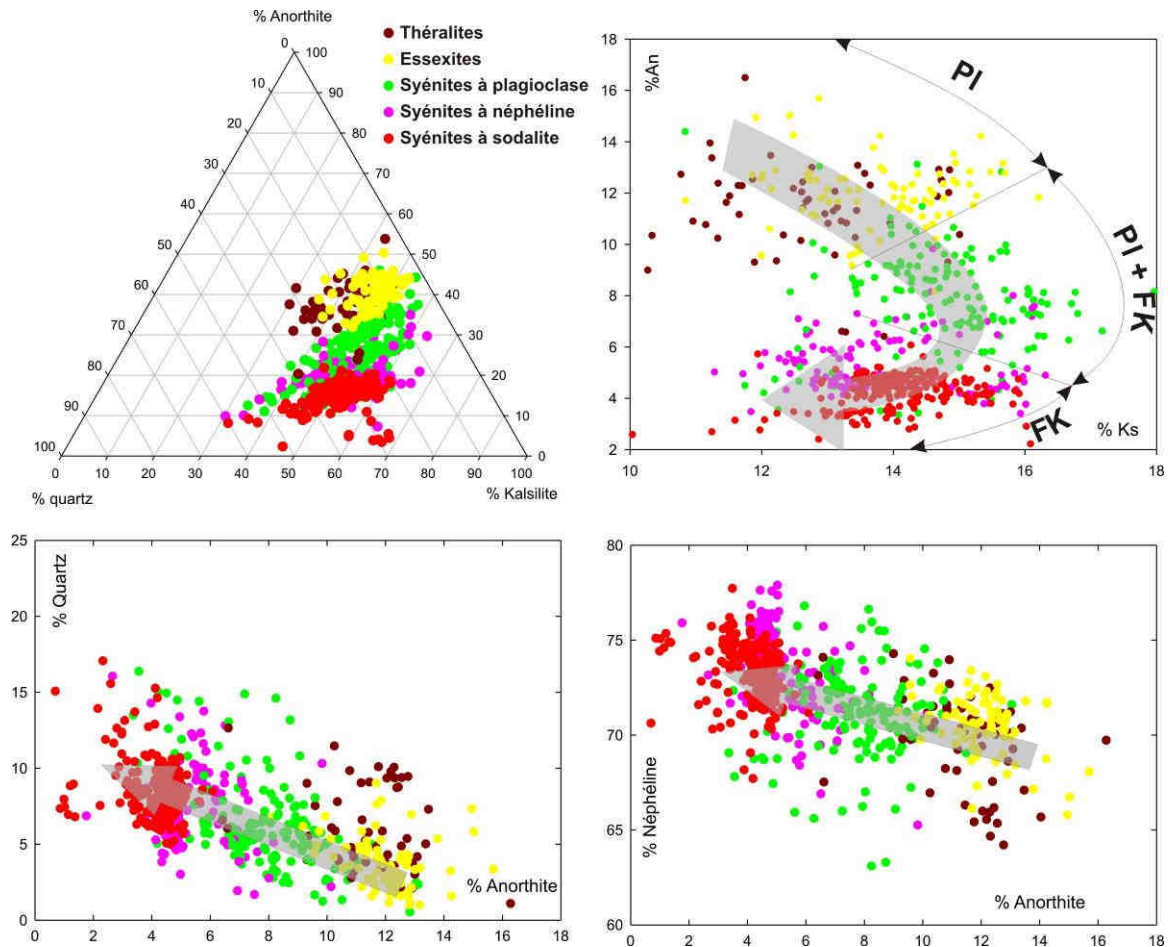


Fig. 142 : Compositions des néphélines des théralites, essexites, syénites à plagioclase, à néphéline et à sodalite. Les néphélines sont considérées comme une solution solide entre 4 pôles : $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (néphéline), KAlSi_3O_8 (Kalsilite), $\text{Ca}_{0.5}\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ (Anorthite) et SiO_2 (quartz) (Roux J., 1979).

4 - Une ou deux évolutions sous-saturées en silice

Ainsi que nous venons de la montrer les roches à néphéline suivent une évolution peralcaline se manifestant tardivement dans les roches les plus évoluées. Une roche se distingue nettement : l'échantillon 05-M-82 (ou MC-27) parmi les syénites à néphéline.

Chimiquement, elle en diffère par un enrichissement en Na, Nb, Y, Zr, un appauvrissement apparent en Ti et par son index de peralcalinité qui est le seul légèrement supérieur à 1 (1.04). Du point de vue minéralogique, elle se caractérise par des néphélines automorphes, optiquement zonés et totalement dépourvues de calcium, la présence d'acmite et cancrinite et celle de la hiortdahlite associée à la lavénite, indiquant une forte à très forte peralcalinité. Ces derniers minéraux indiquent une pression partielle de fluor plus élevée que dans les autres roches. Enfin, comme le montre la présence de baddeleyite, elle est plus chaude que les autres, ce que confirme le caractère très perthitique des feldspaths alcalins.

Une seule roche 'basique' : la néphélinite à olivine présente des néphélines automorphes compatibles avec les observations sur la syénite peralcaline, c'est-à-dire pauvre en calcium.

Il est difficile de prouver qu'il existe un lien formel entre ces roches, mais il est possible de montrer qu'elles n'évoluent pas de la même façon que les roches à néphéline que nous venons de décrire.

La néphélinite, comme déjà indiqué, possède une séquence de cristallisation incompatible avec celle des basanites, théralites, essexites, et les syénites à plagioclase. Si on considère le flow-sheet (Fig. 136), la courbe FC aboutissant en F correspond à l'assemblage de la néphélinite. Cette courbe porte également une barrière thermique qui sépare le domaine à mélilite du domaine des basaltes alcalins sans mélilite. Aucune évolution vers la mélilite n'est observée ou envisageable à ce stade. Nous avons une seconde lignée par rapport aux basanites. Il est difficile de prévoir l'évolution de cette lignée, mais comme dans de nombreuses néphélinites, l'olivine est réactionnelle suggérant que la courbe FC est au moins en partie réactionnelle. L'analogie plutonique de la néphélinite serait une ijolite ou urtite dépourvue d'olivine mais à clinopyroxène acmitique et néphéline, dans lesquels sont présents wollastonite et combéite (Dawson, 1998), minéraux peralcalins du même type que la cancrinite observée dans la syénite peralcaline. Le lien est donc possible.

Si l'on s'intéresse maintenant à la syénite peralcaline, on note que ses néphélines ne se placent pas sur l'évolution des autres roches. Par ailleurs, comme noté plus tôt, son pyroxène est totalement dépourvu d'orthopyroxène au contraire de celui des syénites à sodalite, qui s'enrichissent en orthopyroxène. Pétrologiquement, il y a bien deux types de syénite.

Nous sommes amenés à considérer qu'il existe au moins deux lignées alcalines dans le cœur du complexe. A ce stade, il n'est pas possible de préciser les liens pouvant exister entre ces séries.

Cette seconde série renforce l'idée de la présence de carbonatites dans le complexe (pas nécessairement à l'affleurement). Rappelons que :

- des carbonatites sont décrites dans les Goboboseb (Ewart et al., 1998a),
- que Harris et al. (1999) décrivent sur la colline 1 une roche sombre (MC-43) à taches claires. Ces taches contiennent de la calcite et un autre minéral : « Sub-spherical cavities infilled with calcite and a low-relief isotropic mineral (analcite ?), which appear to be primary in origin. »
- et que Matthias (1956) rapporte l'existence d'un filon de carbonatite non décrit depuis.

B - Relations entre les roches à quartz et à néphéline

La coexistence dans de nombreux complexes (Mt Brome-Québec, Mt Shefford-Québec, Marangudzi-Zimbabwe, Kangerlussuaq-Goenland, Abu Khruq-Egypte...) de roches sous- et sur-saturées en SiO₂ de même ou d'âge similaire a conduit les auteurs à s'interroger sur le caractère co-magmatique ou co-génétique c'est-à-dire issu d'un même magma parent de ces deux ensembles de roches. La coexistence "accidentelle" de magmas distincts dans un même massif ne semble pas être une hypothèse entendable. Les auteurs ont donc cherché des modèles permettant de trouver un lien génétique. La difficulté est due au fait que ces massifs contiennent des roches évoluées, syénites et granites, qui dans le système résiduel quartz-néphéline-kalsilite sont séparés par la barrière thermique des feldspaths (Fig. 143). Les modèles doivent permettre de franchir cette barrière dans le sens sous- à sur-saturé. Chronologiquement, des scénarios impliquant des composés ternaires (Size, 1972), des schémas de cristallisation fractionnée complexes (Luth, 1974, Foland et Henderson, 1976), la cristallisation de minéraux non normatifs comme l'amphibole permettant de passer cette barrière (Giret et al., 1980) ont été proposés, puis abandonnés. Actuellement, sur la base de données géochimiques et isotopiques, le modèle d'évolution en système ouvert qualifié de contamination crustale attire l'attention des auteurs (Foland et al., 1993 ; Landoll et Foland, 1996 ; Harris, 1995 ; Harris et al., 1999 ; Riishuus et al., 2008). Les roches sous-saturées seraient issues de l'évolution d'un magma mantellique sans interaction significative avec la croûte, alors que les roches sur-saturées résulteraient de la différenciation et contamination par la croûte du premier magma. Harris et al. (1999) ont proposé cette hypothèse dans le cas des roches alcalines à quartz du cœur du Messum à partir de données isotopiques du strontium, néodyme et oxygène, et de diagrammes alcalins-silice.

Nous souhaitons discuter ici cette hypothèse et le confronter aux données pétrologiques.

1 – Possibilité de franchir la barrière

Foland et al. (1993) ont montré que dans le système résiduel quartz-néphéline-kalsilite, des liquides sous-saturés peuvent être contaminés et acquérir la sur-saturation en SiO₂. Il est nécessaire d'être à une température supérieure au point la plus bas de la barrière thermique des feldspaths alcalins : 865°C à 1 kbar (Henderson, 1984)

Ils ont choisi de contaminer par un liquide granitique à la même température que le liquide alcalin car le processus est énergétiquement défavorisé. Ils ont opté pour un mélange. De plus, ils choisissent un liquide alcalin proche de la barrière.

Si l'on reporte sur le diagramme correspondant (Fig. 143), les compositions normatives des syénites à néphéline, elles se groupent aux environs du minimum phonolitique. La dispersion peut être due pour partie au caractère cumulatif de certaines roches, et sans doute au calcul de la norme. Les compositions sont ici éloignées de la barrière thermique rendant une contamination encore plus difficile (Foland et al., 1993). Ces roches évoluées étant à basse température, il nous paraît plus opportun d'envisager une contamination d'un magma moins évolué et donc plus chaud.

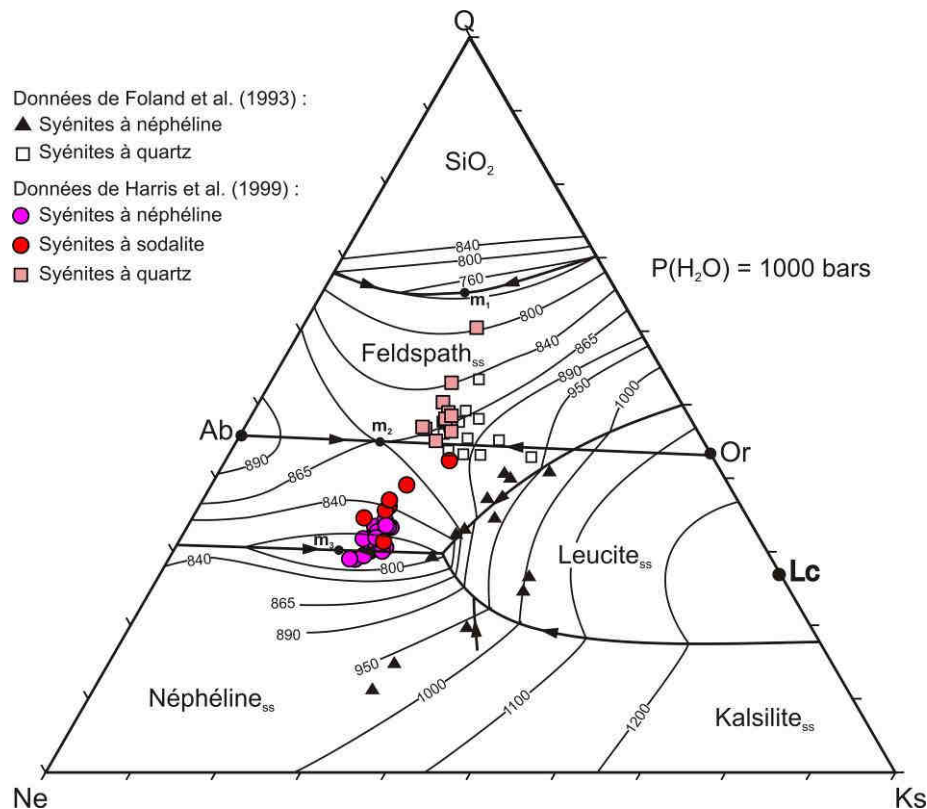


Fig. 143 : Système résiduel (néphéline-kalsilite-quartz) à $P(\text{H}_2\text{O}) = 1000$ bars, d'après (Henderson, 1984). Les compositions normatives des roches de Marangudzi (Zimbabwe)(Foland et al., 1993) et du Messum (Harris, 1995, com. pers., Harris et al. 1999) sont reportées. Mis à part trois syénites à néphéline du Messum, toutes les roches contiennent 80% des trois composants néphéline-kalsilite-quartz. Les trois syénites qui comprennent environ 70% de ces pôles sont néanmoins au même endroit que les autres. Les points m_1 , m_2 et m_3 représentent les minima granitiques, syénitiques et phonolitiques respectivement.

