



**Signification géodynamique des domaines granulitiques.  
La ceinture des granulites de Laponie: Une suture de  
collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9 -  
2.4 Ga).**

Pierre Barbey

► **To cite this version:**

Pierre Barbey. Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie: Une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9 - 2.4 Ga).. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 1982. Français. <tel-00594548>

**HAL Id: tel-00594548**

**<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00594548>**

Submitted on 20 May 2011

**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.



**P. BARBEY**

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-06-8

**signification géodynamique  
des domaines  
granulitiques**

LA CEINTURE DES GRANULITES DE LAPONIE :  
UNE SUTURE DE COLLISION CONTINENTALE  
D'AGE PROTEROZOÏQUE INFÉRIEUR ( 1.9 - 2.4 Ga )

**MEMOIRES ET DOCUMENTS**

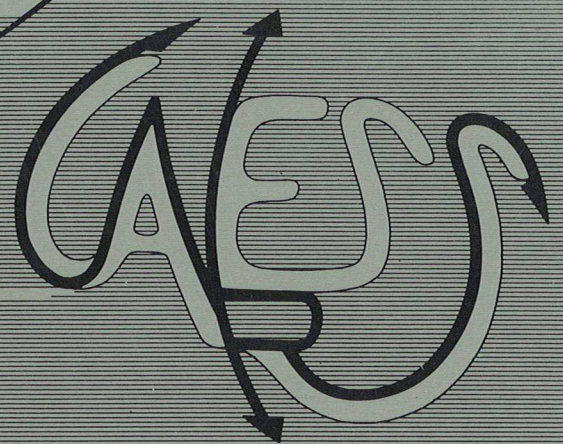
*du Centre Armoricaïn*

*d'Etude Structurale*

*des Socles*

n° 7

**Rennes 1986**





**MEMOIRES ET DOCUMENTS**  
**DU**  
**CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

**N° 7**

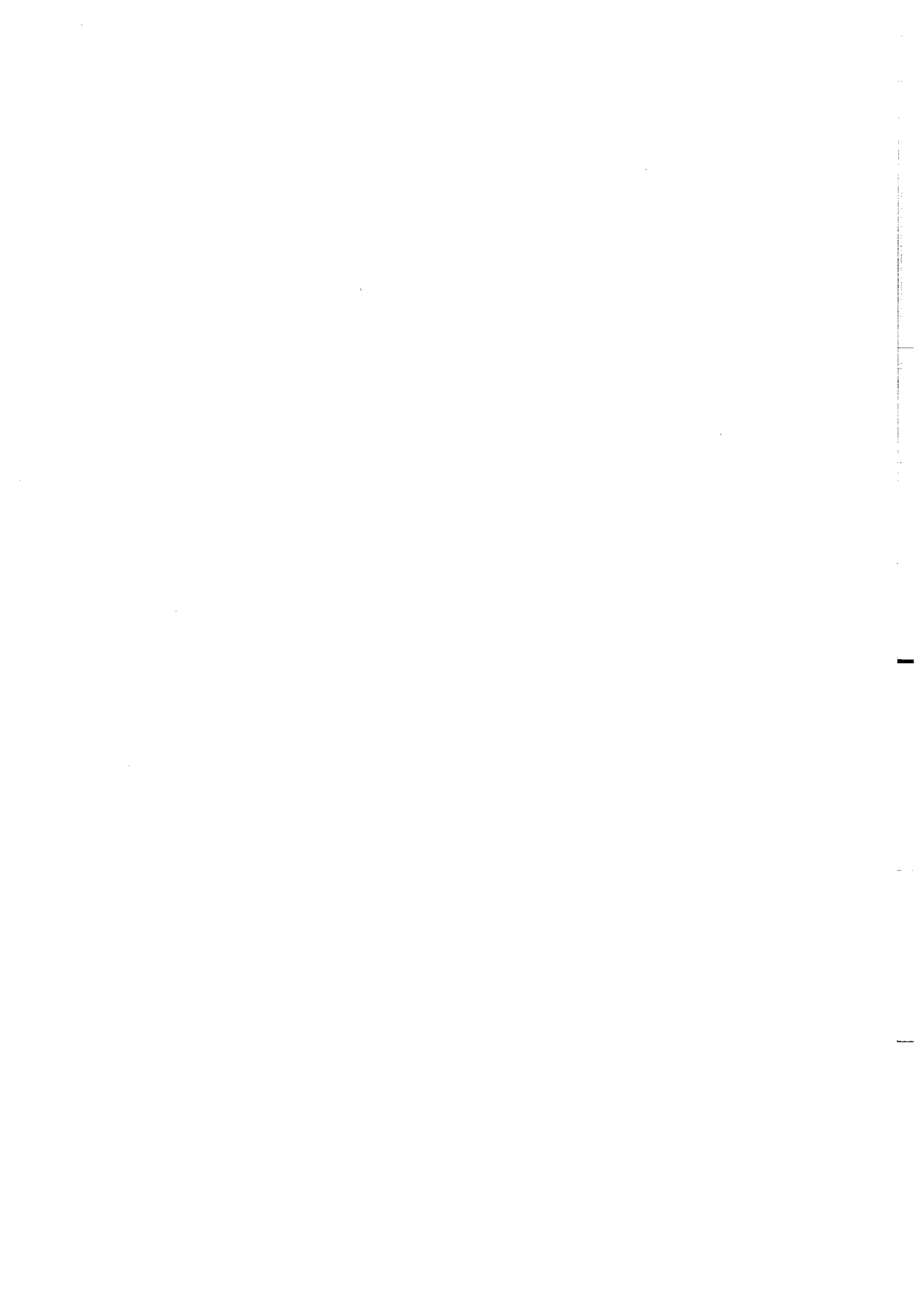
**P. BARBEY**

**Signification géodynamique des domaines granulitiques.**  
**La ceinture des granulites de Laponie :**  
**Une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga).**

**Thèse d'Etat soutenue le 11 Janvier 1982**  
**devant l'Université de NANCY.**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles**  
**LP CNRS n°4661**  
**Université de Rennes I**  
**Campus de Beaulieu**  
**35042 - RENNES Cédex**  
**(France)**

**1986**





ISSN : 0755-978 X

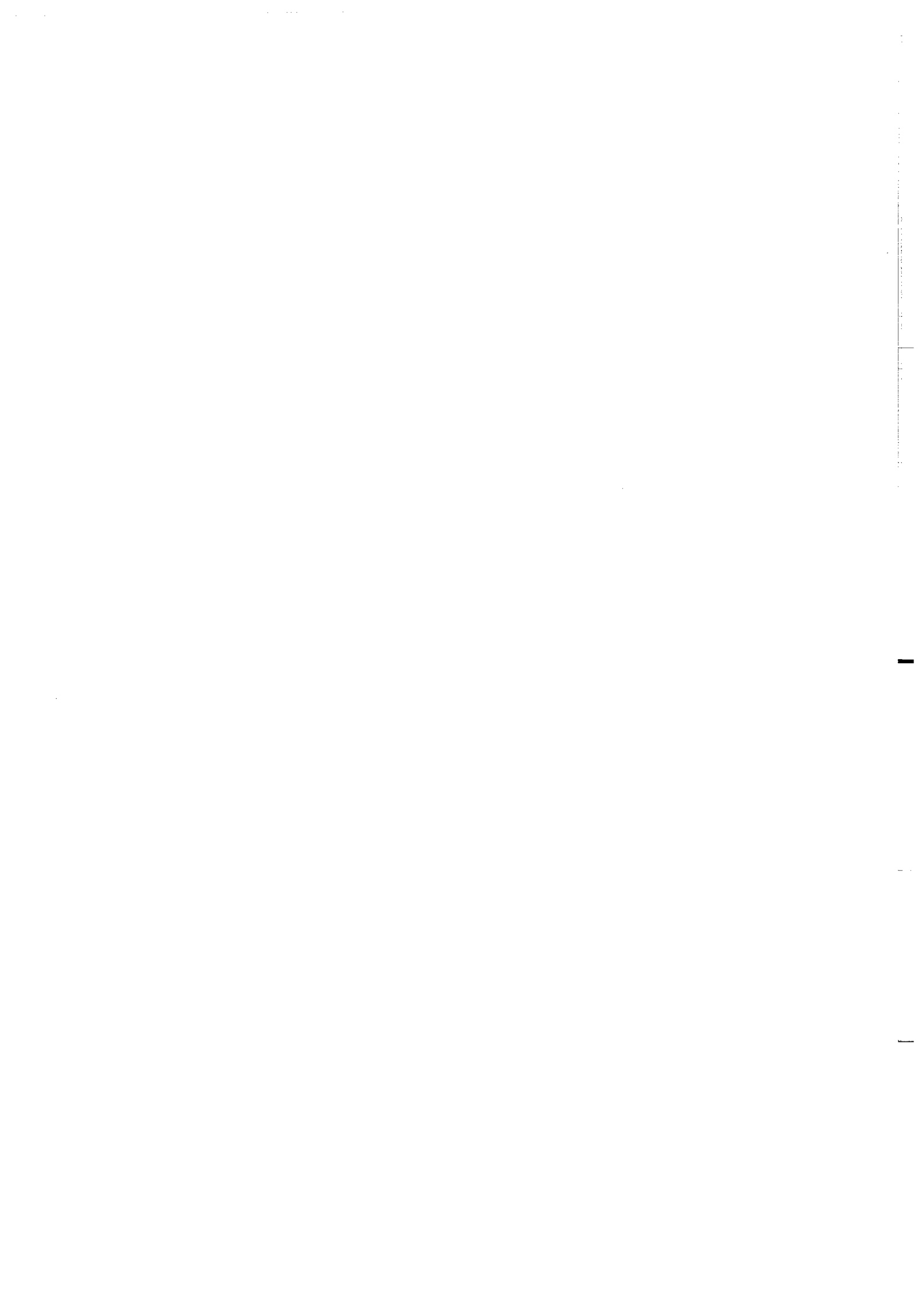
ISBN : 2-905532-06-8

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles  
LP CNRS n°4661  
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu  
35042 - RENNES Cédex (France).

P. BARBEY (1986)

Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des  
granulites de Laponie : Une suture de collision continentale d'âge  
Protérozoïque inférieur (1.9 - 2.4 Ga).

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes 7 : 324 p.



# SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DES DOMAINES GRANULITIQUES.

## LA CEINTURE DES GRANULITES DE LAPONIE : UNE SUTURE DE COLLISION CONTINENTALE D'AGE PROTEROZOIQUE INFÉRIEUR (1.9-2.4 Ga)

par

Pierre BARBEY

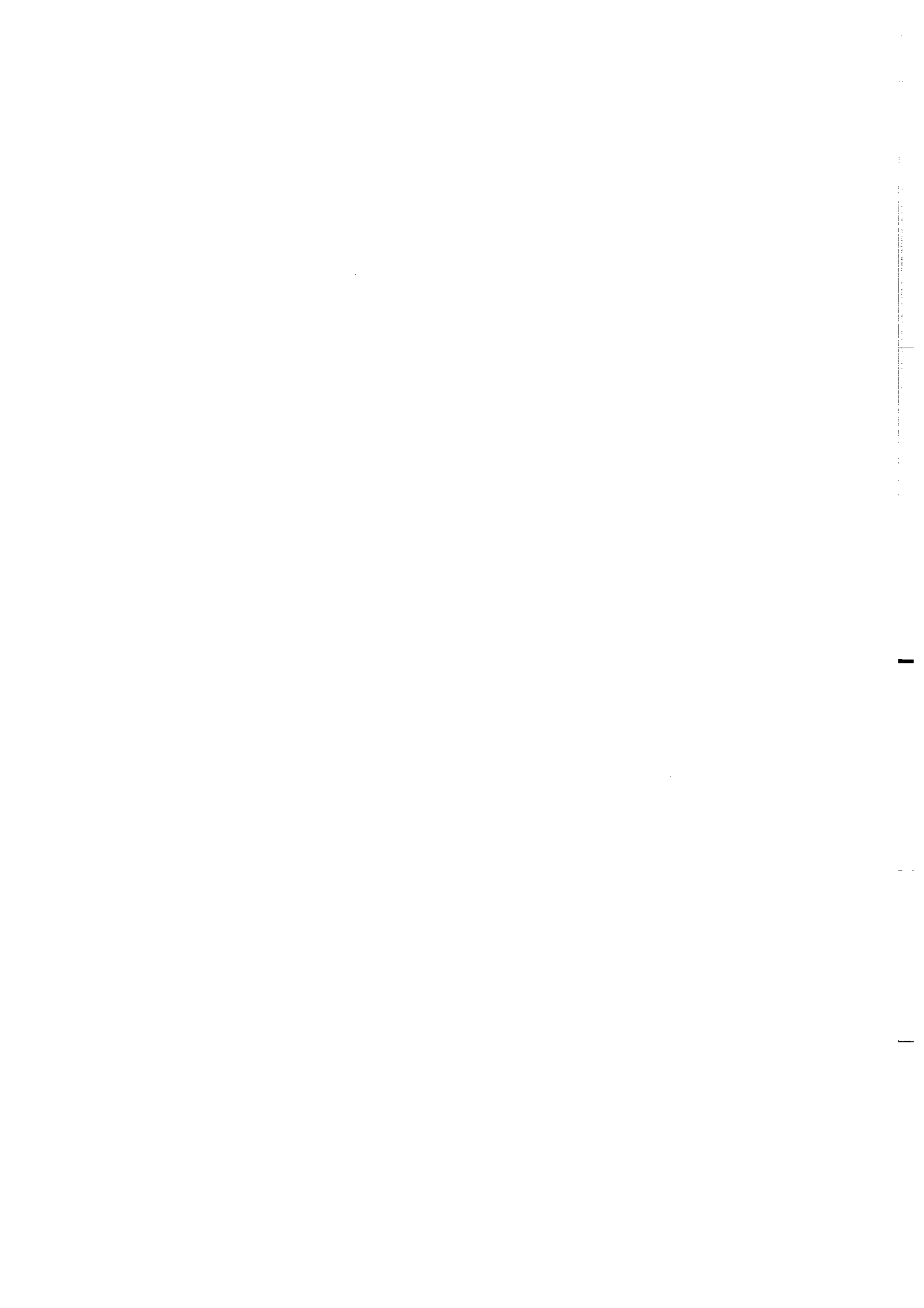
Résumé : Les domaines de faciès granulite ont été l'objet d'un intérêt croissant depuis que Weiss (1803) a créé le terme "granulite". Après un nécessaire regard sur la systématique, les études se sont orientées vers la recherche des conditions de P-T de leur formation et vers l'étude de leurs caractères chimiques dans le but de mieux connaître la base de la croûte continentale. L'intérêt porté aux mécanismes géodynamiques générateurs des grands ensembles granulitiques est relativement récent lié à l'essor qu'ont pris au cours de la dernière décennie, les études des domaines archéens et protérozoïques. De nombreuses questions restent néanmoins en suspens quant à leur signification. En particulier, les ceintures granulitiques sont-elles le résultat du jeu d'un processus géodynamique unique ? Comment se situent-elles par rapport aux autres domaines granulitiques ? Quelles hypothèses génétiques retenir parmi celles qui ont été proposées : mouvements intracontinentaux aulacogènes, collisions continentales, marges actives ? L'objectif de ce mémoire est de tenter de répondre à ces interrogations en partant d'un exemple précis : la ceinture des granulites de Laponie.

La croûte précambrienne de Laponie présente une structure zonée caractéristique. Les principaux ensembles géologiques distingués sont du NE vers le SW : - le craton archéen d'Inari, partie occidentale de la péninsule de Kola ; - la ceinture des granulites et celle de la Tana, constituant la chaîne bélomoride, zone mobile d'âge protérozoïque inférieur (2.3 - 1.9 Ga) ; - le craton de Laponie méridionale, partie de l'important domaine archéen de Karélie.

Les domaines archéens sont constitués de l'association classique granite-gneiss - ceintures de roches vertes. Alors que le craton d'Inari, daté à 2.8 Ga (Meriläinen, 1976) a été profondément remodelé par la tectonique tangentielle liée à l'évolution de la chaîne bélomoride, le craton de Laponie méridionale n'est au contraire que peu affecté et a une structure en dômes et bassins. Ces deux ensembles représentaient la croûte continentale lors du dépôt des formations supracrustales constituant la ceinture des granulites et celle de la Tana.

La ceinture de la Tana est formée, outre de diverses roches plutoniques (suite anorthositique, gabbros, granites), d'une unité de gneiss à pyroxènes et d'amphibolites, rubanés, de composition basaltique à rhyolitique. Les caractères chimiques montrent que cette unité correspondait à l'origine à une pile volcanique issue de la mise en place de deux séries magmatiques, l'une calco-alcaline, l'autre tholéitique (d'affinité "océanique"). Nous interprétons cette ceinture comme une ancienne croûte océanique d'extension latérale restreinte, mise en place à la faveur d'une croûte continentale amincie et fracturée.





## TABLE DES MATIERES

Introduction générale.....	5
Le Bouclier Baltique.....	11
La ceinture des granulites, une entité lithologique.....	16
La ceinture volcanique de la Tana.....	30
Granito-gneiss et ceintures de roches vertes : la croûte continentale archéenne.....	49
La déformation. Arguments pour un chevauchement crustal.....	55
Regard comparatif sur d'autres domaines granulitiques.....	65
La suite khondalitique : une série détritique de type flysch.....	71
Le complexe charnockitique. Magmatismes tholéitiques et calco-alcalins.....	108
Les migmatites : fusion partielle et cristallisation fractionnée.....	129
Comportement de Rb, Sr, Ba, U et Th dans le faciès granulite.....	147
Associations minérales et conditions P-T de l'évolution crustale des granulites de Laponie.....	165
De l'océanisation à la collision continentale. Proposition d'un modèle.....	202
Conclusion générale.....	226
Bibliographie.....	231
Annexes et planches pétrographiques.....	249

La ceinture des granulites est formée de deux ensembles majeurs : une suite khondalitique (gneiss à sillimanite-grenat, gneiss à grenat, roches à silicates calciques) et un complexe charnockitique (essentiellement pyroclasites, enderbites, charno-enderbites). Les caractères chimiques de la suite khondalitique suggèrent qu'elle correspondait à l'origine à une série détritique constituée de shales et grauwackes (turbidites). Les sédiments clastiques, relativement matures, résultaient de l'altération d'une croûte continentale principalement granitique. Plusieurs séries ignées différenciées ont été distinguées dans le complexe charnockitique :

- deux séries tholéïtiques (chimiquement proches des tholéïtes de rides océaniques actuelles) interprétées l'une comme une série volcanique, l'autre comme une série plutonique symmétamorphé ; ces deux séries ainsi que la série tholéïtique de la ceinture de la Tana sont considérées comme étant issues d'une même magmatogenèse ;
- trois séries calco-alcalines interprétées comme des plutonites symmétamorphes provenant de la fusion partielle d'une source de nature chondritique.

L'évolution métamorphique et tectonique de ces deux ceintures résulte du chevauchement, à l'échelle crustale, du craton d'Inari sur le craton de Laponie méridionale. Elle s'est faite en trois phases majeures :

- une étape prograde (rubanement composite So-S1 et paragenèses à biotite-sillimanite-quartz),
- une phase majeure de déformation (mouvements tangentiels en compression) correspondant à des pressions de 7-8 kb et des températures de l'ordre de 800°C,
- une étape rétrograde (tectonique gravitaire) synchrone de l'anatexie pour  $P = 5.5$  kb et  $T = 750^\circ\text{C}$ .

Ceci permet de reconstituer un gradient géothermique à l'aplomb de la zone mobile de l'ordre de 25-30°C/km.

Les différentes données ont été intégrées dans un modèle d'évolution du Bouclier Baltique au Protérozoïque inférieur. La chaîne bélomoride peut être considérée comme un orogène par collision correspondant à un cycle de Wilson complet, avec ouverture (en réponse à la montée d'un panache mantellique) puis fermeture d'un océan d'extension limitée, en réponse à l'effet conjugué de la subduction de la lithosphère sous-crustale à l'aplomb de la chaîne et de l'ouverture du géosynclinal svécofennien. Le Jatulien est supposé représenter les formations de plate-forme de la chaîne bélomoride, les ceintures de la Tana et des granulites étant les équivalents du géosynclinal. Le Karélien est considéré comme un bloc continental passif entre Bélomorides et Svécofennides. Cette chaîne bélomoride constitue probablement le premier exemple d'âge protérozoïque inférieur dans lequel la suture soit visible.

Une comparaison entre les granulites de Laponie et d'autres domaines semblables nous a conduit à distinguer trois types de domaines de faciès granulites. Les premiers sont les ceintures granulitiques, interprétées comme le résultat de l'affrontement de deux plaques. Trois cas sont distingués : collision continentale sans océanisation (orogènes ensialiques), collision continentale avec océanisation limitée et affrontement océan-continent (marges actives). Les secondes correspondent aux domaines granulitiques représentant des fragments de croûte inférieure remontés par divers mécanismes : volcanisme intracontinental (xénolites), orogènes (nappes ou écaillés tectoniques) et marges passives ("fenêtre de croûte inférieure"). Les troisièmes, enfin, sont les ceintures de roches vertes archéennes métamorphosées dans le faciès granulite.

Abstract : Since Weiss (1803) has coined the term "granulite", the high-grade granulite facies terrains have been the subject of several studies and discussions (geochemical patterns, P-T conditions of formation ...). Nevertheless, the interest taken in the geodynamic processes generating extensive granulitic domains is rather new and related to the recent researches focussed on the problem of Precambrian crustal evolution. There is as yet no clear answer to many questions with regard to their significance. Among others, do the granulite belts result from a single geodynamic process ? Which model may be retained among those involved: intracontinental movements (Shackelton, 1973 ; Kröner, 1977) and aulocogens (Barton and Key, 1981), transform zones (Williams, 1977), continental collision (Couturié et Kornprobst, 1977 ; Martignole, 1979 ; Barbey et al., 1980 ; Coward, 1980) or active plate margin (Windley and Smith, 1977 ; Windley and Tarney, 1977) ? This work is an attempt to answer these questions on the basis of a definite example : the Granulite belt of Lapland.

The Precambrian crust of Lapland display a distinctive zoned pattern. We distinguish the following units (fig. 3, p. 15 ; fig. 5, p. 17) : - the Archean Inari craton, western part of the Kola Peninsula ; - the Tana belt and the Granulite belt, constituting the Belomorides, a mobile belt of early Proterozoic age (2.3 -1.9 Ga) ; and - the South Lapland craton, part of the extensive Archean block of Karelia.



The Archean cratons are formed of the classical granite-gneiss greenstones duality. Radiometric ages range from 2.86 Ga for the Inari craton (Meriläinen, 1976) to 3.10 Ga for the South Lapland craton (Kröner et al., 1981). These two Archean domains are assumed to represent the continental crust at the time of emplacement of the Tana and Granulite belt supracrustals.

The Tana belt consists of a narrow zone on the southwestern margin of the Granulite belt and is composed mainly of a monotonous sequence of banded amphibolites and pyroxene gneisses, intruded by several plutonic bodies (anorthosites, gabbros, granites). This sequence is interpreted as a volcanic pile composed of two magmatic series: one calc-alkaline, the other tholeiitic (fig. 10 and 11). We suggest that this belt may represent a fragment of an oceanic crust of limited extent.

The Granulite belt comprises two main units. The more extensive unit, the khondalite suite, is formed of approximately equal proportions of sillimanite-garnet gneisses (metashales) and garnet gneisses (metagraywackes and rather scarce felsic metavolcanics) which include impersistent layers of quartz-rich gneisses (metasandstones), calc-silicate rocks (carbonaceous metasilts) and plagioclase-biotite gneisses (intermediate metavolcanics). Major and trace element variations suggest that this suit has an overall sedimentary parentage and corresponded to a graywacke - shale sequence (turbidites). Original clastic sediments were mainly derived from an eroded continental granitic crust and from volcanic rocks (reworked archean volcanics or contemporary volcanism?). The less extensive unit, the charnockite complex (pyroxenites, pyriclasites, enderbites and charno-enderbites), corresponded to several differentiated igneous series, calc-alkaline and tholeiitic:

- two tholeiitic series, distinguished only from two different behaviour of yttrium (low or high pressure magmatic differentiation) and interpreted: one as a volcanic series (TH-1; in which Y increases with increasing differentiation), the other as a plutonic, synmetamorphic series (TH-2, in which Y declines as differentiation increases); these two series and the tholeiitic series of the Tana belt are assumed to derive from the same diachronous magmatic activity;
- three calc-alkaline series (fig. 45) interpreted as plutonic and synmetamorphic series (Y decreases as differentiation increases) arising from a single chondritic source.

The metamorphic and tectonic evolution of the Tana and Granulite belts occurred in four main stages (see fig. 76, 80 and 81).

- The prograde stage corresponded to the development of a foliation parallel to the banding (first deformation phase) and of biotite-sillimanite-quartz assemblages (light shaded area on fig. 76).

- The paroxysmic stage (dark area on fig. 76) was the result of tangential movements (second deformation phase) which produced isoclinal folds facing west associated with inverse shear-zones and with a second foliation. The diagnostic parageneses are Gt-Fk-Sill (+ Bi) in metapelites, Gt-Cpx and Opx-Plg (depending on the bulk rock composition) in the rocks of the charnockitic complex, and Plg-Cpx-Sph in calc-silicate gneisses. The P-T conditions were those of the granulite facies of intermediate pressure ( $T = 800^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 7.5 \text{ kb}$ ,  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.1-0.2$ ).

- The retrograde 1 stage corresponds to a decrease in the P and T conditions of metamorphism, accompanied by local re-hydration. It produced metatexites and diatexites and the following mineral assemblages: Gt-Cd-Sill, Gt-Cd-Sill-Bi-Fk, Gt-Cd-Opx. This stage is associated with the third deformation phase (slightly earlier than the anatexis) which generated gravity structures (normal shear-zones dipping to the east and folds overturned to the east and with curved axial traces). P, T and  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  are respectively estimated at 5.5 kb,  $750^{\circ}\text{C}$  and 0.5).

- Subsequently, the metamorphic conditions moved to lower pressures and temperatures, with the development of amphibolite and then greenschist facies assemblages (retrograde 2 stage). This phase is documented by several mineral associations (Gt-Ei-And, Cd-Bi-And, Gt-Chl-Q, Prehn-Ep-Chl-Q ...).

The succession of the metamorphic parageneses allows to determine the geothermal gradient beneath the mobile belt (25-  $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ) and the piezothermic array compatible with an isostatic adjustment (erosion rate of about  $1 \text{ km} \cdot \text{Ma}^{-1}$  according to the model of Albarède, 1976).

The Belomoride belt is re-interpreted in the following way (see fig. 89). The Tana and Granulites belts were respectively equivalent to an oceanic crust and to the geosynclinal mass-flow deposits. The Jatulian formations of Karelia and Kola Peninsula are considered as platform sediments and volcanics. The Karelian corresponded to a passive continental domain between the Belomorides and the Svecofennides.

The development of the mobile belt is speculated as follow (see fig. 90):

- formation of a continental rise originating from a mantle-plume;
- crustal attenuation rifting and formation of fault-bounded basins;
- subsequent development of a geosynclinal in the central part of the belt with emplacement of a new oceanic crust (Tana belt) arising from the instability and from the detachment of the dense mantle lithosphere; geosynclinal filling with mass-flow deposits and tholeiitic volcanics;

- geosynclinal closure followed by continental collision (Inari-Kola craton onto the South Lapland-Karelia craton) resulting from the combined effect of the sinking of the mantle lithosphere beneath the Belomorides and of the opening of the Svecofennian geosynclinal (relative displacement and subduction of the Karelian continental crust to the east) ;

- uplift and erosion, the detritus (Yilas and Kellostapuli conglomerates, Latvajärvi felsic volcanics) filling the contemporaneously existing Svecofennian geosynclinal.

The Belomorides folded belt is probably the first example of an early Proterozoic belt in which a suture has been recognized.

A comparison between Lapland Granulite belt and others high grade terrains leads to distinguish three types of granulite facies domains.

Type 1 corresponds to granulite belts. They may be considered as the result of either continental collision or B-subduction (active plate-margins) processes. Three possibilities which can be considered to be the result of increasingly moving plates, are distinguished :

- continental collision without ocean opening, corresponding to the "ensialic orogen" defined by Kröner (1977) and exemplified by the Limpopo mobile belt (see Coward, 1980 and Barton and Key, 1981) ;

- continental collision with limited ocean opening, exemplified either by the Granulite belt of Lapland (spreading without transcurrent movements), or by the granulites of Sri Lanka (Southwestern belt = geosynclinal basin, Highland Series = aulacogen ; see Katz, 1977), or by the Italian Alps (Sesia Lanzo ; see Compagnoni et al., 1975) ;

- active plate-margin (obducted island-arcs with possible continental collision) as described in Pakistan (Windley, 1981 ; Proust et al., 1981) or in the Coast Range crystalline belt in British Columbia (Hollister, 1975).

Type 2 corresponds to granulite facies lower crust material :

- scavenged by basaltic pipes as described in French Massif Central (Leyreloup, 1973 ; Leyreloup et al., 1977) or in Hoggar (Leyreloup, 1977) ;

- scrapped off by tectonic movements in younger orogen (tectonic slides or nappes) as exemplified by French Pyrénées (Vielzeuf, 1980) or by Adrar des Iforas in Mali (Boullier et al., 1979 ; Boullier, in preparation) ;

- outcropping along present passive continental margin ("window of lower crust") as a result of crustal attenuation and ocean opening, and exemplified by granulites of Golfe de Gascogne (Capdevila et al., 1980) or by those which stand along the Indian Ocean (India, Australia and Antarctica).

Type 3 corresponds to Archean high grade granulite facies greenstone belts (Australia, Canada, West-Africa ...).

## INTRODUCTION GENERALE

Les domaines de faciès granulite ont été l'objet d'un intérêt croissant depuis que Weiss (1803) a créé le terme "granulite". Cependant, la pétrologie de ces domaines ne s'est développée de façon remarquable que depuis la définition du faciès granulite en tant que faciès minéral par Eskola (1939) et la publication du célèbre article de ce même auteur sur les granulites de Laponie. Actuellement, nous disposons d'une bibliographie abondante, constituée soit de monographies régionales, soit d'études thématiques. L'évolution des thèmes abordés s'est faite de façon très particulière. En effet, les mécanismes géodynamiques responsables de l'apparition de telles formations ont peu suscité l'intérêt des spécialistes. Au contraire, ceux-ci ont porté principalement leur attention sur les conditions P-T de genèse et les caractères géochimiques de ces matériaux, dans lesquels on voyait des témoins de la base de la croûte continentale.

Il y eut d'abord un inévitable et nécessaire regard sur la systématique : problèmes de nomenclature des granulites et des charnockites, de faciès minéral, de passage aux roches du faciès amphibolite (citons parmi de très nombreuses références : Holland, 1900 ; Eskola, 1939 ; Buddington, 1939, Hødal, 1945 ; Pichamutu, 1956 ; Engel et Engel, 1962 ; Scharbert, 1963 ; Giraud, 1964 ; De Waard, 1964, 1965 ; Michot, 1966 ; Philpotts, 1966 ; Behr et al., 1971 ; Winkler et Sen, 1973 ; Streckeisen, 1974).

Puis les études se sont orientées vers la recherche des conditions de pression et de température régnant lors de leur formation. Supposées d'abord liées à des températures très élevées (Turner et al., 1960), les granulites ont été rapidement considérées comme des roches cristallisant dans des conditions thermodynamiques particulières (Yoder et Tilley, 1962 ; Den Tex, 1965 ; Winkler, 1965). Mais c'est l'école de Göttingen, en particulier Althaus (1968), qui a clairement explicité le rôle primordial de la pression des fluides (et plus spécialement de la pression partielle en eau) au regard de la pression lithostatique. Par la suite, Weisbrod (1970) a montré à partir d'une analyse théorique que le faciès granulite pouvait se développer dans le domaine P-T du métamorphisme de haut degré, à condition que la pression partielle d'eau soit inférieure à la pression totale des fluides. Enfin, le mérite revient à Touret (1970, 1971a, 1971b, 1974) et coll. (Al Khabit et Touret, 1973 ; Masson et al., 1973 ; Mohammed et Touret, 1973 ; Armstrong, 1975 ; Pagel, 1975 ; Berglund et Touret, 1976 ; Bilal et Touret, 1976) d'avoir mis en évidence à partir de l'étude des inclusions fluides, l'effet déterminant de la présence d'un fluide carbonique ( $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ ) dans le développement du faciès granulite. Parallèlement, des études précises ont été menées sur les conditions P-T de l'évolution prograde et rétrograde (Hameurt, 1968 ; Lasnier, 1970, 1977 ; Leyreloup, 1973 ; Drury, 1974 ; Marchand, 1974, parmi de nombreux auteurs) des domaines granulitiques, - par l'étude des textures réactionnelles et - à partir de l'expérimentation par le biais des géothermomètres et géobaromètres (nombreuses monographies régionales).

Une autre grande voie de recherche a été, et est encore, l'étude des caractères chimiques des domaines de faciès granulite, non pas tant pour eux-mêmes que pour atteindre la connaissance de la nature de la base de la croûte continentale et par voie de conséquence pour accéder à la compréhension des processus géodynamiques qui s'y déroulent. C'est ainsi que l'étude du comportement des éléments chimiques et en particulier des éléments incompatibles a pris une très grande importance. Les initiateurs en furent Heier (1960) et Lambert et Heier (1967, 1968). Le lecteur se reportera aux travaux de Sighinolfi (1971), Tarney (1976) ; Collerson et Fryer (1978) et Barbey et Cuney (1983) pour une revue bibliographique ou pour une revue des problèmes géochimiques inhérents aux roches de faciès granulite.

L'intérêt porté aux mécanismes géodynamiques générateurs des grands ensembles



granulitiques, est relativement récent et lié à l'essor qu'ont pris les études des domaines archéens et protérozoïques. Ceci résulte du fait que les granulites sont particulièrement abondantes dans cette fourchette d'âge. Les granulites apparaissent à l'affleurement de plusieurs façons différentes :

- xénolithes dans des roches volcaniques à l'exemple du Massif Central (Leyreloup 1973, 1974 ; Leyreloup et al., 1975, 1977 ; Lasnier, 1977 ; Marchand, 1974 ou du Hoggar et Leyreloup, 1977 ;)

- le long de marges actuelles, de type Atlantique, comme dans le Golfe de Gascogne (Capdevila et al., 1980) ; dans ce cas elles proviendraient de l'érosion de la croûte suite à son bombement lors d'un stade pré-rift ;

- grandes taches d'importance irrégulière au sein du faciès amphibolite (ce dernier pouvant avoir un caractère rétomorphique) ; ce type de gisement est caractéristique des domaines archéens et les exemples en sont nombreux : domaines granito-gneissiques du Craton nord-atlantique (Bridgwater et al., 1973 ; voir également les articles in Windley, 1976), d'Australie et d'Afrique du Sud (voir Hunter, 1981 ; Kröner, 1981) ou ceintures de roches vertes comme c'est probablement le cas, très spectaculaire, de l'Ansaga et du Tiris (Carrière, 1965 ; Bröner, 1973 et nombreuses autres références ; Cuney et al., 1975) en Mauritanie ; interprétées par Kröner (1981) en terme de surcharge de plaques par des matériaux volcaniques ou granitiques ("overplating"), ces granulites sont également considérées comme liées à un cadre géodynamique de type Andes (Windley, 1977, 1981) ;

- ceintures ou écaillés tectoniques dans les zones de collision ; les exemples les plus abondants et les plus typiques sont d'âge Protérozoïque inférieur (Laponie, Madras, Ceylan...) moyen (Greenville, Norvège) ou supérieur (Musgrave, Fraser, et bien d'autres en Australie, Antarctique, etc...) mais elles peuvent être plus anciennes comme celles du Limpopo (Masson, 1973 ; Coward, 1980), de Temminichate en Mauritanie (Barbey, 1974) ou plus récentes comme les chaînes Bétique-ibériques (Kornprobst, 1971 ; Couturié et Kornprobst, 1977), les Pyrénées (Roux, 1977 ; Vielzeuf, 1980 ; Capdevila et al. 1980), les chaînes côtières au Canada (Hollister, 1975) ou enfin en Afghanistan où il s'agirait de la base d'un arc insulaire (Windley, 1980 ; Proust et al., 1981) ; on notera que le type 2 peut être à l'origine du type 4 (passage marge active - marge passive).

Le développement du faciès granulite ayant lieu dans les conditions de la base de la croûte pose un certain nombre de problèmes au sujet desquels n'existent que des ébauches de réponses. Relativement simple à résoudre dans le cas des granito-gneiss archéens d'origine plutonique (une simple remontée de la croûte inférieure étant nécessaire), ce problème devient beaucoup plus complexe lorsque des formations supracrustales sont impliquées dans le métamorphisme granulitique. Il est, en effet, nécessaire d'invoquer un double mouvement de grande ampleur : dans une première étape, porter ces formations entre les discontinuités de Conrad et de Moho, puis dans une seconde, les remonter à l'affleurement. Une contrainte supplémentaire à ne pas négliger est la rapidité avec laquelle ont lieu ces phénomènes, ces zones mobiles ayant un fonctionnement bref. D'autres questions se posent également sur l'origine de ces ceintures :

- sont-elles issues uniquement de la reprise de formations plus anciennes comme l'a envisagé Kröner (1977, 1981) ? Se sont-elles développées dans des fosses subsistant en milieu ensialique, ou y-a-t-il eu océanisation ?

- ce type de ceinture est-il ou non caractérisé par la présence d'une tectonique tangentielle témoignant de grands mouvements crustaux ?

- existe-t-il des différences importantes entre les ceintures d'âge archéen et celles d'âge protérozoïque ?

- toutes ces ceintures qui ont de nombreux points communs, ont-elles une unité d'origine, autrement dit, existe-t-il un mécanisme géodynamique unique rendant compte de leur genèse ? Et dans ce cas, à quoi sont dues les différences observées ?

- quelles hypothèses retenir parmi celles qui ont été proposées ? Mouvements intracontinentaux ( Shackleton, 1973a, 1973b.; Kröner, 1977, 1980), zones transformantes (Sutton et Watson, 1974 ; Katz, 1976 ; Williams, 1977), marges actives de type Andes ( Windley et Smith, 1975 ; Tarney et Windley, 1977) ou encore collisions continentales (Couturié et Kornprobst, 1977 ; Martignole, 1979 ; Barbey et al., 1980b ; Coward, 1980) ?

Autant de questions, autant d'inconnues. L'objectif de ce mémoire sera précisément une tentative de réponse à toutes ces interrogations, en partant de l'étude d'un exemple précis, la ceinture des granulites de Laponie. A l'aide d'une reconstitution géochimique (nature des formations, milieu de mise en place) et pétrologie (condition d'évolution crustale), nous tenterons de modéliser les mécanismes géodynamiques susceptibles d'être à l'origine de cette ceinture. Enfin, nous confronterons ce modèle à d'autres exemples de ceinture de façon à en tester la validité et les limites.

#### Cadre de l'étude

En 1975, à l'issue de ma thèse de spécialité, Monsieur G. Rocci m'a proposé d'entreprendre un Doctorat d'Etat dans son laboratoire et, de façon à valoriser l'expérience que j'avais acquise sur les domaines granulitiques, de travailler en collaboration avec l'Equipe de Pétrologie-Géochimie du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles de l'Université de Rennes. En effet, à cette époque, celle-ci entreprenait dans le cadre de son programme intitulé "Genèse et évolution de la croûte continentale", l'étude des formations archéennes de Finlande. Le choix de la Finlande comme terrain d'essais semblait tout indiqué par la variété et la qualité des formations archéennes pour une superficie restreinte et par le fait que de nombreux concepts de la pétrologie y ont été définis (en particulier par Sederholm et Eskola pour ne citer que les plus connus). L'étude de chacun des termes de la célèbre trilogie des terrains archéens a été entreprise sous la direction scientifique de R. Capdevila et J. Hameurt, par S. Blais (ceintures des roches vertes de Karélie), H. Martin (domaines granito-gneissiques de Karélie et de Laponie) et moi-même (ceinture des granulites de Laponie). Au cours de l'avancement de nos travaux il est apparu que la ceinture des granulites de Laponie et la ceinture de la Tana que nous avons définies n'étaient pas d'âge archéen mais au contraire d'âge protérozoïque inférieur. Nous avons ainsi modifié notre approche initiale et les considérons comme deux ceintures d'origine supra-crustale correspondant à une zone mobile plus récente que l'ensemble des granito-gneiss et des ceintures de roches vertes.

Les levés de terrains en Laponie ont été réalisés - pour l'ensemble par R. Capdevila J. Hameurt et moi-même, - pour le craton d'Inari par H. Martin, - pour les massifs anorthositiques par B. Moreau, - pour le complexe charnockitique de la ceinture des granulites par J. Convert et - pour la ceinture de la Tana par L. Mohammed-Touret. D'autres chercheurs ont également apporté leur contribution, il s'agit de J.M. Bertrand, P. Choukroune, G. Gaël, J. Lahtinen, R.W. Nesbitt et J. Touret.

Les missions effectuées au cours des étés 1975, 1976, 1977, 1978 et 1979, ont bénéficié :

- de l'accueil bienveillant du Service Géologique de Finlande (Pr. Stigzelius et Simonen, Dr Kouvo et Dr Merilafnen) ;
- du soutien de la mission scientifique de l'Ambassade de France à Helsinki dans les personnes de Mrs. les Attachés culturels et de Mme H. Lazslo.

Leur financement a été assuré par l'A.T.P. "Géodynamique", la R.C.P. "Croûte archéenne" et par l'Académie de Finlande (conventions d'échange entre cet organisme et le C.N.R.S.). Les travaux de laboratoire ont trouvé leur achèvement dans la coopération entre :

- le laboratoire de Pétrologie de l'Université de Nancy I,
- l'Institut de Géologie de l'Université de Rennes (Ph. et Fr. Vidal, J. Bernard-Griffiths, J.J. Peucat),
- le Centre de Recherches pétrographiques et géochimiques et le C.R.E.G.U., de Nancy.

Deux thèses de troisième cycle ont déjà été présentées. Il s'agit de celle de B. Moreau sur les massifs anorthositiques de Laponie (octobre 1980) et de celle de J. Convert sur le complexe charnockitique de la ceinture des granulites (mars 1981). Leurs données et conclusions ont été incorporées dans le présent mémoire.

#### Buts et méthodes

L'intérêt de l'étude de l'arc des granulites n'est plus à démontrer. Eskola (1952) l'a fait ressortir en le prenant comme principal exemple pour illustrer sa notion de "faciès minéral" en général et de "faciès granulite" en particulier. Par son environnement régional, par sa nature et son évolution, et par ses caractères géochimiques originels ou acquis, cette ceinture granulitique est un exemple de choix pour tenter une reconstitution du contexte géodynamique dans lequel ce type de séries s'est formé, et celle des mécanismes de la tectonique globale susceptibles d'avoir opéré aux temps protérozoïques inférieurs (2500 - 1800 Ma).

La confrontation de deux modes de pensée constituera notre méthode d'approche.

- La pensée et l'observation naturalistes nous conduiront à définir les différents ensembles lithologiques, leur constitution pétrographique, leur architecture et leurs relations mutuelles.
- Le raisonnement géochimique, outil précieux pour la quantification des phénomènes, nous permettra de remonter aux formations originelles et d'évaluer les conditions ayant régi leur évolution.

Ceci débouche logiquement sur un plan en trois parties :

- une première partie consacrée à une étude classique des diverses formations, tant de la ceinture granulitique elle-même que de son contexte immédiat (inventaire, nature pétrographique, déformation, relations ...), en faisant référence à d'autres ceintures de même type,
- une deuxième partie où les caractères géochimiques seront utilisés pour la reconstitution de la série originelle (géochimie sur roches totales) et de son évolution crustale (géochimie sur roches totales et sur minéraux).
- dans la troisième partie, nous envisagerons sur l'acquis précédent, de retracer l'histoire géologique de la région, de proposer un modèle de formation et de définir les mécanismes géodynamiques possibles ayant opéré au Protérozoïque inférieur.

Enfin, dans le souci d'alléger le texte de ce mémoire, nous avons rassemblé en annexe toutes les données pétrographiques, géochimiques et statistiques auxquelles nous avons fait appel dans cette étude.

#### Travaux antérieurs

Il n'est pas de notre propos de détailler les études réalisées sur la ceinture des granulites de Laponie. Ceci a été fait précédemment par Mikkola (1932) puis par Meriläinen (1976). Nous avons cependant jugé opportun de résumer dans le tableau 1 les principaux résultats acquis au cours d'un siècle de recherches, résultats à partir desquels nous avons mené nos propres travaux.

1867-1874	Découverte de placers aurifères le long de la Tana par T. Dahl (1867). Järnström définit les granulites de Laponie et les interprète comme d'anciens sédiments (1874).
1882-1884	Solitander et Tigerstedt mettent en évidence le prolongement Sud-est de l'arc des granulites.
1897-1911	Sederholm publie deux cartes (1/2.500.000 et 1/2.000.000) sur lesquelles les granulites sont considérées comme archéennes. Reconnaissance (Sarlin, 1902) puis étude (Fiercks, 1906) des placers aurifères de l'Ivalojoeki. Hackmann (1905) publie les premières analyses de granulites (éléments majeurs).
1929-1941	Mikkola définit les grandes unités de Laponie finnoise (1932) puis publie la première carte au 1/400.000 et sa notice explicative (1941). Etudes de la structure de l'arc par Sahama (1933, 1935) puis Kranck (1936). Etude des minéraux opaques par Laittakari (1929). Sahama publie les premières analyses d'éléments-traces (1936). Eskola interprète les granulites comme des roches plutoniques (1932) puis définit la notion de "faciès granulite" (1939).
1952	Publication de la célèbre synthèse d'Eskola : "On the Granulite of Lapland".
1959-1965	Mériläinen (1959) interprète les granulites acides comme d'anciens sédiments psammitiques et pélitiques. Première étude géochronologique (Polkanov et Gerling, 1960). Notion de chaîne Béломoride. Etudes structurales de von Gaertner (1962) et métamorphique de Scheumann et al. (1961). Carte géologique au 1/400.000 de Meriläinen (1965). Synthèses de Siminen (1960) et d'Eskola (1963).
1967-1980	Notice explicative de la carte de Meriläinen (1976) contenant de nombreuses données pétrographiques et radiométriques (O. Kouvo). Travaux ponctuels sur le métamorphisme : Losert (1967, 1968), Green et Ringwood (1967), Hensen et Green (1973), Korsman (1975), Mohammed (1972) et Mohammed et Touret (1973). Travaux de Hörmann et al. (1980), Klatt (1980) et Kröner (1980).

Tableau 1 - Principales étapes du développement des recherches sur les Granulites de Laponie.

#### Nomenclature

Si certaines nomenclatures sont universellement admises et appliquées, ce n'est hélas pas le cas de la terminologie des roches du faciès granulite, rendue inextricable par la prolifération et ou l'imprécision des termes employés.

Au cours de ces dernières années, le problème a fait l'objet de nombreux débats (Behr et al., 1971 ; Mehnert, 1972 ; Katz, 1972, Winkler et Sen, 1973 ; Leyreloup, 1973 ; Streckeisen, 1974 ; Touret cité in Lasnier, 1977...) relativement stériles puisqu'aucun consensus n'est apparu. Nous ne reviendrons pas sur cette polémique de même que nous ne reviendrons pas sur les avatars du terme "granulite". Le lecteur intéressé pourra se référer aux ouvrages cités plus haut ou encore à Weiss (1803, p. 348), Michel-Lévy (1874, p. 180), Harker (1939, pp. 246-248), Rinne (1912, p. 440), Eskola (1939, 1952)...

Malgré cette confusion, il est possible d'utiliser une terminologie simple. Nous avons adopté celle des auteurs anglo-saxons (voir par exemple Weaver et al. 1978) dont les termes "suite khondalitique" et "suite charnockitique" sont particulièrement appropriés au cas des granulites de Laponie ( granulites claires et sombres d'Eskola, 1952). D'autres termes classiques du métamorphisme (Winkler, 1978) leur seront adjoints, l'ensemble a été schématisé sur le tableau 2. Les roches anatectiques seront traitées selon la terminologie de Winkler (1976, p. 278 et ss).

Les textures seront décrites selon la nomenclature proposée par Moore (1970) et reprise par Winkler (1976, p. 255 et ss).

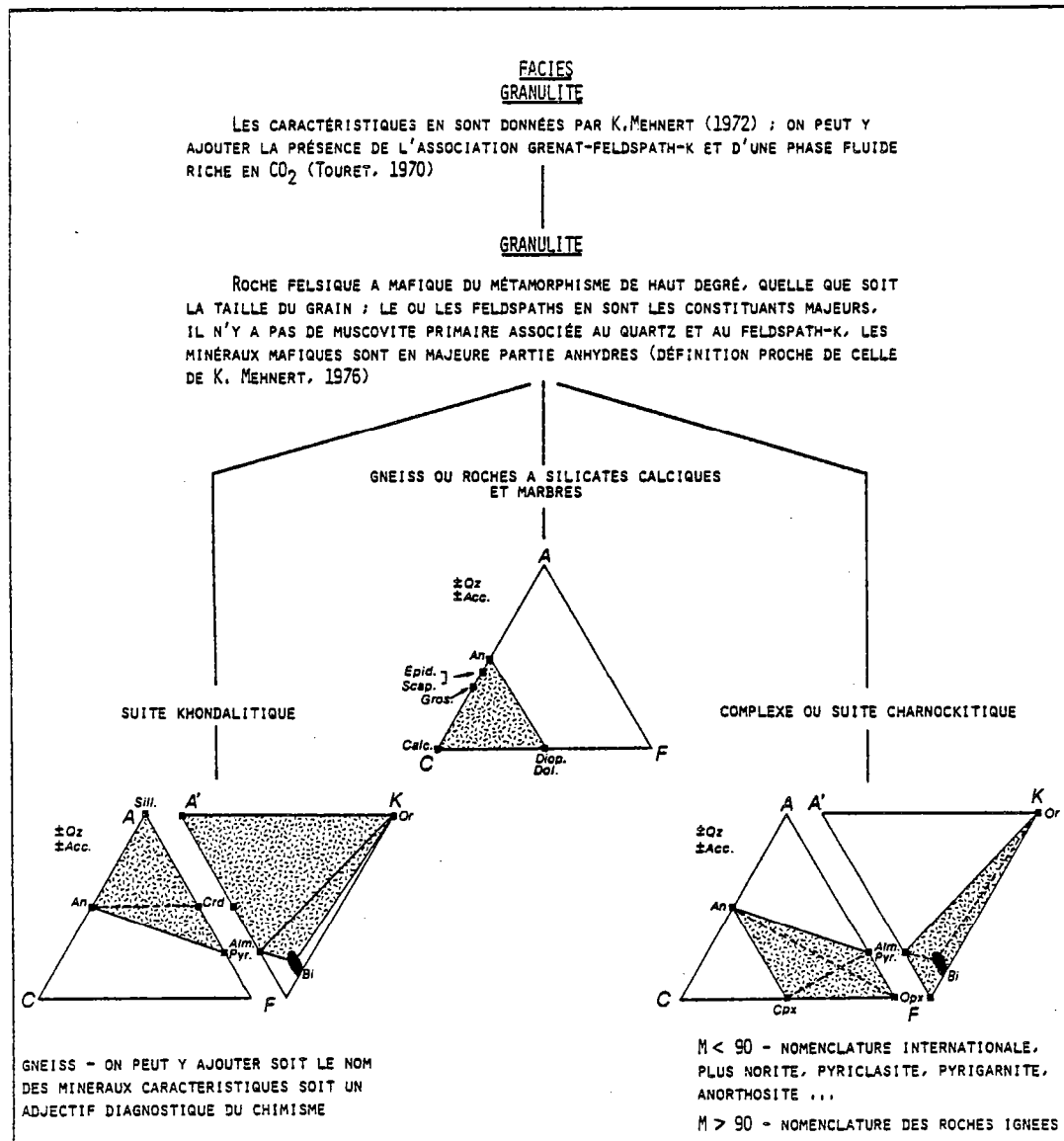


Tableau 2 - Tableau synoptique de la nomenclature pétrographique utilisée dans ce mémoire.

La nomenclature que nous avons adoptée ne prétend pas à l'universalité mais se veut simplement la mieux adaptée au cas que nous allons étudier.

## LE BOUCLIER BALTIQUE

En présentant les principaux aspects de la Géologie du Bouclier Baltique notre but est de situer la ceinture des granulites, partie de la chaîne bélomoride, dans son contexte géologique. Parmi les nombreux problèmes que suscite cet ensemble, nous en retiendrons deux : quelle est la signification des Bélomorides et quel est leur âge ?

La Fennoscandia (Ramsay, 1898) ou Bouclier Baltique constitue la plus importante zone précambrienne affleurant en Europe (fig. 1A) et fait partie avec le Bouclier ukrainien d'un vaste domaine cratonisé --- la Fennosarmatia --- en grande partie recouvert par les sédiments de la Plate-forme est-européenne.

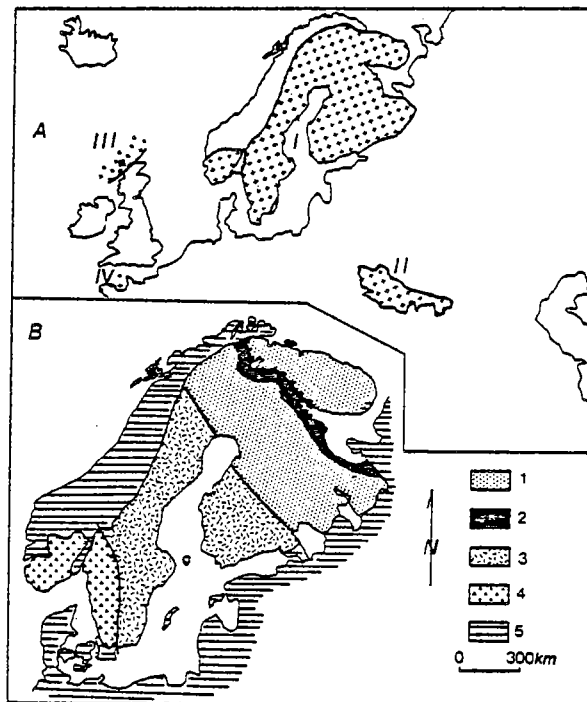


Figure 1 Le Précambrien d'Europe du Nord - A - Les Principaux domaines précambriens d'Europe du Nord (d'après Aubouin, 1980) : - Bouclier Baltique ou Fennoscandia, - Bouclier ukrainien, - Bouclier nord-atlantique - Pentévrien.

B - Les principaux ensembles du Bouclier Baltique (d'après Polkanov et Gerling, 1960 ; Hietanen, 1975 ; Gaál et al., 1978 ; Berthelsen, 1980 et Silvennoinen, 1980) : 1- Bloc karélien et Kola, 2- Bélomorides, 3- Bloc svécofennien, 4- Svéco-norvégides, 5 -Calédonides, Phanérozoïque de la Plate-forme est-européenne et Graben d'Oslo).

Elle est limitée au Nord et à l'Ouest par la chaîne des Calédonides, au Sud et à l'Est par les formations du Précambrien terminal et du Paléozoïque.

Son histoire est longue et résulte de la succession de plusieurs cycles orogéniques. Trois périodes y sont classiquement distinguées, chacune d'entre elles étant prépondérante dans une région du bouclier (Fig. 1B) :

- le Protérozoïque supérieur (0.9 - 1.2 Ga), localisé au Sud-Ouest correspond à la chaîne Svéco-norvégienne ;
- le Protérozoïque moyen et inférieur (1.2 - 2.6 Ga) comprend le Jotnien, les Svécokaréliides localisées à la partie centrale du craton, et les Bélomorides, d'âge incertain situés entre la Scandinavie et la Péninsule de Kola ;
- l'Archéen (2.6 Ga) occupe la partie orientale du Bouclier.

Tout cet ensemble dont les âges décroissent en gros vers l'Ouest (à l'exception des îles Lofoten), a été interprété en termes de Tectonique Globale (Heitanen, 1975). Dernièrement, Berthelsen (1980) intégrant le précédent modèle, a présenté une vue générale de l'évolution protérozoïque (2.0 - 0.9 Ga) de la Fennoscandie. Il considère que cette évolution a été dominée par une accretion crustale liée à une subduction de la lithosphère océanique au niveau de marges ou de zones de convergence se déplaçant vers l'Ouest au cours du temps donnant ainsi successivement naissance aux Svécokaréliides, Ghost-Gothides, Western Orogeny puis Svéconorvégides.

#### LA CHAÎNE SVECONORVEGIENNE

La chaîne svéco-norvégienne ou Dalslandien se localise au Sud de la Norvège et de la Suède et à la bande côtière norvégienne jusqu'aux îles Lofoten - Vesterålen. Les manifestations relatives à cette chaîne s'échelonnent entre 1.2 et 0.9 Ga. Elle est considérée comme le prolongement oriental de la zone mobile du Grenville (Patchett et al., 1978).

Cet orogène n'étant pas traité dans ce mémoire, nous renvoyons le lecteur intéressé aux synthèses de Torske (1977) et Berthelsen (1980).

#### LES SVECOKARELIDES

Le cycle svécarélien (2.0 - 1.5 Ga) regroupe le Svécofennien (Svionien, Bothnien et Karélien). Cet amalgame est contesté par Berthelsen (1980) qui juge plus opportun de séparer ce qui est plus récent que 1.7 Ga et de le rattacher à l'orogénèse Ghost-Gothienne (1.75 - 1.5 Ga).

De façon à ne pas entrer dans les détails d'ordre stratigraphique au sujet desquels subsistent encore de nombreuses inconnues, nous adopterons le schéma classique de Heitanen (1975) distinguant deux domaines majeurs : les Svécofennides (Ramsay, 1909) à l'Ouest et les Karéliides (Eskola, 1925) à l'Est.

- le Svécofennien (2.2 - 1.7 Ga) se compose de la province svionienne ou "Leptite formation" constituée en majeure partie de roches volcaniques de nature basaltique à rhyolitique (Löfgren, 1979) et de la province bothnienne essentiellement sédimentaire. Heitanen (1975), Löfgren (1979) et Rickard (1979) interprètent le Svionien comme un arc insulaire et le Bothnien comme un bassin d'arrière arc. Notons que le Kalévien, coiffant les formations karéliennes, est considéré comme appartenant au géosynclinal svécofennien ;

- le bloc karélien est constitué en fait de formations karéliennes (2.4 - 1.9 Ga) mais aussi et en grande partie de formations archéennes (2.6 Ga). Ces dernières, affectées par la tectonique karélienne (Bertrand et al., 1978), en constituent le substratum (continent "jatulien" de Väyrynen, 1954). Les formations karéliennes (Sumien, Sariolien, Jatulien) sont caractérisées par des sédiments épicontinentaux (principalement conglomérats et quartzites) et des volcanites



mafiques à acides. Cet ensemble est séparé du Svécofennien par un grand accident (svécofennian fault) correspondant à ce que Gaál et al. (1978) appellent "Ladoga-Raahe shear belt".

C'est avec le Karélien qu'apparaissent les premiers problèmes stratigraphiques sérieux auxquels nous serons confrontés. En effet, si ces formations sont assez bien délimitées en Karélie - bien que l'on puisse s'interroger sur la nature réelle du Sumien des géologues soviétiques dont la succession lithologique et l'âge de 2.5 Ga sont étrangement similaires à ceux des ceintures de roches vertes archéennes (Jahn et al., 1980) - de nombreuses incertitudes subsistent encore en Laponie comme nous le verrons plus loin. Néanmoins une récente synthèse sur le Jatulien (Silvennoinen, 1980) permettra sans nul doute d'éclaircir de nombreux points obscurs. Nous avons donné ci-dessous l'échelle stratigraphique du Précambrien de Laponie finnoise la plus récente (Fig. 2).

### LES BÉLOMORIDES

Les Béломорides sont définies par Polkanov et Gerling (1960) comme une large ceinture plissée s'étendant vers le Nord-Ouest des côtes de la Mer Blanche aux Calédonides scandinaves (fig. 1B). Elles comprennent un complexe gneissique contenant des fragments plus anciens attribués aux Saamides, des granites et l'importante masse de granulites de Laponie (granulites et éclogitoïdes). Ces auteurs les cantonnent dans la fourchette d'âges 2.10 - 1.95 Ga (méthode K-Ar).

En dépit de cette définition apparemment satisfaisante, les problèmes abondent, et deux hypothèses se sont constamment opposées.

- La première et la plus ancienne considèrent que granulites et gneiss béломорides sont d'âge karélien. Les tenants de celle-ci sont notamment Eskola (1963) et Tugarinov et al. (1968) donnant des âges sur zircons (U-Pb) de 1.95 Ga.

- les défenseurs de la seconde envisagent que les granulites seraient issues de la reprise au Protérozoïque de formations archéennes : ainsi Von Gaertner (1962) pour qui les granulites sont anté-Béломорides et charriées postérieurement

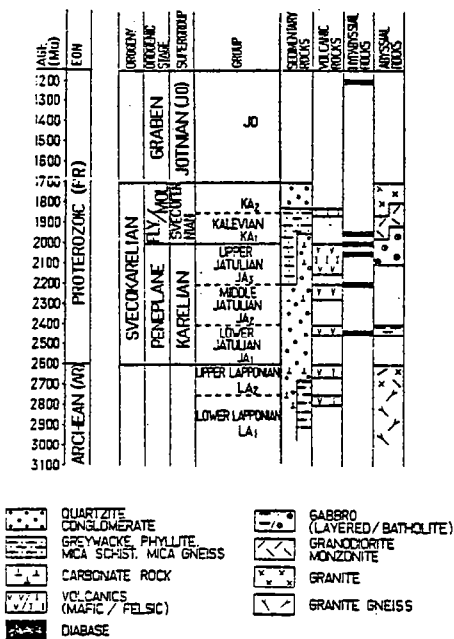


Figure 2 : échelle stratigraphique du Précambrien de Laponie finnoise, extraite du Symposium sur la Géologie du Jatulien (Silvennoinen et al., 1980, p. 156).

à l'édifice karélien ; Priyatkina (1971), Bibikova et al. (1973) voyant dans les granulites des roches archéennes des séries de Kola restructurées au Protérozoïques ; Meriläinen (1976) envisageant un métamorphisme de faciès amphibolite à 2.6 Ga et un métamorphisme de faciès granulite à 1.9 Ga ; et récemment Kröner (1980) qui, par analogie avec le Limpopo, opte pour une reprise du socle archéen.

Notons enfin que depuis le Symposium sur les Corrélations du Précambien (1978), le Bélomorien est devenu un étage de l'Archéen correspondant à des âges supérieurs à 3.0 Ga !

De cet imbricatio chronologique il ressort que les Bélomorides sont quelque chose d'assez flou. Il est donc nécessaire - de reprendre leur chronologie relative avec l'Archéen d'une part et avec le Karélien d'autre part, et - de redéfinir la nature et la signification des ensembles lithologiques qui y participent.

#### L'ARCHEEN

Le socle archéen affleure dans la partie orientale du Bouclier Baltique (Laponie, Péninsule de Kola, Finlande centrale et République soviétique de Karélie).

Ces formations pour lesquelles il n'existe qu'une récente synthèse (Gaál et al., 1978) font depuis quelques années l'objet d'une étude approfondie. Deux ensembles principaux sont distingués :

- une association de gneiss et granites comportant une suite de gneiss gris dont les âges sont à 2.86 Ga en Karélie et 3.1 Ga dans le dôme de Kotiläinen au Sud de la ceinture des granulites (Kouvo, comm. pers. ; Martin et al., sous presse ; Kröner et al., 1981), et une suite de gneiss ocellés dont les âges sont compris entre 2.52 et 2.83 Ga (Chauvel et al., 1979) ;
- des ceintures de roches vertes datées de 2.65 Ga et constituées d'un cycle magmatique inférieur (komatiites et tholéiites), séparé d'un cycle volcanique (andésites et rhyolites) par des métasédiments (Blais et al., 1977 ; Jahm et al., 1980 ; Vidal et al., 1980 ; voir Gaál et al., 1978 pour les références finnoises).

#### LES UNITES GEOLOGIQUES DE LAPONIE

Un des traits remarquables de la croûte précambrienne (Laponie) est son caractère zoné. Nous y avons distingué du NE vers le SW quatre unités (Barbey et al., 1980b).

##### - Le craton d'Inari

Il correspond au "Granite-gneiss complex" défini par Meriläinen (1976). Il est formé de gneiss de composition tonalitique à granitique, de ceintures de roches vertes très métamorphiques et de diverses plutonites. Daté à 2.86 Ga (Meriläinen, 1976), il constitue l'extrémité occidentale de la Péninsule de Kola.

##### - La ceinture des granulites

Elle se caractérise par sa forme étroite et allongée et par son haut degré de métamorphisme. Elle est formée essentiellement de roches acides à tendance alumineuse et en moindre proportion de roches basiques à intermédiaires. Les données radiométriques indiquent un âge protérozoïque inférieur (1.9 - 2.0 ; Bernard - Griffiths et al., à paraître).

##### - La ceinture de la Tana

Elle correspond à la "South-western marginal zone" et pro parte à la "West Inari schist zone" (Meriläinen, 1976). Elle est constituée en majeure partie de gneiss rubanés à pyroxène et amphibole et d'amphibolites. Elle est recoupée par des massifs d'anorthosite dont celui de Vaskojoki (Moreau, 1980) daté à 1.92 Ga (Peucat, 1982).

##### - Le craton de Laponie méridionale

Il est formé de dômes de gneiss entourés par des ceintures de roches vertes épimétamorphiques. Il constitue la partie septentrionale du "continent jatulien". Les datations radiométriques les plus récentes (Kröner et al., 1981) lui donnent un âge de 3.13 Ga.

Nous ne nous étendrons pas sur leurs caractères propres, chacun de ces ensembles faisant l'objet d'une description plus approfondie dans les chapitres suivants.

#### REMARQUES INTRODUCTIVES

- Ce tour d'horizon rapide de la géologie du Bouclier Baltique montre que la Chaîne des Bélomorides reste à maints égards énigmatique. Il nous semble que la clé de la compréhension de cet ensemble se trouve dans une meilleure connaissance de la nature et de la signification de

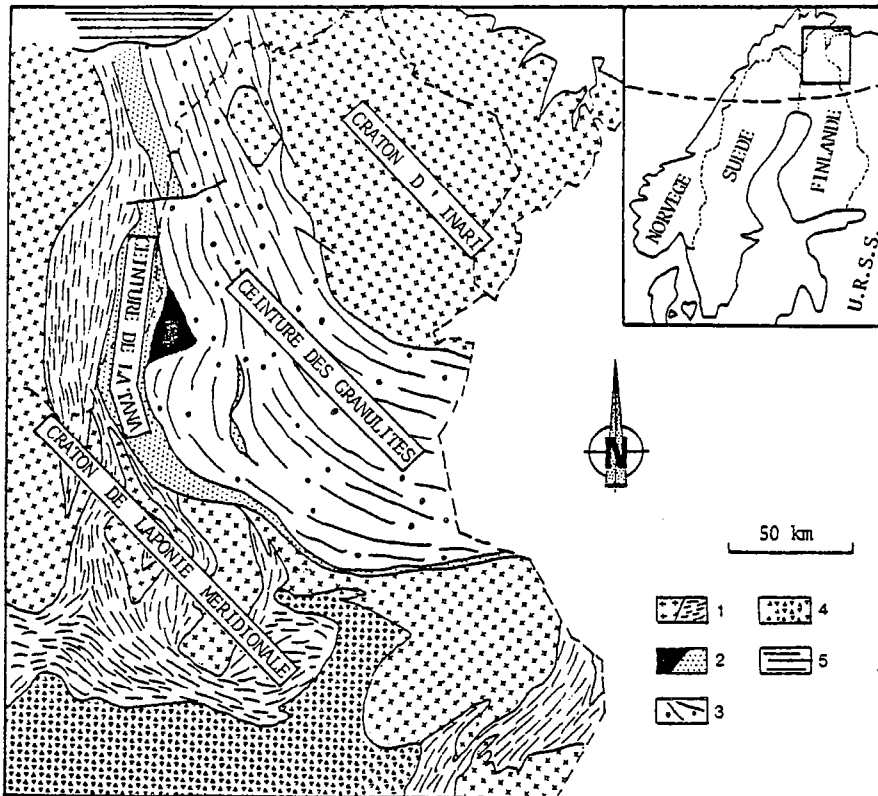


Figure 3 - Les grandes unités géologiques de Laponie (d'après Barbey et al., 1980b). 1 - Archéen : domaines granito-gneissiques (croix) et ceintures de roches vertes (tirets) ; 2 - Ceinture de la Tana : gneiss rubanés (points) et anorthosites (en noir) ; 3 - Ceinture des granulites ; 4 - Formations Svécofenniennes ; 5 - Calédonides.

la ceinture des granulites de Laponie et la ceinture de la Tana, ainsi que celle du socle adjacent (déformation, rétro-morphose, nature et âge de nombreuses roches plutoniques intrudant ce socle, géométrie de la chaîne...).

- D'autre part une connaissance plus exacte de la Chaîne bëlomoride conduira vraisemblablement à une vision quelque peu différente du cycle svécocarélien ; la chaîne des Bëlomorides correspond-elle à un orogène indépendant du cycle svécocarélien ou un environnement géotectonique particulier à l'intérieur de ce cycle svécocarélien ?

- Enfin, quel degré de similitude existe-t-il entre la ceinture granulitique bëlomoride et d'autres ceintures granulitiques protérozoïques (Limpopo, Ceylan, Madras...). Quels en sont les points communs et quelles en sont les différences ?

... Mais laissons à Berthelsen (1980, p. 17) le soin d'introduire cette première partie "The tectonic evolution of the northeastern parts of the Baltic Shield remains to be analysed. However, this can not be done on the basis of available data. Ongoing studies in easternmost Finmark (Norway) suggest that horizontal tectonic play a greater role than hitherto assumed..."

## LA CEINTURE DES GRANULITES UNE ENTITE LITHOLOGIQUE

Résumé - La ceinture des granulites de Laponie est une entité lithologique formée - d'une suite khondalitique à caractère siliceux et alumineux et - d'un complexe charnockitique pro-partie intrusif dans la précédente et à caractère plus basique. Le contraste pétrographique avec l'encaissant archéen est net et laisse supposer que ce dernier constitue un ensemble fondamentalement différent.

Les granulites de Laponie telles que les a définies Eskola (1952) sont des gneiss quartzo-feldspathiques à grenat contenant des niveaux de roches basiques à intermédiaires, à hyperthène dont la caractéristique majeure est la présence des minéraux critiques du faciès granulite. Nous préférons considérer la ceinture des granulites de Laponie comme une association de faciès pétrographiques indépendamment du degré de métamorphisme. La raison en est que l'isograde (Opx +) se situe au-delà de cette ceinture, à l'Ouest au sein de la ceinture de la Tana et à l'Est sur le craton d'Inari. Ce fait est à l'origine du terme "Granulite complex" défini par Meriläinen (1976) et repris par Hörmann et al. (1980).

Après avoir examiné rapidement ses caractères généraux (situation, forme, dimensions...) nous définirons les ensembles et types pétrographiques qui la constituent.

### CARACTERES GENERAUX

#### Situation

L'arc granulitique lapon s'étend sur trois pays : Norvège, Finlande, et URSS, entre les parallèles 68°N et 70°N et les méridiens 25°30'W et 34°W. Il disparaît au Nord sous la chaîne des Calédonides et se termine à l'Est près du Lac Imandra en territoire soviétique.

La partie finnoise recouvre en partie les communes d'Utsjoki, Inari, et Sodankylä (Fig.4).

#### Caractères morphologiques

Son caractère le plus évident est sa forme allongée et étroite, arquée dans sa partie médiane, d'où les noms successifs "d'arc" (Eskola, 1952) et de "ceinture" (Barbey et al., 1976). Nous préférons ce dernier terme dans la mesure où il caractérise mieux ses dimensions : 330 km de long sur une largeur moyenne de 60 km (80 km au maximum). Sa superficie totale est d'environ 16.000 km<sup>2</sup> pour 12.500 km<sup>2</sup> en Finlande soit 4% de la superficie totale du territoire finnois. Ces dimensions relativement importantes à première vue n'ont en fait rien d'exceptionnel comparées à des formations équivalentes. Ceci ressort nettement dans la figure 4 où sont représentées à même échelle quelques ceintures granulitiques célèbres.

Si l'on approfondit un peu plus les relations entre ces ceintures et leur encaissant, on peut constater qu'elles sont limitées de part et d'autre par des domaines granito-gneissiques plus anciens (Archéen), l'ensemble ayant de ce fait un caractère symétrique accusé. Néanmoins un examen de détail montre que tel n'est pas le cas pour la ceinture lapone dans la mesure où son flanc ouest est limité par une ceinture de roches basiques (Ceinture de la Tana). Nous verrons plus loin que cette singularité revêt une grande importance. D'autres cas intéressants sont les granulites du Bouclier guyanais entourées par des domaines granito-gneissiques de même âge (2.0 Ga) ou encore celles de la Province de Grenville en contact tant avec l'Archéen qu'avec le Protérozoïque inférieur.

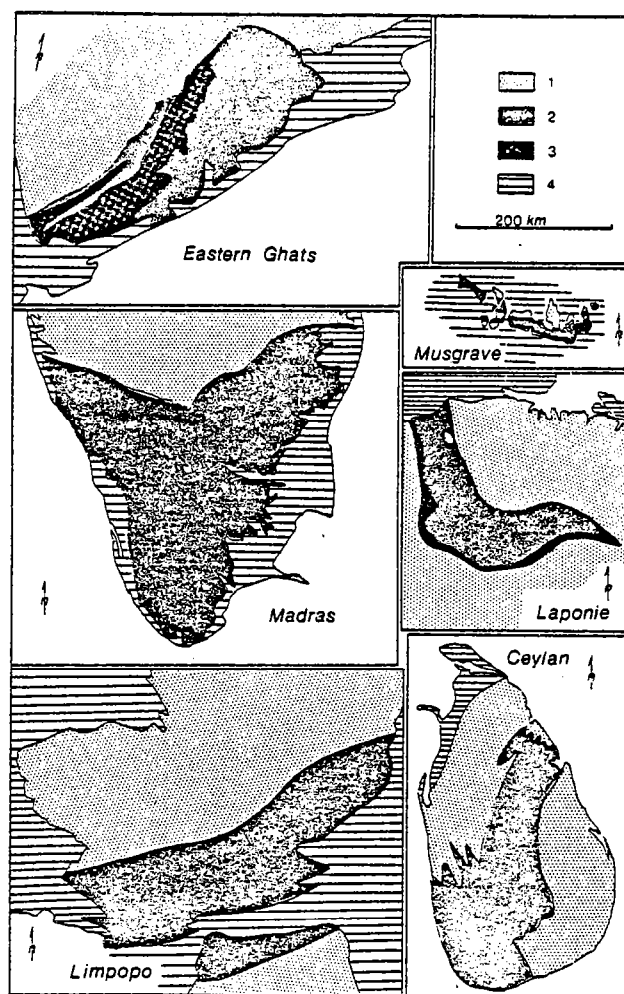


Figure 4- Quelques ceintures granulitiques célèbres à même échelle. 1 - domaines archéens, 2 - ceintures granulitiques, 3 - ceinture de la Tana (Laponie) ou séries khondalitiques (Eastern Ghats) 4- Formations plus récentes.

Sources : Pichamutu (1967), Naqvi et al. (1978), Coward (1980), Cooray (1962), Barbey et al. (1980) et Collerson (1975).

#### Extension méridionale

La ceinture des granulites de Laponie n'est pas le seul gisement de roches de haut degré du Nord-Est du Bouclier Baltique. En effet, la Péninsule de Kola renferme d'assez nombreux domaines où affleurent de telles roches. Les auteurs soviétiques se sont depuis longtemps interrogé sur une éventuelle parenté de tous ces gisements. Il semble qu'il faille distinguer deux types (Bibikova et al., 1973) :

- des granulites de basse pression et d'âge archéen (3.15 Ga), localisées au Sud-Ouest de Mourmansk ;

- des granulites de pression plus élevée et d'âge protérozoïque inférieur (1.95 Ga), localisées à proximité de grands accidents tectoniques et comprenant outre la ceinture des granulites de Laponie (fig. 5), quatre domaines distincts (Belyaev, 1971), qui sont du nord au sud : Lottinsk, Nyavkotundra, Monchetundra et Kandalaksha-Por'ya Guba. Ce dernier est relativement important puisqu'il forme une bande de 30 à 35 km de large sur environ 100 km de long (fig. 5).

La ceinture des granulites de Laponie ne représente donc que la partie septentrionale d'une ceinture beaucoup plus vaste, s'étendant sur près de 500 km des Calédonides au Nord jusqu'aux rives du Golfe de Kandalaksha au Sud.

#### ENSEMBLES ET TYPES LITHOLOGIQUES

##### Introduction

Il s'agit dans ce paragraphe de définir et de décrire les différents faciès pétrographiques de la ceinture des granulites, de façon à les singulariser. Par conséquent, l'étude détaillée des minéraux ou des successions paragéométriques ne seront pas traités ici (voir 2ème partie).

Différents types pétrographiques ont été précédemment décrits par Järnström (1874), Sahama (1935), Eskola (1952) et Meriläinen (1976). Ces auteurs s'accordent pour distinguer deux grandes familles de roches, l'une à grenat, l'autre à pyroxène. Ensuite chacun utilise sa propre classification. Il nous a semblé nécessaire d'adopter une nouvelle classification. Il convient donc de justifier ce choix.

L'inconvénient majeur des classifications précédentes est qu'elles sont - soit par trop

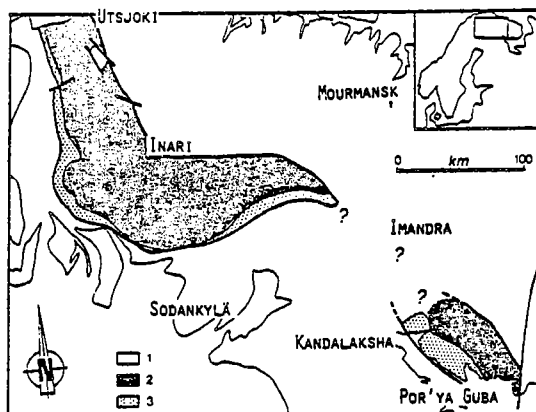


Figure 5 - Extensions méridionales de la ceinture des granulites de Laponie et de la ceinture de la Tana. D'après Barbey et al. (1980) pour la partie finnoise et d'après von Gaertner (1964, 1966) et Bibikova et al. (1973) pour la partie soviétique. 1 - domaines granito-gneissiques et ceintures de roches vertes indifférenciées, 2 - ceinture des granulites, 3 - ceinture de la Tana.

- utilisation de minéraux ou d'associations minérales ubiquistes et reflétant le mieux la nature chimique des roches concernées,
- exclusion autant que possible des minéraux à caractères rétro-morphiques,
- utilisation des caractères structuraux limités exclusivement aux roches anatectiques.

- Classification proposée - Les critères évoqués ci-dessus conduisent logiquement à la classification suivante que nous avons résumée sous la forme de tableau (tableau 3). De façon à ce que les comparaisons soient possibles, nous donnerons le moment venu les équivalences entre les différentes classifications.

#### SUITE KHONDALITIQUE

Elle correspond aux "light granulites" d'Eskola ou au "garnet gneisses" de Meriläinen.

Il s'agit de l'ensemble pétrographique le plus important de la ceinture des granulites. En effet, il couvre environ 80% de sa surface (fig. 6). Elle est caractérisée minéralogiquement par l'abondance du quartz et du feldspath et par la présence symptomatique du grenat seul ou en association avec la sillimanite.

SUITE KHONDALITIQUE	COMPLEXE CHARNOKITIQUE	MIGMATITES ET FACIES ASSOCIES
GNEISS A SILLIMANITE-GRENAT	ULTRAMAFITES	METATEXITES ET DIATEXITES
GNEISS A GRENAT	PYRICLASITES MAFIQUES	PEGMATOÏDES
GNEISS A SILICATES CALCIQUES	PYRICLASITES INTERMEDIARES	
GNEISS A PLAGIOCLASE-GRENAT-BIOTITE		

Tableau 3 : Types pétrographiques majeurs rencontrés dans la ceinture granulitique de Laponie.

imprécises (Sahama), - soit fondées sur des caractères structuraux ou sur des caractères subjectifs tels que couleurs ou abondance... (Eskola), - soit enfin sur la taille des grains ou la présence de minéraux comme biotite ou cordiérite (Meriläinen), minéraux manifestement secondaires. Ainsi des roches minéralogiquement ou chimiquement équivalentes auront-elles une dénomination différente selon qu'elles seront plus ou moins affectées par la déformation, la rétro-morphose ou l'anatexie.

La classification que nous proposons essaie d'éviter de tels inconvénients. Nous l'avons en conséquence établie sur les critères suivants :

- utilisation d'une nomenclature simplifiée pour les roches du faciès granulite (voir tableau 2),

## Gneiss à sillimanite grenat (Pl. 1 et 2)

L'appréciation de leur proportion est rendue délicate par le fait qu'ils sont intimement mêlés aux gneiss à grenat et ce généralement à petite échelle (de l'ordre du décimètre). Nous estimons qu'ils représentent approximativement 45% de la suite khondalitique.

Equivalence - Ils correspondent à une partie des "normalgranulite" d'Eskola et sont équivalentes aux "garnet-biotite gneisses" de Meriläinen.

Gisement - Traiter leur mode de gisement ne peut se faire indépendamment de celui des gneiss à grenat. Aussi traiterons-nous ici les deux simultanément.

Les gneiss à grenat-sillimanite forment des lits d'épaisseur variable de quelques centimètres à plusieurs décimètres, alternant avec des rubans décimétriques à métriques de gneiss à grenat. L'ensemble constitue des bancs de 50 cm de puissance, ou plus. Cependant, lorsque la structuration est plus intense, ils forment des niveaux plus minces, de 10 à 20 cm d'épaisseur (débit en plaquettes).

Les gneiss à sillimanite-grenat se distinguent aisément par l'abondance du grenat. Celui-ci est en moyenne d'assez grande taille (0.5 à 3 cm) et il est typiquement associé à des bandes ou filets de teinte violacée par lesquels il est moulé (structure ocellée ou amygdalaire). Ces minces lits sont constitués de quartz, feldspaths et sillimanite et doivent leur coloration à cette dernière ; la biotite y est fréquente mais en très petite quantité.

Types pétrographiques - Il n'existe en fait qu'un seul type pétrographique qui dans des cas extrêmes s'enrichit en minéraux accessoires pour donner des faciès particuliers (gneiss à graphite).

À l'échelle microscopique, des lits quartzo-feldspathiques alternent avec des lits à sillimanite, grenat, rutile, avec/sans biotite. Ce rubanement est identique à celui que l'on peut observer à l'échelle mégascopique. La proportion de quartz varie de 15 à 35%, la somme des feldspaths de 35 à 45%. Le feldspath potassique est largement dominant sur le plagioclase (oligoclase). Le grenat représente 20 à 30% de la roche, la sillimanite 1 à 5%. La biotite reste généralement inférieure ou égale à 1%. Les minéraux accessoires sont par ordre d'importance décroissante : le rutile (0.5 - 1%), le graphite, l'ilménite, le zircon et les spinelles (0.5%). Le rutile est associé de façon caractéristique à la sillimanite. Cette association fréquente a déjà été signalée (Fontelles, 1976) en particulier dans certains gisements de titane (Sherman et al., 1976). Ceci semble résulter de la liaison du titane aux minéraux des argiles (rutile ou anatase entre les feuillets), le comportement de Ti et Al étant très proche dans le cycle sédimentaire (Migdisov, 1960 ; Spears et al., 1976 ; Weaver et Pollard, 1973). La texture est granoblastique hétérogranulaire : la suture des grains est variable.

Les gneiss à sillimanite-grenat et graphite sont exceptionnels et n'ont été signalés qu'en deux endroits : l'un à Abbisjoki (Eskola, 1952) et l'autre que nous avons mis en évidence à Kutturä. La roche a le même aspect et la même composition minéralogique essentielle. Seulement le graphite et dans une moindre mesure la pyrrhotite peuvent présenter jusqu'à 5% de la roche.

## Gneiss à grenat (Pl. 1 et 2)

Ils représentent un peu plus de 50% de la suite khondalitique. Ce groupe se caractérise par la présence de grenat, l'absence de sillimanite (ou présence en traces).



Equivalence - Ils recouvrent en partie les "normalgranulite" et les "plagioclasgranulites" de Sahama ainsi que les termes de "light foliated", "light massive" et "field granulites" d'Eskola et correspondent aux "fine-grained-garnet-quartz-feldspar-gneisses" de Meriläinen.

Gisement - Il est identique à celui des gneiss à sillimanite-grenat et a été décrit précédemment.

Types pétrographiques - On peut distinguer quatre types pétrographiques par l'abondance du quartz et la nature des feldspaths. Ce sont :

- un type riche en feldspath potassique,
- un type riche en plagioclase,
- des gneiss riches en quartz,
- et des gneiss riches en feldspaths alcalins.

Les gneiss riches en feldspath potassique sont constitués de quartz (35-60%), de feldspath potassique (environ 30%) fréquemment perthitique, de plagioclase (10-15%), de grenat en proportion variable (10-30%) et de minéraux accessoires (rutile, graphite, zircon) toujours inférieur à 1%. La composition du plagioclase déterminé optiquement varie de An 25 à An 30. Ce faciès est le plus abondant.

Les gneiss riches en plagioclase ne se distinguent pas des précédents à l'affleurement et ils leur sont intimement associés. Ils sont formés de quartz (20-30%), de feldspath potassique (10-30%), de plagioclase (30-40%) de type oligoclase-andésine (An 28 - An 35), de grenat (10-30%) et de minéraux accessoires (rutiles, ilménite, zircon).

Les gneiss riches en quartz viennent en troisième position par ordre d'abondance décroissante. Ils se distinguent facilement par leur grande richesse en quartz (60-70%) et la prédominance du plagioclase (10-30%) sur le feldspath potassique (5-10%). La composition du plagioclase varie en général entre An 30 et An 35 mais peut atteindre An 40 ou descendre jusqu'à An 20. Le grenat est le minéral ferromagnésien dominant (5-10%) mais il est toujours accompagné de biotite. Rutile et zircon sont les minéraux accessoires les plus abondants, mais ils ne représentent jamais plus de 0.5%. Ces gneiss affleurent sous forme de lentilles dans les deux premiers types.

Les gneiss riches en feldspaths alcalins sont très peu abondants. Ils constituent des niveaux de couleur blanche interstratifiés dans les deux premiers types. Ils se localisent en particulier dans la zone sud-est de la ceinture (région de Laanila). Ils rappellent assez bien les "weissstein" des granulites de Saxe. Ces roches sont composées de quartz (20-30%), de feldspaths alcalins (20-30%) associés sous forme de perthites (fréquemment mésoperthites), de plagioclase (20-30%) dont la teneur est en général inférieure à An 25, et de grenat en faible proportion (1-5%). Les minéraux accessoires sont typiquement absents.

Les textures de ces gneiss sont identiques d'un type à l'autre. Elles vont de (platy) granoblastiques polygonale à flaser (voir Moore, 1970).

#### Gneiss à silicates calciques

Equivalence - Ces roches n'ont pas été décrites précédemment mais simplement signalées. Elles correspondent aux "diopside rich gneiss" d'Eskola (1952, pp. 158-159) et aux "carbonate bearing intercalations" de Meriläinen (1976, p. 53).

Gisement - Ces roches se présentent sous forme de lentilles ou de boudins correspondant généralement à des meneaux de phase 2. Elles se distinguent aisément de leur encaissant par leur teinte noire à brunâtre. Leur taille est modeste puisque leur épaisseur varie entre 5 et 30 cm et que leur longueur ne dépasse pratiquement jamais 3 m.

Ces niveaux calco-silicatés se rencontrent dans l'ensemble de la ceinture, parfois en concentration relativement importante (carrière de l'aéroport d'Ivalo, Ivalojoiki au Nord de Kuttura). On peut estimer d'une façon très approximative leur abondance à environ 1% de l'ensemble des faciès.

Ils présentent toujours, bien que de façon plus ou moins nette, une structure zonée, symétrique. A un coeur généralement de teinte sombre succède une bordure décolorée.

A l'oeil nu ces roches sont isogranulaires, à grain fin avec une cassure esquilleuse. Un rubanement peut être présent mais ce n'est pas le cas général.

Types pétrographiques- Trois types majeurs correspondant chacun à une association minéralogique différente ont été distingués :

- le plus fréquent où les minéraux essentiels sont quartz-plagioclase-clinopyroxène-sphène ; parfois des minéraux accessoires tels que carbonates, amphiboles, ilménite ou pyrrhotite peuvent être présents ;

- le second est à quartz-scapolite-clinopyroxène-sphène, le grossulaire est la plupart du temps présent, les carbonates sont fréquents ;

- enfin un type de quartz-épidote-(grossulaire) ; les épidotes sont soit de la zoisite, soit de la pistachite : exceptionnellement le graphite peut être abondant (éch. L 867).

Il arrive que chacun de ces types forme des niveaux distincts (en particulier le dernier) mais la plupart du temps ils sont étroitement associés dans un même banc, plagioclase, scapolite et épidote pouvant être considérés comme équivalents.

Deux types de texture ont été répertoriés : granoblastique équigranulaire polygonale généralement et plus rarement inéquigranulaire interlobée.

Les zones décolorées de bordure de banc correspondant à une composition minéralogique particulière, pourraient être considérées comme un type pétrographique supplémentaire. Cependant, ces zones ayant vraisemblablement une origine réactionnelle ("carbonate-pelite couple" de Vidale, 1969), elles seront décrites et étudiées dans le chapitre consacré aux réactions métamorphiques (chapitre 9).

Gneiss à plagioclase-biotite-grenat

Ce sont des roches assez peu abondantes bien que réparties dans l'ensemble de la ceinture.

Equivalence - Ils correspondent aux "garnet-biotite-plagioclase-gneisses" de Meriläinen.

Gisement - Ils affleurent soit sous forme de lentilles de 50 cm à 5 m de longueur sur 20 à 30 cm d'épaisseur (parfois en bancs épais), soit sous forme de boudins. Ce sont des roches facilement identifiables par leur couleur sombre, violacée, par leur richesse en biotite et par le fait qu'elles sont fréquemment piquetées de petits grenats.

Type pétrographique - Ces gneiss sont constitués de quartz (20-30%), de plagioclase comme seul feldspath (40-50%), de biotite en abondance (15-20%) et de grenat en proportion variable (0-15%). Ce dernier se localise assez souvent dans des amygdales quartzo-feldspathiques dépourvues de biotite, conférant à la roche un aspect particulier. Les minéraux accessoires sont apatite, zircon, et en particulier ilménite qui peut atteindre 2 à 3% de la roche.

## SUITE CHARNOCKITIQUE

Cet ensemble a été étudié par J. Convert (1981). Nous ne reprendrons ici que l'essentiel de ses données.

Elle forme le second groupe pétrographique de la ceinture des granulites et ne représente environ que 15 à 20% de sa superficie. Cette suite se caractérise minéralogiquement par l'association plagioclase-hypersthène. D'autres minéraux peuvent s'y ajouter, ce sont en particulier clinopyroxène, grenat, biotite, hornblende et ilménite.

Les roches constituant ce groupe se rencontrent dans l'ensemble de la ceinture sous forme de corps de taille éminemment variable depuis des placages sur les roches acides jusqu'à des masses de plusieurs dizaines de mètres de puissance. Néanmoins elles se concentrent en deux zones très nettes (voir carte au 1/400.000 de Meriläinen, 1965), l'une jalonnant le contact ouest de la ceinture, l'autre longeant la bordure interne (région d'Ivalo).

Leur mode de gisement est de deux types :

- lames concordantes affectées par les structures régionales ou boudins,
- filons et corps en accordance ou recoupant la foliation majeure.

En outre nous avons pu observer les figures géométriques suivantes :

- filons (Ivalo, Tenjoki) simples ou bifides, à structure bréchique, ce qui a induit un laminage de l'encaissant,
- massifs à contacts intrusifs (Tenjoki),
- massifs stratifiés (Tenjoki),
- enclaves microgrenues (Ivalojoki)...

Ces quelques observations relatives à leurs rapports avec l'encaissant et à leur structure interne montrent clairement leur caractère pro-parte intrusif et l'échelonnement de leur mise en place au cours de l'évolution de la ceinture des granulites.

La composition minéralogique des roches de la suite charnockitique est assez hétérogène. En particulier les proportions de quartz et feldspaths ne permettent pas d'établir une classification cohérente. Seule l'abondance des minéraux ferromagnésiens est utilisable pour définir des grandes familles. Sur ces bases nous avons distingué plusieurs faciès.

## Ultramafites

Ce sont des roches sombres isotropes et relativement peu abondantes.

Equivalences - Elles correspondent aux "ultrabasic rocks" de Meriläinen (1976) et aux "ultrabasic granulites" d'Eskola (1952).

Gisement - Elles se présentent fréquemment sous forme de boudins dans les roches de la suite khondalitique, mais aussi en filons ou éléments bréchiques dans les filons.

Types pétrographiques - Eskola (1952), Meriläinen (1976) et Pappunen et al. (1977), rapportent l'existence de deux types, l'un à olivine (cortlandine) l'autre à pyroxènes (pyroxénite). Nous avons retrouvé ces deux types mais seules les pyroxénites ont été vues à l'affleurement. Les cortlandites au contraire n'ont été trouvées qu'en blocs morainiques et on est en droit de se demander si elles ne proviennent pas de la série adjacente (ceinture de la Tana) où elles sont les plus abondantes.

Il est possible de distinguer les types suivants :

- cumulats à orthopyroxènes, formés à plus de 70% d'hypersthène et en phases interstitielles de

quartz ( $\leq 10\%$ ) et parfois de sulfures (0-20%) ; la biotite peut être présente ;  
 - pyroxénites à grenat (hypersthène-grenat) signalées par Eskola (1952) et que nous avons retrouvées en lits discontinus, d'épaisseur centimétrique, dans un massif d'aspect stratifié à proximité de Valjok.

Pyriclasites mafiques (norites et clinopyroxène-norites)

Elles se caractérisent par un indice de coloration supérieur à 30. Nous ne reviendrons pas sur leur gisement car il ne présente pas de particularités par rapport à celui des autres types pétrographiques.

Equivalences - Elles correspondent aux "noritic and quartz-noritic granulites" d'Eskola, aux "gabbros" et pro-parte "pyroxene gneisses" de Meriläinen.

Types pétrographiques - Deux types principaux ont été définis selon l'absence ou la présence de grenat. Le plus important est constitué pour l'essentiel ( $> 50\%$ ) de plagioclase ( $An > 40$ ) et d'hypersthène auxquels peuvent s'ajouter du clinopyroxène, de la hornblende et de la biotite. Le quartz peut apparaître mais reste toujours en proportions inférieures à 10%. Le feldspath potassique est souvent présent sous forme d'antiperthites dans le plagioclase. Les minéraux accessoires sont l'ilménite présente systématiquement ( $> 1\%$ ), ainsi que zircon et apatite.

Le second type est constitué de plagioclase, hypersthène et grenat avec/sans hornblende et biotite. Grenat et hypersthène présentent des relations mutuelles caractéristiques : ils sont soit séparés dans la matrice feldspathique, soit associés et dans ce cas l'un peut englober l'autre et réciproquement.

Deux remarques doivent être faites à propos de la présence de grenat :

- des associations à grenat-clinopyroxène-orthopyroxène-plagioclase ont été mises en évidence,
- le grenat se développe assez fréquemment en écorces au contact entre pyriclasites et granulites acides (voir Losert, 1968).

Pyriclasites intermédiaires (norites, enderbites et charno-enderbites)

Leur index de coloration est inférieur à 30.

Equivalence - Elles correspondent aux "hypersthène-diorite and granodioritic granulites" d'Eskola et aux "diorites, quartz-diorites" et pro-parte "pyroxène gneisses" de Meriläinen.

Types pétrographiques - Comme dans le cas précédent, deux types peuvent être distingués en fonction de la présence ou l'absence du grenat. Le type majeur est à plagioclase et hypersthène ; hornblende et biotite sont en proportions variables mais en général inférieures à 10% ; la biotite est le plus souvent prédominante sur la hornblende. Le feldspath potassique est présent en quantités subordonnées ( $< 5\%$ ). Les proportions de quartz sont assez fluctuantes (1-20%) et permettent de subdiviser ce type majeur en deux tendances : l'une riche en quartz (enderbitique), l'autre pauvre en quartz (noritique). Cette dernière est parfois très leucocrate (index de coloration inférieur à 15) et proche des anorthosites.

Le second type présente les mêmes caractéristiques que le précédent à la présence du grenat près. Une variété riche en quartz et feldspath potassique a été mise en évidence (charno-enderbites).

Dans ces deux types pétrographiques, l'ilménite est le minéral accessoire caractéristique.

#### Granitoïde

Il s'agit d'une roche très localisée.

Equivalence - Elle correspond au "potash granite" de Meriläinen et probablement aux "red gneisses" d'Eskola.

Gisement - Un seul affleurement est localisé avec précision : une bande orientée nord-sud entre Menesjärvi et Menesmäkanvaara (Meriläinen, 1965). Eskola signale un gisement en lentilles dans la région de Sotajoki.

Types pétrographiques - Le seul type que nous ayons échantillonné provient du massif de Menesjärvi. Il est caractérisé par une teinte rose saumon assombrie par la coloration malgachitique. La structuration est forte et matérialisée par l'aplatissement des quartz et l'accumulation des minéraux sombres en shieren plus ou moins continus. La composition minéralogique est celle des granites. Feldspaths alcalins sous forme de mésoperthites, plagioclase et quartz représentant approximativement 95% de la roche. Les autres minéraux sont à égalité d'importance le clinopyroxène et l'ilménite, et accessoirement zircon et un peu d'amphibole rétro-morphique.

Eskola (1952) donne une composition minéralogique peu différente pour les "red gneisses" à savoir : quartz, plagioclase, orthose, biotite et magnétite accessoirement.

Enfin, il convient d'attirer l'attention sur la présence dans la ceinture des granulites de roches à minéralogie proche de celles de la suite charnockitique. Elles ont d'ailleurs été cartographiées comme telles par Eskola (1952) et Meriläinen (1965). Elles s'en distinguent cependant par une structure rubanée plus nette et une plus grande abondance de l'amphibole (gneiss à hornblende et pyroxène, amphibolites). Elles ressemblent en cela aux formations de la ceinture de la Tana. Sur ce critère et sur leur affinité également tholéitique, nous les avons interprétées (Barbey et al., 1980) comme des écaillés de la ceinture de la Tana dans l'arc des granulites. La principale est localisée à Kultala sur le cours de l'Ivalojoiki (Fig. 6a).

#### MIGMATITES

Elles se développent au dépens des roches de la suite khondalitique et sont localisées à deux zones principales : la plus importante dans la partie centrale de la ceinture (Ouest du Lac Inari), la seconde au Nord entre Valjok et Utsjoki.

Plusieurs faciès d'importance inégale ont été distingués.

#### Métatexites et diatexites

Ce sont les roches les plus abondantes. Leur développement se matérialise par les manifestations habituelles engendrées par la fusion partielle, à savoir :

- disparition plus ou moins complète des structures préexistantes,
- individualisation de leucosomes et de restites et
- croissance symptomatique de la cordiérite.

C'est ainsi que l'on passe en continuité de roches encore bien structurées (métatexites) à des roches nébulitiques (diatexites).

### Pegmatofides plagioclasiques

Il s'agit de roches leucocrates enrichies en plagioclase. Elles sont relativement fréquentes mais globalement peu abondantes.

Gisement - Le gisement type se trouve au bord de la route Inari-Kittilä à 10 km d'Inari. L'affleurement est constitué d'une roche claire, isotrope et à gros grain, passant progressivement à une diatexite où l'on retrouve des lambeaux de la foliation préexistante (Schlierens à grenat-cordiérite-biotite-sillimanite).

Type pétrographique - Minéralogiquement ces roches correspondent à des tonalites. La roche possède une texture de cumulat parfois particulièrement démonstrative (Pl. 7). Le plagioclase et le grenat, automorphe, sont en position de cumulus. Le grenat en petits cristaux est soit situé dans les interstices entre les cristaux de plagioclase, soit partiellement englobé en bordure de ces derniers. La biotite leur est postérieure, elle est fortement poeciloblastique. L'andalousite est fréquente. Enfin le quartz est en position d'intercumulus.

### Pegmatofides et granitoïdes potassiques

Bien que peu abondants, ces faciès n'en sont pas moins importants comme nous le verrons plus loin.

Ils sont de trois types :

- pegmatofides en poches plus ou moins concordantes, très riches en feldspaths alcalins perthitiques (30%) ; plagioclase et quartz en position interstitielle ; le grenat est toujours très bien développé (2 à 5 cm) ; le gisement type se trouve dans la carrière de l'aéroport d'Ivalo ;

- pegmatites tardives, sécantes, à quartz, feldspath potassique, biotite, grenat et sillimanite ; elles sont riches en minéraux accessoires (monazite) ; le gisement type est à Riutula au Nord d'Inari ;

- granitoïdes en filons ou poches à feldspath potassique et quartz ; le gisement type se trouve au km 9 de la route Inari - Kittilä.

### CARACTERISATION DES TYPES ORIGINAUX

Si l'on exclue les migmatites qui ne sont qu'un avatar des roches de la suite khondalitique, on constatera que la ceinture des granulites est formée de deux séries lithologiques fortement contrastées. La plus importante est une série alumineuse (abondance du grenat et de la sillimanite) qui de ce fait est fondamentalement différente des domaines granito-gneissiques environnants de composition granodiorite (craton d'Inari et craton de Laponie méridionale). La seconde est formée de roches basiques à intermédiaires (suite charnockitique) pro-parte intrusives dans les formations silico-alumineuses et ne peut pour cette raison être assimilée aux formations basiques des ceintures de roches vertes des domaines cratoniques adjacents.

Les formations originelles qui ont donné naissance aux granulites de Laponie ont d'abord fait l'objet de deux interprétations opposées : sédiments métamorphisés (Järnström, 1974) contre roches plutoniques (Eskola, 1952 ; Meriläinen et Sahama, 1936 ; Sahama, 1935). Par la suite, les auteurs ont été beaucoup plus nuancés et se sont accordés pour reconnaître une origine sédimentaire (ou volcano-sédimentaire) pour les granulites acides et alumineuses et une origine ignée pour les charnockites (Eskola, 1952 ; Meriläinen, 1959, 1965, 1976 ; Scheumann et al., 1961 ; Barbey et al., 1976, 1977, 1978, 1980 ; Hörmann et al., 1980).

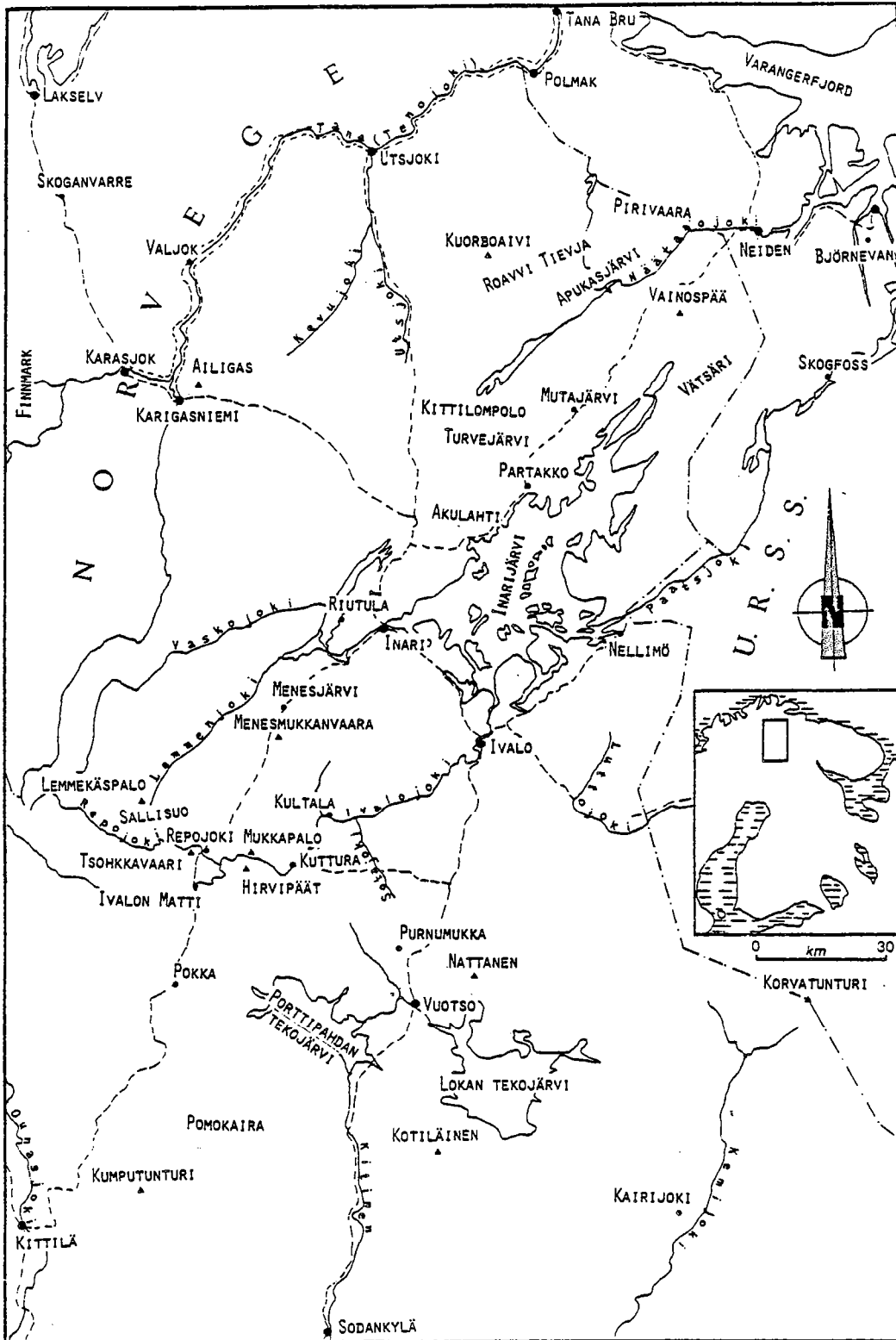


Figure 6a - Carte géologique de la ceinture des granulites et de la Tana. Compilation d'après les cartes de Mikkola (1937), Meriläinen (1965), Wennervirta (1969), von Gaertner (1962) et levés propres.

1 - Domaines granito-gneissiques archéens, 2 - ceintures de roches vertes d'âge indifférencié, 3 - ceinture de la Tana, 4 - suite khondalitique de la ceinture des granulites (en blanc) et formations métasédimentaires de la ceinture de Nellimö (n), 5 - complexe charnockitique (ceinture des granulites) et massif anothosique de Vaskojoki (V), 6 - intrusives indifférenciées, 7 - granites post-orogéniques de type Nattanen.

Figure 6b - Carte géographique de Laponie finlandaise. La toponymie est limitée à celle utilisée dans le texte. D'après la carte routière de Finlande, 1976.





Sans entrer dans une étude détaillée des caractères géochimiques des granulites de Laponie, nous allons montrer simplement et de façon plus précise, leur nature originelle et leur individualité par rapport à leur environnement. Nous avons retenu pour cela deux diagrammes (De La Roche, 1965 et 1968). Le premier diagramme (fig. 7a) fondé sur le comportement différentiel entre alumine et alcalins dans les roches ignées (feldspath) et les roches sédimentaires (phyllites), nous permet de démontrer sans conteste que la suite khondalitique de la ceinture des granulites d'une part, et les gneiss des cratons d'Inari ou de Laponie méridionale de l'autre, sont deux choses totalement différentes. Sur le second diagramme (fig. 7b), les formations sédimentaires donnent des tendances obliques sur les tendances des séries ignées et s'éloignent de celles-ci en fonction de leur évolution géochimique propre. C'est ainsi que les points représentatifs des roches de la suite khondalitique se répartissent selon la tendance de différenciation sédimentaire, alors que ceux du complexe charnockitique suivent la tendance de différenciation magmatique.

Ces deux diagrammes montrent de façon très claire la dualité d'origine des granulites de Laponie et contredisent formellement l'hypothèse de Kröner (1980) selon laquelle l'arc des granulites résulterait d'une reprise des formations archéennes avoisinantes.

#### CONCLUSION

De ce chapitre nous retiendrons les éléments suivants :

- La ceinture des granulites de Laponie n'est que la partie la plus importante d'une ceinture beaucoup plus vaste s'étendant des Calédonides scandinaves au Nord, aux rives de la Mer Blanche au Sud.

- La ceinture des granulites correspond à une entité lithologique très différente des domaines environnants (granite-gneiss et roches vertes) d'une part par l'intensité de son métamorphisme mais essentiellement par la nature des faciès pétrographiques qui la constituent :

- un ensemble quarzo-feldspathique à tendance nettement alumineuse (suite khondalitique) formé de gneiss à sillimanite-grenat, de gneiss à grenat divers, des gneiss quartzitiques et de roches à silicates calciques ;

- un ensemble marqué par l'association plagioclase-hypersthène (complexe charnockitique) et formé de roches ultramafiques, norites, enderbites et charno-enderbites, intrusives dans la suite khondalitique.

- Ces deux ensembles ont été depuis longtemps interprétés par les géologues finnois la première comme une ancienne série sédimentaire, la seconde comme une série ignée. Une approche géochimique rapide confirme cette interprétation.

- L'hypothèse de Kröner (1980) selon laquelle les granulites dériveraient par une reprise au Protérozoïque inférieur, des gneiss et roches vertes archéens adjacents (craton d'Inari ou de Laponie méridionale) est contredite :

- par le caractère plus alumineux des granulites par rapport aux granite-gneiss,
- par le caractère intrusif des roches de la suite charnockitique qui ne proviennent donc pas des ceintures de roches vertes archéennes.

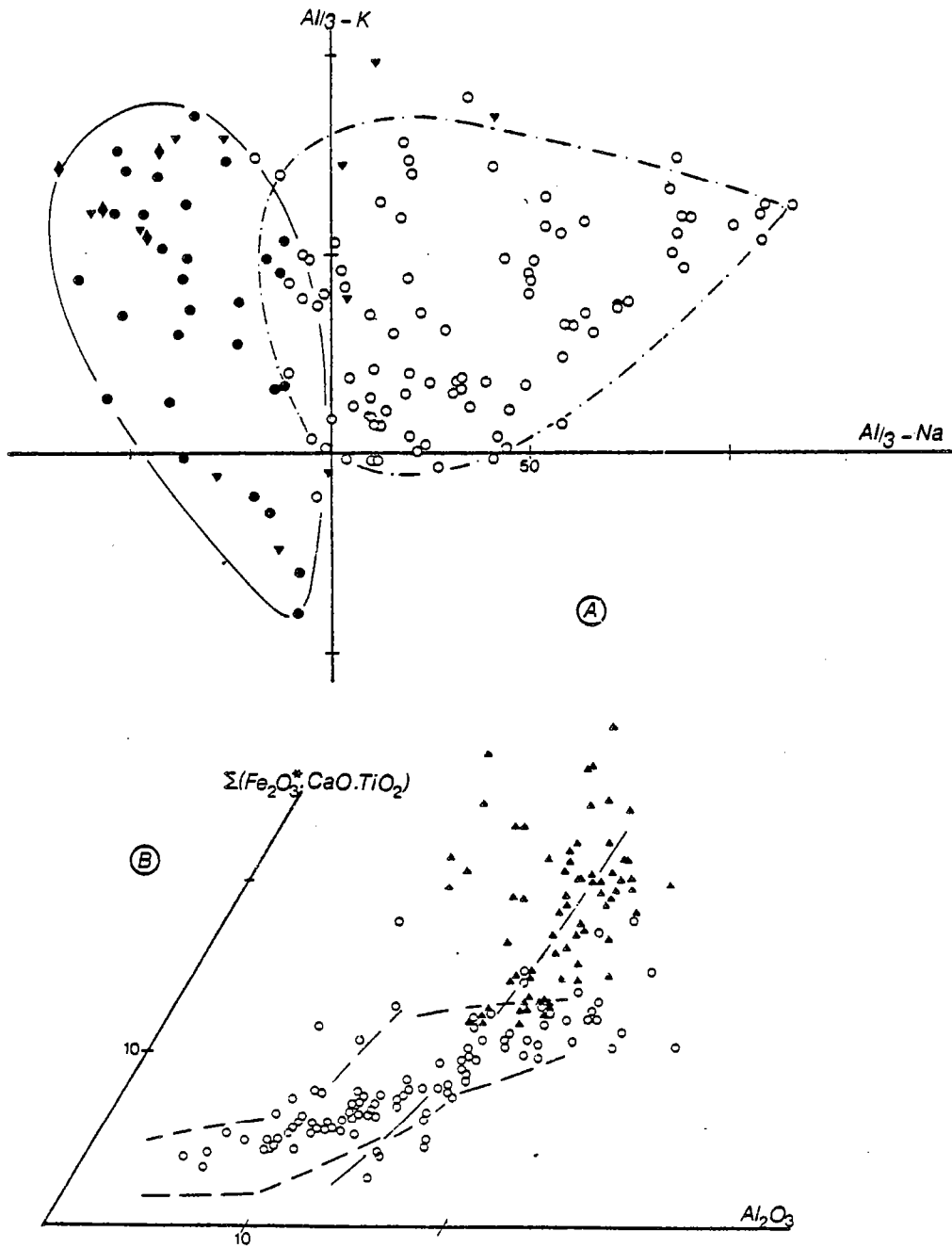
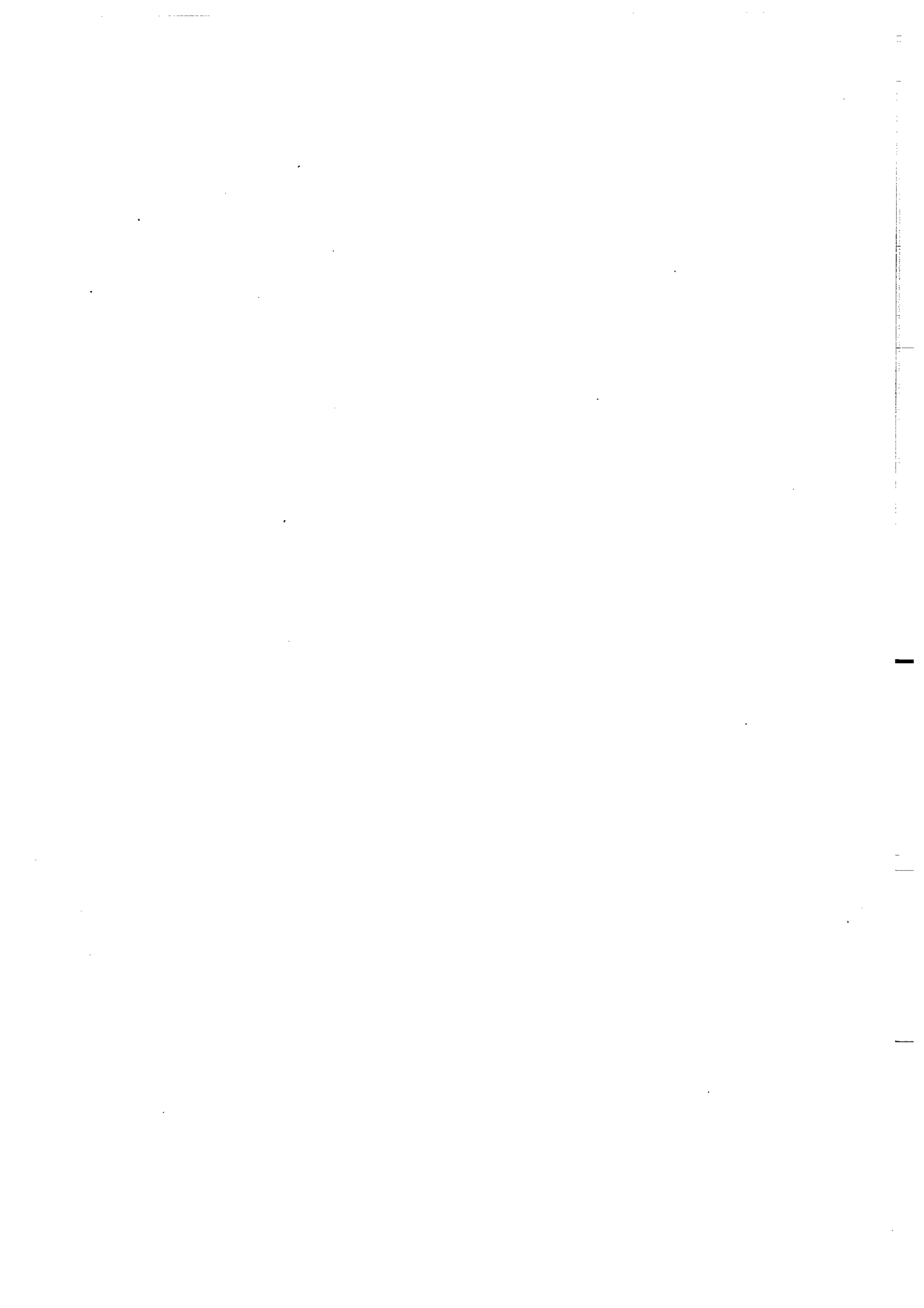


Figure 7 - Tendances géochimiques majeures des granulites de Laponie.  
 A - Diagramme  $Al/3-K$  en fonction de  $Al/3-Na$  (de La Roche, 1968) montrant le contraste entre les granulites de Laponie (cercles) à l'exclusion de la suite charnockitique, et les domaines granitogneissiques archéens (points, triangles et losanges).  
 Points : Amitsôq gneiss (Lambert et Holland, 1976), Uivak gneiss (Collerson et al., 1976), gneiss gris de Karélie (Martin, Comm. pers.) ;  
 Losanges et triangles : respectivement gneiss gris et intrusions gabbroïques à granodioritiques du Craton d'Inari (Martin, comm. pers.).  
 B - Diagramme  $Al_2O_3$  versus  $\Sigma(Fe_2O_3+CaO+TiO_2)$  en poids d'oxydes (de La Roche, 1965) différenciant suite khondalitique (cercles) d'affinité sédimentaire et suite charnockitique (triangles) d'origine ignée. Trait continu : trend igné de référence, trait discontinu : domaines des principales roches sédimentaires détritiques (arkoses, grauweekes et shales).



## LA CEINTURE VOLCANIQUE DE LA TANA

Résumé - La ceinture de la Tana, à l'image de la ceinture des granulites constitue une entité lithologique distincte des ceintures archéennes avoisinantes. Elle est formée de deux unités principales :

- une série de gneiss à pyroxène et amphibolites rubanés de composition basaltique à rhyodacitique correspondant à l'origine à une pile volcanique issue de la mise en place de deux séries magmatiques : l'une tholéïtique, l'autre calco-alcaline ;
- des plutonites intrusives dans l'unité précédente et comprenant une suite gabbro-anorthosite calco-alcaline, des gabbros et des granites.

Elle peut être interprétée - soit comme un fragment de croûte océanique de type marge active, - soit comme une importante série volcanique mise en place à la faveur d'une croûte continentale amincie et disloquée.

### CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Cette ceinture a été définie comme une zone marginale de l'arc des granulites par Meriläinen (1976, p. 78) :

"The southwestern marginal zone is a belt, 5 to 10 km wide, between the granulite complex proper and the West Inari schist zone"

Nous avons choisi de lui donner un autre nom, à savoir "Ceinture de la Tana" du nom de la rivière Tana ou Tenojoki, le long de laquelle elle affleure remarquablement. Les raisons en sont les suivantes :

- La ceinture de la Tana comprend les formations de la zone marginale telle que l'a définie Meriläinen mais aussi une partie des formations de la "West Inari schist zone" (ibid.) :

- Le terme "zone marginale" peut laisser entendre qu'il s'agit d'une zone de transition (à l'image des zones marginales de la ceinture de Limpopo) entre l'arc des granulites et la West Inari schist zone, or comme nous le démontrerons plus loin, il n'en est rien. La ceinture de la Tana constitue une entité lithologique et même si elle forme une zone de transition, en terme de conditions métamorphiques, avec la ceinture des granulites comme l'envisagent Hoffmann et al. (1980), elle en est lithologiquement distincte.

L'âge de cet ensemble est assez mal connu. Les seuls indices dont nous disposons sont d'une part l'âge de 2.36 Ga d'un orthogneiss granitique en écailles dans les formations basiques (Meriläinen, 1976) et d'autre part l'âge du massif anorthositique de Vaskojoki et du métamorphisme granulitique qui est de 1.926 Ga (Peucat, cité in Moreau, 1980).

Bien que ne constituant pas l'objet de ce mémoire, cette série est fondamentale pour la compréhension de l'ensemble de la géologie de Laponie. Aussi, en ferons-nous ici une étude détaillée.

### SITUATION ET EXTENSION

La ceinture de la Tana longe de façon continue la bordure occidentale de la ceinture des granulites. Elle forme en Norvège et Finlande une bande étroite, inférieure à 10 km de large, et se réduit à un mince liséré au Sud, à proximité de Vuotso (Meriläinen, 1965). Elle s'élargit à nouveau en J.F.S.S. et se termine dans la région du Lac Imandra (fig. 5, p. 24).

Son extension méridionale, autant que l'on puisse en juger, est identique à celle de l'arc des granulites. En particulier, elle semble border de la même façon le contact ouest de la ceinture granulitique de Kandalaksha-Por'ya Guba (voir Bibikova et al., 1973).

Enfin, comme l'avait déjà remarqué Meriläinen (1976, p. 80 et fig. 40), elle se trouve sous forme d'écailles dans la ceinture des granulites (Barbey et al., 1980), dont plusieurs ont été mise en évidence à proximité du contact occidental, entre Kultala et Karigasniemi.

## TYPES PETROGRAPHIQUES

Deux ensembles lithologiques peuvent être distingués : - des roches ultramafiques, des gneiss à pyroxènes et des amphibolites rubanés, ainsi que des gneiss tonalitiques, constituant l'essentiel de la ceinture, - des roches à caractère intrusif dans la série précédente et comprenant une suite gabbro-anorthosite, des gabbros et des granites ; il convient d'y ajouter en outre des orthogneiss, riches en feldspaths alcalins, interprétés successivement comme des méta-arkoses (Meriläinen, 1976), des métavolcanites (Hörmann et al., 1980) ou des métagranites (Mikkola, 1941 ; Barbey et al., 1980b ; Moreau, 1980).

## LA SERIE RUBANEE

Elle se distingue par le caractère très fortement rubané des formations qui la constituent (Pl 3). Si ce rubanement (acide-basique) peut être interprété comme étant d'origine volcanique, il semble qu'il puisse être dans certains cas d'origine tectono-métamorphique. A cet égard, il existe un rubanement à plus grande échelle, résultant de l'alternance de niveaux décimétriques de composition différente (route Karasjok-Valjok en particulier).

Cette série se caractérise par la nette prédominance des termes basiques et intermédiaires sur les termes acides.

## Ultramafites

Elles forment des pointements de dimension métrique, généralement de forme lenticulaire (Meriläinen, 1976) ou des amandes (Moreau, 1980) interlités dans les autres types lithologiques. Les contacts avec l'encaissant ne permettent pas de définir s'il s'agit de niveaux interstratifiés ou de corps intrusifs. Néanmoins, les minces lits plus ou moins boudinés sembleraient correspondre à un gisement "stratiforme".

Le type le plus fréquent est représenté par des pyroxénites à olivine. Ce sont des roches à orthopyroxène et olivine en relique contenant des proportions variables de spinelle et parfois magnétite. Ont été signalées également des pyroxénites à deux pyroxènes (Moreau, 1980) et des hornblendites (Meriläinen, 1976).

## Gneiss à pyroxène

Ils forment toute la partie est de la ceinture, au contact de l'arc des granulites et notamment le long de la Tana entre Karigasniemi et Valjok et le long de l'Ivalojoiki à hauteur de Kuttura.

Ce sont des roches rubanées à l'échelle décimétrique, marquées par l'alternance de lits à dominance quartzo-feldspathique (quartz + plagioclase + pyroxène + grenat + hornblende) et des lits ferromagnésiens (plagioclase + pyroxène + hornblende + grenat). La composition chimique des minéraux essentiels déterminée par Hörmann et al. (1980) et Moreau (1980) est la suivante : le plagioclase varie dans une gamme An-30 à An-60, l'orthopyroxène est un ferrohypsthène (Fs = 50 % à 55 %), le clinopyroxène a une composition moyenne de salite et enfin le grenat est un almanin (60 %) riche en grossulaire (15-20 %).

Les associations minérales sont celles du faciès granulite. L'amphibole peut être soit primaire soit rétro-morphique. Dans ce dernier cas, son développement peut conduire à la formation

d'amphibolites (écaïlle de Karigasniemi).

#### Amphibolites

Elles sont l'équivalent des gneiss à pyroxène et forment la partie ouest de la ceinture, au contact avec les formations du craton de Laponie méridionale (ceintures de roches vertes et domaines granito-gneissiques). Elles présentent les mêmes structures à l'affleurement et en particulier localement les mêmes rubanements acide-basique probablement d'origine primaire. Seule leur composition minéralogique résultant de conditions de métamorphisme différentes permet de les différencier. Plagioclase (An 45 à 60) et hornblende constituent les minéraux essentiels de ces roches. Le clinopyroxène et le grenat sont des constituants mineurs mais typiques de ces amphibolites. Le sphène est le minéral accessoire caractéristique.

#### Gneiss tonalitiques

Ces gneiss sont associés aux roches précédentes en niveaux de puissance variable (de quelques centimètres à plusieurs mètres). Ce sont des roches riches en quartz et plagioclase (parfois feldspath potassique) contenant des proportions mineures de minéraux ferromagnésiens : hornblende et / ou orthopyroxène selon qu'ils sont interstratifiés dans les gneiss à pyroxènes ou les amphibolites. Le grenat est également un constituant mineur assez fréquent. Certains niveaux ont des teneurs en quartz très importantes.

#### Faciès particuliers

Deux types lithologiques particuliers associés aux amphibolites ou aux gneiss à pyroxènes ont été signalés : il s'agit de niveaux de gneiss à silicates calciques (Meriläinen, 1976) et de quartzites à grenat (Hörmann et al., 1980).

### LES ROCHES INTRUSIVES

Si l'on exclue les anorthosites et roches associées qui ont fait l'objet d'une récente étude de détail (Moreau, 1980), la plupart des roches intrusives de cette ceinture sont encore mal connues et n'ont été décrites que sommairement (Meriläinen, 1976). Si les anorthosites, gabbros et certains pointements granitiques sont unanimement reconnus comme des roches intrusives, certains faciès granitiques au sens large ont été interprétés diversement (granites, arkoses ou rhyolites).

#### Anorthosites et roches associées

A l'exception du craton d'Inari (voir Moreau, 1980) la plupart des corps anorthositiques sont localisés au contact entre la ceinture de la Tana dans laquelle ils sont intrusifs, et la ceinture des granulites. Parmi les quatre zones reconnues à l'heure actuelle (du Nord au Sud : Karigasniemi, Vaskojoki, Sallisuo et Korvatunturi) seul le massif de Vaskojoki est de taille importante (250 km<sup>2</sup>). Nous ne donnerons que les principales conclusions de Moreau (1980) sur ce massif.

Le massif de Vaskojoki se présente structuralement comme un dôme déversé vers l'Ouest.



Il est constitué des types pétrographiques suivants :

- des anorthosites localisées principalement au centre du massif,
- des anorthosites gabbroïques,
- des gabbros anorthositiques, dans lesquels les minéraux ferromagnésiens se répartissent en taches, flammèches, lits...,
- des amphi-clasites, en lits de faible épaisseur dans les gabbros anorthositiques ou en bancs décimétriques à métriques en bordure du massif.

Les structures planaires matérialisées par les minéraux ferromagnésiens sont interprétées comme des figures de flux liées à la mise en place d'un diapir syntectonique.

#### Gabbros

Quelques pointements de gabbros troctolitiques recoupent les amphibolites de la ceinture de la Tana. Les gisements répertoriés se situent à proximité de Repojoki : Hirvipää (Sederholm, 1916), Mukkapalo (Hörmann et al., 1980) et à l'Ouest de Tsohkkavarri (Barbey et al., 1980), et plus au Sud à l'Est de Purnumukka.

Il s'agit de troctolites rubanées dans lesquelles les clivines sont auréolées par de l'orthopyroxène et une symplectite à clinopyroxène-spinelle auxquels s'ajoute fréquemment l'amphibole (voir Hörmann et al., 1980, fig. 20). Leur déformation (phase 2 ?) est très irrégulière et se manifeste par la juxtaposition de zones intensément déformées et de zones non déformées dans lesquelles sont préservées des structures magmatiques.

#### Granites

Deux gisements de granites ont été décrits par Meriläinen (1976) l'un à Lemmekäspalo dans la ceinture de la Tana, l'autre au Sud de Menesjärvi probablement dans une écaille tectonique dans l'arc des granulites. Ces granites sont structurés par les phases tectoniques majeures. Celui de Menesjärvi est une roche foliée (quartz en lentilles) montrant une coloration malgachitique ; elle est riche en quartz et feldspaths alcalins, les minéraux ferromagnésiens sont le clinopyroxène et un peu d'amphibole rétro-morphique, la magnétite est abondante. Ces deux massifs sont d'étendue très limitée.

Dans la partie ouest de la ceinture de la Tana une importante zone de roches granitiques ont été décrites et interprétées de façons différentes. Meriläinen (1976) en fait des arkoses métamorphiques, Hörmann et al. (1980) des tuffs rhyolitiques associés aux gneiss à pyroxène et aux amphibolites et enfin Mikkola (1941) puis Barbey et al. (1980b) et Moreau (1980) les considèrent comme des méta-granites. Là encore il convient d'être nuancé et de distinguer deux types de roches :

- Des niveaux minces (quelques centimètres) alternant avec des niveaux amphibolitiques ou de gneiss à pyroxènes, riches en quartz et plagioclase et contenant des proportions variables de feldspath potassique ; ces faciès sont à rattacher aux gneiss tonalitiques de la série rubanée (tuffs rhyodacitiques ou rhyolitiques).
- Des gneiss granitiques, riches en feldspaths alcalins, avec des quantités subordonnées de hornblende et de biotite et riches en minéraux accessoires comme le sphène ou la magnétite ; leur composition minéralogique est très proche des granites de Lemmekäspalo et Menesjärvi ; ils affleurent en plusieurs zones situées dans la partie occidentale de la ceinture, entre Vaskojoki et Repojoki (Wennervirta, 1969 ; Meriläinen, 1976 ; Moreau, 1980). Ils sont généralement assez nettement foliés et montrent localement des structures d'anatexie ; de nombreux filons ou poches pegmatitiques, parfois très structurés, leur sont associés.

Rappelons enfin que la ceinture de la Tana est limitée dans sa partie sud par des formations granito-gneissiques archéennes (craton de Laponie méridionale).

### CARACTERES CHIMIQUES

Toutes les interprétations s'accordent sur la nature volcanique ou volcano-sédimentaire des formations de la ceinture de la Tana (Mikkola et Sahama, 1936 ; Meriläinen, 1976 ; Barbey et al., 1977, 1978, 1980b ; Hörmann et al., 1980 ; Moreau, 1980). Néanmoins des différences apparaissent quant aux proportions relatives des matériaux volcaniques et sédimentaires participant à cette série.

Nous montrerons sur quels critères il est possible de distinguer les formations de la Tana de celles des ceintures de Karasjok-Kittilä, puis, après avoir défini les caractères géochimiques des formations volcaniques et granitiques de cette ceinture, nous tenterons d'évoquer leur contexte de mise en place.

#### Généralités

##### - Données analytiques

Les données analytiques utilisées comportent outre nos propres analyses, des données tirées de Eskola (1952), Meriläinen (1976), Hörmann et al. (1980), Moreau (1980) et Convert (1981).

Toutes ces données sont listées en annexe avec mention de leur origine, de la méthode analytique utilisée et de leur lieu de prélèvement.

##### - Roches volcaniques ou roches sédimentaires ?

Meriläinen (1976) envisage une origine volcanique pour les termes basiques et une origine sédimentaire (arkoses, grauwackes) pour les termes intermédiaires et acides. A l'inverse, Hörmann et al. (1980) envisagent une origine volcanique pour l'ensemble de la série exceptées quelques roches basiques considérées comme des produits volcaniques remaniés (grauwackes). Nous ne contesterons par la mise en place de ces formations volcaniques en milieu marin et implicitement les phénomènes sédimentaires qui ont pu les affecter. Il convient cependant de déterminer - ce qui revient au phénomène magmatique et - quelles ont été les modifications (s'il y en a eu) résultant d'une reprise sédimentaire.

Le caractère franchement igné de cette série est montré clairement quel que soit le type de critère employé. Nous avons retenu un diagramme parmi d'autres (Fig. 8a). L'éventuelle influence du phénomène sédimentaire sur ces formations volcaniques n'a pas entraîné de modifications suffisantes des éléments majeurs pour être détectable. Les distinctions faites par Hörmann et al. (1980) entre amphibolites interprétées comme métatholéites et amphibolites considérées comme métagrauwackes ne peuvent être ainsi retenues. De plus, les arguments invoqués pour distinguer les métagrauwackes, (à savoir des teneurs plus faibles en alumine et alcalins et des basses teneurs en Ni et Cr et leur mauvaise corrélation avec MgO) peuvent tout aussi bien témoigner d'une origine magmatique que d'une altération sédimentaire. En effet - les plus faibles teneurs en aluminés et alcalins peuvent fort bien résulter d'un caractère plus mafique, on remarquera à cet égard les teneurs plus fortes en fer total de ces mêmes roches, - les faibles corrélations entre Ni, Cr et MgO peuvent être le fait de la cristallisation simultanée de plusieurs phases de nature différente.

Dans ce cas précis, les faibles teneurs en certains éléments traces (Sr, Ni, Cr), en l'absence de modifications des éléments majeurs, ne semblent pas pouvoir être mises au compte d'un

quelconque processus sédimentaire. Nous pensons que ces caractères témoignent bien au contraire d'une origine ignée mais que l'interprétation de cet ensemble volcanique comme une série unique mérite d'être remise en cause.

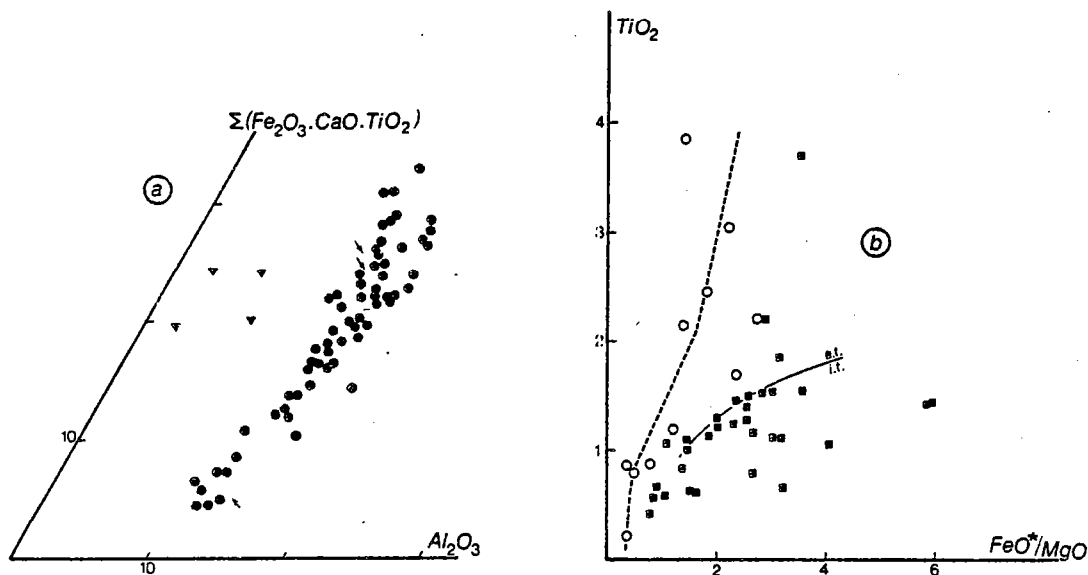


Figure 8 - A Diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{TiO}_2)$  en poids d'oxydes (De La Roche, 1965). Les points représentent l'ensemble des formations métavolcaniques basiques, intermédiaires et acides de la ceinture de la Tana. N'ont été différenciés (triangles) que les roches ultramafiques ( $\text{MgO} > 15\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 < 10\%$ ). Les séries de références sont visibles sur la figure 7b. Les flèches indiquent la position des moyennes de Hörmann et al. (1980).

- B Diagramme  $\text{TiO}_2$  en fonction du rapport  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  en poids d'oxydes (Miyashiro, 1973) et courbe discriminant les domaines anisotitanés des domaines isotitanés (Bébian, 1980). Les métavolcanites de la ceinture de Kittilä extraites de Mikkola (1941) (O), sont nettement distinctes des metabasites ( $\text{SiO}_2 < 56\%$ ) de la ceinture de la Tana.

En tout état de cause, les niveaux sédimentaires de cette pile volcanique sont vraisemblablement limités : gneiss à silicates calcaïques et quartzites signalés respectivement par Meriläinen (1976) et Hörmann et al. (1980).

#### Comparaison avec les ceintures de Karasjok-Kittilä

Nous avons précédemment mis en évidence qu'à divers points de vue la ceinture de la Tana est différente des ceintures épizonales de Karasjok-Kittilä. Il restait cependant à montrer qu'il en était de même pétrographiquement et géochimiquement.

Le premier argument réside dans l'absence de formations sédimentaires (schistes, quartzites, quartzites ferrifères, carbonates) dans la ceinture de la Tana.

Le second argument tient compte de la nature chimique des formations volcaniques. Comme il s'agit de séries tholéïtiques dans les deux cas, nous avons choisi de comparer l'enrichissement en titane dans chacune des séries en fonction du rapport  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (fig. 8b). Le résultat montre clairement que le comportement du titane est extrêmement contrasté d'une ceinture à l'autre, anisotitané (Bébian, 1980) dans le cas des ceintures de Karasjok-Kittilä, isotitané (ibid.) dans celui de la ceinture de la Tana.

Cette dernière ne provient donc pas de la reprise ou n'est pas l'équivalent dans un degré de métamorphisme plus élevé des ceintures archéennes. Le terme de "West Inari schist zone" (Meriläinen, 1976) devient de ce fait caduc.

#### LES SERIES VOLCANIQUES

La ceinture de la Tana a été interprétée comme une série volcanique ou volcano-sédimentaire unique, d'affinité tholéitique (Barbey et al., 1978, 1980b ; Hörmann et al., 1980 ; Moreau, 1980).

#### Caractères généraux

Les principaux caractères des éléments majeurs sont les suivants :

- la gamme de variation des teneurs en silice (43-75 %) est assez importante et reflète bien la diversité des types pétrographiques rencontrés ;
- les teneurs en alumine restent toujours limitées et inférieures à 17% ;
- les teneurs en fer total sont assez nettement supérieures à celles en magnésium et sont irrégulières à silice constante ; le titane se comporte de la même façon avec une même disparité des teneurs pour les termes basaltiques ( $\text{SiO}_2 < 56 \%$ ) ;
- la constante pauvreté en  $\text{K}_2\text{O}$  est une caractéristique de ces roches ; généralement inférieur à 1 %, il atteint parfois 2 à 3 % au maximum ;
- les teneurs comparées en  $\text{CaO}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  sont intéressantes car elles montrent l'existence de deux groupes de valeurs au niveau des termes intermédiaires. Il existe ainsi d'importantes hétérogénéités dans les teneurs de certains éléments. Nous verrons plus loin qu'en l'absence de différenciation sédimentaire, leur caractère systématique ne peut être simplement le fait de disparités à l'intérieur d'une même lignée volcanique.

#### Mise en évidence de deux lignées volcaniques

Avant d'aborder le problème de l'existence de deux groupes de roches à l'intérieur de la ceinture de la Tana, nous ouvrirons une parenthèse sur les incertitudes inhérentes au mode de raisonnement que nous avons utilisé. En effet, l'importance des déformations tectoniques et des recristallisations métamorphiques ont effacé les structures et textures originelles qu'elles qu'elles soient. Si les données pétrographiques permettent d'envisager l'existence d'une série de différenciation (termes basiques, intermédiaires et acides associés) elles ne sont pas suffisamment précises pour mettre en évidence deux séries éventuelles. La distinction de plusieurs groupes d'échantillons ne peut donc se fonder que sur les caractères géochimiques avec toutes les incertitudes que cela comporte. Se pose également le problème de la mobilité toujours possible de certains éléments. Néanmoins, cette mobilité, la nature des groupements et leur probabilité d'existence réelle peuvent être mises en évidence par ce que l'on pourrait appeler un "test de cohérence". Celui-ci comporte deux volets qui sont par ordre d'importance :

- similitude des groupements d'échantillons quels que soient les éléments corrélés (paire, triplet...) ; comme il est fort peu probable d'obtenir une similitude parfaite pour tous les échantillons, et compte tenu de la mobilité possible de certains éléments, on se fondera en priorité sur les éléments immobiles ou réputés comme tels ;
- association spatiale, partant du principe (vérifié dans le cas général) qu'à petite

échelle des roches appartenant à un même ensemble ont une plus forte probabilité d'être associées

Les hétérogénéités les plus marquées se trouvant au niveau du fer total, du titane et du rapport  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  nous avons retenu deux représentations graphiques. Sur le diagramme de Myiashiro (1973), basé sur des éléments relativement immobiles, deux groupes d'échantillons s'individualisent par des enrichissement en  $\text{TiO}_2$  très différents (fig. 9).

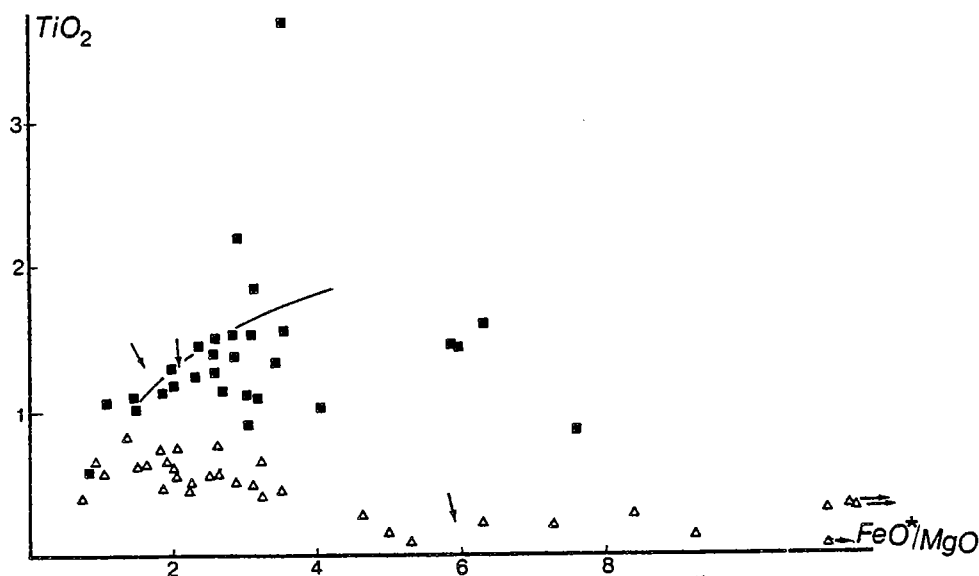


Figure 9 - Comportement du titane en fonction du rapport  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  dans les deux séries volcaniques de la ceinture de la Tana : série 1 (carrés), série 2 (triangles), moyennes de Hörmann et al. (1980) (flèches).

Ces deux lignées se distinguent nettement, par un comportement du fer et du titane très contrasté au niveau des termes basaltiques, et par des rapports  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  distincts pour les termes intermédiaires (fig. 10a). Cette dualité se trouve confirmée sur les diagrammes de variation des principaux éléments majeurs en fonction de  $\text{MgO}$  (fig. 10b).

La principale objection qui pourrait être opposée à la distinction de deux séries volcaniques est l'existence de phénomènes d'altération lors de la mise en place de la série originelle (halmyrolyse...). Dans ce cas un des groupes serait représentatif des roches saines, l'autre des roches transformées. L'argument principal pour réfuter cette hypothèse est que les modifications chimiques requises pour passer d'un groupe à l'autre sont incohérentes par rapport aux tendances mises en évidence par Hart (1973).

#### Nature et origine des deux lignées volcaniques

Le premier ensemble volcanique (série 1) se caractérise par un enrichissement marqué en fer et titane et ceci est net quel que soit le point de comparaison choisi ( $\text{SiO}_2$  ou  $\text{MgO}$ ). L'accroissement de  $\text{TiO}_2$  en fonction du rapport  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  est modéré et correspond aux séries isotitanées (Bébian, 1980). Un seul échantillon (Eskola, 1952) possède une teneur en  $\text{TiO}_2$  excentrique par rapport aux autres échantillons de la série, il est atypique. On notera une assez grande dispersion des points représentatifs des analyses dans les diagrammes de la figure 10.

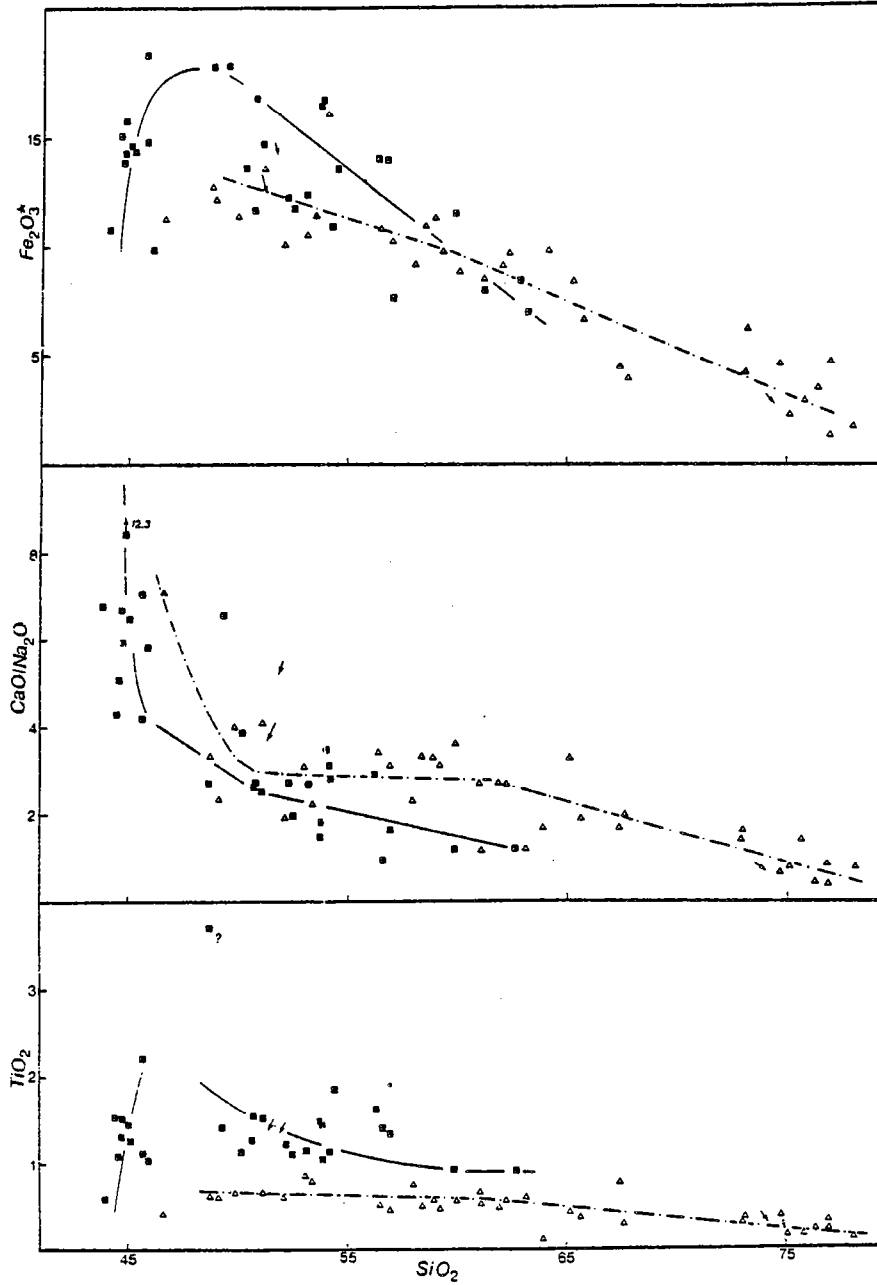
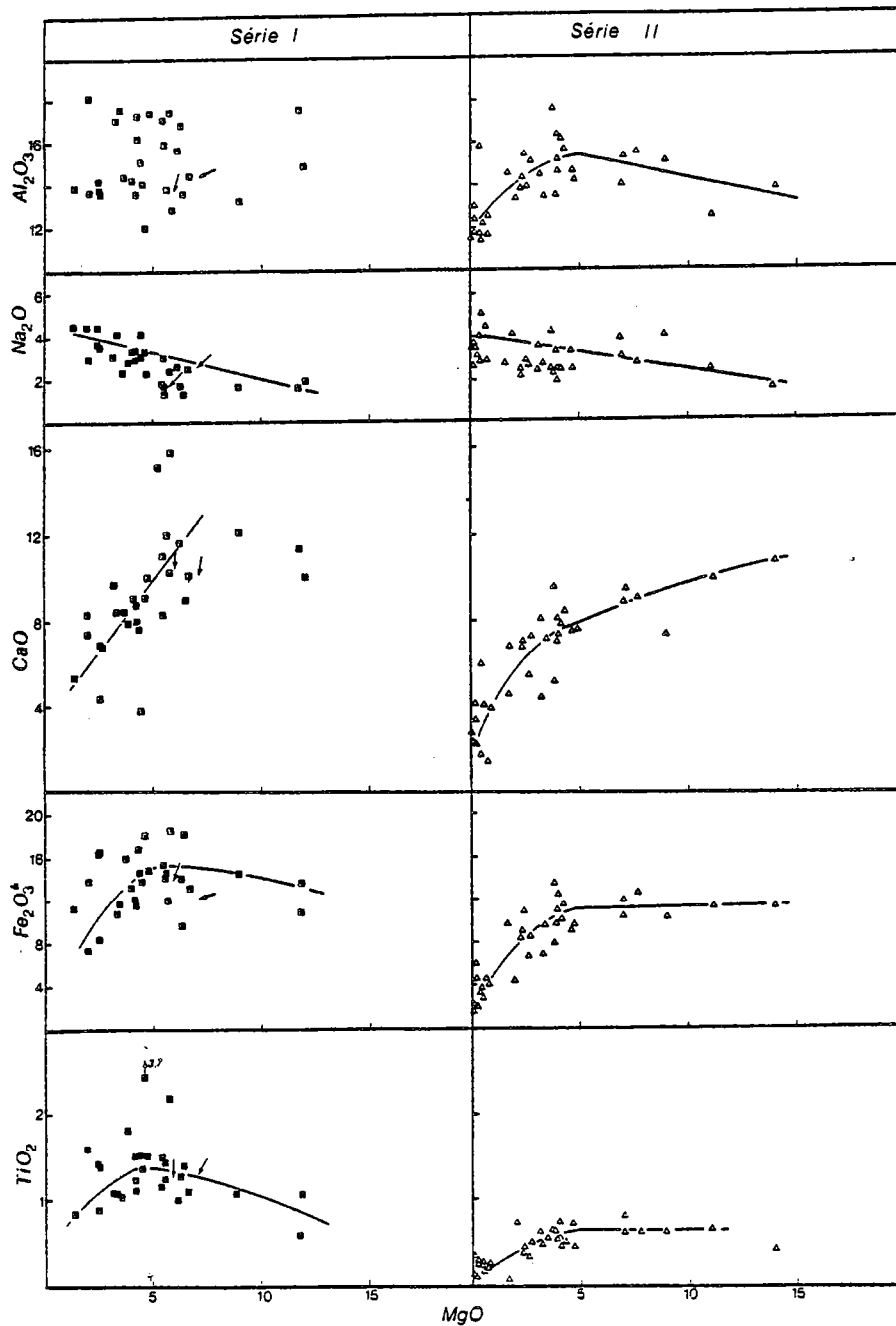


Figure 10 - Diagrammes de variations de quelques oxydes des formations volcaniques de la série rubanée (ceinture de la Tana). Les tendances sont dessinées approximativement. Même symboles que pour la figure 9.

A -  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3^X$  et rapport  $CaO/Na_2O$  en fonction de  $SiO_2$ , confirment la distinction de deux lignées.

B - Principaux éléments majeurs en fonction de  $MgO$  pour chacune des deux séries volcaniques.



En particulier les corrélations entre  $CaO$ ,  $Al_2O_3$  et  $MgO$  sont mauvaises. La dispersion des valeurs en  $Al_2O_3$  étant inverse de celle des teneurs en fer et titane, ceci est vraisemblablement dû à des accumulations de plagioclase, l'échantillon analysé n'étant plus dans ce cas représentatif du liquide.

Dans la seconde série volcanique, le comportement de  $TiO_2$  en fonction du rapport

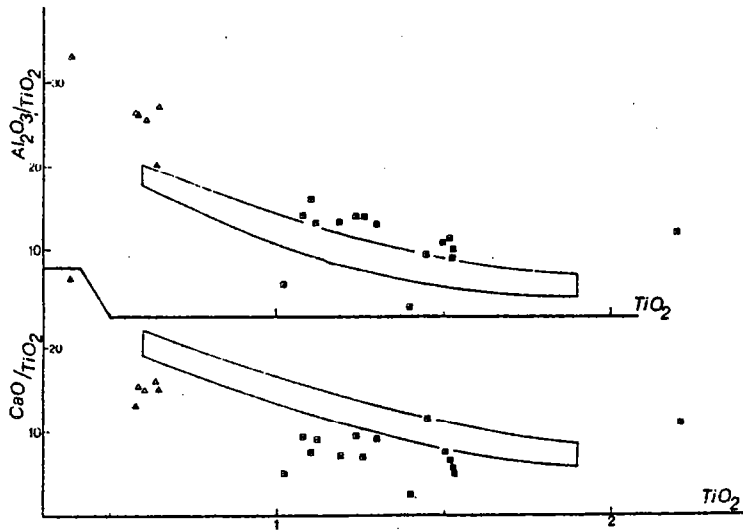


Figure 11 - Diagrammes  $\text{CaO}/\text{TiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  en fonction de  $\text{TiO}_2$  (Sun et Nesbitt, 1978) pour les métavolcanites tholéitiques (■) et calco-alcalines (△) de la ceinture de la Tana.

Série	1	2	1	2	1	2
N°	L 847	L 178	L 216	L 182	B 34	L 462
$\text{SiO}_2$	51.05	48.75	53.09	53.04	62.70	61.92
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15.02	15.48	16.19	13.87	14.20	14.30
$\text{Fe}_2\text{O}_3^x$	14.71	12.83	12.41	10.56	8.47	9.17
MnO	0.19	0.20	0.23	0.18	0.16	0.17
MgO	4.42	7.68	4.18	7.06	2.52	2.36
CaO	7.71	9.13	7.97	9.54	4.42	6.79
$\text{Na}_2\text{O}$	3.05	2.80	2.99	3.09	3.55	2.46
$\text{K}_2\text{O}$	1.40	0.91	0.75	0.96	0.90	0.53
$\text{TiO}_2$	1.53	0.61	1.15	0.82	0.88	0.45
$\text{P}_2\text{O}_5$			0.27		0.21	0.13
P.F.	0.68	1.48	0.76	0.72	1.15	0.65
Total	99.76	99.87	99.99	99.84	99.16	98.93

Tableau 4 - Tableau comparé de quelques analyses représentatives des deux séries métavolcaniques de la ceinture de la Tana.



$FeO^X/MgO$  est de type calco-alcalin (fig. 9). Ceci est confirmé par la décroissance régulière des teneurs en fer à silice croissante (fig. 10a). En outre, les teneurs en  $CaO$  sont plus fortes à silice égale ( $CaO/Na_2O = 3$ ) et leurs variations en fonction de  $MgO$  (fig. 10b) sont sensiblement différentes de celles de la série 1, puisqu'elles se caractérisent par une baisse modérée dans les premiers stades de la différenciation s'accroissant par la suite. Cette série 2 se distingue également par la continuité géochimique entre termes intermédiaires et acides. Nous en venons ainsi au problème de l'appartenance des roches acides.

Les seuls éléments de réponse qui puissent être donnés sont les suivants. Les teneurs en  $TiO_2$  et  $FeO^X$  des termes acides ne présentent pas de répartition bimodale et sont en continuité apparente avec celles des roches intermédiaires de la série 2. Si l'on admet la présence de roches acides dans la série tholéitique (série 1), ce seront celles dont les rapports  $CaO/Na_2O$  seront les plus faibles sur le diagramme de la figure 10a. Dans ce cas, on remarquera qu'il y a un hiatus très important ( $\sim 12\%$  de  $SiO_2$ ) entre les échantillons de composition intermédiaire ( $SiO_2 \leq 63\%$ ) de la série 1 et les termes acides ( $SiO_2 > 75\%$ ) qui pourraient y être rattachés. Bien que ces arguments ne soient pas décisifs, nous attribuerons pour l'instant les roches acides à la série calco-alcaline. Nous retiendrons enfin le caractère bimodal des émissions volcaniques (basalte-rhyodacite).

L'association de deux séries volcaniques distinctes, l'une tholéitique avec enrichissement en  $TiO_2$  modéré, l'autre calco-alcaline, peut être interprétée dans une vue uniformitariste, comme une association de type marge active ou arc insulaire. Les données dont nous disposons ne sont pas suffisantes pour dire s'il s'agit de tholéites d'arc. L'utilisation des diagrammes  $CaO/TiO_2$  et  $Al_2O_3/TiO_2$  proposés par Sun et Nesbitt (1978) pour les termes basaltique ( $44 < SiO_2 < 52.5\%$ ) montre que les rapports de la chaux ou de l'alumine au titane (fig. 11) sont très proches de ceux des basaltes océaniques bien que légèrement différents. Les données sur les éléments traces de Hörmann et al. (1980) ne permettent pas non plus de les attribuer à l'un ou l'autre type de basaltes modernes. En effet les teneurs en Ti, Ni et Cr sont proches de celles des basaltes océaniques alors que celles en Rb, Ba, Th, La et Y traduisent un important enrichissement en élément lithophiles.

Quel que soit le cadre géotectonique dans lequel se sont mises en place ces séries volcaniques une interaction entre basaltes tholéitique et croûte continentale pourrait être le mécanisme déterminant. A qui correspond la série calco-alcaline et quels sont les rapports avec la série tholéitique ? S'agit-il d'un mélange entre tholéites et matériel sialique comme cela est envisagé dans certaines marges (voir par exemple Eichelberger, 1978 ou encore Myers et Marsh, 1981) ou sont-elles issues de la cristallisation d'un magma unique ? Le débat reste ouvert.

#### Répartition spatiale

Nous avons donné comme test de second ordre l'association spatiale des échantillons d'un même groupe. Le report de ces échantillons dans leur gisement (fig. 12) montre que les deux ensembles définis se répartissent en deux zones distinctes. La première série se localise à la partie ouest de la ceinture alors que la série II se cantonne au contact de la ceinture des granulites. Il peut donc s'agir de deux séries volcaniques superposées.

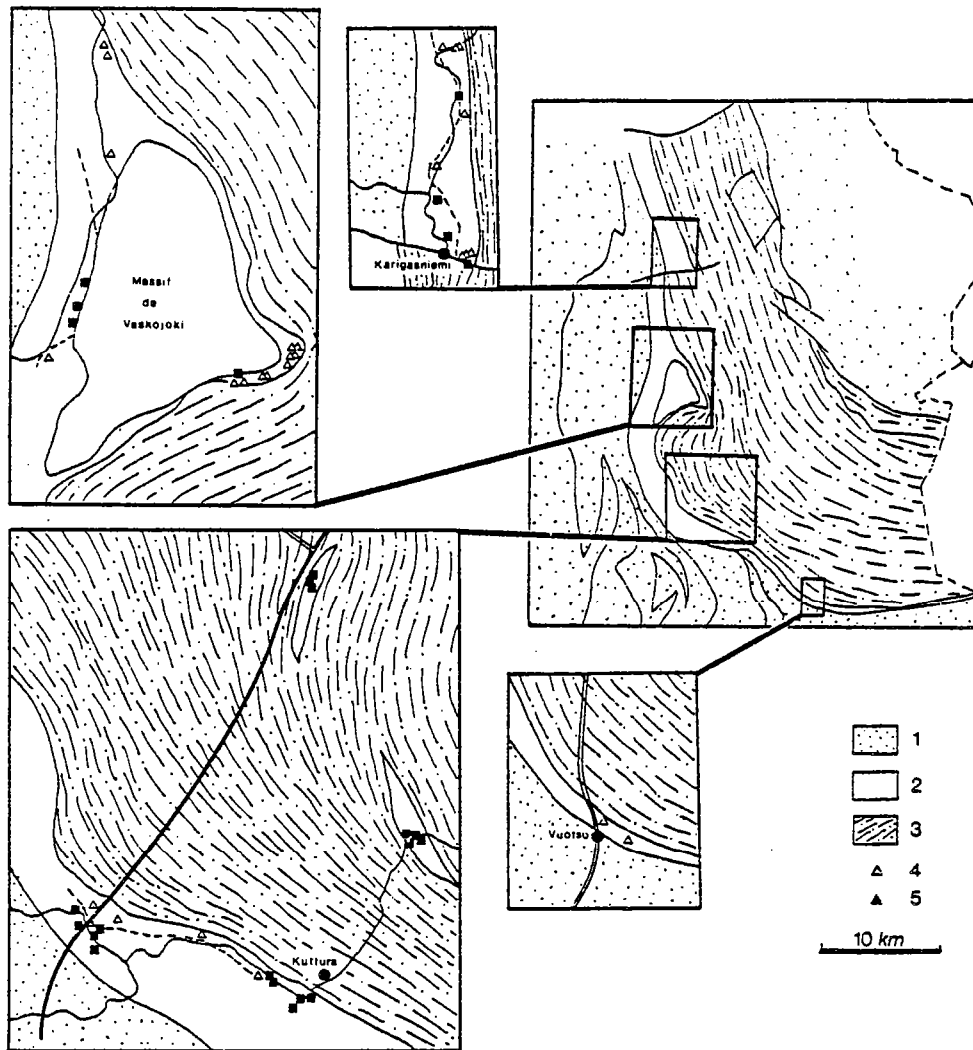


Figure 12 - Répartition spatiale des échantillons des deux séries volcaniques de la ceinture de la Tana. 1 - domaines archéens indifférenciés, 2 - ceinture de la Tana, 3 - ceinture des granulites 4 - série II, 5 - série I.

### LES ROCHES INTRUSIVES

#### Le massif anorthositique de Vaskojoki

Les données que nous résumons ci-dessous sont tirées de la thèse de Moreau (1980).

Les teneurs en éléments majeurs dans les anorthosites, anorthosites gabbroïques et gabbros anorthositiques (Tabl. 5) sont évidemment guidées par l'abondance de la fraction plagioclasique : silice comprise entre 47 et 53%, alumine supérieure à 24% et pouvant atteindre 32%, chaux de l'ordre de 13%. Les seules variations chimiques significatives sont liées au fer et au magnésium dont les teneurs sont en fonction de l'accroissement des minéraux ferromagnésiens depuis les anorthosites jusqu'aux gabbros anorthositiques. Cet ensemble possède une affinité calco-alcaline.

Les amphiclasites (Tabl. 5) se distinguent par de fortes teneurs en fer (14-18%) et titane (1.3-2.3%), plus modérées en magnésie (5-7%). Là encore les seules variations chimiques sensibles sont liées à la proportion des minéraux ferromagnésiens. Cet ensemble se caractérisant par un enrichissement en fer très marqué, possède une tendance apparemment tholéitique sur un diagramme AFM ou  $TiO_2$  versus  $FeO^X/MgO$ .

	1	2	3	4	4
N°	B 4	B 14	B 17	B 19	B 26
SiO <sub>2</sub>	50.72	51.88	47.16	50.73	46.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.35	26.43	26.13	13.04	14.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	0.70	3.19	5.77	16.74	15.55
MnO	0.02	0.06	0.08	0.22	0.16
MgO	0.17	1.48	2.47	4.79	7.62
CaO	13.72	11.33	13.13	9.26	10.62
Na <sub>2</sub> O	1.57	4.20	3.02	1.93	2.42
K <sub>2</sub> O	0.21	0.31	0.46	0.46	0.68
TiO <sub>2</sub>	0.29	0.44	0.40	1.56	1.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.08	0.09	0.19	0.24
P.F.	0.36	0.64	0.77	0.29	0.84
Total	98.99	100.04	99.48	99.21	100.81

Tableau 5 - Analyses représentatives des différents faciès du massif anorthositique de Vaskojoki, extraites de Moreau (1980). 1 - anorthosite, 2 - anorthosite gabbroïque, 3 - gabbro anorthositique et 4 - amphiclasite

Dès lors se pose le problème du cogénéisme de ces différents groupes lithologiques. A l'existence de deux magmas distincts s'oppose la constante association de tous ces termes sur le terrain et la difficulté de produire un magma anorthositique. Par contre sur la base du diagramme Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en fonction de la somme Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - MgO (fig. 13a) on constate que l'existence d'un magma unique est vraisemblable, tous les groupes présentant une nette corrélation. Les valeurs plus dispersées des anorthosites sont probablement dues à un effet de dilution du fer et magnésium (très forte prépondérance du plagioclase). La composition du liquide primaire peut se situer dans la lacune entre les deux groupes.

Le diagramme Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - MgO (fig. 13b) confirme la possibilité d'un processus de cristallisation fractionnée à partir d'un magma unique, et montre en outre l'existence : - d'une série de différenciation principale correspondant au fractionnement de plagioclase et ayant donné naissance à la suite anorthositique plus des liquides résiduels et - de tendances secondaires à partir des liquides résiduels, à l'origine des amphiclasites.

La cristallisation primaire de plagioclase est très clairement montrée par l'évolution des rapports Rb/Sr en fonction de la silice ou de la somme fer plus magnésium. En effet, dans le cas du massif de Vaskojoki, l'évolution de ce rapport est inverse de ce qu'elle est dans les séries magmatiques classiques (corrélation positive avec SiO<sub>2</sub>). Ceci vient du fait que les analyses sont celles d'une suite de cumulats, le premier étant le plus riche en silice et le plus pauvre en fer et magnésium et par voie de conséquence le plus riche en plagioclase.

Les terres rares (fig. 13c) confirment les relations envisagées pour l'ensemble de ces roches : enrichissement continu en terres rares depuis les anorthosites jusqu'aux amphiclasites, diminution progressive puis disparition de l'anomalie en europium et enfin parallélisme des spectres y compris leur légère concavité au niveau des terres rares lourdes. Il y a donc convergence de l'ensemble des données en faveur d'une suite de différenciation par cristallisation fractionnée à partir d'un magma unique.

Moreau (1980) a testé cette hypothèse par modélisation à partir de plusieurs magmas possibles. Un magma parent de type "high-alumina basalt" est la solution la plus satisfaisante :

- pour expliquer les spectres de terres rares et le comportement des éléments majeurs, en particulier la richesse en alumine et
- pour rendre compte de la nature, de la succession chronologique et de la proportion des types lithologiques présents dans le massif de Vaskojoki.

#### Gabbros

Nous ne disposons pas de données chimiques sur ces faciès. Nous avons vu que les

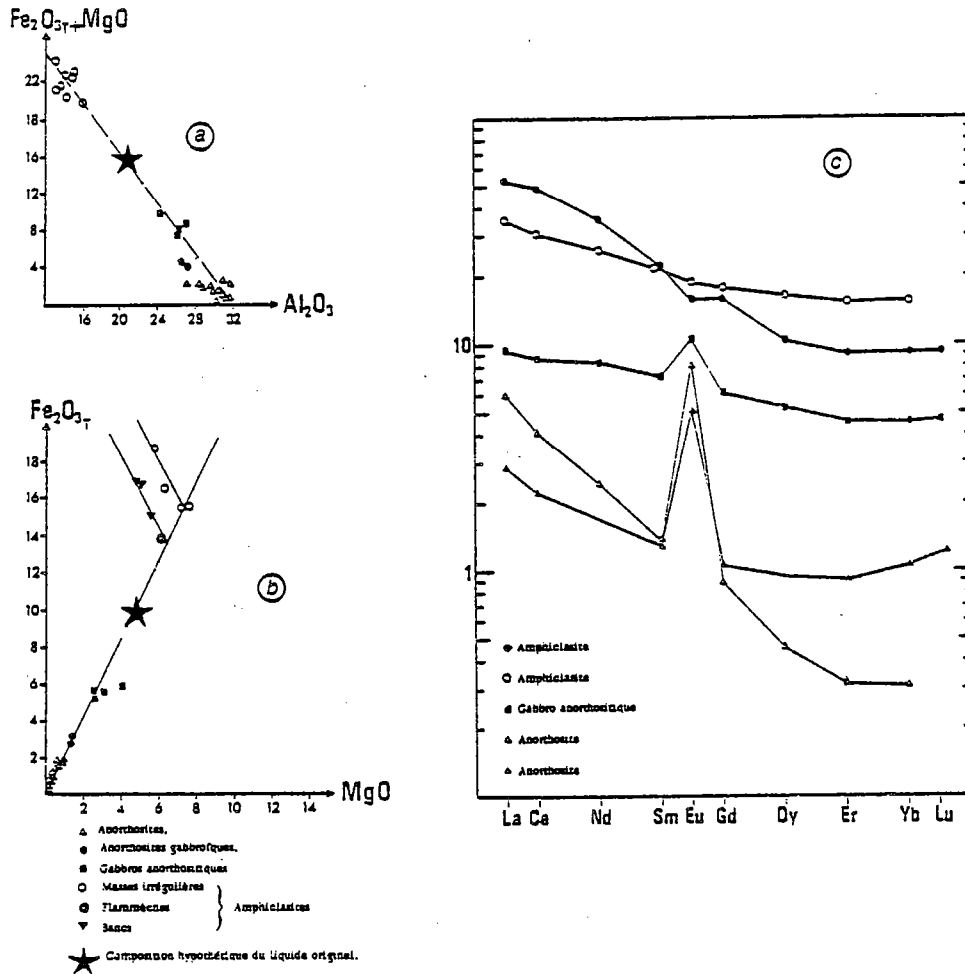


Figure 13 - Diagrammes de variations et spectres de terres rares montrant le cogénéisme probable des différents faciès pétrogranitiques du massif anorthositique de Vaskojoki : (a) diagramme  $Al_2O_3$  -  $(Fe_2O_3 + MgO)$  en poids d'oxydes (b) diagramme  $Fe_2O_3$  -  $MgO$  en poids d'oxydes et (c) spectres de terres rares normés aux chondrites. Ces trois figurés sont respectivement extraites des figures 32, 35 et 38 de la thèse de Moreau (1980).

intrusions gabbroïques les plus spectaculaires étaient des gabbros troctolitiques. Il existe cependant d'autres roches présentant des reliques de texture grenue et correspondant probablement à d'anciens gabbros.

#### Les formations granitiques

Nous avons vu précédemment que ces gneiss granitiques étaient interprétés de trois manières différentes. Compte tenu de leurs caractères chimiques, l'origine sédimentaire de ces formations envisagée par Meriläinen (1976) sur la base de structures analogues à des granoclassesments (en fait des filonnets pegmatitiques), ne semble pas devoir être retenue. Il reste dès lors trois possibilités :

- ces formations granitiques sont issues d'anciens tufs rhyolitiques (Hörmann et al., 1980), dans ce cas elles font partie des séries volcaniques précédentes,

- ou encore elles forment un troisième ensemble volcanique indépendant ,
- il s'agit de granites intrusifs dans les formations volcaniques (Mikkola, 1941 ; Barbey et al., 1980 ; Moreau, 1980).

La première possibilité est aisément rejetée sur la base des données chimiques. En effet ces formations granitiques se caractérisent par une forte teneur en potassium. Or les termes les plus différenciés de l'ensemble volcanique, qui possèdent par ailleurs des teneurs en silice identiques à ces granites, s'individualisent au contraire par des teneurs en  $K_2O$  très faibles. Il y a donc incompatibilité absolue entre ces deux ensembles (Tabl. 6)

	1	2
N°	L 1450	L 816
SiO <sub>2</sub>	76.45	76.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.54	10.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	3.67	4.70
MnO	0.09	0.03
MgO	0.13	0.67
CaO	0.35	1.40
Na <sub>2</sub> O	2.29	4.34
K <sub>2</sub> O	5.04	0.46
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.21
P.F.	0.34	0.10
Total	99.15	99.42

Tableau 6 - Comparaison entre les analyses représentatives des formations granitiques de la ceinture de la Tana (1) et des métavolcanites rhyolitiques (2).

Dans la seconde éventualité, cet ensemble est considéré comme une série volcanique indépendante. Cette hypothèse a les implications suivantes :

- il s'agit d'un ensemble volcanique formé par les seuls termes rhyolitiques car il n'existe pas d'autres roches susceptibles d'appartenir à la même lignée, il n'y a donc pas de série de différenciation ;

- compte tenu de la polarité de la déformation engendrée par la tectonique, cette série acide se trouve à la base de l'importante pile volcanique formée par les deux séries volcaniques.

Ce type d'association, dans cet ordre, est pour le moins curieux. La présence de rhyolites indépendantes des autres formations volcaniques (où l'on connaît par ailleurs des traces d'un volcanisme bimodal basalte-rhyodacite) est difficilement envisageable.

Reste donc la troisième proposition qui fait de ces gneiss d'anciens granites. Il n'y a pas davantage de séries de différenciation que dans le cas 2, mais la possibilité d'une origine par anatexie crustale en exclue la nécessité. A l'appui de cette thèse on notera :

- les contacts intrusifs avec les formations métavolcaniques (encore que ce caractère puisse être mis au compte d'une remobilisation anatectique),
- la présence de filon pegmatitiques très déformés.

Il nous reste à examiner leurs caractères chimiques et à mettre en évidence leur nature. S'agit-il de granites issus d'un magma différencié, s'agit-il de granites provenant de la fusion partielle d'une croûte granitique au sens large, plus ancienne ? Ou pour reprendre la classification de Chappell et White (1974) s'agit-il de granites I ou de granites S ? Les critères de distinction donnés par ces auteurs et appliqués à nos échantillons indiquent une tendance de type S.

Ce sont :

- roches relativement riches en silice, avec des teneurs assez irrégulières (70-77 %),
- teneurs en alumine assez basses avec un rapport Al/Ca+Na+K oscillant en 0.9 et 1.1, s'exprimant par l'absence de diopside et la présence de corindon en proportion variable (0.1 à 2 %) dans la norme C.I.P.M.,
- pauvreté en CaO (<2 %) et richesse en alcalins, mais Na<sub>2</sub>O est en général inférieur à 3 % pour K<sub>2</sub>O de l'ordre de 5 %.

Cependant les arguments les plus significatifs résident - dans l'absence de roches intermédiaires et basiques susceptibles de constituer une suite de différenciation et - l'hétérogénéité assez marquée des teneurs en éléments majeurs (fig. 14) plus significatives de roches issues de la fusion partielle de roches crustales.

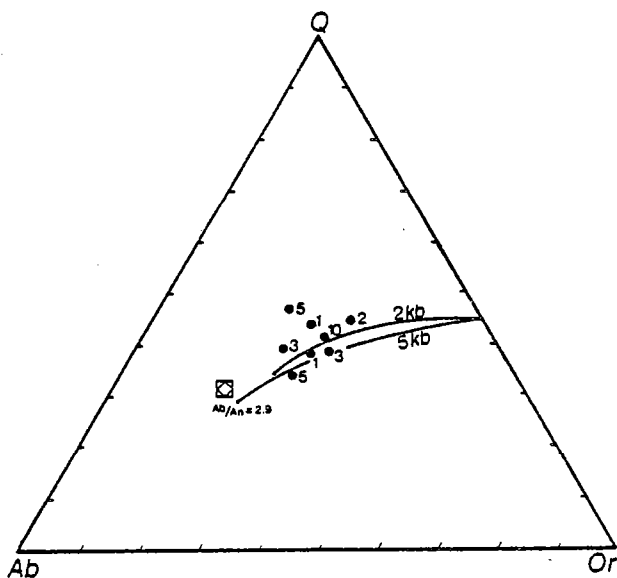


Figure 14 - Diagramme Q - Ab - Or.  
Position des gneiss granitiques (points) en pourcentage normatif et d'une moyenne de gneiss gris (carrés imbriqués) du socle archéen de Karélie (Martin, comm. pers.). Les minimum à 2 et 5 kb sont de Winkler (1976).

Les pourcentages de quartz, albite, orthose et anorthite normatifs sont à cet égard très proches des minima de fusion donnés par Winkler (1976) pour des températures de l'ordre de 700°C et des pressions de l'ordre de 2 à 5 kb.

La position moyenne de gneiss gris du socle archéen de Karélie (Martin comm. pers.) dont le rapport Ab/An est de 2.9, dans le diagramme Q-Ab-Or (fig. 14) rend tout à fait plausible l'origine de ces granites par fusion partielle d'une croûte continentale plus ancienne.

#### CONCLUSION

Les principaux traits de la ceinture de la Tana sont les suivants :

- elle correspond à une entité et ne provient pas de la reprise dans un métamorphisme de haut degré des ceintures de roches vertes archéennes ;
- elle est constituée de la superposition de deux séries volcaniques différenciées ; l'une d'affinité tholéitique se distingue par un enrichissement en fer et en titane marqué, l'autre présente les caractères des séries calco-alcalines ;
- l'accroissement des teneurs en  $TiO_2$  en fonction du rapport  $FeO^X/MgO$  dans la première série est intermédiaire entre les domaines anisotitanés et isotitanés (Bébié, 1980), et correspond bien à certaines séries de l'Ouest des Etats-Unis comme celle de Medicine Lake (ibid) ;

- la présence de volcanites acides interlitées avec des volcanites basaltiques indice d'un volcanisme bimodal ;

- cette pile volcanique est injectée par des plutonites calco-alkalines telles des anorthosites et des gabbros, ainsi que par des granites dont les caractéristiques chimiques sont significatives d'une origine par fusion partielle d'une croûte granodioritique plus ancienne (gneiss gris des domaines granito-gneissiques archéens probablement).

Si les caractères chimiques des séries volcaniques s'accordent avec une mise en place dans un environnement de type marge active comme il en est décrit par exemple en Alaska (Myers et Marsh, 1981), ils ne constituent cependant pas à eux seuls une démonstration. Nous retiendrons néanmoins deux points importants : - la nature de la série tholéitique suppose la fusion partielle d'une source analogue à celle des basaltes de ride océanique et - la présence d'une série calco-alkaline, son caractère très différencié et l'abondance des termes très acides impliquent probablement l'intervention d'un matériel sialique.

## GRANITO-GNEISS ET CEINTURES DE ROCHES VERTES: LA CROUTE CONTINENTALE ARCHEENNE

Résumé : La ceinture des granulites et la ceinture de la Tana sont situées entre deux domaines archéens caractérisés par l'association de gneiss granitiques et de roches vertes.

Au nord, le craton d'Inari, daté à 2.8 Ga (Meriläinen, 1976) correspond à une section profondément érodée d'un assemblage de gneiss gris, plutonites et ceintures de roches vertes. Il se prolonge à l'Est par les formations archéennes de la Péninsule de Kola. En Norvège et U.R.S.S., il est recouvert localement par des ceintures volcano-sédimentaires d'âge protérozoïque inférieur (zone de Pechenga-Imandra-Varzuga). Il a été profondément affecté par une tectonique tangentielle liée à l'évolution de la ceinture des granulites. D'après Martin (comm. pers.) le chronomètre Rb/Sr a été remis à zéro à 2.0 Ga, dans les gneiss archéens du socle nord.

Au Sud, le craton de Laponie méridionale a été daté à 3.1 Ga (Kröner et al., 1981). Entre les dômes granito-gneissiques, affleurent des ceintures de roches vertes d'âge archéen et karélien. Les données stratigraphiques et structurales sont très confuses de là de nombreuses incertitudes.

Ces deux ensembles sont supposés représenter la croûte continentale lors du dépôt des formations des ceintures de la Tana et des granulites.

Deux domaines archéens limitent de part et d'autre la ceinture de la Tana et l'arc des granulites (fig. 6a) : le craton d'Inari au Nord et le craton de Laponie méridionale au Sud. Ces deux ensembles bien qu'ayant des caractères structuraux très différents, représentent des formations équivalentes à savoir des granito-gneiss et des ceintures de roches vertes. Ils sont très mal connus dans l'ensemble, néanmoins nous tenterons d'en décrire les aspects les plus importants, notamment d'après les travaux en cours de Martin.

### CRATON D'INARI

Il se situe au Nord-Est de la ceinture des granulites. Sa superficie en Finlande et Norvège est d'environ 18 000 km<sup>2</sup>, mais il se poursuit vers l'Est par les formations archéennes et protérozoïques de la Péninsule de Kola.

La première cartographie et les premières descriptions pétrographiques sont dues à Meriläinen (1965, 1976). Un certain nombre de données radiométriques effectuées par Kouvo (1964-1977, et in Meriläinen, 1976) et Gulson (1969) sont également disponibles. Les études en cours de Martin de l'Institut de Géologie de l'Université de Rennes devraient apporter quelques lumières sur ce socle extrêmement complexe. Nous reprendrons d'ailleurs ici les principales conclusions de ses observations.

On n'observe de ce socle dont la complexité est aisément perceptible par une coupe le long de la route Utsjoki-Tana Bru, qu'une section profondément érodée. En effet toutes les roches qui le constituent ont des paragenèses de faciès amphibolite, voire de faciès granulite, et les formations épimétamorphiques n'affleurent qu'à partir de la frontière finno-norvégienne, au niveau de Polmak (fig. 15). Il se compose de gneiss gris, de roches vertes et de roches intrusives variées, répartis schématiquement en deux groupes d'âges.

Les gneiss gris et plutonites archéennes.

Les formations les plus anciennes de ce domaine sont des gneiss gris migmatiques de composition tonalitique à granitique.



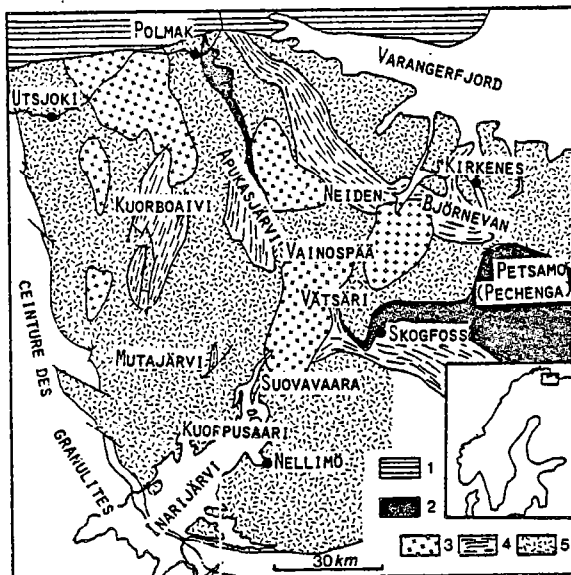


Figure 15 - Le craton d'Inari d'après les travaux cartographiques de Meriläinen (1965), Wiik (1966). 1- Calédonides, 2 - Série de Petsamo (Pechenga), 3- Roches intrusives indifférenciées, 4- Ceintures de roches vertes, 5- Granito-gneiss archéens.

La complexité des déformations et l'intensité de la migmatisation qui les affecte témoignent de leur caractère polycyclique. Ils sont tectoniquement interlités avec des lambeaux de roches vertes de taille métrique à hectométrique et sont recoupés par une grande variété de roches intrusives telles que gabbros, diorites, tonalites, granodiorites et granites (pl. 4).

Les datations radiométriques (Meriläinen, 1976) donnent des âges archéens à tardi-archéens. Ce sont :

- 2.865 Ga (Pb commun sur roche totale) et 2.73 Ga (U/Pb sur zircons) pour les tonalites de Kuorpusaari et Suovavaara,
- 2.533 Ga (Pb commun sur roche totale) et 2.48 (U/Pb sur zircons) pour les tonalites et granodiorites de Neiden, Akulahti, Kittilompolo et Partakko et les granites à phénocristaux de Neiden...
- 2.0-1.9 Ga (Rb/Sr sur roche totale) d'après Martin (comm. pers.).

#### Les ceintures de roches vertes

Il convient de distinguer deux types de ceintures. Les premières se caractérisent par leur haut degré de métamorphisme et une tectonique superposée assez complexe, alors que les secondes sont épimétamorphiques et structurellement plus simples. Il ne peut donc s'agir des mêmes formations ayant subi simplement un métamorphisme prograde.

Les ceintures de haut degré (ceintures anciennes de Barbey et al., 1980) forment les masses plus ou moins étendues, dilacérées dans les granito-gneiss. Les plus importantes sont celles de Utsjoki, le long de l'arc des granulites, Kuorboaiivi, Apukasjärvi, Vätsäri (Meriläinen, 1976), Mutajärvi (Moreau, 1980) en Finlande et Björnevan (Bugge, 1960) en Norvège. Elles sont formées essentiellement d'amphibolites et gneiss à hornblende avec des quantités variables de gneiss à biotite, gneiss à silicates calciques, quartzites, quartzites à magnétite et de roches intrusives de composition variée (ultramafites, anorthosites, gabbros, diorites, granodiorites...). Ces ceintures sont considérées comme archéennes, les ceintures d'Apukasjärvi (Meriläinen, 1976) et de Björnevan étant recoupées par des intrusions granitiques dont l'âge radiométrique est de 2.55 Ga (Wiik, 1966 ; Meriläinen, 1976 ; Råheim et Bugge, cités par Oftedhal, 1980).

Cependant, si ces datations et ces analogies de faciès montrent que la plupart de ces ceintures sont d'âge archéen, il n'est pas exclu qu'il y ait également des formations plus récentes (Protérozoïque inférieur) : ne serait-ce que celle de Nellimö qui jouxte l'arc des granulites dont la lithologie est très proche. Il convient d'être extrêmement prudent car les similitudes lithologiques sont un argument dangereux et la connaissance que nous avons de cet ensemble

est pour le moins sommaire.

Ces ceintures de roches vertes ainsi que les gneiss gris et plutonites archéennes sont profondément affectées par une phase tectonique tangentielle protérozoïque inférieure (voir chapitre suivant).

Les ceintures épizonales (ceintures récentes de Barbey et al., 1980) affleurent très peu en Finlande, seuls des schistes à graphite et pyrite ont été signalés dans la région d'Apukasjärvi et Vätsäri (Meriläinen, 1976). Elles forment par contre des zones plus étendues en Norvège (Polmak, Skogfoss) qui se poursuivent en U.R.S.S. par la très importante série de Pechenga (Petsamo) puis celles d'Imandra-Varzuga (Zagorodnyi, 1980 ; Zhuravlev et al. 1980). Cet ensemble qui forme une bande étroite ("Pechenga-Imandra-Varzuga zone") correspond à une puissante formation volcanique (métabasaltes à métadacites principalement) contenant des intercalations sédimentaires (conglomérats, arkoses, quartzites, grès dolomitiques, schistes...). Ces ceintures de roches vertes dont une synthèse stratigraphique a été donnée par Zagorodnyi (1980) sont supposées d'âge karélien (Oftedahl, 1980 ; Zagorodnyi, 1980). Cependant, là encore des problèmes subsistent et l'on peut se demander à juste titre si la partie basale de l'édifice (Ahmalahti suite) ne correspond pas en fait à des formations archéennes. Les levés stratigraphiques des géologues finnois dans la région de Kuusamo, étayés par des datations radiométriques, semblent en établir la preuve (Silvennoinen, 1980).

Les plutonites karéliennes et tardives

Une quantité importante de plutonites, déformées ou non, intrudent le socle archéen. Leur mise en place est liée à l'évolution de la ceinture des granulites et leur âge est protérozoïque : 2.09 Ga (Pb commun sur roche totale) et 1.94 Ga (U/Pb sur zircons) pour des diorites et granodiorites situées au Sud-Est et à l'Est d'Utsjoki, 1.91 Ga (U/Pb sur zircons) pour des tonalites situées aux abords du Lac Inari (Kouvo, in Meriläinen, 1976).

Enfin, des granites en massifs circonscrits se sont mis en place postérieurement à l'édification de la chaîne karélienne. Le massif de Vainospää, situé à l'extrémité NE du Lac Inari, a donné des âges de 1.76 Ga (U/Pb sur zircons et sphène) et 1.735 Ga (Pb commun sur roche totale).

#### CRATON DE LAPONIE MÉRIDIIONALE

Le craton de Laponie méridionale constitue la bordure E et SE des deux ceintures de haut degré (Tana et Granulites) et se poursuit vers le Sud par les formations archéennes de Finlande centrale et de Karélie (Fig. 16).

Là encore les descriptions disponibles sont relativement anciennes et d'ordre général (Hackman, 1927 ; Geijer, 1931 ; Mikkola et Sahama, 1936 ; Odman, 1939 ; Mikkola, 1941 ; Holmsen et al., 1957 ; Reitan, 1960 ; Wennervirta, 1969). Un récent développement des recherches dans cette région apporte cependant d'utiles précisions chronologiques (Silvennoinen, 1980 ; Kröner et al., 1981). Il n'en subsiste pas moins de nombreuses incertitudes comme nous le verrons plus loin.

Sa structure d'ensemble est très différente de celle du craton d'Inari. En effet, d'une part les roches peu ou pas métamorphiques sont abondantes, il présente donc de ce fait une section nettement plus superficielle, et d'autre part il est organisé en dômes granito-gneissiques entourés de bassins où sont localisées les ceintures de roches vertes, structure typique de nombreux terrains archéens. En outre, contrairement à son homologue septentrional dont la complexité résulte de la superposition de plusieurs phases de déformation, de plutonisme, etc..., le craton de Laponie méridionale est complexe en ce sens que des assemblages lithologiques extrêmement voisins mais d'âges différents y sont associés.

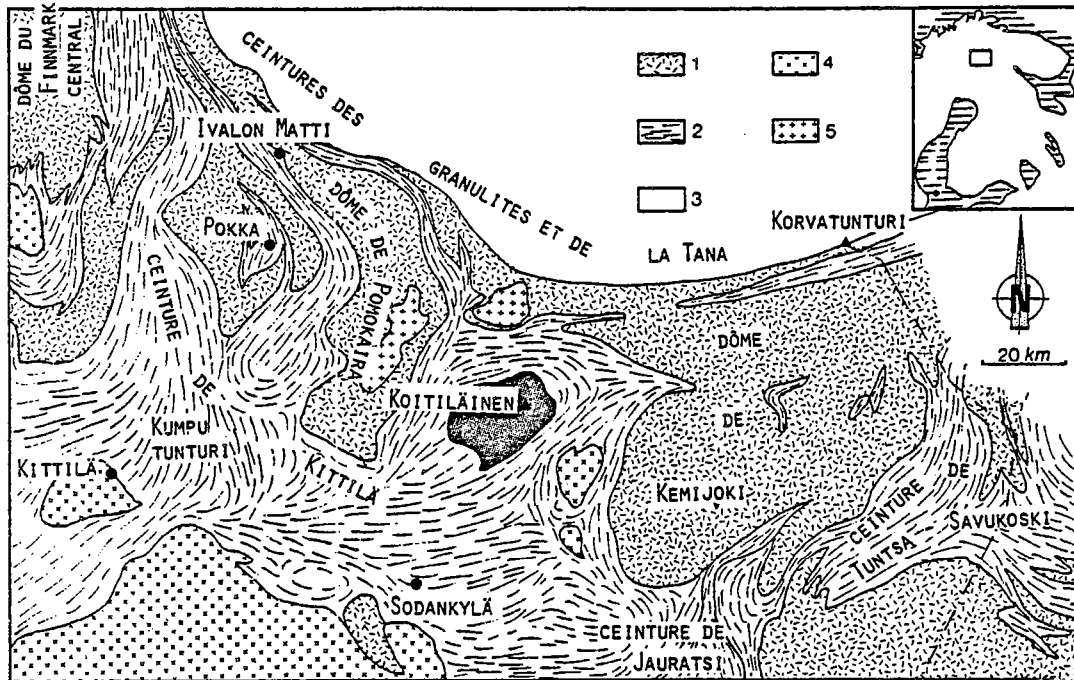


Figure 16 - Le craton de Laponie méridionale (d'après Mikkola, 1936, 1937 ; Meriläinen, 1965 ; Silvennoinen, 1980)

1 - Granito-gneiss archéens, 2 - Ceintures des roches vertes indifférenciées (Archéen et Protérozoïque), 3 - Gabbros, 4 - Granitoïdes indifférenciés, 5 - Granites circonscrits, de type Nattanen.

.Nous passerons en revue successivement les formations granito-gneissiques, puis les ceintures volcano-sédimentaires.

#### Les dômes granito-gneissiques

Trois dômes principaux peuvent être distingués du NE vers le SW :

- le dôme du Finnmark central formé de gneiss granitiques à granodioritiques contenant des enclaves d'amphibolites, de gneiss à hornblende... et dont les caractères migmatiques sont assez accusés (Skålvoll, 1964 ; Wennervirta, 1969 ; Reitan, 1960) ;
- le dôme de Pomokaira, situé entre les rivières Ounasjoki à l'Ouest et Kitinen à l'Est ;
- le dôme de Kemijoki, correspondant au bassin versant de la rivière du même nom ; comme le précédent, il est formé de gneiss granitiques variés recoupés par de grandes zones mylonitiques ; seul Mikkola (1941) en donne une description sommaire.

Les quelques datations radiométriques disponibles donnent des âges archéens. Ce sont :

- 2.73 Ga sur les granito-gneiss du Finnmark, à Skoganvarre, par la méthode U/Pb sur zircon (Meriläinen, 1976),
- 3.1 Ga sur des fragments de gneiss gris contenus dans une brèche komatiitique (Kröner et al. 1981) et 2.73 Ga sur des granites à phénocristaux de Kairijoki dans le dôme de Kemijoki (Meriläinen, 1976).

Ce sont les seules données dont nous disposions à l'heure actuelle.

#### Les ceintures de roches vertes

Toutes ces formations volcano-sédimentaires posent un problème chronologique délicat : quelles formations reviennent aux ceintures archéennes, lesquelles sont d'âge karélien ? Pour donner une idée de cette complexité, citons l'exemple de la région de Kuusamo où Silvennoinen et al. (1980) décrivent trois unités de roches vertes superposées (une archéenne, deux karéliennes).

#### Les ceintures de Tuutsa-Savukoski et Jauratsi

Elles limitent le flanc sud du dôme de Kemijoki. La première est formée essentiellement de paragneiss alumineux avec des niveaux de quartzites et des intercalations d'amphibolites et roches ultramafiques (Mikkola, 1941). La seconde est formée en grande partie de métavolcanites mafiques et ultramafiques ; les agglomérats sont répandus et des structures en coussins ont été identifiées dans les laves ultramafiques ; des niveaux de quartzites ferrugineux sont associés aux roches vertes (Gaál et al., 1978). Ces deux ceintures sont d'âge archéen.

#### La ceinture de Kittilä

Elle affleure entre les dômes de Pomokaira et du Finnmark central et se prolonge vers le Nord par la ceinture de Karasjok. Nous en décrivons rapidement la stratigraphie en nous basant sur les récentes données de Rastas (1980). Cet auteur décrit les formations suivantes :

- à la base une unité de laves amygdalaires de composition basaltique et de volcanites intermédiaires à acides, surmontée par des micaschistes et des quartzites micacées (dont des quartzites à fuchsite) contenant des intercalations carbonatées au sommet ;
- puis reposant sur les micaschistes et quartzites, une unité de métavolcanites essentiellement mafiques, mais également ultramafiques (dont des komatiites) et acides, ces dernières ayant été datées à 2.70 Ga ; ces roches dont les structures volcaniques sont localement très bien conservées, sont interstratifiées avec des grauwackes, schistes, tuffs, cherts, carbonates et formations ferrifères.