2 – Arguments géochimiques en faveur de la contamination

Les données isotopiques du Sr et du Nd montrent que les roches alcalines à néphéline sont dans le champ du panache mantellique de Tristan da Cunha (Harris et al., 1999)(Fig. 144), source supposée du magmatisme de la région Paraná-Etendeka. Les roches à quartz s'écartent peu, mais de façon significative de celle-ci. Une seule donnée sur le néodyme est disponible. Ce faible écart est compatible avec une contamination crustale. De plus, les roches à quartz sont enrichies en ^{18}O . Les contaminants envisagés par ces auteurs sont :

- Les granites Damara : $\delta^{18}\text{O} = 11.9\text{‰}$, Sr = 200 ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à 128 Ma = 0.73846,
- Les latites à quartz du Goboboseb : $\delta^{18}\text{O} = 11.6\text{‰}$, Sr = 167 ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à 128 Ma = 0.72136,
- Les schistes de Kuiseb : $\delta^{18}\text{O} = 14.2\text{‰}$, Sr = 129 ppm, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à 128 Ma = 0.72711.

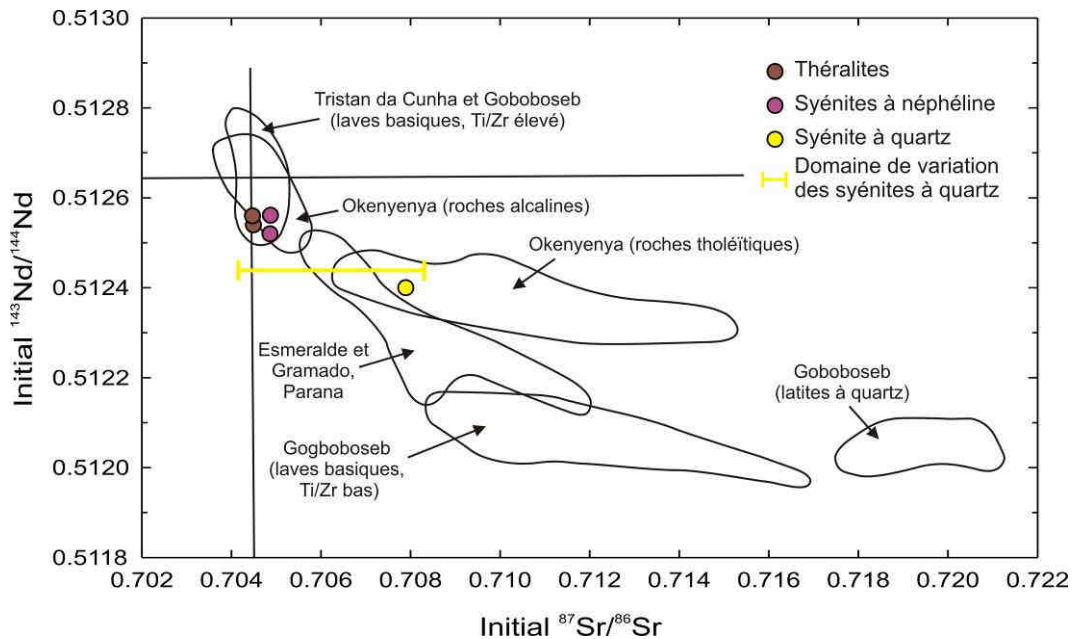


Fig. 144 : Rapports isotopiques initiaux des laves du Goboboseb et du Paraná, et des roches plutoniques du complexe d'Okenyenyya à 132 Ma, d'après Faure (2001). Sont reportées les rapports isotopiques initiaux des roches plutoniques du Messum à 128 Ma, d'après Harris et al. (1999)

Après avoir considéré une contamination masse à masse et un modèle ACF, Harris et al. (1999) ne retiennent que les latites à quartz comme contaminant potentiel parmi ceux proposés par Martinez et al. (1996), même s'ils proposent l'implication d'autres roches environnantes : « The quartz syenites were produced by contamination of a mantle-derived (?) magma by country rock or earlier formed quartz latite ». Cependant, syénites (Harris et al., 1999), et latites à quartz (Ewart et al. 1998b) ont des spectres de terres rares sub-parallèles, excepté pour les terres rares les plus lourdes (Fig. 145). Ils sont moyennement fractionnés : $La^*/Lu^* \approx 2.2/1.4$ (* indique le logarithme de la valeur normalisée aux chondrites). Les roches à néphéline ont un spectre plus fractionné : $La^*/Lu^* \approx 2/0.7$ et leurs concentrations en terres rares légères sont voisines de celles des latites et syénites à quartz. Il n'est pas possible par contamination (assimilation) d'augmenter significativement les terres rares lourdes sans affecter les terres rares légères. L'assimilation des latite à quartz paraît également difficile.

Bien sur, l'origine du spectre des roches à quartz pose problème. Si la périphérie des "chevkinites" est tardive et est due à la circulation de fluides, la concentration en terres rares initiale du (des) magma(s) sur-saturé(s) serai(en)t significativement plus faible(s). Les latites pourraient rester de bons candidats contaminant. Cependant, si tel était le cas, il faudrait s'interroger sur la signification des différents rapports isotopiques mesurés sur ces roches.

Dans les modèles, l'échantillon de référence des roches à néphéline susceptible d'être contaminées se caractérise par un pyroxène à environ 15% d'acmite (échantillon MC-24 de Harris et al., 1999). D'après notre étude minéralogique, il correspond à une syénite à sodalite extrêmement évoluée, et donc a une très faible capacité thermique. Par ailleurs, comme indiqué au chapitre II, la température de ces roches semble très basse et donc peu propice à la contamination. Il faudrait considérer des roches moins différenciées et donc plus chaudes.

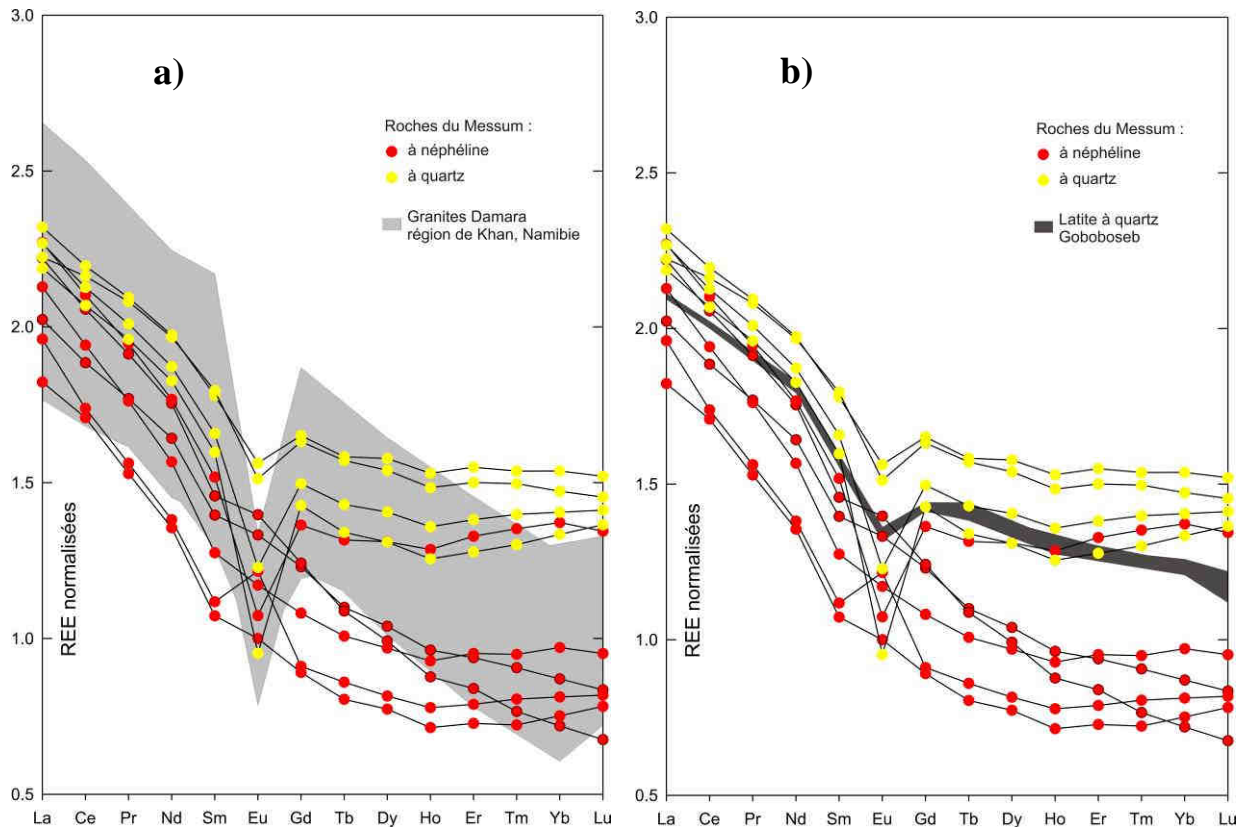


Fig. 145 : Comparaison des spectres de terres rares des roches à néphéline et des syénites à quartz du Messum (Harris, 1999) et a) des granites Damara (Jung et al., 2003), b) des latites à quartz du Goboboseb (Ewart et al., 1998b).

Comme reconnu par les auteurs, il existe en fait très peu de contraintes sur le liquide initial, les contaminants, et donc la contamination, même si les études isotopiques suggèrent le phénomène. Enfin, la contamination si elle existe, doit conserver le caractère peralcalin des roches du cœur. Dans le cas d'une contamination crustale, il faut alors rechercher des processus très sélectifs susceptibles de n'affecter que certains éléments.

3 – Traces minéralogiques d'une contamination

Comme nous l'avons vu, dans les théralites, des reliques de cristaux étrangers ont été retrouvées. Des minéraux en déséquilibre : des clinopyroxènes riches en composant orthopyroxène sont conservés. Pourtant dans ces roches, l'assimilation n'est ni envisagée, ni soupçonnée.

Des taux de contamination de 20 à 35% sont envisagés pour produire les syénites à quartz. Or aucune trace de cristaux étrangers n'est rapportée. Il n'existe aucun recouvrement entre les populations de pyroxènes des deux groupes de roches (Fig. 146), même si les deux ensembles les plus basiques se rapprochent tous les deux du pôle diopside. Aucune transition n'est observée dans les amphiboles. Les plagioclases homogènes An_{35} et An_{15} des syénites à quartz n'ont pas d'équivalent dans les roches à néphéline. De telles compositions ne sont présentes dans les roches peu à moyennement évoluées qu'en bordure et non en cœur de cristaux, les seuls susceptibles d'être conservés.

Il faut toutefois grader à l'esprit que dans les théralites et essexites, des spinelles alumineux dont l'origine n'est pas connue sont présents en très faible quantité. S'ils représentent une trace de contamination, alors elle est alumineuse et doit être extrêmement faible.

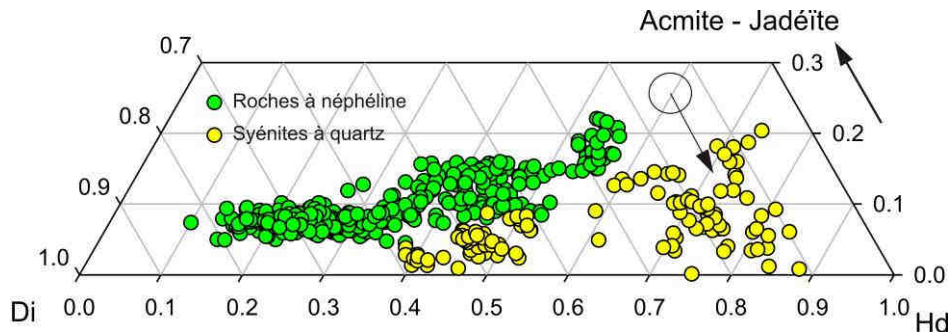


Fig. 146 : Comparaison des compositions de clinopyroxènes des roches à néphéline et des syénites à quartz dans le diagramme Diopside-Hédenbergite-Acmite (et Jadéite). Le cercle représente les compositions analysées par Harris et al. (1999) desquelles il fait dériver les syénites à quartz.