Cette ceinture est d'âge archéen.

#### La formation de Kumpu

Cette formation essentiellement sédimentaire repose sur l'unité précédente, souvent en conformité (accordance ?), selon Rastas (1980). Celle-ci débute par une assise conglomératique (localement tuffites) passant à des quartzites arkosiques ou à séricite puis à des orthoquartzites. Les quartzites de la formation de Kumpu se caractérisent par l'abondance des figures sédimentaires, en particulier les figures de courant. Ces quartzites sont recoupés par un filon de diabase albitique daté à 2.20 Ga et sont attribués au Protérozoïque inférieur.

#### La ceinture de Karasjok

Elle forme le prolongement septentrional de la ceinture de Kittilä (Gaál et al., 1978) et suit la bordure orientale du dôme du Finnmark central. Elle est limitée à l'Est par la ceinture

de la Tana. Cette ceinture a été décrite par Wennervirta (1969). Cependant, ces observations sont difficilement utilisables car la stratigraphie des formations volcano-sédimentaires n'est pas clairement établie et les données structurales sont très imprécises. Néanmoins l'analogie entre l'assemblage lithologique de cette ceinture (laves mafiques et ultramafiques associées à des niveaux de schistes, quartzites, quartzites ferrifères, carbonates) et celui de la ceinture de Kittilä est suffisamment forte pour les assimiler à une même unité. Un autre argument est l'âge de 2.72 Ga obtenu sur un filon de diabase (Meriläinen, 1976) sécant sur les quartzites.

Les caractères structuraux de ces ceintures de roches vertes n'ont pas été établis avec précision, néanmoins l'aperçu régional que donnent Gaâl et al. (1978) indique l'existence d'une tectonique polyphasée.

Nous terminerons cette revue des ceintures volcano-sédimentaires du craton de Laponie méridionale par une observation que nous avons faite entre Ivalon Matti et Pokka, au Nord de Kittilä (fig. 16) et qui, sans mettre en doute la stratigraphie établie plus au Sud par Raastas (1980), montre non seulement la complexité de cette zone mais également la présence de formations volcano-sédimentaires karéliennes. Il s'agit de formations épimétamorphiques comprenant des schistes à biotite et des amphibolites interstratifiées. Le point essentiel concerne la déformation qui les affecte. En effet, ils ne portent apparemment l'empreinte que d'une seule déformation synschisteuse (Pl. 3). Celle-ci correspond au développement de plis synfoliaux et représente toutes les caractéristiques de la phase majeure qui affecte la ceinture des granulites et la ceinture de la Tana (Barbey et al., 1977). Or cette dernière est datée à 2.0 - 1.9 Ga (Postaire, 1980 ; Vidal, in Moreau, 1980). Il s'en suit que l'âge karélien de cet assemblage volcano-sédimentaire est très probable.

#### CONCLUSION

- La ceinture des granulites et la ceinture de la Tana se situent entre deux domaines archéens, au Nord le craton d'Inari, partie occidentale de la Péninsule de Kola, au Sud le craton de Laponie méridionale se prolongeant par les formations archéennes de Finlande centrale et de Karélie. Ils sont formés de l'association classique de complexes granito-gneissiques datés à 2.8 - 3.1 Ga et de ceintures de roches vertes datées à 2.6 - 2.7 Ga. La déformation de ces ensembles résulte de la superposition de deux phases majeures (Gaâl et al., 1978 ; Bertrand et al., 1978). Ces deux domaines sont supposés représenter la croûte continentale lors du développement des ceintures de la Tana et des granulites.

- Ils sont recouverts en discordance par des formations volcano-sédimentaires d'âge karélien. Dans le craton d'Inari, elles sont très bien individualisées : zone de Pechenga-Imandra-Varzuga (ancienne formation de Petsamo). Dans le craton de Laponie méridionale, elles ont été mises en évidence très au Sud dans la région de Kuusamo et nos propres observations montrent qu'elles sont présentes à proximité de l'arc des granulites. Ici se pose donc le problème de l'existence de deux groupes péné-contemporains : ces ceintures de roches vertes karéliennes d'une part et les ceintures de la Tana et des granulites d'autre part.

- Ils ont été affectés de façon très irrégulière par la tectonique karélienne présideant à la mise en place de l'arc des granulites : reprise quasi-totale du craton d'Inari, faible ou nulle dans le craton de Laponie méridionale.

## LA DEFORMATION : ARGUMENTS POUR UN CHEVAUCHEMENT CRUSTAL

Résumé : - La ceinture des granulites et la ceinture de la Tana ont été le siège de trois phases importantes de déformation synchrones du métamorphisme granulitique.

- Une première phase n'est matérialisée que par une foliation (S1) relique liée au métamorphisme prograde (paragenèses à biotite + sillimanite + quartz).
- La phase majeure de déformation, en compression, est soulignée par une foliation (S2) localement très marquée (texture flaser, parfois mylonitique) et par des plis isoclinaux associés à des shear-zones inverses. Elle est contemporaine du paroxysme métamorphique et résulte de mouvements tangentiels.
- La phase 3, en distention et pénécotemporaine de l'anatexie, correspond à la mise en place de failles normales ductiles, syngrenulitiques qui peuvent être accompagnées dans la superstructure de plis rétro.

Le craton d'Inari, chevauchant sur la ceinture des granulites, a été en grande partie restructuré lors des phases 2 et 3. A l'inverse, le craton de Laponie méridionale n'est pas affecté par ces phases de déformation exceptée une frange assez étroite en bordure de la ceinture de la Tana. Cette dernière et la ceinture des granulites sont chevauchantes sur le craton de Laponie méridionale.

Les caractères des trois phases tectoniques pré-citées montrent qu'elles correspondent à un même continuum de déformation résultant d'un grand chevauchement crustal, entre le craton de Laponie méridionale (domaine chevauché) et le craton d'Inari (domaine chevauchant), les deux ceintures (Tana et Granulites) peuvent en être considérées comme la suture.

Nous nous proposons dans ce chapitre de définir les différentes phases tectoniques liées à l'évolution de la ceinture des granulites et la ceinture de la Tana, non pour l'étude de la déformation elle-même, mais comme argument parmi d'autres, pour caractériser les mécanismes ayant présidé à l'évolution de ces ceintures. Avant d'aborder l'étude des structures proprement dites, nous rappellerons brièvement les différents ensembles définis précédemment.

La croûte précambrienne de Laponie est caractérisée par sa nature zonée. Cette zonation est de deux ordres : chronologique et lithologique. En effet, entre deux domaines archéens ( 3.0 Ga) formés de granito-gneiss et de ceintures de roches vertes, sont localisées deux ceintures d'âge protérozoïque inférieur ( 2.0 Ga) caractérisées par leur origine supracrustale, volcanique pour la plus ancienne (ceinture de la Tana), sédimentaire pour la plus récente (ceinture des granulites). Celles-ci ont été intensément déformées et ont recristallisé dans les conditions du faciès amphibolite de haut degré ou du faciès granulite.

Dans un premier temps nous caractériserons les principaux événements tectono-métamorphiques et nous déterminerons dans quelle mesure ils ont affecté les formations adjacentes aux ceintures. Enfin nous envisagerons succinctement le mécanisme responsable de cette déformation, susceptible d'avoir porté un segment de roches supracrustales dans les conditions de la base de la croûte continentale.

### LA CEINTURE DES GRANULITES ET LA CEINTURE DE LA TANA

Les travaux antérieurs s'accordent pour considérer l'arc des granulites de Laponie comme une importante structure chevauchante. Sahama (1936) fut le premier à réaliser une étude de détail, en particulier sur la fabrication du quartz. Il envisage l'existence de deux phases tectoniques superposées dont une phase majeure avec chevauchement du NE vers le SW. Kranck (1936) considère que la structure majeure de la ceinture des granulites peut résulter simplement d'une phase unique de

déformation. Il met également en évidence des structures en dôme. Pour Von Gaertner (1962) l'arc des granulites correspond à une nappe tectonique reposant sur des formations archéennes. Wright et al. (1978) distinguent trois phases de plissements parmi lesquelles une première phase de foliation majeure surimposée à une foliation préexistante, suivie de deux phases de plis angulaires verticaux, puis d'une phase tardive de cisaillement.

Récemment, nous avons mis en évidence l'existence de deux (Barbey et al. 1977) puis de trois phases tectoniques (Barbey et al., 1980) contemporaines du métamorphisme granulitique. Des phases tardives, post-granulitiques, sont responsables en particulier du chevauchement généralisé vers le SW, de structures en dômes et de grands accidents cisailants tardifs.

#### LA PREMIERE PHASE

La première phase de déformation enregistrée dans les ceintures des granulites et de la Tana, n'est responsable d'aucune structure d'échelle cartographique. Elle est matérialisée uniquement par une foliation primitive ( $S_1$ ) parallèle au litage (fig. 17), aucun pli associé à cette structure planaire n'a été mis en évidence.

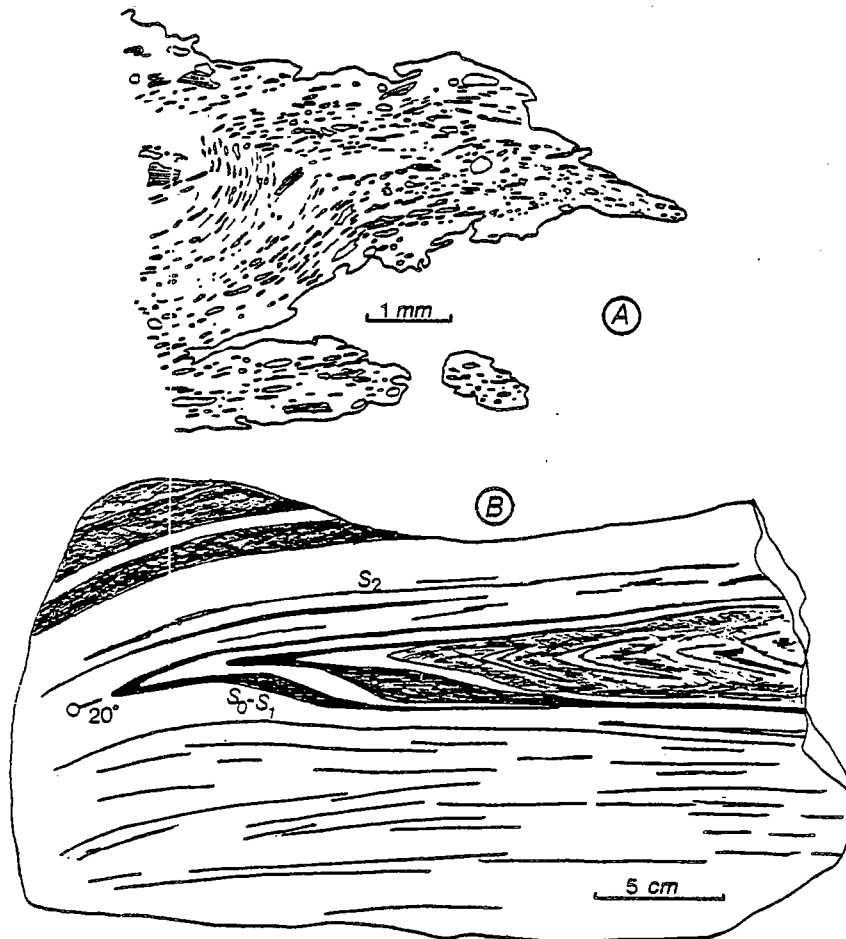


Figure 17 - Témoins de la première phase de déformations. A- Rubanement composite  $S_0-S_1$  marqué par des cristaux de biotite, sillimanite et quartz, en inclusion dans un grenat (Ech. L 246). B - Rubanement composite  $S_0-S_1$  relique dans une tête de plis. Amphibolites rubanées de la ceinture de la Tana. La valeur en degré indique l'angle que fait l'axe du pli ( $P_2$ ) avec le plan de la figure. Voir également planche 5.

Elle n'est visible macroscopiquement que dans les charnières de plis de phase 2. A l'échelle microscopique, elle est fréquemment visible en relique dans le grenat des gneiss à sillimanite-grenat de la suite khondalitique (textures hélicitiques). Les associations minérales paragénétiques (en particulier biotite + sillimanite + quartz) montrent qu'elle est associée à une étape prograde du métamorphisme.

#### LA SECONDE PHASE

Cette seconde phase est la phase majeure de déformation. Elle est responsable des structures d'échelle cartographique et des structures planaires et linéaires dominantes. Il s'agit d'une phase en compression se traduisant par d'importants chevauchements dirigés globalement du NE vers le SW (fig. 18) :

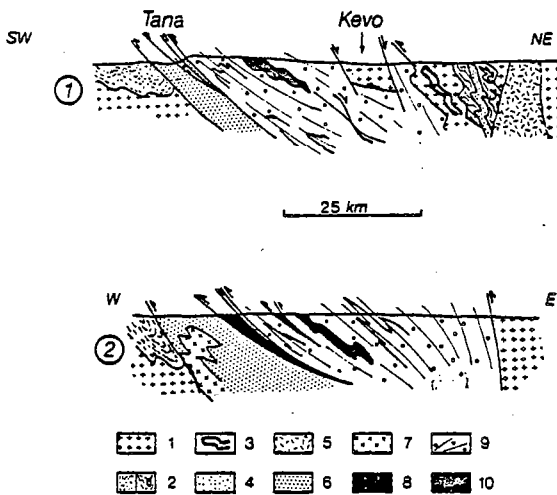


Figure 18 - Coupe à travers l'arc des granulites et la ceinture de la Tana. Localisation sur la figure 19. Dans la coupe 1, la structure de Kevo a été tracée selon l'hypothèse de la klippe-graben. D'autres auteurs l'interprètent comme un dôme (voir Gaâl et al., 1978). Explication dans le texte. 1 - granite-gneiss, 2 - ceintures de roches vertes, 3 - filons basique, 4 - gabbros, 5 - granodiorites, 6 - métavolcanites, 7 - granite, 8 - anorthosite, 9 - suite khondalitique, 10 - complexe charnockitique.

toujours proche de l'horizontale et subit une virgation progressive de son orientation qui passe de N-S dans la partie septentrionale de l'arc des granulites à E-W dans la partie méridionale. Elle est matérialisée par des alignements de minéraux mimétiques.

- chevauchement des ceintures de la Tana et des granulites sur le craton de Laponie méridionale,

- chevauchement du craton d'Inari sur les deux ceintures.

Ce dernier est très nettement marqué par la klippe-graben de socle de Kevo (Barbey et al., 1980), également interprétée comme une fenêtre de socle liée à une structure en dôme (Kranck, 1936 ; Eskola, 1952 ; von Gaertner, 1962 ; Meriläinen, 1965, 1976 ; Gaâl et al., 1978). Notons qu'une telle structure en fenêtre est incompatible avec la distribution des isogrades du métamorphisme (sauf si les nappes sont post-métamorphiques).

Trois types d'éléments structuraux sont associés à cette phase majeure : une foliation (S2), une linéation (L2) et des plis (P2) associés à des cisaillements inverses.

#### La linéation

La linéation associée à la foliation S2 est une linéation d'étirement, parallèle à l'axe d'allongement des boudins. Elle est



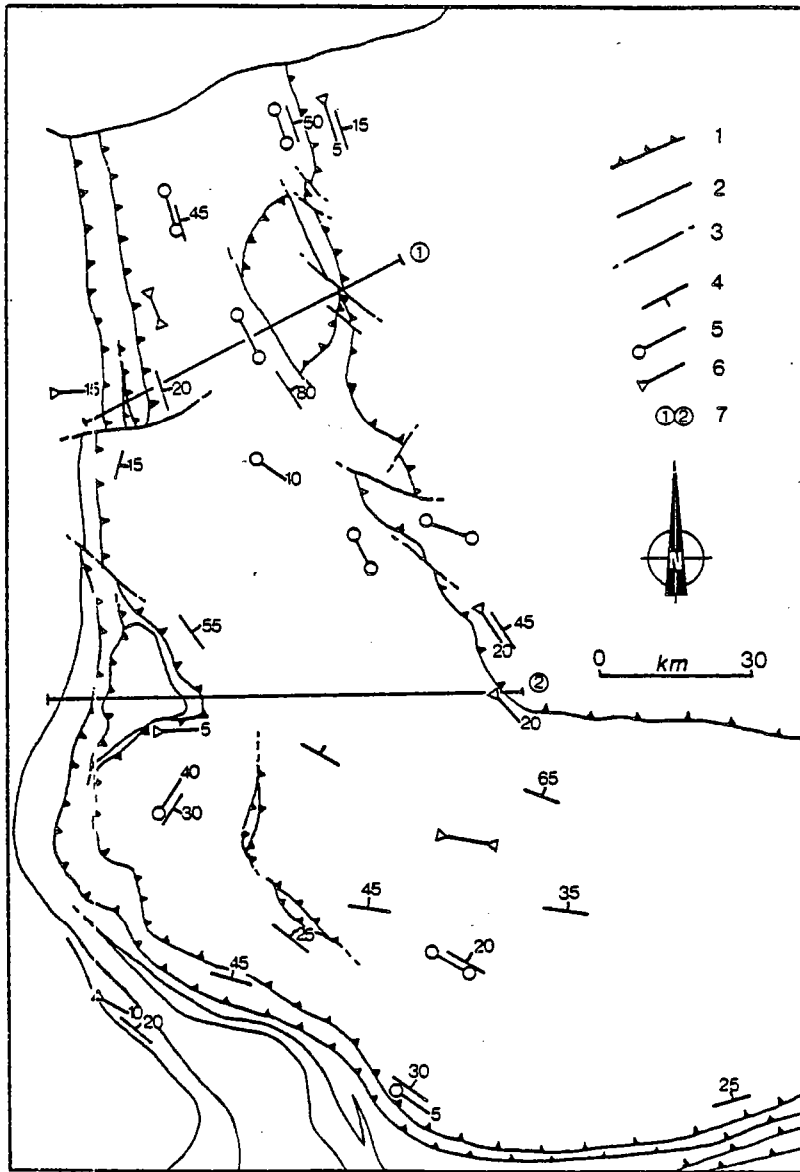


Figure 19 - Cartes des principales structures de phase 2. Deux valeurs sont extraites d'Eskola (1952). Voir également Sahama (1935) et Eskola (1952). 1 - contact chevauchant, 2 - limite géologique ou contact de nature indéterminé, 3 - faille, 4 - plan de foliation, 5 - linéation minérale, 6 - axe de pli, 7 - localisation des coupes de la figures 18.

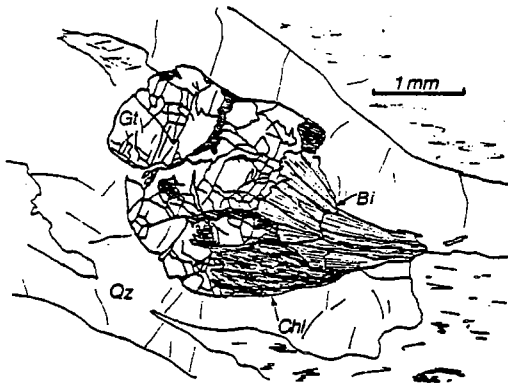
#### La foliation

La foliation S2 est toujours parallèle à la courbure de l'arc des granulites. Cette virgation est vraisemblablement originelle, car il n'y a pas à notre connaissance de déformation postérieure liée à une éventuelle arcature. Cette virgation progressive des structures de phase 2 est également observable dans les formations gneissiques du craton d'Inari. Le pendage de cette structure planaire est sauf exception orienté vers l'Est. Son intensité varie graduellement depuis l'Ouest (ceinture de la Tana et base de la ceinture granulitique) où les valeurs du pendage s'éche-

lonnent de 0° à 45° E (30° E en moyenne), jusqu'à la bordure interne de l'arc où les pendages sont de l'ordre de 45° à 60° E au Nord (structure de Kevo) et de l'ordre de 80° à 90° E dans la région d'Inari.

Le développement de cette foliation est inhomogène. En effet, elle est particulièrement marquée sur la bordure externe de l'arc, au contact de la ceinture de la Tana (texture flaser généralement et parfois mylonitique), et dans la partie nord de la ceinture où la foliation de type mylonitique est liée à la proximité de la nappe de socle (structure de Kevo). A l'inverse dans la partie centrale de la ceinture (Ivalo, Inari) elle est nettement moins marquée et les plis de phase 2 sont plus nets. Voir planches 5 et 6.

Les recristallisations métamorphiques synchrones du développement de la foliation S2 correspondent aux conditions paroxysmales du métamorphisme granulitique d'une part, mais également à des conditions légèrement rétrogrades marquées en particulier par une réhydratation (biotite secondaire aux dépens des grenats) (fig. 20).



A ce stade, la foliation S2 se moule très fortement sur les grenats qui subissent une rotation et entraîne dans certains cas la déformation de minéraux comme la sillimanite, par exemple (Pl. 5).

Le passage de la foliation S1 à la foliation S2 se fait en synchronisme avec l'apparition du faciès granulite. Ceci est visible à partir de l'observation des rapports entre les deux foliations et le développement des grenats.

#### Les plis et cisaillements

Figure 20 - Développement de biotite aux dépens du grenat, dans l'ombre de pression de ce dernier en fin de phase 2. La chlorite est tardive. Ech. 1/302.

Les plis de phase 2 peuvent être des plis synfoliaux ou non, selon l'intensité du développement de la foliation. Ils sont en général de taille modeste, d'ordre décimétrique à métrique. Très fréquemment, ces plis sont associés à des cisaillements inverses et plusieurs cas de figures ont pu être observés (Fig. 21) :

- dans les zones très structurées où la foliation est très fortement développée, existent des plis synfoliaux seuls ou associés à des shear-zones inverses ; ce type de pli a toujours des charnières répétées et très aiguës ; les cisaillements peuvent soit simplement recouper la charnière soit laminer le flanc inverse du pli ; les axes de ces plis sont parallèles à la linéation L2 ;
- des plis seuls sans foliation de plan axial ni cisaillement associé, correspondant à un plissement plus souple que dans le cas précédent (charnières moins aiguës) et localisés à la partie centrale de l'arc ; tous les intermédiaires avec le cas précédent ont été observés ;
- des cisaillements inverses sans plis associés.

Le développement de l'un ou de l'autre type de structure est fonction - de l'intensité de la déformation (base de nappe) et - de l'anisotropie originelle du matériel affecté par la déformation (fig. 22). Nous verrons également plus loin que la pression partielle d'eau peut avoir une grande importance.

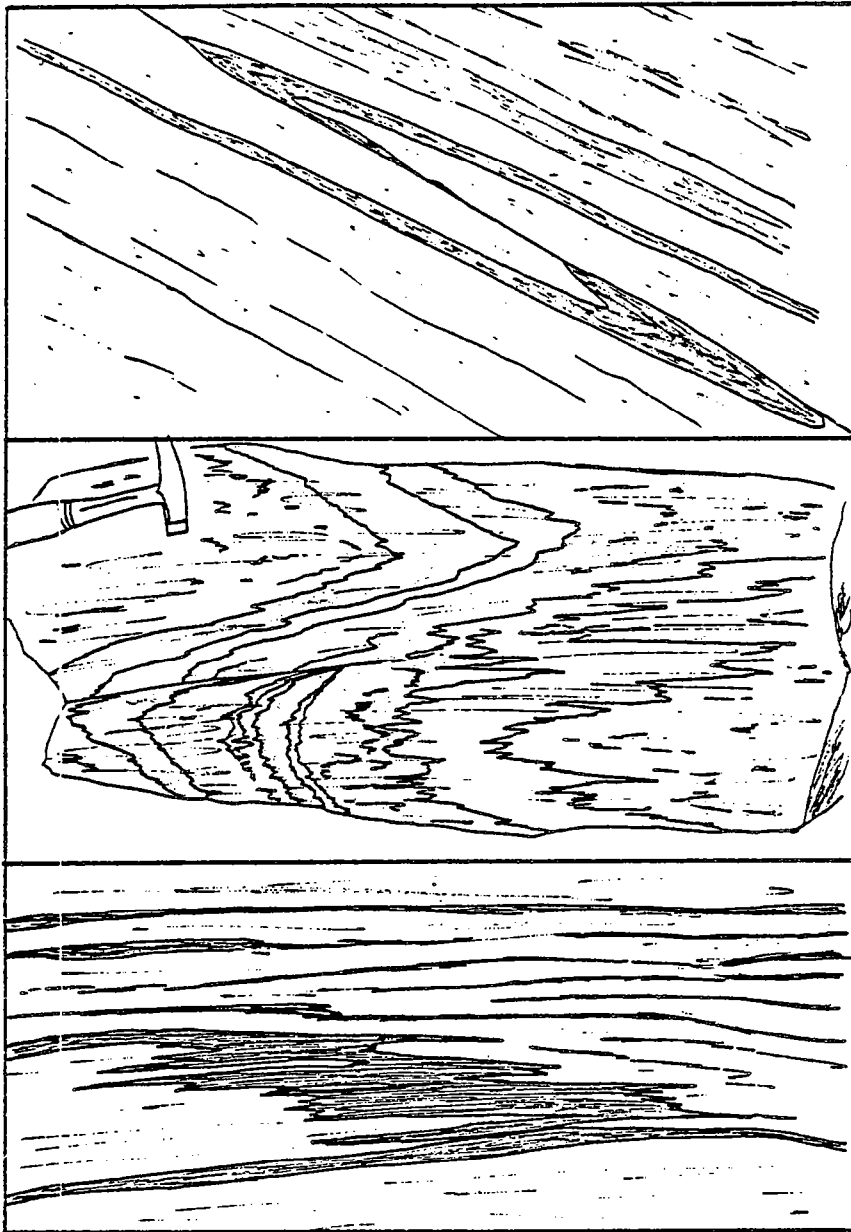


Figure 21 - Structures de phase 2. Différents types de plis associés à des cisaillements inverses. Vallée de la Tana, à la hauteur de Outakoski.

#### La déformation liée au massif de Vaskojoki

Le massif anorthositique de Vaskojoki, intrusif dans les formations de la ceinture de la Tana, induit des perturbations locales dans l'orientation des structures de phase 2. La structure de ce massif a été décrite par Moreau (1980) qui a montré qu'elle correspondait à un dôme déversé vers l'Ouest. Localement les formations de la ceinture des granulites reposent tectoniquement sur les anorthosites. Ceci montre le caractère tectonique du contact entre les formations de la Tana et celle de la ceinture des granulites.

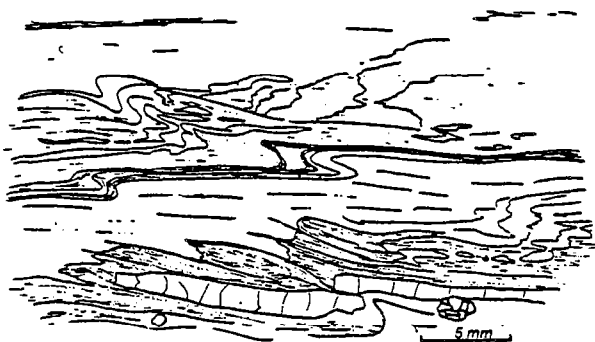


Figure 22 - Développement de plis ou cisaillements inverses en fonction de la nature du matériel affecté. Niveau quartzo-feldspathiques (blanc), niveaux à sillimanite, grenat et biotite (grisé), quartzite (hachures larges).

Les structures de phase 2 qui sont dans cette région normalement orientées N - S, changent de direction et se moulent sur le massif. Ce phénomène s'observe très bien sur le contact sud. La déformation possède toujours les mêmes caractères, notamment la présence de plis déversés à charnière aigue" associés à des shear-zones inverses ; cependant, les axes de ces plis sont orientés N - 100° E. Le massif de Vaskojoki joue donc le rôle d'un môle lors de la déformation de phase 2.

#### LA TROISIEME PHASE

Cette troisième phase, qu'on ne voit nulle part responsable de structure d'échelle cartographique, est une phase en distension et correspond à une déformation discontinue de type gravitaire, se manifestant par des failles normales ductiles syngranulitiques. Elle est pénécotemporaine de l'anatexie qui se développe après la mise en place de ces failles. En effet nous avons pu observer une telle faille ductile en relique (schlieren) dans des diatexites (route Inari- Kittilä).

Ces failles ductiles sont de tailles diverses : petits cisaillements de l'ordre du mètre, ou failles importantes visibles sur des fronts de taille de plusieurs dizaines de mètres de hauteur, comme dans les remarquables affleurements de la carrière de l'aéroport d'Ivalo. Leur pendage est systématiquement orienté vers l'Est et traduit ainsi un allongement perpendiculaire à l'arc des granulites. Elles ont une forme sigmoïde et se parallélisent à leurs extrémités à la foliation S2 qu'elles affectent et dont la réutilisation locale est manifeste. Au plan de faille est associé une nouvelle foliation S3 liée à des recristallisations en climat granulitique. Les plans de faille sont généralement tapissés de petits cristaux de sillimanite et de biotite. A l'échelle de la lame mince on voit le développement d'une texture de type flaser : la taille du grain est réduite, les quartz prennent une forme en plaquette et les grenats sont auréolés d'une mince pellicule de biotite rétro-morphique (fig. 23).

Cette phase de déformation est la dernière phase synchrone du métamorphisme granulitique. La migmatisation qui suit cette phase de distension, a lieu en climat statique et clôture l'évolution majeure de la ceinture des granulites.

#### LES PHASES TARDIVES

Plusieurs phases tardives, postgranulitiques, ont affecté la ceinture des granulites et la ceinture de la Tana (voir notamment Wright et al. , 1978). Sans entrer dans les détails, citons :

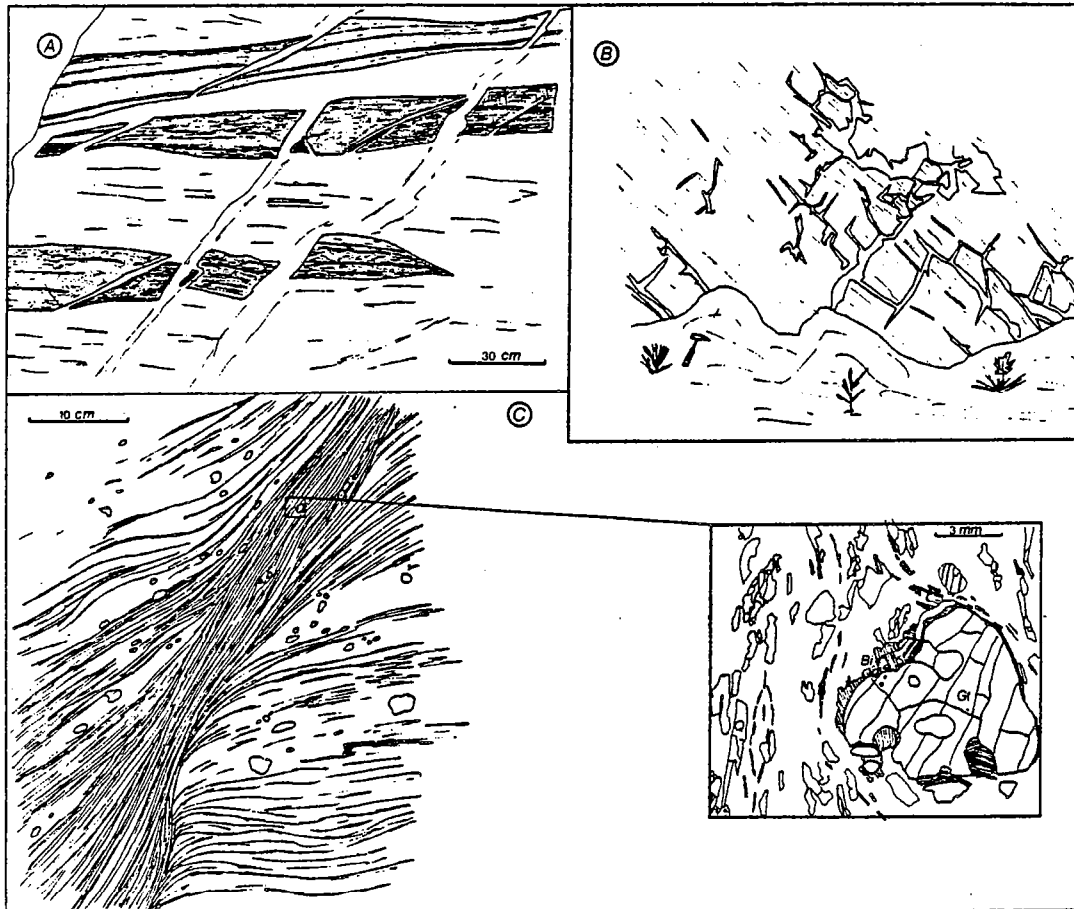


Figure 23 - Différents types de structures liés à la phase 3.

A - niveaux basiques tronçonnés par des failles normales injectées de mobilisats (Craton d'Inari). Vallée de la Tana en amont d'Utsjoki.

B - Réseau de diaclases injectées de matériel de composition tonalitique. Même localisation.

C - Faille ductile normale et détail de la foliation S3 montrant le développement de quartz en plaquettes ; la matrice très fine a été laissée en blanc. Ivalo, carrière de l'aéroport. Voir également planche 6.

- une première phase matérialisée, à petite échelle, par la présence d'une linéation de glissement orientée NE-SW et contenue dans les plans d'anisotropie antérieure (S2) réutilisés lors de cette phase.

- une seconde phase correspondant à la mise en place de grands accidents associés ou non à des mylonites (Karigasniemi) ou à des pseudotachylites (Riutula).

#### LES DOMAINES ARCHEENS ADJACENTS

Les phases majeures de déformations liées à l'évolution de la ceinture des granulites et de la ceinture de la Tana ont affecté de façon très irrégulière les formations archéennes adjacentes.

#### LE CRATON D'INARI

La phase majeure en compression restructure profondément les formations archéennes du

craton d'Inari. La déformation possède les mêmes caractères, à savoir des plis associés à des cisaillements inverses. Néanmoins le style de la déformation est nettement plus souple et en particulier les charnières de plis qui ne présentent pas de foliation de plan axial, sont arrondies et des disharmonies entre niveaux de compétence différente sont beaucoup plus accusées (Pl. 4). Nous pensons que ceci est à relier à une plus forte pression partielle d'eau (les conditions de métamorphisme étant celles du faciès amphibolite de haut degré). Le matériel plus proche des conditions de l'anatexie possède une viscosité plus faible (plissement de flux).

L'observation de certains massifs d'orthoigneiss jalonnant le contact entre ce craton et la ceinture des granulites montre le caractère très inhomogène de cette déformation. En effet, des zones relativement peu déformées, caractérisées par le développement de plis associés aux cisaillements inverses, côtoient des zones presque totalement restructurées dans lesquelles apparaît un nouveau litage tectono-métamorphique transposé (Pl. 4).

La reprise des formations du craton d'Inari se fait sentir très loin de l'arc des granulites. En Norvège, à l'Est de Polmak, la restructuration liée à cette phase P2 est quasi-totale.

La phase P3 en distention est également visible dans les formations du socle d'Inari. Elle se manifeste tantôt par la mise en place de failles normales ductiles identiques à celles du domaine structural sous-jacent, tantôt par des plis souples de type gravitaire, à axe courbe et à déversement vers l'Est.

Enfin, nous avons mis en évidence des plis asymétriques, hectométriques à kilométriques, à déversement NE, correspondant à une phase tardive et probablement responsable d'importantes rétro-morphoses locales (ceinture de Nellimö).

#### LE CRATON DE LAPONIE MERIDIONALE

Les structures liées à la phase 2 sont peu nettes dans ce domaine, excepté sur une frange au contact de la ceinture de la Tana. La structure de cet ensemble est en fait assez mal connue.

Comme nous l'avons signalé précédemment, les formations volcano-sédimentaires de la région de Ivalon Matti sont affectées par la phase majeure de déformation (P 2). Celle-ci se traduit par le développement d'une schistosité associée à des paragenèses épimétamorphiques (du début du faciès amphibolite), et par la mise en place de plis synfoliaux localement associés à des cisaillements inverses. La phase P3 en distension n'a pas été observée dans ces formations. La phase P2 est apparemment la seule phase affectant ces roches. Nous pensons pour cette raison qu'elles correspondent à des séries volcano-sédimentaires d'âge karélien, à peu près synchrones des formations de la ceinture des granulites mais mises en place dans un environnement différent.

#### CONCLUSION

Les données de l'étude structurale montrent que la déformation dans la ceinture des granulites et la ceinture de la Tana résulte d'un grand chevauchement crustal dirigé globalement du NE vers le SW et synchrone du métamorphisme granulitique. Il est responsable de la superposition du craton d'Inari sur le craton de Laponie méridionale. La ceinture des granulites et la ceinture de la Tana jalonnent la zone de chevauchement et en sont la suture. Au SE, dans la Péninsule de Kola (entre Imandra et Kandalaksha) ces deux ceintures sont absentes (von Gaertner, 1962 ; Bel'iaev, 1978) et les deux domaines archéens sont probablement en contact direct (fig. 4). Les récentes

données des auteurs soviétiques (Kratz, 1978) et leur interprétation concordent avec l'existence d'un grand chevauchement crustal. Celui-ci, selon ces mêmes auteurs limiterait le bloc de Kola au Nord de la zone bélomoride au Sud. Nos propres observations montrent l'importance de la reprise des formations archéennes du domaine chevauchant (craton d'Inari - Kola). Les données sismiques de ces auteurs (ibid.) montrent l'existence de réflecteurs plats dans les gneiss archéens et ceux-ci se retrouvent tout au long de la chaîne bélomoride.

Ce chevauchement s'est effectué en deux étapes et trois phases majeures de déformation.

La première étape en compression comprend deux phases tectoniques. Une phase P1 matérialisée uniquement par une foliation S1 associée à des paragenèses de faciès amphibolite de haut degré (notamment : biotite + sillimanite + quartz). Cette foliation primaire a été observée dans tous les types lithologiques, exceptés ceux de la suite charnockitique.

La phase P2 correspond dans les deux ceintures au développement de plis synfoliaux associés ou non à des cisaillements inverses. La foliation S2 est particulièrement développée à la base de la nappe granulitique (bordure externe de l'arc) et à son sommet sous la nappe de socle (Kevo) et se matérialise à l'échelle microscopique par des textures généralement de type flaser et localement de type mylonitique. Le craton d'Inari représente le domaine chevauchant et est intensément restructuré par cette phase. Les structures sont identiques aux précédentes, cependant le style de pli est plus souple (charnières arrondies et disharmonies) que dans le cas des granulites (charnières aiguës). Ceci est sans doute le fait d'un matériel moins visqueux (plis de flux) lié à une pression partielle d'eau plus importante. On notera que ce caractère plus souple se retrouve localement dans la ceinture des granulites (région d'Inari). Les plis isoclinaux (P2) associés aux cisaillements inverses provoquent dans ce craton un important raccourcissement et épaissement crustal. Le craton de Laponie méridionale, représentant le domaine chevauché n'est que très peu affecté par cette phase de déformation.

Cette phase 2 est synchrone de l'apparition du faciès granulite.

La seconde étape, en distension, correspond à la phase de relaxation des contraintes après le chevauchement. Elle se manifeste différemment selon les formations qu'elle affecte (vraisemblablement en fonction de  $P_{H_2O}$ ) :

- dans le domaine granulitique, failles normales ductiles à pendage et généralement avec développement d'une nouvelle foliation S3 dans le plan de faille ;
- dans le domaine de faciès amphibolite, soit par des failles ductiles normales avec fréquemment un plan de faille injecté de mobilisats, soit des plis gravitaires à déversement est.
- L'anatexie clôture l'évolution tectonique de cet ensemble et se développe en climat statique.
- Des phases tardives, post-granulitiques, se sont surimposées aux structures antérieures.

## REGARD COMPARATIF SUR D'AUTRES DOMAINES GRANULITIQUES

Les principales caractéristiques des deux ceintures protérozoïques de Laponie, leurs relations mutuelles ainsi que leurs rapports avec les domaines archéens environnants, permettent dès à présent de répondre à quelques unes des questions que nous nous étions posées au départ et d'en faire ressortir les originalités par comparaison avec des ceintures analogues.

### LA ZONATION

Le premier point à souligner est la zonation de la croûte précambrienne de Laponie. En effet, on remarquera qu'il existe une symétrie chronologique associée à une asymétrie lithologique et tectonique. Ceci est important à plusieurs égards :

- la symétrie chronologique montre l'existence d'une zone d'activité d'âge protérozoïque au sein d'un domaine d'âge archéen. Ceci débouche évidemment sur la notion de zone mobile.
- l'asymétrie lithologique résulte de la présence de deux ceintures de nature différente, la ceinture de la Tana d'origine volcanique, et la ceinture des granulites d'origine sédimentaire. Ceci est un trait extrêmement important par sa singularité et par ses implications. En effet, il n'existe pas à notre connaissance d'autre ceinture granulitique présentant cette association. Nous verrons à partir de la reconstitution géochimique des séries originelles la signification de cette association.
- L'asymétrie tectonique (déformation et réactivation intenses du socle nord, plus faibles pour le socle sud) montre que la déformation a une polarité liée à de grands chevauchements. Il existe donc bien des témoins d'une importance tectonique tangentielle, d'échelle crustale, dans certaines ceintures granulitiques.

### LA ZONE MOBILE

- La zonation chronologique conduit immédiatement à envisager l'existence d'une zone d'activité crustale d'âge protérozoïque à l'intérieur d'un domaine continental archéen. L'assimilation de la ceinture de la Tana et de la ceinture des granulites à une zone mobile est parfaitement justifiée :
  - morphologiquement, par leur allongement par rapport à leur largeur restreinte,
  - lithologiquement, par l'expression d'une activité volcanique (calco-alcaline et tholéitique), sédimentaire (sédiments détritiques) et plutonique (calco-alcaline et tholéitique),
  - tectoniquement, par le développement d'une activité tectonique en compression avec raccourcissement et épaissement crustal.
- La réactivation structurale et isotopique (Rb/Sr) du craton d'Inari, l'existence d'une sédimentation terrigène ainsi que le développement d'une activité volcanique et plutonique (en particulier tholéitique) montrent clairement qu'il y a non seulement destruction de plaque, mais également accréation continentale.
- Par extension, l'âge et la signification de la chaîne bélomoride deviennent plus clairs. Les Béломоридes correspondent à une zone mobile d'âge protérozoïque inférieur (~ 2.0 Ga) caractérisée par une intense activité infra- et supracrustale. Cette chaîne résulte d'une collision entre deux blocs continentaux archéens, le bloc de Kola au Nord et le bloc de Finlande centrale au Sud. La position géotectonique de cette chaîne devra être précisée à partir de l'étude des formations supracrustales : s'agit-il d'un environnement intracontinental ou y a-t-il eu océanisation ?



De nombreux exemples de ceintures granulitiques archéennes et protérozoïques ont été décrits. Certaines d'entre elles ont été relativement bien étudiées et présentent des caractéristiques originales. Nous comparerons leurs caractères et les interprétations qui en sont données à ceux de la ceinture des granulites de Laponie. Nous regarderons successivement la ceinture du Limpopo, celles de Ceylan et du Sud de l'Inde.

#### LA CEINTURE DU LIMPOPO

La description que nous en donnerons est extraite de Mason (1973) et Coward et al. (1976). L'interprétation sera celle de Coward (1980), proche de celle de Barton et Key (1981).

##### Description

La ceinture du Limpopo est une zone comprenant des roches archéennes déformées de façon complexe et des roches de faciès granulite. Elle sépare le craton de Rhodésie au Nord du craton du Kaapvaal au Sud. Elle se divise en deux zones marginales (formées de granites-gneiss et roches vertes repris et de granulites) qui encadrent une zone centrale formée de roches archéennes reprises et de métasédiments (Messina formation). Ces derniers sont attribués soit aux ceintures de roches vertes du craton rhodésien (Coward et al., 1976) soit à un aulacogène indépendant (Barton et Key, 1981).

La structure de la ceinture du Limpopo est relativement complexe et résulte de la superposition de deux grands événements tectoniques (phases F2 et F3 d'une part, phase F4 d'autre part). Antérieurement à ces mouvements tectoniques, une première phase de déformation affecte les ceintures de roches vertes du craton rhodésien (F1).

Sur la base de l'orientation des structures planaires et linéaires, Coward (1980) distingue quatre grands domaines caractérisés par différents types de mouvements (fig. 24).

Un domaine 1 formé de granites-gneiss et de ceintures de roches vertes, correspondant au craton de Rhodésie. La première phase (F1) de déformation observée dans les ceintures s'est développée dans un niveau crustal superficiel et se manifeste par des grands plis, parfois en nappe (Selukwe), ou localement par un léger aplatissement (Tati), mais il n'y a pas de fabrique pénétrative. Ce domaine se caractérise par une structure typique associée à la mise en place de la zone mobile : foliation arquée associée à des structures linéaires d'orientation constante (phase F2) et résultant d'un mouvement relatif du craton rhodésien vers le SW, obliquement par rapport à l'orientation générale de la ceinture. Ce mouvement provoque un raccourcissement crustal au SW et un cisaillement simple au SE. La phase F4 de déformation est restreinte à une zone étroite (empruntée par la suite par le Grand Dyke) et se caractérise par des plis serrés avec localement une fabrique de plan axial et par des shear-zones associées à des mylonites.

Un domaine 2 limité aux roches de faciès granulite. La déformation (F2 + F3) est généralement faible et se concentre dans des zones étroites correspondant à des cisaillements ; la limite nord de ce domaine est marquée par une zone de cisaillements intenses faiblement inclinée vers le Sud et induisant un chevauchement des granulites sur le craton de Rhodésie ; le déplacement horizontal est estimé à 27 km et le déplacement vertical à 25 km (James, 1975). La phase F2 est postérieure au développement du faciès granulite. Le domaine 4 situé au Sud de la zone mobile est

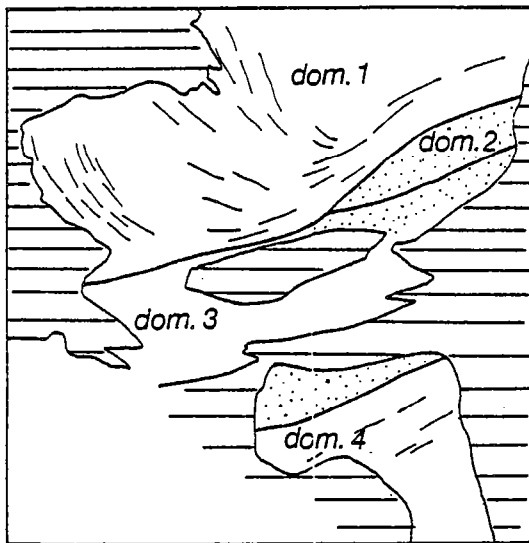


Figure 24 - Domaines tectoniques définis dans la ceinture du Limpopo et le craton de Rhodésie. Carte simplifiée extraite de: Coward (1980).

également formé de roches de faciès granulite et a un allongement parallèle au domaine 2.

Le domaine 3 est marqué essentiellement par la déformation F4. Il est limité au Nord par une importante zone de cisaillement, faiblement pentée à l'Est mais très redressée à l'Ouest ; la fabrique linéaire est toujours horizontale et orientée E-W. A l'intérieur de ce domaine des plis sont associés à cette déformation ; ils s'intensifient vers le Sud et dans la région de Messina ils sont isoclinaux ; leur plan axial orienté approximativement N-S se parallélise progressivement à la zone de cisaillement. Ces structures sont associées à un mouvement relatif du domaine 3 vers le SW, de façon oblique par rapport à l'allongement de la zone mobile.

#### Interprétation

Coward (1980) pense que le pendage des zones de cisaillement est fonction du domaine structural dans lequel elles se mettent en place, dans les niveaux profonds (faciès amphibolite et granulite) la fabrique planaire est horizontale et se redresse fortement dans les niveaux superficiels (faciès schiste vert). Il suggère que les différents types de fabrique observés résultent d'un même processus, et que les shear-zones limitant craton et zone mobile, ou limitant des blocs à l'intérieur de la zone mobile, correspondent à trois cas de figure :

- shear-zones faiblement inclinées avec chevauchement des niveaux supérieurs, le contact dans ce cas est un plan de chevauchement;
- shear-zones plus fortement inclinées avec coulissage, le contact dans ce cas est un décrochement,
- shear-zones qui s'amortissent et induisent un raccourcissement et un épaissement dans les niveaux surincombants.

Coward (1980) considère que ces zones de cisaillement formées en domaine intracratonique résultent d'une collision oblique de plaques. Ces zones plates ou faiblement inclinées correspondraient à des zones de désolidarisation (decoupling zones) entre la croûte et la lithosphère inférieure. Cependant, elles ne représenteraient pas une suture, mais se seraient développées à une distance importante de la marge de la plaque.

#### "HIGHLAND SERIES" ET "SOUTH-WESTERN GROUP" (CEYLAN)

Les éléments de la géologie de Ceylan présentés ici sont extraits principalement de Cooray (1962, 1978), Katz (1971, 1977), Berger et Jayasinghe (1976).

Ceylan est formé de deux ensembles précambriens :

- un domaine de faciès granulite constitué de métasédiments et charnockites, subdivisé en deux groupes ("Highland series" et "South-western group"), encadré au Nord et au Sud par
- un complexe de granito-gneiss, amphibolites et rares roches supracrustales (Vijayan Complex).

Malgré d'abondants travaux, de nombreuses inconnues subsistent encore, en particulier quant aux

relations chronologiques entre ces deux ensembles : les formations du Vijayan Complex sont-elles plus anciennes que celles du domaine granulitique (Katz, 1971) ou sont-elles plus récentes (Berger et Jayasinghe, 1976) ? Compte tenu du fait que les arguments avancés par les derniers auteurs sont sujets à caution, et compte tenu de la proximité et de la forte analogie entre Ceylan et la partie Sud de l'Inde (craton de Karnataka et ceinture granulitique de Madras) nous opterons pour la première hypothèse (antériorité du Vijayan Complex par rapport aux granulites) qui semble la plus raisonnable.

#### Associations lithologiques

Le faciès granulite recouvre deux ensembles lithologiques distincts d'origine métasédimentaire. Nous n'en donnerons qu'une description succincte car il n'existe pas d'étude pétrographique et géochimique approfondie de ces formations.

South-western group - Il se localise à la partie SW de l'île de Ceylan et a une direction d'extension N-S. Certains auteurs (Holmes, 1955 et Katz, 1977) considèrent que cet ensemble se poursuit en Inde dans le district de Kerala ("Kerala aulacogène" de Katz). Il se caractérise par une association de gneiss à grenat, gneiss à sillimanite-grenat avec de minces niveaux de quartzites et de roches à silicates caléiques. Cette association lithologique est interprétée par Katz (1971) comme une série détritique géosynclinale de type grauwacke-shale. Les niveaux de charnockites intercalés dans la série métasédimentaire sont interprétés comme des métavolcanites.

Highland series - Cet ensemble s'étend en direction SW-NE depuis le South-western group jusqu'à la côte orientale de l'île. L'association lithologique de ce domaine est très différente de celle du domaine précédent et se caractérise par l'association de marbres, quartzites, gneiss à sillimanite-grenat, et gneiss à grenat-biotite. Cet ensemble est interprété comme une association de plate-forme continentale. Les charnockites sont considérées comme des métavolcanites.

#### Structure

La nature des déformations dans les différents ensembles et les relations mutuelles de ces derniers sont assez mal connues. Selon Katz (1977), les formations granulitiques des Highland series sont limitées du Vijayan Complex par deux linéaments majeurs. Une étude de Berger et Jayasinghe (1976) permet d'avoir une bonne idée des différentes phases de déformation dans les Highland series. Ces auteurs distinguent :

- une première phase majeure (D2) synchrone du paroxysme granulitique et datée à environ 2.17 Ga ; cette phase est responsable du développement d'une foliation et d'une linéation et affecte une structure planaire antérieure composite SO-S1 (D1) ; les plis associés à cette phase sont synfoliaux et généralement de petite taille, il existe cependant des plis couchés de très grande ampleur (Cooray, 1978) ; Berger et Jayasinghe interprètent cette phase comme résultant d'une importante tectonique tangentielle ;
- une seconde phase de déformation (D3) marquée par des plis de grande taille généralement verticaux mais localement déversés ou couchés ; cette phase est datée à 1.25-1.30 Ga.

#### Interprétation

Un modèle intégrant les formations granulitiques de Ceylan à celles du Sud de l'Inde a

été proposé par Katz (1977). Compte tenu des associations lithologiques de ces différentes ceintures, caractérisées par des sédiments déposés sous faible tranche d'eau, soit sur une plate-forme continentale, soit dans un bassin intracratonique, et compte tenu de la présence d'accidents importants en cisaillement, cet auteur assimile les ceintures des Highland Series à Ceylan, de Salem et Madurai aux Indes, à des aulacogènes. Ceux-ci correspondraient à des bassins intracratoniques développés en deux stades : un stade en distention induirait une subsidence progressive donnant lieu au dépôt de sédiments de type plate-forme et serait suivi d'un second stade de cisaillement (transform stage), donnant à l'aulacogène un caractère de zone transformante.

#### PRINCIPAUX TYPES DE CEINTURES GRANULITIQUES PROTEROZOIQUES

Des quelques éléments de comparaison donnés ci-dessus, il est aisé de constater qu'en dépit d'une apparente similitude (gisement linéaire et métamorphisme de faciès granulite), chacune de ces ceintures possède des caractères originaux et ne peuvent pour cette raison être a priori confondues. Au contraire, nous pensons qu'il convient de distinguer deux types géotectoniques extrêmes et un type intermédiaire.

**Zone mobile granulitique intracontinentale.** Elle correspond à la reprise de formations plus anciennes ("plate destruction" ou "ensialic orogen" de Kröner, 1977). Elle est représentée en particulier par la ceinture du Limpopo. Quels que soient les modèles proposés pour son interprétation (Williams, 1977 ; Kröner, 1977, 1980 ; Coward, 1980 ; Barton et Key, 1981), cette ceinture peut être considérée comme une zone mobile intracontinentale. D'autres ceintures de même type pourraient être celles de Pikwitonei (Ermanovics et Davidson, 1976) et Kapuskasing (Goodwing et al., 1972 cités par Katz, 1976b) au Canada. Le Grenville pourrait être classé dans cette catégorie (voir Baer, 1981). Enfin, ce type de ceinture pourrait avoir comme équivalents dans un degré de métamorphisme différent les ceintures mobiles Nagssugtoquidiennne et Kétilidienne du Groënland (Bridgwater et al., 1973).

**Zone mobile granulitique en marge continentale.** Elle se caractérise par une activité volcanique de type marge active et par une activité sédimentaire de type géosynclinal. Plusieurs illustrations peuvent être données pour ce type de ceinture. Des exemples récents ont été décrits soit dans un environnement d'arc insulaire comme en Afganistan (Windley, 1981), soit dans un cadre de type cordillère comme dans les chaînes côtières de Colombie britannique (Hollister, 1975). A l'opposé, des exemples anciens sont connus au Protérozoïque inférieur. Tel est le cas de la ceinture transamazonienne en Amérique du Sud, ou celui (mais sans métamorphisme de faciès granulite) du Coronation Geosyncline au NW du Canada, considéré comme une marge continentale avec aulacogènes associées (Hoffman, 1973). L'appartenance des formations granulitiques (Highland Series et Southwestern Belt) de Ceylan (Cooray, 1962, 1978 ; Katz, 1971 ; Berger et Jayasinghe, 1976) n'est pas claire. Selon Katz (1977) interprétant l'ensemble en terme d'aulacogènes, ces ceintures granulitiques pourraient s'apparenter au premier type (intracontinental). Cependant, lorsque l'on examine la lithologie des différentes séries (Highland Series de nature épicontinentale, Southwestern Belt nettement géosynclinale), leur position relative (fig. 25) et leur extension (la Southwestern Belt se prolongerait en Inde dans le district de Kerala, selon Katz (1977), l'analogie avec le Coronation Geosyncline devient frappante. Nous maintiendrons donc les granulites de Ceylan dans cette catégorie.

**Zone mobile granulitique de type intermédiaire.** Ce type intermédiaire pourrait se ranger sous les récents concepts "d'océan ensialique" (Celal Sengör et Monod, 1980), et rejoindre les interprétations

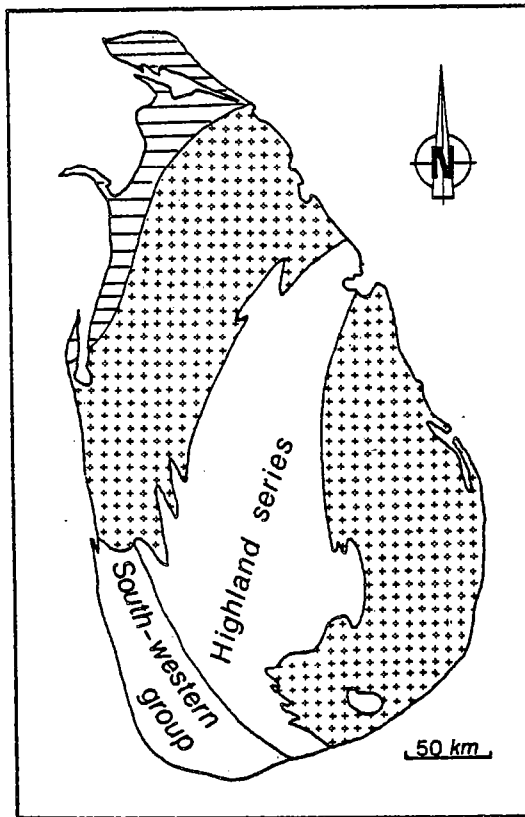


Figure 25 - Domaines de faciès granulite (blanc) et domaine granito-gneissiques (croix). Sont représentées les limites du faciès granulite. Les formations lithologiques peuvent se poursuivre localement dans le complexe granito-gneissique (Cooray, 1962). Carte d'après Katz (1971) et Cooray (1978).

géodynamiques de Bébien et al., (1980) sur le Trias de Méditerranée orientale. Une illustration de ce type intermédiaire mais sans métamorphisme de faciès granulite pourrait être le fossé du Labrador (Dimroth, 1981). Nous pensons que les granulites des îles Lofoten, bien qu'étant jusqu'à présent considérées comme formées dans un environnement de marge active (Krogh, 1977 ; Griffin et al., 1978), pourraient être du type intermédiaire. En effet - Krogh (1977) envisage l'intervention d'importants mouvements verticaux pour la formation de ces bassins volcaniques ; - il n'existe pas de sédimentation terrigène, mais tous les sédiments se sont déposés dans des bassins fermés (importantes précipitations chimiques) ; et - les formations volcaniques sont essentiellement de nature calco-alkaline (basalte à rhyolites) et représentées notamment par des andésites potassiques.

A partir des données acquises dans les précédents chapitres, la ceinture des granulites de Laponie et la ceinture de la Tana peuvent être classées dans les zones mobiles de type marge active, ou dans celles de type intermédiaire.

Dès à présent se dessine une certaine parenté entre les ceintures granulitiques d'âge protérozoïque et d'autres ceintures de même âge mais beaucoup moins métamorphiques (faciès schiste vert à amphibolite).

## LA SUITE KHONDALITIQUE : UNE SERIE DETRITIQUE DE TYPE FLYSCH

Résumé - La suite khondalitique est constituée, en proportions approximativement égales de gneiss à sillimanite-grenat (métashales) et de gneiss à grenat (métagrauwackes), dans lesquels sont interstratifiés des niveaux discontinus de gneiss riches en quartz (métagrès), de gneiss à silicates calciques (métasilt carbonaté) et de métavolcanites intermédiaires et acides.

Les caractères géochimiques (éléments majeurs et éléments traces, à l'exception des incompatibles) suggèrent que cet ensemble correspondait à une série détritique de type grauwacke-shale (turbidites). Les sédiments clastiques relativement matures, résultaient de l'altération d'une croûte continentale et, en moindre proportion, d'une activité volcanique contemporaine. Les concentrations en alcalins suggèrent que cette croûte devait être riche en roches granitiques.

Compte tenu de l'environnement géologique et des faciès lithologiques de la suite khondalitique, nous ré-interprétons la ceinture des granulites de Laponie comme une ceinture métasédimentaire de type flysch.

### INTRODUCTION

#### RAPPELS

La suite khondalitique représente environ 80 % des affleurements de la ceinture des granulites. Elle est constituée de deux groupes pétrographiques majeurs représentés en proportions approximativement égales : - des gneiss à sillimanite-grenat et - des gneiss à grenat. Dans ces deux types sont interstratifiés des niveaux lenticulaires de gneiss à grenat riches en quartz, de roches à silicates calciques et de gneiss à plagioclase-biotite-grenat. Leurs compositions minéralogiques et une estimation grossière de leurs proportions relatives sont résumées dans le tableau 7.

Nous avons vu en outre que les données analytiques brutes relatives à chacun des termes pétrographiques montraient nettement l'affinité sédimentaire de l'ensemble de cette suite khondalitique (voir p. 29).

#### DONNEES ANALYTIQUES

Environ une centaine d'échantillons indemnes de toute trace d'anatexie et représentatifs des différents types pétrographiques identifiés dans la suite khondalitique ont été analysés à l'Université de Nancy pour les éléments majeurs. Un dosage des éléments traces a été effectué à l'Université de Rennes pour la moitié d'entre eux environ. A ces données ont été ajoutées des analyses extraites de la littérature : 7 analyses d'Escola (1952) et 5 de Meriläinen (1976).

L'ensemble de ces données analytiques et les renseignements afférents sont rassemblés en annexe.

#### TRAITEMENT ET INTERPRETATION DES DONNEES ANALYTIQUES

Notre but présentement, est de reconstituer la série originelle, protolithe de la suite khondalitique, et par voie de conséquence de remonter au paléo-environnement dans laquelle cette série s'est déposée. Cette recherche ne peut évidemment se faire que sur la base du principe des causes actuelles.

Types pétrographiques (abondance relative entre parenthèse)		Minéraux essentiels	Minéraux accessoires
Gneiss à (45 %) sillimanite-grenat		quartz-perthite-grenat-sillimanite (plagioclase-biotite)	rutile zircon graphite ilménite spinel sulfure magnétite
Gneiss à Grenat	gneiss riches en feldspath potassique (30 %)	(1) quartz-perthite-plagioclase-grenat (biotite-sillimanite)	
	gneiss riches en plagioclase (23 %)	(2) quartz-plagioclase-K-feldspath-grenat (biotite-sillimanite)	
	gneiss riches en feldspaths alcalins (weisstein) (0.1 %)	quartz-perthite-plagioclase	
	gneiss riches en quartz (0.5 %)	(1) quartz-perthite-plagioclase-grenat (biotite) (2) quartz-plagioclase-grenat (biotite)	rutile zircon graphite ilménite sillimanite
Roches à (1 %) silicates calciques		(1) quartz-plagioclase-Ca-pyroxène (grossulaire) (2) quartz-scapolite-Ca-pyroxène (grossulaire) (3) quartz-épicotes (grossulaire)	sphène hornblende carbonate graphite ilménite sulfure
Gneiss à (0.4 %) plagioclase-biotite-grenat		quartz-plagioclase-biotite-grenat	apatite zircon ilménite

Tableau 7 - Tableau récapitulatif des types pétrographiques (et de leur composition minéralogique) de la suite khondalitique.

Un ensemble sédimentaire peut être défini par un certain nombre de paramètres tels que géométrie de la masse sédimentaire, associations lithologiques, structures sédimentaires, caractéristiques des paléo-courants, associations biologiques (écosystèmes)...etc... Cependant et malheureusement, la plupart de ces critères sont progressivement effacés au cours du métamorphisme. Aussi, les seuls moyens de remonter aux formations originelles sont généralement la géométrie des masses sédimentaires que l'on peut soupçonner à partir du contexte géologique et surtout leurs caractéristiques géochimiques (nature des associations lithologiques) à la condition d'admettre la survivance des caractères hérités des cycles antérieurs au métamorphisme (problème de la

mobilité des éléments).

Un certain nombre de critères a été proposé pour identifier l'origine des roches métamorphiques. C'est ainsi que la littérature géologique est riche de fonctions discriminantes ou diagrammes chimiques. Certains d'entre eux constituent d'ailleurs des moyens fiables pour la détermination de l'origine des roches. Citons parmi les plus connus : de La Roche (1965, 1968), Moine (1969, 1971), Moine et de La Roche (1968), Jarousse (1978), Jarousse et al. (1978), Shaw (1972), Tarney (1976), van de Kamp (1976), Senior et al. (1978)...

Dans cette étude nous nous proposons cependant d'aller plus loin en tentant - de remonter à la nature probable des minéraux constitutifs des roches originelles et - d'estimer de façon approximative leurs proportions. Cette modélisation qui peut sembler à certains totalement irréaliste n'est cependant pas inutile. Elle permet entr'autre d'expliquer le comportement apparemment incohérent de certains éléments. Une approche similaire avait été amorcée par Fonteilles (1976).

#### LA MOBILITE DES ELEMENTS

Toute tentative de reconstitution géochimique dans les domaines métamorphiques se trouve confrontée au problème de mobilité des éléments.

De nombreuses études montrent que d'une façon générale, les modifications liées au métamorphisme restent peu de chose par rapport aux mécanismes de différenciation sédimentaire ou magmatique (voir références ci-dessus et de La Roche, 1974). Il est généralement admis que les éléments tels que Si, Al, Fe, Mg, Ti sont inertes dans le métamorphisme. Fonteilles (1976), en particulier, a montré à propos du Massif de l'Agly (Pyrénées), que dans le cas des roches basiques Al, Fe, Mg, Ti se comportaient toujours de façon inerte (Ca, Na, K et Si pouvant être mobiles) et que dans le cas des métasédiments épi- et mésozoaux, le métamorphisme était totalement isochimique (à H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub> près).

Le problème des alcalins est plus délicat à traiter, notamment dans les cas des roches de faciès granulite. En effet, à la suite des travaux de Heier (1960) et Lambert et Heier (1968), de nombreux auteurs considèrent que le potassium est un élément mobile et que les roches de faciès granulite sont appauvries en cet élément. Néanmoins là encore le problème est loin d'être aussi simple et il convient d'être extrêmement nuancé (voir Barbey et Cuney, 1983). Nous reviendrons plus loin sur ce problème des LILE. Pour l'instant, sur la base de la figure 26 montrant que les roches de la suite khondalitique de la ceinture des granulites de Laponie possèdent les mêmes teneurs en alcalins et calcium que les roches sédimentaires ou magmatiques communes, nous supposons que les éléments Na, K et Ca peuvent être regardés en première approximation comme immobiles, ce qui sera démontré par la suite.

A l'inverse, l'eau est très mobile, au cours du métamorphisme prograde par l'intervention d'une suite de réactions de déshydratation et enfin lors de métamorphisme granulitique, par une dilution de la phase aqueuse par un fluide carbonique. La présence de ce fluide carbonique nous a également conduit à ne considérer le fer que sous une valence unique (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), en raison des modifications qu'ont pu apporter les réactions de dégraphitisation sur le rapport FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des sédiments originels.

#### LES GRANDES FAMILLES CHIMIQUES

Nous avons vu antérieurement que les granulites acides et alumineuses de Laponie étaient généralement interprétées comme des roches d'origine sédimentaire (Eskola, 1952 ; Meriläinen, 1976). Nos propres résultats confirment cette interprétation. Les variations de



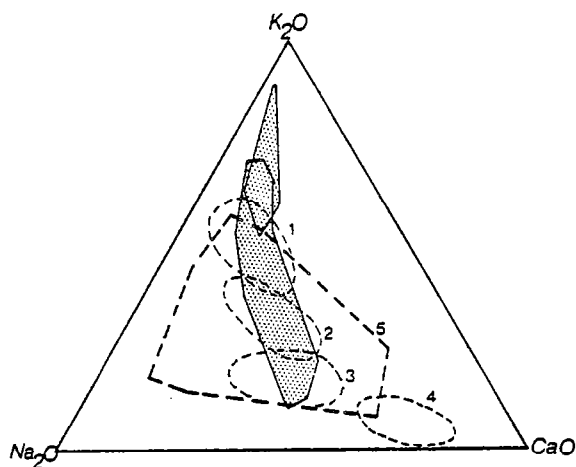


Figure 26 - Diagramme  $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$  en pourcentage d'oxydes. On notera la similitude des teneurs en alcalins et calcium des gneiss à sillimanite-grenat et des gneiss à grenat (grisé) avec des roches ignées ou sédimentaires courantes. D'après Condie (1967) : 1-granites et quartz-monzonites, 2-granodiorites, 3-diorites quartziques 4-andésites et basaltes ; d'après Fonteilles (1976) : 5-domaines des grauweekes.

composition des roches de la suite khondalitique sont typiques de roches sédimentaires (Barbey et al., 1978 ; 1982).

De façon à caractériser les différents groupes pétrographiques et à définir leurs équivalents non métamorphiques, nous avons retenu le diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{TiO}_2)$  de La Roche (1965). Ce diagramme discrimine clairement les différents ensembles définis pétrographiquement et en montre les équivalents sédimentaires probables (fig. 27). Ce sont :

- un groupement majeur s'étirant entre le pôle quartz et le pôle aluminosilicates, comprenant : les gneiss à sillimanite-grenat équivalents de shales, les gneiss à grenat riches en feldspath potassique et équivalent de grauweekes et les gneiss à grenat riches en quartz proches de grès ;

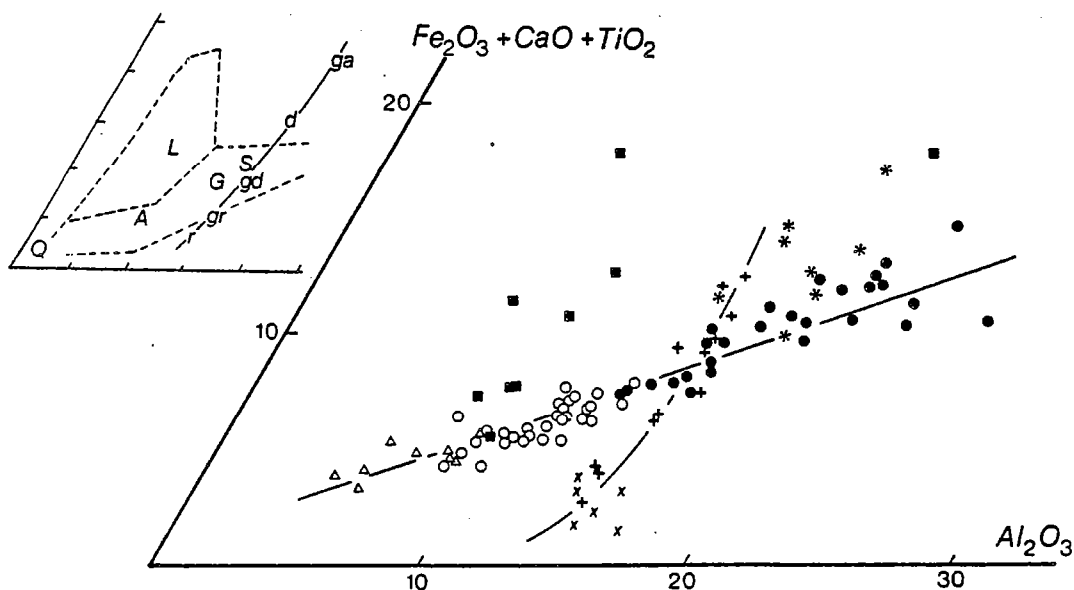


Figure 27 - Diagramme "roche totale" (De La Roche, 1965). Les différents groupes et tendances de la suite khondalitique sont très nets. Origine sédimentaire : gneiss à sillimanite - grenat (points) équivalents des shales, gneiss potassiques à grenat (cercles) équivalents des grauweekes, gneiss quartziques à grenat (triangles) équivalents des arkoses ou grès et gneiss à silicates calciques (carrés) équivalents des roches carbonatées. Origine volcano-sédimentaire ou sédimentaire : gneiss plagioclasiques à grenat (croix) équivalents des grauweekes ou roches volcaniques intermédiaires, gneiss à grenat riches en feldspaths alcalins (x) analogues aux rhyolites et gneiss à plagioclase-biotite-grenat (astérisques) analogues aux roches volcaniques andésitiques.

- un ensemble moins important regroupant les gneiss à grenat riches en plagioclase se superposant aux grauwackes mais s'alignant sur la tendance ignée, les gneiss à grenat riches en feldspaths alcalins de composition proche de celle des rhyolites et les gneiss à plagioclase-biotite-grenat proches des roches de nature andésitique ;
- un groupe mineur correspondant aux roches à silicates calciques (roches carbonatées).

#### LES PROBLEMES DE MELANGES

Ayant à caractériser la minéralogie des roches originelles, nous avons tenté de résoudre ce problème en transposant aux roches métasédimentaires de la ceinture des granulites de Laponie des méthodes couramment employées pour l'étude des roches magmatiques, à savoir : les diagrammes de corrélations de paire d'éléments ou d'oxydes (Cox et al., 1979). L'utilisation qui est faite de ces diagrammes dans l'étude des roches magmatiques repose (outre leur mise en oeuvre facile) sur le fait qu'ils sont bien adaptés à la visualisation de l'évolution d'un liquide lors de phénomènes de cristallisation fractionnée ou fusion partielle. Inversement, si l'on dispose d'une suite d'échantillons représentant des liquides et si l'on connaît la nature des phases minérales qui fractionnent il est possible de faire des hypothèses sur la composition du liquide initial.

Au prix de quelques aménagements, ce type de raisonnement est aisément applicable aux roches métasédimentaires (ou sédimentaires). Ces diagrammes, à la condition expresse de prendre en considération toutes les paires d'éléments, possèdent l'avantage de mettre en évidence les liens existants entre deux ou plusieurs éléments, et par là même de remonter aux minéraux susceptibles d'avoir été à l'origine de ces relations contraignantes.

L'unique principe sur lequel repose l'application de ces diagrammes aux roches sédimentaires est le suivant : les différents types de roches sédimentaires peuvent être considérés comme des mélanges entre un nombre restreint de composés extrêmes (pôles).

Dans un diagramme de variation à deux éléments, plusieurs cas théoriques de mélanges sont possibles. Nous ne présenterons ici que les plus simples.

- Mélange entre deux pôles de compositions fixes. Ceci est le cas le plus fréquent et bien sûr le plus simple. Les roches peuvent être définies par interpolation linéaire (droite de mélange) entre deux pôles.

Les droites de mélange peuvent par conséquent être assimilées aux droites de régression. On remarquera que les pôles peuvent être représentés soit par une phase (fig. 28, A) soit par deux phases ou plus dont les proportions restent constantes (fig. 28, B et C).

- Mélange entre un pôle de composition fixe et un pôle de composition variable (deux pôles dont les proportions relatives varient corrélativement à l'abondance du troisième). Dans ce cas les points représentatifs des roches se disposent soit selon une courbe (fig. 29) dans le cas général, soit selon une droite dans le cas particulier (cette dernière possibilité revient à considérer un mélange entre deux pôles de composition fixe).

- Mélange entre deux pôles de composition variable. Dans ce cas deux possibilités se présentent :

- les variations de la composition de chacun des pôles sont synthétiques (fig. 30 A) ;
- les variations sont antithétiques (fig. 30 B).

Il est possible d'envisager des cas plus complexes. Néanmoins, ces cas n'ont pas tellement d'application dans la pratique, pour plusieurs raisons :

- la variété des minéraux intervenant de façon sensible dans les roches sédimentaires est relativement faible,

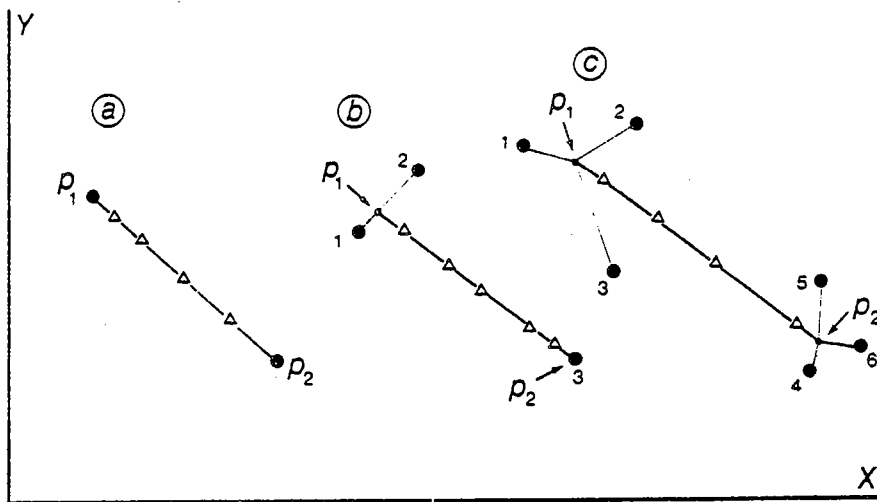


Figure 28 - Représentation de mélanges entre pôles à composition fixe dans un diagramme de variations à deux éléments. Les gros points noirs représentent les phases minérales, les petits points noirs des mélanges de minéraux de proportions fixes et les triangles vides les roches.

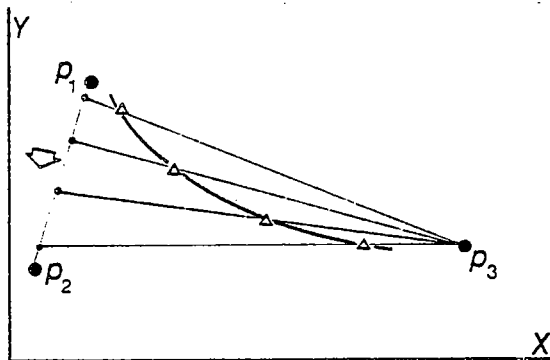


Figure 29 - Représentation d'un mélange entre un pôle à composition fixe ( $p_3$ ) et deux pôles dont les proportions varient (= un pôle de composition variable).

- le nombre de phases minérales que l'on peut représenter sur le diagramme à deux éléments est encore plus restreint,

- des roches présentant des figures de mélanges assez complexes sur un diagramme peuvent être ramenées à des cas beaucoup plus simple en considérant d'autres paires d'éléments,

- enfin, si, dans un bassin sédimentaire, les modifications dans la nature des phases sédimentaires peuvent être graduelles, ces modifications se font le plus

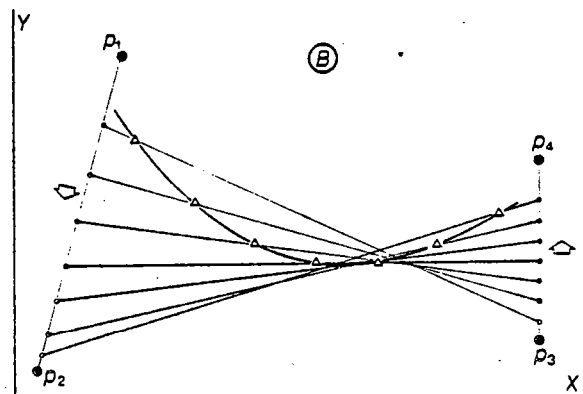
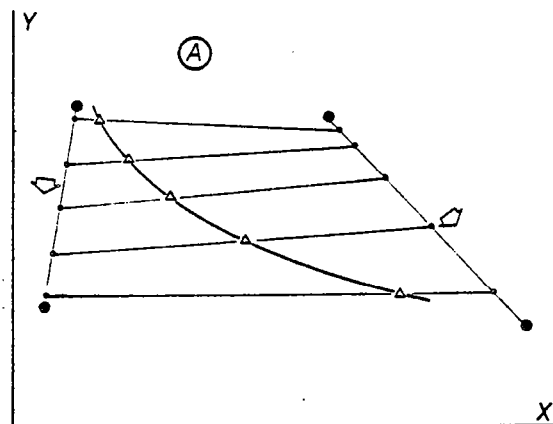


Figure 30 - Représentation de mélanges entre deux pôles à composition variable : A - les variations de composition des deux pôles sont synthétiques, B - les variations de composition sont antithétiques.

souvent par palier en réponse à des changements des caractéristiques chimiques ou physiques du milieu de sédimentation (modification du pH, atteinte d'un niveau de saturation, baisse du niveau d'énergie entraînant le dépôt de tailles granulométriques différentes...).

Il s'en suit que dans la plupart des cas, il est possible de considérer une pile sédimentaire par tranches successives, ce qui revient à traiter des systèmes simples (mélanges entre pôles de composition fixe).

#### SEQUENCE DE CALCUL

La séquence de calcul que nous avons appliquée aux analyses brutes est la suivante :

- La teneur en eau (assimilée à la perte au feu) des échantillons analysés est sans rapport avec celle des roches originelles et ne reflète que l'état d'hydratation (le plus souvent d'origine rétro-morphique) des assemblages métamorphiques. En conséquence, toutes les analyses de roches et de minéraux sont recalculées sur une base anhydre, le fer total étant donné sous forme de  $Fe_2O_3$ .

- Les régressions linéaires sont systématiquement calculées pour toutes les paires d'éléments majeurs.

- Les données statistiques sont interprétées dans l'ordre suivant : définition des groupes d'échantillons puis discussion de leurs caractères chimiques et enfin proposition d'un assemblage minéralogique originel probable.

- Les modes chimiques supposés représenter la composition minéralogique du sédiment originel, sont calculés. Ceci est effectué par résolution d'un système d'équation à 7 inconnues de façon à prendre en compte simultanément tous les éléments majeurs, à l'exclusion du manganèse. Un même système pouvant avoir plusieurs groupes de racines, les solutions multiples ont été considérées.

Le point délicat est le choix de la composition chimique des minéraux impliqués dans les calculs. Si la composition de certains minéraux peut être connue avec une bonne approximation, d'autres sont difficilement déterminables. Nous avons pris le parti d'utiliser des minéraux réels en prenant des compositions moyennes extraites de la littérature. Les compositions des minéraux utilisés sont données dans le tableau 8. Pour les solutions solides, on a pris des compositions réelles de pôles.

#### RECONSTITUTION GEOCHIMIQUE

A partir de l'examen des régressions linéaires, plusieurs tendances évolutives ont été définies (fig. 31). Une tendance majeure (57 % des échantillons) est dessinée par les gneiss à sillimanite-grenat (métashales) et par les gneiss à grenat riches en feldspath potassique (métagrauackes 2). D'autres groupements mineurs correspondent aux gneiss grenat riches en plagioclase (métagrauackes 1), aux gneiss à grenat riches en quartz (métagrès) et aux roches à silicates calciques (silt carbonatés). Les métavolcanites acides et intermédiaires n'ont pas été portées dans ces diagrammes en raison du très petit nombre d'échantillons ; ils seront traités avec les métagrauackes 1.

On remarquera le caractère linéaire de la répartition des points représentatifs des échantillons (droites de mélange), permettant de les assimiler à des mélanges entre pôles à composition fixe.

Nous examinerons successivement les caractères de chacune de ces familles.

	1 Qz	2 Ab	3 An	4 Fk	5 Mg-Chl	6 Fe-Chl	7 Ill	8 Kaol	9 Mont	10 Calc	11 Chl <sub>1</sub>	12 Chl <sub>2</sub>
SiO <sub>2</sub>	99.90	68.45	44.00	64.64	39.93	23.41	52.60	53.07	64.79	--	28.29	31.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	19.69	36.28	19.42	11.82	22.50	32.23	45.18	23.66	--	20.76	17.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	0.03	0.08	0.08	0.26	2.74	50.95	3.69	0.46	3.48	--	36.94	36.70
MnO	0.01	--	--	--	--	0.06	0.01	--	0.02	--	0.02	0.10
MgO	0.02	--	--	0.04	43.96	2.47	1.72	0.19	3.89	0.07	13.57	13.27
CaO	--	0.03	19.42	0.43	1.55	0.16	0.44	0.26	3.04	99.93	0.23	0.85
Na <sub>2</sub> O	--	11.68	0.22	2.58	--	0.10	0.68	0.12	0.32	--	0.09	0.19
K <sub>2</sub> O	--	0.08	--	12.64	--	0.27	8.64	0.30	0.65	--	0.09	0.13
TiO <sub>2</sub>	0.02	--	--	--	--	0.09	--	0.42	0.16	--	--	--

Tableau 8 - Composition chimique des minéraux utilisés dans le calcul de la composition modale approchée des sédiments originaux. Les compositions sont des moyennes calculées à partir des données extraites de Deer et al. (1963). Chl<sub>1</sub> - composition moyenne calculée des chlorites des métashales ; Chl<sub>2</sub> - composition moyenne envisagée pour les chlorites des métagrauwackes 1.

#### GNEISS A SILLIMANITE-GRENAT

##### - Comportement des éléments majeurs

Cinq éléments chimiques (Si, Al, Fe, Mg et Ti) présentent entre eux d'excellentes corrélations ( $r > 0.76$ ) et représentent en moyenne 93 % de la somme des oxydes. Le caractère de ces gneiss est donc alumineux (14 %  $< Al_2O_3 < 26$  %) assez riche en fer et magnésium (8 %  $< Fe_2O_3 + MgO < 18$  %). Leurs teneurs en silice sont assez variables et s'échelonnent entre 49 % et 71.5 %. Les fortes corrélations négatives entre SiO<sub>2</sub> et ces quatre autres éléments ( $-0.87 < r < -0.96$ ) indiquent que cet ensemble peut être assimilé à un mélange de quartz et d'une fraction argileuse (fig. 31).

Les teneurs importantes et le comportement de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et MgO par rapport à Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $r_{MgO-Al_2O_3} = r_{Fe_2O_3-Al_2O_3} = 0.76$ ) et K<sub>2</sub>O (corrélation nulle) montrent que ces deux éléments étaient probablement associés sous forme de chlorite. La forte corrélation ( $r = 0.92$ ) entre fer et magnésium et la faible abscisse (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.97 %) pour MgO = 0 de leur droite de régression (fig. 32) constituent un bon argument en faveur de leur association probable dans une même phase. Calvert (1976) a montré que dans les sédiments détritiques dépourvus de minéraux ferrifères authigènes (limonites, glauconite...), le rapport Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> était relativement constant et proche de 0.52. Tout excédent de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> peut donc être une indication approximative de la proportion de ces minéraux. Dans le cas des gneiss à sillimanite-grenat, ce rapport est inférieur ou égal à 0.5. Ces différents éléments suggèrent donc que fer et magnésium étaient probablement associés et incorporés au réseau d'un aluminosilicate. Compte-tenu de la valeur  $X_{Mg} = 0.42$ , déduite de la corrélation fer-magnésium, il s'agissait vraisemblablement d'un chlorite de type chamosite (tabl. 8).

Lors de l'étude pétrographique, nous avons noté l'association constante entre rutilite et sillimanite. Ceci se retrouve dans les fortes corrélations positive entre TiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et né-

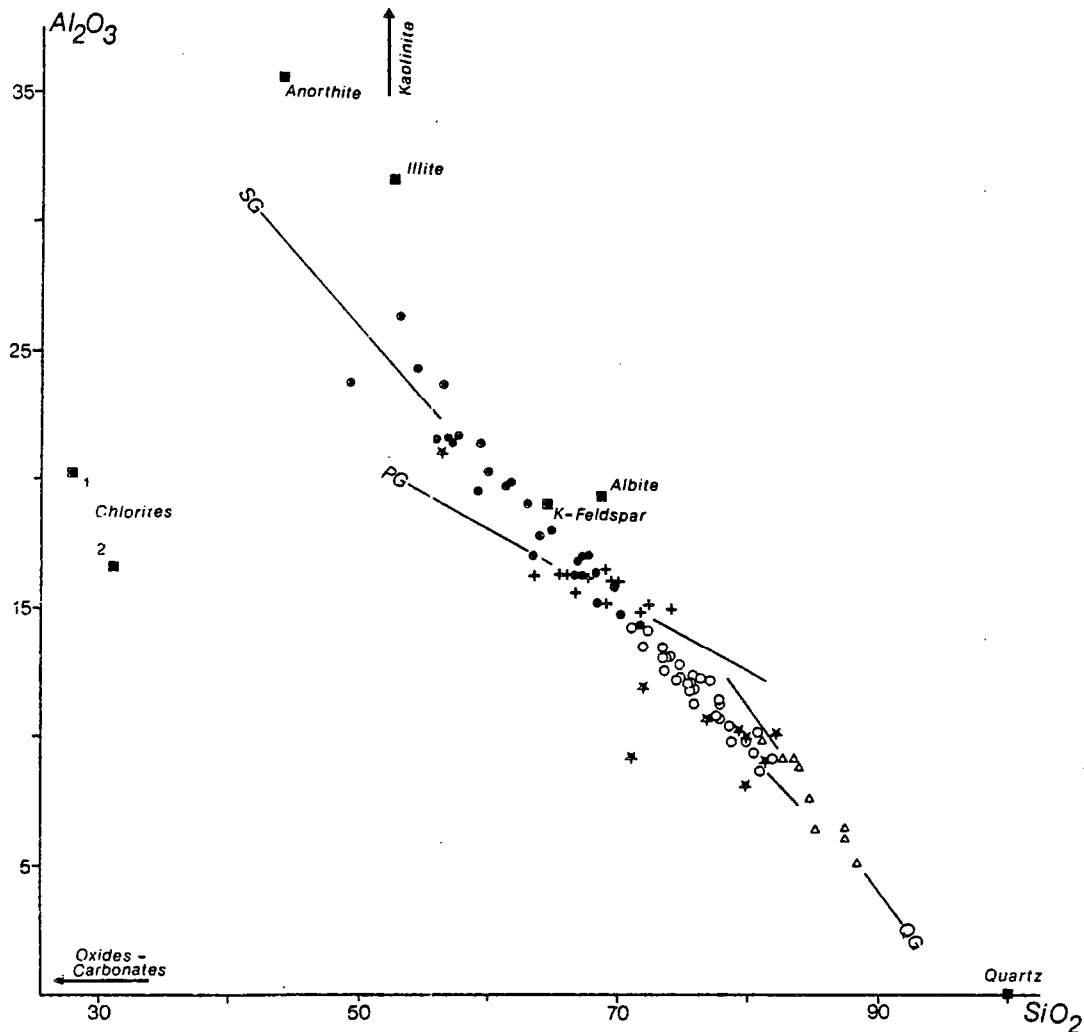


Figure 31 - Suite khondalitique : diagramme  $Al_2O_3 - SiO_2$  en pourcentage d'oxyde. La composition des minéraux représentés dans ce diagramme est donnée dans le tableau 8. Les droites tracées sont les droites de régression (covariance). Légende : gneiss à sillimanite-grenat (points), gneiss potassiques à grenat (cercles), gneiss plagioclasiques à grenat (croix), gneiss quartziques à grenat (triangles) et gneiss calco-silicatés (étoiles).

gative entre  $TiO_2$  et  $SiO_2$ . Il est donc très probable que le titane était associé à la fraction argileuse. Cette association résulte du comportement géochimique voisin de l'alumine et du titane, au cours du phénomène sédimentaire (Migdisov, 1960 ; Weaver et Pollard, 1976). Il est probable, compte tenu des valeurs assez élevées de  $TiO_2$ , que cet élément se trouvait non pas dans le réseau des argiles, mais sous forme d'anatase (Nagelschmidt et al. 1949).

Un autre élément important de ces gneiss est le potassium puisqu'il varie entre 2.5 % et 6.5 %. De telles teneurs sont aisément justifiables par la présence d'illite dans la fraction argileuse. Cependant le feldspath potassique peut intervenir et ne peut être exclu. La corrélation  $K_2O - SiO_2$  est assez faible et montre une certaine dispersion des points représentatifs des

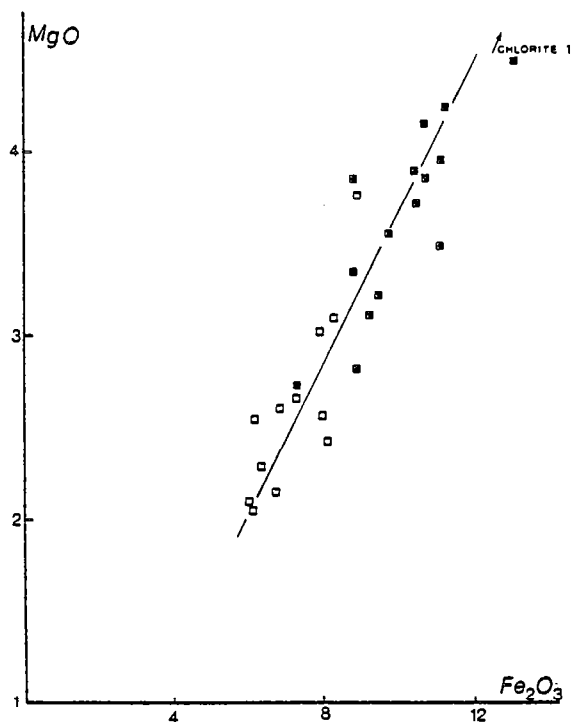


Figure 32 - Diagramme  $Fe_2O_3$  -  $MgO$  pour les métashales (gneiss à sillimanite-grenat). Carrés pleins : roches sans feldspath potassique modal, carrés vides : roches avec feldspath potassique modal. Explications dans le texte.

des analyses (fig. 33). Ceci correspond vraisemblablement à la superposition de deux tendances : l'une marquée par une baisse de teneurs en  $K_2O$  à silice croissante (décroissance de la fraction argileuse), l'autre liée à une augmentation de  $K_2O$  lorsque  $SiO_2$  dépasse 62 % (feldspath potassique dans la fraction détritique). Nous reviendrons sur ce problème lors du calcul du mode chimique.

Les teneurs faibles en  $CaO$  et  $Na_2O$  (somme comprise entre 0.7% et 2.9%) et leur corrélation moyenne ( $r = .68$ ) montrent - l'absence de carbonates et - la très faible proportion de plagioclase dans la fraction détritique quartzo-feldspathique. Comme pour le potassium, le diagramme  $CaO-Na_2O$  (fig. 33) montre une assez grande dispersion des valeurs.

Il est à remarquer enfin que les trois échantillons les plus alumineux (L1187, L1186 et M16) montrent parfois un comportement un peu erratique par rapport aux autres échantillons. Ils sont en effet très rétrotransformés (faciès amphibolite).

#### Calcul du mode chimique

Les caractères chimiques montrent la présence de quartz, feldspath potassique, plagioclase, chlorite et illite. Cette dernière association est en accord avec les observations faites sur les transformations lors de la diagenèse à l'issue de laquelle l'assemblage stable des minéraux des argiles est chlorite + illite (Dunoyer de Segonzac, 1970 ; Weaver, 1971). Cependant, d'autres argiles n'étaient-elles pas présentes en plus des deux phases stables ? La diagenèse pouvant être incomplète dans certaines conditions (Siever, 1979), la présence de kaolinite et/ou montmorillonite n'est donc pas à exclure a priori. Nous avons recalculé le mode chimique (supposé représenter l'assemblage minéralogique du sédiment diagénisé) en admettant la présence constante de quartz, plagioclase (albite, anorthite) illite et chlorite (Fe-chlorite et Mg-chlorite) et en y ajoutant soit la kaolinite, soit la montmorillonite (ces deux minéraux prenant en compte un excès relatif d'alumine), soit le feldspath potassique (celui-ci compensant un éventuel déficit en alumine). Le résultat est extrêmement intéressant et montre l'existence de deux groupes :

- un groupe pour lequel la solution du système d'équation implique la présence de feldspath potassique dans le mode,

- un second groupe ayant des racines positives avec la kaolinite ou la montmorillonite indifféremment (tabl. 9). Nous avons reporté ces distinctions sur les diagrammes de la figure 33.

Sur le diagramme  $K_2O - SiO_2$ , la répartition des échantillons avec/sans feldspath potassique modal montre clairement - le caractère non aléatoire de la dispersion signalée précédemment et - confirme l'existence d'une tendance majeure correspondant à la décroissance de la fraction argileuse (illite) quand la silice croît, sur laquelle se superpose des tendances parasites liées à l'apparition du feldspath potassique (augmentation de la fraction détritique grossière).

Dans le diagramme  $CaO-Na_2O$ , la composition du plagioclase des échantillons sans FK modal est assez constante ( $An_{25-30}$ ). Par contre les échantillons contenant du feldspath potassique modal

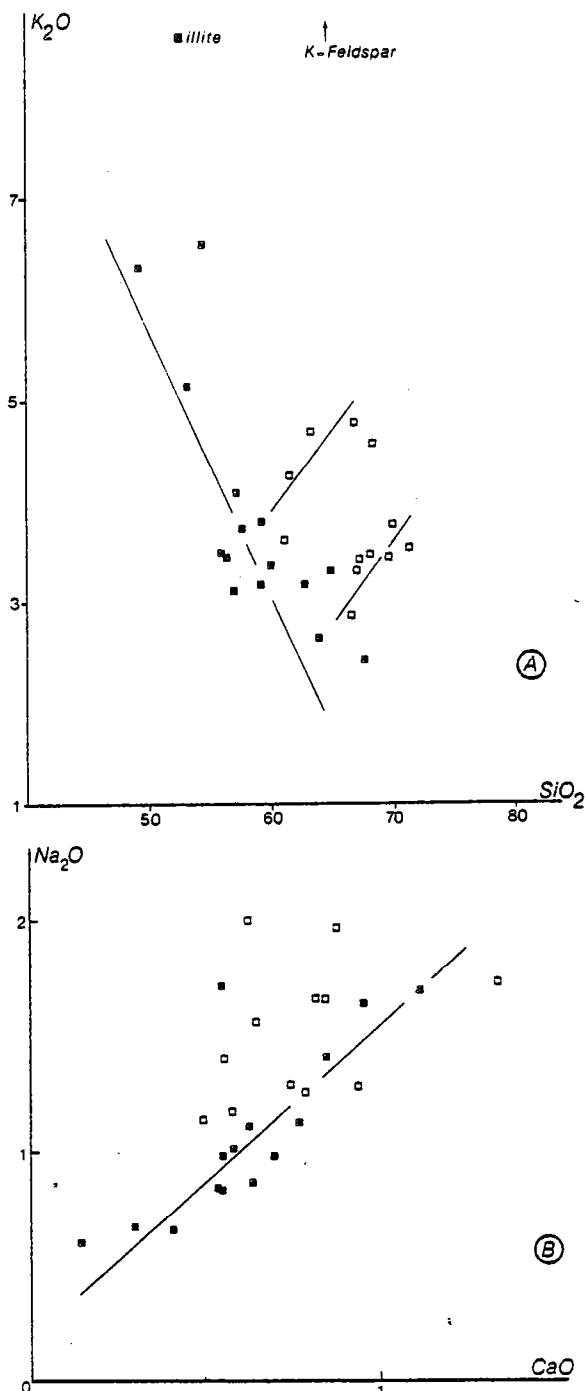


Figure 33 - Diagramme  $K_2O - SiO_2$  pour les métashales (même légende que figuré 32). On notera la superposition de deux tendances mineures (feldspath potassique) à une tendance majeure correspondant à la décroissance de la fraction argileuse (représentée ici par l'illite) lorsque la silice croît.

Diagramme  $Na_2O - CaO$  montrant l'accroissement des teneurs en soude liées à l'apparition du feldspath potassique, dans la plupart des échantillons.

montrent une augmentation systématique (sauf deux échantillons) de leur teneur en sodium. Ceci ne peut guère s'expliquer qu'à la condition d'admettre que ce feldspath potassique contenait une certaine proportion d'albite en solution solide vraisemblablement différente pour chaque échantillon mais montrant néanmoins une relation significative entre le pourcentage de  $Na_2O$  en excès et la proportion de feldspath potassique dans le mode.

Le choix que nous avons fait de retenir une composition de feldspath potassique contenant 2,5 % de  $Na_2O$  se trouve donc justifiée à posteriori.

On remarquera enfin, que l'infléchissement de la droite de mélange que l'on devrait logiquement s'attendre à trouver sur le diagramme  $Al_2O_3 - SiO_2$ , suite à l'apparition du feldspath potassique, n'est pas visible en raison de la faible divergence introduite par l'apparition de ce minéral.

Il nous reste enfin à justifier la présence de kaolinite (et/ou montmorillonite) dans le mode. Le pourcentage modal de kaolinite est de l'ordre de 3 à 5 %, ce qui correspond, compte tenu de la composition de la kaolinite utilisée dans le calcul (tabl. 8), à un excès d'alumine de l'ordre de 1,5 à 2,5 %. Ceci peut s'interpréter de deux façons :

- l'excès est dû aux calculs

et en particulier au choix de la composition des minéraux (minéraux trop peu alumineux). Ce n'est vraisemblablement pas le cas car les minéraux choisis sont les plus alumineux et la composition retenue pour chacun d'entre eux se caractérise par des teneurs en alumine toujours très proches du maximum ;

- l'excès est effectivement lié à la présence d'argiles autres que chlorite et illite, dans le sédiment originel. Nous avons vu que cette possibilité n'était pas à exclure (Siever, 1979).



	1	2	3	4	5	6
	L959	L813	L326	L371	Groupe 1	Groupe 2
Quartz (+ chert ?)	22	31	37	42	8-35	24-42
Feldspath K			3	14		1-26
Plagioclase ( An <sub>30</sub> )	8	9	9	10	3-15	8-17
Chlorite	23	20	15	13	18-26	13-18
Illite	42	36	35	20	30-59	14-35
Kaolinite	3	3			0.5-12	
Ti-oxydes	1	1	1	1	1-1.5	0.5

Tableau 9 - Exemples de compositions modales et fourchette de valeurs pour les deux groupes de métashales. Voir explications dans le texte.

#### Comportement des éléments traces

Moore (cité par Calvert, 1976), van de Kamp et al. (1976) et Senior et al. (1978) ont montré que la distribution des éléments de transition dans les sédiments était essentiellement contrôlée par la fraction fine composée d'alumino-silicates, quelle que soit leur origine (détritique ou authigénique). Dans les gneiss à sillimanite-grenat, les variations de V et Cr essentiellement et Ni et Co dans une moindre mesure, sont en accord avec les précédentes observations. En particulier la forte corrélation négative ( $r = -0.96$ ) entre la somme de ces quatre éléments de transition et la silice (fig. 34) montre que la fraction argileuse constitue le principal porteur de ces éléments.

Les teneurs en niobium sont très faibles, leur moyenne étant de 17 ppm. Elles ne montrent pas de variations significatives. Il est à remarquer néanmoins, qu'elles sont systématiquement plus fortes dans les gneiss à sillimanite-grenat que dans les autres types lithologiques.

Le comportement de l'yttrium montre une tendance à l'enrichissement dans les termes les plus alumineux. Les teneurs assez élevées (33 à 51 ppm) confirment le caractère de shale de ces gneiss (Lambert et Holland, 1974).

La corrélation positive entre  $\text{SiO}_2$  et Zr (fig. 34) montre que ce dernier élément est nettement lié à la fraction détritique quartzo-feldspathique (zircon détritique probablement).

Les éléments incompatibles seront traités à part en raison de leur comportement particulier dans les conditions du faciès granulite.

#### Compositions moyennes comparées

La composition moyenne des gneiss à sillimanite-grenat est très proche de celles données dans la littérature pour les shales (tabl. 9). Elle s'en distingue néanmoins par des teneurs en

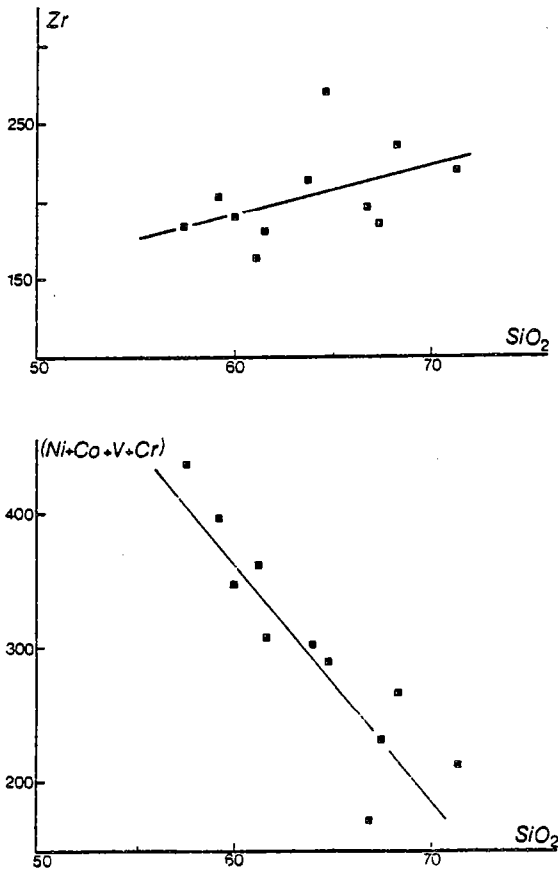


Figure 34 - Evolution de certains éléments traces en fonction de la silice. On remarquera le contrôle des éléments de transition par la fraction argileuse et l'association préférentielle du zirconium (zircon) à la fraction détritïque grossière.

morphisme apparaît donc clairement en ce qui concerne les éléments majeurs.

#### Granulométrie et coefficients de corrélation

Les gneiss à sillimanite-grenat étant interprétés comme des shales, il s'agissait probablement d'un sédiment de très faible granulométrie (silt) et relativement bien classé. Cette caractéristique texturale du sédiment originel déduite évidemment de la notion de "shale" peut cependant être pressentie sinon démontrée par l'examen des coefficients de corrélations. Une des caractéristiques des gneiss à sillimanite-grenat est en effet la qualité remarquable des corrélations supérieures à 0.70 et très fréquemment supérieures à 0.85. Nous pensons que ces valeurs peuvent être prises en première approximation comme l'indice de la finesse de grain d'un sédiment détritique. En voici la justification. Un sédiment détritique peut être considéré comme le mélange en proportions variables d'une fraction fine (silt) composée d'éléments monominéraux (argiles, quartz et feldspaths) et d'une fraction plus grossière dans laquelle se trouvent en plus des éléments monominéraux, des éléments lithiques.

La fraction fine, du fait du caractère monominéral de ses éléments ne conserve que

alumine, fer et magnésium légèrement plus fortes et par des teneurs en Na<sub>2</sub>O et surtout CaO plus faibles. Ces dernières en particulier sont remarquables comparées aux diverses moyennes (tabl.10) et sont similaires aux teneurs des shales protérozoïques du Canada (Cameron et Garrels, 1980). L'absence des carbonates ne peut rendre compte seule de cette pauvreté en CaO (voir par exemple la composition minéralogique et chimique de shales données par van de Kamp et al., 1976). Il est vraisemblable d'une part, que les sédiments relativement matures dérivait d'une croûte continentale granitique (teneurs faibles en Ni des gneiss à sillimanite-grenat), et d'autre part que les conditions de précipitations des carbonates devaient être différentes (voir en particulier Veizer, 1973).

Le rapport TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> moyen de 0.044 est intermédiaire entre les valeurs données par Migdisov (1960) et par Spears et al. (1976).

Enfin, on notera la parfaite identité entre les teneurs en K<sub>2</sub>O des métashales de Laponie et celles données pour diverses moyennes de shales. Dans le cas de la ceinture des granulites de Laponie, le caractère isochimique du méta-

n	1 27	2 277	3 15	4 13	5 85	6 326
SiO <sub>2</sub>	62.22(5.7)	63.07	61.57	62.51	57.03	65.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.03(3.2)	17.88	18.78	18.38	21.36	16.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	8.84(1.9)	7.40	8.24	7.92	10.22	6.37
MnO	0.12(0.04)	0.09	0.08	0.17	0.15	--
MgO	3.17(0.7)	2.78	2.92	3.12	2.99	2.51
CaO	0.69(0.2)	2.36	2.06	1.59	1.40	0.52
Na <sub>2</sub> O	1.27(0.4)	1.71	1.67	1.68	1.87	1.44
K <sub>2</sub> O	3.83(0.9)	3.86	3.74	3.94	3.75	4.83
TiO <sub>2</sub>	0.84(0.2)	0.83	0.90	0.70	1.21	0.76
n	11		13		85	
Rb	110(15)		251		160	174
Sr	211(50)		272		196	69
Ba	985(166)*				781	492
Zr	203(31)		173		230	
Y	39(7)		43		39	25
Nb	17(4)		12		22	
Ni	34(19)	64 <sup>x</sup>	92		86	57
Co	15(4)	18 <sup>x</sup>	23		31	22
V	125(34)	119 <sup>x</sup>				188
Cr	130(37)	112 <sup>x</sup>	135		102	105
U	0.9(0.5)	3.7 <sup>†</sup>				5.9
Th	14.8(4)	12 <sup>†</sup>			19	

Tableau 10 - Composition moyenne des métashales (gneiss à sillimanite-grenat de la suite khondalitique de la ceinture des granulites de Laponie, comparée à quelques moyennes extraites de la littérature.

1- Métashales Laponie ; 2- Shales des géosynclinaux (Wedepohl, 1969, p. 260), les éléments traces sont de Shaw (in Wedepohl, 1969) pour les éléments de transition et de Rogers et Adams (1969) pour Thorium et Uranium ; 3-Shales de Santa Ynez Mountains, Californie (Van de Kamp et al., 1976). 4- Moyenne de schistes ardoisiers (Nanz, in Mehnert, 1969) ; 5- Métapelites dalradfennes, Connemara (Senior et al., 1978) ; 6- Shales protérozoïques du Bouclier Canadien (Cameron et Garrels, 1980). (\* n = 2).

très peu de "souvenir" des matériaux dont elle dérive (roches ignées notamment). La nature de certains minéraux est évidemment héritée. Il en est de même, dans une moindre mesure, de leur abondance relative qui reflète d'autant moins celle du protolithe soumis à l'érosion, que le sédiment est plus

mature (en particulier le rapport quartz-feldspath). Le facteur déterminant sera donc, les conditions de dépôt.

Par contre dans la fraction plus grossière, de par la présence d'éléments lithiques, les proportions entre minéraux comme quartz et feldspaths en particulier auront tendance à être fixées par des causes étrangères au phénomène sédimentaire, et notamment par la nature des roches-mères dont elle provient. Plus les éléments lithiques seront abondants et plus les caractères du domaine d'alimentation seront prépondérants. Dans ce cas, se superposeront donc, de façon plus ou moins accusée, des caractères hérités des cycles antérieurs qui seront responsables d'une plus grande dispersion et entraîneront consécutivement une baisse de la qualité des corrélations. Les valeurs des coefficients de corrélation enregistrés dans les gneiss à sillimanite-grenat impliquent donc bien qu'ils aient été des sédiments très fins, pauvres en fraction lithique.

#### GNEISS A GRENAT RICHES EN FELDSPATH-K

##### Comportement des éléments majeurs

Nous avons vu que ces gneiss à composition de grauwacke prolongeaient la tendance évolutive définie par les métashales (fig. 27 et 31). Comme dans le cas des gneiss à sillimanite-grenat, les oxydes tels que  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  et  $TiO_2$  présentent les mêmes corrélations avec la silice, mais les coefficients sont en moyenne beaucoup moins bons ( $0.59 < r < 0.96$ ). La comparaison des pentes et des ordonnées à l'origine des droites de régression est démonstrative de la similitude existant entre les deux groupes de gneiss (tabl. 11). Il est donc très probable que les assemblages minéralogiques y soient les mêmes. Il existe cependant des différences, comme l'existence de deux sous-groupes qui présentent les mêmes caractéristiques générales, mais s'individualisent par des comportements particuliers de certains éléments majeurs.

Le premier point caractéristique est la répartition bimodale des rapports  $Mg/Mg+Fe$ .

- Un premier sous-groupe est constitué des échantillons ayant un  $X_{Mg}$  proche de celui des shales ( $\bar{X}_{Mg} = 0.42 \pm 0.02$ ) avec une valeur moyenne de  $0.43 \pm 0.02$ . Ce sous-groupe est constitué par la plupart des échantillons et présente une corrélation magnésium - silice (fig. 35) identique à celles des métashales (tabl. 11).

L'assemblage minéralogique est donc vraisemblablement le même et ce groupe est la suite des shales dans des compositions plus riches en quartz et feldspaths.

- Le second sous-groupe possède des teneurs en  $MgO$  plus faibles pour les valeurs de la silice identiques et la moyenne de  $X_{Mg}$  est sensiblement plus faible ( $0.35 \pm 0.03$ ). Les relations entre  $MgO$  et  $Fe_2O_3$  (fig. 35) montrent que ces deux éléments sont néanmoins toujours associés dans le réseau d'un silicate : vraisemblablement une chlorite un peu plus ferrifère que dans le cas des métashales.

Le comportement des autres éléments majeurs est indifférent à la distinction de ces deux sous-groupes établis à partir de  $MgO$ . Le comportement de ce dernier peut être attribué à la composition de la chlorite dans le sédiment originel.

On observe d'autre part, en utilisant les couples  $K_2O-SiO_2$  et  $CaO-Na_2O$ , l'existence de deux autres sous-ensembles dans les gneiss à grenat riches en feldspath potassique qui, répétons-le, sont différents des deux sous-groupes distingués à l'aide de  $MgO$ .

Le premier, composé d'un nombre restreint d'échantillons (fig. 36), manifeste une baisse assez rapide de la potasse à teneurs croissantes en silice. Globalement pour ce sous-ensemble, les

		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub>	MgO-SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub> -SiO <sub>2</sub>
Métashales	r	- 0.96	- 0.87	- 0.87	- 0.88
	a	- 0.58	- 0.38	- 0.14	- 0.03
	b	54.98	32.44	11.91	2.82
Métagrauwackes 2	r	- 0.96	- 0.74	- 0.74 <sup>x</sup>	- 0.59
	a	- 0.55	- 0.41	- 0.14 <sup>x</sup>	- 0.06
	b	53.55	36.22	12.01 <sup>x</sup>	5.38

Tableau 11 - Comparaison des pentes, ordonnées à l'origine et coefficients de corrélations entre métashales (gneiss à sillimanite-grenat) et métagrauwackes 2 (gneiss à grenat riches en feldspath potassique). Les valeurs marquées d'une astérisque correspondent seulement au sous-groupe 1.

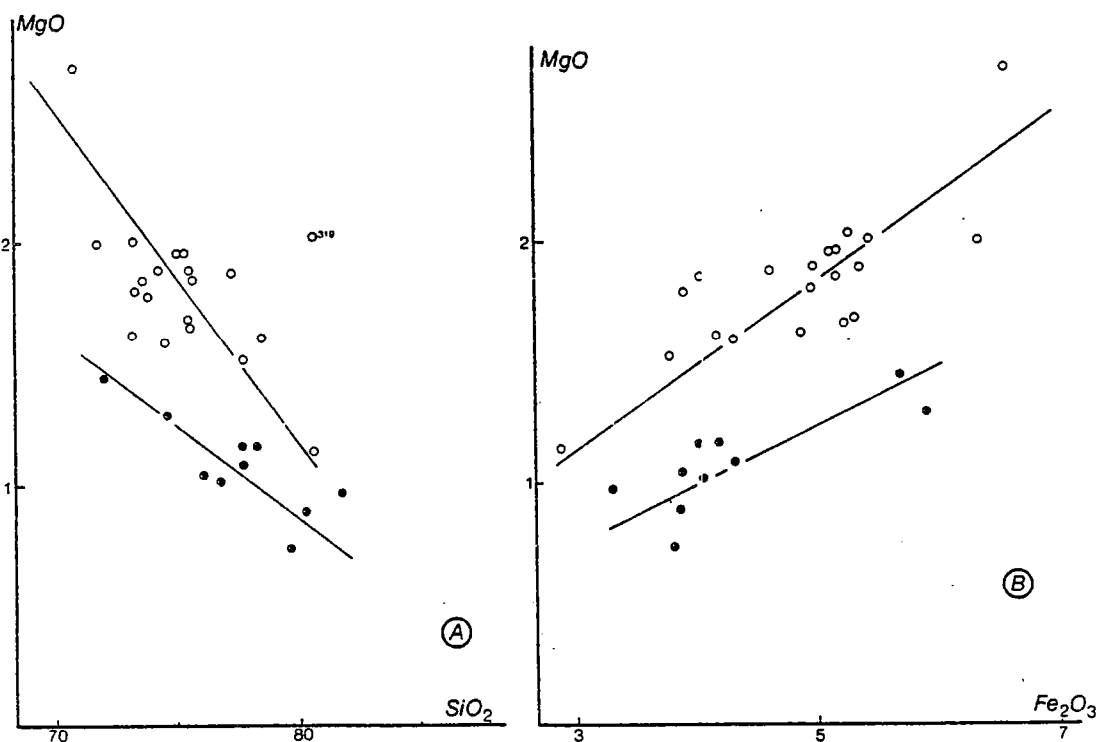


Figure 35 - Diagramme MgO-SiO<sub>2</sub> et MgO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, pour les métagrauwackes 2. Deux familles sont nettement distinctes ; l'une avec un  $X_{Mg} = 0.43$  identique à celui des métashales ( $X_{Mg} = 0.42$ ), l'autre avec  $X_{Mg} = 0.35$ . L'échantillon L319 anormalement riche en MgO par rapport à la moyenne n'a pas été pris en compte dans le calcul de la droite de corrélation du diagramme MgO-SiO<sub>2</sub>.

teneurs en CaO et Na<sub>2</sub>O ainsi que le rapport CaO/Na<sub>2</sub>O sont plus élevées que pour la moyenne de l'ensemble des gneiss. Ce premier sous-ensemble correspond donc à des sédiments plus riches en plagioclase à teneur en anorthite plus forte (fig. 37).

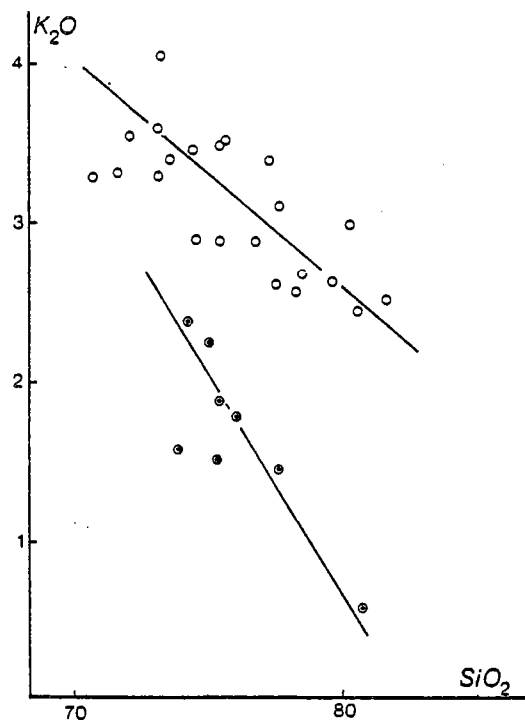


Figure 36 - Corrélation  $K_2O$  -  $SiO_2$ , pour les métagrauwackes 2. Deux sous-groupes se distinguent mais ils sont différents de ceux de la figure 35. Explication dans le texte.

Le second sous-ensemble, plus important, pour lequel  $K_2O$  décroît moins vite lorsque  $SiO_2$  croît, correspond à des sédiments moins riches en plagioclase (qui est en général plus acide) et d'affinité nettement granitique puisque corrélativement, ils sont plus riches en feldspath potassique et illite.

En schématisant, les gneiss à grenat riches en feldspath potassique sont pour l'essentiel d'affinité granitique, mais contiennent une part de termes à tendance granodioritique et tonalitique.

Les coefficients de corrélations sont nettement moins bons que dans le cas des métashales. Les caractéristiques des droites de régression étant cependant identiques, il est possible de voir dans les gneiss à grenat riches en feldspath potassique un matériel arénacé avec une fraction argileuse, c'est-à-dire relativement moins bien classé et de taille granulométrique plus importante. Les gneiss potassiques à grenat et les gneiss à sillimanite-

grenat conservent cependant un indubitable lien de parenté.

#### Calcul du mode chimique

Compte tenu de la similitude entre ce gneiss et les métashales, nous avons utilisé le même assemblage minéralogique dans le calcul du mode. Ce sont : quartz, plagioclase (albite et anorthite), illite, chlorite (Fe-chlorite et Mg-chlorite) auxquels on a ajouté soit feldspath potassique, soit kaolinite, soit montmorillonite. Comme on pouvait s'y attendre sur la base des teneurs en alumine par rapport à  $K_2O$ , seul l'assemblage comportant du feldspath potassique possède des racines positives (tabl. 12).

On remarquera la proportion d'argiles dans le mode, généralement supérieure à 15%. Ce caractère, lié à des teneurs en  $MgO$  supérieures à 1% fait de ces roches plutôt des grauwackes que des arkoses, bien que le rapport  $K_2O/Na_2O$  soit toujours supérieur à l'unité (Pettijohn, 1963).

#### Comportement des éléments traces

Le comportement des éléments de transition avec la silice est identique à celui des métashales, constituant un argument supplémentaire pour la similitude de ces deux familles lithologiques (fig. 38). Un seul échantillon (L565) montre des teneurs en Cr et V erratiques, trois fois supérieures à la moyenne (pollution au broyage ?).

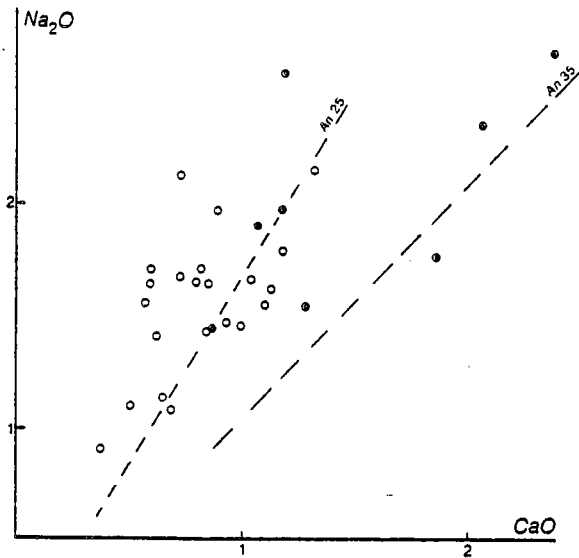


Figure 37 - Corrélation  $\text{Na}_2\text{O}$  -  $\text{CaO}$ , pour les méta-grauwackes 2. Les sous-groupes de la figure précédente ont été reportés dans ce diagramme. Le plagioclase moyen tend à être plus basique dans un des deux sous-groupes.

des teneurs en silice plus fortes, alumine, chaux et soude plus faibles. A l'inverse, elles montrent de grandes ressemblances avec les grauwackes paléozoïques de Nouvelle Zélande (Reed, 1975) ou avec les roches psammitiques du Connemara (Senior et al., 1978). Comparés à ce dernier exemple, les éléments traces ont des teneurs semblables, exception faite du nickel, qui est plus faible d'un facteur deux, comme dans le cas des gneiss à sillimanite-grenat.

Les teneurs en niobium sont faibles, fréquemment inférieures à la limite de détection. Elles sont assez dispersées et difficilement interprétables. De même les teneurs en yttrium ne présentent pas de variations significatives. Elles sont cependant plus faibles (moyenne à 28 ppm) que celles des shales.

Enfin les variations de Zr en fonction de  $\text{SiO}_2$ , significatives dans le cas des métashales, sont ici totalement aléatoires.

#### Composition moyenne comparée

La composition moyenne des gneiss à grenat riches en feldspath potassique est assez différente de la moyenne des grauwackes donnée classiquement (tabl. 12). Cependant, celles-ci sont pour la plupart dérivées de matériaux volcaniques et correspondent à des roches très peu évoluées. Les grauwackes 2 de la suite khondalitique s'en différencient par

	1	2	3	4	5
	L969	L316	L960	L591	
Quartz (+ chert ?)	44	47	48	60	43-60
Feldspath-K	15	13	15	15	6-28
Plagioclase	12	18	12	10	4-27
Chlorite	12	13	12	8	7-16
Illite	16	8	12	7	1-23
Ti-oxydes	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5

Tableau 12 - Exemples de compositions modales et fourchette de valeurs pour les méta-grauwackes 2. Explication dans le texte.

On notera enfin la similitude des teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$ , argument supplémentaire pour la non mobilité de cet élément dans le cas de la suite khondalitique.

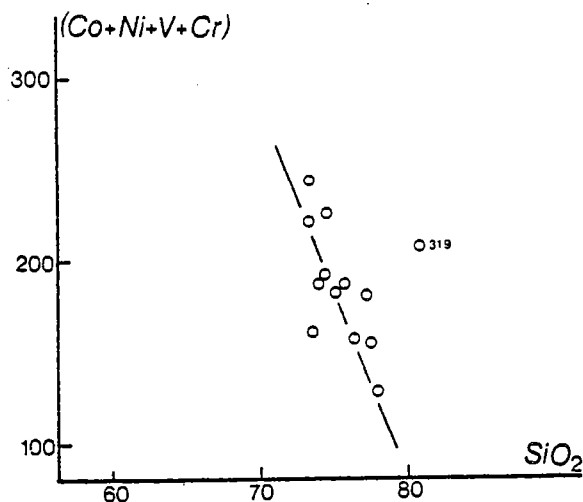


Figure 38 - Corrélation entre la silice et la somme des éléments traces de transition. L'échantillon L565 ayant des teneurs nettement anormales ( $= 388$  ppm) n'a pas été figuré sur ce diagramme. L'échantillon L319 n'a pas été considéré dans le calcul de la droite de régression. Comparer avec la figure 34.

#### GNEISS PLAGIOCLASIQUE A GRENAT

##### Comportement des éléments majeurs

Ces gneiss forment un groupe à part dans la suite khondalitique. Ceci est très nettement visible sur le diagramme de de La Roche (fig. 27) par le fait qu'ils épousent le trend de différenciation magmatique et sur le diagramme  $Al_2O_3-SiO_2$  (fig. 31) où la pente de la droite de régression est beaucoup plus faible, indiquant un enrichissement en quartz moins prononcé que dans le cas des gneiss décrits précédemment. Ici se pose donc la question de savoir s'il s'agit de roches à

l'origine sédimentaires ou volcaniques.

Si la corrélation entre silice et alumine montre un faible enrichissement en quartz avec la différenciation, les rapports  $SiO_2/Al_2O_3$  toujours égaux ou supérieurs à 4, indiquent clairement la présence de quartz exprimé dans toutes ces roches.

Les meilleures corrélations sont obtenues pour les paires  $Fe_2O_3-SiO_2$  et  $MgO-SiO_2$ . Les droites de régressions ont des pentes nettement plus fortes que dans le cas des métashales et des méta-grauwackes 2, accusant ainsi leur originalité (fig. 39). Comme dans les faciès précédents, le couple  $Fe_2O_3-MgO$  montre une excellente corrélation ( $r = 0.92$ ) avec une ordonnée à l'origine nulle. Là encore, fer et magnésium sont donc liés dans une même phase. Les valeurs de  $X_{Mg}$  ( $\bar{x} = 0.45 \pm 0.04$ ) sont identiques à celles des métashales et à celles du sous groupe 1 des méta-grauwackes 2. Seul un échantillon (L909) possède un  $X_{Mg}$  plus faible (.35). Cette phase ferro-magnésienne est probablement une chlorite. En effet :

- il ne peut s'agir de biotite car fer et magnésium sont nettement anticorrélés ( $r = -0.78$ ) avec le potassium et la présence de ce minéral devrait au contraire perturber fortement les corrélations par le jeu antagoniste de  $K_2O$  dans la biotite et le feldspath potassique (voir ci-dessous les relations  $K_2O-SiO_2$ ) ;

- il ne peut s'agir non plus d'une amphibole car - CaO est mal corrélé avec fer et magnésium et - la présence d'une amphibole (hornblende et a fortiori actinote-trémolite) dans le sédiment imposerait que l'alumine y soit apportée par des argiles, or ces deux minéraux sont stables à des étapes différentes de la différenciation sédimentaire et sont donc incompatibles.

Les comportements de  $K_2O$  et CaO par rapport à  $SiO_2$  sont autant de caractères originaux de ces gneiss. La bonne corrélation positive ( $r = 0.78$ ) entre potasse et silice est à l'opposé de ce qui se passait dans les métashales et dans les méta-grauwackes 2. Ceci montre que  $K_2O$  n'est pas lié à l'illite qui devrait décroître corrélativement à la chlorite (donc à  $Fe_2O_3$  et  $MgO$ ), mais que cet élément était sous forme de feldspath potassique, lequel est en relation directe avec



	1	2	3	4	5
n	30	6	27		
SiO <sub>2</sub>	76.06(2.8)	75.10	74.76	69.56	65.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.72(1.5)	12.29	11.68	14.08	15.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.68(0.9)	5.08	4.79	5.72	6.63
MnO	0.06(0.04)		0.11	0.10	
MgO	1.57(0.4)	2.35	2.02	2.19	3.16
CaO	1.00(0.4)	0.47	1.28	2.61	2.25
Na <sub>2</sub> O	1.69(0.4)	1.63	2.23	3.02	3.79
K <sub>2</sub> O	2.71(0.8)	2.39	2.37	2.09	2.48
TiO <sub>2</sub>	0.53(0.1)	0.67	0.75	0.63	0.63
n	14		27		
Rb	69(25)		79		88
Sr	206(42)		183		424
Ba	877(326)*		653		
Zr	219(34)		272		196
Y	28(3)		25		
Nb	14(13)		11		
Ni	25(14)		46		91
Co	11(2)		15		
V	75(24)				
Cr	82(31)		75		
U	0.6(0.5)				
Th	9.4(4.6)		13		

Tableau 13 - Composition moyenne des métagrauwackes 2 (gneiss à grenat riches en feldspath potassique) de la suite khondalitique de la ceinture des Granulites de Laponie comparés à quelques moyennes extraites de la littérature.

1 - Métagrauwackes, Laponie ; 2 - Grauwackes de Nouvelle Zélande (Reed, 1957 ; p. 16 ; analyses n° 16) à 21) ; 3 - Grauwackes dalradiennes du Connemara (Senior et al., 1978) ; 4 - Moyenne de grauwackes de Pettijohn (in Wedepohl, 1969, p. 260) 5 - moyenne des grauwackes du Wyoming (Condie, 1967). (\* n. = 2).

avec la proportion de silice. Un autre trait intéressant est la corrélation négative entre CaO et SiO<sub>2</sub> qui, bien que moyenne, est largement meilleure que dans le cas des gneiss à sillimanite-grenat ou des gneiss à grenat riches en feldspath potassique (corrélation nulle). De plus, la bonne

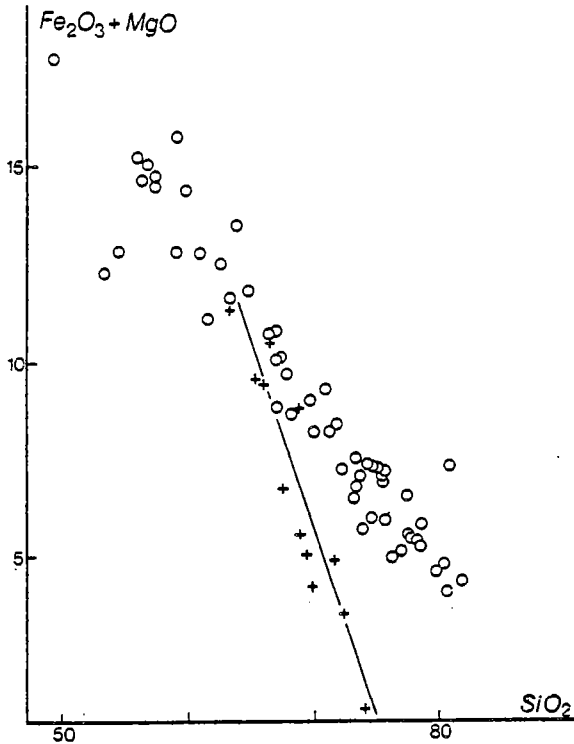


Figure 39 - Comparaison des corrélations  $(Fe_2O_3 + MgO) - SiO_2$  entre les métagrauwackes 1 (croix) et l'ensemble métashales - métagrauwackes 2 (cercles).

corrélation entre chaux et alumine montre que CaO était lié au composant anorthite du plagioclase. Il y a donc une relation inverse entre anorthite et silice. Ceci est amplement confirmé par la corrélation négative remarquable ( $r = -0.86$ ) entre CaO et  $K_2O$ , indicatrice en outre du fait que le plagioclase est progressivement remplacé par le feldspath potassique lorsque la silice augmente.

Ces relations inter-élément, typiques de la différenciation magmatique, montrent la nette prédominance des caractères ignés dans cette famille de gneiss. Néanmoins, la présence de chlorite montre que ces roches ont été soumises aux processus d'altération et doivent être à ce titre considérées comme des roches d'origine sédimentaires.

Le comportement de  $Na_2O$  en fonction de  $SiO_2$  est un peu plus erratique, mais reste néanmoins significatif. Sur le diagramme  $Na_2O - SiO_2$  (fig. 40), on remarquera le net accroissement des teneurs en soude à silice croissante, à l'exception de trois échantillons.

#### Calcul du mode chimique

Des relations mutuelles entre les éléments majeurs, il ressort que ces gneiss sont constitués de quartz, plagioclase, feldspath potassique et chlorite. Cependant, comme ils possèdent à la fois des caractères de roches sédimentaires et de roches ignées, on peut s'interroger sur la présence éventuelle dans certains échantillons soit de minéraux des argiles, soit de biotite. Compte tenu de ce qui précède, on peut attribuer CaO et  $Na_2O$  au plagioclase et  $Fe_2O_3$  et MgO à la chlorite, et les soustraire de la teneur globale en alumine. L'alumine restante sera associée au potassium soit sous forme de feldspath potassique, dans ce cas, le rapport  $(Al_2O_3)/(K_2O)$  en millimolécules sera théoriquement de 1 (en fait proche de 1.07), soit sous forme d'illite et dans ce cas, ce rapport sera très supérieur à 1 (de l'ordre de 3.5). Ceci constitue ainsi une mesure approximative de l'excès de l'un ou l'autre élément : un excès d'alumine sera comptabilisé comme minéraux des argiles (illite, kaolinite ou montmorillonite), un excès de potasse impliquera la présence de biotite ou d'une chlorite moins alumineuse que celle retenue pour le calcul. Les rapports de ces gneiss étant similaires à ceux des métashales nous avons pris la composition de la chlorite 1 du tableau 8. Les rapports  $(Al_2O_3)/(K_2O)$  montrent que tous les échantillons comportent feldspath potassique et chlorite, à l'exception de trois (L580, L909, L523) qui comportaient de la biotite ou une chlorite moins alumineuse proche par exemple de celle donnée dans le tableau 8 (chlorite 2).

Le calcul de la composition modale (tabl. 14) montre que ces gneiss à grenat riches en plagioclases, héritent de caractères ignés : accroissement de la proportion de feldspath potassique

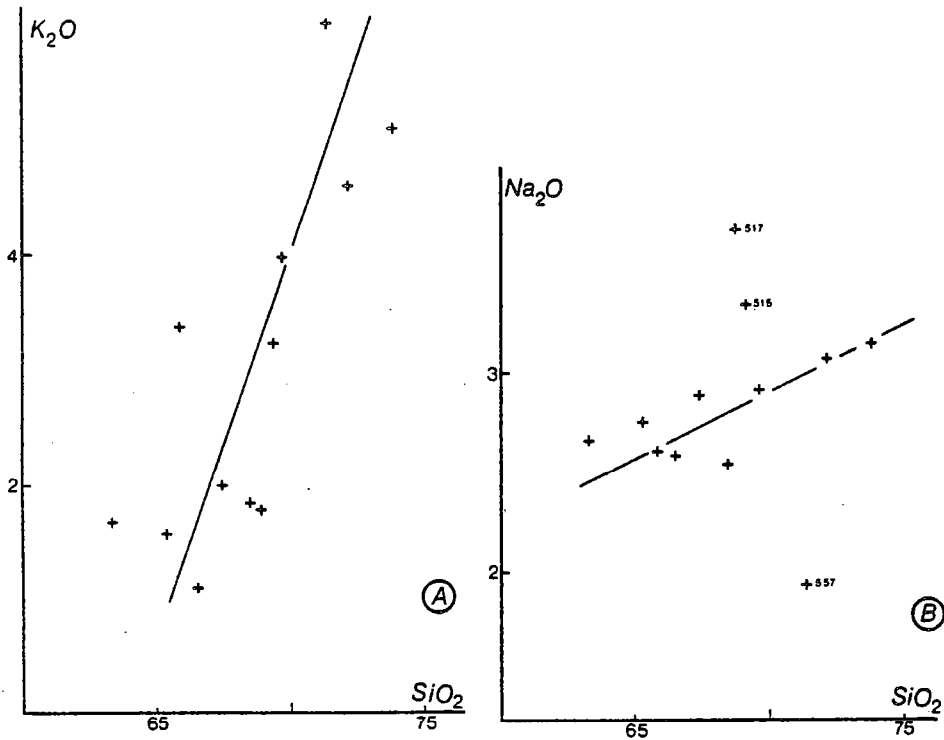


Figure 40 - Diagrammes  $Na_2O-SiO_2$  et  $K_2O-SiO_2$  pour les métagrauwackes 1. Dans le premier diagramme, la droite de régression a été calculée sans les échantillons L515, L517 et L557.

	1	2	3	4
	L684	L515	L602	E17
Quartz (+ chert ?)	31	29	32	31
Feldspath-K	9	24	30	40
Plagioclase				
Albite	21	23	19	18
Anorthite	16	13	4	9
Chlorite	17	9	6	2
Illite	5	2	8	0
Ti. oxydes	1	0.5	0.5	0

Tableau 14 - Exemples de compositions modales des métagrauwackes 1. Explications dans le texte.

au détriment du plagioclase et baisse de la teneur en anorthite de ce dernier lorsque la teneur en silice augmente. Cependant, la présence de chlorite comme minéral ferromagnésien et de minéraux des argiles (illite ou kaolinite ou montmorillonite) montre clairement que ces gneiss correspondent

à des grauwackes lithiques. Ces méta-grauwackes 1, peuvent provenir de matériaux volcaniques remaniés ou de l'altération ménagée de granodiorite.

#### Comportement des éléments traces

Seuls les éléments comme Co, Ni, V, montrent des variations cohérentes avec la silice. Les éléments de transition montrent à silice croissante une baisse plus rapide que dans les types précédents (fig. 41), cohérentes avec celle de la somme  $Fe_2O_3 + MgO$ .

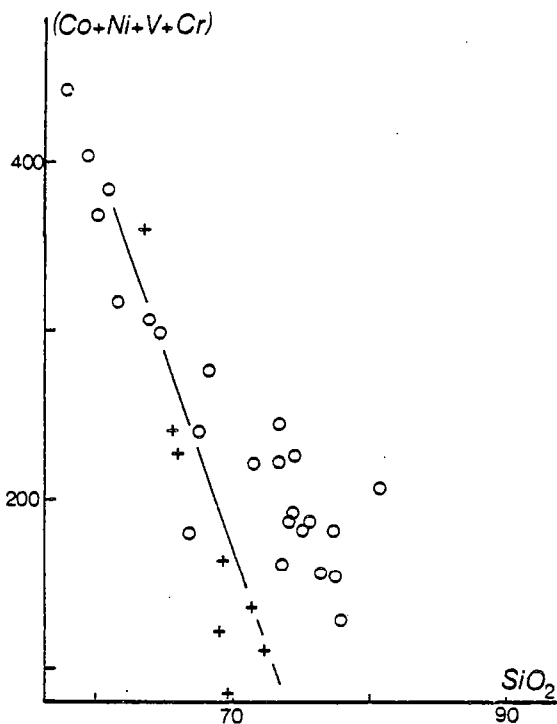


Figure 41 - Comportement différent de la somme (Co, Ni, V, Cr) en fonction de  $SiO_2$ , entre métagrauwackes 1 (croix) et l'ensemble métashales-métagrauwackes 2 (cercles).

permet pas une étude détaillée des corrélations.

Gneiss riches en feldspath alcalins - Ces gneiss se caractérisent par leur richesse en silice (70-75%), en potasse (4-5.5%) et inversement par leur pauvreté en titane et éléments traces autres que les alcalins et alcalino-terreux. Leurs compositions sont similaires à celles des rhyolites (tabl. 16). Cependant, certaines corrélations entre  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$  et  $TiO_2$  d'une part et  $SiO_2$  ou  $Al_2O_3$  d'autre part montrent que ces roches volcaniques acides ont probablement été remaniées (altération des feldspaths et association de minéraux de type biotite et/ou oxydes Fe-Ti au quartz).

Gneiss à plagioclase-biotite-grenat - Ces gneiss se caractérisent par des teneurs en silice moyenne,

#### Compositions moyennes comparées

La composition moyenne des grauwackes 1 correspond bien à la composition des grauwackes au sens strict (tab. 15) confirmant de ce fait leur caractère peu mature. On notera cependant des caractères rappelant ceux mis en évidence dans les métashales et les métagrauwackes 2 : plus faibles teneurs en  $CaO$  et  $Na_2O$  et plus fortes en  $K_2O$ . Les moyennes des éléments traces sont assez proches des valeurs de la moyenne de la croûte continentale exceptées les teneurs en éléments de transition qui sont systématiquement plus faibles d'un facteur 2.

#### Les métavolcanites

Ces roches d'origine volcanique probable, forment deux groupes distincts encadrant les métagrauwackes 1 (fig. 27) : des termes de composition rhyolitique et des termes de composition andésitique ou apparentés. Le petit nombre d'analyses disponibles dans chacun de ces ensembles ne

	1	2	3	4	5
n	12			132	
SiO <sub>2</sub>	68.58(2.9)	69.56	65.35	69.51	60.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.75(0.6)	14.08	15.72	14.76	15.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.84(2.3)	5.72	6.65	4.20	7.20
MnO	0.08(0.06)	0.10			0.12
MgO	1.82(0.8)	2.19	3.16	1.11	3.90
CaO	2.47(0.9)	2.61	2.25	2.55	5.80
Na <sub>2</sub> O	2.83(0.4)	3.02	3.79	3.51	3.20
K <sub>2</sub> O	3.02(1.5)	2.09	2.48	4.14	2.50
TiO <sub>2</sub>	0.58(0.4)	0.63	0.63	0.51	1.00
n	8				
Rb	84(32)	51*	88		90
Sr	352(107)	120*	424		375
Ba	896(478)				425
Zr	198(51)	300*	196		165
Y	26(11)				23
Nb	< 10				20
Ni	37(12)	40*	91		75
Co	11(4)				25
V	72(40)				135
Cr	53(41)				100
Th	11.1(6.8)				9.6
U	0.6(0.3)				2.7

Tableau 15 - Composition moyenne des méta-grauwackes 1 (gneiss à grenat riches en plagioclase)  
 1- Méta-grauwackes 1, Laponie ; 2 - Grauwackes moyenne de Pettijohn (in Wedepohl, 1969). les  
 éléments traces, marqués d'une astérisque sont de Wedepohl (in Pettijohn, 1961) ; 3- Moyenne des  
 grauwackes du Wyoming (Condie, 1967) ; 4 -Moyenne d'adamellite (Le Maître, 1976) ; 5 - Moyenne de  
 la croûte continentale (Taylor, 1964).

assez fortes en alumine et une tendance ferromagnésienne nette. Ils se distinguent néanmoins des métashales par des teneurs en calcium et sodium élevées. Leur composition moyenne est proche de celle des andésites (tabl. 16). Nous reviendrons sur ces roches un peu plus en détail lors de l'étude des roches de la suite charnockitique (Chap. 6).

	1	2	3	4
n	6	1	8	
SiO <sub>2</sub>	73.88(1.0)	73.71	61.21(2.5)	59.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.41(1.1)	14.55	17.99(1.5)	17.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	1.42(0.7)	1.74	7.75(2.1)	6.8
MnO	0.03(0.02)	0.06	0.09(0.03)	0.16
MgO	0.43(0.3)	0.36	3.01(0.6)	3.42
CaO	1.06(0.4)	1.57	4.66(1.5)	7.03
Na <sub>2</sub> O	3.05(0.9)	3.75	2.72(0.6)	3.68
K <sub>2</sub> O	4.67(0.5)	4.16	1.71(0.5)	1.60
TiO <sub>2</sub>	0.06(0.06)	0.15	0.88(0.3)	0.70
n	4		2	
Rb	94(26)		59(35)	31
Sr	227(93)		207(2)	385
Ba				270
Zr	62(23)		153(14)	110
Y	< 10		35(6)	21
Nb			11(2)	
Ni	< 10		50	18
Co	< 10		26(0)	
V	< 10		135(22)	
Cr	< 10		104(13)	56
Th	< 2			0.7
U	0.3(0.2)			

Tableau 16 - Composition moyenne des métavolcanites acides (gneiss riches en feldspaths alcalins) et intermédiaires (gneiss à plagioclase-biotite-grenat).

1- Gneiss riches en feldspath alcalin, Laponie ; 2- Ignimbrite, Sardaigne (Coulon et al., 1978) ; 3- Gneiss à plagioclase-biotite-grenat, Laponie ; 4- Composition moyenne d'andésites circum-pacifique (Taylor et al., 1966).

#### GNEISS RICHES EN QUARTZ

##### Comportement des éléments majeurs

Leur composition moyenne est (tabl. 18), caractérisée par une très forte teneur en silice (84.7 %), semblable à celle des grès. Les rapports SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, toujours supérieurs à 8, sont symptomatiques de la grande abondance du quartz.

Ces gneiss sont constitués principalement de quatre oxydes (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO et Na<sub>2</sub>O) dont

	L577	L571	L567	L690
Quartz (+ chert ?)	59	65	72	76.50
Feldspath-K	4	2	10	7
Plagioclase	29(An <sub>41</sub> )	24(An <sub>41</sub> )	9(An <sub>33</sub> )	5(An <sub>20</sub> )
Chlorite	4	4	5	8
Illite	2	3.5	3.5	3
Fe-oxyde	1.5	1.2	0.2	-
Ti-oxyde	0.5	0.3	0.3	0.5

Tableau 17 - Exemples de compositions modales des métagrès. Explications dans le texte.

la somme est généralement proche de 96% et dont les corrélations sont excellentes ( $r > 0.93$ ). Ces dernières ne sont compatibles ni avec la présence d'une matrice carbonatée ni avec la présence d'une matrice siliceuse (grauwackes dilués par un ciment siliceux) dans le sédiment originel. Ces gneiss étaient à l'origine constitués d'une fraction détritique de quartz et plagioclase (fig. 42), le premier se substituant progressivement au second. Les rapports entre CaO et Na<sub>2</sub>O nécessitent un peu plus d'attention. En effet, il y a un accroissement régulier du rapport Na<sub>2</sub>O/CaO (de 0.9 à 1.8) corrélativement à la silice. Les causes d'une augmentation des teneurs en soude peuvent être soit le développement d'albite diagénétique, soit l'aptitude des plagioclases les plus riches en albite à résister préférentiellement à la différenciation sédimentaire (marquée ici par l'accroissement des teneurs en quartz), soit enfin une augmentation de la proportion de feldspath potassique (comportant fréquemment quelques % d'albite). La première éventualité semble peu réaliste dans la mesure où le développement d'albite diagénétique se ferait en fonction des teneurs en silice ; précisément cette relation entre les teneurs en silice et les rapports Na<sub>2</sub>O/CaO montrent que ces variations sont probablement antérieures à la diagenèse. La seconde hypothèse semble la plus plausible. Enfin, il existe effectivement une corrélation entre les teneurs en K<sub>2</sub>O et les rapports Na<sub>2</sub>O/CaO à mettre en relation soit avec la teneur en albite du feldspath potassique soit avec la nature des matériaux originels dont dérivent ces roches.

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et MgO ont des comportements rappelant ceux décrits à propos des métagrauwackes 2. En effet, deux groupes d'échantillons peuvent être distingués en fonction des rapports Mg/Fe+Mg : l'un ayant des valeurs de  $X_{Mg}$  proche de 0.4 ( $\bar{x} = 0.42 \pm 0.02$ ) analogues à celles données pour les métashales et les métagrauwackes, l'autre avec des valeurs de  $X_{Mg}$  nettement plus faibles ( $\bar{x} = 0.28 \pm 0.03$ ). Comme il est possible de le voir sur la figure 43, l'enrichissement en fer et magnésium dans le groupe ayant des  $X_{Mg}$  de 0.42 se fait parallèlement au rapport MgO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de la chlorite, montrant clairement le rôle de ce minéral sur les teneurs en ces deux éléments. Par contre, dans le second groupe, l'enrichissement en fer se fait à magnésium constant, comportement symptomatique de l'intervention d'une phase de type oxyde. La corrélation positive entre Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et TiO<sub>2</sub> bien que moyenne est cependant intéressante. On remarquera en effet que le groupe le plus riche en MgO (donc le plus riche en chlorite) possède les teneurs en titane les plus fortes. Si TiO<sub>2</sub> était associé à Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, dans les oxydes (ilménite ou titanomagnétite), la corrélation entre ces deux éléments devrait être beaucoup moins bonne, car le fer est essentiellement lié à la chlorite. En outre, dans le groupe le plus riche en MgO, les deux échantillons (L567 et L107G) montrant un enrichissement en fer par rapport à la chlorite (fig. 43) sont les échantillons les plus pauvres en titane, indiquant

	1	2	3
	9	253	9
SiO <sub>2</sub>	84.70(2.3)	84.0	75.22(7.6)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.59(1.6)	5.1	10.95(3.7)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	2.79(0.4)	1.5	3.07(0.7)
MnO	0.04(0.01)	0.03	0.11(0.05)
MgO	0.73(0.2)	1.3	1.44(0.7)
CaO	1.36(0.7)	5.9	7.81(3.6)
Na <sub>2</sub> O	1.55(0.5)	0.48	0.45(0.2)
K <sub>2</sub> O	0.86(0.3)	1.4	0.57(0.4)
TiO <sub>2</sub>	0.39(0.1)	0.27	0.38(0.1)
n	3		2
Rb	27(19)		18(19)
Sr	175(105)		182(26)
Ba	314		
Zr	303(113)		185(21)
Y	15(7)		22(6)
Nb	< 10		< 10
Ni	< 10		20(13)
Co	< 10		< 10
V	45(9)		28(4)
Cr	50(5)		41(4)
Th	14.8(8.9)		11.6(2.8)
U	1.2(0.8)		2.8

Tableau 18 - Composition moyenne des métagrès (gneiss riches en quartz) et des métasiltites carbonatées (gneiss à silicates calciques).

1 - Gneiss riches en quartz, Laponie ; 2 - composition moyenne de grès (Clarkes, 1924, in Wedepohl, 1969) ; 3 - Gneiss à silicates calciques, Laponie.

La composition modale (tabl. 17) montre la décroissance rapide du pourcentage de plagioclase lorsque le quartz augmente, le léger accroissement des teneurs en feldspath potassique, la constance de la chlorite et des oxydes de titane et la présence dans la plupart des cas d'une faible proportion d'illite (muscovite ?). Les teneurs irrégulières en oxyde de fer peuvent être liées soit à la fraction détritique (magnétite), soit à la présence d'un ciment ferrugineux (limonites).

Enfin, le calcul de la composition modale de l'échantillon E20 montre que celui-ci contenait une certaine proportion de biotite (avec/sans chlorite ?) rendue nécessaire par les fortes teneurs en K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O et CaO. Cette présence de biotite est confirmée par les teneurs relatives en fer et titane identiques à celles des biotites courantes (fig. 43). Cet échantillon se caractérise

par là même la dissociation entre ce dernier élément et les oxydes de fer. Le diagramme MgO-TiO<sub>2</sub> confirme ces relations : excepté l'échantillon E20, l'enrichissement en MgO s'accompagne d'une augmentation corrélative des teneurs en TiO<sub>2</sub>. Il est donc probable que le titane soit principalement associé à la chlorite sous forme de rutilite ou anatase (chlorites provenant de la déstabilisation de biotite?). Bien que l'on ait une association entre fer, magnésium et titane, on notera que le minéral porteur ne peut pas être la biotite. En effet, compte tenu des teneurs en ces trois éléments, la majeure partie du potassium devrait être associée à la biotite, or K<sub>2</sub>O présente une corrélation négative avec les trois premiers. Il s'agit donc plus vraisemblablement, dans les deux groupes d'échantillons (seules les proportions entre minéraux étant différentes), d'une association entre une chlorite semblable à celle des métashales, des oxydes de fer et des oxydes de titane (rutilite ou anatase).

Calcul du mode chimique

Le mode a été calculé en considérant l'assemblage minéralogique suivant, déduit des relations inter-éléments examinées ci-dessus : quartz, plagioclase, feldspath potassique, chlorite (chlorite du tabl. 8) illite (représentant d'éventuels minéraux des argiles), oxyde de fer et oxyde de titane.



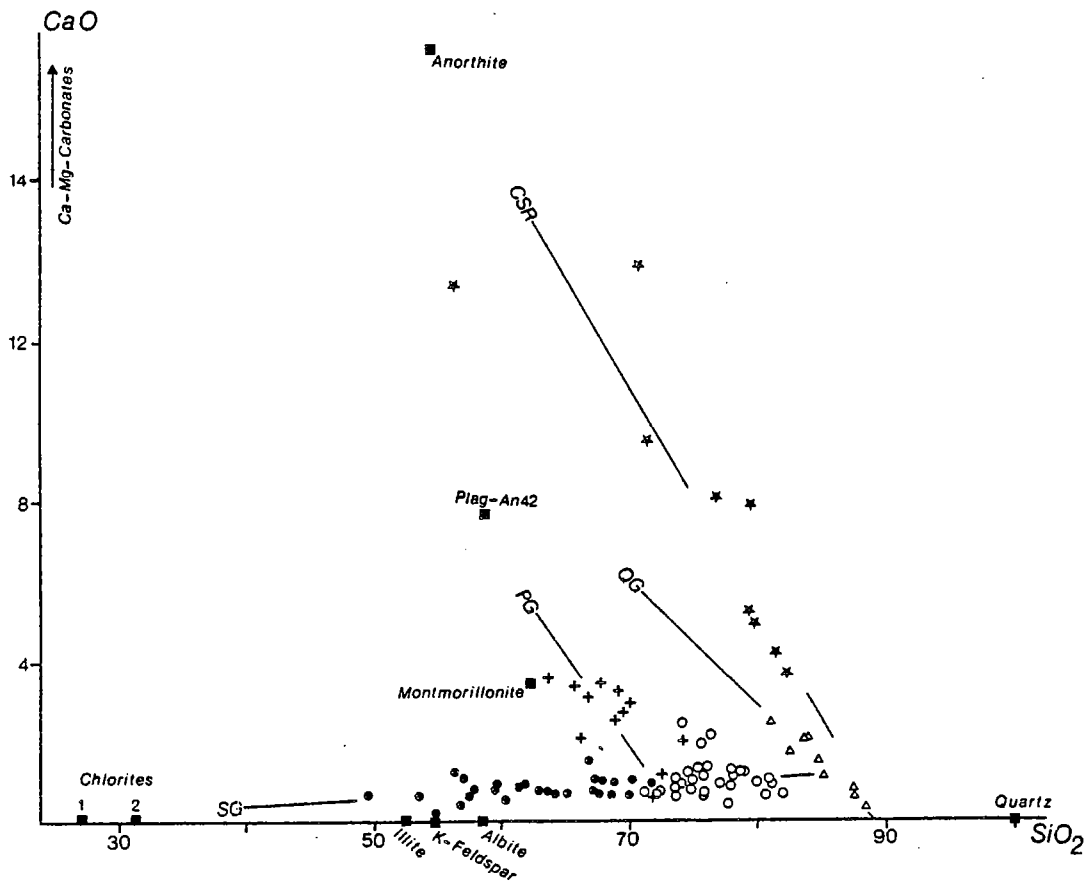


Figure 42 - Diagramme CaO-SiO<sub>2</sub> pour l'ensemble des faciès de la suite khondalitique. Même légende que pour la figure 31.

en outre par sa forte teneur en oxyde de fer dans le mode chimique.

#### Comportement des éléments traces

En dépit du nombre très restreint d'échantillons (3), certains éléments traces montrent des variations significatives, parallèles à celles observées pour les éléments majeurs, en particulier : nette décroissance du Sr lorsque la silice croît, accroissement des teneurs en Zr (de 207 à 427 ppm) et Th (de 8 à 25 ppm) montrant la concentration en minéraux lourds des termes les plus siliceux (les plus riches en quartz), et par là-même confirmant le caractère évolué de ces roches méta-sédimentaires.

#### GNEISS A SILICATES CALCIQUES

##### Comportement des éléments majeurs

Ces gneiss se caractérisent par leur richesse en chaux ( $3.6 < \text{CaO} < 13.7\%$ ) et en silice (à l'exception de l'échantillon L154). Ils forment apparemment une série continue (figure 42) où CaO et SiO<sub>2</sub> jouent un rôle antagoniste. Cette abondance de calcium liée à des teneurs en MgO

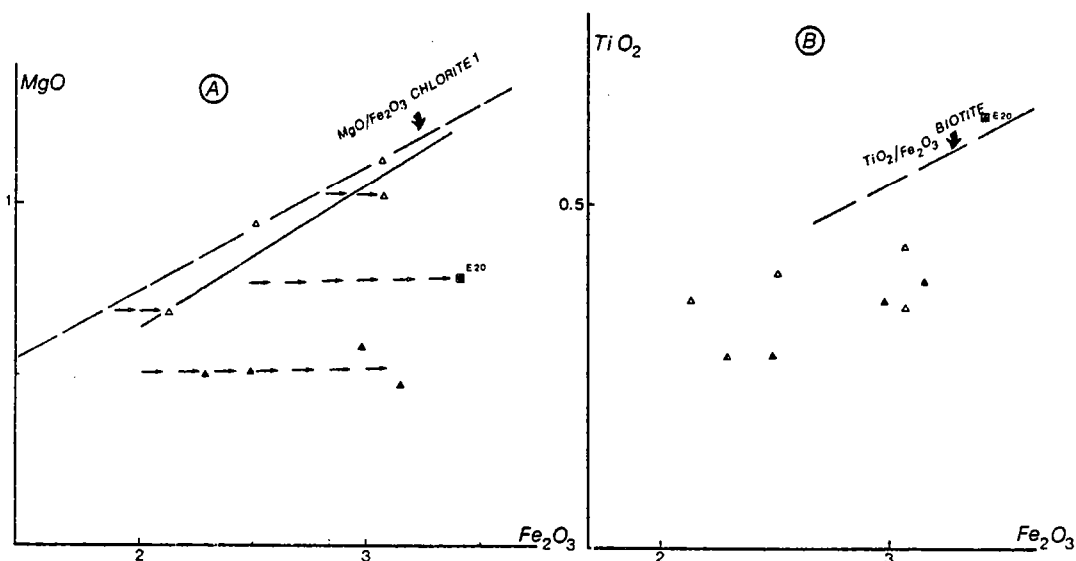


Figure 43 - Diagramme  $MgO-Fe_2O_3$  pour les gneiss riches en quartz. On remarquera les deux groupements d'échantillons : l'un (triangles vides) formant une tendance parallèle à celle des chlorites, l'autre (triangles pleins) montrant un fort enrichissement en  $Fe_2O_3$  à  $MgO$  constant. Diagramme  $TiO_2-Fe_2O_3$  montrant un enrichissement en  $TiO_2$  similaire dans les deux groupes précédents et la position de l'échantillon E20 à proximité du rapport  $TiO_2/Fe_2O_3$  d'une composition moyenne de biotite de tonalite.

relativement faibles (<3%) montre que ces roches ne peuvent provenir d'anciennes roches volcaniques basiques. Ceci est amplement confirmé par leur extrême pauvreté en alcalins (tabl. 18) ( $Na_2O+K_2O < 1.57\%$ ). Cette particularité est d'ailleurs un trait commun à de nombreuses roches à silicates calciques ou calco-magnésiennes (voir Moine, 1971).

Un premier fil conducteur dans l'interprétation de cet ensemble est de considérer, compte tenu des conditions de gisement, qu'il dérive des groupes lithologiques précédemment décrits par addition d'une charge carbonatée calcique. Il est aisé de constater qu'il ne peut s'agir d'une simple dilution des shales ou grauwackes par la chaux (quelle qu'en soit d'ailleurs l'origine, sédimentaire ou diagénétique) en raison - de leur sous-alcalinité marquée et - de leurs caractères relativement hypersiliceux. On remarquera en outre que la grande pauvreté en  $CaO$  de l'ensemble des formations de la suite khondalitique est un argument supplémentaire à l'encontre de l'origine diagénétique de la chaux.

L'étude de ce type de roche est rendue difficile en raison des échanges métasomatiques qui semble-t-il s'y déroulent assez fréquemment ("couple carbonate-pélite" de Vidale, 1969 ; voir également Moine, 1971). Les observations ou travaux expérimentaux des auteurs ci-dessus ou encore de Orville (1963) ou de Hewitt et Orville (1966) montrent que la juxtaposition de niveaux carbonatés et pélitiques se traduit dans les premiers par un appauvrissement en alcalins par rapport à l'alumine et par un accroissement de  $Na/K$  engendré par une migration de potassium hors des zones calciques (compensé ou non par un apport de sodium). Néanmoins, Moine (1971) montre à ce propos que dans certains cas la sous alcalinité peut être rapportée à un héritage sédimentaire (cas de certains gneiss à pyroxène et plagioclase calcique de Madagascar) et que la prépondérance de  $Na$  sur  $K$  peut avoir une même origine (schistes versicolores des Pyrénées). Il semble que dans le cas des gneiss à silicates calciques de la ceinture des granulites de Laponie, l'influence des migrations d'éléments ne soit pas très important et en tout cas pas suffisante pour que l'on puisse lui attribuer ce caractère nettement hypo-alcalin. Les raisons en sont les suivantes :

- D'une façon générale, les rapports de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{CaO}$  à l'alumine (inerte) ne montrent pas de variations cohérentes ; de même les rapports  $\text{Na/K}$  qui se répartissent en deux groupes (l'un à 2.5, l'autre à 0.8) restent constants quelles que soient les teneurs en  $\text{CaO}$  de la roche. Enfin, le défaut d'alcalinité est tout aussi marqué dans les roches les moins calciques (4-5%  $\text{CaO}$ , ce qui correspond à une charge carbonatée très faible) que dans les termes les plus riches en chaux (13%).

- Il existe effectivement des auréoles réactionnelles entre ces gneiss et l'encaissant pélitique ou grauwakeux. Les réactions métamorphiques (voir le chapitre qui leur est consacré) montrent essentiellement une augmentation progressive des teneurs en albite du plagioclase vers l'encaissant. D'un point de vue strictement chimique, cela se manifeste par une augmentation des teneurs en soude associée à une baisse des teneurs en chaux (voir les analyses 1606 coeur et bordure données dans le tableau 19) et une augmentation des teneurs en silice vers la bordure ; la variation des teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$  n'est pas significative (en tout état de cause elle est à l'inverse de ce qu'elle devrait être).

	L1606 c	L1606 b
$\text{SiO}_2$	79.61	82.06
$\text{Al}_2\text{O}_3$	9.86	9.96
$\text{Fe}_2\text{O}_3^*$	2.54	1.95
$\text{MnO}$	0.12	0.11
$\text{MgO}$	1.40	0.69
$\text{CaO}$	4.93	3.63
$\text{Na}_2\text{O}$	0.43	1.02
$\text{K}_2\text{O}$	0.79	0.30
$\text{TiO}_2$	0.31	0.29

Tableau 19 - Comparaison entre les compositions chimiques du coeur (L1606c) et de la bordure réactionnelle (L1606b) d'un niveau de gneiss à silicates calciques. On notera les plus fortes teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{SiO}_2$  associées à une baisse de la teneur en  $\text{CaO}$  dans la bordure.

Si l'on revient en arrière, l'hypothèse d'une dilution des shales au grauwakeux par une charge carbonatée ne peut être retenue même en présence d'une métasomatose. En effet ces faciès comportent généralement des teneurs non négligeables en  $\text{Na}_2\text{O}$  (en moyenne entre 1 et 3%), or les travaux expérimentaux de Orville (1963) ou les observations de Moine (1971) montrent que le sodium tend à migrer vers les domaines les plus calciques. Les faibles teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  des gneiss à silicates calciques ont donc probablement une origine sédimentaire. Ceci s'oppose définitivement à l'hypothèse envisagée plus haut. Ces gneiss sont par conséquent des roches formées dans des conditions particulières, différentes de celles des shales et des grauwakeux.

Les teneurs originelles en potassium de ces gneiss sont plus difficiles à déterminer. Toutefois un certain nombre de présomptions tendrait à montrer qu'elles devraient être probablement aussi faibles que les teneurs en sodium. Le principal argument est qu'il n'existe aucun gradient géochimique entre le coeur de ces gneiss (0.8% de  $\text{K}_2\text{O}$  pour l'échantillon

L1606c), l'auréole réactionnelle (0.3% de  $\text{K}_2\text{O}$  pour l'échantillon L1606b) et l'encaissant de nature pélitique ou grauwakeuse (teneurs moyennes en  $\text{K}_2\text{O}$  et de l'ordre de 3%). On notera également - que les faibles teneurs en potassium sont indépendantes des teneurs en chaux et - que, si l'on se fie au comportement de la soude, rien ne prouve que ces gneiss aient contenus de fortes quantités de  $\text{K}_2\text{O}$ .

En définitive, l'origine métasomatique du caractère hypo-alcalin des gneiss à silicates calciques n'est pas du tout certaine dans notre cas. Il nous semble au contraire plus réaliste

d'envisager une origine sédimentaire pour les caractères hyposodique et hypopotassique de ces gneiss.

Sur cette base, nous pouvons maintenant tenter de déterminer la nature originelle des minéraux constitutifs de ces métasédiments. L'origine du calcium dans une phase de type carbonate est très nette compte tenu de l'absence de corrélation entre CaO et  $Al_2O_3$ . Si l'on ajoute à cela les faibles teneurs en alcalins, il est clair que la majeure partie de l'alumine est représentative d'une phase argileuse qui compte tenu des teneurs élevées en silice et l'existence d'une précipitation carbonatée, devait être vraisemblablement une montmorillonite. A cet égard, il est très intéressant de comparer l'analyse L154 recalculée pour CaO = 3.0% (teneur de la montmorillonite) à une moyenne de montmorillonite (tabl. 20) : la similitude est remarquable, au pourcentage en  $TiO_2$  près. Ce dernier est très bien corrélé ( $r = 0.95$ ) à  $Al_2O_3$  montrant son association aux minéraux des argiles. Le magnésium se corréle préférentiellement à l'alumine et au titane, mais mal avec  $Fe_2O_3$ .

	1	2	3
$SiO_2$	56.41	64.79	62.89
$Al_2O_3$	20.91	23.66	23.31
$Fe_2O_3^x$	4.21	3.48	4.69
MnO	0.08	0.02	0.09
MgO	3.02	3.89	3.37
CaO	13.31	3.04	3.0
$Na_2O$	0.50	0.32	0.56
$K_2O$	0.86	0.65	0.96
$TiO_2$	0.69	0.16	0.70

Tableau 20 - Comparaison entre la composition chimique de l'échantillon L154 (1), celle recalculée pour CaO = 3% (3) et la composition moyenne d'une montmorillonite (2).

semble pas devoir être retenue. En effet, dans ces gneiss, calcium et silice sont antagonistes, or les expériences de Vidale (1969) montrent au contraire que la silice tend à migrer vers les termes les plus calciques. Dès lors deux solutions restent possibles (ou une combinaison des deux) : soit une origine chimique, soit une origine détritique.

La précipitation chimique de silice ne peut être exclue a priori compte tenu de l'âge de ces formations (voir Cloud, 1973 ; Veizer, 1973). Cependant, sans exclure une éventuelle participation de cherts dans ces sédiments, celle-ci est probablement restée limitée. En effet, la précipitation de silice et de carbonates nécessite un milieu relativement isolé de façon à obtenir une certaine sursaturation. On devrait donc trouver simultanément la précipitation de ces deux éléments. Or en fait, tout ce passe comme s'ils étaient antagonistes. Il semble donc plus probable que la silice représente une fraction détritique. Enfin, une origine de la silice indépendante de celle de l'alumine est contradictoire avec la corrélation très bonne, sinon parfaite ( $r = 0.99$

MgO est donc probablement associée à la montmorillonite alors que le fer même s'il se trouve pour partie dans la phase argileuse comme sembleraient l'indiquer les corrélations fer-titane et fer-magnésium, est présent préférentiellement dans un autre minéral qui, vu la très bonne corrélation entre CaO et  $Fe_2O_3$  ( $r = 0.89$ ), devrait être un carbonate (sidérite ou ankérite). Cette présence du fer sous forme de carbonate ne doit pas sembler anormale dans la mesure où l'âge des formations est protérozoïque inférieur (voir Veizer, 1973). Les faibles teneurs en  $Na_2O$ , correspondant probablement à un caractère primaire, sont sans doute le fait d'une proportion mineure de feldspath détritique. Il semble qu'il en soit de même pour le potassium vu qu'il existe un certain parallélisme (sans corrélation cependant) dans les proportions en ces deux éléments.

Reste enfin à débattre de l'origine des teneurs importantes en silice ( $SiO_2/Al_2O_3$  6). L'origine métasomatique de celle-ci ne

sur l'ensemble des échantillons,  $r = 0.92$  si l'on exclue l'échantillon L154, un peu particulier), entre  $Al_2O_3$  et  $SiO_2$  (fig. 44) sur la base des analyses recalculées sans calcium. Enfin, cette corrélation négative montre que la silice ne peut pas être de façon importante liée à des argiles riches en silice de type smectites.

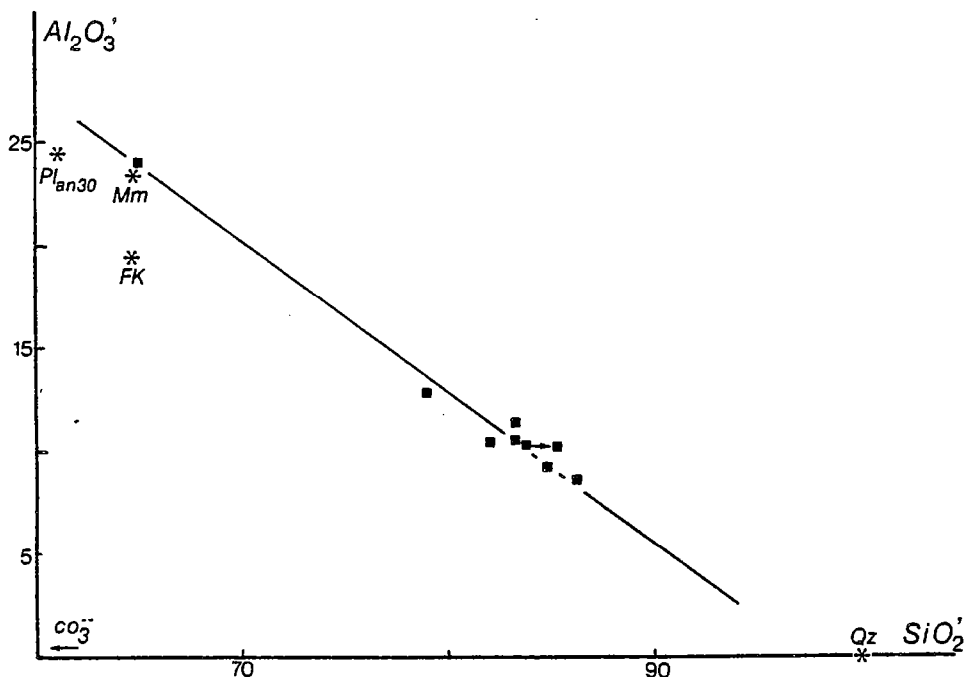


Figure 44 - Diagramme  $Al_2O_3'$  -  $SiO_2'$  (valeurs recalculées pour  $CaO = 0$ ) pour les gneiss à silicates calciques. La flèche correspond aux échantillons L1606 (Tabl. 19). La composition des minéraux est donnée dans le tableau 8. Explication dans le texte.

La fraction détritique, compte tenu de l'abondance des argiles, devait vraisemblablement être d'une granulométrie très fine. De tels sédiments à quartz et argiles ne sont pas des roches exceptionnelles mais correspondent à un mélange entre silts et argilites. Nous pensons en fait que la sous-alcalinité de ces gneiss à silicates calciques pourrait précisément résulter de la nature de cette fraction détritique. La taille granulométrique est sans doute trop fine pour permettre la survivance des feldspaths qui sont très probablement altérés.

#### Calcul du mode chimique

Les minéraux retenus pour ce calcul sont donc les suivants : quartz, feldspath potassique plagioclase (comme il n'est pas possible de connaître la quantité de  $CaO$  associée à  $Na_2O$ , nous avons choisi un plagioclase moyen de composition An30), montmorillonite, calcite et sidérite représentant la fraction carbonatée, et enfin titane compté comme oxyde (rutile ou anatase).

Le résultat (tabl. 21) n'appelle pas de commentaires particuliers. On remarquera simplement la grande abondance du quartz et des argiles correspondant bien à la définition des argilites silteuses. Les quantités de carbonates restent dans l'ensemble relativement limitées.

#### Comportement des éléments traces

Les deux échantillons analysés ne permettent pas de poursuivre plus avant les interprétations,

	L1612	L1478	L1606 c	L583
Quartz (+ chert)	40	48	53	57
Feldspath-K	6	--	4.2	--
Plagioclase (An <sub>30</sub> )	5.6	3.6	4	1.5
Montmorillonite	38	40	34	32
Calcite	8	7	3.5	7
Siderite	2	1	1	2.2
Ti-oxydes	0.4	0	0.3	0.3

Tableau 21 - Exemples de composition modale des métasiltés carbonatés. Explications dans le texte.

mais ils confirment néanmoins ce qui a été écrit sur la base des éléments majeurs. Les faibles teneurs en Sr par rapport à CaO s'accordent aussi bien avec l'absence de plagioclase qu'avec celle de la précipitation de sulfates (voir Jarcusse, 1978). Les teneurs en Zr, Th et U sont très proches de celles des shales, argument supplémentaire pour une forte proportion d'argile dans ces roches.

#### CONCLUSION

Ayant mis en évidence l'héritage supracrustal sédimentaire et volcano-sédimentaire de la suite khondalitique, nous sommes en mesure de préciser la signification sédimentologique et subséquentement de proposer un paléo-environnement dans lequel s'est déposé cette association lithologique.

Lors de l'étude des caractères chimiques de chacun des groupes lithologiques nous avons vu la nette parenté existant entre métashales et métagrauwackes 2, l'originalité des métagrauwackes 1 et enfin le caractère très particulier des roches carbonatées. Nous considérons successivement chacun de ses ensembles.

#### L'association métashales-métagrauwackes 2

En se fondant sur la nature de cette association de shales et de grauwackes, on peut considérer que la majeure partie de la suite khondalitique correspondait à l'origine à une série détritique terrigène.

Le premier point à souligner est l'équivalence des caractères chimiques de ces deux familles : similitude des corrélations entre éléments impliquant des assemblages minéralogiques de même nature, similitude des rapports entre certains éléments indicative d'une origine commune. Chaque groupe conserve néanmoins ses caractères propres : homogénéité remarquable des métashales, plus grande dispersion des échantillons représentatifs des métagrauwackes et comportement chimique de certains éléments rappelant celui des roches ignées. Ces deux groupes représentent donc probablement des tranches granulométriques différentes d'un même matériel de départ.

Le second point à remarquer est le caractère rythmique et monotone de cette association. Celui-ci en raison de son existence systématique, peut être rapporté au phénomène sédimentaire en dépit des transpositions métamorphiques. Cette rythmicité du dépôt de fractions mal classées et

de taille assez grossière, et de fractions fines homogènes, est typique des formations détritiques mises en place par des courants de turbidité : stratifications régulières avec alternance de niveaux de lutites et arénites (cf. séquences de Bouma, 1962). On peut donc considérer cette association métashales-métagrauwackes 2 comme d'anciens sédiments sous-marins mis en place au niveau d'un talus continental.

De nombreux auteurs ayant montré l'évolution des conditions de sédimentation avec le temps (en particulier Veizer, 1973 ; voir également la synthèse bibliographique de Windley, 1977), il nous a semblé intéressant de considérer les caractères chimiques des métasédiments de la ceinture des granulites de Laponie en fonction de leur âge et de la nature de la source des matériaux détritiques.

Les rapports des alcalins entre eux ou avec l'alumine montrent une bonne cohérence avec les données estimées pour les sédiments de même âge (environ 2.0 - 2.5 Ga) :

- les rapports  $K_2O/Na_2O$  (3.0) et  $Na_2O/Al_2O_3$  (0.7) des métashales correspondent à ceux des shales protérozoïque inférieur données par Veizer (1973) ;
- les valeurs des précédents rapports ainsi que les teneurs en  $SiO_2$  assez élevées montrent l'importance de la contribution des roches granitiques (s.l.) dans les matériaux détritiques et par là même le caractère différencié de la croûte continentale soumise à l'érosion.

La comparaison entre la composition moyenne des sédiments de la ceinture des granulites (supposée être représentée en première approximation par une part de shales et une part de grauwackes) et la composition moyenne du Bouclier archéen du SW de l'Australie constitué en grande partie de gneiss acides et de granites (Lambert et Heier, 1968) confirme le caractère différencié de la croûte continentale source des matériaux détritiques (tabl. 22).

	1	2	3
$SiO_2$	69.14	67.0	69.51
$Al_2O_3$	15.37	14.5	14.76
$Fe_2O_3^x$	6.76	4.8	4.20
MnO	0.09	0.2	-
MgO	2.37	2.5	1.11
CaO	0.85	4.0	2.55
$Na_2O$	1.48	2.5	3.51
$K_2O$	3.27	3.0	4.14
$TiO_2$	0.69	0.5	0.51

Tableau 22 - Comparaison entre (1) la composition moyenne de la suite khondalitique représentée en première approximation par 1/2 shales + 1/2 grauwackes 2, (2) la moyenne du Bouclier archéen du SW de l'Australie (Lambert et Heier, 1968) et (3) une composition moyenne d'adamellite (Le Maître, 1976).

Enfin, un dernier trait remarquable des métasédiments de Laponie est leur extrême pauvreté en CaO. Ceci montre :

- l'absence de précipitation carbonatée liée à cette sédimentation détritique,
- une altération des roches relativement importante de façon à hydrolyser les plagioclases,
- l'existence d'une solubilité du calcium nettement supérieure à celle que l'on peut observer actuellement.

Ces roches ont donc un caractère relativement mature et les conditions de sédimentation sont cohérentes avec l'absence de sédimentation carbonatée hémipélagique observée dans les formations anté-dévonniennes (Veizer, 1973).

L'association métagrauwackes 1 - métavolcanites

Cet ensemble est très différent du précédent par des teneurs en CaO et  $Na_2O$  beaucoup plus fortes. Les métagrauwackes 1 ont les caractères chimiques des roches peu matures avec une nette prédominance des caractères ignés sur les caractères sédimentaires. Leur

composition moyenne est proche de celle des quartz-monzonites (Le Maître, 1976).

Les méta-grauwackes 1, par leur chimisme particulier, s'opposent à la grande maturité des sédiments de la série grauwackes 2 - shales. Cette dualité peut être interprétée de deux façons :

- les méta-grauwackes 1 témoignent de périodes d'érosion intenses de roches plutoniques et de ceintures de roches vertes du socle, ou- ils ont une origine différente et sont issus d'une activité volcanique.

Il est difficile de trancher entre ces deux hypothèses, il est d'ailleurs probable que ces sédiments soient le résultat d'une contribution volcanique associée à une contribution purement détritique. La seconde hypothèse semble cependant plus probable dans la mesure où il existe effectivement des métavolcanites. Celles-ci sont réparties en deux groupes différents :

- des métavolcanites felsiques de composition rhyolitique, témoignant d'un volcanisme acide de type subalcalin ;
- des métavolcanites intermédiaires, de compositions proches de celles des andésites ou dacites.

Quoi qu'il en soit, la présence des méta-grauwackes 1 et des métavolcanites, représentant environ le quart des formations de la suite khondalitique, est très importante par le fait qu'elle témoigne d'une instabilité géotectonique significative : activité volcanique importante et peut-être périodes d'érosion intense (cordillère en voie de démantèlement ? Conditions climatiques ? Fortes pluies tombant sur un continent sans ouverture végétale... ?).

#### Les roches carbonatées

Comme nous l'avons vu précédemment, ce groupe possède des caractères particuliers impliquant des conditions de dépôt différentes de celle des shales et grauwackes. En effet, le dépôt d'argillites et silts requiert un milieu de très faible énergie. En outre la présence de graphite et parfois son abondance pourrait être un indice en faveur de l'intervention de processus biochimiques dans la précipitation des carbonates. Une contrainte supplémentaire tient à la connaissance que l'on a des conditions de sédimentations à l'Archéen et au Protérozoïque inférieur (voir Veizer, 1973).

En effet, il est actuellement admis qu'il n'y a pas eu de carbonate de calcium hémipélagique avant le Silurien (Tucker, 1974) voir avant 200 M.a. (Veizer, 1973). Compte-tenu de l'âge des formations étudiées, le milieu de dépôt devait être soit du type plateau continental sous faible tranche d'eau, soit lagunaire. Il y a donc là incompatibilité avec les métashales et méta-grauwackes dont les caractères de turbidites impliquent un milieu de dépôt très différent : mer ouverte et plus précisément, talus continental. La présence de ces niveaux carbonatés dans cette série détritique résulte donc probablement de l'intervention de courants de turbidité affectant épisodiquement des dépôts de plate-forme.

Ces niveaux carbonatés peuvent être en fin de compte interprétés comme des turbidites (analogie avec les calcaires allodapiques de Meischner, 1964).

#### Le paléo-environnement

De nombreuses classifications des environnements sédimentaires ont été proposées (Crosby, 1972 ; Selley, 1978). D'autres auteurs ont tenté d'intégrer et de définir ces environnements en fonction de leur situation géotectonique dans le cadre de la Tectonique des Plaques (Mitchell et Reading, 1969, 1978 ; Dewey et Bird, 1970 ; Blatt et al., 1980 ; Siever, 1979).

Sur la base des données synthétiques de ces auteurs, nous avons tenté de replacer les



formations sédimentaires de la ceinture des granulites de Laponie dans leur contexte géotectonique.

Les caractères chimiques nous ont permis d'interpréter la suite khondalitique, la plus importante unité de la ceinture des granulites, comme une série terrigène correspondant au dépôt de matériaux sédimentaires par des courantes de turbidité : matériaux détritiques provenant d'une croûte continentale ou du remaniement de sédiments carbonatés épicontinentaux.

L'environnement tectonique est donc à rechercher au niveau des marges continentales. L'existence de sédiments volcanoclastiques et volcanites indiquant une instabilité géotectonique serait en faveur d'un environnement de type marge continentale active, à la jonction de plaques convergentes (types Andes). On notera qu'un environnement de type arc insulaire ne peut être retenu (voir en particulier Hörmann et al., 1980), car la ceinture de la Tana et la ceinture des granulites ne sont pas des équivalents latéraux (dans cette hypothèse la ceinture de la Tana constituerait l'arc volcanique et la ceinture des granulites le bassin d'arrière-arc) mais sont stratigraphiquement superposées. Si l'on admet que les formations de la Tana sont les restes d'une ancienne marge océanique (voir Chapitre 2), la suite khondalitique peut être assimilée à une ceinture de type flysch localisée à la jonction d'une plaque océanique et d'une plaque continentale. Cependant la présence implicite d'une plate-forme continentale est contradictoire avec une marge de type Andes mais favorise un environnement de marge passive. C'est cette hypothèse que nous retiendrons. Enfin, si l'on tient compte des caractères de la déformation, la suite khondalitique n'est pas une série déritique engendrée par la collision continentale elle-même, mais lui est antérieure.

## LE COMPLEXE CHARNOCKITIQUE. MAGMATISMES THOLEITIQUE ET CALCO-ALCALIN

Résumé - Le complexe charnockitique est constitué d'un ensemble de roches (norites à charno-enderbites) caractérisé par l'association hypersthène-plagioclase. Leur mode de gisement témoigne de l'échelonnement de leur mise en place au cours de l'évolution de la ceinture des granulites : gisement en concordance sur les structures majeures ou en filons sécants sur ces mêmes structures. Certains assemblages minéralogiques sont très probablement d'origine magmatique.

L'étude de leurs caractères chimiques a permis de distinguer plusieurs séries différenciées :

- Deux séries tholéitiques semblables entre elles et aux formations métavolcaniques de la ceinture de la Tana, avec en particulier le même enrichissement en titane (isotitané). Seul le comportement différentiel de l'yttrium permet d'y distinguer deux séries. La première (série TH-1), à l'image des métavolcanites de la Tana, est caractérisée par un comportement normal de l'yttrium. Nous l'interprétons comme une série volcanique tholéitique correspondant à la prolongation durant la sédimentation donnant la ceinture des granulites, de l'activité volcanique intense de la ceinture de la Tana. La seconde série (série TH-2), marquée par un appauvrissement en Y au cours de la différenciation, est considérée comme une série plutonique dont la mise en place est synchrone du métamorphisme (collision continentale). Elle est supposée issue de la même activité magmatogène que les séries volcaniques, mais dans un contexte différent (stabilité du grenat).

- Trois séries calco-alcalines dont une peu importante et limitée aux seuls termes basaltiques. Les deux séries principales sont à l'instar de la série tholéitique TH-2, caractérisée par un appauvrissement en Y à différenciation croissante. Pour cette raison leur mise en place est aussi considérée comme synmétamorphe. Elles proviennent vraisemblablement de la fusion d'une même source de nature chondritique. Ce phénomène très limité dans le temps s'oppose au caractère durable de l'activité magmatique tholéitique.

Le complexe charnockitique peut être considéré comme le seul véritable témoin de l'évolution, non seulement de l'activité magmatique, mais également des conditions géodynamiques associées au développement de la zone mobile béloride.

### INTRODUCTION

#### Rappel

Ce complexe constitue 20 % environ de la surface de la ceinture des granulites. Il se caractérise minéralogiquement par l'ubiquité de l'association hypersthène-plagioclase.

Le recensement des conditions de gisement de ces roches et leur étude pétrographique (cf. chap. 1) nous ont conduit aux conclusions suivantes :

- Leur mode de gisement soit en lames d'épaisseur variable concordantes sur les structures régionales majeures (phase 2) soit en corps intrusifs sur ces mêmes structures, montre clairement l'étalement dans le temps de leur mise en place.

- L'hétérogénéité marquée de leur composition minéralogique qui nous a amené à ne les classer que d'après les proportions des minéraux ferromagnésiens, laisse prévoir l'existence de plusieurs séries différentes.

- Si celles qui ont un gisement discordant peuvent être considérées sans problème comme des roches plutoniques, rien ne permet d'exclure a priori la présence de métavolcanites dans celles dont le gisement est concordant. L'existence probable de plusieurs séries de différenciation irait dans ce sens. Hörmann et al. (1980) ont d'ailleurs interprété l'ensemble du complexe charnockitique comme d'anciennes roches volcaniques. Il conviendra donc de faire la part des choses, dans la mesure du possible.

#### Données analytiques

L'essentiel des données analytiques utilisées dans ce chapitre sont celles de Convert (1981).

Nous y avons ajouté celles d'Eskola (1952), Moreau (1980) et quelques données personnelles de gisements bien déterminés. L'ensemble de ces analyses est listé en annexe avec mention de l'origine. Quelques analyses ont été éliminées soit en raison de leur caractère anormal, soit parce qu'elles n'appartiennent pas à la ceinture des granulites.

### CARACTERES CHIMIQUES

Si à certains types de gisement (filons) sont associés des faciès particuliers (cumulats ultramafiques notamment), ce n'est pas le cas des roches à gisement concordant dont l'origine est probablement très variée (volcanites, plutonites). Nous avons donc dans un premier temps considéré que les caractères chimiques. Nous avons ainsi mis en évidence plusieurs groupes homogènes à partir des corrélations entre les différents oxydes.

### CARACTERES GENERAUX

#### Définition des différentes séries

La nature des différentes séries peut être présentée sur la base des données analytiques brutes. En effet, un regard rapide sur les teneurs en oxydes montre très nettement l'existence de trois types de roches :

- l'un, comportant la majeure partie des échantillons, se distingue par des teneurs assez basses en  $TiO_2$  (< 1 %) et assez élevées en alumine (caractère calco-alcalin) ;
- le second, riche en titane (> 1 %) et avec des teneurs modérées en alumine, rappelle les roches d'affinité tholéitiques ;
- le troisième enfin, comprenant un nombre restreint d'échantillons, riche en fer et magnésium (> 12 %) et pauvre en alumine (< 10 %), correspondant aux cumulats ultramafiques.

D'autres caractères sont également à noter :

- les variations des teneurs en silice s'échelonnent entre 48 et 63 %, indiquant l'existence possible de séries fractionnées, depuis des termes de composition basaltique jusqu'à des dacites ;
- les teneurs en  $K_2O$  varient dans d'assez larges proportions ( 0.2 à 2.5 %) ; ces valeurs sont d'ailleurs fréquemment plus élevées que la normale indiquant un apport potassique. Ce dernier est confirmé par les fortes teneurs en rubidium (jusqu'à 80 ppm). Ceci se traduit dans les faits par une croissance de biotite précoce (synfoliation) ou tardive (rétromorphique) aux dépens des pyroxènes. Nous ne pouvons donc pas prendre comme marqueurs de la différenciation les différents index calculés à partir des normes et opposant feldspaths et ferromagnésiens.

Compte-tenu de toutes ces remarques préliminaires, nous avons retenu comme critères les diagrammes de Miyashiro (1973) :  $SiO_2$  et  $TiO_2$  en fonction du rapport  $FeO^X/MgO$  (fig. 45). Si l'on exclut les cumulats ultramafiques, quatre lignées évolutives se distinguent nettement et sont cohérentes sur les deux diagrammes :

- trois séries calco-alcalines caractérisées par des évolutions des teneurs en titane parallèles mais avec des teneurs initiales différentes ;
- une série tholéitique s'individualisant par un enrichissement en silice plus lent et s'amortissant rapidement ; de même l'accroissement des teneurs en titane avec la différenciation est symptomatique d'une affinité tholéitique (fig. 45 et 50).

Les variations des autres éléments justifient l'existence des séries définies précédemment.

Nous examinerons successivement les caractéristiques de chacune d'elles.

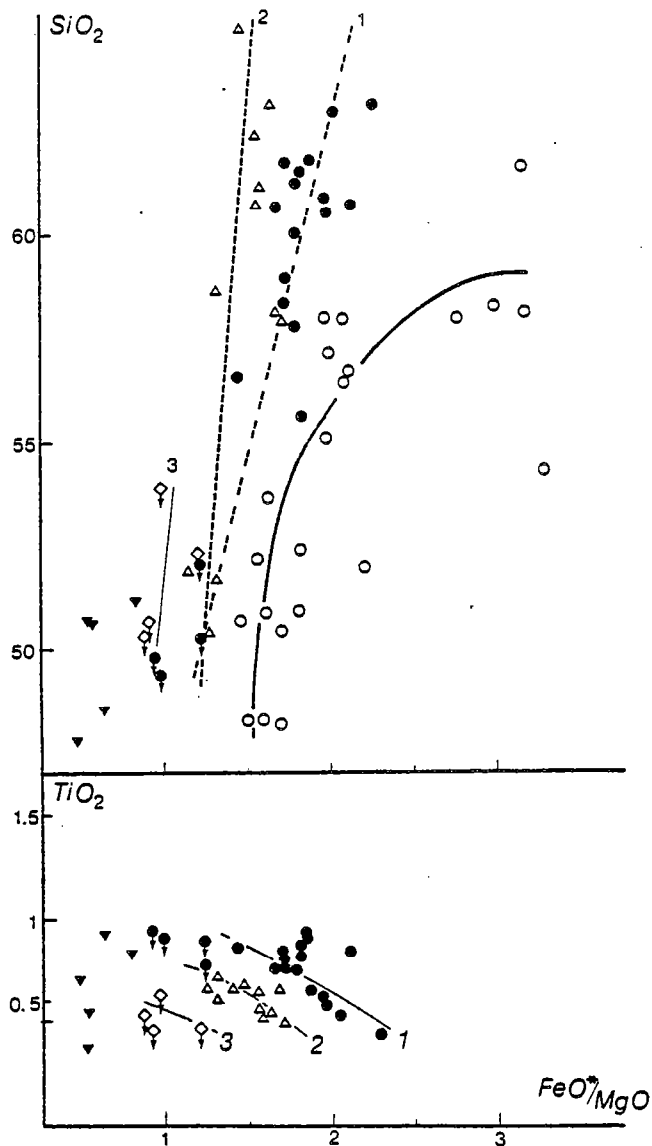


Figure 45 - Le report des données analytiques concernant le complexe charnokitique, dans les diagrammes  $SiO_2$  et  $TiO_2$ , en fonction du rapport  $FeO^*/MgO$  (Miyashiro, 1973), montre l'existence d'une série tholéïtite (cercles), d'une série calco-alkaline intermédiaire (points), d'une série calco-alkaline (triangles), d'une série calco-alkaline limitée à des termes basaltiques (losanges) et de cumulats ultramafiques (triangles inversés). La série tholéïtite n'a pas été reportée dans le diagramme  $TiO_2$  -  $FeO^*/MgO$  pour des raisons de clarté (cf. fig. 51). Les flèches indiquent les échantillons à caractère accumulatif.

#### Nature des assemblages minéralogiques

Les cumulats pyroxénitiques présentent en commun un caractère important : un gisement en filons sécants sur les structures régionales (foliation). Quelques uns de ces filons possèdent en outre des caractéristiques paragéométriques importantes. En effet certains d'entre eux (éch. L1669 de Convert, 1981) ont commencé à cristalliser dans les conditions de stabilité de l'association clinopyroxène-grenat, puis se sont mis en place dans des conditions plus superficielles marquées

par la stabilité de l'association orthopyroxène-plagioclase. Ceci se traduit dans les faits par des assemblages à opx-plg avec des températures (couples opx-cpx) de l'ordre de  $830 \pm 50^\circ\text{C}$  et des assemblages réactionnels à Opx-Plg autour des grenats (voir Convert, 1981, p. 75 et Pl. 6).

Peut-on considérer les assemblages minéralogiques des roches de la suite charnockitique comme des assemblages primaires (ou peu modifiés), c'est-à-dire issus de la cristallisation de liquides magmatiques dans les conditions du faciès granulitique ? Des éléments de réponse nous sont fournis par les cumulats pyroxénitiques et de façon plus incertaine par les températures déterminées à partir des assemblages orthopyroxènes-clinopyroxènes (Convert, 1981). L'échantillon L1669 évoqué ci-dessus, montre l'existence d'assemblages antérieurs à la mise en place du filon et de ce fait vraisemblablement de nature magmatique. En outre, les températures déterminées par géothermométrie s'échelonnent entre  $700^\circ\text{C}$  et  $1090^\circ\text{C}$  avec 40 à 50 % des mesures comprises entre  $900^\circ\text{C}$  et  $950^\circ\text{C}$ . Ces températures liées à une clôture précoce des systèmes chimiques que sont les assemblages opx-cpx, sont trop élevées pour être des températures métamorphiques, les granulites de la suite khondalitique devant être presque totalement fondues à de telles températures, en dépit des pressions partielles d'eau relativement faibles (cf. chapitre 9). En outre, ces températures ne sont pas incompatibles avec les températures données pour le solidus des basaltes (à une pression de l'ordre de 5-8 Kb) pour peu que les liquides ne soient pas totalement anhydres (Holloway et Burnham, 1972).

Deux réserves importantes doivent cependant être faites : - ceci ne s'applique évidemment qu'aux roches plutoniques, les métavolcaniques éventuelles ayant bien entendu des assemblages métamorphiques, et - nous nous trouvons dans le domaine où précisément interviennent deux phénomènes concurrents, des cristallisations magmatiques (l'échantillon L1669 en est un bel exemple) et des recristallisations métamorphiques. Il est ainsi difficile de faire la part des choses.

#### LES SÉRIES CALCO-ALCALINES

Nous étudierons en premier lieu les séries calco-alkalines, pour des raisons de commodité. En effet les résultats que nous allons acquérir au cours de leur étude nous seront précieux lorsque nous examinerons la série tholéitique.