4 – Autre lien possible que la contamination

Le schéma de contamination ne semble pas pouvoir rendre compte des observations. Pour expliquer la coexistence de ces deux types de magmas, on peut envisager des différences à la source. Baker et al. (1995), Shiano et al. (2000) et Schiano (2003) démontrent expérimentalement que des variations de température, de pression et de degré de fusion des péridotites peuvent faire varier de façon très significative la composition des liquides produits, et notamment la teneur en silice. Des conditions de fusion différentes d'un manteau enrichi en éléments incompatibles, comme le panache mantellique de Tristan da Cunha, peuvent seules expliquer la présence de magmas très différents au même endroit. Notons que les caractéristiques géochimiques des roches sous- et sur-saturées en silice ne sont pas très différentes de celles du panache mantellique.

L'enrichissement en terres rares lourdes des syénites à quartz par rapport aux roches à néphéline est un argument appuyant l'hypothèse de sources différentes. En effet, il paraît difficile de contaminer par du matériel crustal un magma préférentiellement en terres rares lourdes, dans la mesure où les processus de cristallisation fractionnée enrichissent les liquides en terres rares légères. Une source contenant plus ou moins de grenat peut expliquer des variations importantes de teneurs en ces éléments, ce qui est compatible avec les observations de Comin-Chiaramonti et al. (1991), qui définissent la source du magmatisme lié au panache mantellique de Tristan da Cunha comme une lherzolite à grenat.

Ces magmas différents peuvent remonter vers la surface canalisés par les mêmes réseaux de fractures. Ainsi, des roches très différentes et sans lien pétrologique apparent comme les gabbros tholéitiques, les roches alcalines sous-saturées, et sur-saturées en silice, peuvent être associées géographiquement.

Conclusions générales

Le cœur alcalin du complexe du Messum est un objet complexe riche en informations sur la genèse et l'évolution des magmas alcalins. L'étude détaillée des paragenèses minéralogiques des roches sous- et sur-saturées en silice nous a conduit à plusieurs conclusions :

- La grande majorité des roches à néphéline dérivent de liquides de type basanite. Les théralites sont des cumulats précoces à olivine, clinopyroxène, voire à plagioclase, formé à partir des basanites. Puis l'ensemble de la série évolue par une succession d'assemblages minéralogiques :

Olivine-Clinopyroxène-Plagioclase-Pargasite,
Clinopyroxène-Plagioclase-Pargasite-Néphéline,
Clinopyroxène-Pargasite-Néphéline-Feldspath alcalin,
et enfin Clinopyroxène-Néphéline-Feldspath alcalin.

Dans cette succession, la pargasite apparaît comme un intermédiaire entre l'olivine qui disparaît par réaction péritectique, et la néphéline qui apparaît tardivement. Le plagioclase, de composition $An_{>40}$ dans les théralites, devient sodique avant de disparaître avec une composition proche de An_{15} . Le clinopyroxène très alumineux, devient proche d'un diopside à partir du moment où il cristallise avec la néphéline, puis devient alcalin.

- Quelques roches à néphéline ne peuvent être raccordées facilement à cette évolution : une néphéline à olivine et une syénite peralcaline. Ces roches se caractérisent par une activité en silice plus faible que leurs équivalents décrits plus haut, et par la présence très précoce de néphéline. Elles suggèrent l'existence d'une deuxième lignée sous-saturée en silice.

- Les syénites à quartz montrent une évolution de faciès à plagioclase et à des faciès à riebeckite. Cette évolution s'accompagne d'une augmentation de l'alcalinité des clinopyroxènes. Une deuxième évolution moins alcaline semble se dessiner vers des faciès à fayalite, édénite et hédenbergite.

- De nombreuses phases accessoires ont été décrites pour la première fois dans le massif du Messum :

- Dans les roches à néphéline : spinelles chromifères et alumineux dans les théralites, wolhérinite, lavénite, baddeleyite et pyrochlore dans les syénites évoluées.
- Dans les syénites à quartz : des minéraux de la famille des chevkinites et du pyrochlore.

- Les roches sur-saturées ne semblent pas pouvoir dériver des syénites à néphéline par contamination. Les unités crustales données par Harris et al. (1999) comme contaminants potentiels n'expliquent pas l'ensemble des différences chimiques et isotopiques entre les deux ensembles de roches. Nous n'avons pas de modèles thermiques satisfaisants pour étudier l'assimilation d'une forte proportion de matériel crustal par un magma alcalin sous-saturé en

silice. Les seules indications d'évolution en système ouvert sont quelques xénoctaux : pyroxène, peut-être spinelles alumineux, et brèches gabbroïques dans les roches sous-saturées en silice.

De nombreuses et de nouvelles questions restent ou sont posées.

- La présence possible de deux séries alcalines appelle de nouvelles études géochimiques et pétrologiques :

- caractérisation géochimique (REE, isotopes) de la néphéline pour comparaison avec les basanites,
- recherche d'autres indices de la présence de carbonatites,
- étude ponctuelle isotopique (ICP-MS à ablation laser) sur les minéraux de la néphéline et de la syénite peralcaline : néphéline notamment afin de tester l'hypothèse d'un lien entre ces roches,
- recherche dans les termes à néphéline les plus différenciés de minéraux tels que l'aenigmatite ou la wollastonite.

- La caractérisation complète des minéraux accessoires rares nouvellement décrits : pyrochlore, wöhlérite ou hiortdahlite et chevkinite, afin de d'estimer leur rôle dans le bilan géochimique, et pour les pyrochlores d'examiner l'hypothèse d'une origine commune quelle que soient les roches qui les contiennent, et de préciser les conditions de cristallisation des chevkinites.

- Dans la séquence de réactions minéralogiques proposées, il faut envisager la possibilité d'intervention de fluide et non seulement du liquide magmatique comme proposé. Ce point peut être abordé par des comparaisons géochimiques entre les différents pyroxènes et l'amphibole.

- Si la contamination crustale ne nous paraît pas être à l'origine des roches alcalines à quartz, nous avons montré une évolution de la série à néphéline en système ouvert notamment par des interactions avec les gabbros tholéitiques. Se pose donc la question de l'origine des hercynites, voire des spinelles alumineux inclus dans les pyroxènes.

- En nous écartant des points de vue pétrologique, il nous semble que les chevkinites mériteraient également une certaine attention afin de préciser les liens entre les cœurs opaques et leur bordure, et les paramètres contraignant leur chimie.

- Enfin, l'étude détaillée à la fois géochimique et pétrologique d'autres complexes, notamment celui d'Okenyanya nous paraît intéressante afin de vérifier si des évolutions comparables peuvent y être reconnues.

Bibliographie

- Aarden H. M. and Gittins J., 1974, Hiortdahlite from Kipawa River, Villedieu Township, Temiscaming Country, Quebec, Canada, *Canadian Mineralogist*, vol. 12, p. 241-247.
- Aldrich S., 1986, Progress report on a gravity and magnetic investigation of the Messum and Erongo igneous complexes, *Communs geol. Surv. S.W. Africa/Namibia*, vol. 2, p. 47-52.
- Aoki K.-I. and Kushiro I., 1968, Some clinopyroxènes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel, *Contr. Mineral. and Petrol.*, vol. 18, p. 326-337.
- Arculus R. J., 1978, Mineralogy and petrology of Grenada, lesser Antilles island arc, *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 65, p. 413-424.
- Bailey D. K. and Schairer J. F., 1966, The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ at 1 atmosphere, and the petrogenesis of alkaline rocks, *Journal of Petrology*, vol. 7, p. 114-170.
- Bailey M. M., Duncan A. R., Milner S. C. and Armstrong R. A., 1990, Stratigraphic, lithologic, and geochemical relationships in the gabbroic rocks of the Messum complex, Namibia, 23rd earth science congress of the geological society of South Africa, Abstracts, 2-6 July 1990, Cape Town, p. 28-31.
- Baker M. B., Hirschmann M. M., Ghiorso M. S. and Stolper E. M., 1995, Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations, *Nature*, vol. 375, p. 308-311.
- Barker D. S., 2001, Calculated silica activities in carbonatites liquids, *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 141, p. 704-709.
- Baumgartner M. C., 1994, The xenoliths of the Okenyanya volcanic breccia, M.Sc. Thesis, Univ. Cape Town, 144p.
- Bauer K., Trumbull R. B. and Vietor T., 2003, Geophysical images and a crustal model of intrusive structures beneath the Messum ring complex, Namibia, *Earth and Planetary Science Letters*, 216, p. 65-80.
- Bellezza M., Merlino S. and Perchiazzi N., 2004, Chemical and structural study of the ZR,Ti-disilicates in the venanzite from Pian di Celle, Umbria, Italy, *Eur. J. Mineral.*, vol. 16, p. 957-969.
- Bennett J. N., Turner D. C., Ike E. C. and Bowden P., 1984, The geology of some northern Nigerian anorogenic ring complexes, *Overseas Geology and Mineral Resources*, n°61, 65p.

- Benson W. N., 1942, The basic rocks of eastern Otago and their tectonic environment, part III, Transactions and Proceedings of the Royal Society of New Zealand, vol. 72, p. 160-185.
- Berlo K., Blundy J., Turner S. and Hawkesworth C., 2007, Textural and chemical variation in plagioclase phenocrysts from the 1980 eruptions of Mount St. Helens, USA, Contrib. Mineral. Petrol., p. 291-308.
- Bonatti S and Gottardi G., 1950, Perrierite, nuovo minerale ritrovato nella sabia di Nettuno (Roma). Acc. Naz. Lincei Rend. Sc. Fis. Mat. E Nat., vol. 9, p. 361-368.
- Bowen N. L., 1928, The Evolution of the Igneous Rocks, Dover Publications, New York (1928), p. 332.
- Bowen N. L., 1945, Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks, Am. J. Sci., vol. 243A, p. 75-89
- Boyd F. R., 1959, Hydrothermal investigations of amphiboles, p. 377-396 in Abelson P. H. (ed.), Researches in geochemistry : New York, John Wiley & Sons.
- Calvo C. and Faggiani R., 1974, A re-investigation of the crystal structures of chevkinite and perrierite. Am.Mineral., vol. 59, p. 1277-1285.
- Carmichael I. S. E., Nicholls J. and Smith A. L., 1970, Silica activity in igneous rocks, American Mineralogist, vol. 55 p. 246-263.
- Carmichael I. S. E., Turner J. Francis, Verhoogen John, 1974, igneous petrology, international series in the earth & planetary sciences, 739p.
- Cermignani C. and Anderson G. M., 1983, The plagioclase exchange reaction in carbonate solutions and application to néphélinisation, American Journal of Science, vol. 283-A, p. 314-327.
- Chiba H., Chacko T., Clayton R. N. and Goldsmith J. R., 1989, Oxygen isotope fractionations involving Diopside, forstérite, magnetite and calcite : Application to geothermometry, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 53, p. 2985-2995.
- Chukanov N.V., Pekov I.V. and Khomyakov A.P., 2002, Recommended nomenclure for labuntsovite-group minerals. European Journal of Mineralogy. vol. 14, p. 165-173.
- Coltorti M., Alberti A., Beccaluva L., Dos Santos A. B., Mazzucchelli M., Morais E., Rivalenti G. and Siena F., The Tchivira-Bonga alkaline-carbonatite complex (Angola) : petrological study and comparison with some brazilian analogues, Eur. J. Mineral., 5, p. 1001-1024.
- Comin-Chiaramonti P., Civetta L., Petrini R., Piccirillo E. M., Bellieni G., Censi P., Bitschene P., Demarchi G., De Min A., Gomes C. de B., Castillo A. M. and Velazquez J. C., 1991, Tertiary nephelinitic magmatism in Eastern Paraguay : Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with associated spinel-peridotite xenoliths, Eur. J. Mineral., vol. 3, p. 507-525.