#### Compositions moyennes

La série CA-1. Les termes de composition basaltique ( $\text{SiO}_2 < 52\%$ ) se distinguent de ceux des deux autres séries par des teneurs en titane plus élevées (0.9 %) mais semblables à celles des basaltes calco-alkalins du Bouclier canadien (tabl. 23) données par Baragar et Goodwin (1969).

Les autres éléments montrent des teneurs systématiquement plus faibles par rapport à la moyenne des basaltes (Manson, 1967), à l'exception de la silice dont les teneurs sont équivalentes (49-50 %) et de  $\text{MgO}$  beaucoup plus abondant (9,7 % contre 6,6). Ceci témoigne de l'existence probable de phénomènes d'accumulation de minéraux ferro-magnésiens comme pyroxène ou olivine. On remarquera en outre que les trois échantillons analysés (J53, 54 et 19) sont tous caractérisés par ces phénomènes d'accumulation. De même l'échantillon E9 de nature andésite-basaltique possède des teneurs assez élevées en  $\text{MgO}$ .

Les roches de composition andésitique ( $56 < \text{SiO}_2 < 61\%$ ) sont les plus abondantes. Elles sont proches, quant aux éléments majeurs (tabl. 24), des diorites (Le Maître, 1976) ou des andésites de marges continentales (Mac Birney, 1969). Les teneurs en éléments traces sont semblables à celles de la moyenne des andésites des Andes (Jakès et White, 1971)

Enfin, les termes les plus silicieux correspondent aux dacites ( $61 < \text{SiO}_2 < 65\%$ ). Les

	1	2	3	4	5	6
n	3	3	1	45	24	
SiO <sub>2</sub>	49.87(0.4)	51.33(0.8)	50.62	48.8	49.3	50.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.37(1.9)	18.43(0.4)	18.66	15.20	16.0	17.58
FeO <sup>x</sup>	9.94(1.2)	7.90(0.06)	8.32	10.90	10.7	9.75
MnO	0.15(0.02)	0.12(0.02)	0.13	0.20	0.17	0.25
MgO	9.67(1.6)	6.23(0.6)	9.15	6.13	6.6	7.39
CaO	8.47(0.4)	8.80(0.2)	9.38	9.20	9.9	10.50
NaO	2.64(0.1)	2.58(0.4)	1.56	2.10	2.8	2.75
K <sub>2</sub> O	1.46(0.9)	0.92(0.3)	0.40	0.31	1.0	0.40
TiO <sub>2</sub>	0.91(0.02)	0.63(0.03)	0.46	0.91	2.0	0.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.59(0.2)	0.70(0.7)	0.25		0.32	0.14
n	3	3	1			
Rb	40(31)	9(2) <sup>b</sup>	3		10	
Sr	729(198) <sup>b</sup>	564(4) <sup>b</sup>	420	196	330	
Ba	1221(871)	327	127	85	115	
Zr	197(168)	125(93)	39	140	100	
Y	30(3)	20(4)	13			
Nb	6(3)	7(2)	2			
Ni	158(20) <sup>b</sup>	53(11) <sup>b</sup>	97	108	25	
Co	59(4) <sup>b</sup>	37(12) <sup>b</sup>	72			
V	223(37) <sup>b</sup>	167(43) <sup>b</sup>	147		255	
Cr	587(417)	318(11) <sup>b</sup>	391	296	40	

Tableau 23 - Séries calco-alcalines du complexe charnockitique. Composition moyenne des roches basiques (SiO<sub>2</sub> 52%). Ecart type entre parenthèses. 1- série CA-1 ; 2 - série CA-2 ; 3 - série CA-3 ; 4 - moyenne de basaltes du Bouclier canadien (Baragar et Goodwin, 1969) ; 5 - composition moyenne des basaltes (Manson, 1967) ; 6 - moyenne de "high alumina basalt" (Kuno, 1960).

teneurs, tant en éléments majeurs qu'en traces (tabl. 25) sont identiques à celles de diverses moyennes (Le Maître, 1976 ; Lopez et al. 1974, 1979).

La série CA-2. Cette série se différencie de la précédente par des termes basaltiques plus pauvres en TiO<sub>2</sub> (0.6 %) et plus riches en alumine (18,4 %). Les teneurs en MgO sont semblables à celles des

	1	2	3	4	5
n	10	4		29	
SiO <sub>2</sub>	59.01(1.9)	58.85(1.3)	57.48	58.65	59.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.70(1.0)	18.40(1.1)	16.67	17.43	17.20
FeO <sup>x</sup>	6.23(0.9)	5.94(0.3)	7.17	6.37	6.80
MnO	0.09(0.02)	0.07(0.02)	0.12	0.10	0.16
MgO	3.52(0.7)	3.54(0.2)	3.71	3.28	3.42
CaO	5.81(0.5)	5.80(0.9)	6.58	6.26	7.03
Na <sub>2</sub> O	3.41(0.5)	3.20(0.2)	3.54	3.82	3.68
K <sub>2</sub> O	1.59(0.5)	1.26(0.3)	1.76	1.99	1.60
TiO <sub>2</sub>	0.77(0.1)	0.58(0.08)	0.95	0.79	0.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30(0.1)	0.26(0.1)	0.29	0.18	0.28
n	9	3			
Rb	40(20)	33(11)		135	31
Sr	538(166)	536(52)		420	385
Ba	590(161) <sup>c</sup>	361(113)		720	270
Zr	116(45)	77(43)		180	110
Y	14(7.7)	7(4)			21
Nb	6(3)	3(2)			
Ni	54(17) <sup>c</sup>			30	18
Co	27(16) <sup>d</sup>	30(18)			
V	119(22) <sup>d</sup>	112(21)		215	
Cr	96(39) <sup>c</sup>			85	56

Tableau 24 - Série calco-alcalines du complexe charnockitique. Composition moyenne des roches intermédiaires ( $56 < \text{SiO} < 61$  %). Ecart-type entre parenthèses. 1 - série CA-1 ; 2 - série CA-2 ; 3 - moyenne des diorites (Le Maître, 1976) ; 4 - moyenne d'andésites de marges continentales (Mac Birney, 1969) ; 5 - moyenne des andésites circum-Pacifique (Taylor et White, 1965).

basaltes. Les teneurs en CaO se rapprochent de celles des basaltes archéens du Canada (Baragar et Goodwin, 1969). Leurs teneurs en Cr (300 ppm) sont assez élevées.

Les roches de composition andésitique ne se distinguent de celles de la série précédente que par des teneurs en titane plus faibles. Les éléments traces sont également en plus faible abondance (tabl. 24 et 25).

La série CA-3. Cette série n'est représentée que par quatre échantillons, de composition basaltique,

	1	2	3	4
n	6	4		1
SiO <sub>2</sub>	62.06(0.8)	62.91(1.6)	61.52	62.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.10(0.9)	17.20(1.0)	16.48	16.99
FeO <sup>x</sup>	5.73(0.5)	4.95(0.2)	5.47	5.13
MnO	0.09(0.02)	0.13(0.13)	0.08	0.17
MgO	3.04(0.5)	3.20(0.2)	2.80	2.34
CaO	5.02(0.6)	4.85(0.6)	5.42	6.51
Na <sub>2</sub> O	3.08(0.4)	3.36(0.1)	3.63	3.83
K <sub>2</sub> O	1.86(0.9)	1.53(0.06)	2.07	1.67
TiO <sub>2</sub>	0.71(0.2)	0.59(0.07)	0.73	0.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15(0.05)	0.22(0.2)	0.25	0.25
n	3	3		
Rb	45(6)	35(22)		45
Sr	449(54)	501(52)		465
Ba	485(121)	667(143)		365
Zr	107(11)	138(38)		
Y	24(19)	7(5)		
Nb	4(1)	3(2)		
Ni				
Cc	14(1)			13
V	97(11) <sup>b</sup>			120

Tableau 25 - Series calco-alcalines du complexe charnockitique. Composition moyenne des roches intermédiaires ( $61 < SiO_2 < 65$  %). Ecart-type entre parenthèse. 1 - série CA-1 ; 2 série CA-2 ; 3 - moyenne des tonalités (Le Maître, 1976) ; 4 - tonalite des batholites tertiaires du Chili (Lopez et al., 1974 , 1979).

caractérisés par rapport aux séries précédentes par des teneurs très faibles en titane (0,5 %). Leurs teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont élevées (>18 %). Les valeurs plus faibles en cet oxyde pour deux échantillons, liées à des teneurs assez fortes en MgO sembleraient indiquer des accumulations de pyroxène. L'échantillon ne présentant pas ces phénomènes (tabl. 23) a une composition proche de celle des "high alumina basalt", exceptées de fortes teneurs en magnésie.

Les cumulats ultramafiques. Ces faciès se caractérisent par des teneurs en fer ou magnésium très



élevées, en alumine très faibles (6-10 %) et en titane très variables. Quelques analyses représentatives sont données dans le tableau 26.

	1	2	3
	L984	L968	L967
SiO <sub>2</sub>	50.63	48.56	43.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.67	10.73	6.02
FeO <sup>x</sup>	13.10	10.64	28.70
MnO	0.15	0.09	0.16
MgO	25.24	16.84	15.01
CaO	0.91	7.87	1.09
Na <sub>2</sub> O	0.17	1.01	0.40
K <sub>2</sub> O	0.35	1.06	0.12
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.93	0.56

Tableau 26 - Complexe Charnockitique. Analyses représentatives de quelques cumulats pyroxénitiques.

#### Cursus de fractionnement

L'examen des diagrammes de variation des éléments majeurs et traces en fonction de MgO (fig. 46) permet de constater que les deux principales séries calco-alkalines présentent des tendances évolutives plutôt parallèles, témoignant de conditions d'évolution identique. Seules les abondances relatives en éléments permettent de les distinguer. La série CA-3, bien que limitée aux termes de composition basaltique montre une évolution similaire.

Si l'on exclut les échantillons à caractères accumulatifs, les roches des deux principales séries sont caractérisées par la décroissance de FeO<sup>x</sup>, CaO et TiO<sub>2</sub> et l'accroissement de SiO<sub>2</sub> et Na<sub>2</sub>O. L'alumine et la potasse montrent de très fortes dispersions

et n'ont pas été reportées pour cette raison dans les diagrammes. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est néanmoins nettement positivement corrélé à MgO. Les lignes de différenciation ne sont pas linéaires mais sont constamment affectées, bien que de façon plus ou moins nette en fonction des oxydes considérés, par une inflexion située pour une valeur de MgO de l'ordre de 4%. La continuité et la cohérence des variations des teneurs en oxydes en fonction de la différenciation montrent que les caractères géochimiques de chacune de ces deux séries sont cohérentes avec un processus de fractionnement liquide-solide. Le comportement du fer et du titane est bien du même type que celui des séries magmatiques calco-alkalines.

Si l'on examine maintenant les échantillons à caractère de cumulat (J 51, 53, 54, 19, 63) des séries CA-1 et CA-3, on constatera que les très fortes teneurs en Cr (jusqu'à 1780 ppm) associées à des teneurs modérées en Ni sont plutôt compatibles avec la cristallisation de pyroxènes. La baisse faible et régulière des teneurs en nickel à MgO décroissant tendrait à montrer qu'il n'y a pas eu de fractionnement d'olivine. La position des points de ces échantillons dans le diagramme CaO-MgO (fig. 47) indique qu'orthopyroxène et clinopyroxène ont participé au mécanisme d'accumulation. Selon que l'on considère la moyenne des basaltes ou les échantillons les plus magnésiens de la série CA-2 (indemnes d'accumulation) comme représentatifs des teneurs en CaO du liquide initial, clinopyroxène et orthopyroxène ont pu cristalliser dans les proportions respectives 1/4 à 2/3.

Le comportement comparé du calcium et du strontium est intéressant car il permet de voir que le plagioclase ne fractionne pas précocement, mais qu'il a cristallisé à un stade déjà avancé de la différenciation. En effet, pour MgO > 4%, on observe une décroissance régulière et modérée de CaO alors qu'au contraire, Sr croît légèrement. Ce stade correspond évidemment au fractionnement de clinopyroxène appauvrissant le liquide en calcium. Pour des valeurs plus faibles de MgO (< 4%) CaO et Sr décroissent très rapidement. Cette tendance résulte du fractionnement du plagioclase en plus des pyroxènes. On remarquera que la cristallisation du plagioclase a lieu en synchronisme

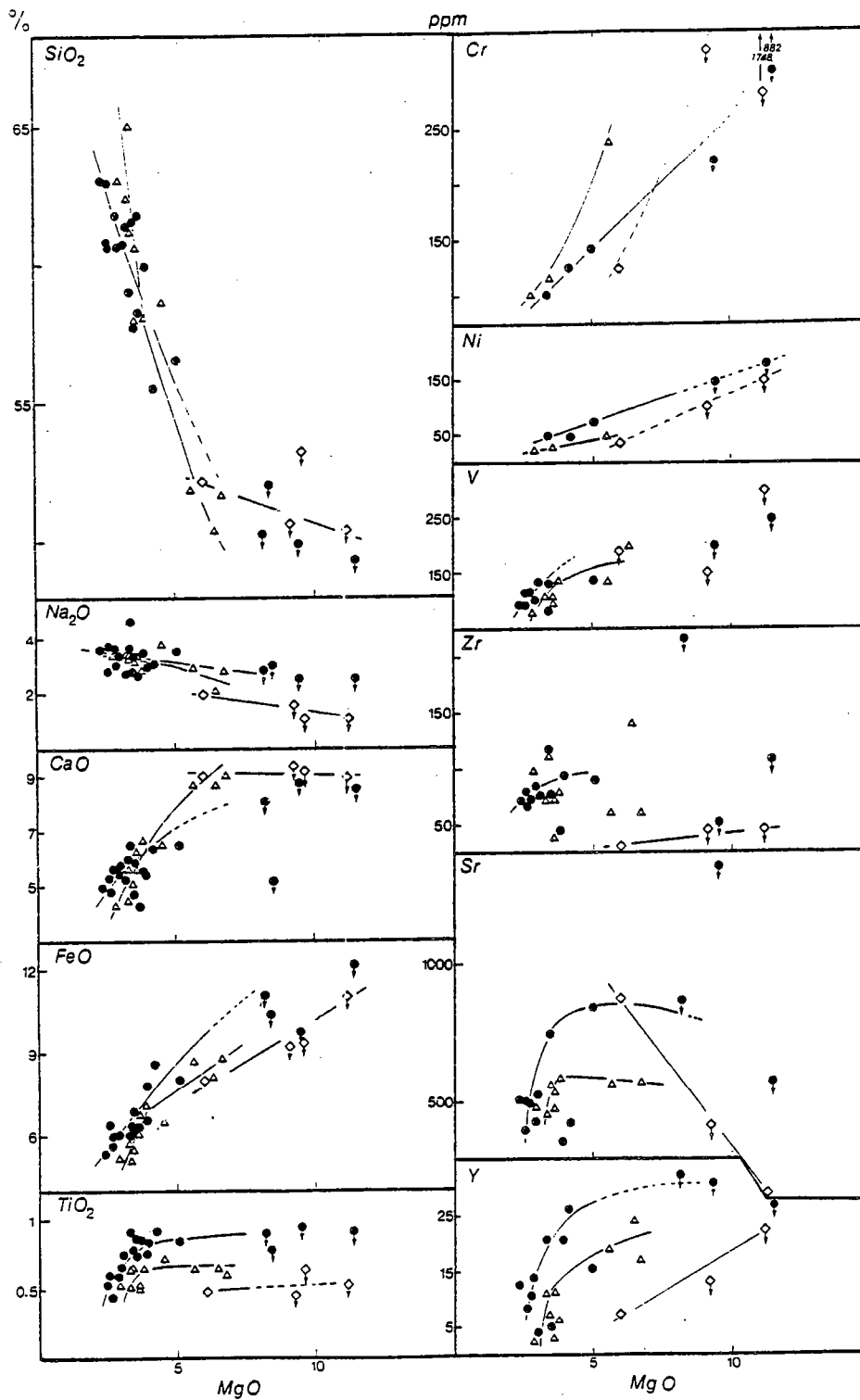


Figure 46 - Diagrammes des variations des principaux majeurs et des éléments traces en fonction de MgO, pour les séries calco-alcalines. Mêmes symboles que pour la figure 45.

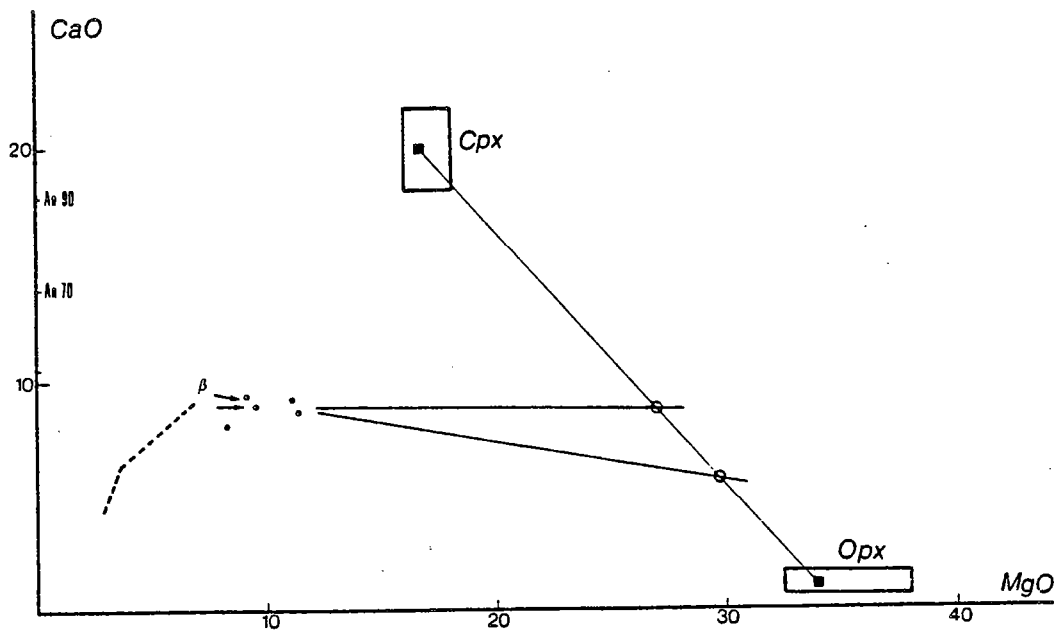


Figure 47 - Diagramme CaO-MgO. Les échantillons à caractère accumulatif sont figurés par des points. Le sens de leur déplacement est indiqué par des flèches, soit à partir du domaine des basaltes (B) soit à partir de l'échantillon le plus basique de la série CA-2 (tirets). Les deux principales séries calco-alcalines sont représentées par le trait discontinu. Les domaines et moyennes des pyroxènes sont ceux de Ross et al. (1954), cités par Deer et al. (1963).

avec le fractionnement d'un oxyde incorporant le titane.

L'évolution des teneurs en FeO, TiO<sub>2</sub> et V sont très proches l'une de l'autre. La même inflexion est visible pour MgO = 4 %. Le fractionnement d'un oxyde (de type ilménite probablement) s'est fait de façon constante au cours de la différenciation. Intervenant de façon limitée au départ (constance des teneurs en TiO<sub>2</sub> par compensation), il s'est nettement accentué à partir des termes de composition andésitique.

Les autres éléments traces comme Co et Nb présents en très faible quantité, Rb, Ba et Zr bien que relativement abondants, présentent des dispersions trop importantes pour être interprétables.

Le comportement très particulier de Y mérite quelque attention. En effet, contrairement aux séries calco-alcalines classiques où il se comporte comme un élément incompatible (Lambert et Holland, 1974), il montre dans les séries calco-alcalines de Laponie une corrélation positive avec MgO. Ce comportement bien que nettement plus accentué, rappelle celui décrit par Lambert et Holland (ibid.) comme type "J". Les échantillons des deux séries ayant des teneurs en MgO supérieures à 4 % ont des teneurs en Y et une évolution semblable à celles des séries calco-alcaline (fig. 48), c'est-à-dire baisse des teneurs en CaO à Y constant. La décroissance rapide des teneurs en Y, pour les roches de composition andésitique ou dacitique nécessite le fractionnement d'une phase supplémentaire susceptible d'incorporer l'yttrium dans sa structure comme peuvent le faire la hornblende ou le grenat. Cependant, les faibles pressions partielles d'eau régnant lors de la mise en place des roches seraient un indice en faveur du grenat, la hornblende étant rapidement instable dans les conditions du faciès granulite. Nous avons vu en outre que le grenat était susceptible d'intervenir dans les phénomènes de cristallisation fractionnée (Ech. L1669).

Quoi qu'il en soit, ces lignées très particulières constituent un trait remarquable de ces séries calco-alcalines. Un appauvrissement aussi marqué en Y mérite quelque attention. La similitude des lignées pour les deux séries calco-alcalines et leur caractère remarquable sont vraisemblablement à rechercher dans le caractère symmétamorphe (faciès granulite) de ces intrusions. Nous pensons que cette originalité constitue un bon argument en faveur de l'origine

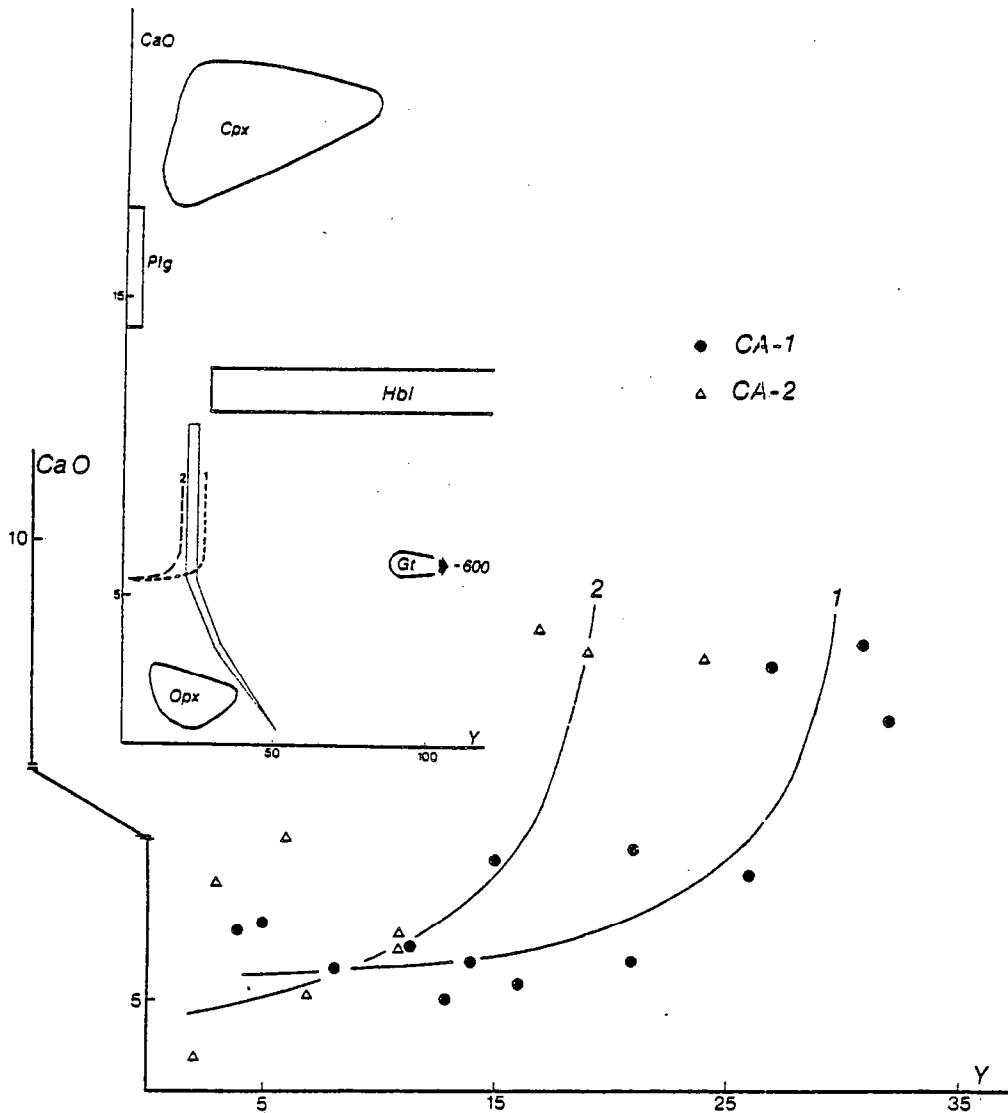


Figure 48 - Diagrammes de variation de l'Yttrium en fonction du Calcium pour les deux séries calco-alcalines. On notera les tendances évolutives du diagramme CaO - Y qui sont à l'inverse de celles des séries calco-alcalines classiques (explication dans le texte). Les domaines de composition des minéraux et de la lignée calco-alcaline standard sont de Lambert et Holland (1974). CaO est donné en pourcent, Y en ppm.

plutonique de ces séries calco-alcalines. Nous en aurons d'ailleurs une illustration supplémentaire à propos de l'étude des séries tholéitiques.

Les données sur les terres rares sont très fragmentaires. Quatre spectres ont été déterminés (fig. 49) : trois sur les échantillons de composition basaltique (un par série) et un sur un échantillon de composition andésitique (J52). Les échantillons J53 et J52 appartiennent à la série CA-1. Les spectres de ces trois séries présentent un bon parallélisme et montrent un fractionnement continu depuis les terres rares lourdes  $[(\text{Ce}/\text{Lu})_N = 1.8, 3.2]$  jusqu'aux terres rares légères  $[(\text{La}/\text{Sm})_N = 1.8, 2.4]$ . Ces fractionnements sont relativement faibles pour des séries calco-alcalines  $[(\text{La}/\text{Yb})_N = 7.0, 8.8]$ . Leur anomalie en europium est très faible ( $\text{Eu}/\text{Eu}^X = 0.75$  à  $0.9$ ).

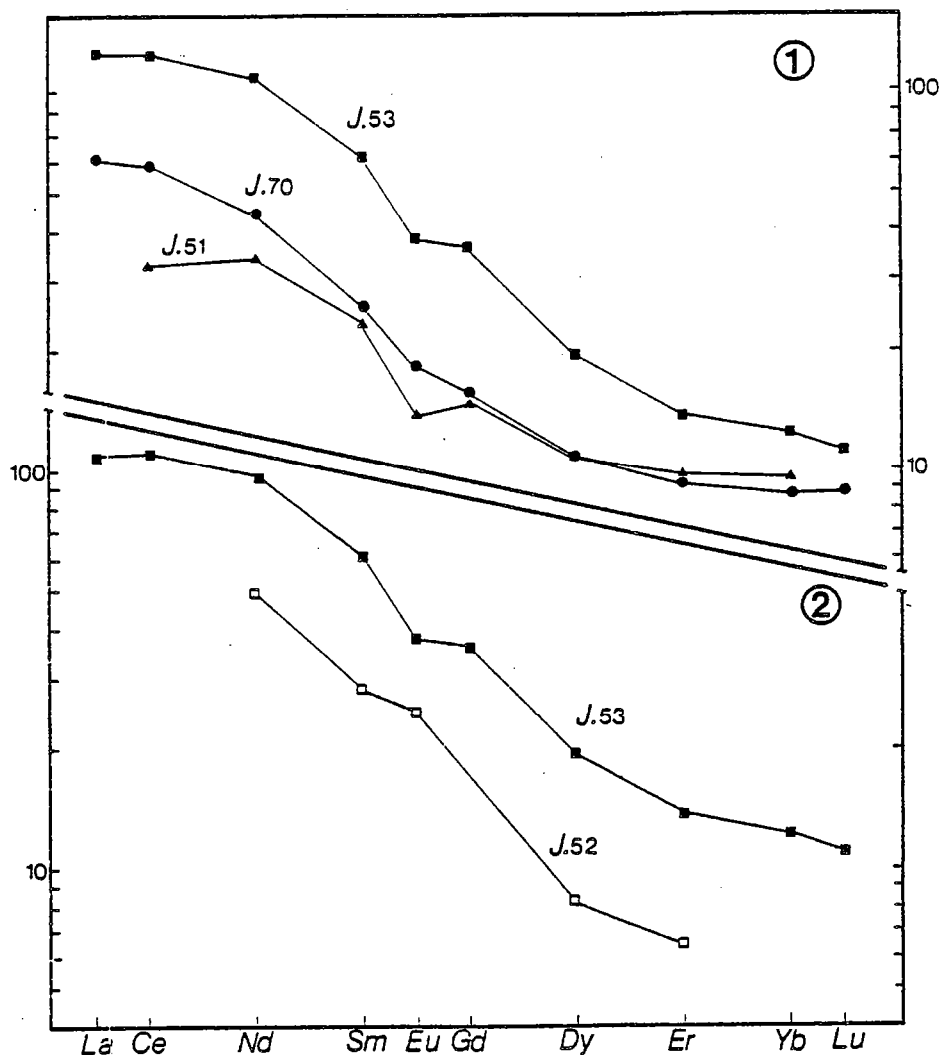


Figure 49 - Spectres de Terres rares des séries calco-alcalines. 1 - Spectres des trois échantillons de composition basaltique appartenant chacun à une des trois séries : série CA-1 (J53), série CA-2 (J70) et série CA-3 (J51).  
 2 - Série CA-1 : spectres pour deux échantillons de composition basaltique (J53) et andésitique (J52)  
 Les données analytiques sont de Bernard-Griffiths (in Convert, 1981).

Les échantillons J53 et J52 appartenant tous deux à la série CA-1 représentent des degrés de différenciation différents : le premier de composition basaltique, le second de nature andésitique. Ces deux échantillons ne peuvent être génétiquement reliés par un simple phénomène de cristallisation fractionnée, la roche la plus évoluée ayant des teneurs en terres rares les plus faibles (d'un facteur 2 environ). Néanmoins le parallélisme de leur spectre est compatible avec une origine commune. D'autre part, bien que les teneurs en  $P_2O_5$  de J53 soient deux fois celles de la moyenne, des phosphates comme l'apatite ne peuvent être seuls tenus pour responsables de cet enrichissement. Il n'existe probablement pas de solution simple.

## LES SERIES THOLEITTIQUES

Elles représentent le second ensemble constituant le complexe charnockitique. Les échantillons représentatifs de ces séries montrent qu'elles ont un net caractère tholéitique (fig. 45 et 50).

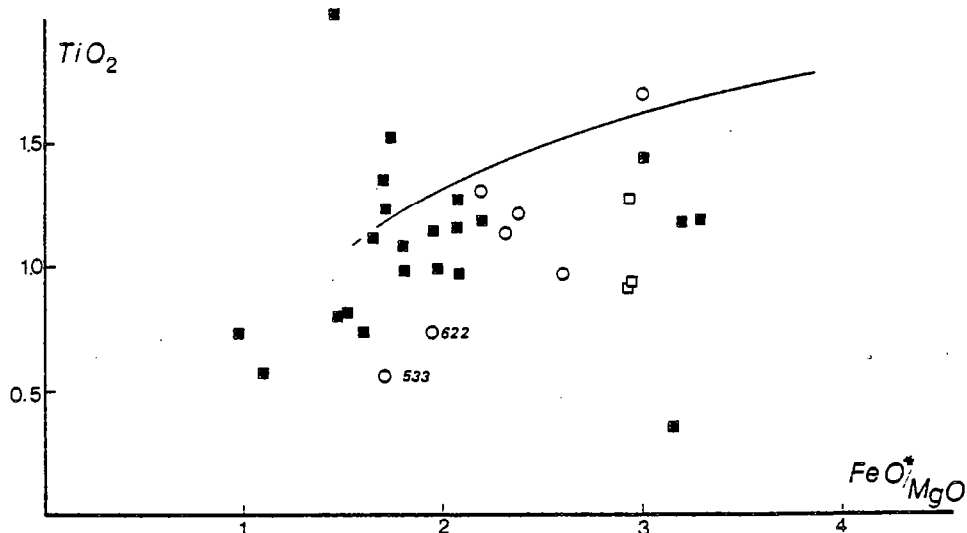


Figure 50 - Diagramme  $TiO_2$  -  $FeO^*/MgO$  pour les roches des séries tholéitiques. Ont été différenciés les échantillons considérés comme des métavolcanites (cercles) et les roches soupçonnées d'appartenir à des lambeaux de roches vertes du Craton d'Inari (carrés vides).

## Problèmes posés

L'étude et la caractérisation de ces séries sont d'un abord assez ardu pour les raisons suivantes :

- Nous avons vu que les formations volcaniques de la ceinture de la Tana étaient de nature tholéitique. S'il existe effectivement des écailles tectoniques de la ceinture de la Tana dans l'arc des granulites, rien n'interdit de penser qu'il puisse y avoir des métavolcanites (liées à l'activité magmatique de la ceinture de la Tana) interlitées dans les métasédiments de la ceinture des granulites.

- La bordure ouest de la ceinture des granulites est chevauchée par le craton d'Inari, ce dernier étant métamorphisé dans le faciès granulite sur une petite frange au contact. Or ce domaine archéen contient des lambeaux de ceintures de roches vertes formées pour une bonne part de volcanites tholéitiques.

- A l'image des séries calco-alkalines, des magmas tholéitiques ont pu se mettre en place en synchronisme avec le métamorphisme granulitique (intrusions symmétamorphes).

Les roches tholéitiques de la ceinture des granulites pourront donc être un ensemble hétéroclite ayant pour seul point commun leurs caractères pétrographiques (paragenèses granulitiques à plagioclase et pyroxène avec/sans grenat). Ainsi se pose le problème de distinguer les métavolcanites des métaplutonites de même affinité chimique.

Les premiers critères que l'on peut essayer d'utiliser sont d'ordre pétrographique. Cependant, lorsque les conditions de métamorphisme sont trop élevées, les différences originelles ne sont plus discernables.

Dans la suite khondalitique de la ceinture des granulites, nous avons envisagé une origine volcanique pour certains gneiss à plagioclase-biotite (+grenat) d'après leur gisement en lentilles très minces dans les gneiss à sillimanite-grenat (voir chap. 5). Il est également possible que les échantillons J101 à J103 de Convert (1981), prélevés sur la bordure nord-est de la ceinture des granulites, soient des métavolcanites appartenant au craton d'Inari (ceintures de roches vertes archéennes). Cependant, pour le complexe charnockitique, l'incertitude demeure, la plupart des roches ayant un gisement concordant sur la foliation.

D'autres critères possibles sont évidemment d'ordre géochimique, à condition que certains éléments aient suivi des cycles distincts en réponse au fractionnement ou non de certains minéraux.

#### Discrimination des différentes séries

Le caractère tholéitique de l'ensemble des échantillons apparaît nettement sur le diagramme  $TiO_2 - FeO^x/MgO$  (fig. 50). Sur ce même diagramme ont été distingués les roches soupçonnées d'être des métavolcanites (L1683, L1460, L510, L364, L622, L533, L106, L7). Les échantillons L533 et L622 ont une position un peu excentrique et ont des caractères calco-alcalins (teneurs en titane plus faibles, rapport fer/magnésium beaucoup plus bas). Ils peuvent correspondre soit à des volcanites calco-alcalines soit à des roches remaniées ou d'origine volcano-sédimentaire. Ils ne seront donc plus pris en compte ultérieurement. On constatera que sur ce diagramme comme sur d'autres représentations utilisant les éléments majeurs, aucune discrimination ne se fait entre métavolcanites et plutonites.

Compte-tenu de cet état de fait, nous avons cherché quel élément pourrait avoir un comportement particulier dans l'une ou l'autre série. A cet égard, l'évolution géochimique de l'yttrium dans les séries étudiées précédemment peut constituer un guide extrêmement précieux. En effet, nous avons vu que les séries calco-alcalines symmétamorphes montraient un appauvrissement en Y avec la différenciation, évolution inverse de celle des séries classiques. On peut donc s'attendre en toute logique, à ce que les séries tholéitiques symmétamorphes aient une évolution similaire à celle des séries CA-1 et CA-2, alors que les métavolcanites auront une évolution standard.

Le diagramme CaO - Y (fig. 51) montre l'extrême efficacité de ce discriminant. Non seulement deux lignées absolument distinctes se dessinent, l'une marquée par un appauvrissement, l'autre par un enrichissement en Y, mais les métavolcanites supposées se placent toutes sans exception sur la tendance standard. Il y a ainsi deux séries tholéitiques :

- la première caractérisée par un comportement normal de l'yttrium et que l'on peut raisonnablement considérer comme une série volcanique ;
- la seconde définie par un comportement de l'yttrium similaire à celui des séries calco-alcalines et dont la mise en place a vraisemblablement eu lieu lors du métamorphisme granulitique. Nous terminerons par quelques remarques.
- Il existe une similitude d'évolution des différentes séries magmatiques synchrones du métamorphisme, qu'elles soient calco-alcalines ou tholéitiques, résultant de conditions de différenciation des magmas particuliers;
- Dans cet ordre d'idée, on peut s'attendre à ce que les formations métavolcaniques de la ceinture de la Tana (chap. 2) présentent une lignée de différenciation normale. Bien que n'ayant pas de données personnelles sur l'yttrium dans ces formations, les moyennes données par Hörmann et al. (1980) montrent très clairement un enrichissement en Y des termes basiques aux termes acides. Ceci constitue donc un appui supplémentaire en faveur de notre modèle.

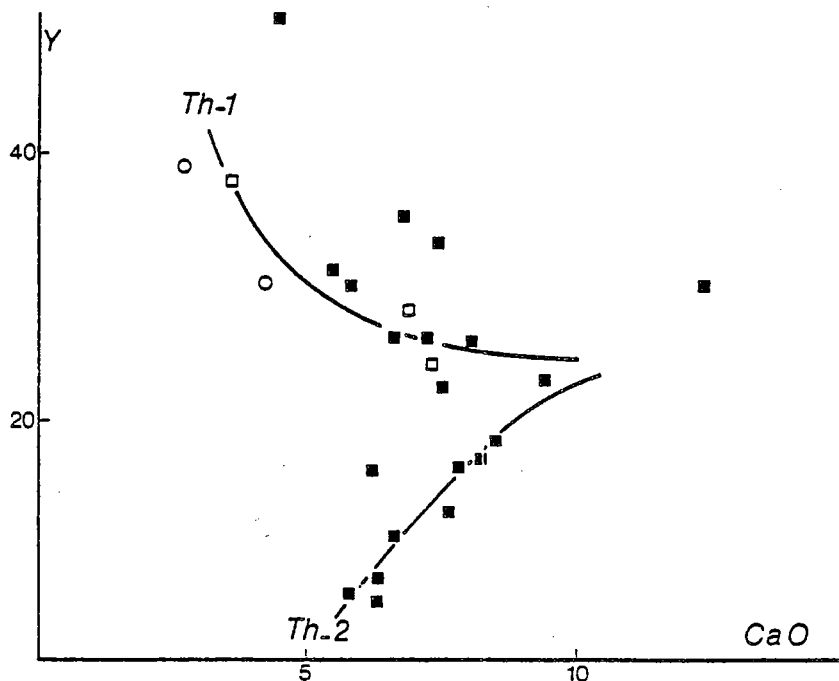


Figure 51 - Diagramme CaO - Y permettant de discriminer les métavolcanites tholéïtiques (TH-1) des roches plutoniques (TH-2) de même affinité chimique. L'évolution de la série TH-1 est parallèle à la lignée standard (Lambert et Holland, 1974).

Les compositions moyennes des différents termes constituant chacune des deux séries sont données dans le tableau 27.

Les moyennes des roches basaltiques se caractèrisent par leur forte teneur en alumine et des valeurs de CaO (8.5 %) relativement faibles. Cet excès d' $Al_2O_3$  les rapprocherait des "high alumina basalts".

Les échantillons de nature andésitique sont similaires aux moyennes d'andésites des séries tholéïtiques mais présentent toujours le même excédent d'alumine.

On notera enfin, que les rapports  $CaO/TiO_2$  et  $Al_2O_3/TiO_2$  en fonction de  $TiO_2$  sont proches de ceux des tholéïtes océaniques (fig. 52), mais s'en distinguent par des teneurs plus fortes en  $Al_2O_3$  et plus faibles en CaO.

#### Cursus de fractionnement

Les variations des principaux éléments majeurs en fonction de MgO (fig. 53) pris comme index de la différenciation, sont affectées par des dispersions importantes des points représentatifs des analyses (liquides modifiés par des phénomènes d'accumulation). Les tendances qui se dessinent sont néanmoins bien celles des séries tholéïtiques : accroissement des teneurs en fer et titane dans les premiers stades de la différenciation et cristallisation précoce du plagioclase.

Les éléments traces (fig. 54) peuvent être divisés en deux groupes. L'un (alcalins, alcalino-terreux et Zr) ne montre aucune corrélation avec MgO, ceci étant dû vraisemblablement soit à des modifications liées au métamorphisme (Rb, Sr, Ba) soit à des contaminations du magma par du matériel crustal, soit encore à des problèmes d'échantillonnage (Zr). L'autre est au contraire très bien corrélé avec MgO (Ni, V, Cr, et Y). A l'image des éléments majeurs, les éléments de transition ne présentent aucune différence entre les deux séries. Seul Y montre la dualité de comportement



	1	2	3	4	5	6
n	3	5	3	3	2	3
SiO <sub>2</sub>	50.67(0.3)	49.29(2.5)	53.78(1.4)	57.52(0.7)	57.83(0.6)	62.29(1.8)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.55(0.5)	18.78(2.2)	18.43(1.2)	17.60(0.6)	16.96(0.5)	16.16(0.5)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	10.29(0.6)	9.83(1.4)	9.93(1.4)	8.45(0.6)	10.51(0.05)	8.47(0.8)
MnO	0.14(0.01)	0.12(0.03)	0.11(0.02)	0.09(0.01)	0.10(0.04)	0.12(0.05)
MgO	5.72(0.5)	5.72(1.3)	5.02(1.1)	3.75(0.4)	3.17(0.01)	2.29(0.6)
CaO	8.12(0.4)	8.55 (2.3)	6.90(0.8)	6.10(0.2)	6.03(0.8)	3.83(1.0)
Na <sub>2</sub> O	3.19(0.7)	2.44(0.7)	2.97(0.7)	3.29(0.3)	2.33(1.4)	2.84(0.1)
K <sub>2</sub> O	0.56(0.2)	1.81(0.9)	0.97(0.5)	0.82(0.09)	1.12(0.01)	1.66(0.5)
TiO <sub>2</sub>	1.42(0.6)	1.02(0.3)	1.05(0.07)	1.09(0.1)	1.52(0.1)	0.94(0.2)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42(0.2)	0.60(0.5)	0.27(0.07)	0.22(0.03)	0.30(0.07)	0.29
Rb	7(4)	67(55)	21(21)	7(1)	33(29)	51(28)
Sr	657(102)	750(630)	570(167)	470(260)	404(60)	245(66)
Ba		1437(990)	524(203)	436(70)		
Zr	112(34)	161(92)	119(47)	109(65)	212(67)	201(84)
Y	16(3)	27(3)	14(3)	7(1)	29(4)	40(11)
Nb	7(7)	11(10)	7(1)	6(0.5)	14(6)	11(1)
Ni	46(14) <sup>b</sup>	40(17) <sup>c</sup>	45(23) <sup>b</sup>	49(8)	33(0)	
Co	48(1) <sup>b</sup>	45(24) <sup>d</sup>	52(13)	76(23)	52(11)	28(5) <sup>b</sup>
V	220(4) <sup>b</sup>	196(47) <sup>d</sup>	203(54)	162(11)	166(48)	135(22) <sup>b</sup>
Cr	92(21) <sup>b</sup>	65(21) <sup>c</sup>	114(86)	81(19)	48(9)	104(13) <sup>b</sup>

Tableau 27 - Compositions moyennées des termes de composition basaltique, à dacitique des deux séries tholéïtiques. Série TH-1 : 2, 5 et 6 : série TH-2 : 1, 3 et 4. (a,b,c,d, : moyennes basées respectivement sur 1, 2, 3 et 4 analyses).

caractéristique. Ceci constitue d'ailleurs la seule différence significative entre les séries TH-1 et TH-2.

#### INTERPRETATION ET CONCLUSION

Plusieurs questions viennent immédiatement à l'esprit à propos des relations pouvant exister entre les différentes séries que nous venons de mettre en évidence.

- Quelles sont les relations entre les formations volcaniques de la ceinture de la Tana (série 1) et les métavolcanites de la ceinture des granulites (série TH-1) ?

- Existe-t-il un lien de parenté entre ces formations volcaniques et les plutonites tholéïtiques ? S'agit-il d'une même activité magmatique ?

- Les trois séries calco-alcalines ont-elles une origine commune ?

Autant de questions auxquelles il est délicat de répondre mais dont les conclusions sont très importantes sur le choix du modèle qui viendra unifier toutes les données.

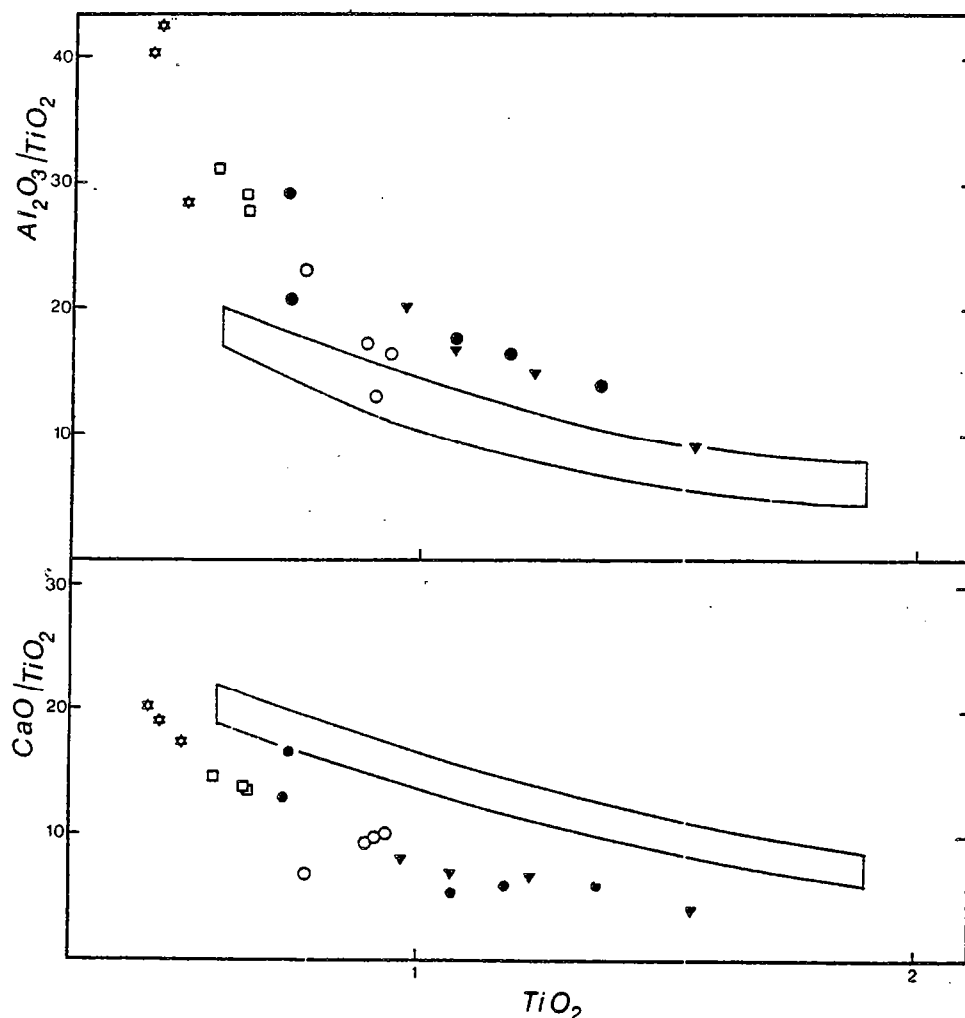


Figure 52 - Diagramme  $\text{CaO}/\text{TiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  versus  $\text{TiO}_2$  (Sun et Nesbitt, 1977) pour les différentes séries calco-alcalines et tholéitiques du complexe charnockitique.  
Séries tholéitiques : TH-1 (●), TH-2 (▼)  
Séries calco-alcalines : CA-1 (○), CA-2 (□), CA-3 (★).

L'examen des différents diagrammes de variation montre que les trois séries calco-alcalines étudiées précédemment ne peuvent provenir de la cristallisation fractionnée d'un même liquide dans des conditions différentes. En effet, - les lignées évolutives de chacune des deux séries principales sont parallèles et montrent donc des conditions de différenciation identiques, et - les termes basiques présentent des différences systématiques dans les teneurs en certains éléments majeurs et traces : ceci est très net pour titane, strontium et yttrium.

L'éventualité de la différenciation d'un même liquide dans des conditions différentes étant éliminée, il reste deux hypothèses possibles que nous examinerons successivement : - liquide unique donnant par cristallisation fractionnée plusieurs liquides progressivement enrichis en éléments incompatibles, chacun d'eux étant à l'origine d'une des trois séries, - liquides issus d'une source unique soumise à des taux de fusion partielle différents.

Hypothèse 1 - Le passage d'une série à l'autre à partir d'un liquide unique, peut se faire par le fractionnement de plagioclase, grenat, olivine ou pyroxène. Néanmoins, aucun des trois premiers

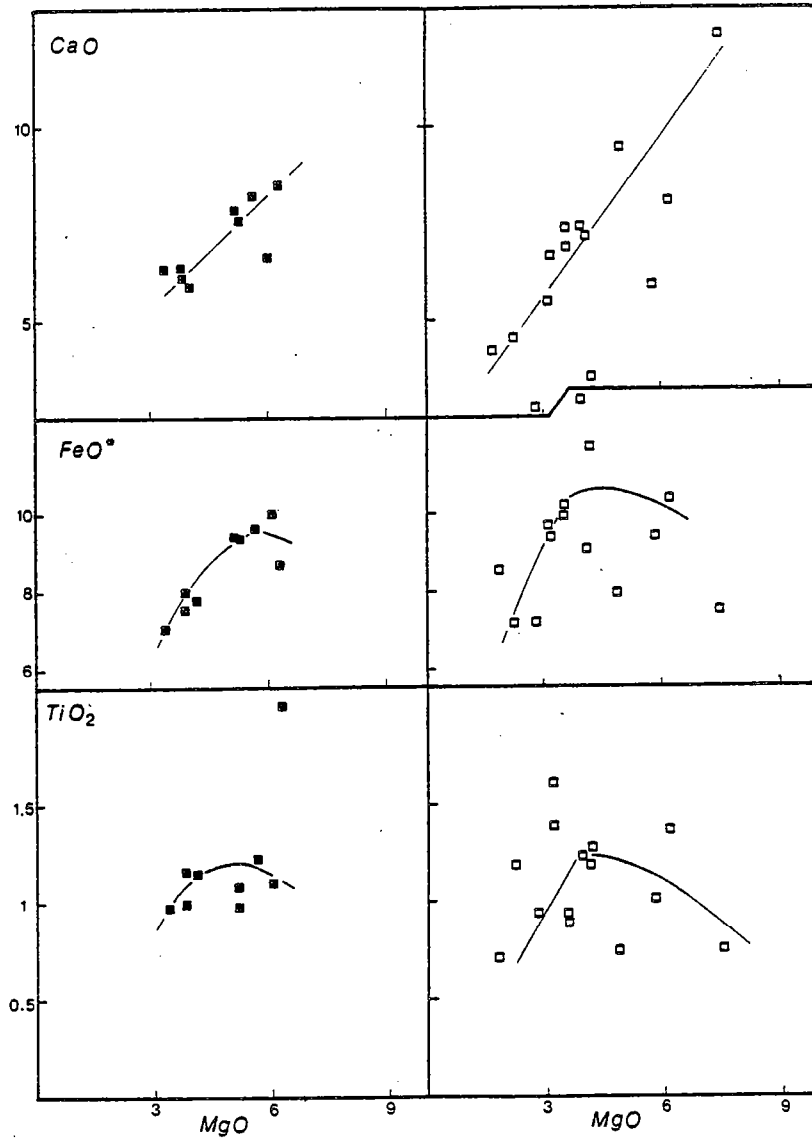


Figure 53 - Diagramme de variation de quelques éléments majeurs en fonction de MgO. Série TH-1 (carrés vides), série TH-2 (carrés pleins).

minéraux n'ont pu fractionner vu que - Sr, Eu et Y croissent en raison directe du fractionnement supposé et - Ni est positivement corrélé à la somme des terres rares. Le fractionnement de pyroxène est le seul plausible. Cependant, les taux de cristallisation nécessaires pour passer d'une série à l'autre sont beaucoup trop élevés et de ce fait irréalistes.

Hypothèse 2 - La formation de trois liquides par fusion partielle d'une même source, à des taux différents, est tout à fait plausible compte tenu du comportement des éléments incompatibles. Dans ce cas de figure, les séries CA-1, CA-2 et CA-3 seraient issus de taux de fusion croissants. Les relations entre les spectres J51 et J70 sont compatibles avec ce processus. Par contre, une certaine hétérogénéité de la source semble être nécessaire pour rendre compte du décalage important du spectre J53. En outre, l'évolution des rapports Ti/Zr et Ti/Y sont cohérents avec la fusion d'une source de nature chondritique à des taux croissants de la série CA-1 à la série CA-3 (Fig. 55) et s'oppose à une origine par fusion d'une croûte océanique (MORB).

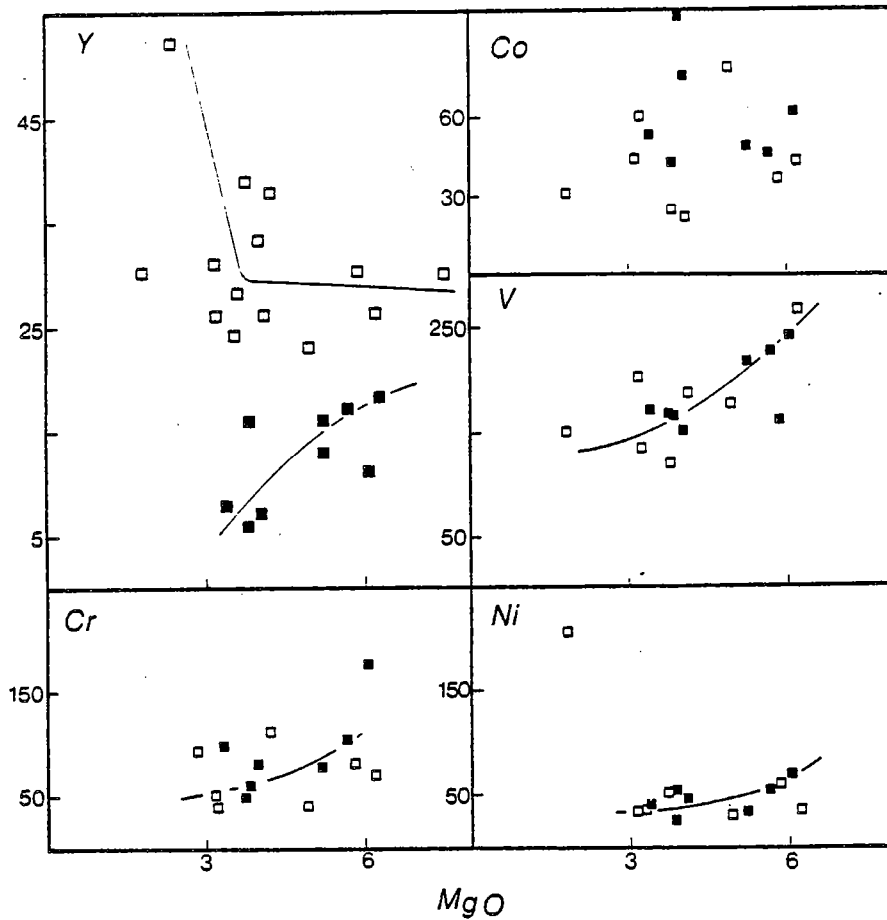


Figure 54 - Diagramme de variation de quelques éléments traces en fonction de MgO. Mêmes symboles que pour la figure 53.

Enfin, l'importance du fractionnement des spectres de terres rares laisse à penser que le grenat est intervenu au cours de la genèse des liquides, comme phase réfractaire lors de la fusion partielle et/ou comme minéral ayant fractionné à partir des liquides avant leur mise en place.

#### LES SERIES THOLEITIQUES

Les métavolcanites - Les formations volcaniques (série I) de la ceinture de la Tana et celles plus limitées de la ceinture des granulites (série TH-1) ont pour caractère commun leur affinité tholéitique. Leur similitude est d'ailleurs beaucoup plus poussée et peut-être constatée tant sur l'enrichissement en titane avec la différenciation, qui est du type isotitané (Bébian, 1980), que sur le parallélisme des variations des éléments majeurs en fonction de MgO (fig. 9, 11, 51 et 54). Enfin, ces deux séries ont en commun un comportement identique de l'yttrium, semblable à celui des séries de référence (Lambert et Holland, 1974).

L'enchaînement entre ces formations volcaniques apparaît logique lorsque l'on sait que les formations de la ceinture des granulites sont surincombantes à celles de la ceinture de la Tana. L'activité magmatique intense qui s'est manifestée au cours de la formation de cette dernière ceinture (épisode volcanique) s'est poursuivie de façon plus discrète durant la sédimentation des matériaux khondalitiques de la ceinture des granulites.

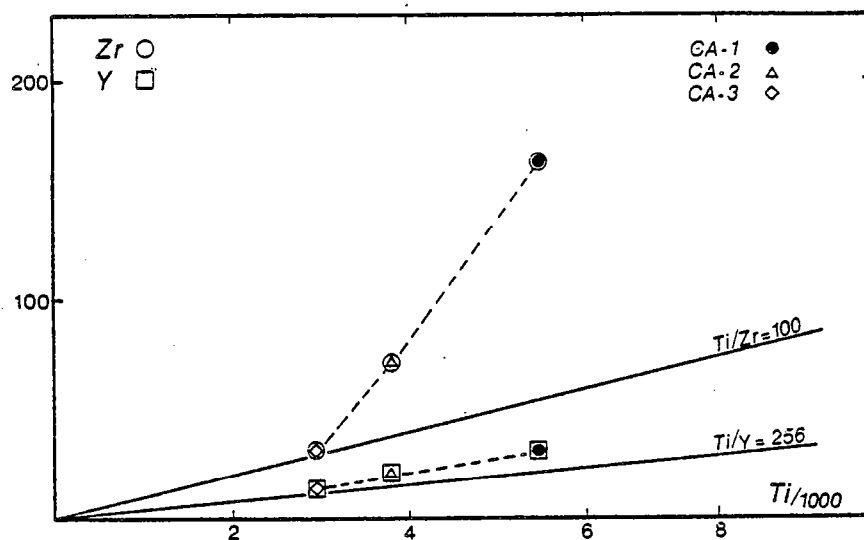


Figure 55 - Diagramme Ti/Zr et Ti/Y pour les séries calco-alkalines - Les points figures des valeurs moyennes - On remarquera l'enrichissement graduel en éléments incompatibles des basaltes de la série CA-3 à ceux de la série CA-1. Les rapports chondritiques sont de Nesbitt et Sun (1976).

Les plutonites - Elles ne présentent aucune différence avec les métavolcanites, pas plus en ce qui concerne les éléments majeurs qu'en ce qui concerne les traces, à l'exception de Y. Cette remarquable similitude porte à croire que ces plutonites et les roches volcaniques ont une seule et même origine. Dans le cas d'une différenciation par cristallisation fractionnée il pourrait s'agir d'un liquide primaire unique caractérisé par des rapports Ti/Zr et Ti/Y chondritiques. D'autre part, cette activité magmatique semblant s'étendre sur un laps de temps relativement long (ceintures de la Tana et des granulites) rien ne s'oppose à ce qu'elle se poursuive au-delà, lors de la collision continentale. Seules les conditions de fusion partielle et de cristallisation fractionnée seront différentes en réponse à des conditions de pression distinctes (intervention du grenat).

Cette activité magmatique peut donc se définir - par sa nature tholéitique et - par son caractère diachrone. Il s'agit là d'un trait très important car il semble y avoir une relation étroite entre ce magmatisme et le développement de la zone mobile (constituée par les ceintures de la Tana et des granulites rappelons-le).

On remarquera d'autre part que la continuité de cette activité magmatique exclue que les séries calco-alkalines puissent avoir une même origine. En effet, les conditions de mise en place (voir en particulier le comportement de l'yttrium) et la source étant identiques, il ne peut y avoir plusieurs séries chimiquement distinctes.

Il vient donc se greffer sur un magmatisme tholéitique durable, un magmatisme calco-alkalin occasionnel. Celui-ci s'oppose au premier par son caractère limité et synchrone de la collision.

#### CONCLUSION

L'étude du complexe charnockitique nous a permis de mettre en évidence plusieurs points importants.

- Le complexe charnockitique est constitué de métavolcanites et métaplutonites que seul le comportement de l'yttrium distingue.

- Les métavolcanites sont de nature tholéitique et sont en tous points semblables aux formations volcaniques de la ceinture de la Tana (série I). Elles peuvent être considérées comme

issues de la prolongation dans le temps de cette activité magmatique.

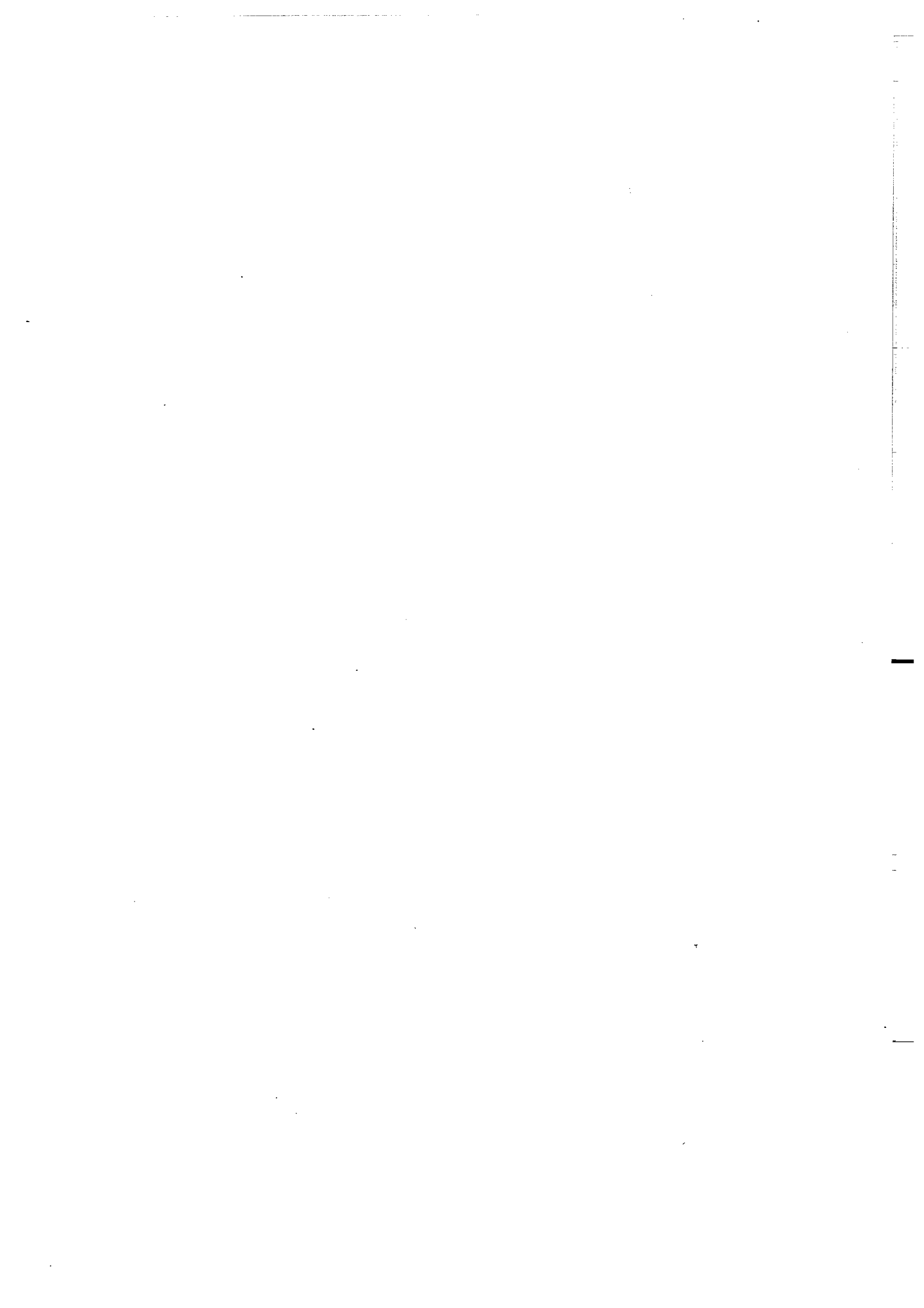
- Les plutonites tholéitiques dont la mise en place est synchronique du métamorphisme (collision), sont à l'yttrium près semblables à l'ensemble des métavolcanites. Elles résultent vraisemblablement de la même magmatogenèse, mais dans des conditions géotectoniques différentes.

- Les plutonites calco-alcalines ont également un caractère symmétamorphe. Les trois séries magmatiques qui les constituent, ont probablement une origine commune par fusion partielle à des taux variables d'une source unique et hétérogène.

- Le comportement géochimique de l'yttrium est très particulier et est en accord avec les observations pétrographiques. Il traduit une modification des conditions de pression entre le moment de la mise en place des volcanites (pressions faibles à moyenne) et celui de l'intrusion des roches plutoniques (pressions moyennes à fortes - stabilité de l'association Cpx-Gt).

- L'activité magmatique tholéitique se distingue par sa manifestation durant l'ensemble de l'évolution de la zone mobile. Elle s'oppose au caractère occasionnel des séries calco-alcalines, limitées dans le temps au seul épisode métamorphique.

- Le complexe charnockitique présente donc l'avantage de porter témoignage des phénomènes magmatiques qui, dans le temps, couvrent la totalité de l'évolution géotectonique de la zone mobile, y compris les variations géobarométriques qui l'ont accompagnée.



## LES MIGMATITES. FUSION PARTIELLE ET CRISTALLISATION FRACTIONNEE

Résumé - Les migmatites de la ceinture des granulites de Laponie sont constituées de trois faciès principaux :

- des métatexites et diatexites dont les caractères minéralogiques et chimiques sont proches de ceux des roches dont elles dérivent (gneiss à sillimanite-grenat et gneiss à grenat) ;
- des restites ferromagnésiennes à cordiérite-grenat et des pegmatoïdes plagioclasiques à plagioclase An 35-50 montrant de remarquables textures d'accumulation ;
- des pegmatoïdes et granitoïdes potassiques caractérisés par la forte prédominance du feldspath potassique perthitique (jusqu'à 30 % d'albite).

Les deux derniers groupes ne proviennent pas de la seule fusion partielle. Les pegmatoïdes plagioclasiques ont des textures de cumulats et des caractéristiques chimiques qui montrent l'importance de la cristallisation fractionnée dans leur formation. Un cas tout à fait identique a été récemment décrit au Canada (Cuney, 1981). Les pegmatoïdes potassiques sont issus de la cristallisation de liquides évolués dont l'origine reste incertaine.

### INTRODUCTION

Ce chapitre est issu de travaux réalisés en collaboration avec M. Cuney. Une comparaison entre les migmatites de Laponie, de faciès granulite (ce chapitre) et celles du Mont Laurier (Québec, Canada), de faciès amphibolite (Cuney, 1981), a montré l'importance de la cristallisation fractionnée dans les phénomènes d'anatexie (Cuney et Barbey, 1982).

Quelques remarques sur les migmatites

Avant d'aborder l'étude des roches migmatiques de la ceinture des granulites de Laponie, un retour en arrière n'est pas inutile et quelques remarques s'imposent.

Les migmatites correspondent selon leur définition (Sederholm, 1907) à des mélanges (magmas) comportant une fraction de roches pré-existantes et une fraction granitique. Se fondant sur la présence de structures fortement contournées, Sederholm a suggéré l'existence d'un état fondu. Ce concept a pris par la suite toute la signification depuis les nombreux travaux expérimentaux réalisés sur le système granitique (Tuttle et Bowen, 1958 ; Luth et Tuttle, 1969 ; Winkler et von Platten, 1961...). Le mécanisme majeur de leur formation est donc la fusion partielle de roches métamorphiques dans des conditions données de P, T,  $fO_2$ ,  $PH_2O$  ...

Si le mécanisme général est maintenant relativement clair, les termes employés pour décrire les phénomènes d'anatexie le sont beaucoup moins :

- par le fait qu'ils sont à la fois descriptifs et se rapportent à des structures (gisement) et interprétatifs et recouvrent des concepts de mise en place.

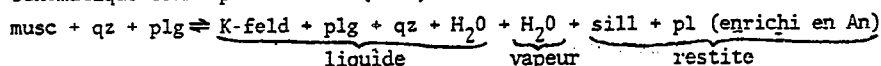
- parce que plusieurs écoles ont forgé leur propre classification : école scandinave (Sederholm, 1907, 1923, en particulier), école germanique (notamment Mehnert, 1959, 1968 pour la pétrographie, Winkler et von Platten, 1961, pour l'expérimentation), école française (Jung et Roques, 1938).

Tout ceci conduit à une nomenclature au vocabulaire remarquablement riche mais inutilisable dans la pratique et de peu d'intérêt dans la compréhension du phénomène d'anatexie. A l'inverse, il n'est pas raisonnable de rejeter l'ensemble. La classification simplifiée de Mehnert (1968) est d'emploi aisé. Des termes comme métatexites et diatexites donnant une idée approximative du taux de fusion, c'est-à-dire de l'intensité du phénomène et parfois bien utile. Il en est de même du schéma classique où les migmatites sont considérées comme formées - d'un constituant fondu de composition granitique (leucosome) et - d'un constituant qui n'a jamais participé à la fusion



ou qui résulte d'une fusion incongruente (paléosome et restite). Vu la complexité des phénomènes il ne peut exister de classification parfaitement adaptée et définitive. Tous les termes descriptifs proposés sont généralement synonymes et se heurtent aux problèmes de détermination des taux de fusion, du caractère injecté ou non des mobilisats...

Une autre pierre d'achoppement dans l'étude des migmatites est le problème des restites, généralement considérées de nature ferromagnésienne (+ silicates d'alumine), et également appelées "mélanosome" (Mehnert, 1968). Ce terme n'est cependant pas heureux dans la mesure où il existe des restites peu ferromagnésiennes, à plagioclase (riche en anorthite) et/ou quartz, voire à feldspath potassique. La fréquente association du quartz ou du plagioclase ou du feldspath potassique aux restites ferromagnésiennes a été signalée de longue date (voir Mehnert, 1968). Winkler (1976 p. 305) interprète ceci par le fait que le liquide anatectique est rarement situé sur la surface cotectique, mais en équilibre avec quartz ou feldspaths. Ceci n'explique pas l'existence de parties fortement enrichies en quartz et/ou plagioclase dont la composition est très calcique (An 30-50), alors que le paléosome ne possède comme seule phase calcique qu'un plagioclase beaucoup plus acide (An 20-30). Ces restites leucocrates passent cependant inaperçues ou sont qualifiées de leucosome quartzo-dioritique en raison précisément de leur nature quartzo-feldspathique. Outre que leur existence a été récemment signalée de façon explicite (Cuney, 1981), celle-ci peut être aisément démontrée pour les plagioclases (cf. données expérimentales). Citons également un exemple de réaction schématique donné par Winkler (1976) :



Nous terminerons ce retour en arrière par une dernière remarque. Les migmatites n'ont été considérées jusqu'à présent qu'en tant que résultat du seul mécanisme de fusion partielle (exceptés les phénomènes métasomatiques). Sans nier bien évidemment l'importance majeure de ce processus, l'intervention de phénomènes de cristallisation fractionnée ne peut être écartée a priori dès lors qu'il y a individualisation d'un constituant fondu (magma). Nous tenterons d'illustrer ce propos au cours de ce chapitre, en montrant le rôle respectif de chacun de ces deux mécanismes dans la migmatitisation.

#### Rappels pétrographiques

L'anatexie affecte principalement les formations de la suite khondalitique, en particulier les gneiss à sillimanite-grenat et les gneiss à grenat. A l'inverse les roches de la suite charnockitique sont peu ou pas touchées par la fusion partielle et ne seront pas prises en compte dans cette étude.

Les roches migmatitiques issues de la suite khondalitique peuvent être subdivisées pétrographiquement en trois groupes d'inégale abondance :

- un groupe majeur, formé de roches présentant des taux de fusion variables (métatexites et diatexites) ; cet ensemble se caractérise par l'association grenat-cordiérite et la présence de quartz, feldspath potassique et plagioclase (An 15-30) ;
- un groupe de roches à grain plus grossier voire pegmatitique dans certains cas, à gisement concordant généralement ; il s'échelonne pétrographiquement entre un pôle plagioclasiq (andésine) avec des proportions variables de quartz, et un pôle ferro-magnésien peralumineux à grenat-cordiérite-sillimanite-zircon, avec ou sans biotite ;
- un groupe de pegmatites ou granitoïdes potassiques se présentant en poches ou filons, en accordance ou sécants ; il s'individualise par sa richesse en feldspath alcalin.

## CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET CHIMIQUES

Nous allons reprendre successivement chacun de ces groupes en essayant d'en dégager les caractères pétrographiques et chimiques afin de montrer leurs particularités et similitudes par rapport au modèle classique de formation des migmatites par simple fusion partielle.

### REPRESENTATIONS GRAPHIQUES

L'étude des migmatites se fait classiquement sur la base du système granitique simplifié, système à cinq constituants : quartz-albite-orthose-anorthite-eau. L'eau étant considérée en excès, les diagrammes utilisés sont les projections du tétraèdre Q-Ab-An-Or sur les plans Q-Ab-Or et An-Ab-Or. Les roches sont représentées par leur composition normative (norme CIPW). Les conditions de pression régnant lors de l'anatexie étant estimées à 5Kb (cf. métamorphisme), nous avons retenu la configuration déterminée pour cette pression par Winkler et al. (1975).

#### La projection An-Ab-Or

Elle peut être utilisée sans difficulté à partir de la norme CIPW. En effet, dans les granulites de Laponie, CaO, Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O sont liés aux feldspaths. La biotite peut être présente mais, sauf exception, elle reste toujours en proportions limitées et n'entraîne pas de modifications significatives.

#### La projection Q-Ab-Or

Cette projection ne peut pas être utilisée directement à partir de la norme. La raison en est que les granulites de Laponie affectées par l'anatexie sont des roches alumineuses à grenat, sillimanite voire cordiérite. Or dans la norme est calculé un composant enstatite - ferrosilite et l'excédent d'alumine est comptabilisé comme corindon. Ceci a pour conséquence une exagération des teneurs en quartz normatif dans certains cas. Il est donc nécessaire d'apporter une correction en fonction de la composition minéralogique de la roche.

- Dans les roches non mobilisées, les seuls minéraux qui interviennent sont le grenat dans les métagrauwakes, le grenat et la sillimanite dans les métashales. La répartition des molécules de silice étant équivalentes entre l'hypersthène (enstatite-ferrosilite) et le grenat (pyrope-almandin) la correction ne sera appliquée qu'aux gneiss à grenat-sillimanite à partir de la norme CIPW ( en millimolécules), selon la formule :

$$Q_{\text{corr.}} = Q_N - \text{Cor} + \text{Hyp}/3$$

$Q_{\text{corr.}}$  = teneur en quartz corrigée

$Q_N$  = quartz normatif

Cor = corindon normatif

Hyp/3 = quantité d'alumine nécessaire pour passer de l'hypersthène au grenat

( Cor - Hyp/3 ) = alumine attribuée à la sillimanite

- Pour les roches mobilisées, le problème est plus complexe car la cordiérite intervient en plus du grenat et de la sillimanite. La biotite qui peut être présente en petites quantités, n'a pas été prise en considération dans la mesure où elle se développe tardivement par rapport au phénomène de fusion partielle. Les teneurs en quartz ont été corrigées (en fonction des proportions de grenat et cordiérite calculées à partir du mode chimique) par une formule analogue à la précédente :

$$Q_{\text{corr.}} = Q_N - \text{Cor} + \frac{(5x - 3)}{6} \cdot \text{Hyp}$$

x = proportion de grenat

y = proportion de cordiérite

$$x + y = 1$$

Enfin, d'autres types de représentations graphiques seront utilisées conjointement en fonction des problèmes posés.

#### LES ROCHES NON MOBILISEES

Comme nous l'avons vu dans le précédent chapitre, la suite khondalitique est formée de deux grands groupes de roches : des gneiss à grenat-sillimanite (métashales) et des gneiss à grenat (métagrauwares et métavolcanites diverses). Les données de terrain montrent que la migmatisation affecte également chacun de ces faciès, dans les parties centrales et nord de l'arc des granulites. Les conditions métamorphiques d'apparition de la fusion partielle seront développées ultérieurement. Notons dès à présent que ce phénomène est à mettre en relation avec des modifications locales de la composition de la phase fluide.

Avant d'examiner les faciès migmatiques, il n'est pas inutile de regarder les compositions des roches de la suite khondalitique en fonction de la position des minima cotectiques déterminés expérimentalement.

Projection An-Ab-Or (fig. 56)

La répartition des points représentatifs des analyses dans ce triangle est très homogène. A l'exception de quelques échantillons de grauwares, l'ensemble se caractérise par la constance de la composition du plagioclase normatif ( $20 < \text{An} < 30$ ). On remarquera à cet égard la similitude de composition de ce plagioclase entre les métashales et les métagrauwares. Seules les proportions de plagioclase sont différentes d'un groupe à l'autre. A l'inverse, la proportion d'orthose est extrêmement variable. La presque totalité des échantillons semble fusible pour une température inférieure à 700°C, pour  $P = P_{\text{H}_2\text{O}} = 5 \text{ Kb}$ .

Projection Q-Ab-Or (fig. 56)

L'ensemble des échantillons se regroupe autour d'un point centré sur  $Q = 50$  et pour un rapport  $\text{Ab}/\text{Or} = 1$ . La plupart d'entre eux se localise à l'intérieur du champ délimité par l'isotherme 730°C, mais 40 % seulement (shales et grauwares 1 préférentiellement) dans celui délimité par l'isotherme 700°C, pour  $P_t = P_{\text{H}_2\text{O}} = 5 \text{ Kb}$ .

Les métagrauwares 2 forment un nuage restreint situé vers les fortes teneurs en quartz ( $Q = 60 \%$ ). Les métagrauwares 1 se situent dans une position à part, avec la moitié des échantillons proches de la ligne cotectique et l'autre moitié déportée vers les basses teneurs en orthose. Enfin, les métashales se dispersent en trois zones : l'une proche des métagrauwares 2, l'autre au voisinage immédiat de la courbe cotectique et la troisième très déportée vers le pôle orthose.

#### METATEXITES ET DIATEXITES

Ces faciès sont les manifestations les plus fréquentes de la migmatisation. Les taux de fusion sont très variables et les leucosomes injectés sont fréquents. Leur composition minéralogique

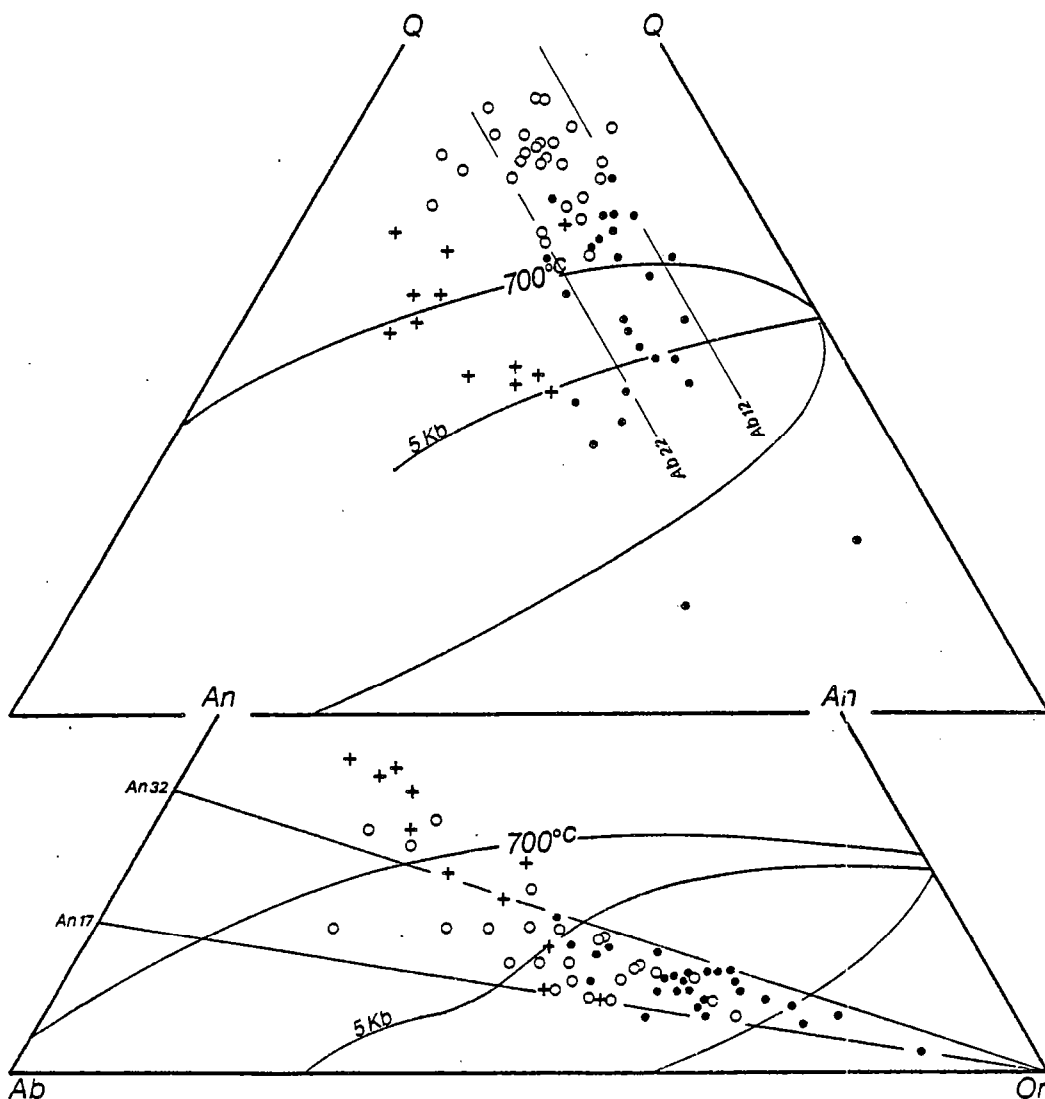


Figure 56 - Distribution des points représentatifs des roches non mobilisées (suite khondalitique) dans les projections An-Ab-Or et Q-Ab-Or. Pour le diagramme Q-Ab-Or, la norme CIPW a été corrigée pour les gneiss à sillimanite-grenat (explications dans le texte). Métagrauwakes 1 : croix ; métagrauwakes 2 : cercles ; métashales : points ; les symboles de taille supérieure indiquent les compositions moyennes.

est peu différente de celle des roches de la suite khondalitique dont elles dérivent. Seul l'association grenat-cordiérite leur est propre. Cette dernière résulte de la réaction :

$$\text{Grenat} + \text{Sillimanite} + \text{Quartz} \rightleftharpoons \text{Cordiérite}$$

La présence générale de plagioclase antiperthitique de grande taille est également un critère distinctif.

Les analyses chimiques ont été faites sur la totalité des roches : partie fondue + partie réfractaire. Les données analytiques sont rassemblées en annexe. Les échantillons se répartissent clairement en deux groupes (tabl. 28) :

- l'un riche en silice ( $\text{SiO}_2 > 65\%$ ), avec des teneurs en alumine moyennes (14 %), des teneurs en calcium de l'ordre de 0,5 à 1 % et une somme fer plus magnésium inférieure à 10 %,

n	1 7	2 27	3 13	4 30
SiO <sub>2</sub>	58.62(3.4)	62.22(5.7)	70.38(3.7)	76.06(2.8)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.56(2.0)	19.03(3.2)	14.40(2.1)	11.72(1.5)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	9.17(1.2)	8.84(1.9)	5.74(1.9)	4.68(0.9)
MnO	0.08(0.04)	0.12(0.04)	0.05(0.04)	0.06(0.04)
MgO	3.55(0.6)	3.17(0.7)	2.19(0.6)	1.57(0.4)
CaO	0.42(0.1)	0.69(0.2)	0.83(0.3)	1.00(0.4)
Na <sub>2</sub> O	1.34(0.3)	1.27(0.4)	1.63(0.4)	1.69(0.4)
K <sub>2</sub> O	4.82(1.1)	3.83(0.9)	3.23(1.1)	2.71(0.8)
TiO <sub>2</sub>	0.79(0.3)	0.84(0.2)	0.64(0.3)	0.53(0.1)

Tableau 28 - Comparaison entre les compositions moyennes des deux groupes de métatexies-diatexites (1,3) et celles des métashales (2) et des métagrauwakes (4). Les échantillons composant les groupes 1 et 2 sont précisés en annexe.

similaire aux grauwackes ;

- l'autre plus pauvre en SiO<sub>2</sub> (<65 %) et CaO (< 0,5 %) et riche en alumine (>19 %) et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO (>10 %), ressemblant en cela nettement aux métashales.

Projection An-Ab-Or (fig. 57)

Les échantillons semblent se répartir en deux groupes : l'un très pauvre en anorthite (plagioclase normatif An 15) l'autre plus riche (plagioclase normatif An 25). Cette distribution est en fait un artefact dans la mesure où le feldspath potassique n'est pas de l'orthose pure mais une solution solide d'orthose et d'albite (jusqu'à  $X_{Ab} = 0,3$ ). Ces deux groupes ne sont donc pas définis par des plagioclases de composition différente, mais par des propositions de plagioclase distinctes. Ceci est un caractère hérité des grauwackes et shales dont elles proviennent (voir fig. 56).

Projection Q-Ab-Or (fig. 57)

Les analyses se répartissent du côté du pôle quartz par rapport à la courbe cotectique. Les proportions d'albite normative sont à peu près constantes (en moyenne 20 %).

#### PEGMATOIDES PLAGIOCLASIQUES

Deux parties constituent les pegmatoïdes plagioclasiques : une partie claire formée essentiellement de plagioclase (andésine), et une partie ferromagnésienne riche en grenat. Il y a un passage progressif de l'une à l'autre et les parties les plus ferromagnésiennes comportent toujours une certaine proportion de plagioclase (fig. 58). Les teneurs en quartz sont variables, la plupart des échantillons ont des proportions de quartz normatif inférieures à 15 %, quelques-uns sont en position intermédiaire (Q = 30-35 %) et deux échantillons sont très riches en quartz normatif (~60 %) (fig. 60).

Ces roches montrent des caractères pétrographiques particulièrement significatifs. Aussi, détaillerons-nous chacun d'entre eux.

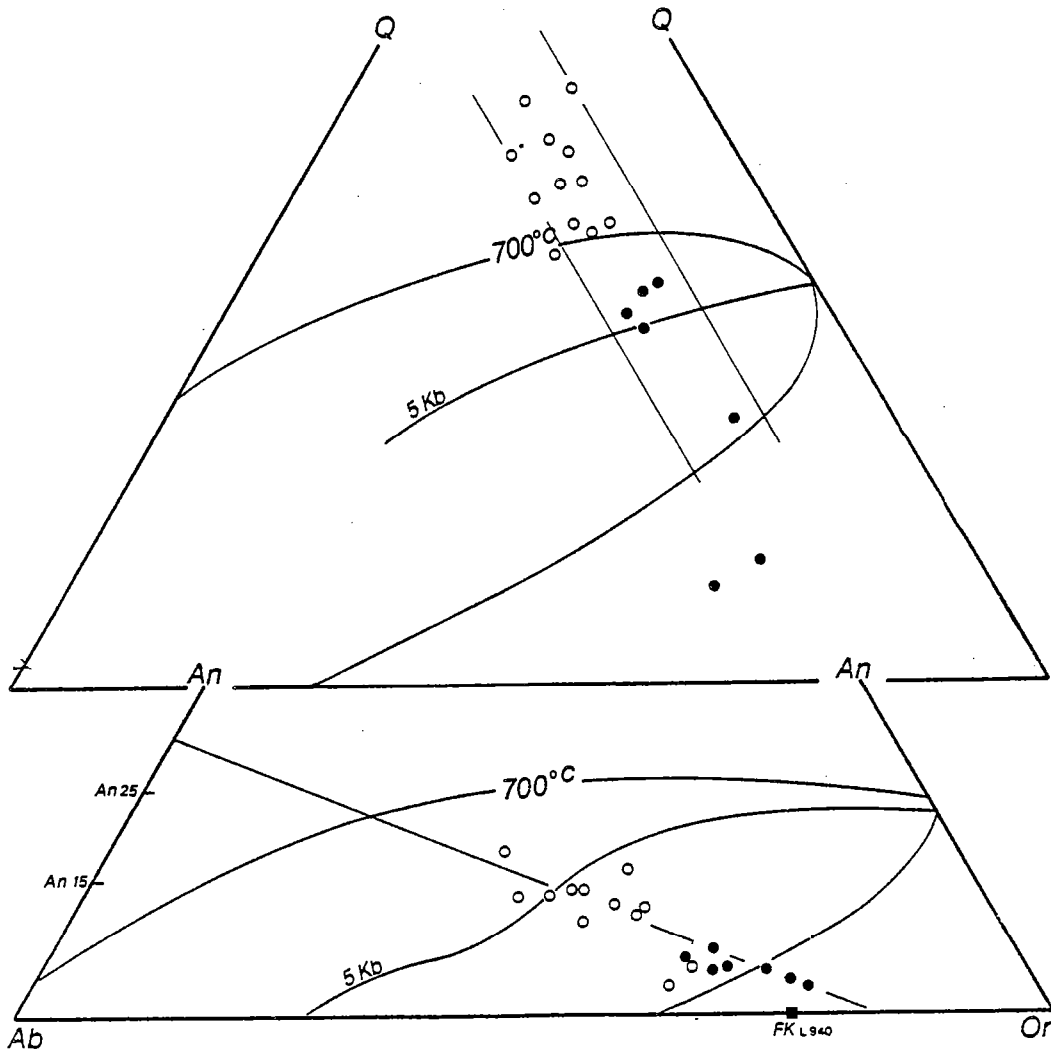


Figure 57 - Distribution des points représentatifs des métatexites et des diatexites dans les projections An-Ab-Or et Q-Ab-Or. Dans le diagramme Q-Ab-Or, une correction a été appliquée à la norme CIPW en fonction des teneurs en grenat, cordiérite et sillimanite (explications dans le texte) Groupe 1 : points ; groupe 2 : cercles.

#### Textures

Les textures sont toujours très caractéristiques par la taille des cristaux assez grossière ( $\phi$  0.5 mm) souvent pegmatitique ( $\phi$  = 2-5 cm), par le caractère automorphe de certains minéraux, et enfin par le fait qu'elles sont typiques de phénomènes d'accumulation soit de minéraux ferromagnésiens (grenat) soit de plagioclase. Dans ce dernier cas, les textures sont remarquables (Pl. 7) : le plagioclase et les grenats, automorphes, représentent les phases accumulées alors que le quartz constitue la phase intersticielle (Ech. L950).

#### Minéraux

Le caractère le plus marquant est que des minéraux à caractères résiduel côtoient systématiquement des minéraux néoformés (ou recristallisés).

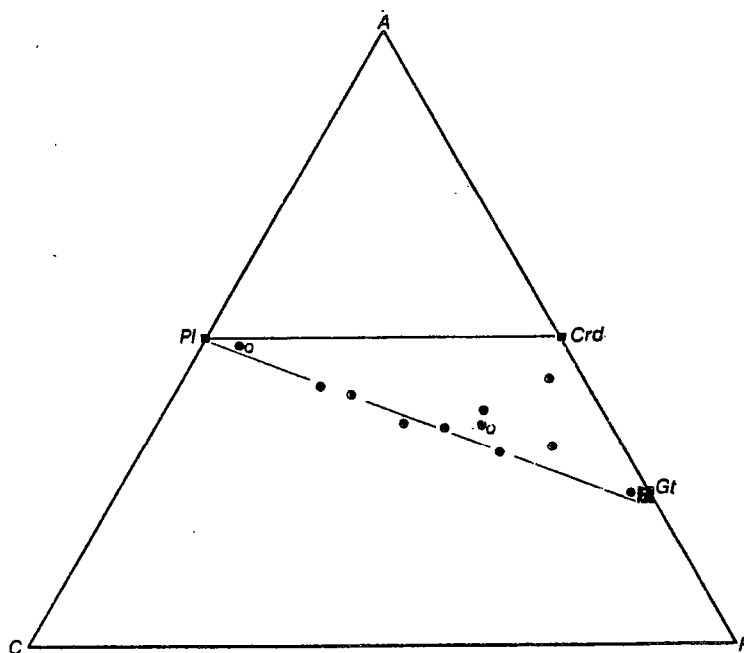


Figure 58 - Répartition des différents types de pegmatoïdes plagioclasiques (●) dans le triangle ACF. La lettre Q indique les faciès enrichis en quartz (pegmatoïdes plagio-quartziques).

Grenat - Deux types de grenat ont été définis :

- des grenats résiduels, généralement de forme quelconque, fossilisant des schistosités (sillimanite, biotite) typiques des grenats des métashales ;
- des grenats néoformés, subautomorphes (globulaires) ou automorphes et présentant des figures de croissance remarquables (Pl. 8) dans les faciès pegmatitiques. Ils sont généralement dépourvus d'inclusion, mais peuvent avoir pour certains, un coeur riche en inclusions de sillimanite (nourissage de grenats résiduels ?). Les grenats de plus petite taille sont fréquemment inclus dans les plagioclases.

Cordiérite - Elle est toujours néoformée. Sa morphologie est variable : petits cristaux isométriques subautomorphes disséminés dans la roche, exceptionnellement de grande taille et automorphes (cristaux orthorhombiques), association réactionnelle avec le grenat, ou enfin grandes plages xénomorphes riches en inclusion (sillimanite, spinelle, zircon).

Biotite - Elle est généralement peu abondante mais peut prendre une grande importance en particulier dans les faciès pegmatitiques. Elle a généralement un développement tardif soit en cristaux de grande taille, fortement poeciloblastiques, soit en cristaux subautomorphes en association avec grenat et cordiérite. Elle est souvent déstabilisée en préhnite ou en une association de préhnite et épidote (pistachite).

Feldspath potassique - Il est toujours fortement perthitique lorsqu'il se présente en cristaux individualisés, ce qui est rare car il est le plus souvent en antiperthites dans des phénocristaux de plagioclase.

Plagioclase - C'est le minéral le plus complexe dans la mesure où sa composition est variable et où il peut présenter de multiples aspects :

- cristaux de taille variable, parfois importante (centimétrique), automorphes ou dépourvus d'inclusion, parfois corrodés,
- phénocristaux antiperthitiques, contenant souvent des inclusions (monazite, zircon, plagioclase),
- cristaux de petite taille sans inclusion, en position interstitielle entre les phénocristaux.

Leur composition varie dans une gamme assez large (An 35-50). Ces variations correspondent à un zonage entre un coeur de composition An 37-40 et une bordure An 34-36. Les mesures effectuées montrent que tous les plagioclases, indépendamment de leur morphologie présentent ce caractère (y compris les cristaux antiperthitiques). Dans deux échantillons des compositions plus basiques ont été mises en évidence, An 40 pour la bordure et An 48 pour le coeur (fig. 59)

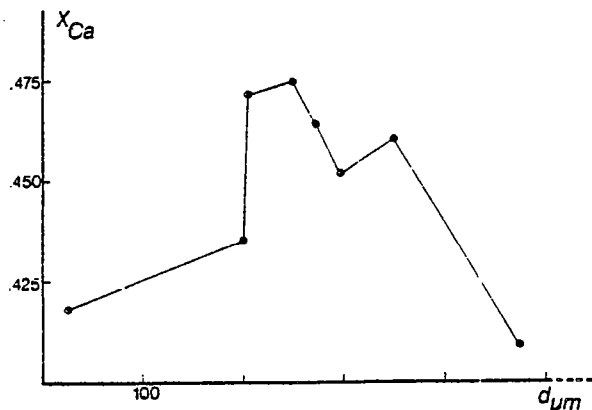


Figure 59 - Variation des teneurs en anorthite d'un plagioclase zoné. Analyse microsonde (échantillon L 1454).

Quartz - Le plus souvent en position interstitielle.

Silicates d'alumine - La sillimanite est la plus fréquente. Elle se trouve en cristaux résiduels en inclusion dans le grenat, la cordiérite et parfois les feldspaths.

L'andalousite est fréquente en cristaux subautomorphes, montrant couramment un léger pléochroïsme dans les roses.

Zircon - Il s'agit de petits cristaux globulaires, parfois zonés, en inclusion dans tous les autres minéraux, mais plus spécialement dans la cordiérite où il peut être très abondant (L 339).

Monazite - Elle possède deux habitus différents :

- cristaux de très petite taille, xénomorphes et fréquemment corrodés, le plus souvent en inclusion (dans les feldspaths principalement) ;
- cristaux de plus grande taille (0.1 mm), automorphes, généralement maclés polysynthétiquement, rarement en inclusion dans les autres minéraux.

#### Caractères chimiques

Les compositions minéralogiques particulières expliquent les compositions chimiques tout à fait excentriques de ces roches. Leur situation particulière dans les projections An-Ab-Or et Q-Ab-Or, par rapport au gneiss dont elles sont supposées provenir, montre qu'elles ne sont pas simplement le seul produit de la fusion partielle des métashales ou des métagrauwackes (fig. 60). On notera également qu'elles ne peuvent en aucun cas représenter de simples restites de fusion partielle.