- Comin-Chiaramonti P., Cundari A., Piccirillo E. M., Gomes C. B., Castorina F., Censi P., De Min A., Marzoli A., Speziale S. and Velazquez V. F., 1997, Potassic and sodic igneous rocks from eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná flood tholeiites, *Journal of Petrology*, vol. 38, n° 4, p. 495-528.
- Coombs D. S. and Wilkinson J. F. G., 1969, Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from the East Otago Volcanic Province (New Zealand) and related rocks, *Journal of Petrology*, vol. 10, p. 440-501.
- Czamanske G. K. and Atkin S. A., 1985, Metasomatism, titanian acmite, and alkali amphiboles in lithic-wacke inclusions within the Coyote Peak diatreme, Humboldt Country, California, *American Mineralogist*, vol. 70, p. 499-516.
- Dawson J. B., 1998, Peralkaline nephéline-natrocronatite relationships at Oldoinyo Lengai, Tanzania, *Journal of Petrology*, vol. 39, p. 2077-2094.
- Dawson J. B., Smith J. V. and Steele I. M., 1995, Petrology and mineral chemistry of plutonic igneous xenoliths from the carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai, Tanzania, *Journal of Petrology*, vol. 36, num. 3, p. 797-826.
- De Hoog J. C. M. and Van Bergen M. J., 2000, Volatile-induced transport of HFSE, REE, Th and U in arc magmas: evidence from zirconolite-bearing vesicles in potassic lavas of Lewotolo volcano (Indonesia), *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 139, p. 485-502.
- Dick H. J. B. and Bullen T., 1984, Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas, *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 86, p. 54-76.
- Duke J. M., 1976, Distribution of the period four transition elements among olivine, calcic clinopyroxene and mafic silicate liquid: experimental results, *Journal of Petrology*, vol. 17, p. 499-521.
- Duncan A. R., Milner S. C. and Jerram D. A., 1998, Field excursion C4: southern Etendeka volcanism, northwestern Namibia, Magmatic diversity: volcanoes and their roots, IAVCEI, International Volcanological Congress, Cape Town – July 1998, 90p.
- Eggleton R. A., 1984, Formation of iddingsite rims on olivine: a transmission electron microscope study, *Clays and Clay Minerals*, vol. 32, n°1, p. 1-11.
- Ernst W. G., 1962, Synthesis, stability relations, and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions, *The Journal of Geology*, vol. 70, p. 689-736.
- Ewart A., 1981, The mineralogy and chemistry of the anorogenic tertiary silicic volcanics of S.E. Queensland and N.E. New South Wales, Australia, *Journal of Geophysical Research*, vol. 86, p. 10242-10256.
- Ewart A., Milner S. C., Armstrong R. A. and Duncan A. R., 1998a, Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I:

- Geochemical evidence of early cretaceous Tristan Plume melts and the role of crustal contamination in the Paranà-Etendeka CFB, *Journal of Petrology*, vol. 39, p. 191-225.
- Ewart A., Milner S. C., Armstrong R. A. and Duncan A. R., 1998b, Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part II : Voluminous quartz latite volcanism of the Awahab Magma System, *Journal of Petrology*, vol. 39, p. 227-253.
- Ewart A., Milner S. C., Duncan A. R. and Bailey M., 2002, The Cretaceous Messum igneous complex, S. W. Etendeka, Namibia : reinterpretation in terms of a downsag-cauldron subsidence model, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, p. 251-273.
- Exley R. A., 1980, Microprobe studies of REE-rich accessory minerals : implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 48, p. 97-110.
- Faure G., 2001, *Origin of igneous rocks, The isotopic evidence*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 495p.
- Flohr M. J. K. and Ross M., 1990, Alkaline igneous rocks of Magnet Cove, Arkansas : mineralogy and geochemistry of syenites, *Lithos*, vol. 26, p. 67-98.
- Foland K. A. and Henderson C. M. B., 1976, Application of age and Sr isotope data to the petrogenesis of the Marangudzi ring complex, Rhodesia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 29, p. 291-301.
- Foland K. A., Landoll J. D., Henderson C. M. B. and Jiangfeng C., 1993, Formation of cogenetic quartz and nepheline syenites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 57, p. 697-704.
- Franz L. and Wirth R., 2000, Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago/Papua New Guinea) : evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere, *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 140, p. 283-295.
- Fuhrman M. L., Lindsley D. H., 1988, Ternary-feldspar modelling and thermometry, *American Mineralogist*, vol. 73, p. 201-215
- Geological Survey, 1980, *Geological Map of Namibia*. Ministry of Mines and Energy, Geological Survey, Windhoek.
- Giret A., Bonin B. and Leger J.-M., 1980, Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes, *Canadian Mineral.*, vol. 18, p. 481-495.
- Grapes R. H., 1975, Petrology of the Blue Mountain Complex, Marlborough, New Zealand, *Journal of Petrology*, vol. 16, p. 371-428.
- Gray N. H., 1971, A parabolic hourglass structure in titanaugite, *The American Mineralogist*, vol. 56, p. 952-979.

- Green T. H. and Pearson N. J., 1988, Experimental crystallisation of chevkinite/perrierite from REE-enriched silicate liquids at high pressure and temperature, *Mineralogical Magazine*, vol. 52, p. 113-120.
- Gupta A. K. and Edgar A. D., 1974, Phase relations in the system nepheline – leucite – anorthite at 1 atmosphere, *Canadian Mineralogist*, vol. 12, p. 354-356.
- Haggerty S.E and Mariano A.N., 1983, Strontian-lopaprite and strontio-chevkinite : two new minerals in rheomorphic fenites from Parana basin carbonatite, south America. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 84, p. 365-381.
- Harding R. R., Merriman R. J. and Nancarrow P. H. A., 1982, A note on the occurrence of chevkinite, allanite, and zirkelite on St. Kilda, Scotland, *Mineral. Mag.*, vol. 46, p. 445-448.
- Harris C., 1995, Oxygen isotope geochemistry of the Mesozoic anorogenic complexes of Damaraland, northwest Namibia : evidence for crustal contamination and its effect on silica saturation, *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 122, p. 308-321.
- Harris C., Marsh J. S. and Milner S. C., 1999, petrology of the alkaline core of the Messum igneous complex, Namibia : evidence for the progressively decreasing effect of crustal contamination, *Journal of Petrology*, vol. 40, n°9, p. 1377-1397.
- Hatch F. H., Wells A. K. and Wells M. K., 1961, *Petrology of the igneous rocks*, twelfth edition, ed : Thomas Murby & Co., 515p.
- Hawkesworth CJ, Gallaher K, Kelley S, Mantovani M, Peate DW, Regelous M and Rogers NW, 1992, Parana magmatism and the opening of the South Atlantic. In: Storey, B.C., Alabaster T & Pankhurst RJ (eds) *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society, London, Special Publications 68: 221-240.
- Helz R. T., 1973, Phase relation of basalt in their melting range at $P_{H_2O} = 5\text{kb}$ as a function of oxygen fugacity. Part I. Mafic phases, *Journal of Petrology*, vol. 14, p. 249-302.
- Helz R. T., 1976, Phase relation of basalt in their melting range at $P_{H_2O} = 5\text{kb}$ as a function of oxygen fugacity. Part II. Melt compositions, *Journal of Petrology*, vol. 17, p. 139-193.
- Henderson C. M. B. and Gibb F. G. F., 1972, Plagioclase-Ca-rich-nepheline intergrowths in a syenite from the Marangudzi complex, Rhodesia., *Mineral. Mag.* , p. 334-337.
- Henderson C. M. B. and Gibb F. G. F., 1977, Formation of analcime in the Dippin sill, Isle of Arran, *Mineral. Mag.* , short communication, vol. 38, p. 670-677.
- Henderson C. M. B. and Gibb F. G. F., 1983, Felsic mineral crystallization trends in differentiating alkaline basic magmas, *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 84, p. 355-364.
- Henderson C. M. B., 1984, Feldspathoid stabilities and phase inversions – A review, in *Feldspars and feldspathoids, structures, properties and occurrences*, ed. Brown W. L., p. 471-499.

- Hill R. and Roeder P., 1974, The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity, *Journal of Geology*, vol. 82, p. 709-729.
- Hollister L. S. and Gancarz A. J., 1971, Compositional sector-zoning in clinopyroxène from the Narce area, Italy, *The American Mineralogist*, vol. 56, p. 959-979.
- Holloway J. R., 1973, The system pargasite-H₂O-CO₂ : a model for melting of a hydrous mineral with a mixed-volatile fluid-I. Experimental results to 8 kbar, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 37, p. 651-666.
- Ito J. and Arem J.E., 1971, Chevkinite and perrierite : synthesis, crystal growth and polymorphism. *Am. Mineral.*, vol. 56, p. 307-319.
- Jamieson H. E. and Roeder P. L., 1984, The distribution of Mg and Fe²⁺ between olivine and spinel at 1300°C, *American Mineralogist*, vol. 69, p. 283-291.
- Jesus A. P., Mateus A., Vaerenborgh J. C., Figueiras J., Alves L. C. and Oliveira V., 2003, Hypogene titanian, vanadian maghemite in reworked oxide cumulates in the Beja layered gabbro complex, Odivelas, southeastern Portugal, *The Canadian Mineralogist*, vol 41, p. 1105-1124.
- Jiang N., 2006, Hydrothermal alteration of chevkinite-(Ce) in the Shuiquangou syenitic intrusion, Northern China. *Chemical Geology*, vol. 227, p. 100-112.
- Johannsen A., 1938, The feldspathoid rocks, *A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks*, Volume IV. University of Chicago Press, 523p.
- Johnsen O., Gault R. A., Grice J. D. and Ercit T. S., 1999, Khomyakovite and manganokhomyakovite, two new members of the eudialyte group from Mont Saint-Hilaire, Quebec, Canada, *The Canadian Mineralogist*, vol. 37, p. 893-899.
- Jones R. H. and MacKenzie W. S., 1989, Liquidus phase relationships in the system CaAl₂Si₂O₈ - NaAlSi₃O₈ - KAlSi₃O₈ - NaAlSiO₄ - KAlSiO₄ at P(H₂O) = 5kb, *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 101, p. 78-92.
- Jones R. H. and MacKenzie W. S., 1991, Liquidus phase relationships in the system KAlSi₃O₈ - CaAl₂Si₂O₈ - KAlSiO₄ at P(H₂O) = 5kb, *American Mineralogist*, vol. 76, p. 200-204.
- Keller J., Williams T.C. and Koberski U., 1995, Niocalite and wöhlerite from the alkaline and carbonatite rocks at Kaiserstuhl, Germany, *Mineralogical Magazine*, vol. 59, p. 561-566.
- Korn H. and Martin H., 1954, The Messum igneous complex in south-west Africa, *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, vol. 57, p. 83-122.
- Kuno H., 1960, High-alumina basalt, *Journal of Petrology*, vol. 1, p. 121-145.

- Kushiro I., 1972, Determination of liquidus relations in synthetic silicate systems with electron-probe analysis-system forstérite-diopside-silica at 1 atmosphere, *The American Mineralogist*, vol. 57, p. 1260-1271.
- Lacroix A., 1910, *Minéralogie de la France et de ses colonies*, Paris, vol. 4, 923p.
- Lacroix A., 1920, La systématique des roches grenues à plagioclase et feldspathoïdes, *Comptes Rendus*, vol. 170, p. 21-26.
- Ladoll J. D. and Foland K. A., 1996, The formation of quartz syénites by crustal contamination at Mont Shefford and other Monteregian complexes, Quebec, *The Canadian Mineralogist*, vol. 34, p. 301-324.
- Lanyon R. and Le Roex A. P., 1995, Petrology of the alkaline and ultramafic lamprophyres associated with the Okenyenya igneous complex, northwestern Namibia, *S. Afr. Tydskr. Geol.*, p. 140-156.
- Larsen L. M., 1976, Clinopyroxènes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilimaussaq intrusion, South Greenland, *Journal of Petrology*, vol. 17, p. 258-290.
- Le Bas M. J., 1962, The role aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage, *Amer. Journ. Sci.*, vol. 260, p. 267-288.
- Le Bas M. J., 1987, Nephelinites and carbonatites, In : *Alkaline Igneous Rocks – Eihen et Upton (Ed.)*, Geological Society, sp. pub. n°30, p. 53-83.
- Le Maitre (Editor) et al., 2002, *Igneous rocks : a classification and glossary of terms*, second edition, recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 236p.
- le Roex A. P., Cliff R. A., and Adair B. J. I., 1990, Tristan da Cunha, south Atlantic : geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series, *Journal of Petrology*, vol. 31, n° 4, p. 779-812.
- le Roex A. and Lanyon R., 1998, Isotope and trace element geochemistry of cretaceous Damaraland lamprophyres and carbonatites, northwestern Namibia : Evidence for plume-lithosphere interactions, *Journal of Petrology*, vol. 39, n°6, p. 1117-1146.
- le Roex A. P., Walkins R. T. and Reid A. M., 1996, Geochemical evolution of the Okenyenya sub-volcanic ring complex, northwestern Namibia, *Geol. Mag.*, p. 645-670.
- Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G., 1997, *Nomenclature of amphiboles : report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names*, *The Canadian Mineralogist*, vol. 35, p. 219-246.

- Lindsley D. H., 1976, Experimental studies of oxide minerals, Reviews in mineralogy volume 3, Oxide Minerals, Rumble D., III, Editor, p. L61-L88.
- Longhi J., 1987, Liquidus equilibria and solid-solution in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-CaSiO}_3\text{-SiO}_2$ at low-pressure, American Journal of Science, vol. 287, p. 265-331.
- Luth W. C., 1967, Studies in the system $\text{KAlSiO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$: I, inferred phase relations and petrologic applications, Journal of Petrology, vol. 8, p. 372-416.
- Luth W. C., 1974, Resorption of silicate minerals. In : The alkaline rocks (ed. H. Sorensen), J. Wiley & Sons, p. 500-515.
- Macdonald R. and Belkin H. E., 2002, Compositional variation in minerals of the chevkinite group, Mineralogical magazine, vol. 66, p. 1075-1098.
- MacDonald R., Marshall A.S., Dawson J.B., Hinton R.W. and Hill P.G., 2002, Chevkinite-grup minerals from salic volcanic rocks of the East African Rift. Min. Mag., vol. 66, p. 287-299.
- Mariano A. N. and Roeder P. L., 1989, Wöhlerite : chemical composition, cathodoluminescence and environment of crystallization, The Canadian Mineralogist, vol. 27, p. 709-720.
- Martin B., 1987, Etude détaillée de la solidification d'un filon de basalte alcalin du Lodevois, thèse, université de Paris 6, Mémoires des sciences de la Terre de l'Université Pierre et Marie Curie, 105 p.
- Martin H., Mathias M. and Simpson E. S. W., 1960, The Damaraland sub-volcanic ring complexes in south west Africa, Report of the XXI Session, International Geological Congress, vol. 13, p. 156-174.
- Martinez I. A., 1995, Stable isotope geochemistry of the Okenyenya igneous complex, Namibia : constraints on contamination and fluid interaction, PhD, Department of Geological Sciences, University of Cape Town, 99p.
- Martinez I. A., Harris C., Le Roex A. P. and Milner S. C., 1996, Oxygen isotope evidence for extensive crustal contamination in the Okenyenya igneous complex, Namibia, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 60, N° 22, p. 4497-4508.
- Martz A. M. and Brown F. H., 1981, Chemistry and mineralogy of some plio-pleistocene tuffs from the Shungura Formation, southwest Ethiopia, Quarternary Research, vol. 16, p. 240-257.
- Mathias M., 1956, The petrology of the Messum igneous complex, south-west Africa, Tans. Geol. Soc. S. Afr., vol. 59, p. 23-58.
- Mathias M., 1957, The geochemistry of the Messum igneous complex, south-west Africa, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 12, p. 29-46.

- Maurel C. and Maurel P., 1982, Etude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques : teneur en chrome des spinelles, *Bull. Minéral.*, vol. 105, p. 197-202.
- Marcelot G., Le Guen de Kerneizon M. and Bohn M., 1981, Zonation du nickel et du chrome dans les minéraux ferromagnésiens d'un basalte de Saint-Vincent (petites Antilles) ; conséquences pétrogénétiques, *C. R. Acad. Ac. Paris*, p. 1079-1082.
- McBirney A.R., 1993. *Igneous Petrology*, 2nd Ed., Boston: Jones & Bartlett, 508 p.
- Michael P. J., 1988, Partition coefficients for rare earth elements in mafic minerals of high silica rhyolites : The importance of accessory mineral inclusions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 52, p. 275-282.
- Milner S. C. and Ewart A., 1989, The geology of the Goboboseb Mountain volcanics and their relationship to the Messum Complex, Namibia, *Communs geol. Surv. Namibia*, vol. 5, p. 31-40.
- Milner S. C., Ewart A., and Duncan A. R., 1990, Voluminous quartz latite rheognimbrites of the Etendeka formation and their relationship to the Messum complex, Namibia, 23rd earth science congress of the geological society of South Africa, Abstracts, 2-6 July 1990, Cape town, p. 406-409.
- Milner S. C., le Roex A. P., O'Connor J. M., 1995, Age of Mesozoic igneous rocks in northwestern Namibia, and their relationship to continental breakup, *Journal of the Geological Society of London*, vol. 152, p. 97-104.
- Milner S. C., le Roex A. P. and Watkins R. T., 1993, Rb-Sr age determinations of rocks from the Okenyanya igneous complex, northwestern Namibia, *Geol. Mag.*, vol. 130, p. 335-343.
- Milner S. C. and Swart R., 1994, Messum – Albin excursion, 17th-19th june 1994, *Geological Society of Namibia*, 15p.
- Mitchell R. H., 1990, A review of the compositional variation of amphiboles in alkaline plutonic complexes, *Lithos*, vol. 26, p. 135-156.
- Mitchell, R.H. ,2005, Mineralogical and experimental constraints on the origin of niobium mineralization in carbonatites. In *Rare Element Geochemistry and Mineral Deposits* (R.L. Linnen & I.M. Samson, eds.). *Geol. Assoc. Can., Short Course Notes 17*, p. 201-216.
- Miyajima M., Matsubara S., Miyawaki R., Yokoyama K. and Hirokawa K., 2001, Rengeite, $Sr_4ZrTi_4Si_4O_{22}$, a new mineral, the Sr_6Zr analogue of perrierite from Itoigawa-Ohmi district, Niigata Prefecture, central Japan, *Min. Mag.*, vol. 65, p. 111-120.
- Miyajima M. Miyakawa R. and Ito K., 2002, Matsubaraite, $Sr_4Ti_5(Si_2O_7)_2O_8$, a new mineral, the Sr-Ti analogue of perrierite in jadeite from the Itoigawa-Ohmi district, Niigata prefecture, Japan, *Eur. J. Mineral.*, vol. 14, p. 1119-1128.

- Morse S. A., 1980, basalts and phase diagrams, An introduction to the quantitative use of phase diagrams in igneous petrology, Springer-Verlag, New York Heidelberg Berlin, 493p.
- Morse S. A. and Ross M., 2004, Kiglapait mineralogy IV : The augite series, *The American Mineralogist*, vol. 89, p. 1380-1395.
- Myers J. S., Gill R. C. O., Rex D. C. and Charnley N. R., 1993, The Kap Gustav Holm Tertiary Plutonic Centre, East Greenland, *Journal of the Geological Society*, vol. 150, p. 259-276.
- Neumann H., 1985, Norges mineraler. Norges Geologiske Undersokelse, Skrifter, 68, 278p.
- Novak S. W. and Mahood G. A., 1986, Rise and fall of a basalt-trachyte-rhyolite magma system at the Kane Springs Wash Caldera, Nevada, *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 94, p. 352-373.
- Obata M., Banno S. and Mori T., 1974, The iron-magnesium partitioning between naturally occurring coexisting olivine and Ca-rich clinopyroxène : an application of the simple mixture model to olivine solid solution, *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, vol. 97, p. 101-107.
- Pan V. and Longhi J., 1990, The system $Mg_2SiO_4-Ca_2SiO_4-CaAl_2O_4-NaAlSiO_4-SiO_2$: one atmosphere liquidus equilibria analogs of alkaline mafic lavas, *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 105, p. 569-584.
- Parodi G. C., Della Ventura G., Mottana A. and Raudsepp M., 1994, Zr-rich non metamict perrierite-(Ce) from holocrystalline ejecta in the Sabatini volcanic complex (Latium, Italy), *Mineralogical Magazine*, vol. 58, p. 607-613.
- Pati J., Arima M. and Gupta A. K., 2000, Experimental study of the system diopside – albite – nepheline at $P(H_2O) = P(Total) = 2$ and 10 kbar and at $P(Total) = 28$ kbar, *The Canadian Mineralogist*, vol. 38, p. 1177-1191.
- Perkins D. and Vielzeuf D., 1992, Experimental investigation of Fe-Mg distribution between olivine and clinopyroxène : Implications for mixing properties of Fe-Mg in clinopyroxène and garnet-clinopyroxene thermometry, *American Mineralogist*, vol. 77, p. 774-783.
- Porada H., 1989, Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil, *Precambrian Research*, vol. 44, p. 103-136.
- Popov V.A., Pautov L.A., Sokolova E., Hawthorne F.C., McCammon C. and Bazhenova L.F., 2001, Polyakovite-Ce, $(REE,Ca)_4(Mg,Fe^{2+})(Cr^{3+},Fe^{3+})_2(Ti,Nb)_2Si_4O_{22}$, a new metamict mineral species from the ilmen Mountains, southern Urals, Russia : mineral description and crystal chemistry, *Can. Mineral.*, vol. 39, p. 1095-1104.
- Putnis A., 1979, Electron petrography of high-temperature oxidation in olivine from the Rhum Layered Intrusion, *Mineralogical Magazine*, vol. 43, p. 293-296.

- Renne P. R., Deckart K., Ernesto M., Féraud G., Piccirillo E. M., 1996, Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism, *EPSL*, vol. 144, p. 199-211.
- Renne P. R., Ernesto M., Pacca I. G., Coe R. S., Glen J. M., Prévot M., Perrin M., 1992, The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary, *Science*, vol. 258, p. 975-979.
- Renne P. R., Glen J. M., Milner S. C., and Duncan A. R. , 1996, Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa, *Geology*, vol. 24, n. 7, p. 659-662.
- Renne P. R., Scott G. R., Glen J. M. G., Feinberg J. M., 2002, Oriented inclusions of magnetite in clinopyroxene : source of stable remanent magnetization in gabbros of the Messum Complex, Namibia, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 3, n°12, p. 1079-1090.
- Riishuus M. S., Peate D. W., Tegner C., Wilson J. R. and Brooks C. K., 2008, Petrogenesis of cogenetic silica-oversaturated and –undersaturated syenites by periodic recharge in a crustally contaminated magma chamber : the Kangerlussuaq Intrusion, East Greenland, *Journal of Petrology*, vol. 49, p. 493-522.
- Robles E. R., Fontan F., Monchoux P., Sorensen H. and de Parseval P., 2001, Hiortdahlite II from the Ilimaussaq alkaline complex, Morocco, and the Iles de Los, Guinea, *Geology of Greenland Survey Bulletin*, vol. 190, p. 131-137.
- Romick J. D., Kay S. M. and Kay R. W., 1990, Magmatism in the Aleutian Arc : temporal characteristic of igneous activity on Akutan Island, *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 104, p. 700-721.
- Rosenbush H., 1907, *Mikroskopische physiographie der mineralien und gesteine*, Bd. Ii, Erste Hälfte, Schweizerbart, Stuttgart, 716p.
- Rosenbush H. and Osann A., 1922, *Elemente der Gesteinslehre*, p. 223-229, Schweizerbart, Stuttgart.
- Rock N. M. S., 1978, Petrology and potrogenesis of the Monchique alkaline complex, southern Portugal, *Journal of Petrology*, vol. 19, num. 2, p. 171-214.
- Roux J., 1979, *Etudes physicochimiques des feldspathoïdes et application aux problèmes pétrographiques*, thèse d'état, université Paris-Sud, centre d'Orsay, 53p.
- Sack R. O. and Carmichael I. S. E., 1984, $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$ and $TiAl_2 \leftrightarrow MgSi_2$ exchange reactions between clinopyroxènes and silicate melts, *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 85, p. 103-115.
- Sack R. O. and Ghiorso M. S., 1991, Chromian spinels as petrogenetic indicators: Thermodynamics and petrological applications, *American Mineralogist*, vol. 76, p. 827-847.

- Scaillet B. and Macdonald R., 2001, Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications, *Journal of Petrology*, vol. 42, p. 825-845.
- Schairer J. F. and Yoder H. S., 1964, Crystal and liquid trends in simplified alkali basalts, *Annual Report of the Director of the Geophysical Laboratory, Carnegie Institution, Upton Street, Northwest, Washington D. C., 1963-1964*, p. 65-79.
- Schiano P., 2003, Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals, *Earth-Science Reviews*, vol. 63, p. 121-144.
- Schiano P., Clocchiatti R., Bourdon B., Burton K. W. and Thellier B., 2000, The composition of melt inclusions in minerals at the garnet-spinel transition zone, *EPLS*, vol. 174, p. 375-383.
- Schmitt A. K., Emmermann R., Trumbull R. B., Bohn B. and Henjes-Kunst F., 2000, Petrogenesis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Brandberg complex, Namibia : evidence for a major mantle contribution in metaluminous and peralkaline granites, *Journal of Petrology*, vol. 41, p. 1207-1239.
- Segalstad T. V., 1979, Petrology of the Skien basaltic rocks, southwestern Oslo Region, Norway, *LITHOS*, vol. 12, p. 221-239.
- Simpson E. S. W., 1954, The Okonjeje igneous complex, South West Africa. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 57, p. 125-172.
- Size W. B., 1972, Petrology of the Red Hill syenite complex, New Hampshire, *GSA Bull.*, vol. 83, p. 3737-3760.
- Sokolova E., Hawthorne F.C., Della Ventura G. and Kartashov P.M., 2004, Chevkinite-(Ce) : crystal structure and the effect of moderate radiation-induced damage on site occupancy refinement, *Can. Mineral.*, vol. 42, p. 1013-1045.
- Sorensen H., 1974, *The alkaline rocks*, J. Wiley & Sons, 622p.
- Soulard H., Provost A. and Boivin P., 1992, CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Na₂O (CMASN) at 1 bar from low to high Na₂O contents – Topology of an analog for alkaline basic rocks, *Chemical Geology*, vol. 96, p. 459-477.
- Stephenson D., 1972, Alkali clinopyroxènes from nepheline syenites of the South Qôroq Centre, South Greenland, *Lithos*, vol. 5, p. 187-201.
- Streck M. J. and Grunder A. L., 1997, Compositional gradients and gaps in high-silica rhyolites of the Rattlesnake Tuff, Oregon, *Journal of Petrology*, vol. 38, p. 133-163.
- Strong D. F. and Taylor R. P., 1984, Magmatic-subsolidus and oxidation trends in composition of amphiboles from silica-saturated peralkaline igneous rocks, *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, vol. 32, p. 211-222.