Leurs caractères chimiques sont les suivants :

- riches en alumine ( $14 < Al_2O_3 < 28$ ), calcium ( $2.5 < CaO < 6$ ) et soude ( $\sim 3\%$ ) liée à l'abondance du plagioclase ;
- teneur en fer et magnésium très variables, pouvant atteindre 32 % mais pouvant à l'inverse



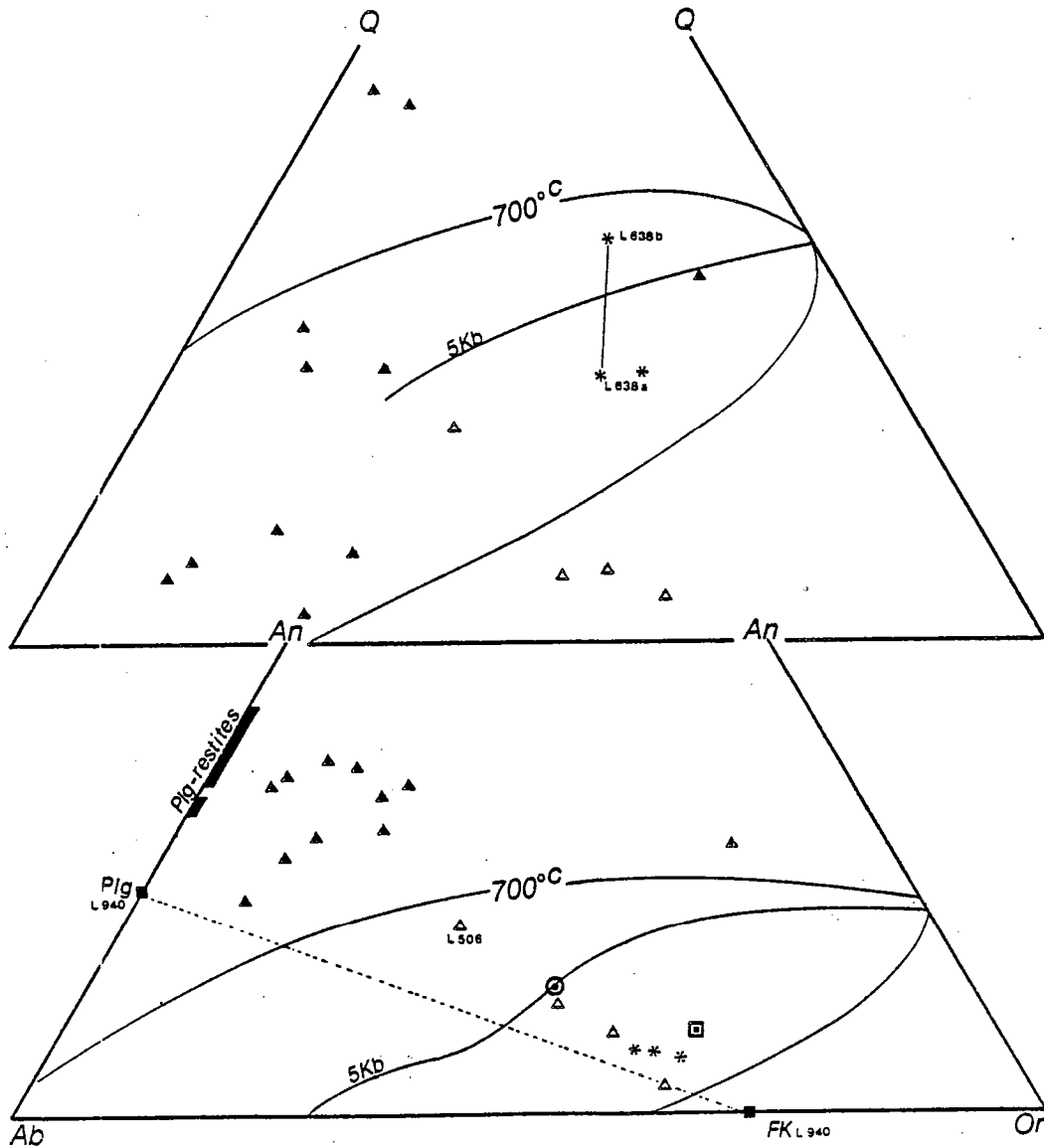


Figure 60 - Distribution des points représentatifs des pegmatoïdes et granitoïdes potassiques (respectivement triangles et astérisques.) et des pegmatoïdes plagioclasiques (triangles pleins) dans les projections An-Ab-Or et Q-Ab-Or. Mêmes corrections pour la figure 46.

descendre jusqu'à 0.5 % ; par contre le rapport  $Fe_2O_3/MgO$  est assez constant, de l'ordre de 3 (celui du grenat) ;

- tendance très nettement hypopotassique, les teneurs élevées de certains échantillons en  $K_2O$  étant le fait d'un développement tardif de biotite ;

- les teneurs en silice ( $\sim 60$  %) sont en général très inférieures aux valeurs des minima cotectiques, à l'exception de deux échantillons ( $SiO_2 = 72$  et  $78$  %) ; dans ce cas se pose le problème de la nature originelle du quartz, des recristallisations tardives ne permettant pas de s'en faire une idée. Il n'est pas exclu que ce quartz ait un caractère de restite, comme c'est le cas dans les formations migmatiques grenvilliennes de la région de Mont Laurier au Canada (voir Cuney, 1981) ;

- enfin, on notera les teneurs élevées en Sr (400-740 ppm) et en éléments de transition (Ni + V + Cr = 200 ppm) ; à l'inverse, Rb, Th, U sont en quantités très faibles. Des exemples de composition sont données dans le tableau 31.

#### PEGMATOÏDES ET GRANITOÏDES POTASSIQUES

Deux types de faciès potassiques ont été distingués sur la base de leur texture : des pegmatoïdes à grain assez grossier (1-5cm) et des granitoïdes, à grain assez fin (0.2 - 0.5cm). Leur mode de gisement est similaire : poches, filons ou corps filoniens de puissance très variable (décimétrique à décamétrique).

Nous examinerons essentiellement les pegmatoïdes qui sont les plus répandus. Un paragraphe particulier sera consacré aux granitoïdes.

#### Textures

Les minéraux ferromagnésiens et les accessoires sont automorphes ou presque. Par contre les feldspaths sont fréquemment xénomorphes. L'organisation la plus générale correspond à des phénocristaux de feldspath potassique à contours plus ou moins amiboïdes en contact ou séparés les uns des autres par une matrice granoblastique de fins cristaux de plagioclase généralement myrmékites, de feldspath potassique et de façon subordonnée de quartz (tabl. 29).

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	59.33	59.04	39.06	61.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.05	25.78	22.63	24.12
FeO			28.58	0.04
MnO			0.55	
MgO			7.91	
CaO	7.99	7.53	1.49	5.46
Na <sub>2</sub> O	6.75	7.18		8.58
K <sub>2</sub> O	0.18	0.23		0.15
TiO <sub>2</sub>			0.06	
Total	100.29	99.76	100.26	99.51
An %	39	36		26

Tableau 29 - Analyses représentatives de quelques minéraux des pegmatoïdes plagioclasiques (1- coeur d'un plagioclase ; 2 - bordure du même plagioclase ; 3 - grenat automorphe néoformé) et des pegmatoïdes potassiques (4-plagioclase myrmékitique interstitiel).

Inclusions peuvent être diverses : plagioclase, zircon, monazite, rutile.

Plagioclase - Les plagioclases sont des cristaux de petite taille, subautomorphes, myrmékites ou non. Leur composition varie dans une gamme assez étroite (An 25-30).

Quartz - Très peu abondant, il est soit en position interstitielle soit en association avec le plagioclase (myrmékites). Il est fréquemment chargé de fines aiguilles de rutile.

Silicates d'alumine - Comme dans les faciès précédents, il peut s'agir soit de sillimanite

#### Minéraux

Leur composition minéralogique est qualitativement semblable à celle des restites plagioclasiques mais les proportions de plagioclase et de feldspath potassique sont inverses. On distingue les minéraux suivants :

Feldspath potassique - Il a deux habitus, soit en cristaux de grande taille (parfois automorphes) à contours généralement lobés, soit cristaux de petite taille en association avec le plagioclase. Il est toujours perthitique et fréquemment moiré. Les in-

(en gerbes centimétriques gainées de quartz), soit d'andalousite.

Monazite - C'est le minéral caractéristique des pegmatoides potassiques. Elle est très abondante, en cristaux de grande taille (1 mm), automorphes et maclés polysynthétiquement. Il arrive que ces cristaux soient en inclusion dans le grenat ou dans les feldspaths, dans ce cas elle est de petite taille et corrodée.

Zircon - Peu abondant et en inclusion dans les feldspaths.

Grenat - Cristaux automorphes de taille très variable (0.1 à 5 cm) en général libres de toute inclusion.

Biotite - Grands poeciloblastes tardifs, très découpés, se développant postérieurement à la cristallisation du feldspath potassique, également en cristaux verdâtres issus de la destabilisation du grenat.

Rutile - Fines aiguilles en inclusion dans le quartz mais également dans le feldspath potassique. Il est localement très abondant.

#### Caractères chimiques

Les caractères chimiques des pegmatoides potassiques sont très particuliers (tabl. 30).

	1 L339	2 L950	3 L1465
SiO <sub>2</sub>	46.78	53.09	78.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.52	22.81	(2.8)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	14.65	7.09	0.43
MnO	0.21	0.11	0.01
MgO	5.68	2.91	0.06
CaO	3.01	5.18	3.59
Na <sub>2</sub> O	2.06	3.95	3.14
K <sub>2</sub> O	1.37	2.14	0.55
TiO <sub>2</sub>	1.68	0.64	0.06

Tableau 30 - Analyses représentatives des pegmatoides plagioclasiques (1 - schlieren ferromagnésiens ; 2 - cumulats plagioclasiques) et des pegmatoides plagio-quartziques (3)

Ce sont :

- fortes teneurs en potassium (3 < K<sub>2</sub>O < 10 %) liées à une tendance nettement sodique (3 %) due au caractère perthitique du feldspath alcalin ;
- la nature sodique du plagioclase (An 25-30) se traduit par des teneurs en CaO faibles (généralement inférieures à 1.5 %) ;
- les teneurs en silice, fer et magnésium sont semblables à celles des cumulats plagioclasiques ;
- le rubidium est très abondant (200 ppm) et les concentrations en Th très fortes (150- 425 ppm) sont à mettre en relation avec l'abondance de la monazite.

Compte tenu de leur chimisme, les pegmatoides potassiques ne peuvent provenir directement de la fusion partielle des roches de la suite khondalitique et en particulier des métashales. Ils se distinguent d'autre part des granitoïdes par leurs très faibles teneurs en silice.

#### Les granitoïdes potassiques

Ce sont des roches grenues équantes, hololeucocrates. Leur composition minéralogique est assez constante d'un échantillon à l'autre : quartz (25 %), feldspath potassique perthitique (50 %),

plagioclase (20 %) et en très faible proportion grenat, sillimanite, zircon et monazite.

D'un point de vue chimique, ils se distinguent des pegmatoides par un caractère plus siliceux (supérieur à 10 % en moyenne). A l'inverse, les teneurs en alcalins et chaux sont identiques à celles des pegmatoides. Si l'on considère leur composition normative (fig. 60), ils sont excédentaires en feldspath potassique et déficitaires en quartz par rapport aux compositions des minima cotectiques. Ils peuvent correspondre à des mobilisats issus de taux de fusion relativement importants qui les écarteraient de la courbe cotectique, auquel cas, ils proviendraient de la fusion de shales.

#### INTERPRETATION

En introduction nous avons envisagé sur des considérations quelque peu théoriques l'existence de phénomènes de cristallisation fractionnée pouvant éventuellement se superposer au phénomène majeur qu'est la fusion partielle. La mise en évidence de textures d'accumulation et la zonation des plagioclases dans les pegmatoides plagioclasiques, en constitue la première justification.

Nous ne reviendrons pas sur les métatexites et diatexites enracinées dans le domaine de composition des gneiss dont elles dérivent, et pour lesquelles une origine par simple fusion partielle est probable.

#### FUSION PARTIELLE ET CRISTALLISATION FRACTIONNEE

##### Cumulats

Nous pensons que les pegmatoides plagioclasiques sont les témoins de l'intervention de phénomènes de cristallisation fractionnée lors du processus d'anatexie. En voici la justification à partir de leurs caractères pétrographiques et chimiques décrits précédemment.

Ils ne peuvent provenir de la simple fusion partielle des gneiss encaissants pour les raisons suivantes :

- leur position dans la projection Q-Ab-Or (fig. 60) par rapport à celle des métashales et des métagrauwackes et par rapport aux minima cotectiques, et incompatible avec une origine par seule fusion partielle ;

- la basicité de leurs plagioclases est généralement supérieure à celle des plagioclases des roches dont elles sont supposées dériver par fusion ;

- les textures de cumulats typiques qu'ils présentent ainsi que la zonation compositionnelle des cristaux de plagioclase montrent qu'il y a eu indubitablement fractionnement du plagioclase.

A l'opposé, ils ne proviennent pas non plus d'un phénomène étranger à la migmatisation (intrusions tonalitiques symmétamorphes, par exemple), mais en sont une manifestation. En effet :

- ils contiennent tous, bien qu'en proportions très variables, des minéraux caractéristiques des mélanosomes et paléosomes ; en particulier, il est fréquent d'y trouver des xénocristaux de grenat syntectoniques (textures hélicitiques à sillimanite, biotite, quartz et rutile) de même composition que ceux des gneiss environnants ;

- ils contiennent également des schlieren de taille plus ou moins importante de restites ferromagnésiennes et peralumineuses (Cd-Gt-Sill-Bi) en tous points identiques aux mélanosomes des métatexites et diatexites.

### Restites et cumulats

Les restites ferromagnésiennes et les cumulats plagioclasiques ont deux caractères en commun : composition réfractaire par rapport aux minima cotectiques, et présence de texture d'accumulation. Les travaux expérimentaux de Johannes (1978) montrent que la fusion partielle d'un mélange de quartz et plagioclase (+ eau) donne un liquide en équilibre avec du quartz et un plagioclase enrichi en anorthite. Ces cristaux pourront soit s'accumuler avec les minéraux ferromagnésiens et silicates d'alumine et former ainsi des restites, soit rester dans le liquide et migrer avec lui.

Lors de la cristallisation fractionnée des liquides cotectiques, les premiers plagioclases qui cristalliseront seront riches en anorthite, puis s'enrichiront progressivement en albite. On remarquera que la température ne constitue pas un obstacle à ce phénomène dans la mesure où une variation de celle-ci de 30° C (système Q-Ab-An-H<sub>2</sub>O), voire de 10° C seulement (système Q-Ab-Or-An-H<sub>2</sub>O) peut entraîner une variation corrélative de la teneur en anorthite de An 0 à An 50 (voir Johannes, 1978). Ces minéraux tendront à s'accumuler et donneront lieu à des cumulats. En outre, il est vraisemblable que les plagioclases résiduels (restite) éventuellement en suspension dans le liquide, serviront de germes lors de la cristallisation fractionnée. Une conséquence de ceci est que dans l'état actuel des données expérimentales, c'est à dire en l'absence de données précises sur les liquidus et solidus des plagioclases dans le système Q-Ab-Or-An à différentes pressions partielles d'eau, il va être malaisé de distinguer restites plagioclasiques (fusion partielle à l'équilibre) et cumulats plagioclasiques (cristallisation fractionnée). Cette ambiguïté est à l'image de celle qui existe au niveau des mobilisats (présence de minéraux résiduels) ou des restites (dans lesquelles peut subsister du liquide).

L'ensemble du phénomène peut être rapporté en première approximation au fractionnement d'un plagioclase moyen An 40 (Fig. 60). Cependant, l'étude de la composition des plagioclases de quelques cumulats a montré une évolution de leur composition. Des teneurs en anorthite assez élevées ont d'ailleurs été mises en évidence au cœur de certains cristaux (An 48). D'une façon générale, les plagioclases montrent une zonation systématique entre un cœur de composition An 37-40 et une bordure de composition An 33-36.

Il est également possible de tirer argument du comportement global des éléments incompatibles (voir étude détaillée dans le chapitre 8). Les roches plagioclasiques ont des caractères de cumulats dans la mesure où elles sont appauvries en incompatibles par rapport à la moyenne des roches non mobilisées, mais également par rapport aux pegmatofides potassiques qui sont très fortement enrichis par comparaison aux deux groupes précédents.

Les proportions de quartz sont très variables comme nous l'avons vu. Il est probable que les faciès les plus siliceux puissent avoir un caractère résiduel. Cependant, dans le cas général, il semble qu'il faille rapporter cette irrégularité à la proportion de phase intercumulus, le quartz se trouvant en position intersticielle.

### Pegmatofides potassiques

Les pegmatofides potassiques correspondent à la cristallisation de phénocristaux de feldspath potassique très perthitiques, en association avec une matrice granoblastique assez fine de feldspath potassique perthitique, de plagioclase myrmékitique ou non, de composition constante ( $\approx$  An 25) et de quartz en faible proportion.

Bien qu'ils soient pauvres en silice à l'instar de la plupart des pegmatofides plagioclasiques il n'est pas certain que l'on puisse les considérer comme des cumulats. Pour cette même raison, ils ne sont pas le produit de la fusion partielle des métashales. S'ils ne sont pas issus d'un liquide pauvre en silice, il faut admettre qu'au terme de leur cristallisation, une quantité de silice

	L339	L950	L1465
Rb	44	59	< 10
Sr	402	736	572
Ba	497	1163	272
Ni	107	32	< 10
Co	92	45	< 10
Cu	33	11	
V	327	179	127
Cr	285	83	43
Zn		84	51

Tableau 31 - Analyses représentatives des teneurs en éléments traces des pegmatoides plagioclasiques (restites ferromagnésiennes : L339 ; cumulats plagioclasiques : L950) et des pegmatoides plagioclasiques (L1465).

	L940	L340	L114
SiO <sub>2</sub>	63.87	59.03	72.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.79	19.67	14.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>2</sup>	1.7	5.39	0.78
MnO	0.05	0.10	0.02
MgO	0.51	1.64	0.39
CaO	0.59	1.93	0.76
Na <sub>2</sub> O	3.52	3.64	2.61
K <sub>2</sub> O	9.08	6.15	7.12
TiO <sub>2</sub>	0.05	1.51	0.04

Tableau 32 - Analyses représentatives de pegmatoides (L940, L340) et granitoïdes (L114) potassiques.

#### UN CAS ANALOGUE : LA REGION DU MONT LAURIER (QUEBEC - CANADA)

La ceinture des granulites de Laponie ne constitue pas l'unique exemple connu de l'intervention d'un phénomène de cristallisation fractionnée dans la migmatisation. Un second exemple a été récemment décrit dans les formations grenvilliennes du Canada (Cuney, 1981). Succinctement, il s'agit d'un ensemble métasédimentaire épicontinental constitué essentiellement de méta-arkoses avec des niveaux de quartzites, shales et roches carbonatées (ibid.). Ces formations ont été métamorphosées et ont subi une fusion partielle locale, dans les conditions du faciès amphibolite de haut degré.

Les roches migmatiques sont représentées par des mobilisats à grain fin, des pegmatoides plagioclasiques et potassiques, des granites et des pegmatites associées et des veines de quartz.

non négligeable est restée en solution et a pu migrer à d'autres niveaux avec la phase fluide.

Ces pegmatoides sont fortement enrichis en éléments incompatibles (voir chapitre 8) ce qui montre bien le caractère évolué des liquides à partir desquels ils ont cristallisé.

Compte-tenu de ces caractéristiques, il serait assez tentant de les relier aux pegmatoides plagioclasiques et d'en faire des roches ayant cristallisé à partir d'un liquide évolué, issu du fractionnement d'un plagioclase. Cependant, cette éventualité se heurte à l'impossibilité de passer d'un type de pegmatofide à l'autre par des courses de cristallisation conventionnelles. Pour l'instant, leur origine reste incertaine.

Quoiqu'il en soit, les pegmatofides plagioclasiques et potassiques représentent deux stades d'évolution différents. Ceci est assez net lorsque l'on considère en particulier le comportement de la monazite. Celle-ci est toujours en petits grains corrodés, fréquemment en inclusion dans les feldspaths, dans les pegmatoides plagioclasiques qui sont des cumulats. Par contre, dans les pegmatoides potassiques, elle est cristallisée en prismes automorphes et de taille importante ( $\geq 1$  mm). Ceci montre que les liquides à l'origine des pegmatoides potassiques étaient plus riches en éléments incompatibles (en particulier thorium et terres cériques) et donc plus évolués que les liquides à l'origine des pegmatoides plagioclasiques.

Les pegmatoïdes plagioclasiques présentent de grandes analogies avec les cumulats plagioclasiques de Laponie :

- par la nature calcique du plagioclase (An 30-35), bien que celui-ci soit un peu plus acide ;
- par les teneurs très variables en quartz et la grande pauvreté en feldspath potassique.

Les pegmatoïdes potassiques sont identiques à ceux de Laponie, à l'exception de la composition des plagioclases (comprise entre An 15 et An 0 dans le cas du Mont Laurier, et restant aux environs de An 25 en Finlande) et de la plus grande variabilité des teneurs en quartz.

D'un point de vue chimique, il y a une très grande similitude entre les faciès mobilisés de ces deux régions (tabl. 33). Notamment, la représentation triangulaire An-Ab-Or montre que dans un cas comme dans l'autre, le même processus de cristallisation fractionnée est intervenu, conduisant à une remarquable similitude de l'évolution de la composition des roches (comparer les figures 60 et 61). Un dosage des terres rares dans les deux types de pegmatoïdes confirme les caractères définis à partir des éléments majeurs. Dans les pegmatoïdes plagioclasiques, les spectres sont très peu fractionnés  $(La/Yb)_N = 2$  et montre une nette anomalie positive en Eu  $(Eu/Eu^* = 1.8)$ . Au contraire, les pegmatoïdes potassiques ont des spectres plus fractionnés  $(La/Yb)_N = 17$ , et la somme des terres rares (163 ppm) est nettement plus élevée que dans les cumulats plagioclasiques (20 ppm). Ce comportement des terres rares dans le cas du Mont Laurier constitue une confirmation de ce qui a été envisagé pour les roches de Laponie.

	1 L1454	2 JRB27814	3 L940	4 JMV27833
SiO <sub>2</sub>	57.54	69.37	63.87	69.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.55	14.24	19.79	15.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	5.39	1.29	1.70	0.78
MnO	0.07	0.05	0.05	--
MgO	2.32	0.62	0.51	0.03
CaO	5.71	5.78	0.59	0.49
Na <sub>2</sub> O	4.03	4.13	3.52	2.26
K <sub>2</sub> O	1.66	2.14	9.08	9.80
TiO <sub>2</sub>	0.62	0.33	0.05	0.37

Tableau 33 - Comparaison entre les cumulats plagioclasiques (1-2), les pegmatoïdes potassiques (3-4) de Laponie (L) et de Mont Laurier (J) (Cuney, 1981).

#### CONCLUSION

En guise de conclusion, nous essayerons de faire un bilan rapide de ce qu'apporte l'étude des migmatites de la ceinture des granulites de Laponie à la compréhension du phénomène d'anatexie.

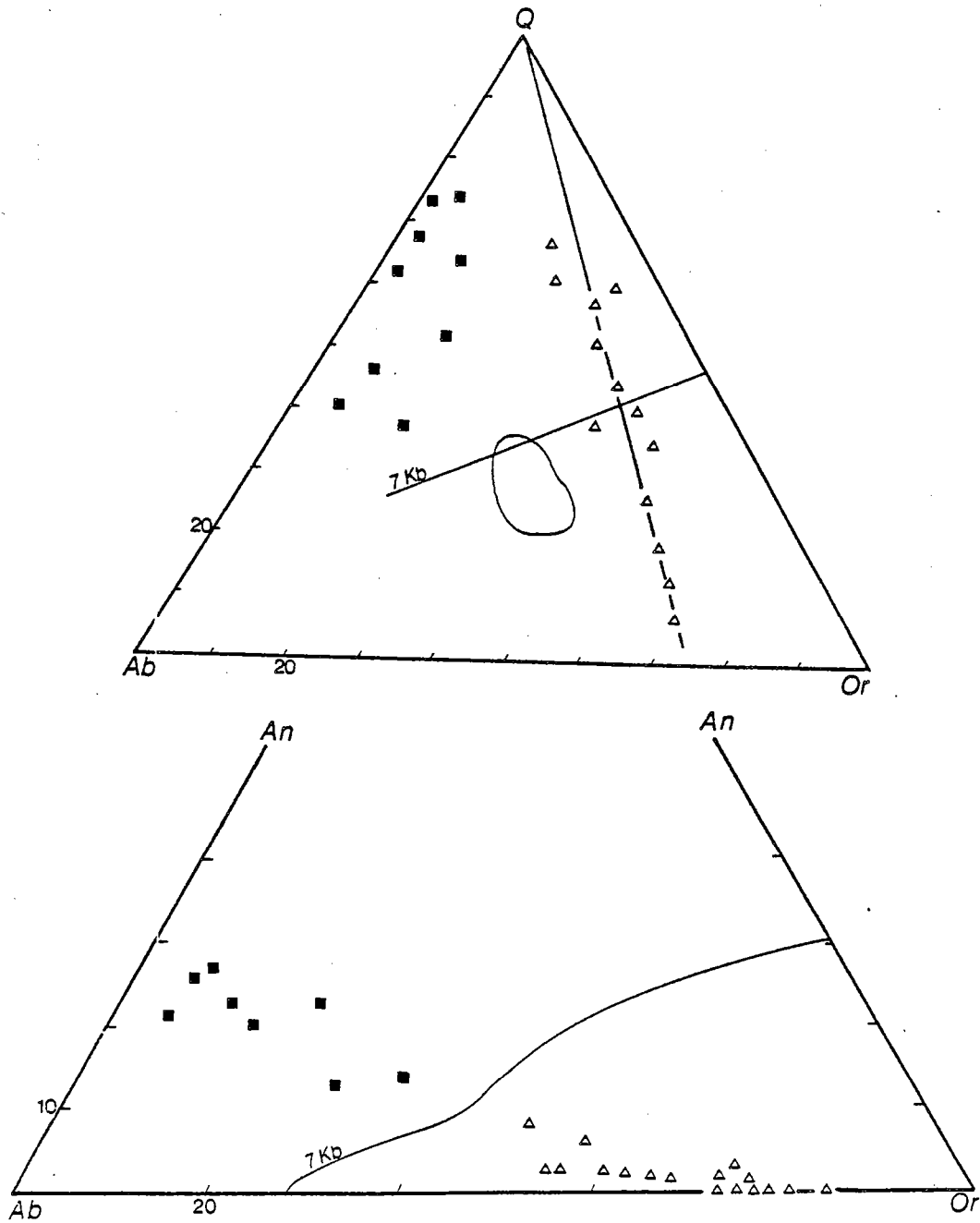


Figure 61 - Position des pegmatoïdes plagioclasiques (carrés) et des pegmatoïdes potassiques (triangles) dans les triangles Q-Ab-Or et An-Ab-Or. On remarquera le fort étirement des pegmatoïdes potassiques vers le pôle quartz. Comparer avec la figure 60. Ces données pour la région du Mont Laurier, sont extraites de Cuney (1981).

#### LA FUSION PARTIELLE

Lors de la fusion partielle, tout le plagioclase ne passe pas dans le liquide mais il y a équilibre constant entre le liquide anectique et un plagioclase enrichi en composant anorthite



par rapport à son homologue de départ. Ceci est justifié par les observations pétrographiques et par les données expérimentales pour le système Q-Ab-An-H<sub>2</sub>O et par des travaux préliminaires pour le système Q-Ab-An-Or-H<sub>2</sub>O (voir Johannes, 1978).

Il faut donc s'attendre à ce que le plagioclase participe à la formation de la restite avec les minéraux ferromagnésiens. Nous en examinerons quelques conséquences.

Les conséquences de l'existence de plagioclase comme restite de fusion partielle sont essentiellement de deux ordres :

- Tout d'abord sur le plan de l'observation pétrographique, la distinction entre leucosome et restite devient beaucoup plus incertaine et par voie de conséquence, il en est de même de l'évaluation des taux de fusion.

- Ceci permet d'autre part d'expliquer le comportement particulier de Ca, Sr et Al par rapport aux modèles théoriques de fusion séquentielle. Ce comportement erratique a été souligné déjà par Le Métour (1976) à propos de l'étude de diapir migmatique d'Hennebont-Vannes. Puis nettement montré par Martin (1977, 1979, 1980) dans le cas du dôme migmatitique de St-Malo. Dans l'exemple précédent le comportement géochimique de la plupart des éléments analysés (Mg, Ni, Cr, V, Co, K, Rb) montre une remarquable concordance avec les modèles théoriques de fusion séquentielles. Par contre, Ca, Sr et dans une moindre mesure Al, sont par rapport aux modèles théoriques, déprimés dans le liquide. Martin (ibid.) explique cette distortion par le départ de mobilisats précoces riches en Sr et correspondant à des taux de fusion faibles. Si ceci peut constituer une explication satisfaisante pour le comportement de Sr, cela ne justifie pas le comportement erratique de Ca et Al (ces deux éléments étant liés au composant anorthite qui ne passe que très peu dans le liquide pour des taux de fusion faibles). D'autre part, la corrélation positive entre Ca et Sr montre que l'enrichissement en Sr du liquide s'accompagne d'un enrichissement en Ca. Dans le cas des mobilisats in situ, ce phénomène peut s'expliquer très bien si l'on envisage que le liquide est en équilibre avec un plagioclase enrichi en anorthite, celui-ci ne disparaissant que pour des taux de fusion maximum ( $F = 1$ ).

#### LA CRISTALLISATION FRACTIONNÉE

Dans le cas de la Laponie (de faciès granulite) comme dans le cas du Mont Laurier (de faciès amphibolite), il existe un fractionnement systématique du plagioclase à partir de liquides anatectiques. Ceci conduit à la formation de cumulats plagioclasiques.

Ces faciès ne représentent pas des leucosomes mais des faciès évolués qui ne sont pas issus directement de la fusion partielle. Les problèmes évoqués par Le Métour (1976) viennent du fait qu'il ne s'agit probablement pas de vrais leucosomes, ce que cet auteur avait d'ailleurs pressenti en invoquant la présence de minéraux résiduels. Cependant, certains de ses leucosomes pourraient correspondre à des cumulats de cristallisation fractionnée (type 1 de Le Métour, 1976, p. 14). En particulier, l'échantillon PM15 a une composition minéralogique qui correspond à s'y méprendre aux cumulats plagioclasiques de Laponie ou du Canada : quartz (33 %), plagioclase (64.5 %) feldspath potassique (0.5 %) et mica (2 %).

Le point le plus important dans le cas de la ceinture des granulites de Laponie, est que sur le phénomène classique de la fusion partielle, se greffent des manifestations typiques de la cristallisation fractionnée. Il ressort que, sans tomber dans l'excès d'une généralisation abusive (de nombreuses migmatites sont essentiellement le produit de la fusion partielle), il est important de ne pas négliger l'intervention possible de la cristallisation fractionnée. Ceci montre en outre l'intérêt que peut présenter l'étude des pegmatofides, roches généralement considérées comme tardives ou mineures et trop souvent laissées pour compte.

## COMPORTEMENT DE Rb, Sr, Ba, U ET Th DANS LE FACIÈS GRANULITE

RESUME - Les granulites de Laponie sont formées de trois groupes lithologiques principaux qui montrent chacun des caractères particuliers vis à vis des éléments comme K, Rb, Sr, Ba, U et Th : - une série métasédimentaire peu ou pas appauvrie, - des roches plutoniques caractérisées par des teneurs très basses, et - des roches migmatiques présentant des concentrations assez variables.

L'étude du comportement de ces éléments et notamment de K, Rb et Ba, dans chaque groupe a permis de montrer :

- que l'appauvrissement n'est pas une conséquence systématique du développement du faciès granulite ;
- qu'il est indispensable de déterminer la lithologie originelle de façon à savoir si les teneurs sont primaires ou acquises ;
- que le principal contrôle sur le fractionnement de Rb ou Ba par rapport à K est exercé par l'équilibre minéral-fluide ou minéral-liquide, quels que soient les processus qui interviennent ;
- qu'en fonction des conditions de formation, trois tendances générales peuvent être définies :
  - une tendance à l'équilibre, correspondant à la cristallisation d'un volume de roche en équilibre avec une phase fluide ;
  - une tendance métasomatique ou de déséquilibre traduisant des conditions de déséquilibre chimique entre un certain volume de roche et une phase fluide enrichie en LILE ; cette tendance a été définie par Field et Clough (1976) ;
  - une tendance de cristallisation fractionnée, définie par Shaw (1968) comme "Main Trend" des roches ignées.

Chacune de ces trois tendances est complémentaire des deux autres et a une application très générale. Néanmoins, les deux premières se rapportent préférentiellement aux roches métamorphiques alors que la troisième est caractéristique des roches ignées.

Ce chapitre consacré aux problèmes liés à la géochimie des éléments incompatibles dans les roches du faciès granulite, sur l'exemple de la Laponie, est issu de travaux réalisés en commun avec M. Cuney. Ce dernier a porté son attention sur le comportement de U et Th alors que je me suis essentiellement intéressé à K, Rb et dans une moindre mesure Sr et Ba.

### INTRODUCTION

#### REMARQUES PRELIMINAIRES

Le fractionnement de K et Rb au cours des processus magmatiques a fait l'objet de nombreux travaux. Nous ne citerons parmi ceux-ci que l'étude statistique de Shaw (1968) mettant en évidence trois tendances de fractionnement dont une majeure (Main Trend) et deux plus particulières (l'une des basaltes océaniques, la seconde des pegmatites et phénomènes hydrothermaux).

L'étude du comportement de K et Rb dans les processus métamorphiques a été introduite par Heier (1960) et Lambert et Heier (1968). Ces auteurs ont montré l'existence d'un appauvrissement en Rb par rapport à K dans les roches de faciès granulite du Bouclier australien. Par la suite, ils ont envisagé une zonation de la distribution de Rb, U et Th dans la croûte continentale. Brown et Fyfe (1970, 1972) puis Fyfe (1973) ont considéré les granulites comme des restites de fusion partielle à la suite du départ d'un liquide de composition granitique vers les niveaux supérieurs de la croûte.

Ceci conduit au modèle classique de croûte continentale constituée d'une partie supérieure de composition granitique et enrichie en LILE (\*), et d'une partie inférieure appauvrie en ces mêmes éléments et de composition gabbroïque (Lambert et Heier, 1968).

(\*) Nous utiliserons l'abréviation LILE ("large ion lithophile element") qui est largement utilisée dans la littérature et d'emploi aisé, pour désigner les éléments K, Rb, Sr, Ba, U et Th.

Cependant, la réalité semble moins simple que ce modèle et de nombreuses études montrent : 1) que la croûte inférieure est vraisemblablement plus hétérogène qu'initialement (voir Smithson et Brown, 1977) et 2) que l'appauvrissement en LILE des roches de faciès granulite apparaît moins systématique que prévu (Collerson, 1975 ; Tarney, 1976 ; Tarney et Windley, 1977 ; Gray, 1977 ; Allen, 1979 ; Dupuy et al., 1979 ; Rollinson et Windley, 1980).

Nous discuterons dans un premier temps les principaux mécanismes invoqués pour expliquer cet appauvrissement et les tendances métamorphiques mises en évidence par différents auteurs.

#### Les mécanismes de l'appauvrissement

Les hypothèses proposées pour expliquer le caractère déprimé des domaines granulitiques sont nombreuses. Des revues bibliographiques ont été faites à plusieurs reprises, nous y renverrons le lecteur (Sighinolfi, 1971 ; Tarney, 1976 ; Collerson et Fryer, 1978 ; Barbey et Cuney, 1982). Nous n'examinerons que les plus marquantes de façon à dégager un fil conducteur pour l'étude des granulites de Laponie.

Processus métamorphiques (Lambert et Heier, 1968). Ces auteurs, sur l'exemple du Bouclier australien, considèrent que le métamorphisme de faciès granulite de moyenne et forte pressions, occasionne des modifications géochimiques se manifestant par un appauvrissement en U, Th, Rb et un fractionnement de Rb par rapport à K. Les processus métamorphiques de déshydratation entraînent le lessivage de certains éléments (U en particulier), et la fusion partielle occasionnent le départ d'une fraction granitique.

Ce modèle métamorphique appelle plusieurs commentaires :

De nombreux exemples (et ils sont de plus en plus abondants) montrent que l'appauvrissement n'est pas un caractère systématique des granulites de moyenne et haute pression comme en témoignent nettement les domaines de faciès granulite de Bohême (Tarney et Windley, 1977), de Saxe, du Groenland occidental (Rollinson et Windley, 1980), de Musgrave (Collerson, 1975 ; Gray, 1977) et Arunta (Allen, 1979) en Australie, de Bournac (Dupuy et al., 1979) dans le Massif Central...

Le caractère plus basique de la croûte inférieure n'est peut être pas tant dû à un quelconque phénomène de fusion partielle qu'à d'autres causes externes :

- une surestimation des roches basiques par rapport aux terres acides, ce qui semble être précisément le cas de Musgrave (Gray, 1977), un des exemples pris par Lambert et Heier (1968) ;
- l'abondance des intrusions basiques dans les domaines granulitiques qui, comme le fait remarquer Gray (1977), conduit à une composition moyenne intermédiaire, ceci n'ayant évidemment rien d'un processus géochimique.

D'ailleurs Smithson et Brown (1977) ont montré à partir d'une compilation de données géologiques, géochimiques et géophysiques que la croûte inférieure était beaucoup plus hétérogène qu'on ne l'avait supposé antérieurement.

De nombreuses études montrent que les roches ignées et les métasédiments associés dans un même ensemble granulitique ont un comportement différent vis-à-vis des éléments incompatibles. Les premiers sont toujours très nettement déprimés en LILE alors que les seconds ne sont pas ou peu appauvris (Collerson, 1975 ; Gray, 1977 ; Allen, 1979 ; Dupuy et al., 1979). Le contrôle lithologique sur les teneurs en K, Rb, U et Th est donc très important. Ceci a été récemment souligné par Rollinson et Windley (1980) sur l'exemple des granulites de Scourie (Ecosse). L'erreur de Lambert et Heier tient probablement au fait que, bien qu'ayant mis en évidence une zonation géochimique de la croûte, ils n'ont considéré les échantillons que par tranche de silice croissante sans jamais tenir compte de leur origine possible (infracrustale ou supracrustale).

Il ressort de tout ceci que si les réactions de deshydratation ou la fusion partielle ont une grande influence sur les teneurs en LILE des roches de faciès granulite, il n'en reste pas moins vrai que la lithologie originelle des roches reste le facteur primordial.

Fusion partielle (Brown et Fyfe, 1970, 1972 ; Fyfe, 1973 ; White et Chappell, 1977). Ces auteurs envisagent que de nombreux granitoïdes proviennent de la fusion partielle de roches dans les conditions du faciès granulite ou du faciès éclogite. Les granulites seraient dans ce cas des restites, ce qui expliquerait leur caractère déprimé en LILE.

Récemment, Nesbitt (1980) a comparé les données chimiques de métagrauwackes de faciès amphibolite et de faciès granulite, supposés appartenir à la même série sédimentaire originelle. La balance géochimique que cet auteur a réalisée montre que les roches du faciès granulite ne diffèrent de celles du faciès amphibolite que d'une fraction granitique.

S'il n'est évidemment pas question de mettre en doute l'influence de la fusion partielle sur les teneurs en éléments incompatibles, le modèle de Nesbitt reste problématique à plusieurs égards :

- Les roches du faciès granulites et celles du faciès amphibolite ont un aspect similaire et les structures sont continues d'un domaine à l'autre (ibid.). Ceci semble difficilement compatible avec des taux de fusion ( + extraction) estimés à 50 % (ibid.).

- Si les taux de fusion étaient de l'ordre de 50 % dans le faciès granulite (ce qui nécessite un apport d'eau non négligeable), ne devrait-il pas en être de même dans le faciès amphibolite où les pressions partielles d'eau sont nettement plus élevées ?

- Si la balance requiert l'existence d'une fraction granitique dans ce cas précis, rien ne prouve qu'il en soit toujours de même. En effet, nous avons vu dans le chapitre précédent consacré aux migmatites de Laponie, que les phénomènes de cristallisation fractionnée intervenaient et que les liquides qui migraient pouvaient avoir une composition très évoluée par rapport aux minima cotectiques (composition alaskitique).

- Les veines granitiques de ces formations étudiées par Whitney (1969) ont des rapports K/Rb très élevés ( $>400$ ) et identiques, qu'il s'agisse de veines de faciès amphibolite ou de faciès granulite. Ceci va à l'encontre de l'hypothèse selon laquelle le faciès granulite est un agent du fractionnement de Rb par rapport à K.

En fin de compte, autant l'influence de la fusion partielle comme mécanisme de l'appauvrissement en LILE semble évidente, autant cette fusion cryptique (en ce sens qu'elle ne laisse aucune trace sur les textures et structures des roches) affectant des régions entières, paraît suspecte.

Phase fluide et minéraux. L'intervention d'une phase fluide dans les processus métamorphiques, en particulier comme vecteur d'éléments chimiques en solution, tend à être acceptée par tous. L'influence de la composition de la phase fluide et la faculté qu'ont les LILE de former des complexes solubles ont très bien été soulignées par Collerson et Fryer (1978). Ceci est extrêmement important car en fonction de sa composition, le fluide pourra faciliter ou au contraire s'opposer à l'appauvrissement en éléments incompatibles.

Le rôle de la phase fluide a été envisagé soit comme facteur d'appauvrissement à partir des réactions de deshydratation (Lambert et Heier, 1968) ou d'un dégazage mantellique (Tarney et al., 1972 ; Sheraton et al., 1973) soit comme facteur d'enrichissement métasomatique au cours de phénomènes rétro-morphiques (Tarney et al., 1972 ; Dury, 1973, 1974 ; Field et Clough, 1976).

Cependant, le transit du fluide ne peut pas être tenu pour seul responsable des modifications géochimiques appliquées aux granulites. En premier lieu, il convient de noter que la

composition du fluide est dépendante des réactions métamorphiques (déshydratation, décarbonation, dégraphitisation) ou d'apports mantelliques par l'intermédiaire de magmas intrusifs (Touret, 1971) ou suite à la déstabilisation de scapolites (Newton et Goldsmith, 1975 ; Goldsmith, 1976). Il se conçoit d'autre part aisément que le développement de biotite ( $K/Rb < 150$ ) n'aura pas les mêmes conséquences que la croissance de hornblende ( $K/Rb > 1000$ ).

Ceci implique donc un équilibre entre phase fluide et minéraux accepteurs des LILE. Les coefficients de partage minéral-fluide vont avoir une importance primordiale sur les processus d'appauvrissement ou d'enrichissement (Shaw, 1968, 1978 ; Whitney, 1969 ; Beswick, 1973 ; Collerson, 1975 ; Rollinson et Windley, 1980). Les processus métamorphiques auront ainsi une influence indirecte sur le comportement des LILE par l'intermédiaire des domaines de stabilité des minéraux et par le jeu des paramètres intensifs sur les coefficients de partage (voir par exemple Carron et Lagache, 1980).

#### Les tendances métamorphiques

Le fractionnement de Rb par rapport à K dans les roches ignées a fait l'objet d'une étude statistique (Shaw, 1968); la tendance majeure mise en évidence montre qu'il existe une diminution des rapports K/Rb au cours de la différenciation. Celui-ci peut être décrit par l'équation :

$$\log(Rb_{ppm}) = 1.115 \log(K\%) + 1.597$$

D'autres auteurs (Whitney, 1969 ; Sighinolfi, 1971 ; Lewis et Spooner, 1973 ; Collerson, 1975 ; Field et Clough, 1976) ont étudié les corrélations entre K et Rb dans les roches métamorphiques de haut degré. Les tendances mises en évidence sont plus accusées que celle des roches ignées (Shaw, 1968) et s'échelonnent entre :

$$\log(Rb_{ppm}) = 1.136 \log(K\%) + 1.196 \text{ (Lewis et Spooner, 1973) et}$$

$$\log(Rb_{ppm}) = 1.761 \log(K\%) + 1.449 \text{ (Field et Clough, 1976).}$$

Cette importante dispersion des pentes de corrélations nécessite les deux remarques suivantes :

- La pente très forte donnée par Field et Clough (1976) se rapporte exclusivement à des granulites basiques orthodérivées. Ces auteurs l'interprètent comme une tendance métasomatique.
- Les pentes des autres auteurs ont été déterminées à partir d'un échantillonnage composite comprenant des granulites acides à basiques. On peut se demander à juste titre si la valeur de ces pentes n'est pas fonction de la proportion des roches basiques ou acides dans le lot d'échantillons étudié. Collerson (1975) a perçu l'influence de la lithologie sur la valeur de ces pentes de corrélation. Ceci montre une fois de plus l'importance de la lithologie sur la distribution et le comportement des éléments comme K, Rb, Sr, Ba, U et Th.

#### COMPORTEMENT DES ELEMENTS TRACES

Trois facteurs semblent donc contrôler le jeu des éléments incompatibles au cours du métamorphisme.

- Il est en premier lieu indispensable de déterminer si les roches ont été appauvries ou s'il s'agit d'une pauvreté originelle. Répondre à cette question nécessite une étude précise de la lithologie originelle des roches étudiées. Selon leur origine profonde ou superficielle et selon les minéraux qui les composent les roches seront ou non riches en LILE.
- Les réactions métamorphiques faisant intervenir phase fluide et minéraux seront des facteurs d'appauvrissement ou d'enrichissement par une série de réactions progrades ou rétrogrades (déshydratation ou métasomatose).

- La fusion partielle constitue le troisième facteur de modification des teneurs en LILE, ces derniers ayant une forte affinité pour les liquides.

Nous examinerons l'importance de chacun de ces facteurs sur l'exemple des granulites de Laponie.

#### LITHOLOGIE ET REACTIONS METAMORPHIQUES

La mise en évidence d'un fractionnement géochimique ne peut se faire que par comparaison entre les teneurs des roches étudiées et des équivalents peu ou pas métamorphiques.

La suite khondalitique

Rubidium: - Les roches de la suite khondalitique, d'origine sédimentaire (voir précédemment), sont relativement riches en rubidium pour des roches de faciès granulite. Chaque groupe (métashales et métagrauwackes) possède ses teneurs propres, semblables ou proches de celles de leurs équivalents non ou peu métamorphiques (shales ou grauwakes de la littérature).

Les gneiss à sillimanite-grenat ont des teneurs en Rb variant de 88 à 141ppm, ce qui correspond assez bien à leur nature pélitique. Cependant, ces valeurs (moyenne à 110ppm) sont plus faibles (d'environ 30%) que les moyennes comme par exemple : 174ppm pour les shales protérozoïques du Bouclier canadien (Cameron et Garrels, 1980), 160ppm pour les shales dalradiens du Connemara (Senior et al., 1978)... Au contraire, K n'est pas déprimé (3.18%) et les rapports K/Rb (> 220) sont assez élevés et indiquent un léger fractionnement de Rb par rapport à K. Le rapport des moyennes (272) se situe cependant à l'intérieur du domaine conventionnel défini par Heier et Billigs (1972) pour les roches supracrustales. Comparées à d'autres domaines de faciès granulites (tabl.34), ces teneurs sont relativement élevées et se rapprochent en cela des granulites pélitiques de Musgrave (Gray, 1977). Trois échantillons enrichis en biotite ont des rapports K/Rb beaucoup plus faibles que la moyenne (fig. 62).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
n	11		7	85	6	8	14	8	27	
K	2.99	4.01	3.42	3.02	3.84	1.69	2.23	2.69	1.93	2.07
Rb	110	174	162	160	171	81	69	84	79	90
Sr	211	69		196		53	206	352	183	375
Ba	985	492	550	781	637		877	896	653	425
U	0.9	5.9	2.15		2.24	1.44	0.6	0.6		2.7
Th	14.8			19		19.44	9.4	11.6	13	9.6
K/Rb	272	230	211	189	225	209	323	320	244	230
Rb/Sr	0.52	2.52		0.82		1.53	0.33	0.24	0.43	0.24
K/Ba	30	82	62	39	60		25	30	30	49
Th/U	16					13.5	16	19		3.5

Tableau 34 - Compositions moyennes en éléments incompatibles des gneiss à sillimanite-grenat et des gneiss à grenat de la suite khondalitique, comparées à d'autres sédiments et métasédiments de nature équivalente.

1 - Gneiss à sillimanite-grenat, Laponie ; 2 - Shales protérozoïques du Bouclier canadien (Cameron et Garrels, 1980) ; 3 - Métapélites de faible degré, Formation Littleton (Dostal et Capedri, 1978) ; 4 - Métapélites dalradiennes, Connemara (Senior et al., 1978) ; 5 - Métapélites de faciès amphibolite, Formation Littleton (Dostal et Capedri, 1978) ; 6 - Métapélites de faciès granulite, Mount Aloysius, Australie, (Gray, 1977) ; 7 et 8 - Gneiss à grenat, Laponie ; 9 - Roches psammitiques dalradiennes du Connemara (Senior et al., 1978) ; 10 - Moyennes de la croûte continentale (Taylor, 1964).

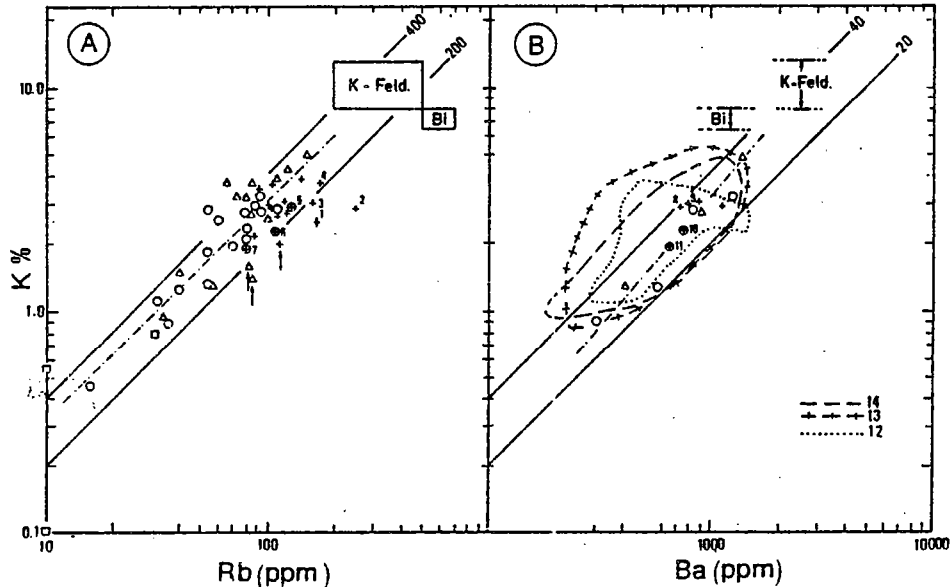


Figure 62 - Diagramme logK-logRb (A) et logK - logBa (B) pour la suite kondalitique : métashales (croix), métagrauwackes et métagrès (cercles), métagrauwackes d'origine volcanique et métavolcanites (triangles) et roches à silicates calciques (carrés). La ligne discontinue correspond à la droite de régression. Les champs de composition de la biotite et du feldspath potassique sont tracés d'après les valeurs de Heier et Billings (1972) et Pachelt (1972). Les flèches marquent les échantillons contenant de la biotite rétro-morphique.  
 Moyennes des shales et des métapélites de degré faible : (1) Heier et Billings (1972), (2) et (8) Van de Kamp et al. (1976), (3) et (9) Senior et al. (1978), (4) Cameron et Garrels (1980).  
 Moyennes des grauwackes et métagrauwackes de degré faible :  
 (5) Heier et Billings (1972), (6) et (10) Van de Kamp et al. (1976), (7) et (11) Senior et al. (1978)  
 Champs de composition : sédiments (12), métasédiments jusqu'au faciès amphibolite (13) et métasédiments de faciès granulite (14).

Les gneiss à grenat correspondant initialement à des grauwackes, montrent une gamme de variation (16-151ppm) beaucoup plus étendue que celle des métashales, due vraisemblablement à leur origine très diversifiée (roches psammitiques, sédiments détritiques grossiers, roches volcano-détritiques...). La moyenne des teneurs en Rb (Tabl. 34) est semblable à celles des diverses moyennes de grauwackes données dans la littérature (Heier et Billings, 1972 ; Senior et al., 1978...) ou la moyenne de la croûte continentale (Taylor, 1964). Si les rapports K/Rb sont relativement élevés par rapport aux limites conventionnelles (150-300ppm selon Heier et Billings, 1972), ils n'indiquent pas pour autant un fractionnement de Rb par rapport à K. En effet, de nombreuses grauwackes ont des rapports K/Rb élevés et n'oublions pas que ces roches dérivent d'une croûte continentale archéenne et de roches volcaniques (voir chap. 5) dont les rapports K/Rb ont pu être élevés (voir par exemple Arth et Hanson, 1975).

Strontium - Les teneurs en Sr des roches métasédimentaires (100-400ppm) sont semblables à celles rapportées dans la littérature pour les sédiments de nature équivalente (Veizer, 1978). Les métashales ont des teneurs élevées (211ppm) par rapport à la normale (69ppm) mais ressemblent en cela à de nombreuses pélites (tableau. 34).

Le rapport isotopique initial ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7072 \pm 0.0027$ ) déterminé à l'Institut de Géologie de l'Université de Rennes à partir d'une "erreurchrone" Rb/Sr (Vidal, comm. pers.), est

typique de matériel d'origine crustale et ne montre pas de fractionnement particulier lié au métamorphisme granulitique.

Les rapports Rb/Sr sont relativement élevés pour des roches de faciès granulite. Les valeurs sont toutes supérieures à 0.2 et les moyennes vont de 0.5 pour les métashales à 0.2 pour les métagrauwackes. Ceci favorise une relative immobilité de Rb.

Baryum - Peu de valeurs sont disponibles sur les roches de la suite khondalitique. Les moyennes pour les trois faciès principaux sont assez constantes et proches de 900ppm. Les rapports K/Ba (2Z-42) s'étendent dans la gamme des valeurs des roches sédimentaires arkosiques et pélitiques (fig. 62) ainsi que dans celle des roches métasédimentaires (Van de Kamp et al., 1976 ; Cameron et Garrels, 1980 ; Senior et al., 1978 ; Dostal et Capedri, 1979).

Thorium et Uranium - Les teneurs en Th des gneiss à sillimanite-grenat ( $\approx 15$ ppm) sont assez proches de celles des shales et ne présentent pas d'appauvrissement significatif. Il en est de même pour les métagrauwackes ( $\approx 10$ ppm) dont les valeurs sont semblables à celles de la croûte continentale (tabl. 34). A l'inverse, les teneurs en U dans ces deux faciès sont très basses (0.9 et 0.6ppm respectivement) par rapport à la moyenne des shales qui est de 3.7ppm (Rogers et Adams, 1969) ou par rapport à la moyenne de la croûte continentale qui est de 2.7ppm (Taylor, 1964). Il s'en suit que les rapports Th/U (tabl. 34) sont nettement plus élevés que ceux de la moyenne de la croûte continentale (Rogers et Adams, 1969). Seuls les gneiss à silicates calciques et les métapélites à graphite ont des teneurs assez fortes (respectivement 2.8ppm et 16ppm). Ce caractère montre que le départ de l'uranium dans les roches de faciès granulite n'est pas nécessairement un phénomène systématique.

#### La suite charnockitique

Rubidium - Les teneurs en Rb des roches de la suite charnockitique sont extrêmement variables (0.9 à 159ppm) et reflètent non seulement la diversité des séries qui la constituent mais également l'importance des modifications liées au métamorphisme, les teneurs les plus fortes étant largement supérieures à celles des roches ignées équivalentes. Le diagramme K-Rb (fig. 63) montre l'étalement des valeurs avec une diminution des rapports K/Rb lorsque K augmente. Cette tendance inclinée (compte-tenu de la méthode analytique employée par J. Convert, les valeurs inférieures à 10ppm doivent être considérée avec prudence) ne correspond pas au "Main Trend" de Shaw (1968) mais se rapproche beaucoup de la tendance des metabasites de Norvège méridionale décrites par Field et Clough (1976). La dispersion des points est identique quelles que soient les séries calco-alcalines ou tholéitiques.

La comparaison des rapports K/Rb de chaque échantillon avec sa composition modale et la nature des minéraux hydratés est intéressante. Une proportion plus ou moins importante de hornblende ou biotite s'est développé sur les assemblages anhydres lors des phases majeures ou tardives du métamorphisme. Nous avons vu également (chap. 6) que les roches plutoniques du complexe charnockitique s'étaient différenciées à la base de la croûte, dans les conditions du faciès granulite et dans le domaine de stabilité de l'assemblage clinopyroxène-grenat. Plusieurs groupes peuvent être définis (fig. 63) en fonction des proportions des minéraux hydratés, de leur nature et de la valeur des rapports K/Rb :

- Un groupe avec des rapports K/Rb supérieurs à 500 correspond aux roches ayant des assemblages anhydres et comprend notamment les plutonites tholéitiques.
- Un groupe intermédiaire avec des rapports K/Rb de l'ordre de 300, contient un peu de



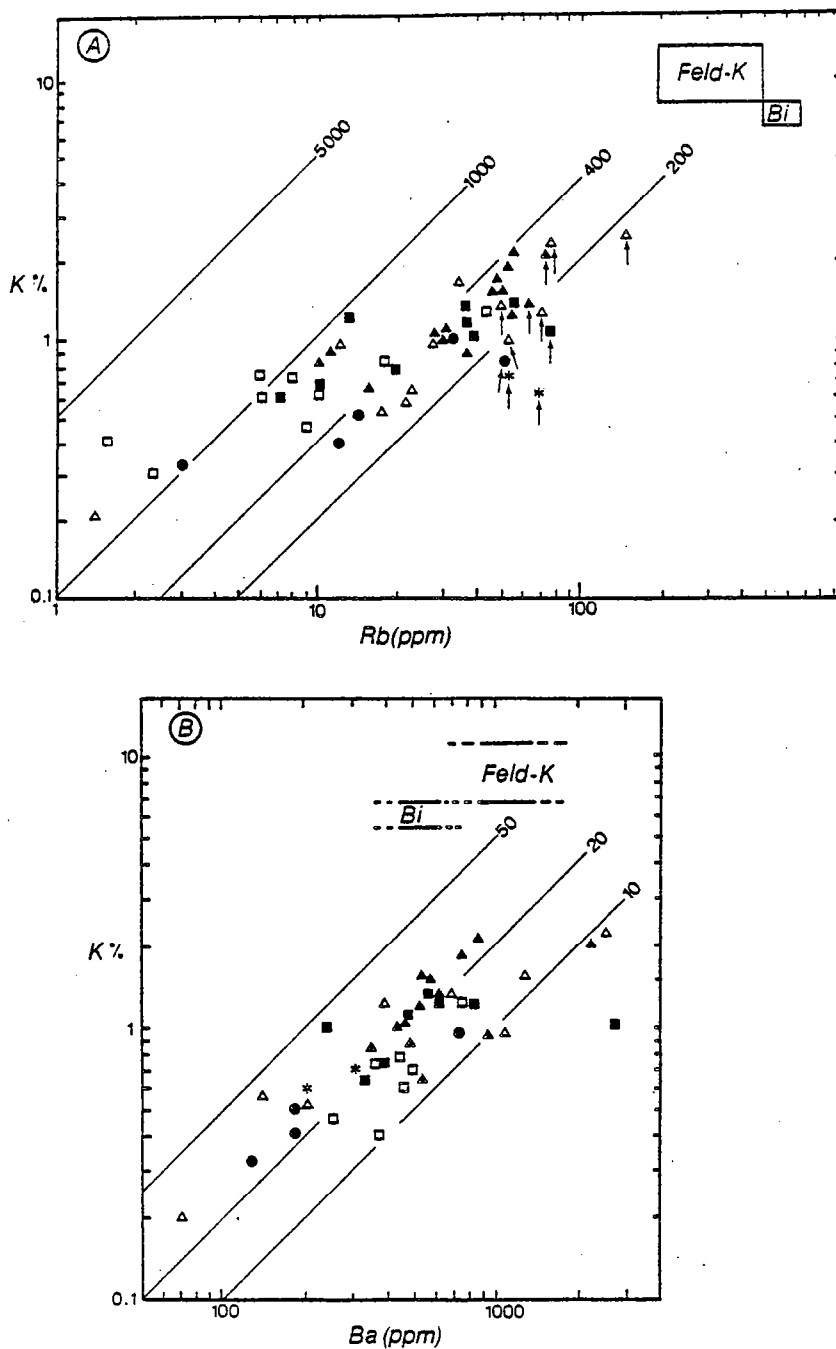


Figure 63 - Diagrammes log-log pour les roches de la suite charnockitiques :

- roches ultramafiques : astérisques
- séries calco-alcalines (symboles pleins : série CA-1 (triangles), série CA-2 (carrés), série CA-3 (cercles) ;
- séries tholéitiques (symboles vides V) séries TH-1 (triangles), série TH-2 (carrés).

(A)  $\log K - \log Rb$ . La tendance générale très inclinée est alignée sur le domaine de composition de la biotite. Des tendances annexes sont également visibles. Les flèches marquent les échantillons très enrichis en biotite.

(B)  $\log K - \log Ba$ . La majeure partie des échantillons s'alignent selon une droite correspondant à un rapport moyen  $K/Ba$  de 20.

biotite et correspond en particulier aux métavolcanites tholéitiques.

- Enfin, le troisième groupe contient des proportions importantes de biotite (> 10%) et possède des rapports K/Rb faibles (< 250).

Ceci illustre clairement le rapport existant entre l'enrichissement en Rb et l'état d'hydratation de la roche. Ces roches basiques à intermédiaires étaient au départ pauvres en Rb (ceci semble normal puisqu'elles se sont formées par fusion partielle à la base de la croûte) et se sont enrichies au cours du métamorphisme en liaison avec la croissance de la biotite. Il est intéressant de noter à ce propos que l'hydratation des paragenèses dans les granulites basiques se fait essentiellement par le développement de biotite dans la ceinture des granulites (environnement potassique de la suite khondalitique) et par la croissance de hornblende dans la ceinture de la Tana (roches dépourvues de  $K_2O$  exclusivement). Il y a par conséquent interaction entre les roches ignées originellement pauvres en Rb et leur encaissant métasédimentaire riche en cet élément. Il s'agit donc bien d'un enrichissement métasomatique au sens propre du terme.

Stontium - Il montre une grande variabilité de concentration (150-2800ppm). Les teneurs les plus élevées associées à des teneurs en Rb et Ba également fortes, correspondent sans doute à des modifications liées au métamorphisme. D'une façon générale les teneurs sont assez constantes, de l'ordre de 500-600ppm (tabl. 35).

	1	2	3	4
n	15	9	12	9
K	1.29(0.5)	0.99(0.3)	1.12(0.7)	0.65(0.3)
Rb	41(19)	33(23)	46(43)	12(13)
Sr	599(260)	530(47)	568(419)	566(182)
Ba	712(477)	487(200)	798(835)	448(156)
K/Rb	315	300	243	542
Rb/Sr	0.07	0.06	0.08	0.02
K/Ba	18	20	14	15

Tableau 35 - Compositions moyennes en éléments incompatibles des différentes séries de la suite charnockitique.

1 - Série calco-alcaline 1 ; 2 - Série calco-alcaliné 2 ; 3 - Série tholéitique 1 ; 4 - Série tholéitique 2.

Baryum - Les teneurs en Ba sont également très variables (70-2700ppm) et reflètent probablement des modifications liées au métamorphisme.

Les rapports K/Ba (10-25) sont semblables à ceux donnés pour diverses roches ignées de haut degré de métamorphisme (Sighinolfi, 1971 ; Leyreloup et al., 1977 ; Allen, 1979). Le rapport des moyennes (15-20) est plus élevé que celui (10) donné par Tarney et al. (1972).

Deux types d'enrichissement liés au développement de la biotite sont

visibles (fig. 63) : l'un essentiellement en potassium avec des rapports K/Ba supérieurs à 25, l'autre simultanément en K et Ba, avec des rapports faibles (< 15) mais des valeurs absolues très élevées (Ba > 2000ppm).

#### Rôle de l'équilibre minéral-fluide sur la roche totale

Les roches formées dans la partie supérieure de la croûte enrichie en LILE, seront riches en éléments incompatibles, alors que celles formées par fusion partielle à la base de la croûte seront pauvres en ses mêmes éléments. Ceci est parfaitement illustré par les formations de la ceinture des granulites de Laponie. Les teneurs en Rb dans les roches de la suite khondalitique ou dans celle de la suite charnockitique ne sont pas le résultat d'un appauvrissement mais correspondent à un caractère originel riche ou pauvre selon le lieu de formation. Le métamorphisme semble jouer un rôle différentiel en fonction de la lithologie : appauvrissement des roches riches (suite khondalitique) et enrichissement des roches pauvres (suite charnockitique).

Dans le cas des roches de la suite khondalitique, la lithologie reste primordiale devant les transformations métamorphiques. Cependant, celle-ci ne peut expliquer un certain nombre de faits :

- comment justifier l'appauvrissement des shales et pas des méta-grauwackes, bien que ces deux faciès aient des rapports K/Rb très voisins ?
- comment expliquer les teneurs en U des gneiss à silicates calciques qui semblent peu modifiées alors que tous les autres faciès ont des teneurs très basses ?

Le seul facteur susceptible d'expliquer ceci de façon cohérent et unitaire, est comme l'ont suggéré précédemment Whitney (1969) et Collerson (1975), l'équilibre entre minéraux et phase fluide. Dans le cas particulier des métapélites riches en graphites et des gneiss à silicates calciques, les fortes teneurs en U sont vraisemblablement dues - à la stabilité et à l'abondance du sphène, minéral susceptible de contenir l'uranium et - à l'abondance du graphite indiquant un état d'oxydo-réduction peu propice à la solubilisation de l'U. La localisation de cet élément dans la structure des minéraux ou dans les plans de clivage ou les joints de grain est très importante et conditionne l'intensité de l'appauvrissement (voir Dostal et Capedri, 1978).

Nous avons tenté de suivre l'évolution des rapports K/Rb depuis les sédiments jusqu'au faciès granulite, à partir d'exemples tirés de la littérature (Van de Kamp et al., 1976 ; Cameron et Garrels, 1980 ; Heier et Billings, 1972 ; Dostal et Capedri, 1978 ; Senior et al., 1978 ; Whitney, 1969 ; Leyreloup et al., 1977 ; Gray, 1977 ; Allen, 1979). L'ensemble des données a été reporté sur la figure 64. Plusieurs observations peuvent être faites :

- Dans le domaine sédimentaire (diagenèse) il y a une très nette différence entre les rapports K/Rb des shales et ceux des roches argileuses ou des grès (fig. 64A). Ce caractère est évidemment fonction de la composition minéralogique des roches : minéraux à K/Rb faible (argiles, micas) dans les shales, minéraux K/Rb élevé (feldspath) dans les grès.
- Dans le domaine du métamorphisme, du faciès schiste vert (fig. 64B) au faciès amphibolite de haut degré (fig. 64D), les métapélites ne présentent pas de variation significative de leurs rapports K/Rb. La différence entre métashales et méta-grauwackes subsiste toujours comme le montrent les métasédiments du Connemara (fig. 64C). Ceci s'explique par la stabilité des phyllosilicates (métashales) et du feldspath potassique (méta-grauwackes ou métagrès) dont les rapports K/Rb sont différents.
- Enfin, dans le domaine du faciès granulite, métashales et méta-grauwackes ont des rapports K/Rb semblables (fig. 64E). Dans ce cas, les phyllosilicates ne sont plus stables et seul le feldspath potassique exerce un contrôle sur K et Rb.

Il apparaît donc que les rapports K/Rb dans une séquence métasédimentaire prograde, sont essentiellement contrôlés par les domaines de stabilité des minéraux et par leurs coefficients de distribution avec la phase fluide. Les modifications jusqu'au faciès amphibolite de haut degré sont relativement limitées et sont liées à la nature des phyllosilicates (argiles, chlorite, muscovite et biotite). Au contraire, le développement du faciès granulite introduit d'importantes modifications paragenétiques : en particulier la disparition de l'assemblage biotite + silicate d'alumine + quartz au profit de l'association grenat + feldspath-K. Les valeurs des coefficients de distribution  $D_{Rb}^{i-f}$  pour la biotite de le feldspath-K (Philpotts et Schnetzler, 1970 ; Beswick, 1973 ; Shaw, 1978 ; Carron et Lagache, 1980) montrent que cette réaction conduit à un accroissement des rapports K/Rb. Une certaine quantité (vraisemblablement fonction de la proportion de micas présents dans la roche) de Rb est de ce fait lessivée par les fluides métamorphiques.

Toute réaction métamorphique donnant naissance à une nouvelle phase susceptible de contenir Rb, aux dépens d'une autre, conduira à une modification des rapports K/Rb en fonction des

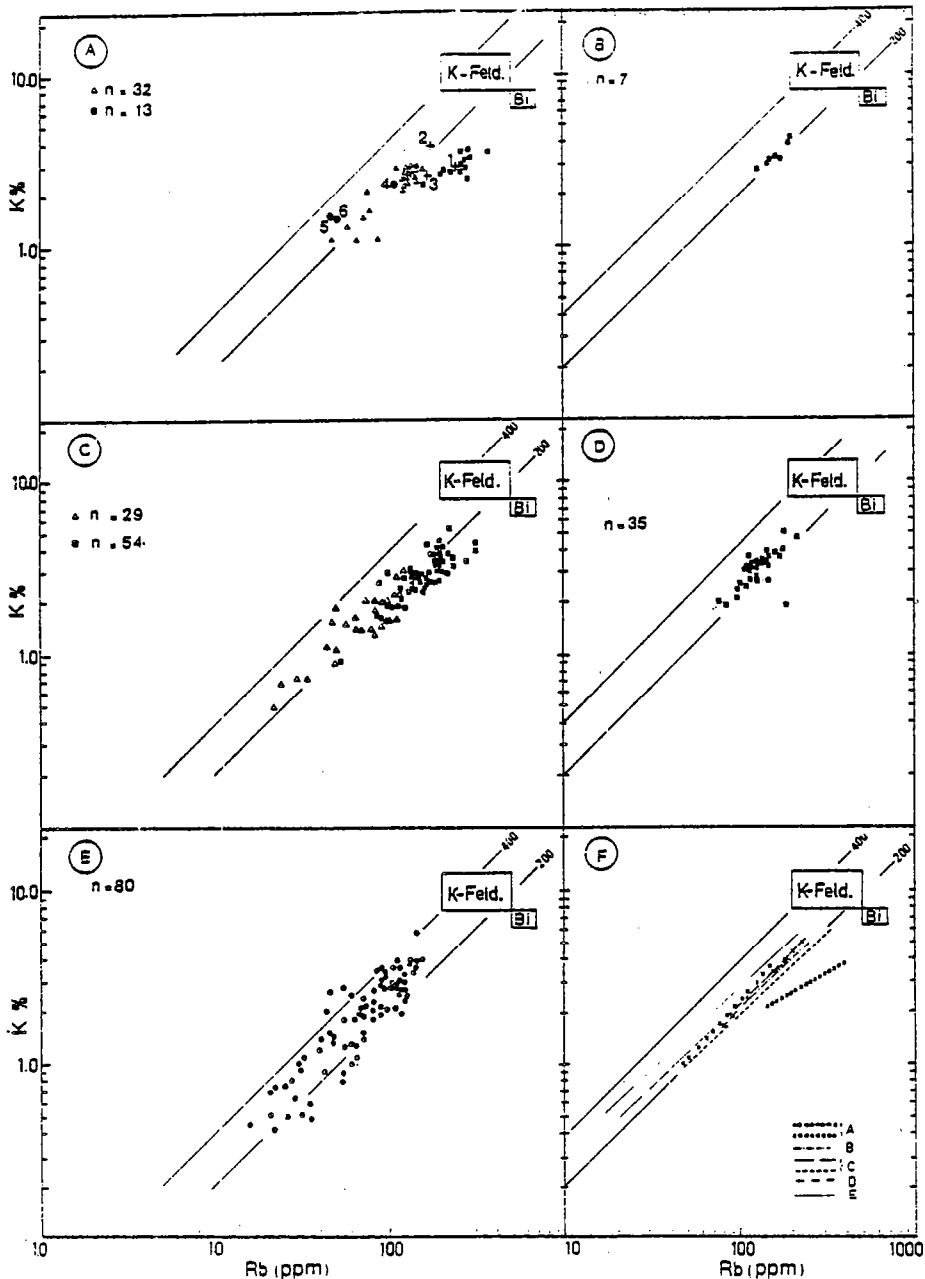


Figure 64 - Diagrammes logK-logRb pour différents types de roches sédimentaires et métasédimentaires. Parmi les données extraites de la littérature, seules ont été conservées celles dont la lithologie originelle était bien définie. Le nombre d'échantillons utilisés pour chaque diagramme est précisé (n).

(A) Séries sédimentaires de Santa Ynez Montains et de Salton Basin, Californie (Van de Kamp et al., 1976) : shales (carrés) et arkoses (triangles). Ont été également figurées quelques moyennes de roches sédimentaires : (1) shales de Californie (ibid.), (2) shales protérozoïques du Bouclier canadien (Cameron et Garrels, 1980), (3) shales (Heier et Billings, 1972), (4) arkoses de Californie (Van de Kamp et al., 1976), (5) grauwackes (Heier et Billings, 1972) et (6) grauwacke composite (Wedepohl, in Pertijohn, 1963).

(B) Métapelites de faible degré de métamorphisme, Formation Littleton, New Hampshire (Dostal et Capedri, 1978).

(C) Métapelites (carrés) et métapsammites (triangles) dalradiennes de Connemara (Senior et al., 1978).

(D) Métapelites du faciès amphibolite de haut degré, Formation Littleton (Dostal et Capedri, 1978).

(E) Métasédiments pélitiques de faciès granulite, de provenance diverses : Laponie (données propres), Adirondacks (Whitney, 1969), Bournac (Leyreloup et al., 1977), Musgrave (Gray, 1977) et Arunta (Allen, 1979) en Australie.

(F) Droites de corrélation (méthode des régressions orthogonales) correspondant à chacun des diagrammes précédents.

coefficients de partage de la phase néoformée. Ceci explique l'appauvrissement en Rb proportionnellement plus grande dans les métashales (lié aux transformations successives argiles, micas puis feldspath potassique) que dans les métagrauwackes (lié uniquement aux modifications du coefficient  $D_{Rb}^{Kf-f}$  avec l'augmentation des paramètres intensifs).

Il n'y a pas de différence significative entre les rapports K/Ba des sédiments et ceux des roches de faciès granulite (fig. 62). Ceci est probablement dû au fait que les rapports K/Ba de la biotite sont proches de ceux du feldspath potassique. Aussi, la transformation de l'un en l'autre ne modifie-t-elle pas ces rapports de façon sensible.

#### Rôle de l'équilibre minéral-fluide sur l'enrichissement métasomatique

Le comportement des granulites du complexe charnockitique est différent de ce que nous venons de voir pour les métasédiments.

Contrairement au cas précédent, les roches du complexe charnockitique sont initialement pauvres en éléments incompatibles et notamment en Rb. La tendance générale correspond à un accroissement assez rapide des rapports K/Rb lorsque K augmente. Il ne peut s'agir d'une tendance de cristallisation fractionnée dans la mesure où elle est très différente du "Main Trend" des roches ignées (Shaw, 1968). La relation étroite existant entre la valeur des rapports K/Rb et l'abondance et la nature des minéraux hydratés montrent nettement qu'il s'agit d'un enrichissement synchrone du métamorphisme, lié au développement de la biotite.

L'étude de Field et Clough (1976) sur les granulites basiques de Norvège est très intéressante car elle montre que cette tendance n'est pas exclusivement le fait des roches de faciès granulite mais que les metabasites de faciès amphibolite ont exactement le même comportement vis-à-vis du rubidium. Il est clair que cette tendance est caractéristique des roches plutoniques profondes pauvres en LILE, qui se mettent en place dans un environnement métamorphique beaucoup plus riche en éléments incompatibles. Il semble que ce soit un phénomène général comme l'on fait remarquer ces précédents auteurs (ibid.).

#### FUSION PARTIELLE

Nous avons vu que les migmatites de la ceinture des granulites étaient représentées par trois faciès principaux :

- des métatexites et diatexites formées par fusion partielle des roches de la suite khondalitique,
- des restites ferromagnésiennes et des pegmatoïdes plagioclasiques issus de phénomènes d'accumulation,
- et des pegmatoïdes et granitoïdes potassiques.

#### Les faciès migmatitiques

Rubidium - La gamme de variation des teneurs en Rb est très large, depuis des valeurs faibles dans les restites (< 10ppm) jusqu'à des valeurs très élevées dans les pegmatoïdes potassiques (285ppm).

Aux métatexites et diatexites correspondent des valeurs intermédiaires (tabl. 36) proches de celles des roches de la suite khondalitique. Il existe néanmoins des différences systématiques en particulier une nette augmentation des teneurs en Rb dans les métatexites et diatexites, par rapport à leurs équivalents non mobilisés. Ceci est très net lorsque l'on compare les moyennes des tableaux 34 et 36.

	1	2	3	4	5
n	3	8	4	4	5
K	3.3(0.7)	2.7(0.8)	0.80(0.2)	1.10(0.6)	5.46(1.8)
Rb	126(55)	87(41)	29(11)	39(19) <sup>c</sup>	189(72)
Sr	152(40)	222(59)	417(91)	552(263)	433(144)
Ba	890 <sup>a</sup>	1022(459) <sup>e</sup>	359(155) <sup>c</sup>	582(445)	2282(284) <sup>b</sup>
U	1.6(0.2)	0.9(0.3)	0.6(0.2)	0.6(0.5)	3.02(2.0)
Th	26(6)	24(6) <sup>d</sup>	5(4)	< 2	219(137) <sup>d</sup>
K/Rb	262	311	276	282	289
Rb/Sr	0.83	0.39	0.07	0.07	0.44
K/Ba	37	26	22	19	24
Th/U	16	27	8	> 3	73

Tableau 36 - Compositions moyennes en éléments incompatibles des roches migmatitiques de Laponie. 1 et 2 - Métatexites et diatexites provenant respectivement des métashales et des métagrauwackes ; 3 - Restites ferromagnésiennes ; 4 - Cumulats plagioclasiques ; 5 - Pegmatoïdes et granitoïdes potassiques.

a, b, c, d, e : basé respectivement sur 1, 2, 3, 4, 5 mesures.

Les restites et cumulats plagioclasiques ont des teneurs très basses, ce qui correspond bien à leur caractère de cumulat. A l'opposé, les pegmatoïdes potassiques sont très enrichis en Rb. Cependant, on pourra constater que quels que soient les faciès, les rapports K/Rb restent approximativement constants.

Strontium - Les métatexites et diatexites ont des concentrations en Sr équivalentes de celles des gneiss non migmatisés. Par contre, les termes les plus évolués sont très nettement enrichis en Sr. Les cumulats plagioclasiques peuvent avoir des teneurs qui atteignent 750ppm ; de même la moyenne de teneurs en Sr des pegmatoïdes potassiques est de l'ordre de 450ppm.

Baryum - Il a un comportement similaire à celui du rubidium. Peu abondant dans les restites et les cumulats plagioclasiques, il est fortement enrichi dans les faciès potassiques (fig. 65). Cependant les rapports K/Ba comme les rapports K/Rb, varient peu d'un faciès à l'autre.

Thorium et Uranium - Les concentrations en Th et U des métatexites et diatexites sont assez sensiblement différentes de celles des roches mères. Les teneurs en Th sont de l'ordre de 10-15ppm dans les roches non mobilisées, mais de 25 dans les faciès migmatitiques. De même l'uranium passe de 0.6 dans les métagrauwackes à 0.9 dans les métatexites/diatexites (fig. 66).

#### Rôle de l'équilibre minéral-fluide sur la fusion partielle

Le premier point remarquable dans le cas de la Laponie, est que ni la fusion partielle, ni la cristallisation fractionnée ne modifient profondément les rapports K/Rb ou K/Ba.

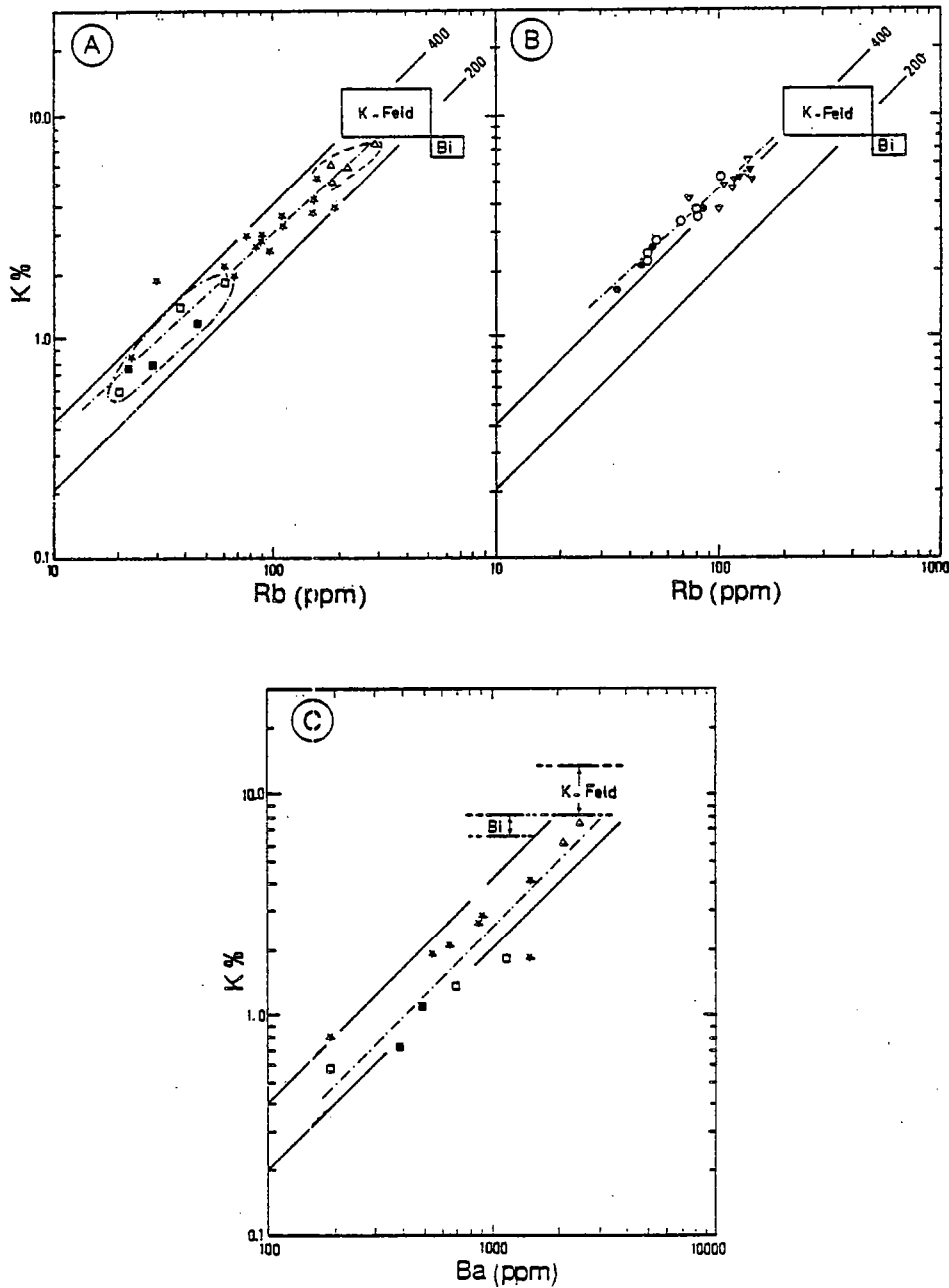


Figure 65 - Diagrammes (A)  $\log K - \log Rb$  et (C)  $\log K - \log Ba$  pour les différents faciès migmatitiques de la ceinture des granulites de Laponie : métatexites et diatexites (étoiles), restites ferromagnésiennes (carrés pleins), cumulats plagioclasiques (carrés vides), pegmatoïdes et granitoïdes potassiques (triangles). Diagramme  $\log K - \log Rb$  (B) pour les veines granitiques (triangles) et les fractions quartzo-feldspathiques des gneiss (cercles) du faciès amphibolites (symboles pleins) et du faciès granulite (symboles vides) des Adirondacks (Whitney, 1969). Les droites de régression sont figurées par un trait discontinu. Les champs de composition de la biotite et du feldspath potassique sont tracés d'après les valeurs de Heier et Billings (1972) et de Puchelt (1972).

Le feldspath potassique, seul minéral porteur de Rb ou Ba dans les faciès migmatitiques, constitue le

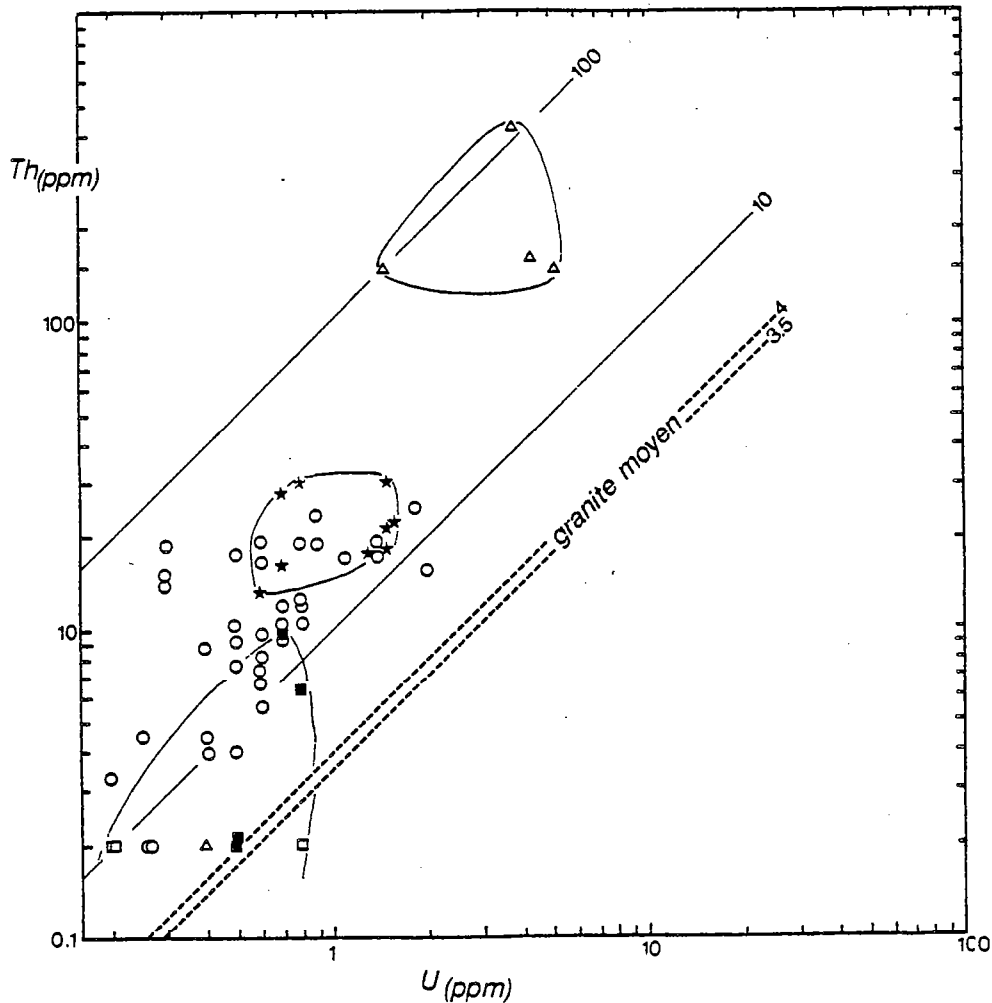


Figure 66 - Diagramme  $\log Th - \log U$  pour les roches de la suite khondalitique et pour les faciès migmatitiques de Laponie.  
 I - Pegmatoïdes et granitoïdes potassiques (triangles) ; II - Métatexites et diatexites (étoiles) ;  
 III - Restites ferromagnésiennes (carrés pleins) et cumulats plagioclasiques (carrés vides).

principal contrôle sur les rapports K/Rb ou K/Ba. Les cumulats plagioclasiques en contiennent des proportions faibles (le plus souvent sous forme d'antiperthites) mais néanmoins suffisantes pour être sensibles. Les rapports K/Rb légèrement plus faibles des restites ferromagnésiennes (276) peuvent s'expliquer par la présence dans la plupart des échantillons de biotite tardive.

La Laponie ne constitue pas un exemple unique. Whitney (1969) a montré à propos des formations métamorphiques des Adirondacks que la fraction quartzo-feldspathique des gneiss et les veines granitiques, tant dans le faciès amphibolite que dans le faciès granulite, avaient des rapports K/Rb remarquablement semblables. Ceci montre - que le degré de métamorphisme n'a aucune influence sur le fractionnement de K et Rb, - que le feldspath potassique constitue le principal contrôle sur ces éléments. En outre, des rééquilibrages tardifs dans les roches migmatitiques, par l'intermédiaire de la phase fluide, ont pu altérer les rapports K/Rb initiaux..

La superposition de plusieurs phénomènes (fusion partielle, cristallisation fractionnée équilibrages tardifs) rend l'étude du comportement des éléments incompatibles dans les migmatites assez délicate.

Le contrôle minéralogique des teneurs en Th est extrêmement net dans les pegmatoïdes



potassiques (Cuney, 1981 ; Barbey et Cuney, 1982), où elles sont en relation directe avec la proportion de monazite. A l'opposé, ce minéral ayant des rapports Th/U élevés, l'uranium tend à rester dans le liquide. Là encore, un échantillon montre le rôle inhibiteur de la fugacité d'oxygène sur la mobilité de l'uranium : l'échantillon qui a la teneur en U la plus forte (5.1ppm) est le seul à contenir des quantités de graphite importantes.

#### ETUDE STATISTIQUE - TENDANCES METAMORPHIQUES

La ceinture des granulites de Laponie, à l'image de nombreux domaines de faciès granulites, est constituée de trois ensembles lithologiques très contrastées montrant chacun des caractéristiques géochimiques particulières. A chacun de ces ensembles correspond une tendance particulière. Il est donc indispensable pour une étude statistique de les traiter séparément.

Nous avons calculé les régressions linéaires pour K et Rb et accessoirement pour K et Ba dans les métasédiments, les roches plutoniques et enfin dans les migmatites. Les droites de régression ont été calculées en utilisant le code de Shaw (1968) :

$$x = 1 + \log (K\%) \quad \text{et} \quad y = \log (Rb\text{ppm})$$

par l'analyse des covariances et par la méthode des régressions orthogonales, à l'aide d'un programme réalisé par J.J. Royer du C.R.P.G. de Nancy. Les coefficients des équations ont été donnés (tabl. 37) sous la forme :

$$\log (Rb\text{ppm}) = a.\log (K\%) + b$$

où a est la pente et b l'ordonnée à l'origine ;  $r_{xy}$  désigne le coefficient de corrélation de la droite.

#### Tendance à l'équilibre

Nous avons effectué une première série de calculs sur différents types de métasédiments recouvrant des degrés de métamorphisme divers. Ces roches métasédimentaires, quel que soit le degré de métamorphisme, faible, moyen, fort ou faciès granulite, se comportent de façon similaire en dépit de certaines différences. Les différents groupes analysés ont notamment des pentes très voisines qui se répartissent de part et d'autre de l'unité, entre 0.785 et 1.118. La moyenne des pentes calculées est de 1.005 avec un écart-type de 0.098. Ces valeurs peuvent être en fait considérées comme des approximations statistiques d'une pente théorique égale à l'unité. Ceci se justifie - par le fait que lors du métamorphisme un volume de roche cristallise globalement et que toutes les phases minérales croissent simultanément en équilibre avec la même phase fluide et - par le fait que les rapports K/Rb sont contrôlés par une phase dominante, les autres phases jouant le rôle de diluant ou n'ayant qu'une importance très subordonnée. On notera que cette tendance n'est pas typique du faciès granulite. A l'inverse, les ordonnées à l'origine seront variables et fonctions de la nature des minéraux, c'est à dire de leur coefficient de partage avec la phase fluide. Ainsi, lors du passage faciès amphibolite - faciès granulite, la déstabilisation de la biotite pour le feldspath potassique entraînera un abaissement de l'ordonnée à l'origine, mais la pente de la droite restera proche de l'unité.

Cette tendance caractérisée par une pente de 1 et correspondant aux roches cristallisant en équilibre avec la phase fluide, peut être qualifiée de "tendance à l'équilibre".

#### Tendance de déséquilibre ou métasomatique

Les roches de la suite charnockitique comme de nombreux granulites basiques orthodérivées montrent un enrichissement en K et Rb assez prononcé. La tendance dessinée est donc assez faiblement

nature des formations	n	régr. orth.		r <sub>xy</sub>	covariance	
		a	b		a	b
<b>K - Rb</b>						
<u>Roches sédimentaires</u>						
Shales, Californie (Van de Kamp et al., 1976)	13	1.746	1.571	0.816	1.620	1.650
Arkoses et sables, Californie (ibid.)	32	0.938	1.708	0.890	0.951	1.703
Métapélites de faible degré, Formation Littleton (Dostal et Capedri, 1978)	7	1.051	1.648	0.959	1.050	1.646
Métapélites de degré moyen, Connemara (Senior et al., 1978)	54	1.056	1.692	0.822	1.066	1.688
Roches psammitiques et quartzitiques, Connemara (ibid.)	29	1.065	1.631	0.889	1.064	1.631
Métapélites de haut degré, Formation Littleton (Dostal et Capedri, 1978)	6	1.079	1.606	0.970		
Métapélites de haut degré, Adirondacks (Whitney, 1969)	20	0.785	1.759	0.431	1.239	1.538
Gneiss granitiques de haut degré, Adirondacks (ibid.)	9	0.975	1.598	0.961	0.977	1.597
Métapélites et métagrauwackes, faciès granulite, Laponie	44	1.019	1.504	0.909	1.023	1.503
Paragneiss, faciès granulite, Adirondacks (Whitney, 1969)	22	0.993	1.516	0.919	0.997	1.514
Métapélites, faciès granulite, Mount Aloysius (Gray, 1977)	8	1.118	1.651	0.996	1.117	1.651
Métapélites, faciès granulite, Arunta (Allen, 1979)	22	0.905	1.624	0.789	0.950	1.626
Diverses métapélites, faciès granulite (cf. fig. 64E)	80	1.070	1.527	0.849	1.074	1.527
<u>Roches ignées</u>						
Métabasites, faciès amphibolite, Norvège (Field et Clough, 1976)	93*	1.734*	1.478*	0.888*		
Roches ignées mafiques, faciès amphibolite, Vallo Strona (Dostal et Capedri, 1978)	18	1.364	1.514	0.916	1.335	1.505
Métabasites, faciès granulite, Norvège (Field et Clough, 1976)	88*	1.761*	1.449*	0.864*		
Roches ignées mafiques, faciès granulite, Valle Strona (Dostal et Capedri, 1978)	11	1.527	1.529	0.955	1.497	1.517
Roches ignées mafiques, faciès granulite, Musgrave Range (Collerson, 1975)	12	1.458	1.293	0.255	2.302	1.675
Ensemble de la suite charnockitique, faciès granulite, Laponie	48	2.732	1.518	0.729	1.591	1.444
Suite charnockitique, Brésil (Sighinolfi, 1971)	62*			0.930*	1.433*	1.196*
Charnockites, Pallavaram (Lewis et Spooner, 1973)	12	1.663	1.652	0.906	1.598	1.560
Charnockites, Westport (Lewis et Spooner, 1973)	9	1.161	1.269	0.956	1.154	1.272
<u>Roches migmatitiques</u>						
Ensemble des faciès migmatitiques, Laponie	25	1.095	1.473	0.965	1.093	1.474
Veines granitiques et fraction quartzo-feldspathique, faciès amphibolite, Adirondacks (Whitney, 1969)	11	1.081	1.318	0.984	1.080	1.318
Veines granitiques et fraction quartzo-feldspathique, faciès granulite, Adirondacks (Whitney, 1969)	12	1.136	1.258	0.952	1.131	1.261
"Main Trend" des roches ignées (Shaw, 1968)					1.115*	1.597*
<b>K - Ba</b>						
Métapélites et métagrauwackes, faciès granulite, Laponie	9	0.858	2.562	0.945	0.866	2.509
Ensemble des faciès migmatitiques, Laponie	15	0.979	2.615	0.915	0.980	2.608
Métapélites de degré faible, Formation Littleton (Dostal et Capedri, 1978)	7	0.811	2.307	0.503	1.120	2.143

Tableau 37 - Données numériques pour les droites de corrélation logK - logRb et logK - logBa, pour différents types de roches sédimentaires, métasédimentaires, méta-ignées et migmatitiques. Elles sont calculées par la méthode des régressions orthogonales et par covariance. Les valeurs marquées d'une croix sont extraites des articles cités en référence.  
Symboles : n = nombre d'échantillons ; a = pente de droites ; b = ordonnée à l'origine des droites  
r<sub>xy</sub> = coefficient de corrélation.

inclinée et la pente de la droite est nettement supérieure à l'unité.

Nous avons vu que cette tendance résultait d'un déséquilibre entre des roches pauvres en LILE et un environnement plus riches en ces éléments. Cet enrichissement se fait par l'intermédiaire d'une phase fluide. Ce comportement n'est pas exclusivement lié aux roches du faciès granulite mais se rencontre également dans les roches du faciès amphibolite (Field et Clough, 1976). Il a fait l'objet d'une étude statistique sur un nombre important d'échantillons par Field et Clough (1976).

Ces auteurs donnent une pente de l'ordre de 1.7 (1.73 pour le faciès amphibolite et 1.76 pour le faciès granulite) qui correspond à une valeur moyenne entre celles des granulites de Laponie (2.7) et celles des granulites de Valle Strona (1.5).

Cette tendance correspondant à un ré-équilibre incomplet entre des roches pauvres en Rb et une phase fluide riche en cet élément peut être qualifiée de "tendance métasomatique ou de déséquilibre".

Tendance de cristallisation fractionnée ("Main Trend")

Nous pensons que les deux tendances que nous venons de mettre en évidence sont complémentaires du "Main Trend" des roches ignées (Shaw, 1968). Ce dernier s'applique aux roches issues d'un processus de cristallisation fractionnée.

Cette tendance doit en toute rigueur être celle des roches migmatitiques de Laponie qui se sont formées par fusion partielle et par cristallisation fractionnée. La pente calculée pour ces faciès migmatitiques de Laponie (1.095) est nettement supérieure à l'unité et proche de la pente donnée par Shaw (1968) qui est de 1.115 (tabl. 37). Cependant, bien que cette concordance soit satisfaisante, il convient de rester prudent dans le cas de la Laponie, en raison de la superposition de plusieurs phénomènes (fusion partielle, cristallisation fractionnée, phénomènes liés à la sursaturation des fluides, ré-équilibres tardifs).

Cette tendance définie par Shaw (1968) peut être qualifiée de "tendance de cristallisation fractionnée ou Main Trend".

#### CONCLUSION

L'étude du comportement de K, Rb, Sr, Ba, U et Th dans les granulites de Laponie et une comparaison avec des formations équivalentes mais de degrés de métamorphisme divers, montrent :

- que la lithologie est le premier facteur à prendre en considération et qu'il est avant toute chose nécessaire de déterminer si les teneurs en LILE d'une roche sont originelles ou acquises ;

- que le principal contrôle du fractionnement de Rb et Ba par rapport à K est d'ordre minéralogique et qu'il correspond à l'équilibre minéral-fluide ou minéral-liquide.

Trois tendances générales décrivant le comportement de Rb par rapport à K peuvent être définies, les deux premières s'appliquant préférentiellement aux roches métamorphiques, la troisième aux roches ignées et migmatitiques :

- tendance à l'équilibre, matérialisée par une droite ayant une pente de 1 et correspondant à la cristallisation d'un volume de roche en équilibre avec une phase fluide ;

- tendance de déséquilibre ou métasomatique, avec des pentes variables mais toujours assez fortes (de l'ordre de 1.7) et correspondant à un ré-équilibre incomplet entre les roches pauvres en Rb et une phase fluide riche en cet élément ;

- tendance de cristallisation fractionnée, définie par Shaw (1968) comme "Main Trend" avec une pente proche de l'unité.

## ASSOCIATIONS MINÉRALES ET CONDITIONS P-T DE L'ÉVOLUTION CRUSTALE DES GRANULITES DE LAPONIE

RESUME - L'étude des associations minérales des gneiss de la suite khondalitique et du complexe charnockitique permettent de définir quatre étapes :

- une étape prograde reconstituée à partir des assemblages reliques à Bi-Sill-Q, blindés dans les grenats des métapélites ;
- une étape paroxysmale synchrone de la phase majeure de déformation. Les paragenèses caractéristiques sont à Gt-Fk-Sill (+ Bi) dans les gneiss pélitiques, à Gt-Cpx et Opx-Plg dans les roches du complexe charnockitique, et à Plg-Cpx-Sph dans les gneiss calco-silicatés.
- une étape rétrograde I pendant laquelle se développe l'anatexie et les paragenèses à Gt-Cd-Sill, Gt-Cd-Sill-Bi-Fk- et Gt-Cd-Opx.
- une étape rétrograde II englobant les phénomènes rétro-morphiques de faciès amphibolite et de faciès schiste vert.

Ces différents assemblages permettent de reconstituer - le gradient géothermique à l'aplomb de la zone mobile qui devait être de l'ordre de 30°C/km, et - la course rétro-morphique qui est compatible avec une remontée isostatique.

Après avoir reconstitué les ensembles lithologiques originels et après avoir caractérisé les modifications géochimiques qu'ils ont subi au cours de leur évolution, il nous reste à examiner les associations minérales en tant que témoins des conditions P-T de l'évolution crustale des granulites de Laponie.

Nous avons vu que la zone mobile protérozoïque constituée de la ceinture des granulites et de celle de la Tana, se caractérisait par une activité magmatique (volcanisme et plutonisme), sédimentaire et tectonique intense. L'étude des différentes étapes du métamorphisme constituera un moyen pour déterminer la nature du gradient géothermique et par conséquent de déterminer s'il y avait ou non une anomalie thermique au niveau de la zone mobile.

### INTRODUCTION

#### GÉOTHERMOMÈTRES ET GÉOBAROMÈTRES

Déterminer les différentes étapes du métamorphisme d'un segment crustal et reconstituer un gradient géothermique ou l'épaisseur d'une croûte continentale, revient à quantifier le phénomène métamorphique. Cette démarche nécessite non seulement l'étude des assemblages minéraux mais également l'utilisation des données chimiques ou physiques (microthermométrie) obtenues sur les minéraux considérés.

Si le principe des géothermomètres et géobaromètres est parfaitement justifié sur le plan théorique, la mise en oeuvre en est nettement plus délicate et leur application a parfois fait l'objet d'utilisations abusives. Nous pensons cependant que cette méthode d'étude, correctement appliquée, peut permettre, sinon de retracer les conditions réelles d'évolution du moins d'obtenir (à partir de résultats compatibles avec les données expérimentales et les observations pétrographiques) une première approche de la réalité.

Notre démarche s'appuiera sur les principes suivants.

- Plutôt que d'appliquer tous les géothermomètres et géobaromètres possibles à tous les assemblages disponibles, nous préférons ne retenir que quelques systèmes naturels caractérisés :
  - par leur relative simplicité chimique, les rendant le plus proche possible des systèmes expérimentaux sur lesquels se fondent les diagrammes pétrogénétiques (nombre de constituants limité, faible complexité de la zonation minérale),
  - par leur aptitude à être essentiellement soit des baromètres, soit des thermomètres,

- par leur aptitude à avoir enregistré les différentes étapes de l'évolution (prograde, paroxysmale et rétrograde), ceci permettant d'avoir une plus grande cohérence.
- Utiliser les éléments majeurs dans les différents minéraux étudiés, de façon à éliminer les erreurs analytiques liées aux faibles teneurs comme cela peut être le cas du thermomètre Cpx-Ilm (Bishop, 1980), les teneurs en MgO de l'ilménite étant très faibles.
- Utiliser les fonctions  $P = f(T)$  qui permettent de délimiter des domaines P-T plus en accord avec la réalité que les valeurs absolues de P ou de T.

Les assemblages du système pélitique (Gt-Cd-Sill-Bi-Fk-Q-H<sub>2</sub>O) sont ceux qui répondent le mieux à ces contraintes. Ils ont de surcroît enregistré les différentes étapes du métamorphisme. Notre recherche des conditions de métamorphisme s'appuiera donc essentiellement sur l'étude de l'évolution des paragenèses des gneiss pélitiques. Nous y adjoindrons les résultats obtenus sur d'autres assemblages (en particulier ceux des roches charnockitiques et des inclusions fluides). Néanmoins, nous ne détaillerons pas la géothermobarométrie des roches du complexe charnockitique ceci ayant fait l'objet de travaux récents (Hörmann et al., 1980 ; Klatt, 1980 ; Convert, 1981).

#### METHODES ANALYTIQUES

Les analyses des minéraux ont été réalisées à l'Université de Nancy I, soit par fluorescence X sur fractions séparées, soit par microsonde sur lames polies (se rapporter aux annexes).

Les rapports  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  des minéraux ferromagnésiens, à l'exception de la biotite, ont été déterminés soit par analyse (fractions séparées), soit par stoechiométrie (analyses microsondes). La concordance des résultats obtenus par les deux méthodes est tout à fait satisfaisante. Les valeurs en  $Fe_2O_3$  des biotites analysées à la microsonde ont été fixées arbitrairement à 2 % à partir des données obtenues sur fraction séparée (les valeurs mesurées s'échelonnent entre 0.9 et 3.8 % sur un lot de 36 échantillons, avec une valeur moyenne de  $2.08 \pm 0.93$ ).

Les formules structurales ont été calculées selon la méthode de Rickwood (1968) pour les grenats, selon celle de Foster (1960) pour les biotites et d'après Deer et al. (1963) pour tous les autres minéraux.

#### LES PRINCIPALES ETAPES DU METAMORPHISME

De nombreux auteurs se sont intéressés aux assemblages métamorphiques de la ceinture des granulites de Laponie : Eskola (1939, 1952, 1963) bien sûr dont les travaux ont fait date puisqu'ils sont à l'origine de la notion de faciès granulite, Scheumann et al. (1961) qui ont mis en évidence l'existence de paragenèses de faciès amphibolite antérieures à celles de faciès granulite, Losert (1968) qui a étudié certaines associations réactionnelles particulières entre roches pélitiques et roches basiques, Mohammed (1972) et Mohammed et Touret (1973) qui ont donné un premier aperçu de la composition de la phase fluide. Très récemment, Moreau (1980) a donné une revue des associations minérales du Massif anorthosique de Vaskojoki. Hörmann et al. (1980) et Klatt (1980) ont réalisé un important travail sur les conditions du métamorphisme dans la partie centrale (coupe Repojoki-Nellimö) et nord (Karasjok-Valjok) de la ceinture. Barbey et al. (1980a, 1980b) ont défini les principaux épisodes métamorphiques et mis en évidence des assemblages paroxysmaux à Cpx-Gt, et Convert (1981) enfin a détaillé les paragenèses des roches de la suites charnockitique.

Les auteurs anciens (Scheumann et al., 1961 ; Eskola, 1963) s'accordent pour distinguer un épisode de faciès amphibolite suivi par une phase de faciès granulite. Meriläinen (1976) considère un métamorphisme polycyclique avec une étape à 2.6 Ga (faciès amphibolite) et une autre à 1.9 Ga (faciès granulite). Eskola (1952) avait pressenti le caractère secondaire de la cordiérite (qu'il

oppose aux textures flaser ou mylonitiques du quartz) démontré par la suite par Losert (1968).

Hörmann et al. (1980) distinguent deux épisodes de métamorphisme granulitique :

- un épisode syncinématique à 2.1 Ga, préservé dans la partie sud de la ceinture,
- un épisode postcinématique à 1.9 Ga observable dans l'ensemble de la ceinture, marqué par le développement de hornblende et des phénomènes d'anatexie dans les parties centrale et nord-ouest de l'arc : les températures sont estimées à 700-750°C et les pressions à 5 kb.

Sur la base des données antérieures et sur nos propres observations (Barbey et al., 1980), nous distinguerons quatre étapes principales.

- L'étape prograde se caractérise par des associations à Bi-Sill, Sill-Qz ou Bi-Qz en reliques blindées dans les grenats des gneiss pélitiques. Les relations paragenétiques montrent qu'à cette étape correspondait l'assemblage Bi-Sill-Qz qui s'est par la suite déstabilisé au profit du grenat. Ceci correspond vraisemblablement à l'épisode de faciès amphibolite défini par Scheumann et al. (1961) et Meriläinen (1976).

- A l'étape paroxysmale correspondent les paragenèses à Gt-Fk-Sill-( $\pm$  Bi) des gneiss pélitiques, et à Cpx-Gt et Opx-Plg des roches du complexe charnockitique. Cette étape correspond à l'épisode syncinématique défini par Hörmann et al. (1980). La phase majeure de la déformation (phase 2) est synchrone de ce paroxysme métamorphique.

- L'étape rétrograde I couvre le développement de l'anatexie. Celle-ci se localise dans la partie centrale et septentrionale de la ceinture des granulites. Les paragenèses caractéristiques sont à Gt-Cd ou Gt-Cd-Bi. Cette étape est postérieure à la phase de déformation majeure et suit de peu la phase de relaxation des contraintes (phases 3). Elle se développe en climat statique.

- L'étape rétrograde II englobe tous les phénomènes rétrogradés se manifestant dans le faciès amphibolite puis dans le faciès schiste vert (Bi-And-Q, Chl-Q, Preh-Ep...) ainsi qu'un métamorphisme de haute température (schiste) au contact de filons de dolérites.

#### ASSOCIATIONS PROGRADES ET PAROXYSMALES

Alors que les associations paroxysmales sont observables dans tous les faciès de la suite khondalitique ou du complexe charnockitique, les associations progrades ne sont visibles que dans les gneiss à sillimanite-grenat (métapélites).

#### ASSOCIATIONS PROGRADES

Plusieurs associations significatives ont pu être répertoriées dans les gneiss à sillimanite-grenat.

L'assemblage relique à Bi-Sill-Q (Pl 5 et 9)

Il se rencontre en inclusion dans les grenats où il forme une schistosité interne rectiligne ou très contournée (textures hélicitiques). Ces trois minéraux sont le plus souvent isolés les uns des autres, parfois par couple, mais jamais tous ensemble. La proportion des phases est variable, mais en général la sillimanite est dominante alors que le quartz est toujours très subordonné. Dans certains cas (L375) la biotite peut être abondante et se présente alors en gros cristaux (Pl. 5). Les faibles proportions de quartz dans ces gneiss pélitiques sont vraisemblablement la cause de la préservation de ces assemblages dans ce type de roche.

Biotite - Elle se présente généralement en petites plages (0.05-0.4 mm) de forme arrondie ou ovoïde,

orientées selon le plan de schistosité interne. Elle est de teinte brun-rouge assez soutenue et fortement pléochroïque. Des exemples de composition sont donnés dans le tableau 38. Les teneurs en MgO ( $X_{Mg} = 0.8$ ) et en TiO<sub>2</sub> (~5.8 %) sont assez élevées. Les paramètres de Tröger (1971) montrent qu'il s'agit de phlogopite. Leur composition est différente de celle des biotites en équilibre avec le grenat ou avec la cordiérite (fig. 67). Cependant, si la concentration en magnésium de ces biotites rélictuelles a pu être modifiée (échanges biotite-grenat), les teneurs en titane peuvent être considérées comme originelles. Ces dernières sont beaucoup plus élevées dans ces biotites (5.5 - 6 %) que dans les autres types de biotites (<5 %). Les biotites en inclusion dans le grenat peuvent par conséquent être regardées comme des biotites I.

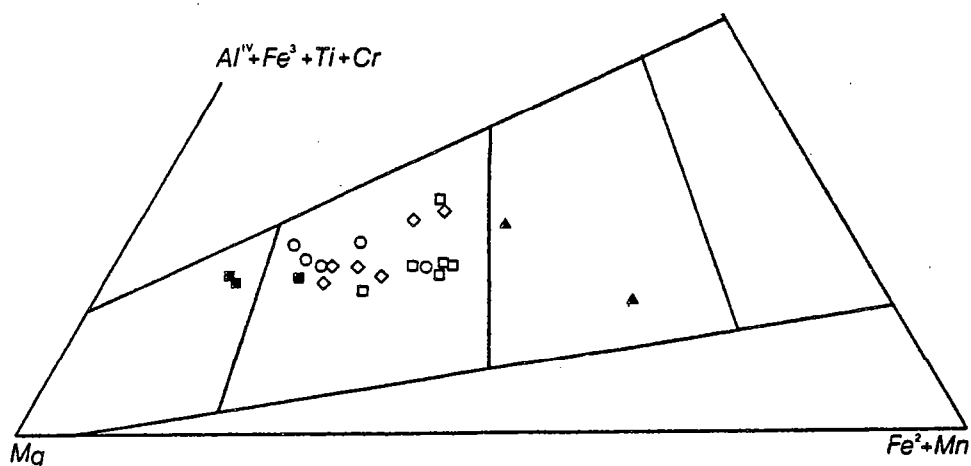
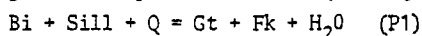


Figure 67 - Position des biotites des différents assemblages de la ceinture des granulites de Laponie (suite khondalitique), dans le triangle de Tröger (1971). Voir également Hörmann et al. (1980). Symboles : biotites des assemblages progrades en inclusion dans le grenat (carrés pleins), biotites issues de la déstabilisation des grenats dans les gneiss non migmatisés (cercles), biotites des métatexites et diatexites (losanges), biotites des pegmatoïdes plagioclasiques et potassiques (carrés vides) et biotites associées à l'andalousite (triangles).

**Sillimanite** - Elle forme des petits cristaux aciculaires assez allongés (0.1 - 0.5 mm) matérialisant la foliation (fibrolite). Elle constitue le seul silicate d'alumine observé. Ses caractères chimiques n'appellent pas de remarques particulières (tabl. 38). La morphologie en aiguille de ces cristaux de sillimanite en inclusion dans le grenat (fibrolite) est très différente de celle des cristaux dispersés dans la roche (sillimanite prismatique). Il s'agit aussi d'une phase relictuelle.

**Relations paragénétiques** - La généralité des associations Bi-Sill, Bi-Q ou Sill-Q et l'absence de l'assemblage à trois phases montrent que le grenat provient (au moins en partie) de la réaction :



Compte tenu du caractère relictuel de la biotite, de la sillimanite et du quartz inclus dans le grenat et compte tenu des relations pétrogénétiques de ces quatre phases dans le système pélitique, la réaction (P<sub>1</sub>) marque le passage entre un stade prograde et un stade paroxysmal. Les différents assemblages ont été figurés dans le triangle A'KF de la figure 68.

**L'assemblage relique à Spinelle-Q**

Il s'agit de spinelles de teinte verte, en relique dans les grenats, les feldspaths et parfois la sillimanite prismatique. Sur la base de l'échantillon L375, plusieurs types d'associations ont été observés (fig. 68) :

	Biotites		Sillimanite	Spinelles		Grenat
	L 308	L 959	L 530	L984-1	L 375	L 959
SiO <sub>2</sub>	38.12	37.59	36.66			39.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.12	15.69	60.99	62.69	57.39	22.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.00	2.00		1.04	5.20	
FeO	6.08	6.59	0.62	23.70	32.18	25.33
MnO	0.06			0.08		0.30
MgO	18.08	17.57		11.68	5.95	11.10
CaO			0.03			1.32
Na <sub>2</sub> O	0.26	0.32	0.02	0.16		
K <sub>2</sub> O	9.47	8.57	0.02			
TiO <sub>2</sub>	5.79	5.88				0.05
Total	96.98	94.01	98.35	99.35	100.73	100.60
Si	5.378	5.457	1.010			5.994
Al <sup>IV</sup>	2.622	2.543		1.978	1.889	0.006
Al <sup>VI</sup>	0.220	0.137	1.977			4.030
Fe <sup>3+</sup>	0.212	0.218	0.014	0.021	0.109	
Fe <sup>2+</sup>	0.715	0.797		0.530	0.751	3.183
Mn	0.008					0.038
Mg	3.827	3.828		0.470	0.250	2.511
Ti	0.614	0.640				0.005
Ca						0.214
Na	0.068	0.087				
K	1.702	1.585				
X <sub>Mg</sub>	0.843	0.828				0.441

Tableau 38 - Analyses représentatives des minéraux des associations progrades.  $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$

- isolé dans le grenat ;
- séparé du quartz par un fin liseré de grenat ; cette relation est fréquente et semble indiquer la stabilité momentanée de l'assemblage spinelle + quartz ;
- en association avec sillimanite et biotite ;
- en association avec le feldspath potassique (dans ce cas il est en inclusion dans ce dernier) ou séparé de lui par un liseré de biotite ;
- au coeur de certains cristaux de sillimanite prismatique ; cette association peut être elle-même en inclusion dans le grenat.

Leur composition chimique est assez uniforme. Il s'agit d'une solution solide entre hercynite (50-65 %), Mg-spinelle (25-45 %) et magnétite (2-10 %). Deux exemples de composition sont donnés dans le tableau 38.

Ces cristaux de spinelle (même en inclusion dans la sillimanite) contiennent souvent de petites inclusions biréfringentes. L'analyse à la microsonde de l'une d'entre elles montre qu'il s'agit de corindon (L984-3). La présence de ce minéral dans la ceinture des granulites a été signalée de longue date (Eskola, 1952). Il s'agissait cependant de cristaux de corindon récoltés dans les placers de la rivière Lemmenjoki. L'association particulière de corindon en inclusion dans le spinelle, lui-même auréolé de sillimanite n'a été signalée à notre connaissance que dans les granulites du Massif Central (Leyreloup, 1973) ou des Pyrénées (Vielzeuf, 1980).

Ces assemblages nous indiquent une seconde réaction de formation du grenat :



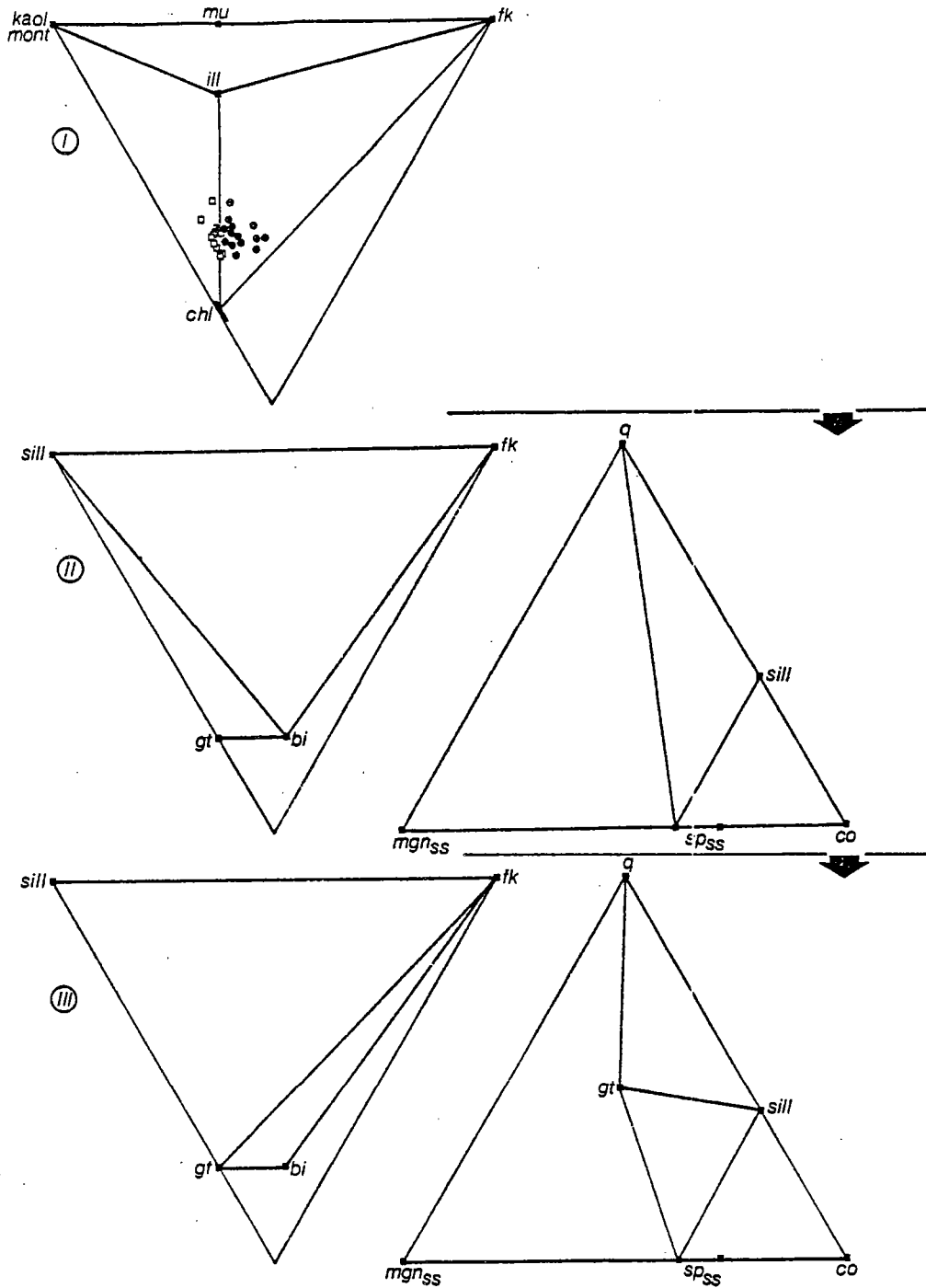
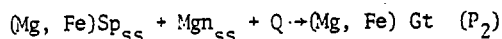


Figure 68 - Assemblages des gneiss pélitiques dans les triangles A'KF (partie gauche) et SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-(FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (partie droite). Les flèches indiquent une augmentation des conditions de pression et de température. I - Assemblage primaire déduit des caractères géochimiques (voir chap. 5), les gneiss sans Fk modal (mode chimique) sont figurés par des carrés vides ; II - Assemblage prograde conservé en relique dans les grenats ; III - Assemblage paroxysmal provenant de l'assemblage précédent par la réaction  $Bi + Sill + Q \rightarrow Gt + Fk + H_2O$  (P1). Dans les triangles A'KF, quartz et eau sont supposés en excès..



#### Autres minéraux reliques

Plusieurs autres espèces minéralogiques sont fréquemment en reliques dans le grenat. Ce sont :

- le graphite en baguettes associées à la biotite et à la sillimanite (I.337) dans la schistosité interne des grenats ;
- l'ilménite qui a été observée en association avec la titano-magnétite ;
- le rutile qui, bien que fréquemment associé au grenat, ne fait pas partie de l'association prograde mais en est un produit au même titre que le grenat ; ces deux minéraux provenant probablement de la déstabilisation de la biotite ;
- le zircon enfin qui est assez fréquent.

#### ASSOCIATIONS PAROXYSMALES

Les conditions P-T du paroxysme métamorphique sont assez difficiles à préciser dans la mesure où les assemblages observés sont stables dans une gamme de pressions et températures importantes et où le métamorphisme rétrograde (§. III) a modifié les coefficients entre les minéraux dont l'association est utilisée comme thermomètre ou baromètre.

#### Les gneiss pélitiques

Les assemblages sont caractérisés par l'association constante de Gt-Fk-Sill + Bi, issue des associations progrades décrites précédemment par l'intermédiaire de la réaction (P<sub>1</sub>). Une seconde association caractéristique, sillimanite-rutile (Pl. 2, photo 3) confirme que la formation du grenat par déstabilisation de la biotite est un phénomène majeur dans les métapélites.

L'omniprésence de l'assemblage Gt-Sill-Q montre que la cordiérite n'était pas stable lors de cette étape paroxysmale compte tenu de X<sub>H<sub>2</sub>O</sub> dans la roche et de X<sub>Mg</sub> des grenats.

Grenat - La composition chimique des grenats est assez peu variable. Les grenats des métashales et des métagrauwackes s'écartent peu d'une solution solide almandin (52-65 %), pyrope (35-48 %). Les teneurs en spessartine sont le plus souvent inférieures à 1 % avec une moyenne à 0.8 ± 0.3. La somme des pôles calciques est également basse, inférieure à 4 % avec une moyenne de 2.9 ± 0.6. Les grenats non associés à d'autres minéraux ferromagnésions (Bi, Cd) ont un X<sub>Mg</sub> supérieur à 0.35. Ceux d'entre eux qui contiennent les minéraux reliques, biotite, sillimanite et quartz, ont un X<sub>Mg</sub> compris entre 0.40 et 0.48. Ils se distinguent assez nettement des grenats associés à des minéraux rétro-morphiques (fig. 69 A). Leur zonation chimique est très faible, voir inexistante (fig. 69 B).

Silicate d'alumine - Le seul silicate d'alumine stable est la sillimanite prismatique, la fibrolite n'ayant été observée qu'en relique dans le grenat.

Feldspath potassique - Il s'agit toujours d'une solution solide d'orthose et d'albite (texture légèrement perthitique à mésoperthitique). Ceci implique que la température critique du solvus des feldspaths alcalins était dépassée.

Biotite - Si ce minéral tend à disparaître par l'effet de la réaction (P<sub>1</sub>), il n'en reste pas moins

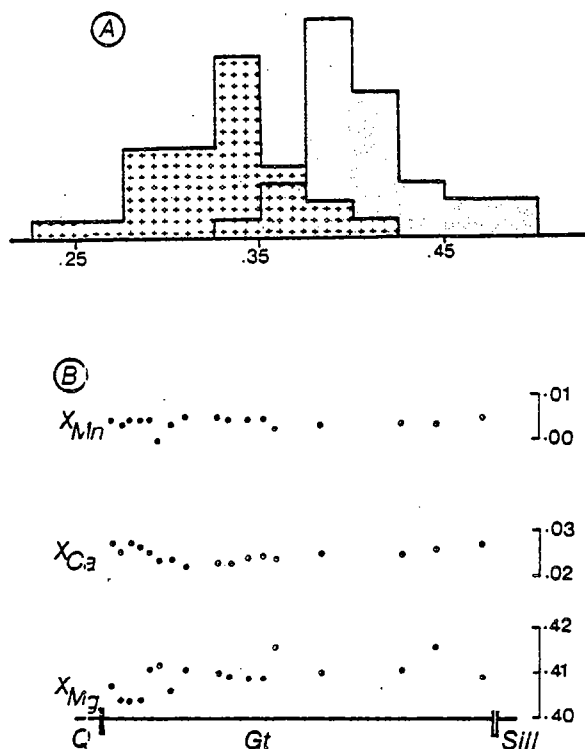


Figure 69 - (A) Histogrammes des valeurs de  $X_{Mg}$  de 59 grenats de la suite khondalitique. On remarque leur répartition bimodale en fonction de leur association à la cordiérite ou à la biotite dans les gneiss migmatés (croix) ou selon qu'ils sont la seule phase ferromagnésienne dans les gneiss non mobilisés (grisé).

(B) Profil compositionnel d'un grenat d'un gneiss pélitique (L530) montrant la faible zonation de composition des grenats non associés à d'autres minéraux ferromagnésiens. La longueur du profil est de 850  $\mu m$ .  $X_{Mg} = Mg/Fe+Mg$ ,  $X_{Ca} = Ca/Ca+Fe+Mg$ ,

discutable dans l'estimation des conditions de températures du paroxysme métamorphique.

L'association Cpx-Gt - Elle a été observée sur la bordure ouest de la ceinture des granulites et dans la ceinture de la Tana (Barbey et al., 1980 ; Hörmann et al., 1980 ; Klatt, 1980 ; Moreau, 1980 ; Convert, 1981). Si dans certains cas grenat et clinopyroxène sont encore en association, ils sont souvent séparés l'un de l'autre par des assemblages à Opx-Plg-Q ou Hbl-Plg. Les "éclogitoïdes" cités par von Gaertner (1966) en Union Soviétique correspondent vraisemblablement à cette association. Rappelons d'autre part que l'assemblage Cpx-Gt de l'échantillon L1669 cité par Convert (1981) est vraisemblablement d'origine magmatique.

#### Les gneiss calco-silicatés

Les paragenèses des roches à silicates calciques sont de deux types : soit Plg (An 90)-

présent localement lors de la phase paroxysmale. C'est une biotite relativement magnésienne, mais avec des teneurs en  $TiO_2$  plus faibles que celles des biotites progrades.

Enfin, l'absence de fusion partielle lors de ce stade paroxysmal indique, sinon des conditions strictement anhydres, du moins des pressions partielles d'eau très faibles.

#### Les roches du complexe charnockitique

Les roches du complexe charnockitique possèdent des assemblages minéralogiques critiques dont certains sont limités à la phase paroxysmale, tel l'assemblage Gt-Cpx, alors que d'autres couvrent également le stade rétrograde comme l'association Opx-Plg. Ces associations ont été récemment étudiées en détail par Hörmann et al. (1980), Klatt (1980) et Convert (1981). Leurs résultats seront pris en compte ici.

L'association Opx-Plg - C'est l'association caractéristique des roches du complexe charnockitique. Le grenat ou le clinopyroxène peuvent y être associés. Le fait qu'elle couvre le stade rétrograde I, rend son intérêt

Cpx-Sph, paragenèse la plus fréquente, soit Scap-Cpx-Sph. Le quartz peut être présent ou non. Les carbonates (essentiellement calcite) n'ont jamais été observés en assemblage primaire. Le contact avec l'encaissant pélitique est généralement marqué par une frange de 5 cm d'épaisseur de couleur claire, laiteuse, contrastant avec la couleur ordinairement noire des gneiss à silicates calciques. L'étude détaillée de l'une de ces zones de transition montre que se superposent deux types de zonation : une zonation dans la répartition et la nature des minéraux et une zonation dans la composition du plagioclase. L'ensemble des observations ont été reportées Fig. 70 et tabl. 39.

Plusieurs remarques peuvent être faites :

- la composition du plagioclase varie progressivement pour atteindre An 96, dans la zone centrale où le plagioclase est remplacé par des scapolites (Me-90) ;

- le clinopyroxène est beaucoup plus magnésien dans la zone de transition que dans le gneiss calco-silicaté lui-même ( $X_{Mg} = 0.6$  contre 0.35) ;

- dans la zone dépourvue de sphène, les minéraux du titane sont des ilménites riches en MnO (2.5-10 %) ;

- la zone la plus externe correspondant au gneiss pélitique modifié se caractérise par un plagioclase très calcique ( $> An 55$ ) et un grenat plus riche en CaO (de 1 % environ) mais avec un  $X_{Mg}$  identique à celui du gneiss pélitique non modifié.

Dans d'autres cas exceptionnels, le contact peut être jalonné de grenats riches en almandin ( $\sim 50$  %), grossulaire ( $\sim 35$  %) et spessartine ( $< 10$  %) et pauvre en pyrope ( $< 5$  %).

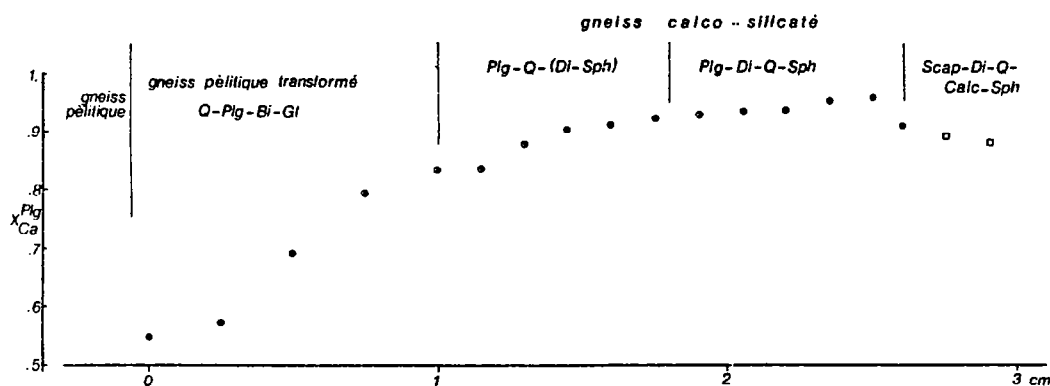


Figure 70 - Variation de la composition du plagioclase ( $X_{Ca} = Ca/(Na+Ca)$ ) au contact entre un gneiss pélitique et un gneiss calco-silicaté (L1612). Les points représentent les plagioclases, les carrés les scapolites.

#### ASSOCIATIONS RETROGRADES

Ce sont ces associations qui sont classiquement citées à propos des granulites de Laponie. Trois types lithologiques nous apportent des indications sur le chemin P, T,  $P_f$  suivi lors de cette phase rétro-morphique : gneiss pélitiques, roches mafiques et intermédiaires du complexe charnockitique et gneiss à silicates calciques. Nous examinerons successivement les principaux assemblages de ces gneiss.

	L 1612			L 20-1			L 20-2		
	Cpx	Ilm	Scap	Gt	Cpx	Amph	Plg	Cpx	Gt
SiO <sub>2</sub>	50.56		42.00	37.77	51.18	49.00	44.76	49.87	38.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.30	0.10	28.98	20.22	0.42	5.52	35.34	0.92	21.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				1.80					
FeO	12.26	36.06		21.06	14.49	19.29		16.09	32.18
MnO	1.04	10.19		5.15	0.58	0.48		1.03	1.00
MgO	10.91	0.15	0.07	1.14	9.17	9.87		7.30	5.28
CaO	24.51		21.80	12.32	23.34	11.64	19.80	22.53	1.96
Na <sub>2</sub> O	0.18		1.67		0.04	0.41	0.48	0.11	0.06
K <sub>2</sub> O			0.10		0.06	0.05			
TiO <sub>2</sub>	0.12	52.56	0.35	0.58	0.05	0.29		0.14	
Total	100.88	99.06	94.97	99.84	99.33	96.55	100.38	98.00	100.75
Si	1.927		6.625	6.022		7.401	8.230	1.981	6.036
Al <sup>IV</sup>	0.057				1.988	0.599		0.019	
Al <sup>VI</sup>		0.006	5.375	3.785	0.019	0.379	7.646	0.024	3.946
Fe <sup>3+</sup>				0.220					0.057
Fe <sup>2+</sup>	0.389	1.529		2.791	0.469	2.428		0.531	4.210
Mn	0.034	0.439		0.698	0.019	0.063		0.036	0.132
Mg	0.624	0.012	0.017	0.277	0.534	2.238		0.436	1.243
Ti	0.005	2.005	0.041	0.048		0.036		0.005	
Ca	1.001		3.683	2.103	0.972	1.884	3.906	0.958	0.330
Na	0.014		0.510			0.118	0.165	0.010	
K			0.020						
X <sub>Hg</sub>	0.616			0.090	0.532			0.451	0.228

Tableau 39 - Analyses représentatives des minéraux des auréoles réactionnelles entre gneiss pélitique et gneiss calco-silicaté.

- Echantillon L1612 : minéraux de l'auréole externe (Cpx-Ilm) et du coeur (Scap.) du gneiss à silicate calcique ;
- Echantillon L20-1 : minéraux des symplectites provenant de la déstabilisation du grenat ;
- Echantillon L20-2 : clinopyroxène du gneiss calco-silicaté et grenat de l'encaissant pélitique.

#### LES ASSEMBLAGES PELITIQUES

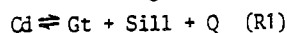
Plusieurs assemblages minéraux parallèles ou successifs constituent les jalons d'une rétro-morphose se développant dans les conditions du faciès granulite, du faciès amphibolite puis localement dans celles du faciès schiste vert. Ce sont dans l'ordre :

- Cd-Gt-Sill-Q ou Cd-Gt-Opx-Q, )
- Cd-Gt-Bi-Fk-Sill, ) RETROGRADE I
- Bi-Fk-Gt-Sill ou Bi-Gt-Q. )
- Bi-Fk-Gt-And-Q ou Bi-Fk-Cd-And-Q, )
- Gt-Chl-Q, ) RETROGRADE II
- Preh-Ep-Chl-Q. )

Nous reprendrons ces différents assemblages mais ne décrivons en détail que les principaux.

#### L'assemblage Gt-Cd-Sill-Q

Cet assemblage lié à la réaction divariante



apparaît en association systématique avec la migmatisation. Comme les métatexites et les diatexites, cet assemblage est localisé à la partie centrale (abords du Lac Inari en particulier) et à la partie nord-ouest (vallée de la Tana) de la ceinture.

Le développement de cet assemblage divariant implique donc des modifications locales de T, P ou X<sub>H<sub>2</sub>O</sub>. Examinons chacune de ces possibilités :

- une baisse ou une augmentation locale de température ne peut induire l'apparition de la cordiérite compte tenu des pentes des courbes d'équilibre (courbes parallèles à l'axe des températures);

- une baisse de pression bien que tout à fait réelle sur le plan général, ne peut cependant pas être seule responsable de l'apparition de cet assemblage, en raison de son caractère parfois extrêmement local (niveaux de quelques dizaines de mètres) ;

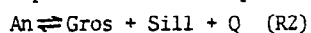
- la liaison spatiale entre cet assemblage et le développement de la migmatite montre clairement l'importance de la pression partielle d'eau ; l'accroissement de  $X_{H_2O}$  dans la phase fluide déplace les équilibres vers des pressions et températures plus élevées (voir Holdaway et Lee, 1977), entraînant de ce fait l'apparition de la cordiérite.

Plusieurs assemblages ont été analysés soit à la microsonde soit sur fractions séparées. Les caractères des minéraux sont les suivants (voir également Eskola, 1952 et Hörmann et al., 1980).

**Sillimanite** - Il s'agit de sillimanite prismatique. Sa composition chimique est assez banale, en particulier les teneurs en  $FeO^*$  restent toujours inférieures à 1 %. Les sillimanites prismatiques montrent cependant fréquemment de petites inclusions brunes parfois hexagonales (hématite ?) localisées dans les clivages (Pl. 10). Des tentatives de caractérisation tant à la microsonde qu'au microscope à balayage se sont révélées négatives.

**Grenat** - Il constitue le minéral primaire à partir duquel se développe la cordiérite. Il s'agit globalement d'un grenat très riche en almandin (49-75 %) et pyrope (22-47 %), les teneurs en andradite-grossulaire (< 4 %) et spessartine (< 1.5 %) restant toujours très faibles. La répartition bimodale des teneurs en almandin du grenat est assez nette (fig. 69A). Dans les gneiss non mobilisés, les  $X_{Mg}$  sont en moyenne de l'ordre de 0.40 alors que les grenats associés aux cordiérites (ou aux biotites) ont un  $X_{Mg}$  de l'ordre de 0.34. L'augmentation des proportions de fer avec le métamorphisme rétrograde est également observable au niveau des individus cristallins.

Nous avons vu que la zonation des grenats non associés à des phases ferromagnésiennes était pratiquement inexistante (Fig. 69B) sauf pour  $X_{Ca}$  qui tend à croître vers la périphérie du cristal, sur une frange de 150  $\mu$  environ. L'augmentation du pourcentage de grossulaire est interprétée par une baisse de pression ou de température par l'intermédiaire de la réaction



(voir Ghent, 1976). A l'inverse la zonation est très fréquente lorsque le grenat est associé à une autre phase ferromagnésienne, comme biotite ou cordiérite (voir par exemple fig. 72). Ceci est considéré comme le résultat d'une baisse de température augmentant le fractionnement du fer et du magnésium et diminuant le taux de diffusion de ces éléments dans le cristal (Loomis, 1975). Ces caractéristiques montrent la nature rétro-morphique de la biotite et de la cordiérite.

**Cordiérite** - Elle se présente toujours en cristaux bleus, translucides, car elle est rarement pinnitisée. Les indices de distorsion (0.24-0.29) mesurés par Losert (1968) et Hörmann et al., (1980) témoignent d'un état structural relativement désordonné. Sa composition est toujours très magnésienne ( $0.69 < X_{Mg} < 0.84$ ). La perte au feu est en moyenne de 3 %. La valeur du rapport  $CO_2 / (H_2O + CO_2)$  oscille entre 0.35 et 0.85 (Hörmann et al., 1980). Ceci montre en dépit de la présence d'inclusions de graphite (ibid.), l'importance du  $CO_2$  dans la phase fluide (Johannes et Schreyer, 1977, 1981). A l'image du grenat auquel elle est associée, elle présente souvent une bordure enrichie en magnésium.

Un certain nombre de couples Gt-Cd ont été analysés, ceci indépendamment de leur association à la sillimanite ou non. Les valeurs des  $K_D^{Cd-Gt}$  obtenues sont assez étalées (3.7 à 9.1) mais montrent une répartition bimodale assez nette (fig. 71). Les  $K_D$  les plus bas correspondent aux assemblages de la réaction discontinue (R1), sans autre phase ferromagnésienne. Les valeurs données par Hörmann et al. (1980, tabl. 25) sont du même ordre. Les  $K_D$  les plus forts ont été observés soit en l'absence

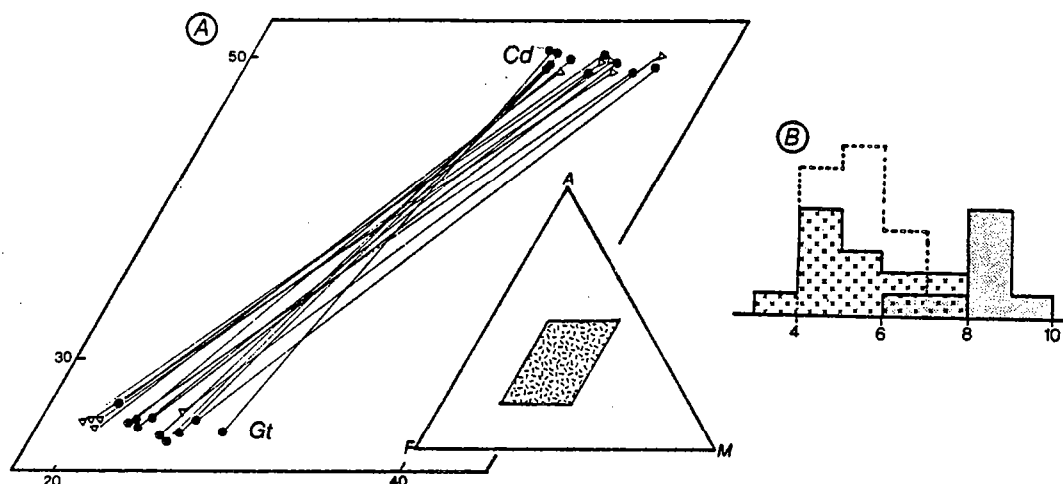


Figure 71 - (A) Position des couples Gt-Cd dans le triangle AFM, A =  $(Al_2O_3) - (K_2O)$ . Triangles vides : assemblage sans sillimanite ni quartz. (B) Histogrammes des  $K_p = X_{Cd}(1 - X_{Gt})/X_{Gt}(1 - X_{Cd})$  des couples Gt-Cd pour l'assemblage (R1) croix et pour des assemblages différents grisés (bords de cristaux, absence de quartz ou sillimanite, présence de biotite). Les données de Hörmann et al. (1980) obtenues sur les coeurs analysés sont figurées en trait discontinu.

de l'un des réactifs (quartz ou sillimanite) soit dans la zone périphérique des cristaux de grenat ou de cordiérite soit enfin en présence d'une phase ferromagnésienne supplémentaire (biotite).

Les teneurs en magnésium des grenats et des cordiérites varient dans une gamme relativement étendue ( $0.38 < X_{Mg}^{Gt} < 0.30$  ;  $0.70 < X_{Mg}^{Cd} < 0.80$ ).

#### Assemblage Gt-Cd-Opx-Q

Il est peu fréquent dans le métamorphisme régional (voir bibliographie in Vielzeuf, 1980). Nous l'avons observé en Laponie dans deux gisements différents : l'un correspondant à des restites ferromagnésiennes et peralumineuses de la ceinture de Nellimö, l'autre à un gneiss pélitique au contact d'un filon de pyroxénite.

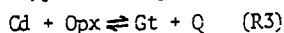
Restites à Gt-Cd-Opx-Anth - Ces restites sont issues de la fusion partielle de gneiss pélitiques de la ceinture de Nellimö. La formation de ces assemblages à Cd-Opx ou Cd-Anth par fusion partielle a été discutée par Grant (1968, 1973, 1981) et expérimentée par Hoffer et Grant (1980). La roche est constituée par un assemblage de cristaux centimétriques de cordiérite, grenat et orthopyroxène. Des quantités mineures de sillimanite et de spinelle sont localement incluses dans la cordiérite. Une ortho-amphibole se développe secondairement aux joints de grain entre cordiérite et orthopyroxène. Le quartz est absent de cet assemblage. La composition chimique des minéraux est donnée dans le tableau 40. L'orthopyroxène est un hypersthène ( $X_{Mg} = 0.67$ ), ses teneurs en  $Al_2O_3$  sont relativement élevées, de l'ordre de 6 %. La cordiérite est nettement plus magnésienne ( $X_{Mg} = 0.86$ ) que dans l'assemblage (R1). L'amphibole a une composition variable entre une anthophyllite (tabl. 40) et une gédrite pratiquement pure.

Gneiss à Gt-Cd-Opx-Q - Cette association ne se développe dans les gneiss pélitiques qu'aux épontes d'un filon de pyroxénite sur une distance très faible de l'ordre du centimètre. La liaison spatiale entre le filon et cette paragenèse est évidente dans la mesure où en dehors de cette zone étroite

	L 1676				L 984-22			L 984-21
	Gt	Cd	Opx	Anth	Gt	Cd	Opx	Opx
SiO <sub>2</sub>	38.93	48.11	49.09	50.32	39.63	48.70	48.76	49.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.52	32.89	6.25	5.86	22.21	33.11	7.18	7.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							2.78	
FeO	25.51	3.43	20.85	15.53	24.93	3.11	18.08	19.90
MnO	0.18	0.25			0.46		0.17	0.09
MgO	11.54	11.55	23.66	21.73	10.36	11.19	22.29	22.00
CaO	1.43		0.07	0.44	1.46	0.08	0.09	0.12
Na <sub>2</sub> O				0.48				
K <sub>2</sub> O				0.07		0.04		
TiO <sub>2</sub>				0.14			0.05	0.12
Total	101.11	96.23	99.92	94.57	99.05	96.23	99.40	98.66
Si	5.855	4.965	1.816	7.019	6.068	5.000	1.804	1.835
Al <sup>IV</sup>	0.145	1.035	0.184	0.962	4.001	1.000	0.196	0.165
Al <sup>VI</sup>	4.014	2.958	0.089			3.000	0.116	0.150
Fe <sup>3+</sup>							0.077	
Fe <sup>2+</sup>	3.194	0.297	0.644	1.807	3.182	0.266	0.558	0.618
Mn	0.027	0.025			0.060		0.005	0.005
Mg	2.607	1.789	1.314	4.541	2.379	1.723	1.237	1.229
Ti				0.017				0.003
Ca	0.235		0.002	0.067	0.240	0.009	0.004	0.005
Na				0.125				
K				0.025		0.006		
X <sub>Mg</sub>	0.449	0.858	0.671	0.715	0.428	0.866	0.689	0.665

Tableau 40 - Composition chimique des minéraux de l'assemblage Gt-Cd-Opx ( $X_{Mg} = Mg/Fe+Mg$ ).  
 - Echantillon L1676 : restite ferromagnésienne et per-alumineuse;  
 - Echantillon L984-1 : assemblage aux épontes du filon de pyroxénite ;  
 - Echantillon L984-21 : orthopyroxène du filon.

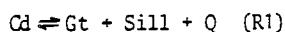
l'assemblage est Gd-Ct-Sill-Q. Les relations texturales (Pl. 10) entre ces différents minéraux montrent que cet assemblage est issu de la déstabilisation du grenat au profit de l'association cordiérite-hyperthène (parfois en symplectites) selon la réaction :



Il ne s'agit cependant pas d'un métamorphisme thermique, une augmentation de T favorisant la stabilité du grenat si l'on se fonde sur les données de Hensen et Green (1973). Néanmoins, ceci peut être considéré comme un métamorphisme de contact, le facteur déterminant semblant être la présence de l'orthopyroxène du filon dont la composition est très voisine de celle de l'orthopyroxène de l'assemblage (R3). La composition chimique du grenat, de la cordiérite et de l'orthopyroxène sont très proches de celles données pour les minéraux des restites (tabl. 40). La zonation rétrograde des minéraux d'un même assemblage décrite classiquement (Berg, 1977 ; Vielzeuf, 1980) a été observée (fig. 72).

Assemblage Gt-Cd-Bi-Sill-Fk-Q (Pl. 10)

Cette association se rencontre assez fréquemment. Cependant dans la plupart des cas il ne s'agit pas d'une association paragenétique, la biotite ayant un caractère secondaire. Nous avons retenu deux exemples : l'un constitué de l'association Gt-Cd-Bi en grands cristaux dans les faciès migmatitiques (restites ferromagnésiennes), l'autre constitué des six phases (fig. 73). Ce dernier est probablement le plus significatif. En effet, il s'agit d'un assemblage originel à grenat, biotite et sillimanite marquant une foliation antérieure, se déstabilisant en cordiérite. Deux réactions interviennent dans ce cas :





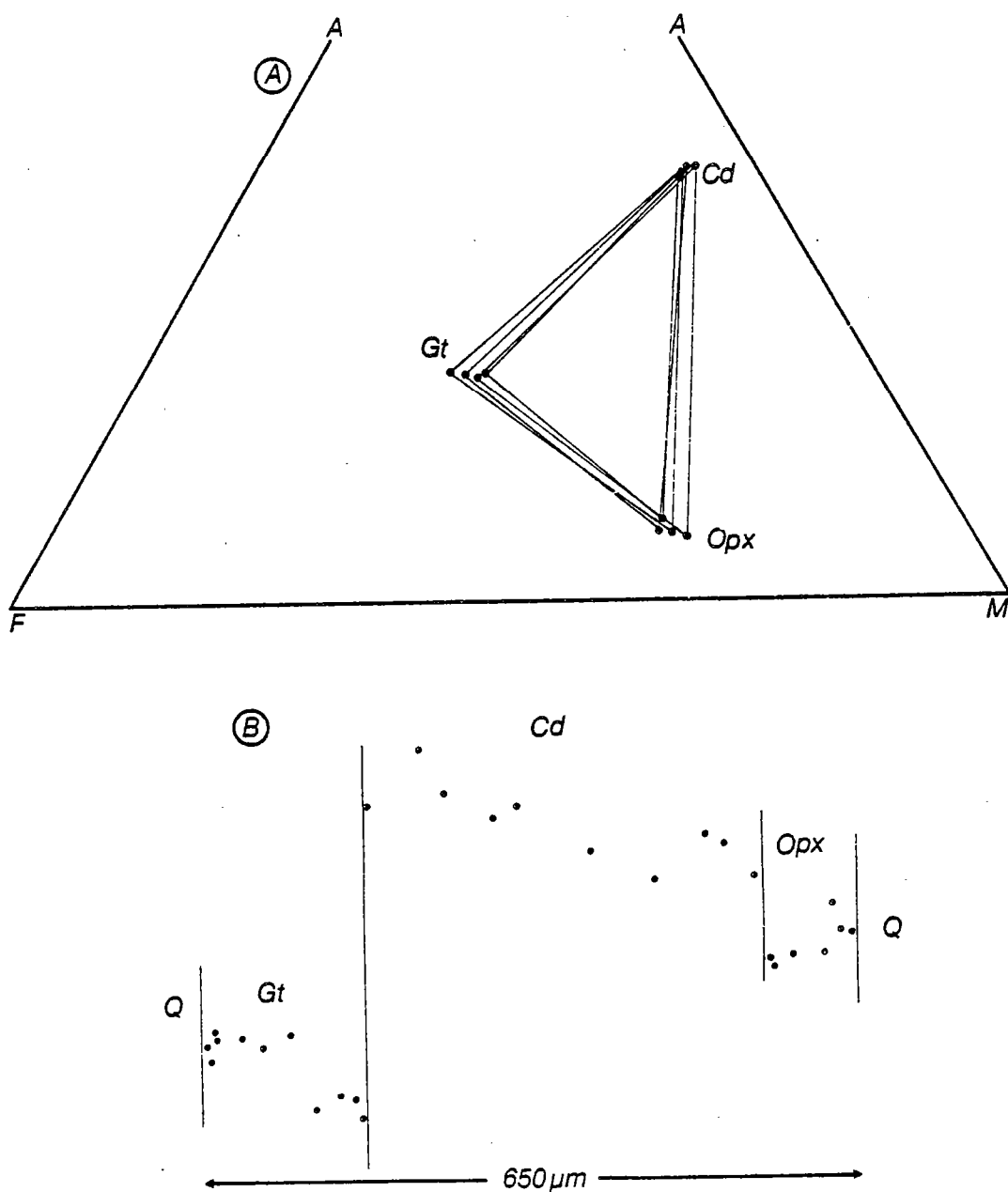
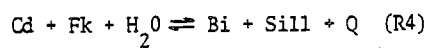


Figure 72 - (A) Position des triplets Gt-Cd-Opx dans le triangle AFM.  
 (B) Zonation de composition des minéraux de l'association Gt-Cd-Opx. Comparez avec Berg (1977) ou Vielzeuf (1980).



définissant un point invariant (point invariant [Mu] de la figure-75). Il s'agit donc d'un assemblage particulièrement intéressant pour l'étude des conditions P, T du métamorphisme rétrograde. En outre, la localisation de cette association dans une métatexite permet de fixer une valeur minimale à  $X_{\text{H}_2\text{O}}$ .

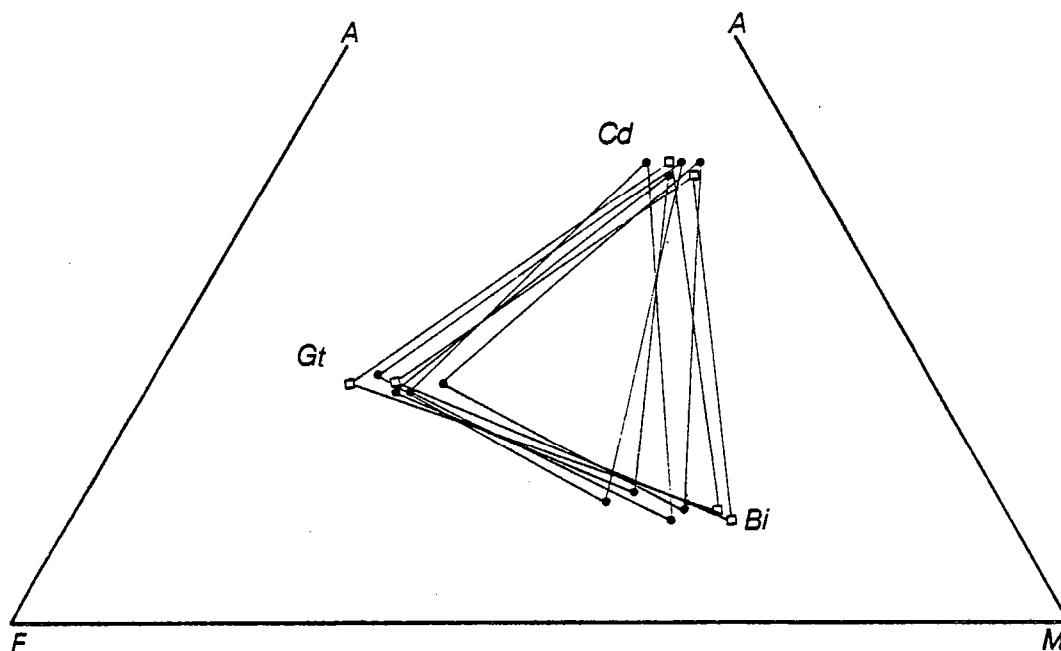
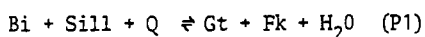


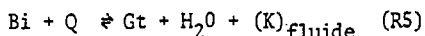
Figure 73 - Position des triplets Gt-Cd-Bi dans le triangle AFM.  
Points : assemblages à Bi-Gt-Cd-Fk-Q ; carrés vides : assemblages à Bi-Gt-Cd-Q (restites ferromagnésiennes).

#### Assemblages Gt-Bi-Sill-Fk-Q ou Gt-Bi-Q

Ces assemblages sont très fréquents et affectent préférentiellement les grenats non associés à la cordiérite, dans les roches migmatisées ou non. Ils correspondent à deux réactions parallèles :



et



Dans les roches de composition intermédiaire, où le grenat est plus riches en grossulaire, le plagioclase intervient comme produit de réaction.

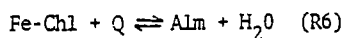
Cette déstabilisation du grenat a lieu sur un laps de temps assez long comme en témoignent les textures tardi-tectoniques (biotites en ombre de pression du grenat) à post-tectoniques, en rosettes ou poeciloblastes (Pl. 5 et 11). La composition de ces biotites évolue au cours des diverses étapes (fig. 67). Notamment les teneurs en  $\text{TiO}_2$  décroissent progressivement pour atteindre 1.5 % dans les biotites associées à l'andalousite.

#### Assemblages rétrogrades II

Plusieurs assemblages tardifs témoignent d'une rétrogenèse dans les conditions du faciès amphibolite ou du faciès schiste-vert. Ils ne s'observent que dans des zones très localisées mais avec une dispersion géographique assez large.

Gt-Chl-Q - La déstabilisation du grenat en une symplectite de chlorite et de quartz a été observée sur la bordure occidentale de la ceinture. Cet assemblage est l'équivalent divariant de la réaction

univariante étudiée expérimentalement par Hsu (1968) :



Gt-Bi-And- et Cd-Bi-And - La déstabilisation du grenat en biotite verte et andalousite est assez fréquente. La cordiérite peut également se transformer en biotite + andalousite ou en un assemblage complexe de chlorite, séricite, andalousite et carbonates impliquant vraisemblablement plagioclase et feldspath potassique. Contrairement à ce qu'indiquent Hörmann et al. (1980) l'andalousite est présente dans toute la ceinture des granulites, y compris sur la bordure ouest. La présence de disthène dans le même type d'assemblage que l'andalousite ou parfois son association à cette dernière a été signalée par Hörmann et al. (1980) dans la ceinture de Nellimö.

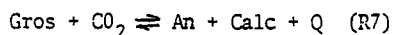
Preh-Ep-Chl-Q - Cette association a été observée dans les cumulats plagioclasiques comme produit de transformation de la biotite (tabl. 41). Cette dernière exfoliée de façon plus ou moins importante est remplacée par des agrégats de prehnite incolore ou légèrement verdâtre, de chlorite et parfois de pistachite. Cette association manifestement liée à la présence de plagioclase s'accompagne de la séricitisation de ce dernier (parfois développements de grands cristaux de mica blanc). De tels phénomènes ont été décrits dans des roches de faciès granulite par Field et Rodwell (1968). Cette association est intéressante car elle se situe dans un domaine P, T assez limité. L'adjonction de fer dans le système expérimenté par Nitsch (1971) ne semble pas modifier grandement ce domaine de stabilité (Winkler, 1976) qui se situe pour une pression inférieure ou égale à 2 kb dans une gamme de température comprise entre 300 et 400°C (ibid.), pour  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ .

#### LES ASSEMBLAGES DES GNEISS CALCO-SILICATES

La rétro-morphose des gneiss calco-silicatés n'a lieu que dans les zones où se développe l'anatexie. Nous en avons observé deux manifestations : croissance de grenat au contact de cristaux de plagioclase et assemblages coronitiques provenant de la transformation d'un grenat pré-existant.

#### Assemblages à Gt-Plg-Q

Dans certains gneiss calco-silicatés, les grenats forment de minces couronnes autour des plagioclases, avec une position en joint de grain assez caractéristique (Pl. 11). Les relations texturales avec le plagioclase montrent qu'il s'agit d'une réaction rétrograde. Celle-ci peut être ramenée en première approximation à la réaction classique :



En fait la réalité est nettement plus complexe car :

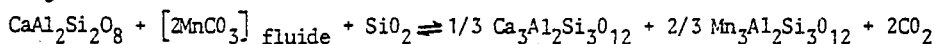
- la calcite n'est jamais présente dans cette association, ce qui implique que soit elle n'intervient pas dans la réaction, soit elle est en solution dans la phase fluide ;
- le grenat n'est pas du grossulaire pur mais une solution solide de grossulaire (34-50 %), almandin (31-43 %), spessatine (14-18 %), andradite (5 %) et pyrope en proportions négligeables (< 3 %), nécessitant un apport de fer et manganèse par le biais de la phase fluide (tabl. 42).

Ces cations sont probablement solubilisés sous forme de carbonates compte-tenu de la forte pression partielle de  $\text{CO}_2$  et de la rareté des sulfures (phase fluide rapportée au système C-O-H). A ce propos, certaines inclusions carboniques de la région de Valjok contiennent des solides biréfringents. Il s'agirait selon L. Mohammed-Touret (comm. pers.) de cristaux de carbonates ou nahcolite.

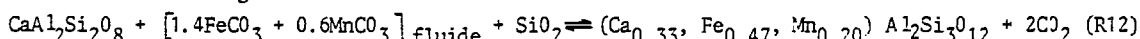
Enfin, le plagioclase étant de l'anorthite (An 96) la soude peut être négligée en première approximation .

	L 1454-1		
	Plg	Bi	Preh
SiO <sub>2</sub>	57.62	36.25	43.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.73	17.44	25.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		2.00	
FeO		15.91	0.29
MnO		0.13	0.24
MgO		11.24	
CaO	9.13		27.93
Na <sub>2</sub> O	5.81	0.16	
K <sub>2</sub> O	0.05	8.87	0.06
TiO <sub>2</sub>		3.56	
Total	100.34	95.56	97.60
Si	10.262	5.450	5.934
Al <sup>IV</sup>		2.550	0.066
Al <sup>VI</sup>	5.815	0.510	3.944
Fe <sup>3+</sup>		0.224	
Fe <sup>2+</sup>		1.978	0.032
Mn		0.018	0.024
Mg		2.515	
Ti		0.398	
Ca	1.742		4.051
Na	1.999	0.045	
K	0.011	1.691	0.008
X <sub>Mg</sub>		0.560	

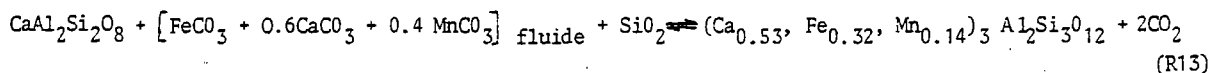
Tableau 41 - Analyses représentatives de plagioclase, biotite et préhnite des cumulats plagioclasiques. (X<sub>Mg</sub> = Mg/Fe+Mg).



La somme almandin + spessatine doit représenter les deux-tiers du grenat, ce qui est effectivement le cas. La réaction globale s'écrit donc :



Pour l'échantillon L1607-1 (Alm-31, Spes-14, Gros-48, Andr-6, Py-1), il est nécessaire de faire intervenir le carbonate de calcium en plus des carbonates de fer et manganèse. En considérant les réactions (R8), (R9) et (R10) et les proportions de fer, manganèse et calcium du grenat, la réaction s'écrit :

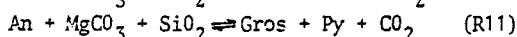
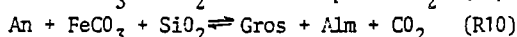
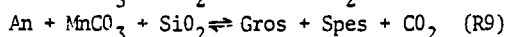
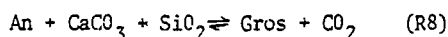


Postérieurement à ces réactions, se développent de grandes plages de calcite envahissante, contenant des traces de sidérite et rhodocrosite, mais dépourvues de magnésite (tabl. 42). Cette précipitation de calcite est probablement le fait d'une baisse de pression, la solubilité de CaCO<sub>3</sub> étant une fonction directe de P mais inverse de T. On notera à ce propos l'association cordiérite-calcite décrite par Losert (1968) montrant le caractère rétro-morphique de la calcite.

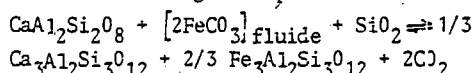
Les roches considérées contenant des quantités de MgO non négligeables et de toute façon supérieure à celle de MnO, comment se fait-il que les teneurs en pyrope du grenat et en MgCO<sub>3</sub> de la calcite soient si faibles ? Dans un même ordre d'idée, comme se fait-il que la calcite n'intervienne

Plusieurs équilibres régissent ce système. Concernant la phase fluide et les espèces qui y sont dissoutes, ce sont les équilibres de dissociation de l'acide carbonique et ceux des carbonates de Fe, Mn, Ca et Mg. Ces équilibres constituent donc un moyen de déterminer la fugacité de CO<sub>2</sub>. Cependant, il n'y a pas actuellement de données disponibles sur ces équilibres à 700-800°C. Il semble cependant que l'ion carbonate soit stable à haute température et à forte pression (Mysen et al., 1976 ; Freund, 1981).

Pour les phases solides, plusieurs réactions peuvent être écrites par analogie avec la réaction (R7) :



La composition du grenat de l'échantillon L1606 (Alm-43, Spes-18, Gros-34, Andr-2, Py-3) constitue un test a posteriori de la réalité des équations. Si l'on néglige les composants très peu abondants (Andr et Py), la réaction de formation du grenat peut être décrite par :



	L 1606		L 1607-1			
	Gt	Plg	Scap	Cpx	Gt	Carb
SiO <sub>2</sub>	37.87	44.73	41.96	50.19	37.96	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.14	34.52	29.49	1.08	20.43	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.50				1.80	
FeO	19.45	0.19	0.38	17.05	14.23	0.12
MnO	8.03		0.06	2.77	6.45	0.30
MgO	0.83		0.07	5.43	0.32	
CaO	12.54	19.20	21.62	23.41	19.05	59.92
Na <sub>2</sub> O		0.75	1.34			
K <sub>2</sub> O			0.06			
TiO <sub>2</sub>	0.09		0.10			
Total	100.45	99.39	95.06	99.93	100.24	60.34
Si	6.001	8.325	6.569	1.982	5.983	
Al <sup>IV</sup>				0.018	0.017	
Al <sup>VI</sup>	3.947	7.566	5.431	0.032	3.773	
Fe <sup>3+</sup>	0.057		0.047		0.217	
Fe <sup>2+</sup>	2.568	0.034	0.009	0.561	1.872	0.002
Mn	1.075		0.019	0.392	0.860	0.004
Mg	0.200		3.627	0.322	0.076	
Ti	0.010					
Ca	2.130	3.833	0.404	0.390	3.214	1.070
Na		0.268	0.009			
K			0.009			
X <sub>Mg</sub>	0.072				0.039	

Tableau 42 - Compositions représentatives des minéraux des gneiss à silicates calciques. Les grenats proviennent de la déstabilisation du plagioclase. Explication dans le texte ( $X_{Mg} = Mg/Fe+Mg$ ).

que de façon intermittente dans la réaction de formation du grenat et que Fe et Mn soient apparemment toujours liés et en proportions constantes ( $Mn/Fe+Mn = 0.3$ ) ? Il est délicat de répondre en l'absence de données aux conditions P-T considérées. Néanmoins, compte tenu de la remarquable similarité des comportements chimiques de Fe et Mn (Wedepohl, 1978), d'une évolution semblable des produits de solubilité de ces quatre espèces (ce qui est vrai au moins pour  $MgCO_3$  et  $CaCO_3$  jusqu'à 200°C, Usdowski, 1970) et de leurs valeurs relatives dans les conditions standards (par ordre croissant  $MgCO_3 > CaCO_3 > MnCO_3$  et  $FeCO_3$  qui sont pratiquement identiques), des modifications de pH en liaison avec une variation de  $X_{CO_2}$  peut constituer l'explication logique de ce phénomène.

La position de la courbe d'équilibre (R7) pour le pôle purement calcique dans un diagramme  $T = f(X_{CO_2})$  (fig. 74), pourrait indiquer que ces réactions se sont produites en réponse à une baisse de la pression partielle de  $CO_2$ .

#### Assemblage à Cpx-Plg

Cet assemblage se développe aux dépens de cristaux de grenat situés au contact entre un gneiss pélitique et un gneiss à silicates calciques. Il s'agit de taches plus ou moins coalescentes, de taille centimétrique, constituées d'une symplectite de plagioclase, clinopyroxène et sphène, elle-même auréolée d'une couronne de clinopyroxène en texture mosaïque. Une amphibole de la série hornblende-actinote, du graphite et de l'ilménite y sont fréquemment associés.

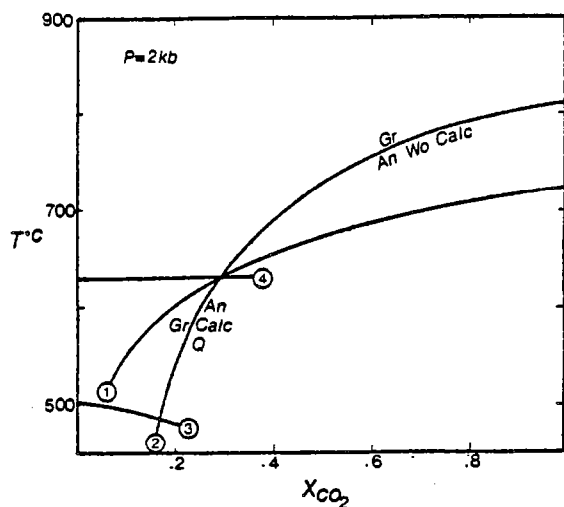
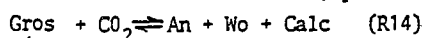


Figure 74 - Diagramme  $T = f(X_{CO_2})$  montrant la position relative des deux courbes de déstabilisation du grossulaire. Explications dans le texte. Extrait de Mueller et Saxena (1977). 1- $Wo+CO_2 = Calc+Q$ ; 2- $Gros+CO_2 = An+Calc+Wo$ ; 3- $Gros+An+eau=Z+Q$ ; 4- $Wo+An = Gros+Q$ .

Il s'agit donc d'un phénomène très proche du cas précédent mais ayant lieu dans le domaine de stabilité de l'association  $An+Wo$ , par le biais d'une réaction analogue à celle-ci :



Il n'est cependant pas possible de poursuivre l'analogie avec cette réaction classique dans le seul système  $CaO-FeO-MgO-MnO-Al_2O_3-SiO_2$ , les proportions de Fe, Mg et Mn du grenat étant très différentes de celles du clinopyroxène. Il faut envisager une réaction complexe impliquant le départ de Fe et Mn dans le fluide et un apport de Mg, peut-être sous forme de carbonates. La transformation métamorphique de ce grenat en plagioclase et clinopyroxène peut être due à une baisse de température si l'on se fie au système  $CaO-Al_2O_3-SiO_2$  (fig. 74).

#### ESTIMATION DES CONDITIONS P, T, $X_{H_2O}$ , $f_{O_2}$

#### CONSIDERATIONS PETROGENETIQUES - LE SYSTEME PELITIQUE

Les principales phases observées sont : quartz, sillimanite, biotite, cordiérite, grenat, feldspath potassique. Le plagioclase n'intervenant pas dans les réactions (en première approximation, vu les faibles teneurs en grossulaire et andradite des grenats), il est possible de se référer au système pélitique :  $K_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . En outre, la présence de graphite et de spinelle devra être prise en compte dans la détermination de la fugacité d'oxygène et de la pression partielle d'eau.

#### Le sous-système $Al_2O_3 - SiO_2$

Le seul silicate d'alumine observé (sauf lors du stade rétrograde II) est la sillimanite. Ce minéral étant associé à toutes les phases du système pélitique, nous considérons que les trois étapes majeures du métamorphisme se sont déroulées dans son domaine de stabilité. Andalousite et

Une étude des phases minérales de cet assemblage à la microsonde, montre que le bilan chimique est déficitaire pour Fe et Mn, une partie de ces éléments présents dans le grenat ne se trouvant pas dans les phases néoformées. En effet, le grenat est une solution solide de grossulaire (30 %), almandin (50 %), pyrope (4 %), spessartine (11 %) et andradite (5 %), alors que le clinopyroxène (seule autre phase ferromagnésienne issue du grenat) a un rapport  $Mg/Fe+Mg$  de 0.5 et contient peu de MnO (< 1 %) (tabl. 39).

Ainsi, compte tenu de la composition du grenat et du clinopyroxène, il est nécessaire de libérer Fe et Mn et de piéger Mg. A l'instar de l'exemple décrit précédemment, ceci se fait probablement par l'intermédiaire de la phase fluide et de carbonates.

disthène n'apparaissent que tardivement (étape rétrograde II).

Les résultats expérimentaux s'accordent sur la position dans un espace P-T, des courbes andalousite-disthène et sillimanite-disthène (Newton, 1966a et 1966b ; Richardson et al., 1968, 1969 ; Holdaway, 1971). Nous retiendrons les valeurs données par Anderson et al. (1977), à savoir :

- 750°C et 9 kb avec une pente de 20b/° pour l'équilibre Di-Sill,
- 750°C et 6.5 kb avec une pente de 11b/° pour l'équilibre Di-And.

Par contre la localisation de la courbe andalousite-sillimanite est très variable. Les données considérées comme les meilleures et classiquement retenues sont celles de Richardson et al. (1969) donnant un point triple à 5.5 kb et 622°C et de Holdaway (1971) dont le point triple est situé à 3.8 kb et 500°C.

Récemment, Day et Kumin (1980) ont montré que les données expérimentales de l'un ou l'autre permettaient de construire des diagrammes de phase de qualité identique. Cependant la prise en compte des travaux de Weill (1966) sur la réaction andalousite  $\rightleftharpoons$  sillimanite à une atmosphère est incompatible avec l'utilisation des données de Richardson et al. (1969) mais considèrent que le choix ne peut être définitif.

Nous rapporterons ces deux courbes expérimentales dans les diagrammes P-T (fig. 76 et 80).

#### L'assemblage Bi-Sill-Gt-Fk

Le système péritique auquel appartient cet assemblage a fait l'objet de nombreux travaux (voir bibliographie in Thompson, 1976a et 1976b). Plusieurs grilles pétrogénétiques ont été publiées. Nous nous référons à l'approche topologique récente de Vielzeuf (1980) pour les phases Sill-Mu-Fk-Bi-Opx-Cd-Gt.

La grille pétrogénétique pour les phases Bi-Fk-Mu-Sill-Cd-Gt (fig. 75) dans le système à trois constituants A'KF (quartz et eau en excès, Fe/Mg déterminé) montre que l'assemblage Bi-Sill (stade prograde) est stable dans un quadrilatère délimité par quatre réactions. La réaction (P1) observée à partir des associations pétrographiques, passe par les points invariants (Mu) et (Cd) et limite aux hautes températures le domaine de stabilité de l'assemblage Gt-Fk (stade paroxysmal).

L'intervention de la chlorite et de la muscovite au cours du métamorphisme prograde peut être raisonnablement envisagée, bien que ces deux minéraux soient absents des associations minérales observées. En effet, nous avons vu lors de la reconstitution géochimique des séries métasédimentaires (chap. 5), que les relations de Fe et Mg entre eux et avec d'autres éléments nécessitaient la présence de chlorite et d'illite dans le sédiment diagénisé. Il est probable qu'ils soient à l'origine - de l'assemblage Bi-Sill-Q et - de l'apparition du grenat. Ne disposant d'aucune donnée pétrographique nous ne nous attarderons pas sur ces associations. Le chemin qu'ont probablement suivi les gneiss à sillimanite-grenat au cours de l'évolution prograde, a été figuré sur la figure 75 A.

Un dernier point important concerne le caractère stable ou métastable des points invariants (Mu) et (Cd). Le point invariant (Cd) est stable si l'on se fie aux assemblages naturels (Ravier et Chenevoix, 1979 ; Kornprobst, cité par Vielzeuf, 1980). Par contre le point (Mu) n'est stable que pour une pression partielle d'eau très inférieure à la pression totale (Holdaway et Lee, 1977), comme l'est aussi l'assemblage Gt-Fk (Vielzeuf, 1980). Dans le cas contraire il y a apparition d'un liquide avant la déstabilisation de l'association Bi-Sill-Q (Holdaway et Lee, 1977). Ceci ajouté à la stabilité du graphite (voir French, 1966), montre de façon très nette que la pression partielle d'eau était déjà très basse lors de l'étape prograde.

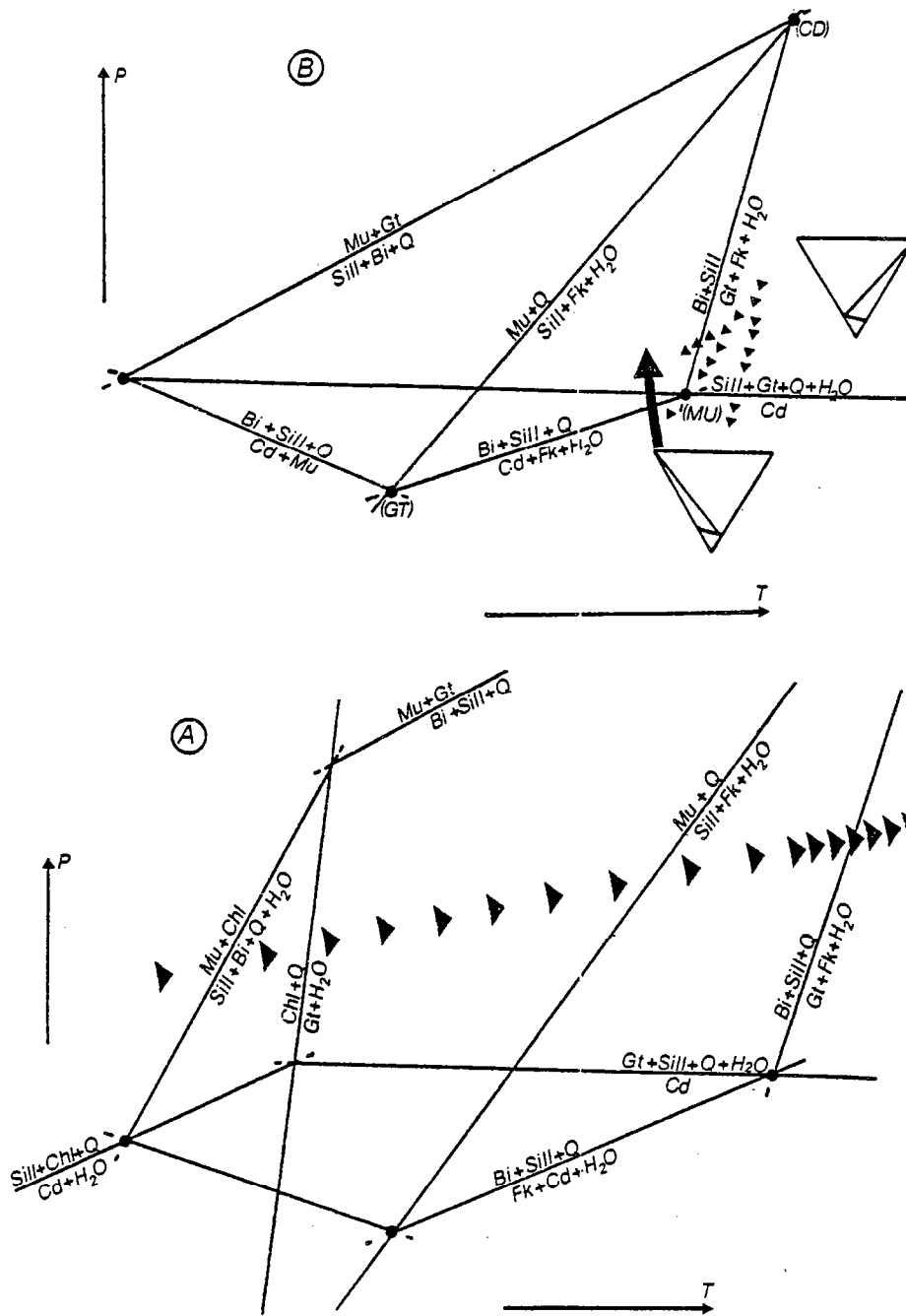


Figure 75 - (A) Grille pétrogénétique relative au système à trois constituants A'KF (quartz et eau en excès,  $P_{H_2O} = P_c$ ) et concernant les phases sillimanite-muscovite-feldspath potassique-biotite-grenat-cordiérite. Extrait et simplifiée de Vielzeuf (1980, p. 27).

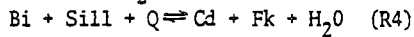
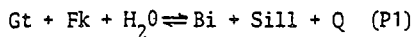
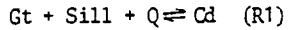
- (B) -Schéma synthétique mettant en relation les grilles pétrogénétiques correspondant au développement des points invariants (Gt) et (Opx), extrait de Vielzeuf (1980, p. 52). Les flèches matérialisent l'évolution prograde (A) ou rétrograde (B).

#### L'assemblage Gt-Cd-Bi-Fk-Sill

Nous avons vu à partir des associations pétrographiques que le passage de la phase paroxysmale à la phase rétrograde se manifestait essentiellement par trois équilibres : Gt-Cd-Sill,



Gt-Bi-Fk-Sill et Gt-Cd-Bi-Fk-Sill correspondant à trois réactions discontinues :



Ceci se traduit sur la grille de la figure 75B par trois courses rétro-morphiques distinctes. Il est cependant important de rappeler que les lignes monovariantes de cette grille pétrogenétique représentent en réalité des équilibres au moins divariants ( $X_{\text{H}_2\text{O}}$  et  $X_{\text{Mg}}$  étant arbitrairement fixés). Aussi dans la réalité, le chemin P-T suivi lors de la rétro-morphose est-il évidemment unique !

#### CHOIX DU GEOBAROMETRE

L'équilibre Cd-Gt-Sill-Q-H<sub>2</sub>O a été l'objet de recherches expérimentales, relativement anciennes pour certaines. D'un autre côté, son utilisation comme thermobaromètre a été assez controversé. Si les premiers modèles ont ignoré l'influence de l'état d'hydratation de la cordiérite sur cet équilibre, les travaux récents ont montré l'importance de ce facteur. Cet état d'hydratation est comparé à celui des zéolites (Newton, 1972 ; Helgeson et al., 1978).

Si les modèles proposés sont assez nombreux, les données strictement expérimentales restent tous comptes faits relativement limitées, en dépit d'un nombre élevé de publications (Richardson, 1968 ; Newton, 1972 ; Hensen et Green, 1971, 1972, 1973 ; Weisbrod, 1973, 1974 ; Newton et al., 1974 ; Charlu et al., 1975 ; Newton et al., 1977 ; Lee et Holdaway, 1977 ; Scheyer et Yoder, 1964 ; Lepezin, 1970 ; Mirwald et Schreyer, 1977 ; Mirwald et al., 1979 ; Johannes et Scheyer, 1981) et constituent la base de toutes les propositions.

Comme l'ont souligné Currie (1971), Martignole et Sissi (1981) ou Lonker (1981), un des problèmes semble résider dans le choix des données concernant les équilibres entre les pôles purs. Deux types de "manipulations" ont été effectuées :

- les unes fondées directement ou indirectement sur les seules données expérimentales et ayant une forte cohérence interne ;
- les autres mélangeant données expérimentales et observations ou déductions faites sur des assemblages naturels, augmentant le nombre des paramètres et conduisant ainsi à des modèles de faibles cohérence interne et dont l'incertitude est nettement plus grande.

#### La cordiérite magnésienne

L'équilibre MgCd-Py-Sill-Q étant métastable, la réaction ne peut donc être estimée qu'indirectement par calcul à partir des données thermodynamiques disponibles. Trois types d'approches ont été faites :

- celles basées sur les données expérimentales concernant la cordiérite anhydre (Newton, 1972 ; Newton et al., 1974) et le pyrope (Hensen et Essene, 1971) par application des règles de Schreinemaker, comme celles de Currie (1974) et Hutcheon et al. (1974) ;
- celles calculées à partir des données thermodynamiques récentes (Charlu et al., 1975 ; Newton et al., 1977 ; Robbie et al., 1978) comme les courbes de Newton et Wood (1979) ou de Martignole et Sissi (1981) ;
- enfin, celles calculées à partir de la courbe de stabilité de la FeCd en utilisant des  $K_D$  obtenus sur des assemblages naturels, comme ceux de Thompson (1976b) et Holdaway et Lee (1977) ; seules ces dernières courbes ont une pente négative.

### La cordiérite ferrifère

L'approche du domaine de stabilité de la FeCd s'est faite de façon similaire à celle de son homologue magnésien :

- étude expérimentale directe de l'assemblage FeCd-Alm-Sill-Q (Richardson, 1968 ; Weisbrod, 1973 ; Holdaway et Lee, 1977) ;
- sens des pentes estimés à partir des données expérimentales (Currie, 1971 ; Hensen et Green, 1973 ; Froese, 1973 ; Hutcheon et al., 1974) ;
- calcul à partir de la courbe de stabilité de la MgCd en utilisant des coefficients de partage déterminés sur des assemblages naturels (Martignole et Sissi, 1981) ; cette approche ainsi que celles de Froese et Hutcheon et al., conduisent à des pentes positives.

Les modèles expérimentaux sont en eux-mêmes beaucoup plus fiables que les autres, les incertitudes n'étant liées qu'aux conditions expérimentales (erreurs expérimentales et systèmes simplifiés par rapport à la réalité). A l'inverse les données obtenues sur des assemblages naturels et en particulier les relations entre T et  $K_D$  ont une marge d'incertitude très importante, du fait de la complexité de ces assemblages naturels et du fait que la température est elle-même estimée à partir d'autres thermomètres (avec toutes leurs incertitudes). L'adjonction de données obtenues sur assemblages naturels aux données expérimentales augmente donc de façon importante les incertitudes et par voie de conséquence diminue la cohérence et la fiabilité de ces modèles. D'un point de vue épistémologique, les modèles uniquement expérimentaux sont meilleurs que les autres. A ce titre le modèle de Newton et Wood (1979) est le seul à présenter une bonne cohérence intrinsèque.

Concernant les pôles purs, la courbe de stabilité de la MgCd anhydre calculée à partir des données expérimentales est cohérente avec les résultats expérimentaux obtenus sur d'autres assemblages. Revenons sur la stabilité de la cordiérite ferrifère. Martignole et Sissi (1981) mettent en doute les résultats expérimentaux de Richardson (1968), Weisbrod (1973) et Holdaway et Lee (1977), invoquant la présence de cordiérite dont l'état d'hydratation serait métastable au cours des courses expérimentales. Cet argument fondé sur des considérations théoriques et sur un modèle impliquant données expérimentales et assemblages naturels, ne tient pas car :

- les résultats obtenus sont remarquablement similaires, impliquant de ce fait des états métastables identiques d'une expérience à l'autre ;
- or les matériaux de départ ont été synthétisés dans des conditions différentes (tabl. 43) et les conditions expérimentales de l'équilibre  $\text{FeCd} \rightleftharpoons \text{Alm} + \text{Sill} = \text{Q}$  sont également distinctes ;
- en outre, les résultats obtenus par Weisbrod sur l'état d'hydratation de la FeCd sont tout à fait cohérents avec ceux obtenus par des voies différentes sur la MgCd (Schreyer et Yoder, 1964 ; Iiyama, 1960 ; Newton, 1972).

Le modèle de Newton et Wood (1979) s'impose donc par sa cohérence même si le modèle d'hydratation de la cordiérite de ces auteurs est susceptible d'être amélioré. D'un point de vue pratique nous retiendrons ce modèle comme géobaromètre. A titre comparatif nous utiliserons également le modèle de Holdaway et Lee (1977).

### STADES PROGRADE ET PAROXYSMAL

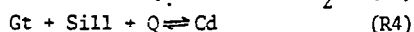
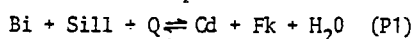
Application des modèles à l'assemblage Bi-Sill-Gt-Fk

Les données expérimentales permettent de localiser le point invariant dans un espace P-T (voir bibliographie in Vielzeuf, 1980), à pression partielle d'eau et rapport Fe/Mg déterminés.

		MODELES EXPERIMENTAUX		
		Richardson (1968)	Weisbrod (1973)	Holdaway et Lee (1977)
synthèse de la Fe-cordiérite	FeCd	synthétique	synthétique	synthétique
	$f_{O_2}$	faible	$CD - H_2O$	QMF
	$P_{Kb}$	2 puis 1	1.1 - 1.3	2.2
	$T^{\circ}C$	680	750	710
	matériaux de départ	Chtd + Q + FeCd + $H_2O$	verre ou gel réduits de Cd, oxalate de fer, alumine $\gamma$ , quartz, sillimanite et eau	FeO, $Al(OH)_3$ , acide silicique et eau
équilibre FeCd-Alm-Sill-Q- $H_2O$	$f_{O_2}$	QMF	QIF	QMF
	$P_{Kb}$	2 - 6	3 - 4	2 - 3.8
	$T^{\circ}C$	700 - 825	575 - 800	623 - 826
	matériaux de départ	Alm et Cd synthétiques, Q et Sill naturels	Alm et FeCd synthétiques, Q et Sill naturels, 5 % en poids de $H_2O$	Alm et FeCd synthétiques, Q et Sill naturels, 50 % en poids de $H_2O$
	pente (b/°)	-8	$-3 \pm 1.5$	-4.5
	$P_{Kb}$	$3.5 \pm 0.4$ $- 0.2$	$3.3 \pm 0.1$	2.86
	$T^{\circ}C$	$680 \pm 15$	$750 \pm 5$	768

Tableau 43 - Comparaison des procédures expérimentales (1) de synthèse de la FeCd et (2) de l'équilibre FeCd-Alm. Explications dans le texte.

Deux réactions permettent de déterminer la position du point invariant :



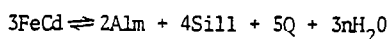
La première est connue depuis les travaux de Holdaway et Lee (1977). La seconde a fait l'objet de la discussion précédente et sera étudiée selon le modèle de Newton et Wood et, pour comparaison selon celui de Holdaway et Lee.

La stabilité de l'association Gt-Sill-Q et l'absence de Cd restreignent le domaine P-T aux hautes températures par rapport à la réaction (P1) et aux hautes pressions par rapport à la réaction univariante (R4) pour un  $X_{Mg}$  donné. Les grenats stables avec sillimanite et quartz (reliques) et non associés à d'autres minéraux ferromagnésiens ont des  $X_{Mg}$  supérieurs à 0.40. En outre la plupart des grenats des métashales ont des  $X_{Mg} > 0.36$ . Ayant à calculer une pression minimale pour cet assemblage nous retiendrons une valeur basse ( $X_{Mg} = 0.35$ ) mais principalement la valeur moyenne des grenats contenant les reliques de l'assemblage Bi-Sill-Q ( $X_{Mg} = 0.45$ ).

Enfin,  $X_{H_2O}$  était très bas comme nous l'avons vu. Compte tenu de la composition du grenat et de l'absence de fusion partielle, la pression partielle d'eau devait être nettement inférieure à 0.4Pt (voir Fig. 7 B de Holdaway et Lee, 1977). Faute de pouvoir déterminer ce paramètre avec plus de précision, nous avons choisi  $X_{H_2O} = 0.2$ .

Le modèle de Holdaway et Lee (1977) - Assemblage Gt-Cd-Sill-Q

A partir d'expérimentations sur l'équilibre :



et sur ses équivalents divariants, Holdaway et Lee ont déterminé la position, dans un espace  $P_{H_2O}$ -T,

des isoplèthes  $X_{Fe}^{Cd}$  (fig. 7A, 1977).

Sur la base de ces données, il est simple de recalculer les courbes pour  $P_{H_2O} < P_t$ , par la relation :

$$(P_o - P) \cdot \Delta \bar{V} = RT \ln \frac{X_{Fe}^{Gt}}{X_{Fe}^{Cd}} \quad (A)$$

où :  $P_o$  = pression d'équilibre pour  $X_{Fe} = 1$

$P$  = pression calculée pour  $X_{Fe} < 1$  (voir Thompson, 1976b)

Compte tenu du fait qu'il s'agit d'une réaction de deshydratation, l'équation devient pour une courbe  $X_{Fe}^{Cd}$  déterminée (Holdaway et Lee, 1977) :

$$(P - P_o) \cdot \Delta \bar{V}_s + (aP - P_o) \cdot \Delta \bar{V}_{H_2O} = 0 \quad (B)$$

où :  $a = P_{H_2O} / P_t$

Né connaissant que la composition du grenat, il est nécessaire au préalable de recalculer la composition de la cordiérite en équilibre. Ceci peut se faire par l'intermédiaire du coefficient de distribution  $K_D$ . Le problème réside dans son choix. Dans la gamme des températures 600-700°C, Holdaway et Lee (1977) et Thompson (1976b) donnent un  $K_D$  de l'ordre de 7, alors que Hutcheon et al. (1974) et Newton et Wood (1979) retiennent une valeur plus basse de 5-6. Les couples Gt-Cd (stade rétrograde I) de la ceinture des granulites ont des  $K_D$  moyens de 5 que nous retiendrons pour nos calculs. Les valeurs numériques des différents paramètres de l'équation (B) sont données dans le tableau 44. Leur application à l'équation (B) pour  $P_{H_2O} = 0.2P_t$  conduit à la relation finale :

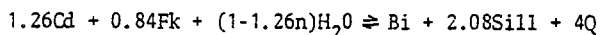
$$X_{Mg}^{Gt} = 0.35 \quad P = -2.80 T + 6949 \quad (C)$$

$$X_{Mg}^{Gt} = 0.45 \quad P = -2.80 T + 7604$$

(P en bar et T en degré C).

Le modèle de Holdaway et Lee (1977) - Assemblage Cd-Bi-Fk-Sill-Q

Selon une procédure de calcul analogue à la précédente, nous avons recalculé la position de la courbe univariante



pour  $P_{H_2O} = 0.2P_t$  et pour  $X_{Fe}^{Cd} = 0.2$ , à partir des données de Holdaway et Lee. Les données numériques sont listées dans le tableau 44.

Si l'on tient compte du fait que le feldspath potassique est en réalité une solution solide contenant approximativement 20 % d'albite, l'équation (B) devient :

$$(P - P_o) \Delta \bar{V}_s + (aP - P_o) \Delta \bar{V}_{H_2O} = 0.84RT \ln(1 - X_{Ab}^{Fk}) \quad (D)$$

ce qui donne avec les valeurs numériques :

$$X_{Mg}^{Gt} = 0.35 \quad P = 13.51 T - 4484 \quad (E)$$

$$X_{Mg}^{Gt} = 0.45 \quad P = 13.95 T - 4619$$

(P en bars et T°C)

Le modèle de Newton et Wood (1979) - Assemblage Gt-Cd-Sill-Q

Succinctement, ce modèle considère que la déstabilisation de la cordiérite en grenat se fait en trois étapes successives:

- MgCd anhydres se forment à partir d'une quantité infinie de MgCd hydratée,

		Gt-Cd-Sill-Q	Cd-Bi-Sill-Fk-Q	Gt-Cd-Sill-Q	Cd-Bi-Sill-Fk-Q
	$X_{Mg}^{Gt}$	0.35		0.45	
	$K_D^{Gt-Cd}$	5		5	
modèle de Holdaway et Lee (1977)	$X_{Mg}^{Cd}$	0.70		0.80	
	$V_s$	-3.88	-1.01	-3.88	-1.01
	$\bar{V}_{H_2O}$	1.23	-0.13	1.23	-0.13
	$a = \frac{P_{H_2O}}{P_t}$	0.2		0.2	
	$P_o$	-3.84T + 9516	11.96T - 4075	-3.84T + 10416	12.35T - 4052
	$P(600^\circ)$	5270	3622	5925	3751
	$P(800^\circ)$	4710	6324	5365	6540
	modèle de Newton et Wood (1979)	$v_s^{Fe}$	-3.75		-3.75
$v_s^{Mg}$		-3.95		-3.95	
$P_o^{Mg}$		4.71T + 2700		4.71T + 2700	
$P_o^{Fe}$		0.71T + 2125		0.71T + 2125	
$X_{600,1}$		0.18		0.18	
$X_{800,1}$		0.11		0.11	
$P(600^\circ)$		4275	3622	4580	3751
$P(800^\circ)$		4750	6324	5138	6540

Tableau 44 - Données numériques utilisées pour le calcul des courbes d'équilibre univariant des assemblages Gt-Cd-Sill-Q et Cd-Bi-Fk-Sill-Q, selon les modèles de Holdaway et Lee (1977) ou de Newton et Wood (1979). Explications dans le texte.