- Taylor S. R. and McLennan S. M., 1981, The composition and evolution of the continental crust : rare earth element evidence from sedimentary rocks, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, vol. 301, p. 381-399.
- Taylor H. P., and Sheppard S. M. F., 1986, Igneous rocks. I. Process of isotopic fractionation and isotope systematics. In : Valley J. W., Taylor H. P. and O'Neil J. R. (eds), *Stable isotopes in high-temperature geological process*, *Reviews in mineralogy* 16, *Min. Soc. Am.*, Washington, D.C., p. 227-271.
- Tilley, C. E., 1957, Problems of alkali rock genesis, *J. Geol. Soc. London*, vol. 113, p. 323-360.
- Tilley C. E., Gittins J. and Scoon J. H., 1961, Igneous nepheline-bearing rocks of the Haliburton-Bancroft province of Ontario, *Journal of Petrology*, vol. 2, p. 38-48.
- Tracy R. J. and Robinson P., 1977, Zoned titanian augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite, *The American Mineralogist*, vol. 62, p. 634-645.
- Troll V. R., Sachs P. M., Schmincke H.-U. and Sumita M., 2003, The REE-Ti mineral chevkinite in comenditic magmas from Gran Canaria, Spain : a SYXRF-probe study, *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 154, p. 730-741.
- Trumbull R.B., Böhn B., Romer R. L. and Volker F., 2003, The petrology of basanite-tephrite intrusions in the Erongo Complex and implications for a plume origin of cretaceous alkaline complexes in Namibia, *Journal of Petrology*, vol. 44, num. 1, p. 93-111.
- Van Bergen M. J., 1984, Perrierite in siliceous lavas from Mt. Amiata, central Italy, *Mineralogical Magazine*, vol. 48, p. 553-556.
- Vartanova N. S., Zav'yalova I. V. and Arnautov N. V., 1968, Accessory chevkinite in granitoids of east Transbaikal, *Doklady of the Academy of Sciences U.S.S.R. : Earth Science Section*, vol. 176, p. 131-134.
- Vlach S.R.F. and Gualda G.A.R., 2007, Allanite and chevkinite in A-type granites and syenites of the Graciosa Province, Southern Brazil, *Lithos*, vol. 97, p. 98-121.
- Vlasov K. A. (editor), 1966, Minerals of cerium earths. In : *Geochemistry and mineralogy of rare elements and genetic types of their deposits. II. Mineralogy of rare elements*, Israel Program for Scientific Translations : Jerusalem, 945p.
- Wager L. R., Brown G. M. and Wadsworth W. J., 1960, Types of igneous cumulates, *Journal of Petrology*, vol. 1, p. 73-85.
- Wanke A., 2000, Karoo-Etendeka unconformities in NW Namibia and their tectonic implications, *Dissertation zur Erlangung des naturwissenschaftlichen Doktorgrades des Bayerischen Julius-Maximus-Universität, Würzburg*, 116p.
- Wass S. Y., 1973, The origin and petrogenetic significance of hour-glass zoning in titaniferous clinopyroxènes, *Mineralogical Magazine*, vol. 39, n°302, p. 133-144.

Williams, H., Turner, F. J., Gilbert, C. M., 1958, PETROGRAPHY: An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections, 1st Edition, San Francisco, 406p.

Wones D. R. and Gilbert M. C., 1982, Amphiboles in the igneous environment, In : Reviews in mineralogy volume 9B : Amphiboles : petrology and experimental phase relations, Veblen D. R. and Ribbe P. H. editors, p. 355-390.

Wood B. J. and Strens R. G. J., 1971, The orthopyroxène geobarometer, Earth and Planetary Science Letters, vol. 11, p. 1-6.

Yoder H. S. and Tilley C. E., 1962, Origin of basalt magmas : An experimental study of natural and synthetic rocks systems, Journal of Petrology, vol. 3, p. 342-532.

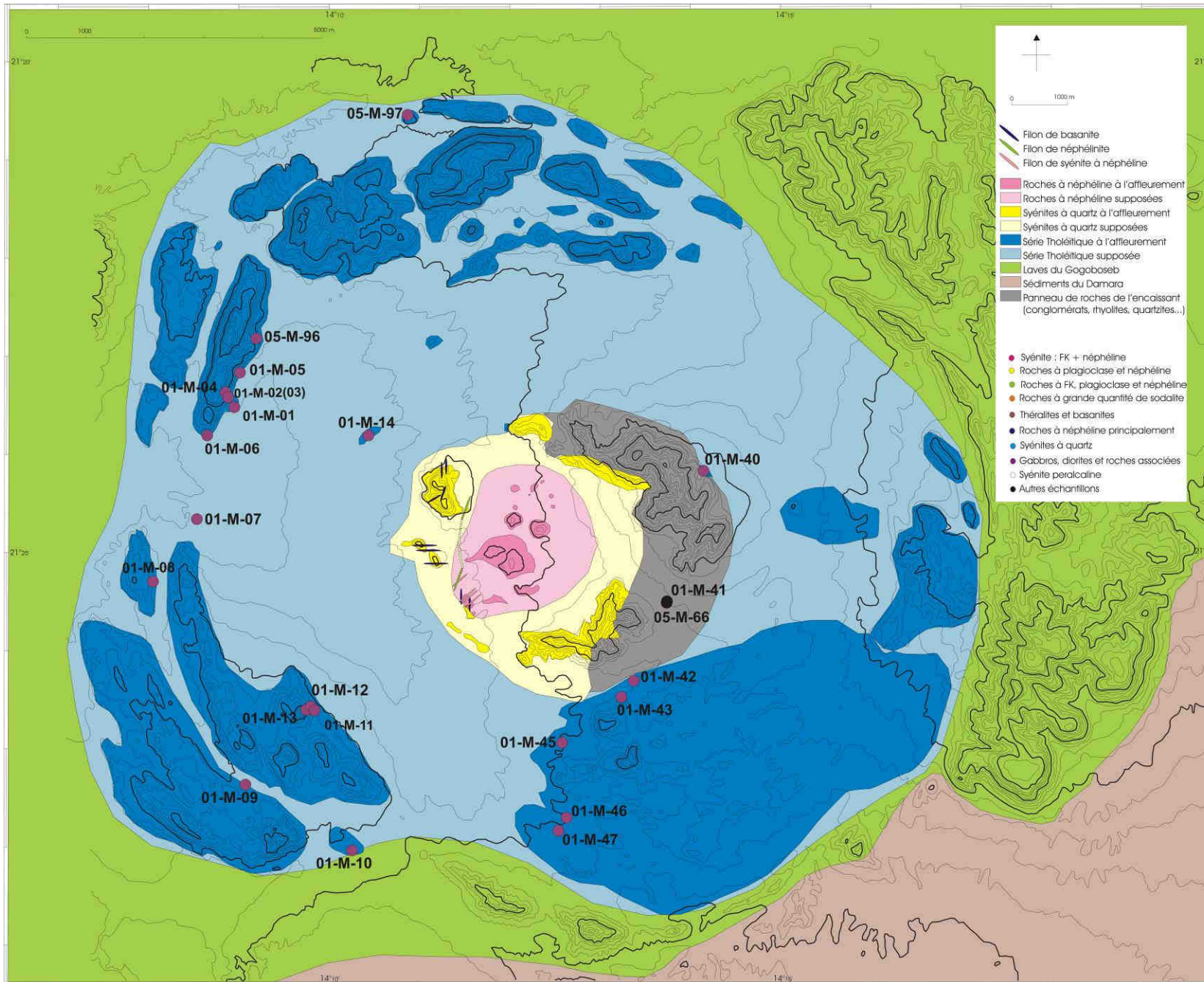
Annexe 1

Cartes et localisation des échantillons

Coordonnées GPS des échantillons :

Echantillon	Latitude (S)	Longitude (E)
01-M-01	21°23'29.5"	14°8'56.7"
01-M-02	21°23'23.4"	14°8'52.6"
01-M-04	21°23'20.3"	14°8'50.8"
01-M-05	21°23'8"	14°9'0.4"
01-M-06	21°23'47"	14°8'38.8"
01-M-07	21°24'38.9"	14°8'32"
01-M-08	21°25'17.6"	14°8'3"
01-M-09	21°27'23.5"	14°9'4"
01-M-10	21°28'4.3"	14°10'14.4"
01-M-11	21°26'36.7"	14°9'48.8"
01-M-12	21°26'35.7"	14°9'47.3"
01-M-13	21°26'37.1"	14°9'44.1"
01-M-14	21°23'47"	14°10'25.2"
01-M-15	21°24'9.5"	14°11'6.3"
01-M-16	21°24'11.4"	14°11'4"
01-M-18	21°24'25.9"	14°11'8"
01-M-19	21°24'14"	14°11'22"
01-M-21	21°24'44.6"	14°12'1.3"
01-M-22	21°24'41.9"	14°11'59.2"
01-M-24	21°24'40.1"	14°11'57.9"
01-M-25	21°24'41.1"	14°11'56.7"
01-M-26	21°24'46.6"	14°11'56.5"
01-M-28	21°24'18.6"	14°12'14"
01-M-30	21°24'48.2"	14°12'16.8"
01-M-32	21°24'49.7"	14°12'11.9"
01-M-33	21°25'8"	14°12'22.4"
01-M-35	21°25'25.7"	14°12'12.2"
01-M-37	21°25'8.5"	14°11'58.9"
01-M-38	21°25'10.5"	14°12'1.7"
01-M-40	21°24'8.9"	14°14'6.3"
01-M-41	21°25'29.8"	14°13'42.2"
01-M-42	21°26'19.1"	14°13'20.3"
01-M-43	21°26'29.2"	14°13'12.1"
01-M-44	21°24'32.3"	14°11'24.9"
01-M-45	21°26'57.5"	14°12'33"
01-M-46	21°27'44"	14°12'34.4"
01-M-47	21°27'52.1"	14°12'30.6"
05-M-01	21°25'1.3"	14°11'37.6"
05-M-02	21°25'2.2"	14°11'37.5"
05-M-03	21°25'2.6"	14°11'37.6"
05-M-04	21°25'4.2"	14°11'38"
05-M-05	21°25'4.5"	14°11'37.2"
05-M-06	21°25'4.3"	14°11'40.3"
05-M-07	21°25'5.8"	14°11'42.9"
05-M-08	21°25'7.3"	14°11'44.5"
05-M-09	21°25'6.8"	14°11'45.6"
05-M-10	21°25'8.2"	14°11'47.4"
05-M-11	21°25'12.1"	14°11'55.3"
05-M-12	21°25'10.4"	14°11'52.1"
05-M-13	21°25'7.2"	14°11'49.4"
05-M-14	21°25'1.9"	14°11'45.4"
05-M-15	21°25'19"	14°11'23.1"
05-M-17	21°25'0.4"	14°11'3.4"
05-M-18	21°24'44.9"	14°11'56.5"
05-M-19	21°24'44.3"	14°11'56.7"
05-M-20	21°24'42"	14°11'55.8"
05-M-21	21°24'41.3"	14°11'56.9"
05-M-22	21°24'41.3"	14°11'56.9"
05-M-23	21°24'38.9"	14°11'58.4"
05-M-24	21°24'42.2"	14°12'3.4"
05-M-25	21°24'47.3"	14°11'57.4"
05-M-26	21°24'46.4"	14°11'56.2"
05-M-27	21°25'8.7"	14°12'4.4"
05-M-28	21°25'9.3"	14°12'1.9"
05-M-29	21°25'11.2"	14°12'1.5"




Echantillon	Latitude (S)	Longitude (E)
05-M-30	21°25'10.3"	14°11'59.9"
05-M-31	21°25'10.6"	14°11'59.2"
05-M-32	21°25'9"	14°11'59.4"
05-M-33	21°25'5.3"	14°11'58.6"
05-M-34	21°24'57.6"	14°11'59.7"
05-M-35	21°24'55"	14°12'2.4"
05-M-36	21°25'1.6"	14°12'6"
05-M-37	21°25'6.2"	14°12'5.7"
05-M-38	21°25'25.8"	14°12'13.6"
05-M-39	21°25'25.5"	14°12'12.6"
05-M-40	21°25'25.9"	14°12'13"
05-M-41	21°25'28.1"	14°12'9.8"
05-M-42	21°25'28.6"	14°12'10.9"
05-M-43	21°25'27.1"	14°12'12.4"
05-M-44	21°25'23.9"	14°12'12.5"
05-M-45	21°25'22.9"	14°12'6"
05-M-46	21°25'21.9"	14°12'2.1"
05-M-47	21°25'22.8"	14°12'1.1"
05-M-48	21°25'23.8"	14°11'59.3"
05-M-49	21°25'29.2"	14°11'50.6"
05-M-50	21°24'44.1"	14°12'1.8"
05-M-51	21°24'42"	14°11'59.1"
05-M-52	21°24'42"	14°11'59.1"
05-M-53	21°24'49.5"	14°12'13"
05-M-54	21°24'49.2"	14°12'13.8"
05-M-55	21°24'49"	14°12'14.9"
05-M-56	21°24'47.9"	14°12'15.7"
05-M-57	21°24'48.3"	14°12'16.9"
05-M-58	21°24'44.4"	14°12'20.5"
05-M-59	21°24'26.2"	14°12'25.1"
05-M-60	21°24'32.7"	14°12'26.1"
05-M-61	21°24'46.6"	14°12'23"
05-M-62	21°24'49.1"	14°12'22.7"
05-M-63	21°24'52.5"	14°12'14.9"
05-M-64	21°24'33.8"	14°12'1.9"
05-M-65	21°24'22.1"	14°12'1.6"
05-M-66	21°25'31.5"	14°13'41.3"
05-M-67	21°25'35.2"	14°13'11.6"
05-M-68	21°25'35.3"	14°13'9.3"
05-M-69	21°25'25.1"	14°13'0.3"
05-M-70	21°25'25.1"	14°12'59.5"
05-M-71	21°25'51.1"	14°12'5.4"
05-M-72	21°24'9.2"	14°11'6.4"
05-M-73	21°24'13.9"	14°11'4.9"
05-M-74	21°24'18.2"	14°11'4.8"
05-M-77	21°24'11"	14°11'12.2"
05-M-79	21°24'23.1"	14°11'13.2"
05-M-80	21°24'24.1"	14°11'13"
05-M-81	21°24'29.5"	14°11'14.3"
05-M-82	21°25'38.5"	14°11'34"
05-M-83	21°25'39"	14°11'30.7"
05-M-84	21°25'32.8"	14°11'30.8"
05-M-85	21°25'30.2"	14°11'27"
05-M-86	21°25'28.2"	14°11'29.4"
05-M-87	21°25'29.6"	14°11'25.7"
05-M-88	21°25'9"	14°11'8.2"
05-M-89	21°24'30.3"	14°11'31.1"
05-M-90	21°24'32.7"	14°11'23.5"
05-M-91	21°24'28.3"	14°11'7.3"
05-M-92	21°23'44.3"	14°11'56.9"
05-M-93	21°23'46.5"	14°12'19.7"
05-M-94	21°23'36.7"	14°12'16.1"
05-M-95	21°24'54.6"	14°10'57"
05-M-97	21°20'28.2"	14°10'51.1"











Carte géologique
du Messum, avec
positionnement
des échantillons.

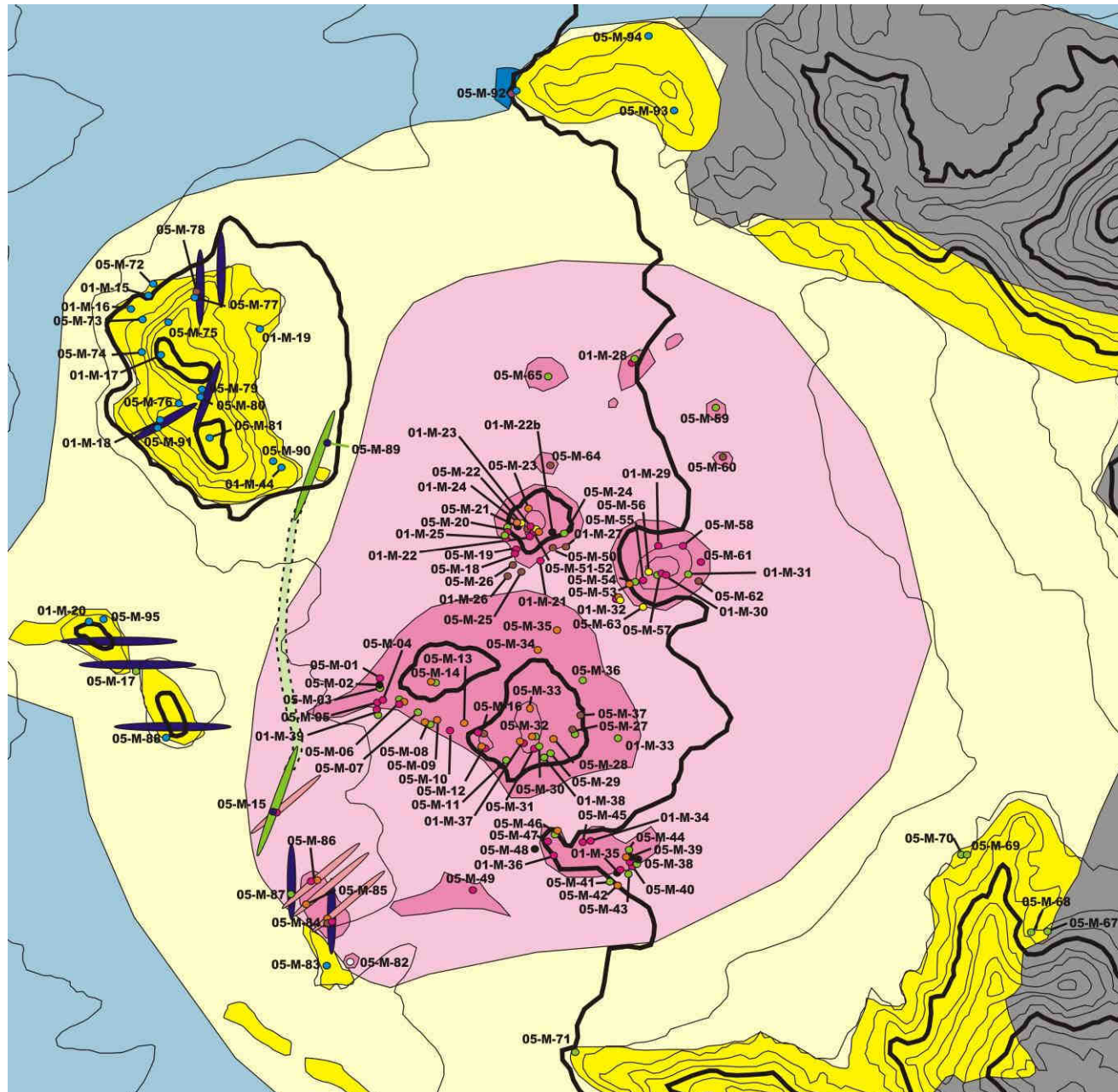
Carte géologique du cœur alcalin du Messum, avec positionnement des échantillons.



-  Filon de basanite
-  Filon de néphéline
-  Filon de syénite à néphéline

-  Roches à néphéline à l'affleurement
-  Roches à néphéline supposées
-  Syénites à quartz à l'affleurement
-  Syénites à quartz supposées
-  Série Tholéitique à l'affleurement
-  Série Tholéitique supposée
-  Laves du Gogoboseb
-  Sédiments du Damara
-  Panneau de roches de l'encaissant (conglomérats, rhyolites, quartzites...)

-  Syénite : FK + néphéline
-  Roches à plagioclase et néphéline
-  Roches à FK, plagioclase et néphéline
-  Roches à grande quantité de sodalite
-  Théralites et basanites
-  Roches à néphéline principalement
-  Syénites à quartz
-  Gabbros, diorites et roches associées
-  Syénite peralcaline
-  Autres échantillons



Annexe 2

Méthodes d'analyse et traitement des données

Sur la Cameca SX100 de Clermont-Ferrand, les conditions d'analyses étaient :

Voltage : 15keV

Intensité du courant : 8 nA pour les chevkinites et pyrochlores, et 15nA pour les wohlérites-hiortdahlites.

spectro.	spec 1					VLPET					spec 3						spec 4							
élément	K	Ti	Nb	Y	Ta	Ca	Zr	P	Th	U	Fe	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Dy	Na	Mg	Si	Yb	Al	Er
tps cpt. (s)	10	10	30	30	30	10	30	10	30	30	10	10	10	10	10	20	20	20	10	10	10	30	10	40

Pour comparer les analyses de chevkinite entre les différentes séances, certains cristaux ont été analysés à chacune d'entre elles. Ils servent donc de référence et permettent d'apprécier l'influence des conditions d'analyses sur les résultats.

Date	13/09/2005	28/09/2005	20/10/2005	07/07/2006	10/07/2006	13/11/2006	29/03/2007
SiO2	18.76	18.85	19.22	19.09	17.94	19.15	19.58
TiO2	16.60	17.02	17.01	16.94	16.48	17.52	16.84
ZrO2	0.52	0.29	0.61	0.15	0.42	0.43	0.44
HfO2	nd	nd	nd	0.00	0.00	0.00	nd
UO2	nd	nd	nd	0.00	0.00	0.00	0.00
ThO2	0.67	0.82	0.50	0.68	0.37	0.82	0.69
Al2O3	0.08	0.11	0.09	0.09	0.07	0.13	0.09
FeO	11.27	11.38	11.37	10.91	10.80	10.89	11.61
La2O3	14.04	13.13	13.77	15.07	13.23	13.96	13.95
Ce2O3	20.59	20.10	21.17	21.00	19.65	20.99	22.50
Pr2O3	3.80	3.97	4.14	3.86	3.94	1.72	1.86
Nd2O3	4.96	5.08	5.33	5.66	5.93	6.15	5.52
Sm2O3	2.01	1.76	1.10	1.35	0.64	0.62	0.42
Gd2O3	0.62	0.41	0.25	0.47	0.35	0.16	0.30
Dy2O3	0.00	0.34	0.08	0.17	0.00	0.00	0.00
Er2O3	0.00	0.00	-0.11	0.05	0.03	0.00	0.00
Yb2O3	0.00	0.00	0.08	0.00	0.12	0.00	0.02
Y2O3	0.53	0.70	0.56	0.45	1.20	0.46	0.49
MgO	0.07	0.08	0.08	0.07	0.03	0.05	0.05
CaO	2.52	2.50	2.53	2.46	2.66	2.54	2.62
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	nd
Nb2O5	1.82	2.32	1.95	2.02	2.94	1.64	1.70
Ta2O5	0.76	1.16	1.04	0.29	0.00	0.00	0.11
P2O5	0.12	0.00	0.05	0.33	0.00	0.08	0.01
Na2O	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K2O	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02
F	0.29	0.11	0.27	0.26	0.19	0.08	nd
total	99.47	100.12	101.09	101.38	97.01	97.41	98.84
Protocole	1	1	1	2	2	2	Cl-Fd

2) Traitement des données

A partir des analyses microsonde, les formules structurales ont été calculées. Généralement, ces formules structurales sont basées sur un nombre fixe d'oxygène, comme suit :

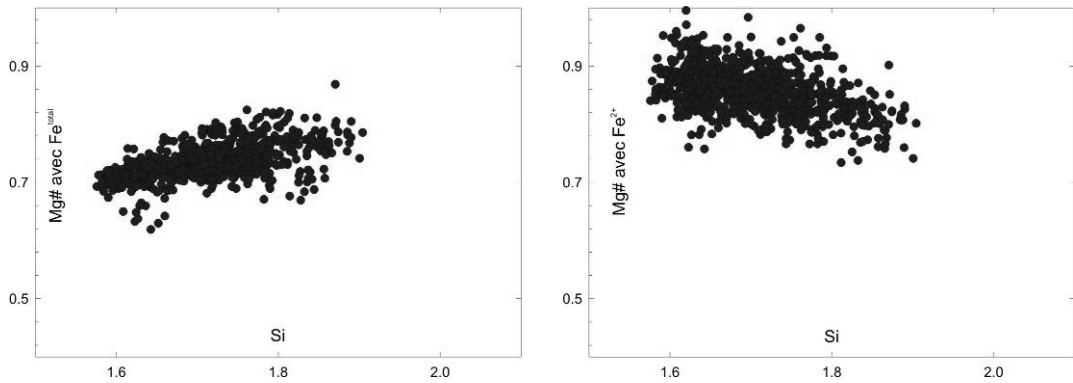
Minéral	Nb oxygène
Olivine	4
Orthopyroxène	6
Biotite	11
Plagioclase	8
Feldspath alcalin	8
Néphéline	4
Sodalite	24
titanite	5
apatite	25
zircon	4

La sodalite a été calculée sur la base de 24 oxygènes « vrais », c'est-à-dire sans compter le chlore.

Dans les minéraux contenant de fer, la proportion Fe^{2+}/Fe^{3+} a été estimée quand cela était possible et utile. Ainsi dans les clinopyroxènes, cette proportion a été calculée sur la base de 6 oxygènes pour 4 cations. De même dans les spinelles, les formules ont été calculées sur la base de 4 oxygènes pour 3 cations. Notons que cette méthode, pour les clinopyroxènes, ne diffère que très peu du résultat obtenu en utilisant la méthode de Papike et al (1974), qui calcule la quantité de Fe^{3+} en utilisant l'équation : $Al^{VI} + Fe^{3+VI} + Cr^{3+VI} + 2Ti^{4+VI} = Al^{IV} + Na^{M2}$.

Le Mg# des clinopyroxènes, dans l'ensemble de la littérature, est calculé avec le rapport $Mg/(Mg + Fe^{total})$, ce qui est discutable. Ici les clinopyroxènes sont remaniés avec notamment des exolutions suggérant une oxydation, même si la cause n'en est pas définie. Dans ce cas, le Mg# calculé avec juste le Fe^{2+} serait surestimé par rapport au Mg# correspondant à la cristallisation.

Dans les clinopyroxènes bruns alumineux des théralites, si on calcule le Mg# avec le fer total, on observe qu'il diminue avec la silice, alors qu'il augmente quand la silice diminue dans le cas où on le calcule avec le Fe^{2+} seul (voir figure ci-dessous). Cela est en accord avec l'interprétation des résultats expérimentaux de Sack et Carmichael (1984) qui suggèrent une stabilisation de $CaTiAl_2O_6$ - $CaFeSi_2O_6$ par rapport à de $CaTiAl_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$.



Calcul du Mg# avec le fer total (à gauche) ou avec juste le Fe²⁺ (à droite) dans les clinopyroxènes alumineux des théralites.

Dans les amphiboles, le Fe³⁺ a été estimé en utilisant la méthode de Leake et al. (1997). Pour l'estimer, ils imposent aux formules structurales les contraintes :

- Si ≤ 8
- ∑cations ≤ 16
- ∑cations - Na - K ≤ 15
- 0 ≤ Fe³⁺ ≤ Fe
- Si + Al ≥ 8
- ∑cations - Na - K - Ca ≥ 13
- ∑cations - K ≥ 15

Cette méthode donne un minimum et un maximum pour le Fe³⁺, j'ai pris la moyenne entre ces deux valeurs dans mes formules structurales. Le Mg# a été calculé pour les amphiboles aussi à partir du fer total.

La répartition en pôle pour les clinopyroxène a été réalisée d'après Martin (1987). Elle propose l'ordre de calcul ci-dessous :

- Aegyrine : NaFe³⁺Si₂O₆
- Jadéite : NaAlSi₂O₆
- Natal : NaTiSiAlO₆
- NaTM : NaMg_{0.5}Ti_{0.5}Si₂O₆
- NaTF : NaFe_{0.5}Ti_{0.5}Si₂O₆
- TiCaTs : CaTiAl₂O₆
- TiFTs : CaTiFe³⁺₂O₆
- Esseneite : CaFe³⁺AlSiO₆
- CaTs : CaAl₂SiO₆
- FATs : CaFe³⁺₂SiO₆
- JOHAN : CaMnSi₂O₆
- Diopside : CaMgSi₂O₆
- Hedenbergite : CaFeSi₂O₆
- Enstatite : Mg₂Si₂O₆

Ferrosilite : $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$

Nous n'avons pas considéré le composant johannsenite (JOHAN) en groupant Fe^{2+} et Mn.

Pour certains minéraux particuliers, la formule structurale a été calculée non pas sur une base d'oxygènes, mais sur une base de cations. Ainsi la hiortdahlite a été calculée pour 24 cations, la chevkinite et les minéraux qui s'en rapprochent pour 4 Si, et le pyrochlore pour 20 cations.

Annexe 3

Analyses chimiques roche totale du Messum
Harris (1995, com. pers.) et Harris et al. (1999)

Faciès Ech Harris Equivalent	Syénites à sodalite							syenite peralcaline MC-27 05-M-82	Syénites à quartz										
	MC-21	MC-28	MC-30	MC-31	MC-34	MC-36	MC-38		MC-53	MC-55	MC-58	MC-59	MC-72	MC-73	MC-74	MC-75	MC-76	MC-77	MC-83
SiO ₂	57.590	58.631	58.226	58.660	61.727	57.652	60.326	57.611	62.730	63.957	66.028	64.510	62.877	64.023	73.548	69.867	63.596	65.186	65.322
TiO ₂	0.320	0.486	0.474	0.442	0.356	0.249	0.493	0.144	0.657	0.717	0.467	0.513	0.664	0.766	0.273	0.276	0.626	0.554	0.570
Al ₂ O ₃	23.266	20.163	21.053	21.201	19.748	22.459	19.232	22.264	16.558	16.176	16.100	16.625	16.628	16.093	12.900	15.255	17.375	16.145	16.201
FeO	2.251	4.372	3.747	3.502	3.052	2.437	4.820	2.663	6.339	5.664	4.279	5.627	6.398	5.284	3.357	3.108	4.497	4.935	4.941
MnO	0.060	0.163	0.139	0.119	0.090	0.086	0.209	0.136	0.201	0.163	0.156	0.117	0.205	0.195	0.069	0.076	0.196	0.179	0.232
MgO	0.480	0.653	0.632	0.657	0.537	0.284	0.441	0.169	0.549	0.950	0.322	0.274	0.531	0.448	0.041	0.089	0.360	0.422	0.315
CaO	2.663	1.898	2.163	2.259	1.778	1.242	1.110	1.061	2.599	2.692	1.494	1.061	2.362	1.638	0.598	0.404	1.560	1.413	1.316
Na ₂ O	8.405	7.962	8.010	7.701	6.059	9.164	7.475	10.611	5.527	4.776	5.428	5.414	5.572	5.492	3.874	5.304	6.000	5.490	5.321
K ₂ O	4.820	5.511	5.403	5.296	6.549	6.370	5.813	5.323	4.718	4.705	5.661	5.804	4.638	5.943	5.334	5.625	5.706	5.596	5.723
P ₂ O ₅	0.145	0.161	0.153	0.164	0.103	0.058	0.083	0.018	0.122	0.201	0.063	0.055	0.125	0.117	0.007	-0.004	0.084	0.081	0.059
TOTAL	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000
LOI	1.246	0.587	1.293	1.438	0.902	0.959	1.603	2.000	1.206	0.828	1.002	0.764	0.736	0.706	0.579	0.847	1.769	1.131	0.860
TALKS	13.225	13.473	13.413	12.997	12.609	15.534	13.287	15.933	10.246	9.481	11.090	11.218	10.210	11.436	9.207	10.929	11.707	11.086	11.045
Mo	2.740	6.636	4.603	3.671	4.259	4.260	4.368	2.888	2.053	4.840	1.992	2.023	2.094	1.315	2.378	2.746	3.251	2.617	1.681
Nb	53.745	158.692	139.320	129.492	60.493	30.673	227.777	185.574	138.786	104.028	122.652	155.443	139.621	167.579	45.404	313.121	168.795	121.861	157.899
Zr	123.141	587.158	436.490	280.196	208.886	146.810	563.285	997.489	715.100	575.599	606.153	783.961	716.458	280.721	465.752	891.762	609.708	626.060	539.700
Y	9.635	54.677	37.569	24.231	15.201	8.946	58.117	64.025	92.852	74.229	81.809	99.843	90.484	68.792	77.654	74.528	60.477	70.196	50.176
Sr	1083.000	118.785	436.490	599.288	174.847	233.533	10.215	63.984	153.026	158.147	29.997	20.458	149.333	13.242	54.421	5.074	24.459	34.058	14.156
U	-1.345	4.525	3.662	2.441	2.144	1.319	3.851	6.165	3.751	4.505	3.483	3.539	4.006	2.924	4.199	8.684	3.610	6.451	3.544
Rb	120.947	220.035	197.069	156.061	174.426	250.249	219.609	368.821	163.516	184.750	199.171	215.452	162.192	198.252	192.556	323.463	210.165	217.057	206.120
Th	6.096	21.889	15.385	10.694	8.788	6.918	16.822	16.637	18.906	21.073	20.835	27.547	18.736	10.339	16.980	56.397	16.829	19.382	8.901
Pb	6.238	17.083	12.401	10.115	15.782	10.711	16.660	16.014	11.557	20.069	20.212	17.758	12.302	9.975	18.093	16.321	15.804	17.131	13.357
Co	2.346	-2.524	3.065	5.109	3.547	-2.160	-2.513	2.552	-2.775	7.366	-2.584	-2.609	-2.752	-2.762	-2.277	-2.359	-2.615	-2.698	-2.673
Cr	6.976	15.595	5.604	4.861	6.283	2.566	5.047	2.511	7.776	5.448	5.025	5.218	2.357	3.237	3.420	6.935	3.805	5.355	7.483
V	11.131	13.282	7.748	7.943	9.840	6.238	-1.794	-1.439	-2.094	13.860	2.267	5.046	-2.074	-2.033	-1.609	-1.586	-1.949	9.077	2.643
Zn	24.285	71.257	47.431	39.734	32.977	30.794	87.647	64.301	109.990	82.051	90.215	83.440	109.777	86.111	81.661	36.049	86.936	98.513	82.701
Cu	4.823	5.982	6.352	6.081	6.824	2.262	5.665	-1.204	8.965	17.411	8.661	19.315	7.648	8.842	15.341	3.488	3.702	7.627	15.139
Ni	-1.527	6.425	-1.629	-1.665	1.714	-1.521	-1.672	-1.551	-1.830	-1.786	-1.685	-1.750	-1.821	-1.730	-1.568	-1.576	-1.692	-1.704	-1.711
Ba	2101.000	418.660	1257.000	1665.000	819.910	465.740	15.590	99.190	1337.000	1093.000	456.800	157.380	1324.000	78.000	1020.000	40.000	257.000	244.000	110.000
Sc	-0.890	2.630	-0.870	0.890	1.100	-0.810	1.490	-0.770	8.000	8.460	3.420	2.620	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zr/Nb	2.291	3.700	3.133	2.164	3.453	4.786	2.473	5.375	5.153	5.533	4.942	5.043	5.131	1.675	10.258	2.848	3.612	5.137	3.418
La		68.400			33.500				76.600						61.400		68.000		56.600
Ce		121.000			52.400				150.000						139.000		128.000		112.000
Pr		12.100			5.000				17.000						16.500		14.000		12.500
Nd		41.600			17.100				66.900						65.900		53.000		47.700
Sm		7.610			3.030				13.900						14.400		10.500		9.140
Eu		1.030			1.430				3.180						2.830		1.470		0.780
Gd		7.070			2.490				13.700						13.100		9.600		8.170
Tb		1.200			0.420				2.220						2.160		1.560		1.270
Dy		7.790			2.490				14.400						13.200		9.700		7.770
Ho		1.640			0.510				2.880						2.590		1.940		1.530
Er		5.300			1.530				8.820						7.880		5.990		4.720
Tm		0.810			0.230				1.240						1.130		0.900		0.720
Yb		5.840			1.610				8.550						7.360		6.300		5.350
Lu		0.840			0.250				1.260						1.080		0.980		0.880

Alors que ce travail s'achève, alors que les derniers mots s'écrivent, je tiens à ce qu'ils soient pour ceux qui m'ont aidé et soutenu, encouragé, amusé...

En tout premier lieu Philippe D'Arco, qui a passé un temps et une énergie incroyable dans des critiques, discussions, corrections, constructions en tout genre. Je ne peux que reconnaître les bienfaits de sa disponibilité et de son ouverture d'esprit.

Dans le laboratoire qui m'a accueilli, les discussions avec Michel Fonteilles ont été pour moi une ressource inépuisable de connaissances, et j'en ai eu très souvent besoin. Je tiens du fond du cœur à le remercier. Les autres membres du laboratoire n'ont certes pas été en reste, et je remercie chacun d'eux des moments partagés, et pour l'ambiance qu'ils ont su créer, en m'intégrant dans une équipe dynamique et diversifiée.

Je remercie aussi chaleureusement :

Ceux qui ont accepté de juger ce travail : Jacques-Marie Bardintzeff et Chris Harris en tant que rapporteurs, Bernard Bonin, Jean-Yves Cottin et Marie-Lola Pascal en tant qu'examineurs,

Chris Harris pour m'avoir fourni les analyses minéralogiques et géochimiques réalisées sur les roches du Messum, et pour m'avoir transmis quelques échantillons, comme de précieuses remarques,

Eric Delairis pour les quelques centaines de lames minces qu'il a fait pour cette étude, et pour habileté au maniement de la scie,

Les personnes m'ayant aidé à utiliser le MEB (Omar Boudouma), les microsondes de Camparis à Paris (Michel Fialin et Frédéric Couffignal), et la microsonde de Clermont-Ferrand (Jean-Luc Devidal),

Mme Schneider, directrice du Geological Survey of Namibia, le service international de l'université Pierre et Marie Curie, et bien sur Helmuth Garoeb pour avoir grandement facilité notre mission en Namibie,

Les directeurs successifs de l'école doctorale GRN, Laurent Jolivet et François Baudin, ainsi qu'une faune importante de membres sympathiques de cette école avec qui j'ai échangé et partagé de bons moments,

Hendegard et Meidineta, pour leur présence ininterrompue à mes côtés leur donnant un air d'indispensables.