- les  $3MgCd$  anhydres se transforment en  $2Py + 4Sill + 5Q$ ,
- les  $2Py$  se dissolvent dans une quantité infinie de  $(Fe, Mg)Gt$ .

Il est donc nécessaire de tenir compte de l'activité du pyrope dans le grenat, de celle du pôle  $MgCd$  dans la cordiérite et de celle de la cordiérite anhydre dans la cordiérite hydratée. Sur la base de l'équation (A) il est possible de recalculer (à partir des courbes d'équilibre des pôles  $Mg$  ou  $Fe$ , anhydres) la position des équilibres univariants pour  $X_{Mg}^{Gt}$  et  $P_{H_2O}$  déterminées. Les courbes retenues sont celles de Weisbrod (1973) pour la cordiérite ferrifère et de Newton et Wood (1979) pour le pôle magnésien. L'équation dérivée de (A) est la suivante (Newton et Wood, 1979) :

$$(P - P_o) \Delta V_s^{Mg} = 1.2RT \ln(1-X)^3 + 6RT \ln \frac{X_{Mg}^{Cd}}{X_{Mg}^{Gt}} \quad (F)$$

La même réaction peut être écrite pour le pôle ferrifère ce qui permet d'éliminer le terme  $X_{Mg}^{Cd}$ .

A partir des valeurs de  $P_o$  (tabl. 44), l'équation (F) devient :

$$-\frac{\Delta V_s^{Mg}}{6RT} \cdot P = -\frac{\Delta V_s^{Mg}}{6RT} (4.71T + 1415) + \ln X_{Mg}^{Gt} - 0.6 \ln(1-X) - \ln(1-e^X) \quad (G)$$

$$x = \frac{\Delta V_s^{Fe}}{6RT} \cdot P - \frac{\Delta V_s^{Fe}}{6RT} (0.71T + 1933) + \ln(1-X_{Mg}^{Gt}) - 0.6 \ln(1-X)$$

et  $X$  = fraction molaire de  $Cd$  hydratée ;  $P$  en bars,  $T$  en  $^\circ K$  et  $V_s$  en cal/bar .

Le modèle de Newton et Wood (1979) - Assemblage Cd-Bi-Fk-Sill-Q

Si l'on se réfère aux isoplèthes  $X_{Mg}^{Cd}$  de Holdaway et Lee (1977)

qui sont d'ailleurs les seules données disponibles sur cet assemblage, et si l'on tient compte de la présence de 20 % d'albite en solution solide dans le feldspath potassique, on obtient l'équation (D). On remarquera que dans ce modèle, la déstabilisation de la biotite donnant une cordiérite hydratée, le terme correctif pour l'activité de la cordiérite anhydre dans la cordiérite hydratée du modèle de Newton et Wood (1979) n'a pas à être pris en compte ici. Ceci revient donc à utiliser les données de Holdaway et Lee dans leur forme originelle (équations E).

Application des modèles à l'assemblage Gt-Cpx

Si les données chimiques sur les couples Gt-Cpx sont abondantes (Hörmann et al., 1980 ; Klatt, 1980 ; Convert, 1981), il n'y a pratiquement pas d'information sur la composition globale des roches qui contiennent ces assemblages, à l'exception d'un échantillon (Convert, 1981). Or le rapport Fe/Mg ou la teneur en Na des roches sont très importants sur la pression minimale d'apparition du grenat (voir Hansen, 1981).

L'examen des données disponibles permet de faire les observations suivantes :

- la plupart des granulites basiques de Laponie ont un  $X_{Mg}$  supérieur ou égal à 0.55, les échantillons les plus magnésiens ont un  $X_{Mg}$  voisin de 0.66 ; dans tous ces échantillons l'assemblage Gt-Cpx est absent ;

- à l'opposé, l'échantillon J67 de Convert (1981) caractérisé par l'association Gt-Cpx a un  $X_{Mg}$  de 0.35, donc très nettement plus bas que la moyenne ; de même l'échantillon 18.II de Hörmann et al. (1980) ayant la même paragenèse, appartient à un groupe dont le  $X_{Mg}$  moyen est de 0.5.

Les travaux expérimentaux (Green et Ringwood, 1967 ; Irving, 1974 ; Hansen, 1981) montrent que la transition entre les assemblages Opx-Pl et Gt-Cpx se fait dans un intervalle de pression relativement important.

Les roches de la suite charnokitique ayant des  $X_{Mg} = 0.66$  ne possédant pas l'association Gt-Cpx, nous avons retenu comme limite supérieure des pressions, la courbe déterminée par Irving (1974) pour une granulite à deux pyroxènes et plagioclase dont le  $X_{Mg}$  est de 0.67. A l'opposé, nous retiendrons les données de Hansen (1981) pour l'équilibre Gt-Cp-An dans une roche dont le  $X_{Mg}$  est de 0.25. L'augmentation de la teneur en MgO et l'addition de  $Na_2O$  ayant pour effet d'accroître la pression d'apparition du grenat, ces données représenteront les conditions minimales requises dans le cas des granulites de Laponie. La droite retenue a une pente de  $8.5b.K^{-1}$  et passe par le point  $P = 6.4 \text{ kb}$  et  $T = 800^\circ C$  (Hansen, 1981). Nous retiendrons enfin comme valeur moyenne, la courbe correspondant à  $X_{Mg} = 0.5$ .

Les inclusions fluides

Les inclusions fluides sont susceptibles de fournir des renseignements précieux dans la mesure où les températures de fusion et d'homogénéisation permettent de connaître la composition et la densité du fluide et par là-même d'obtenir une relation entre pression et température (isochore). Le premier point remarquable est la très grande abondance des inclusions à  $CO_2$  (Mohammed et Touret, 1973 ; Klatt, 1980), cohérente avec les faibles pressions partielles d'eau mises en évidence à partir des associations minérales. Les inclusions carboniques sont donc les plus aptes à fournir des données P, T sur le paroxysme métamorphique. Nous avons recherché les inclusions présentant les températures d'homogénéisation les plus basses, dans des gneiss pélitiques de zones peu affectées par le métamorphisme rétrograde.

Les températures les plus basses obtenues sur platine Chaixmeca (CREGU, Nancy) sont de - 32.0 et - 32.5°C sur deux petites inclusions d'une même fissure (Ech. L1603) et - 27.3°C ( $T_f = - 56.9$ ) dans un grenat (Ech. L570).

Les données microthermométriques de Klatt (1980) réalisées sur deux profils (Ivalojoiki et Karasjok-Ailigas), sont du même ordre que les nôtres pour les valeurs les plus basses avec des  $T_h$  comprises entre - 27.0 et - 30.5°C. Les températures de fusion sont de l'ordre de - 57.5 à - 58.5°C. Si l'on apporte les corrections nécessaires relatives à la présence de  $CH_4$  d'après les données de Heyen et al. (1982), les densités équivalentes pour le  $CO_2$  pur sont de l'ordre de 1.03. Si l'on tient pour représentatives les  $T_f$  du  $CO_2$  données ci-dessus, les  $T_h$  de -32.0 et -32.5°C correspondraient à des densités de l'ordre de 1.05.

Le diagramme P-T (fig. 76)

Le diagramme P-T pour les assemblages progrades et paroxysmaux a été construit en utilisant les équilibres décrits dans la légende de la figure 76.

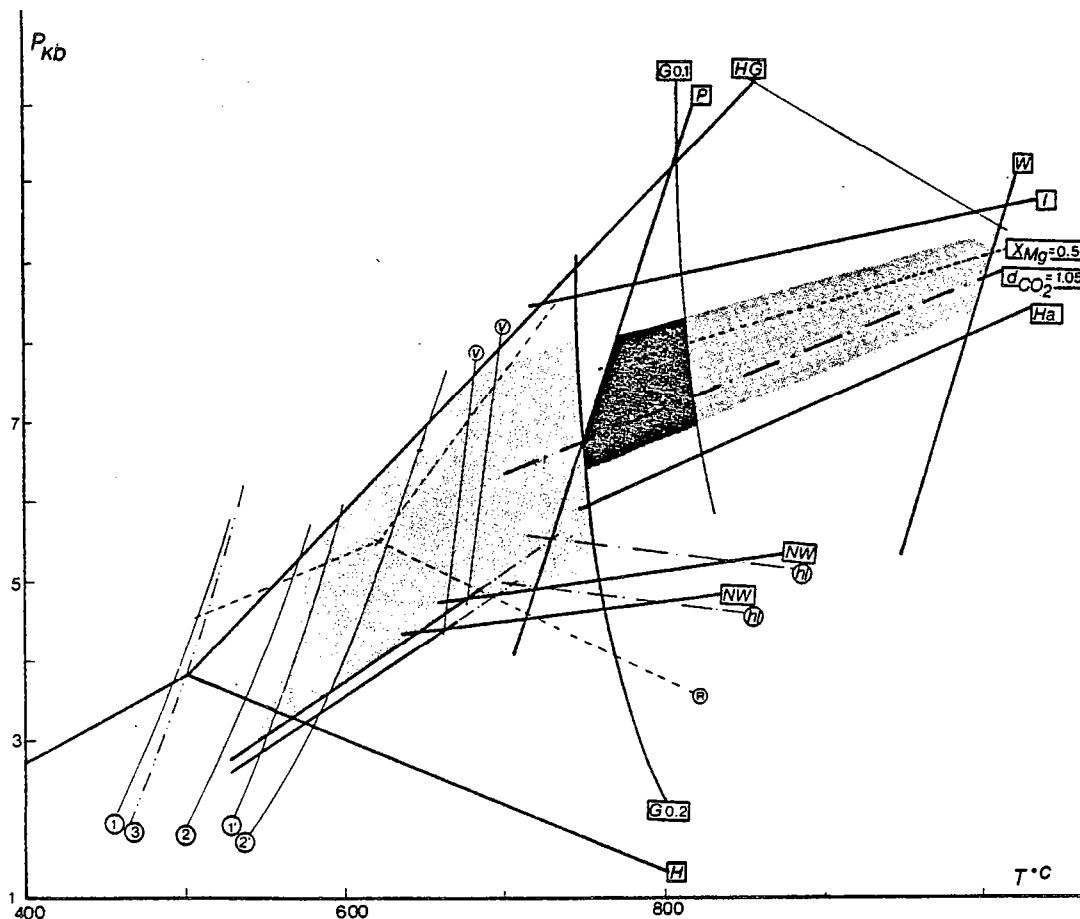


Figure 76 - Diagramme P, T pour les associations progrades (grisé clair à gauche de la courbe V) et paroxysmales (différents grisés à droite de la courbe P) : domaine déterminé à partir de l'isochore maximum du  $CO_2$  pur (gris moyen) et domaine déterminé en supposant  $X_{H_2O} < 1$  (gris sombre).

Les courbes portées sur le diagramme sont les suivantes :

- courbes de stabilité des silicates d'alumine selon Holdaway (1971) (H) et selon Richardson et al. (1969) (R) ;
- réaction  $\text{Mu} + \text{Q} \rightleftharpoons \text{Als} + \text{Fk} + \text{H}_2\text{O}$  :
  - + d'après les données de Chatterjee et Johannes (1974) pour Mu et Fk et de Robie et al. (1978) pour quartz et silicates d'alumine et Powell (1978) pour  $\text{H}_2\text{O}$  ; la méthode de calcul est explicitée par Powell (1978) : (1) et (2) pour  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.1$  et  $0.2$  respectivement, le fluide formant un mélange idéal, (1') et (2') pour  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.1$  et  $0.2$  respectivement, le fluide ne formant pas un mélange idéal.
  - + d'après Kerrick (1972), pour  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.2$  (3) ;
- courbes invariantes Cd-Bi-Fk-Sill-Q et Gt-Cd-Sill-Q pour  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.2$  et  $X_{\text{Mg}}^{\text{Gt}} = 0.35$  et  $0.45$  ;
  - + selon le modèle de Holdaway et Lee (1977) (hl) ;
  - + selon le modèle de Newton et Wood (1979) (NW) ;
  - courbe invariante Gt-Bi-Fk-Sill-Q tracée à partir du point invariant déterminé ci-dessus et de la pente donnée par Vielzeuf (1980) (v) ;
  - solidus du système granitique pour  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.1$  et  $0.2$  (d'après Kerrick, 1972) (G 0.2 et G 0.1) ;
- (P) - extension de la température critique du solvus des feldspaths alcalins (Parsons, 1978)
  - limite minimum de l'assemblage Hy-Sill (Hensen et Green, 1973) (HG) ;
  - courbe univariante Gt-Cpx-Opx-Plg pour une roche contenant de l'anorthite pure et ayant un  $X_{\text{Mg}} = 0.25$  (Hansen, 1981) (Ha) ;
  - courbe univariante Gt-Cpx-Opx-Plg pour une granulite à pyroxène ayant un  $X_{\text{Mg}} = 0.67$  (Irving, 1974) (I) ;
  - courbe univariante Gt-Cpx-Opx-Plg pour  $X_{\text{Mg}} = 0.50$  (valeur interpolée) ;
  - isochore du  $\text{CO}_2$  pur ( $d_{\text{CO}_2}$ ) correspondant à la température d'homogénéisation la plus basse observée dans les inclusions carboniques des gneiss pélitiques (d'après Kerrick et Jacobs, 1981).

La position relative des différentes courbes d'équilibre appelle quelques remarques.

- La position du point triple de Richardson et al. par rapport à la courbe univariante Mu-Fk-Sill-Q à  $X_{\text{H}_2\text{O}} < 0.2$ , est en contradiction avec les assemblages naturels qui montrent que la réaction  $\text{Mu} + \text{Q} \rightleftharpoons \text{Fk} + \text{Sill} + \text{H}_2\text{O}$  peut avoir lieu à une pression partielle d'eau très faible (voir par exemple Touret, 1969, 1971a). Le point triple de Holdaway (1971) est par contre satisfaisant.

- Le point invariant (Mu) et l'équilibre univariant Gt-Bi-Fk-Sill-Q (selon le modèle de Holdaway et Lee) sont très proches du solidus du granite pour  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.2P_t$ . D'un autre côté, les données de terrain montrent la stabilité de l'assemblage Gt-Fk-Sill en l'absence d'anatexie. Dans les assemblages étudiés, la dernière réaction de déshydratation correspond à la réaction de déstabilisation de la biotite en faveur du grenat (Pl). Cette réaction conduisant à des gneiss très pauvres (mais pas totalement dépourvus) en minéraux hydroxylés, s'est faite en dehors du domaine de l'anatexie à partir des gneiss riches en biotite. La déstabilisation de ce minéral a entraîné une augmentation momentanée de la pression partielle d'eau. Celle-ci compte-tenu de la proximité du minimum granitique aurait dû provoquer une fusion locale, ce qui n'est pas le cas. Le modèle de Newton et Wood est à cet égard beaucoup plus satisfaisant.

- l'absence de staurotide dans les paragenèses progrades n'est probablement pas fortuite ni imputable à son éventuelle disparition dans des conditions P-T plus fortes, car des assemblages progrades reliques à staurotide ont été signalés dans les roches du faciès granulite (Leyreloup, 1973 ; Marchand, 1974). Ceci peut être interprété comme le fait du manque de composition adéquate ( $X_{\text{Fe}}$  trop faible).



- L'absence de l'assemblage hypersthène-sillimanite permet de restreindre le champs P-T à des pressions inférieures à 11kb (Hensen et Grenn, 1973). On notera que la paragenèse Hyp-Sill signalée par Dobretsov et al. (1972) sur la base d'une composition minéralogique donnée par Eskola (1952, p. 159) est en contradiction avec nos observations, sur le même gisement. En effet, sillimanite et hypersthène sont associés par le biais d'un contact intrusif entre un gneiss pélitique et une pyroxénite, et ces deux minéraux sont toujours séparés par un mince liseré de cordièrite.

- Les quelques données disponibles sur les roches du complexe charnokitique tendraient à montrer que la composition critique pour l'apparition de l'assemblage Cpx-Gt est  $X_{Mg} = 0.5$  environ. Si l'on extrapole cette valeur à partir des données de Hansen (1981) et Irving (1974), on obtient un résultat (fig. 76) en excellent accord avec l'isochore du  $CO_2$  pur pour les inclusions fluides les plus denses.

Toutes ces données permettent d'estimer les conditions moyennes du paroxysme métamorphique à :

$T = 800^\circ C$   
 $P = 7.5 Kb$

#### STADES RETROGRADES

#### Fugacité d'oxygène

Nous avons utilisé les données de Ohmoto et Kerrick (1977) et Buddington et Lindsley (1964). Les équilibres suivants ont été reportés dans un diagramme  $\log f_{O_2} = f(T)$  pour  $P = 5 Kb$  (fig.77):

- limite maximum de stabilité du graphite systématiquement présent dans les assemblages pélitiques y compris dans les faciès anatectiques ;
  - stabilité de l'assemblage feldspath potassique-sillimanite ;
  - isoplèthes des teneurs extrêmes en ulvospinelle des magnétites des gneiss pélitiques (Usp-20 et Usp-50) en équilibre avec l'ilménite ;
  - valeurs de T et  $f_{O_2}$  obtenues sur des couples ilménite-magnétite dans les gneiss pélitiques (une valeur) et les roches du complexe charnockitique (trois valeurs extraites de Convert, 1981).
- La valeur de  $\log f_{O_2}$  se situe dans une gamme -15 à -19 pour une température comprise entre 700 et 800°C. Les données obtenues sur les couples ilménite-magnétite indiquent qu'ils se sont équilibrés dans des conditions très proches du tampon QMF. Compte tenu du fait que les températures déterminées sont celles de la fusion partielle (voir plus loin), on peut admettre en première approximation que les conditions de fugacité d'oxygène régnant lors du stade rétrograde I étaient celles du tampon QMF.

#### Application des modèles aux assemblages pélitiques

Valeur de  $X_{H_2O}$  -  $X_{H_2O}$  n'étant pas connu, il est nécessaire de calculer les équilibres retenus pour différentes pressions partielles d'eau. Notre première démarche sera de fixer des limites à celle-ci sur les arguments suivants :

- l'assemblage Bi-Fk-Cd-Gt-Sill-Q présent dans un gneiss légèrement métatectique, doit se situer à proximité de la courbe de fusion minimum du système granitique ;
- la stabilité de l'assemblage graphite-pyrite-pyrrhotite avec la phase fluide (rapportée au système C-O-H-S) dans la gamme P-T considérée ( $> 700^\circ C$  et  $< 6kb$ ) implique que  $X_{H_2O}$

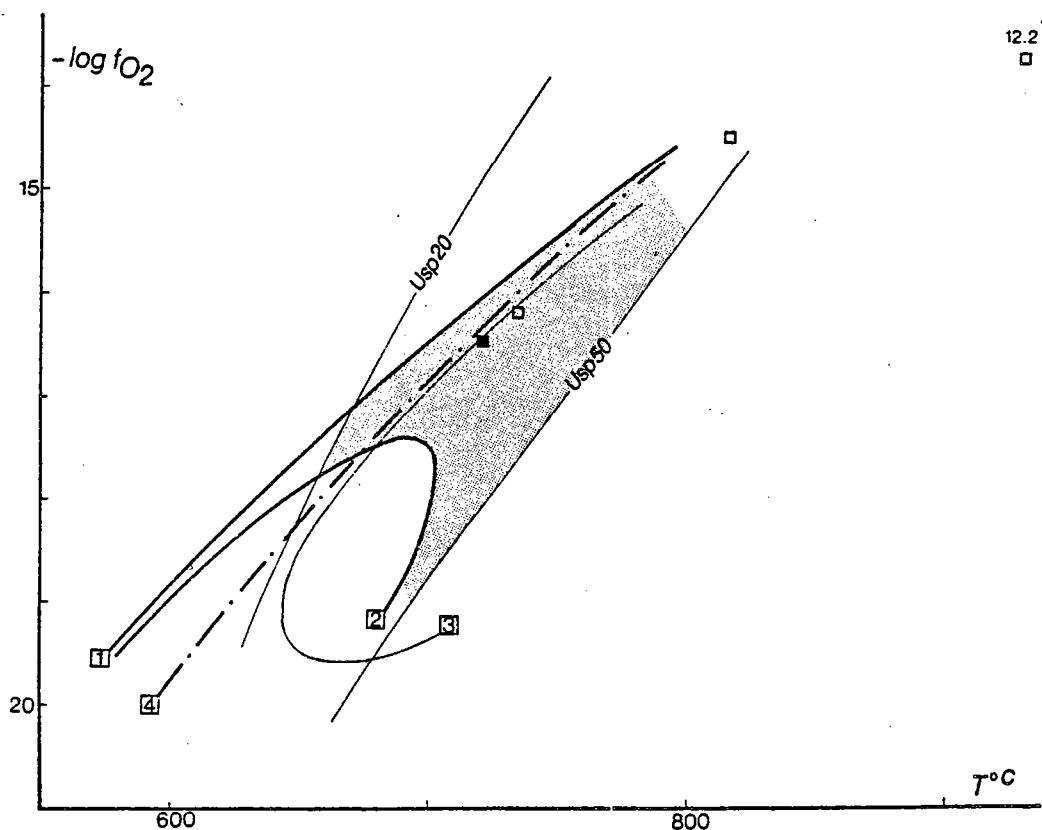


Figure 77 - Diagramme  $\text{Log} f_{\text{O}_2} = f(T)$ , d'après les données de Ohmoto et Kerrick (1977) et Buddington et Lindsley (1964). Les couples ilménite-magnétite sont représentés par des carrés vides (complexe charnockitique, Convert, 1981) et par des carrés pleins (suite khondalitique). 1 - limite de stabilité maximum du graphite ; 2 - courbe de stabilité de l'assemblage Mu-Fk-Sill-Q ; 3 - courbe de fusion minimum du granite ; 4 - tampon QMF ; Usp-20 et Usp-50 - valeurs extrêmes des teneurs en ulvospinelle des magnétites des gneiss pélitiques, en équilibre avec l'ilménite. Ce diagramme isobare est construit pour  $P = 5 \text{ kb}$ .

était inférieur à 0.85 (Ohmoto et Kerrick, 1977) ;

- la très grande abondance des inclusions carboniques associées à cet épisode rétrograde implique un fluide riche en  $\text{CO}_2$  ;

- le caractère local de l'anatexie liée à une élévation de la pression partielle d'eau et les valeurs de  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  (0.2 - 0.1) dans la phase paroxysmale, donne une limite basse supérieure à 0.2 ;

- les roches basiques du complexe charnockitique mises en place antérieurement à cette phase rétro-morphique, impliquent que l'on se trouvait du côté des basses températures par rapport au solidus des tholéites, pour différents  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  ;

Compte tenu de ceci, nous avons retenu comme valeurs limites de  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  0.5 et 0.7. Chaque équilibre sera calculé pour ces deux valeurs.

Assemblage Gt-Bi - Les histogrammes de mesures effectuées sur quarantes couples Gt-Bi montrent une répartition bimodale des  $K_D^{\text{Gt-Bi}}$  (0.30 et 0.16). Sur la base des différents géothermomètres proposés pour cet assemblage (Thompson, 1976 ; Perchuk, 1977 ; Ferry et Spears, 1978), deux pics de

		Bi-Cd-Sill-Fk (R4)				Cd-Gt-Sill (R1)			
	$X_{Mg}^{Cd}$	0.783		0.744		0.783		0.744	
	$X_{Mg}^{Gt}$					0.310		0.260	
	$X_{H_2O}$	0.5	0.7	0.5	0.7	0.5	0.7	0.5	0.7
T=600°	X					0.333	0.417	0.333	0.417
	P	3558	3473	3420	3341	4915	5140	4568	4792
T=800°	X					0.208	0.278	0.208	0.278
	P	6176	6029	5996	5857	5070	5260	4645	4834

Tableau 45 - Données numériques pour l'assemblage Bi-Fk-Cd-Gt-Sill. L'équilibre (R<sub>4</sub>) a été calculé selon le modèle de Holdaway et Lee (1977), l'équilibre (R<sub>1</sub>) selon le modèle de Newton et Wood (1979).

de température cohérents avec les autres données ont été obtenus, l'un à 750 ± 50°C, l'autre à 550 ± 10°C (fig. 81).

Assemblage Gt-Cd-Sill - Le calcul des courbes d'équilibre selon le modèle de Newton et Wood (1979) a été réalisé successivement pour  $X_{H_2O} = 0.5$  et  $0.7$  et pour deux valeurs extrêmes du rapport  $X_{Mg}^{Cd}/X_{Mg}^{Gt}$  : soit 1.81 et 2.26.

L'équation utilisée est la suivante (se rapporter aux pages précédentes) :

$$(P-P_0) \Delta \bar{V}_S^{Mg} = 1.2RT \ln (1-X)^3 + 6RT \ln \frac{X_{Mg}^{Cd}}{X_{Mg}^{Gt}} \quad (F)$$

Les données numériques sont rassemblées dans le tableau 46.

		L110-2		L101	
	$X_{Mg}^{Cd}/X_{Mg}^{Gt}$	1.81		2.26	
	$X_{H_2O}$	0.5	0.7	0.5	0.7
T=600°	X	0.333	0.417	0.333	0.417
	P	5832	6056	5224	5448
T=800°	X	0.208	0.278	0.208	0.278
	P	6198	6388	5450	5640

Tableau 46 - Données numériques pour l'assemblage Gt-Cd-Sill.

L'assemblage Bi-Fk-Cd-Gt-Sill - Cet assemblage correspond à un point univariant lorsque  $X_{H_2O}$  et  $X_{Mg}$  sont fixés. Il peut être déterminé à partir des courbes d'équilibre Gt-Cd-Sill (R<sub>1</sub>) et Bi-Fk-Cd-Sill (R<sub>4</sub>).

L'équilibre (R<sub>1</sub>) a été calculé selon le modèle de Newton et Wood (équation F). L'équilibre (R<sub>4</sub>) impliquant la biotite a été calculé selon le modèle de Holdaway et Lee, d'après l'équation :

$$(P-P_0) \Delta \bar{V}_S + (aP-P_0) \cdot \Delta \bar{V}_{H_2O} = 0 \quad (B)$$

Les données numériques sont rassemblées dans le tableau 45.

#### Les inclusions fluides

Types de fluides - Deux types de fluides sont associés à l'épisode rétrograde. Les inclusions les plus abondantes sont à CO<sub>2</sub> (+CH<sub>4</sub>), bi- ou monophasées à température ambiante. Cela confirme la faible pression partielle d'eau mise en évidence à partir des assemblages minéraux. Les inclusions aqueuses

sont réparties de façon très inhomogène, abondantes dans certains échantillons, elles sont pratiquement absentes de certains autres. Ce sont des inclusions biphasées à température ambiante, contenant généralement des petits solides automorphes.

Interprétation des mesures - Les mesures de Klatt (1980) sont difficilement utilisables et apportent peu d'information dans la mesure où les types pétrographiques sur lesquels ont été effectuées les mesures, leurs paragenèses et l'intensité de leur rétro-morphose ne sont pas précisés. En outre, seules des fourchettes de température sont données et non des histogrammes. La densité moyenne du fluide carbonique donné par cet auteur est comprise entre 1.0 et 0.85, celle du fluide aqueux entre 0.90 et 0.95. La salinité de ce dernier oscille entre 5 et 30 % avec un maximum autour de 20 %.

Les données de Mohammed (1972) sont à cet égard beaucoup plus intéressantes. La répartition des températures de fusion et d'homogénéisation montre l'existence de plusieurs familles de fluides, par leur composition et leur densité (fig. 78). Si les  $T_h$  sont assez groupées, avec un maximum entre -16 et -12°C et un autre entre -4 et 0°C, les  $T_f$  sont nettement plus étalées avec des valeurs très basses (jusqu'à -74°C). Ceci peut être le fait d'un fluide mixte  $CO_2-CH_4$ . Il ne semble pas qu'il puisse s'agir d'un mélange  $CO_2-N_2$  (voir Guilhaumou et al., 1981) pour la plupart, mais certaines inclusions pourraient être constituées de tels mélanges (lame 71-19-15 pl. 13, Mohammed, 1972). Pour déterminer les densités nous avons retenu les inclusions dont les  $T_f$  sont les plus élevées (-60° à -59°C) en supposant qu'il s'agit uniquement d'un mélange  $CO_2-CH_4$  compte tenu de l'homogénéisation en phase liquide. Les densités et les proportions de  $CH_4$  déterminées à partir de l'abaque de Heyen et al. (sous presse) sont de 0.88 à 0.82 et  $X_{CH_4}$  de l'ordre de 0.13.

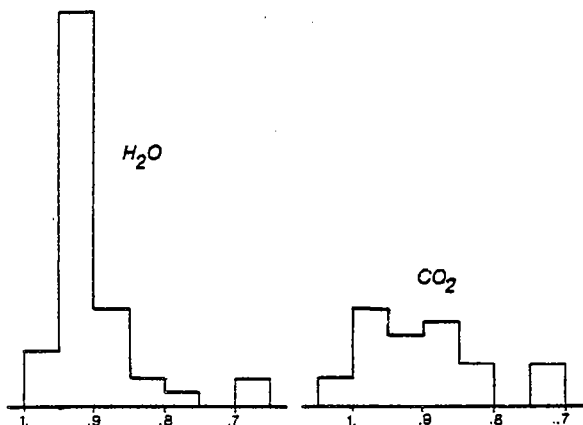


Figure 78 - Histogramme des densités du  $CO_2$  et de  $H_2O$  données par Klatt (1980) pour les inclusions fluides des granulites de Laponie. Les valeurs utilisées sont des valeurs moyennes.

reste très faible ( $X_{CH_4} \leq 0.04$ ).

Quelques mesures réalisées sur des inclusions aqueuses à cubes de sel, donnent des températures d'homogénéisation entre 150 et 200°C. La température de dissolution des cristaux indique une salinité de l'ordre de 25 % en équivalent de NaCl.

Nous avons effectué des mesures sur un gneiss à grenat ne présentant pas d'assemblage minéralogique rétrograde. La répartition des températures d'homogénéisation (fig. 79C) est plus grande que dans les exemples précédents, avec une valeur à -27°C, un groupe entre -8 et -4°C (inclusion dans un grenat) et un groupe très important entre 0° et 8°C (inclusions dans des quartz). Les températures de fusion sont très groupées entre -56 et -58°C. Si l'on exclut la  $T_h$  la plus basse correspondant vraisemblablement au paroxysme métamorphique, les densités extrêmes sont 0.95 et 0.78 pour une valeur moyenne de 0.81. La proportion de méthane

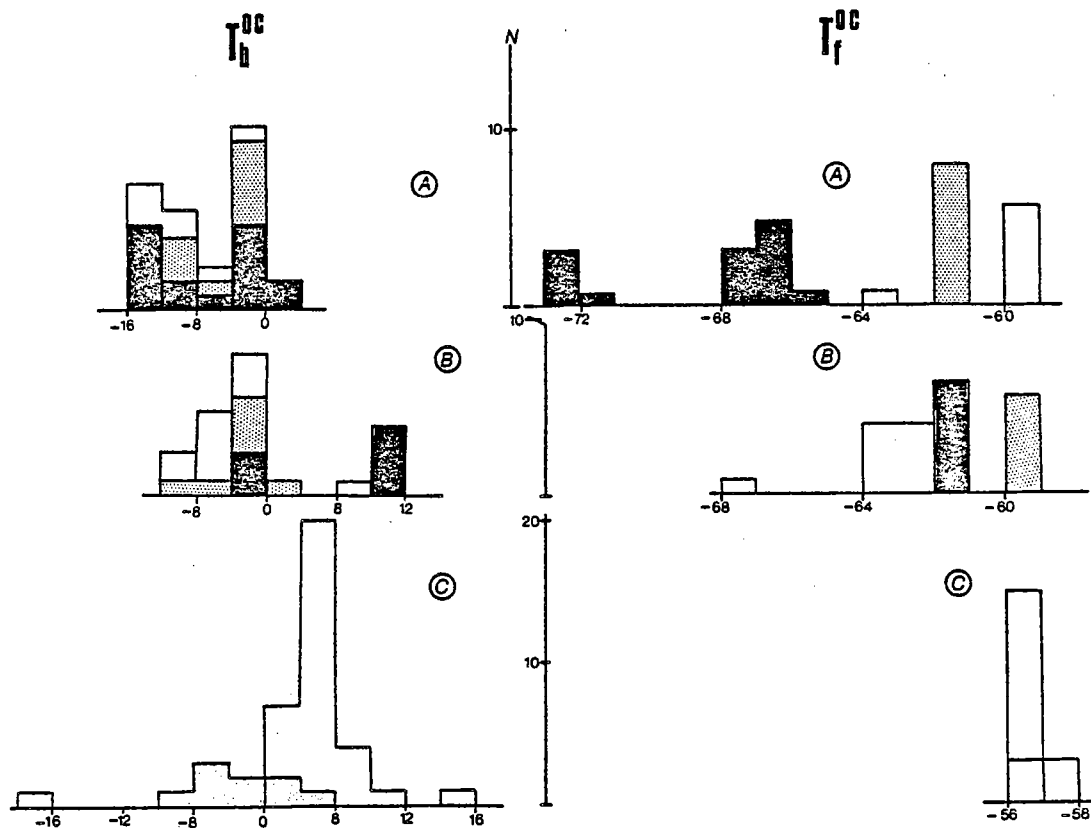


Figure 79 - (A) Histogramme des températures de fusion et d'homogénéisation des inclusions fluides d'une granulite à orthopyroxène. Les données sont de Mohammed (1972) (Ech. 71-19-5).  
 (B) Histogramme des températures de fusion et d'homogénéisation des inclusions fluides d'une granulite à grenat. Les données sont de Mohammed (1972) (Ech. 71-19-10).  
 (C) Histogramme des températures de fusion et d'homogénéisation des inclusions fluides d'une granulite à grenat. Les domaines en pointillés correspondent à des mesures faites dans des grenats, les domaines en blanc à des mesures effectuées dans des cristaux de quartz. Données propres (Ech. L570).

#### Diagramme P-T (figure 80)

Le diagramme P-T pour le stade rétrograde a été construit à partir des assemblages décrits ci-dessus. Ils sont détaillés dans la légende de la figure 80. Les courbes calculées pour les valeurs de  $X_{H_2O}$  (0.5 et 0.7) ont été figurées par une surface grisée.

L'examen de ce diagramme P-T (fig. 80) appelle plusieurs remarques.

- La position du minimum des basaltes tholéïtiques par rapport au domaine de stabilité des assemblages pélitiques montre que  $X_{H_2O}$  devait être de l'ordre de 0.7 au maximum ; d'autre part la localisation de l'association Bi-Fk-Cd-Gt-Sill-Q nécessairement du côté des hautes températures par rapport au minimum granitique implique un  $X_{H_2O}$  minimum de 0.4. La valeur de 0.5 peut être prise comme valeur moyenne, mais les données pétrographiques montrent que la pression partielle d'eau était très irrégulière. En particulier, une valeur très faible devait être maintenue dans les zones non mobilisées bien que les fluides (carboniques) aient été ensuite ré-équilibrés lors de cette phase. Il n'est en conséquence pas possible de représenter simplement dans un diagramme P-T le chemin piézo-thermique suivi par les roches étudiées.

On notera la remarquable cohérence des données obtenues sur les différents assemblages minéralogiques entre elles et avec celles obtenue sur la phase fluide (bien que traduisant des conditions tardives). Bien que cette concordance puisse être fortuite, il est vraisemblable cependant, que ceci soit dû aux conditions mêmes dans lesquelles se déroule le faciès granulite, en particulier

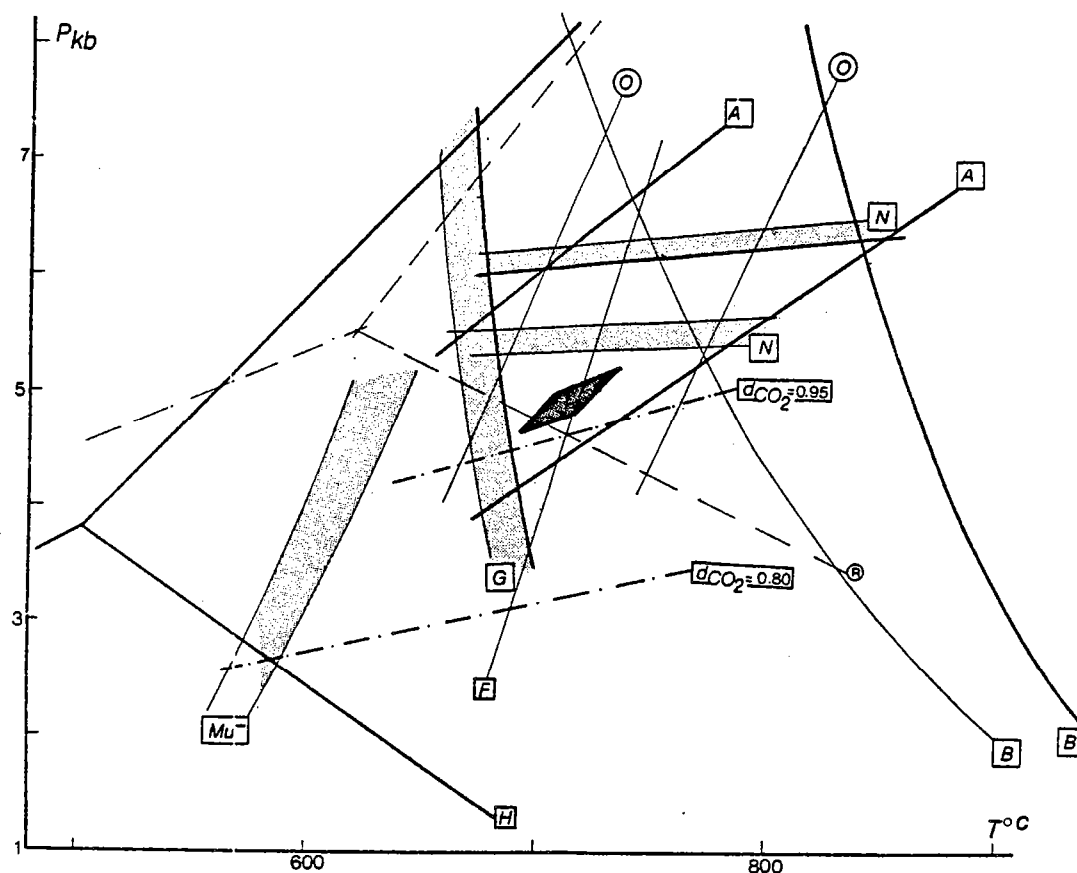


Figure 80 - Diagramme P-T ( $0.5 < X_{H_2O} < 0.7$ ) pour les assemblages rétrogrades. Les domaines en hachures claires correspondent à différents équilibres calculés pour  $X_{H_2O}$  compris entre 0.5 et 0.7 ; celui en hachures sombres correspond à l'assemblage Bi-Fk-Cd-Gt-Sill-Q pour deux valeurs de  $X_{Mg}^{Cd}$  et  $X_{H_2O}$ .

A- courbe d'équilibre Gr<sub>10</sub>-An-Sill-Q (Ghent, 1976) d'après les données de Hörmann et al. (1980) ;  
 B- courbe de fusion minimum d'un basalte tholéïtique (1921) dans les conditions du tampon QMF et pour  $X_{H_2O} = 0.5$  et  $0.7$  (d'après Holloway et al., 1972) ;

P- température critique du solvus des feldspaths alcalins (Parson, 1978) ;

C- courbe de fusion minimum du système granitique d'après Kerrick (1972) ;

H- courbes de stabilité des silicates d'alumine selon Holdaway (1971) ;

I- position de l'assemblage Bi-Fk-Cd-Gt-Sill-Q en utilisant les modèles de Holdaway et Lee (1977)

pour l'assemblage Bi-Cd et de Newton et Wood (1979) pour l'assemblage Cd-Gt ;

Mu- isograde de la muscovite d'après Kerrick (1972) ;

N- assemblage Gt-Cd d'après le modèle Newton et Wood (1979) pour  $X_{Mg}^{Cd}/X_{Mg}^{Gt} = 1.81$  et  $2.26$  ;

O- assemblage Opx-Gt selon le modèle de Wood (1974), donnée de Hörmann et al. (1980) ;

R- courbes de stabilité des silicates d'alumine selon Richardson et al. (1969) ;

d<sub>CO<sub>2</sub></sub> - isochores du CO<sub>2</sub> pur d'après le modèle de Kerrick et Jacobs (1981) ;

Opx-Cpx - température minimum obtenue sur les assemblages Opx-Cpx par les modèles de Wood et Banno (1973) et Wells (1977), données de Hörmann et al. (1980) et Convert (1981).

la température y est suffisamment forte pour que les diffusions soient aisées, de telle sorte que les équilibres sont généralement atteints.

-Les températures élevées obtenues sur les couples Cpx-Opx (ce qui est fréquemment le cas dans les roches de faciès granulites, voir par exemple Hewins, 1975) expliquées notamment par les

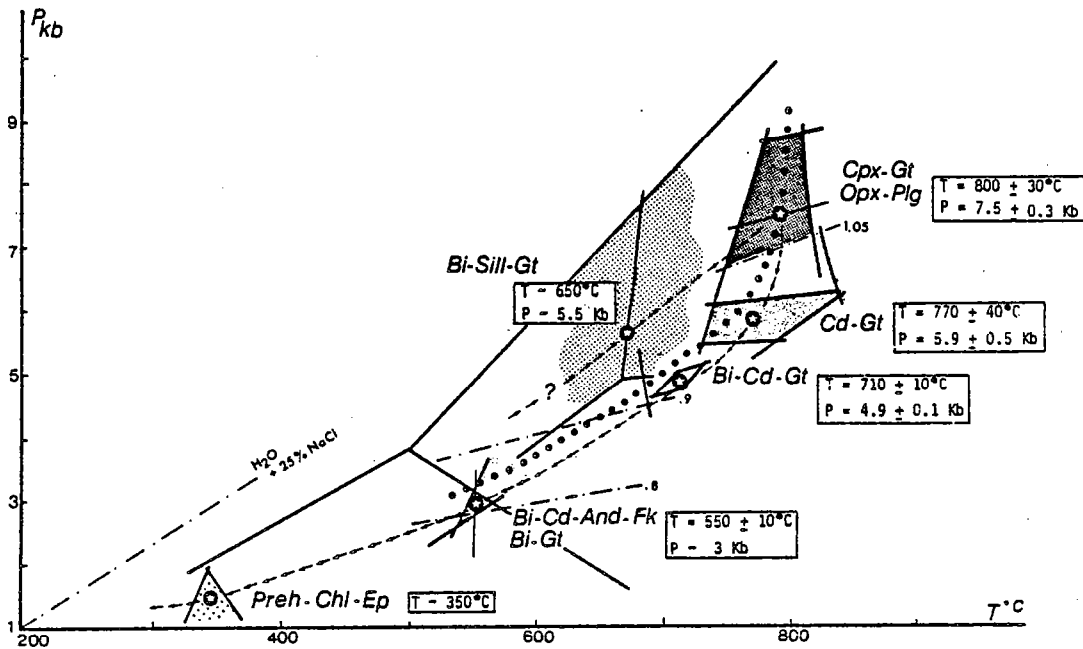


Figure 81 - Diagramme P-T synthétique de l'évolution métamorphique des ceintures de la Tana et des granulites. Ce diagramme est construit à partir des assemblages suivants (voir détails et références dans le texte) :

stade prograde -  $\text{Bi} + \text{Sill} + \text{Q} \rightleftharpoons \text{Gt} + \text{Fk} + \text{H}_2\text{O}$  ( $X_{\text{Mg}}^{\text{Gt}} = 0.45$ ) ;

-  $\text{Cpx} + \text{Gt} \rightleftharpoons \text{Opx} + \text{Plg}$  ( $X_{\text{Mg}}^{\text{roche}} = 0.5$ )

stade paroxysmal

- Solvus des feldspaths alcalins,  
- Solidus du granite pour  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.1$  ;  
- Isochore du  $\text{CO}_2$  pur,  $d\text{CO}_2 > 1.05$  ;

stade rétrograde I

-  $\text{Gt} + \text{Sill} + \text{Q} \rightleftharpoons \text{Cd}$ ,  
-  $\text{Gros} + \text{Sill} + \text{Q} \rightleftharpoons \text{An}$   
- Solvus des feldspaths alcalins  
-  $\text{Bi} + \text{Sill} + \text{Q} \rightleftharpoons \text{Gt} + \text{Cd} + \text{Fk} + \text{H}_2\text{O}$  ( $0.74 < X_{\text{Mg}}^{\text{Cd}} < 0.68$ ),  
- Isochore du  $\text{CO}_2$  pur,  $d\text{CO}_2 > 0.9$  ;

-  $\text{Mu} + \text{Q} \rightleftharpoons \text{Fk} + \text{And} + \text{H}_2\text{O}$ ,

-  $\text{Bi} + \text{And} + \text{Q} \rightleftharpoons \text{Cd} + \text{Fk} + \text{H}_2\text{O}$ ,

Stade Rétrograde II

-  $\text{An} + \text{Sill}$ ,  
-  $\text{MgBi} + \text{FeGt} \rightleftharpoons \text{FeBi} + \text{MgGt}$  ( $K_{\text{D}}^{\text{Gt-Bi}} = 0.16$ ),

- Isochore du  $\text{CO}_2$  pur,  $d\text{CO}_2 > 0.8$  ;

Stade Rétrograde II

-  $\text{Preh} + \text{Chl} + \text{Q} \rightleftharpoons \text{Diop} + \text{Act}$   
-  $\text{Pump} + \text{Q} \rightleftharpoons \text{Preh} + \text{Ep} + \text{Chl}$

Courbe pointillée : Modèle de réajustement isostatique correspondant à un taux d'érosion de  $1 \text{ km. Ma}^{-1}$  et à une profondeur initiale de 35 km (Albarède, 1976).

teneurs assez fortes en Al des orthopyroxènes (Hörmann et al., 1980), ne sont pas incompatibles avec des températures magmatiques. En effet, dans le cas précis de la ceinture des granulites de Laponie, - les observations pétrographiques montrent l'existence de paragenèses magmatiques dans certains échantillons (L1669, Chapitre 6), - la plupart des roches mafiques sont symmétamorphes et la position des courbes du minimum de fusion d'une tholéïte (Holloway et Burnham, 1972) est très proche des domaines P-T du métamorphisme et enfin - des valeurs très élevées de la température ont été obtenues également à partir des couples ilménite-magnétite (Convert, 1981).

- Les conditions moyennes du stade rétrograde I peuvent être estimées autour des valeurs moyennes  $P = 5.5 \text{ Kb}$  et  $T = 750^\circ\text{C}$  (voir Hörmann et al., 1980).

- Les isochores d'inclusions à  $\text{CO}_2$  indiquent des conditions de pression inférieures à celles des assemblages minéraux, synchrones de la migmatisation. Les isochores des inclusions aqueuses ( $T_h = 200^\circ\text{C}$ ,  $\text{H}_2\text{O} + 25 \% \text{ NaCl}$ ) indiquent des pressions trop élevées pour  $T = 700\text{-}800^\circ\text{C}$ . Ceci montre que les fluides correspondants appartiennent à une étape très tardive de la rétrograde, postérieure à celle des assemblages à prehnite-épidote (fig. 81).

#### CONCLUSION

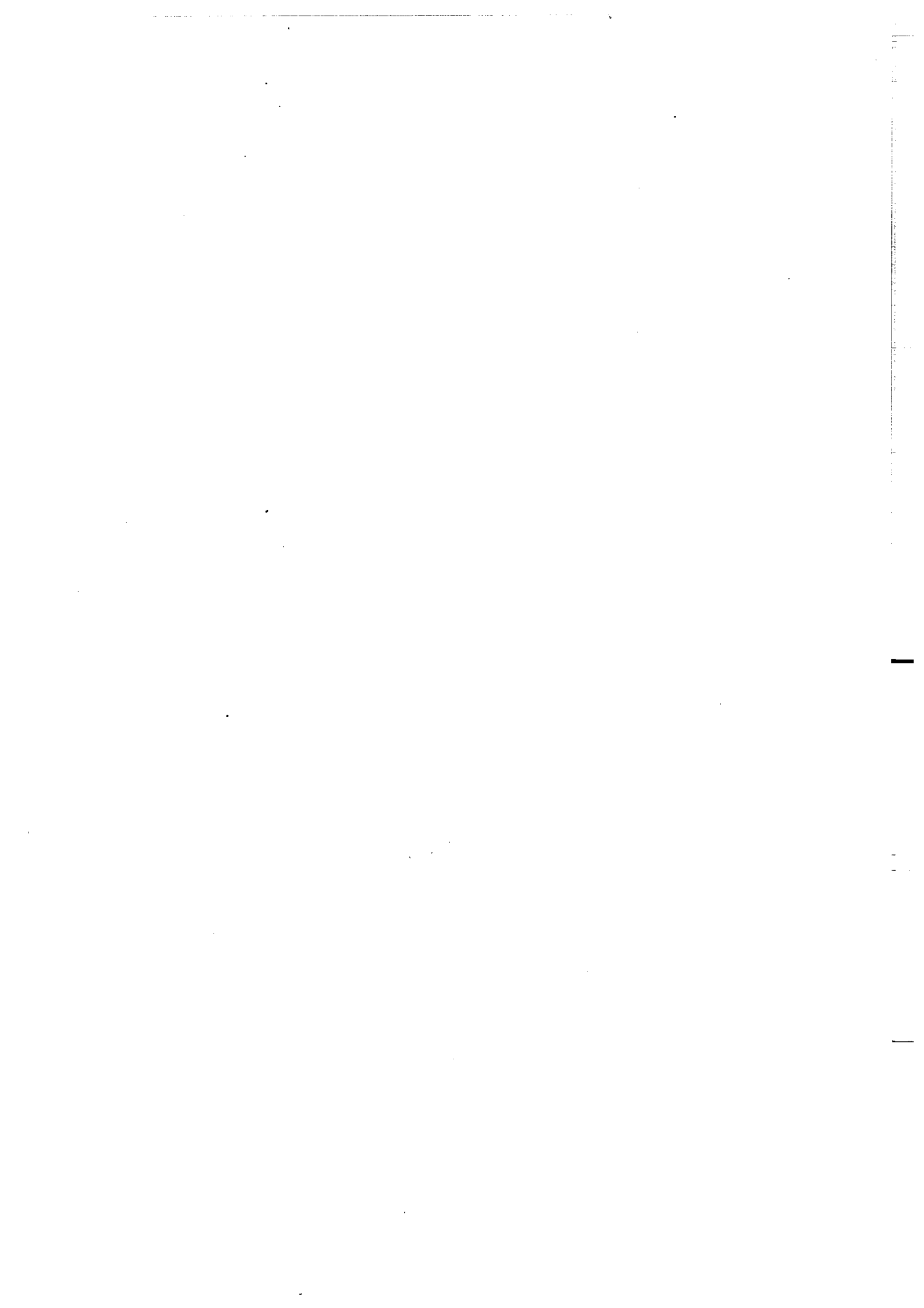
Sur la base des données acquises à partir des associations minéralogiques caractérisant les principales étapes du métamorphisme de la ceinture des granulites et de celle de la Tana, il est possible de retracer approximativement le gradient géothermique et le chemin rétrograde. L'ensemble de ces données ont été rassemblées sur la figure 81.

- Les conditions de métamorphisme régnant lors de l'étape rétrograde et pendant la phase paroxysmale permettent de déterminer le gradient géothermique. Ceci n'est évidemment possible que si la température maximale obtenue sur les associations minérales n'est pas contemporaine d'une phase de décompression isotherme (Richardson et England, 1979). Les données de la déformation montrent que la phase majeure (phase en compression) est synchrone de ces assemblages paroxysmaux et que la décompression tectonique (structure gravitaire de phase 3), plus tardive, est pénée contemporaine de l'anatexie (stade rétrograde I). Le gradient ainsi déterminé est de l'ordre de  $30^\circ\text{C}/\text{km}$ , donc très voisin du géotherme archéen (Green, 1975).

- Le chemin piézo-thermique suivi au cours de la rétrograde est cohérent avec les modèles invoquant un réajustement isostatique. Il est en particulier très proche du modèle d'Albarède (1976) supposant un taux d'érosion de  $1 \text{ km}$  par million d'années.

- Si l'on retient la valeur de  $3 \text{ kb}$  comme pression moyenne lors de la phase paroxysmale, et si l'on considère un schéma de collision très simplifié dans lequel on admet un doublement de l'épaisseur de la croûte, on obtient une valeur approchée de la puissance de la croûte continentale à proximité de la zone mobile, soit  $15 \text{ km}$  pour une densité moyenne de  $2.7$ .





## DE L'OCEANISATION A LA COLLISION CONTINENTALE PROPOSITION D'UN MODELE

RESUME - Les différentes données acquises dans les chapitres précédents sont synthétisées de façon à dégager des guides pour l'établissement d'un modèle géodynamique d'évolution des ceintures de la Tana et des granulites, dans le cadre du Bouclier baltique.

Les modèles proposés jusqu'à présent pour le Protérozoïque inférieur, montrent que si des cycles de Wilson ont pu être identifiés, les sutures n'ont pour l'instant pas été observées. Ceci constitue un argument de poids pour les tenants de "l'orogène ensialique" de Kröner (1977).

La chaîne bélomoride peut être considérée comme un orogène collisionnel, correspondant à un cycle de Wilson complet avec ouverture puis fermeture d'un océan d'extension limitée. Cette chaîne a ceci de remarquable qu'elle constitue le premier exemple d'âge protérozoïque inférieur dans lequel la suture soit visible.

Le Jatulien peut être considéré comme représentant les formations de plate-forme de la chaîne bélomoride. Le Karélien constitue un domaine continental passif entre Bélomorides et Svecofennides.

Ce chapitre est basé sur les données acquises dans les chapitres 2, 5, 6 et 9, auxquels le lecteur voudra bien se reporter pour les détails.

La mise en place des formations constituant les ceintures de la Tana et des granulites ainsi que l'existence de témoins d'un grand chevauchement crustal restructurant de façon très intense le craton archéen d'Inari notamment, montrent que les Bélomorides, selon la définition de Polkanov et Gerling (1960) (chaîne plissée datée à 2.10 - 1.95 Ga et comprenant les granulites de Laponie ainsi qu'un complexe granito-gneissique), peuvent être considérées comme une zone mobile d'âge protérozoïque inférieur dans un craton plus ancien d'âge archéen. Nous allons reprendre chacune des principales caractéristiques de cet ensemble socle-zone mobile, afin d'en dégager les contraintes pour le choix d'un modèle géodynamique.

### CONTRAINTES POUR UN MODELE

La référence à des modèles établis à partir d'un faisceau d'arguments issus des diverses branches de la géologie et obtenus par l'étude d'environnements préservés dans leur intégrité constituera la base de notre raisonnement. Ceci se heurte cependant au caractère essentiellement fragmentaire des observations recueillies dans les domaines très métamorphiques (ensembles lithologiques incomplets, oblitération de précieux guides comme figures sédimentaires, mode de mise en place des roches ignées... par une déformation et un métamorphisme intense). Une réserve doit donc être faite quant à la fiabilité de certains arguments et notamment dans l'utilisation qui est faite souvent des critères géochimiques comme indicateurs du cadre géotectonique, dans une vue uniformitariste. Plusieurs publications récentes nous invitent à la prudence (voir en particulier Taylor et Mc Lennan, 1981 ; Liégeois et Duchesne, 1981 ; Piboule et al., sous presse ; Bébian et al., 1980 ; Celal Sengör et Monod, 1980 ; Ohnenstetter, 1980).

Un modèle géodynamique étant par essence une tentative d'explication causale d'un ensemble de données, doit intégrer le mieux possible les faits d'observation se rapportant à une région étudiée. Sur l'acquis des chapitres précédents, nous essayerons de dégager des guides pour l'établissement de ce modèle.

### CONCEPTS ACTUELS SUR LE PROTÉROZOÏQUE

Le Protérozoïque constitue une période charnière tout à fait remarquable entre l'Archéen, époque de création crustale et du développement des ceintures de roches vertes, et le Phanérozoïque où vont se généraliser les manifestations "actuelles" de la Tectonique des Plaques. Le Protérozoïque

est une période d'intense mutation, non seulement par l'établissement d'un nouveau style géotectonique mais également par les modifications des caractéristiques chimiques des roches sédimentaires, par la variation du rapport quartz-monzonite/quartz-diorite, par la modification de la constitution isotopique du strontium dans l'eau de mer, par l'importance des dépôts ferrifères... (Veizer, 1973 ; Veizer et Jansen, 1979). C'est également l'époque du passage entre un régime intensément convectif et à petite échelle, à un régime convectif à grande échelle et mieux organisé conduisant à une réduction des manifestations de type "hot-spot" au profit de systèmes de rides d'expansion. Il y a là une très nette démarcation vis-à-vis de l'Archéen. Si l'analogie avec des périodes plus récentes semble plus nette, il n'en existe pas moins des différences importantes. En particulier, le flux thermique dont la décroissance depuis l'Archéen est admise, devait être au Protérozoïque inférieur de près du double de ce qu'il est actuellement, selon le modèle de Wasseburg et al. (1964). Cette période se singularise en fait par le développement de grandes zones mobiles intracontinentales et d'importants bassins sédimentaires intracratoniques.

Les modèles géodynamiques proposés pour cette période, après avoir été fondés sur des vues totalement uniformitaristes ont été peu à peu modifiés à partir d'une vision plus évolutive de la Tectonique des Plaques (voir parmi de nombreuses références, les ouvrages de Sutton et Windley, 1973 ; Sutton et al., 1976 ; Windley, 1976, 1977 ; Kröner, 1981).

L'application strictement uniformitariste de la Tectonique Globale aux chaînes plissées d'âge protérozoïque, a conduit à des modèles classiques d'arcs insulaires ou de marges de type Andes. A l'opposé, certains auteurs (en particulier Kröner, 1977 à 1981, ou Hargraves, 1981) ont proposé le modèle de "l'orogène ensialique ou intracratonique". Celui-ci est une adaptation du modèle de la subduction de la croûte continentale proposé par Toksöz et Bird (1977), Bird (1978) et Molnar et Gray (1979) pour la chaîne himalayenne. Rappelons que ce type de subduction (nommé A-subduction ou Ampferer-subduction, par opposition à la subduction de la croûte océanique appelée B-subduction ou Benioff-subduction) est provoqué par l'enfoncement dans l'asthénosphère, de la lithosphère océanique entraînant derrière elle la lithosphère sous-crustale et la croûte continentale dont elle est solidaire. Une variante de ce modèle, développée par de nombreux auteurs dans l'ouvrage de Kröner (1981), fait appel au mécanisme de désolidarisation crustale ("crustal delamination"). D'après ce modèle, la lithosphère sous-crustale, en réponse à des courants convectifs ascendants ou descendants, se détache de la croûte continentale et, du fait de sa forte densité, s'enfonce dans l'asthénosphère entraînant derrière elle la croûte continentale. Cependant, celle-ci en raison de sa faible densité, ne sera pas subductée mais ira chevaucher le bloc continental resté stable.

Pour la période couvrant le Protérozoïque inférieur (approximativement 2.4 - 1.6 Ga), le modèle des zones orogéniques intracontinentales a un certain poids dans la mesure où si dans quelques exemples des cycles de Wilson ont été décrits, les sutures n'ont jamais été observées (voir par exemple Hoffman, 1973, 1980, ou Baragar et Scoates, 1981).

A l'inverse, au Protérozoïque supérieur (1.2 - 0.6 Ga), si les orogènes ensialiques semblent toujours être observés (Kröner, 1977 ; Martin et Porada, 1977 ; ...), des sutures ont été clairement décrites. C'est notamment le cas de l'orogénèse pan-africaine dans le bouclier arabanubien (Gass, 1981) ou en Afrique de l'Ouest, au Maroc (Leblanc, 1975 ; 1981) et au Hoggar (Caby et al., 1981).

En résumé, pour le Protérozoïque inférieur, période qui nous concerne directement, l'éventail des modèles est assez large, mais quelques particularités méritent d'être soulignées. Ce sont :

- d'un point de vue factuel, si des cycles de Wilson ont été décrits dans certaines zones mobiles protérozoïques inférieures, les sutures de plaques n'ont jamais été observées, laissant subsister un doute sur la réalité de l'océanisation ;

- d'un point de vue théorique, le refroidissement a dû être suffisant pour qu'il y ait accroissement de la dichotomie océan-continent et "solidarisation" entre la croûte et la

lithosphère mantellique ; néanmoins celle-ci devait être suffisamment lâche pour qu'il puisse y avoir éventuellement découplage (cause des orogènes ensialiques selon Hargraves, 1981).

#### CONTRAINTES PROPRES AUX BELOMORIDES

##### Géométrie de la chaîne bélomoride

L'intuition de la signification des granulites de Laponie et par extension des Bélomorides est relativement ancienne puisqu'Eskola (1952, 1963) et Polkanov et Gerling (1960) ont noté son caractère "orogénique". Définie par ces derniers auteurs (1960, p. 184-185), les Bélomorides (2.1 - 1.95 Ga) forment une large ceinture plissée à l'intérieur de gneiss plus anciens (Saamides) ; elles comportent un complexe granito-gneissique, les granulites de Laponie et divers granites.

Nos propres observations développées dans les chapitres précédents, ainsi que les datations radiométriques du Laboratoire de géochimie de l'Université de Rennes (Bernard-Griffiths et al., à paraître), confirment et précisent ce qui avait été très tôt perçu par Eskola (1952) et Polkanov et Gerling (1960). La chaîne bélomoride se compose de deux ensembles (fig. 82).

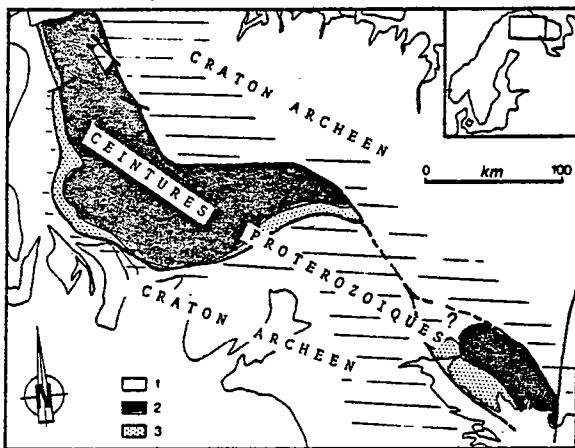


Figure 82 - Carte schématique de la chaîne bélomoride. La suture de la chaîne correspond aux ceintures de la Tana et des granulites. Les zones hachurées correspondent au socle archéen réactivé dans la chaîne bélomoride : au NE le craton d'Inari-Kola, au SW le craton de Laponie méridionale - Karélie. D'après Von Gaertner (1962, 1966), Bibikona et al. (1973) et levés propres. 1- socle archéen ; 2- ceinture des granulites ; 3- ceinture de la Tana.

les résultats de Kouvo, cités par Meriläinen, 1976). Ces deux domaines sont profondément remodelés par la tectonique tangentielle liée à l'évolution de la ceinture des granulites. Les rapports isotopiques Rb/Sr des gneiss du socle Nord situés à proximité de la zone mobile confirment l'intensité de la réactivation (Martin, comm. pers.).

Ceci montre que les Bélomorides ne sont pas simplement un rift dans une croûte continentale plus ancienne, avec épanchements volcaniques et sédimentation, sans participation notable du socle comme cela peut l'être par exemple pour la zone d'Imandra-Varzuga de même âge (Zagorodny, 1980). Elle ne sont pas non plus la simple reprise d'une croûte continentale plus ancienne (von Gaertner, 1962 ; Bibikova et al., 1973 ; Meriläinen, 1976 ; Kröner, 1980). Les Bélomorides résultent d'une

Une partie centrale qui forme actuellement la suture de la chaîne mais représentait antérieurement le géosynclinal. Elle comporte - la ceinture de la Tana de nature essentiellement volcanique et - la ceinture des granulites de nature essentiellement sédimentaire terrigène. L'ensemble est daté à 1.9-2.0 Ga, Postaire, 1980 ; Bernard-Griffiths et al., à paraître, Bernard-Griffiths et Convert, 1981 ; Vidal et Martin comm. pers.).

De part et d'autre de cette zone centrale, se trouvent deux cratons archéens de caractères très différents bien que tous deux soient constitués de l'association classique granite-gneiss - ceintures de roches vertes. Au sud, le craton de Laponie méridionale, daté à environ 3.0 Ga (Kröner et al., 1981), au Nord, le craton d'Inari, d'âge également archéen (2.8 Ga d'après

orogénèse dans toute l'acception du terme, avec une période d'accrétion crustale suivie de la réactivation d'une croûte continentale plus ancienne, qui devient polycyclique.

#### Régime tectonique

La ceinture des granulites et la ceinture de la Tana ont été le siège d'au moins trois phases de déformation, synchrones du métamorphisme granulitique. Elles correspondent à un continuum de déformation résultant d'un grand chevauchement, à l'échelle crustale, du craton d'Inari (domaine chevauchant) sur le craton de Laponie méridionale au Sud (domaine chevauché). Le socle nord, à l'inverse de son homologue méridional, a été en grande partie restructuré, et ce sur des distances considérables, probablement supérieures à 100 Km (fig. 82). Il semble en outre que la reprise du socle sud soit plus importante à proximité de la Mer Blanche qu'elle ne l'est en Finlande (voir les cartes géologiques in : Kratz, 1978).

La ceinture des granulites et celle de la Tana constituent donc la suture d'une collision entre deux blocs continentaux archéens. Ceci est important à plus d'un titre.

- La chaîne béломoride peut être évidemment ré-interprétée comme un orogène par collision.
- L'importance de la réactivation du socle nord et son caractère assymétrique excluent qu'il s'agisse de la simple fermeture d'un rift et impliquent un phénomène de beaucoup plus grande ampleur.

- Ceci traduit l'existence de deux domaines continentaux archéens, cratonisés, soit totalement distincts et donc préalablement séparés par une croûte océanique d'extension originelle inconnue, soit formant un seul ensemble morcelé ultérieurement par un quelconque phénomène d'ouverture.

L'existence de domaines continentaux cratonisés ainsi que le déplacement apparent des pôles à cette époque (Pesonen et Neuvonen, 1981) sont cohérents avec des mouvements de plaques.

#### Régime thermique

L'âge protérozoïque inférieur du métamorphisme granulitique étant clairement établi (Bernard-Griffiths et al., à paraître, Martin, comm. pers.), il est possible d'utiliser ses caractéristiques pour retrouver les conditions thermiques associées à la formation de la zone mobile. Les associations progrades et paroxysmales (chap. 9) permettent de déterminer le gradient géothermique au niveau du géosynclinal. Rappelons que les associations paragénétiques du paroxysme métamorphique observé ne peuvent être utilisées que dans la mesure où elles ne correspondent pas à une période de décompression isotherme, auquel cas la pression enregistrée ne serait pas la pression maximale (voir Richardson et England, 1979). Ce n'est pas le cas des granulites de Laponie, où la décompression intervient postérieurement à la phase paroxysmale, comme le montre la pénéscontemporanéité de la migmatisation et de la tectonique gravitaire (faibles normales ductiles, plis rétro) correspondant à la relaxation des contraintes. Enfin, les données paragénétiques disponibles sur le socle archéen impliqué dans la chaîne béломoride (Kratz, 1978), nous donnerons une idée du gradient géothermique au niveau de la croûte continentale.

Le géosynclinal (ceinture de la Tana et des granulites) - L'étude des paragenèses métamorphiques montre que le gradient au niveau des deux ceintures était relativement élevé. Pour comparaison, nous avons reporté sur le même diagramme (fig. 83) outre le gradient précédent, différents gradients géothermiques archéens et protérozoïques. On remarquera que le gradient géothermique déterminé est très semblable au gradient géothermique archéen estimé par Green (1975, 1981) ou Lambert (1976) et repris par Condie (1980, 1981).

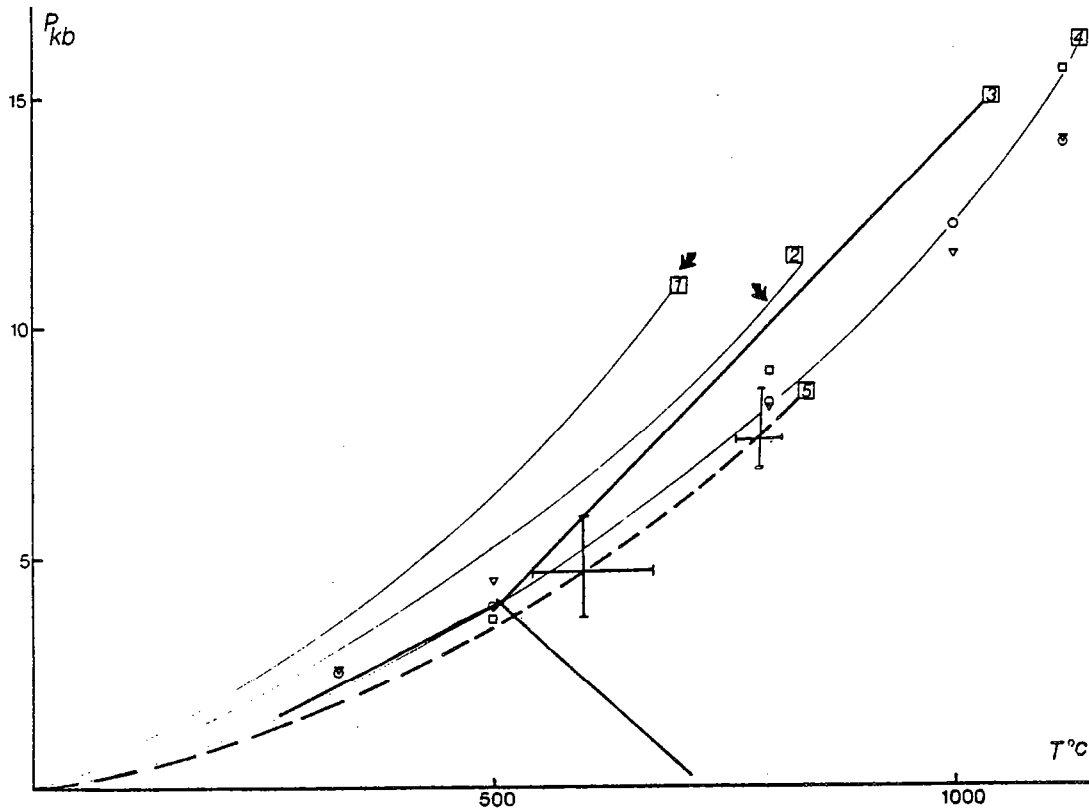


Figure 83 - Comparaison du géotherme de la ceinture des granulites et de celle de la Tana (Bélorides) avec différents géothermes. Les deux flèches indiquent les conditions paroxysmales de métamorphisme du socle dans les Bélorides (Kratz, 1978). 1- géotherme protérozoïque inférieur (2.2 Ga) selon O'Hara (1977) ; 2- géotherme protérozoïque inférieur, continental, selon Tarling (1978) ; 3- transition sillimanite-disthène (Anderson et al., 1977) ; 4- géotherme archéen d'après le modèle II de Green, 1981 (carrés) le géotherme océanique archéen de Condie, 1981 (triangles) et le géotherme à 2.8 Ga de O'Hara, 1977 (cercles). ; 5- géotherme de la ceinture des granulites de Laponie. Les barres indiquent la marge d'erreur liée aux incertitudes dans l'estimation des conditions P, T des associations progrades et paroxysmales.

Le socle - Les données sur le craton d'Inari et sur son extension vers le SE dans la Péninsule de Kola sont peu abondantes. Néanmoins les récentes cartes métamorphiques des géologues soviétiques font état de la présence de disthène dans la partie du socle archéen incluse dans la chaîne béloride (Kratz, 1978, p. 197). Nous y ajouterons les gneiss à disthène qui se situent juste au Sud de la ceinture de la Tana dans la région de Korvatunturi (voir Mikkola, 1937). Les conditions du paroxysme métamorphique indiquent un gradient plus faible, proche des géothermes continentaux donnés pour le Protérozoïque (fig. 83), soit par O'Hara (1977) soit par Tarling (1978).

Il existait par conséquent une anomalie thermique importante (gradient de l'ordre de 30°C/km) à l'aplomb de la ceinture des granulites et de celle de la Tana. Le domaine continental archéen (craton d'Inari et de Laponie méridionale) avait un gradient géothermique plus faible de l'ordre de 20°C/km, qui peut être considéré comme normal par rapport à ce qui est estimé pour cette période. Ceci suppose donc un manteau fortement convectif à l'aplomb du géosynclinal. Une seconde conséquence importante de ces gradients élevés est que le domaine de stabilité des éclogites ne peut être atteint. Ceci place ainsi une limite aux sources possibles des différentes roches magmatiques que nous allons examiner.

## Magmatisme

Quatre familles magmatiques ont été mises en évidence dans les ceintures de la Tana et des granulites (chap. 2 et 6) :

- une famille tholéitique dont la principale caractéristique est de s'échelonner sur toute la période d'activité de la zone mobile ;
- une famille calco-alcaline, au contraire limitée dans le temps, d'une part à la ceinture de la Tana, d'autre part à la phase de collision ;
- une suite anorthositique intrusive dans les formations de la ceinture de la Tana, au contact avec l'arc des granulites ;
- une famille de roches acides, constituée par des granites intrusifs dans la ceinture de la Tana et par des tufs rhyolitiques dans la ceinture des granulites.

Magmatisme tholéitique - Son caractère diachrone fait de cette activité magmatogène se manifeste constamment au cours des trois phases principales de l'évolution de la zone mobile.

- Tout d'abord, ce magmatisme tholéitique se manifeste dans la ceinture de la Tana sous forme d'une importante série volcanique basaltique à andésitique. Le comportement des éléments majeurs est à certains égards semblable à celui des basaltes de rides océaniques (fig. 11, p. 55). Les moyennes des éléments-traces données par Hörmann et al. (1980) montrent un rapport Ti/Cr en fonction de Ni identique à celui des tholéitiques océaniques (Beccaluva et al., 1979).

- Il se poursuit lors de l'épisode sédimentaire terrigène (suite khondalitique de la ceinture des granulites), sous forme d'épanchements volcaniques ou de sills dont les caractères chimiques sont tout à fait comparables à ceux des formations de la série précédente (Fig. 34). En effet, le comportement de  $TiO_2$  en fonction de  $FeO^{Fe}/MgO$ , l'évolution des rapports  $CaO/TiO_2$  et  $Al_2O_3/TiO_2$  en fonction de  $TiO_2$  ainsi que le rapport Ti/Cr en fonction de Ni sont identiques d'un ensemble à l'autre.

- Enfin, ce magmatisme est toujours actif lors de la phase de collision. Il se manifeste dans la ceinture des granulites par des intrusions symmétamorphes. Ces roches plutoniques sont chimiquement identiques aux ensembles précédents, à l'exception de l'yttrium (intervention du grenat lors de la formation ou de la différenciation des liquides).

Les données isotopiques pour les deux séries tholéitiques de la ceinture des granulites (TH - 1 = volcanites ; TH - 2 = plutonites) montrent que leur protolithe avait un caractère chondritique à 1.9/2.0 Ga et pouvait être le manteau (Bernard-Griffiths et al., à paraître). En outre, la constitution isotopique du Sr montre une apparente homogénéité entre ces deux séries (ibid.).

Tout ceci suggère qu'il s'agit probablement d'une seule et même activité magmatogène, provenant d'une source mantellique, revêtant différentes formes en fonction de l'évolution de la zone mobile :

- volcanisme lors de la période géosynclinale et phénomènes de fractionnement à faible pression ;
- plutonisme lors de la phase de collision et phénomènes de fractionnement à plus forte pression (intervention du grenat).

Magmatisme calco-alcalin - Il a été identifié à deux périodes précises : lors de l'épisode volcanique donnant naissance à la ceinture de la Tana et lors de la phase de collision continentale. Par contre, il ne l'a pas été dans la ceinture des granulites. Ces deux périodes magmatiques calco-alcalines n'ont apparemment pas de lien entre elles et présentent des caractères différents.

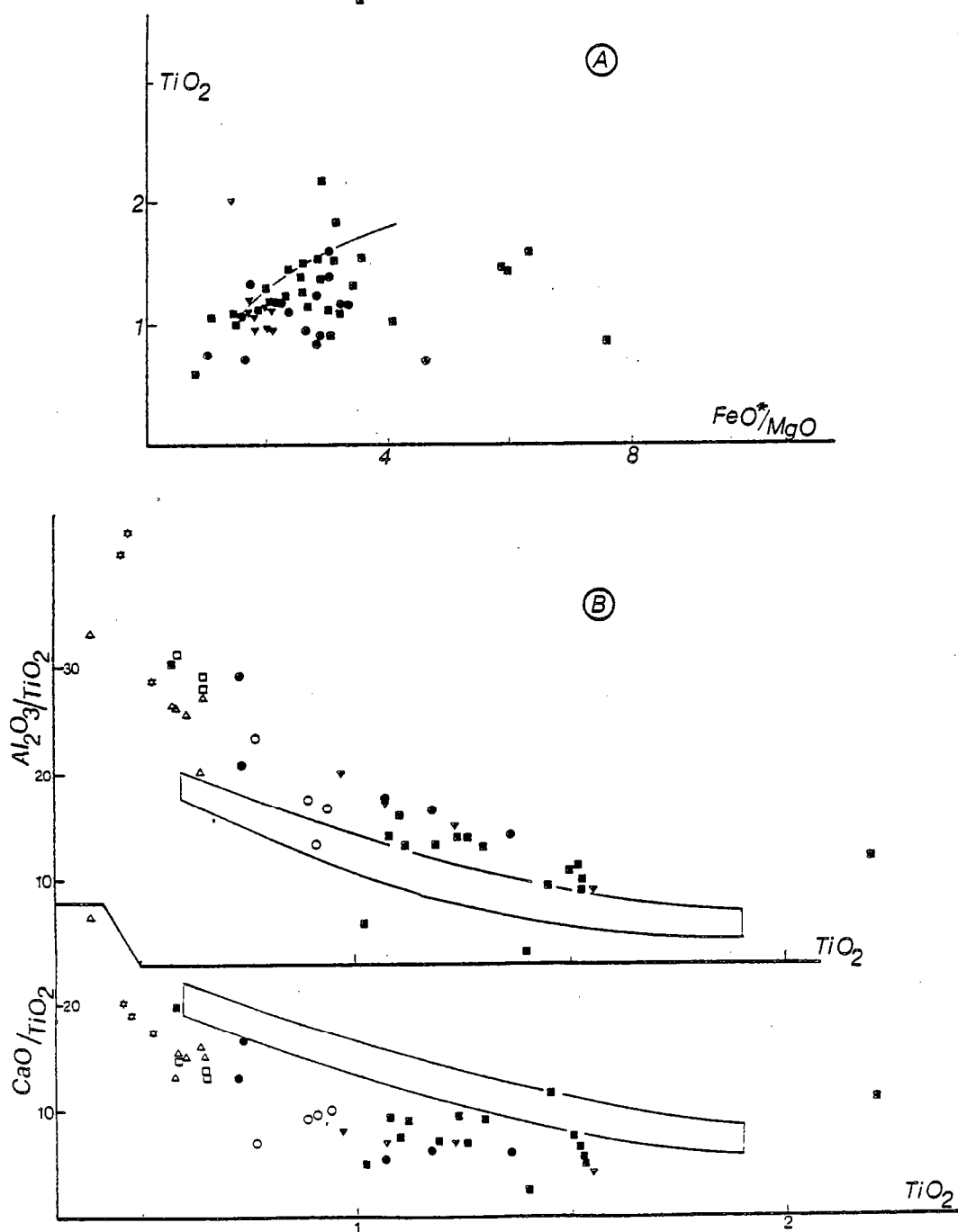


Figure 84 - (A) Diagramme  $TiO_2$  versus  $FeO^*/MgO$  pour la série tholéïtique de la Tana (■) et les séries TH-1 (●) et TH-2 (▼) de la ceinture des granulites.

(B) Diagramme  $CaO/TiO_2$  et  $Al_2O_3/TiO_2$  versus  $TiO_2$  pour les séries tholéïtiques (même légende) et les séries calco-alcalines de la ceinture de la Tana (△) et de la ceinture des granulites Ca-1 (○), Ca-2 (□) et Ca-3 (▽).



- La ceinture de la Tana comprend une série calco-alcaline différenciée, apparemment continue depuis des basaltes jusqu'à des rhyolites. Nous avons supposé antérieurement que cette série calco-alcaline nécessitait l'intervention de matériel sialique pour expliquer la présence de ses termes les plus différenciés.

- Trois séries calco-alcalines ont été distinguées dans le complexe charnockitique de l'arc des granulites. Elles se caractérisent à l'instar des plutonites tholéitiques par un comportement anormal de l'yttrium suggérant l'intervention du grenat lors de leur genèse. Nous les considérons pour cette raison comme des plutonites synchrones de la collision. Nous avons vu (chap. 6) que ces trois séries pouvaient avoir une source commune. Les données isotopiques montrent qu'elles sont homogènes en ce qui concerne le strontium (fig. 85) et que leur source avait, à 1.9-2.0 Ga, un caractère chondritique (Bernard-Griffiths et al., à paraître).

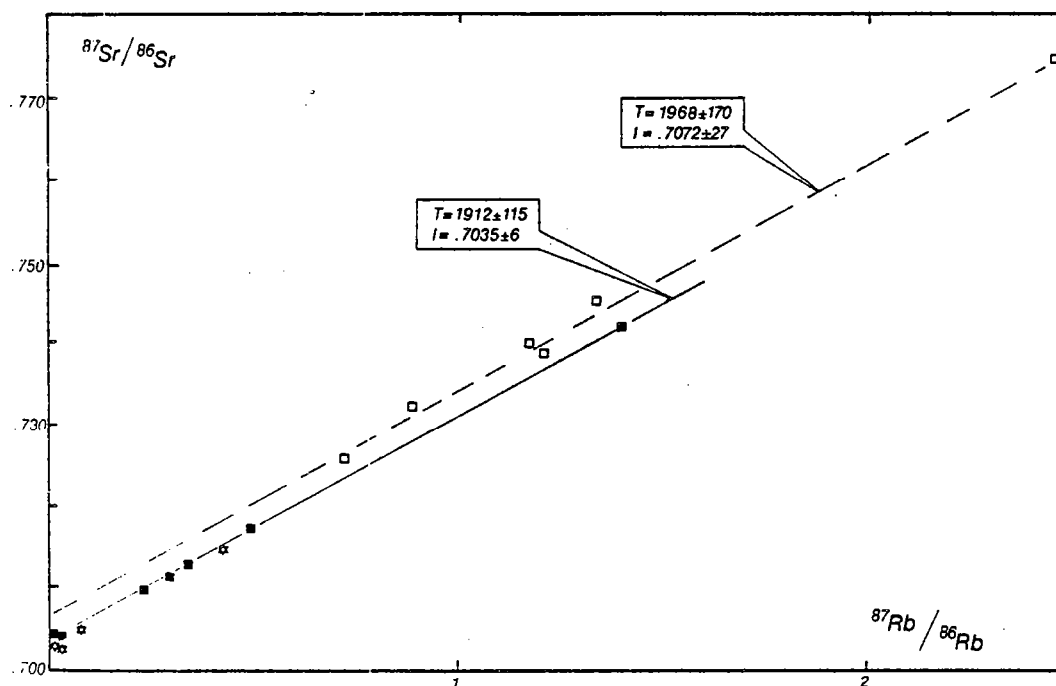


Figure 85 - Diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  pour les roches de la ceinture des granulites. Tous les renseignements et explications afférant à ces données se trouvent dans Bernard-Griffiths et al. (à paraître). Suite khondalitique (Vidal, comm. pers.) : carrés vides ; Complexe charnockitique (Vidal, in Convert, 1981) : carrés pleins ; Anorthosites de Vaskojoki (Vidal, in Moreau, 1980) : étoiles.

La suite anorthosique - Le problème le plus délicat concerne le magmatisme auquel peuvent être apparentés les massifs anorthositiques qui jalonnent le contact entre la ceinture de la Tana et celle des granulites. Sont-ils apparentés à l'une des séries précédentes ou forment-ils un ensemble indépendant ? Le modèle de genèse proposé par Moreau (1980), envisage l'origine de cette suite par cristallisation fractionnée d'un magma basaltique calco-alcalin (type "high alumina basalt") dont la source pouvait être le manteau ou un produit mantellique différencié (rapport initial du strontium de nature chondritique) (Moreau, 1980 ; Bernard-Griffiths et al., à paraître). Le comportement de l'yttrium est également intéressant. En effet, il tend à se concentrer avec la différenciation, depuis les anorthosites jusqu'aux amphi-clasites et à l'intérieur même des séries de différenciation des amphi-clasites. Ceci indique que le grenat n'est pas intervenu au cours de la cristallisation fractionnée.

Nous retiendrons pour notre modèle que les anorthosites et les roches associées peuvent provenir d'un magma parent de type "high alumina basalt". Ceci suggère qu'il y a eu lors de la collision, fusion partielle d'une source appauvrie située à l'aplomb de la zone mobile (manteau sous-continental ?).

Magmatisme acide - Il est responsable des intrusions granitiques de la ceinture de la Tana et des tufs rhyolitiques de la ceinture des granulites.

- Les granites de la ceinture de la Tana forment des massifs d'importance non négligeable. Ils ont, en ce qui concerne les éléments majeurs, des caractères de granites d'antaxite et peuvent provenir de la fusion partielle de granito-gneiss du socle archéen. Leurs caractères structuraux indiquent qu'ils se sont mis en place au plus tard lors de la phase majeure de la collision. Un petit massif a donné des zircons dont les âges sont de 2.36 Ga (Meriläinen, 1976).

- L'activité volcanique acide dans la ceinture des granulites est très restreinte, puisque ses produits n'ont été observés que dans la région de Laanila. Ils correspondaient à l'origine à des tufs rhyolitiques mais ils sont différents des volcanites acides de la ceinture de la Tana, par l'absence de volcanisme basique ou intermédiaire associé, et par leurs caractères chimiques. Les rhyolites de la Tana sont nettement moins alumineuses (12 % contre 15 % en moyenne), plus ferrifères (3.1 % contre 1.5 %) et plus riches en titane (0.25 % contre 0.66 %). Leur origine ne peut être connue avec certitude.

Conséquence sur un modèle - Les contraintes détaillées ci-dessus peuvent être résumées comme suit.

- Les différentes séries volcaniques et plutoniques tholéitiques correspondent à une même activité magmatogène, liée à la fusion d'une source d'origine mantellique (ou au moins de nature chondritique). L'émission de ces magmas s'est toujours faite à proximité (marge) d'une croûte continentale sialique (volcanites acides et granites de la ceinture de la Tana, sédiments de types turbidites dans la ceinture des granulites). En conséquence, les modèles rendant compte de cette activité tholéitique se restreignent soit à une ride d'expansion dans un océan de faible étendue (Tectonique des plaques) soit à un panache mantellique dans une croûte continentale (alternative "hot-spot"). On notera que dans la mesure où les données isotopiques (Bernard-Griffiths et al., à paraître) relatives aux formations volcaniques tholéitiques, indiquent un temps de séjour crustal assez bref (donc pas de tholéites océaniques archéennes), la première éventualité peut être en fait considérée comme le résultat de la seconde.

- Dans l'éventualité d'un panache mantellique sous une croûte continentale, le magmatisme calco-alcalin de la ceinture de la Tana riche en termes acides (dacites, rhyodacites, rhyolites) prend toute sa signification et pourrait s'expliquer en terme d'hybridation entre un magma basaltique

de nature tholéïtique et un magma issu de la fusion partielle de la croûte sialique selon un processus analogue à celui décrit en Alaska par Myers et Marsh (1981).

- Une conséquence de ces deux points précédents est qu'il y a dû y avoir à un moment donné un phénomène d'ouverture dans une croûte continentale (rift). Le point faible est qu'il n'y a aucun témoin de cette phase : ni magmatisme alcalin, ni sédiment de type rift ("red beds"). Deux arguments permettent d'écarter cette objection. Le premier invoque la structure en écaïlle tectonique de la ceinture de la Tana, qui de ce fait est très probablement incomplète. Le second argument explique l'absence du magmatisme alcalin par des particularités locales (périodes initiales d'amincissement crustal sans formation de rift ?). Les sédiments sont rares dans la ceinture de la Tana mais ils existent cependant et ont été signalés par Meriläinen (1976) et Hörmann et al. (1980). Leur nature s'accorde bien avec un environnement épicontinental (grès argileux) ou bassins fermés (roches carbonatées). Le problème des roches alcalines ne pouvant être résolu dans le seul contexte de la ceinture de la Tana, nous avons pris le parti d'aller voir ce qui se passait à la même époque (2.2-2.0 Ga) dans les séries géographiquement proches et mises en place à la faveur d'une structure de type rift. Il s'agit de la zone d'Imandra-Varzuga ou formation de Petsamo (Väyrynen, 1954 ; Zagorodniy, 1980 ; Zhuravler et al., 1980). Les coupes stratigraphiques données par les auteurs soviétiques (ibid.) montrent d'une part que les sédiments restent dans tous les cas très subordonnés par rapport aux formations volcaniques et d'autre part que les roches alcalines (trachybasaltes, trachyandésites) sont négligeables en abondance par rapport aux autres formations volcaniques (basaltes picritiques, basaltes, basaltes andésitiques, andésites, dacites), voire absentes dans certaines coupes. L'objection soulevée en début de ce paragraphe n'est donc que de très faible portée.

- Les données Rb/Sr et Sm/Nd (Bernard-Griffiths et al., à paraître) montrent que les séries calco-alcalines peuvent avoir une source mantellique ou provenir de la fusion partielle de roches à spectres plats comme certaines tholéïtes. Elles peuvent donc dériver de deux sources possibles :

- + fusion partielle d'un manteau sous-crustal, comme les séries anorthositiques,
- + fusion partielle des tholéïtes décrites précédemment (ceintures de la Tana ou des granulites).

Il n'y a pas d'arguments définitifs pour trancher entre l'une ou l'autre hypothèse. Cependant, si l'homogénéisation isotopique du Sr n'est pas le fait du métamorphisme granulitique, ce qui ne semble pas être le cas si l'on regarde les roches métasédimentaires de la suite khondalitique (Bernard-Griffiths et al., à paraître), il semblerait que la seconde éventualité soit la plus plausible. En effet, les séries calco-alcalines et la suite anorthositique se sont mises en place en même temps, lors de la collision continentale, comme semble l'indiquer l'intervention du grenat dans leur genèse. Si leur source est la même, on peut s'attendre à ce qu'elles soient isotopiquement homogènes en regard du Sr. Les données de la figure 85 montrent que ce n'est apparemment pas le cas. Par contre, ces mêmes séries calco-alcalines sont isotopiquement homogènes avec les séries tholéïtiques de la ceinture des granulites. Il est possible que les premières viennent des secondes si la refusion partielle des tholéïtes suit de près leur mise en place. Compte-tenu de ceci, nous avons essayé de voir quel était le comportement des terres rares dans un modèle de fusion des tholéïtes de la ceinture de la Tana, et de le comparer aux spectres réels des séries calco-alcalines. Les spectres de départ sont basés sur les données de Hörmann et al. (1980) à savoir : rapport  $La_N/Yb_N$  compris entre 0.9 et 2 et facteur d'enrichissement par rapport aux chondrites compris entre 10 et 40. Les conditions de calcul du modèle sont données dans la légende la figure 86. Parmi différents modèles testés (spectres plats ou fractionnés, fusion d'une amphibolite à grenat, d'une éclogite, d'une granulite à grenat...) celui de la fusion d'une amphibolite à grenat ayant un spectre fractionné donne une bonne approche de la réalité. On notera que l'éclogite aurait pu être éliminée d'emblée compte-tenu du gradient géothermique. Quoiqu'il en soit les spectres de terres rares suggèrent que les protolithes des séries calco-alcalines présentaient un facteur d'enrichissement assez net.

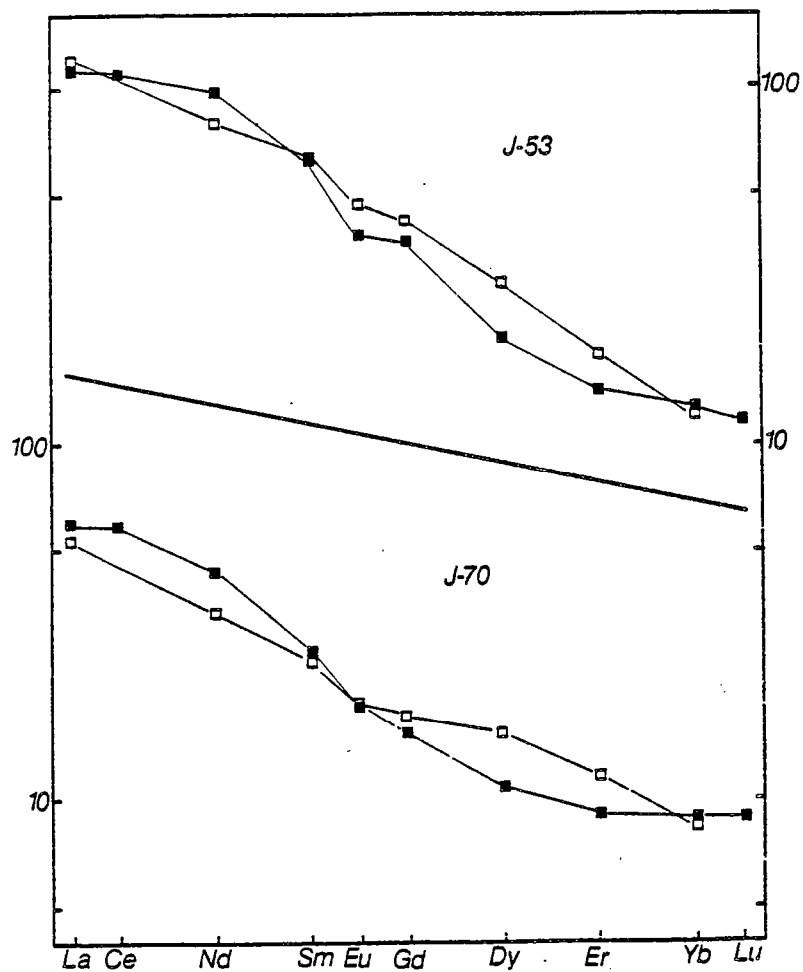


Figure 86 - Comparaison entre les spectres de terres rares mesurés (■) et les spectres obtenus par modélisation (□), pour les roches de composition basaltique des séries calco-alcalines Ca-1 (J 53) et Ca-A (J 70). Les modèles de fusion ont été effectués à l'aide du programme de calcul de fusion séquentielle réalisé par Martin (Université de Rennes) à partir des données suivantes :

- coefficient de partage :  
coefficient de partage pour les liquides basaltiques donnés par Jahn et al. (1980)
- roche de départ : amphibolite à grenat  
J53 - Cpx = 20, Gt = 15, Hbl = 50, Plg = 15  
J70 - Cpx = 25, Gt = 5, Hbl = 60, Plg = 10
- spectre de départ :  
J53 -  $La_N = 40$ ,  $La_N/Yb_N = 2$   
J70 -  $La_N = 15$ ,  $La_N/Yb_N = 2$
- taux de fusion :  
J53 - 25 %  
J70 - 20 %

### Sédimentation

Les phénomènes sédimentaires, très discrets dans la ceinture de la Tana, revêtent une importance majeure dans la ceinture des granulites. Ils ont un caractère rythmique et terrigène, et peuvent être assimilés à une sédimentation de type turbidite (essentiellement shales et grauwackes).

Série grauwacke - shale - Les caractères géochimiques des shales et des grauwackes 2 montrent que ces sédiments étaient relativement matures que l'altération devait jouer un rôle non négligeable (abondance des minéraux des argiles, caractères ignés très estompés) et que la zone nourricière était de nature principalement granitique (s.l.). Les grauwackes 1, sédiments au contraire immatures, pouvait dériver de la reprise de formation volcaniques contemporaines de l'érosion, ou de roches volcaniques plus anciennes (ceintures de roches vertes archéennes ?), ou encore de phénomènes épisodiques (?) d'active érosion (altération de toute façon limitée en raison de la survivance assez nette des caractères ignés). Ces sédiments sont subordonnés par rapport aux premiers. Toutes ces conditions s'appliquent très bien à une croûte archéenne plus ou moins pénéplainée (de façon à maximaliser les zones granitiques par rapport aux ceintures de roches vertes), comme il est possible de la voir actuellement en Karélie où les formations archéennes forment la base des dépôts jatuliens (socle granitique avec des lambeaux de ceintures de roches vertes).

La configuration actuelle du craton de Laponie méridionale, d'une part constitué en grande partie de roches vertes archéennes très superficiellement érodées et comprenant d'autre part des formations volcano-sédimentaires épicontinentales, de même âge que la ceinture des granulites, tendrait à montrer que la zone d'apport devait être plutôt de craton d'Inari.

Une autre caractéristique de cette série est la séparation très nette entre les formations volcaniques et les formations sédimentaires. En effet, les formations volcaniques (série tholéitique TH-1) forment un ensemble tout à fait à part et sans relation avec les phénomènes sédimentaires. Si l'on fait exception des grauwackes 1 dont l'origine est incertaine, les sédiments ont des caractères tels que la contribution volcanique devait y être très faible sinon nulle. L'activité volcanique tholéitique devait donc probablement se situer dans le bassin. Par ailleurs, la zone nourricière de la sédimentation devait être sujet à un volcanisme tout au plus épisodique (uniquement pour les grauwackes 1).

L'existence d'un éventuel volcanisme calco-alcalin au niveau de la marge continentale est donc subordonnée à l'interprétation que l'on donne des grauwackes 1 (volcanites liées à la marge ou volcanites des ceintures de roches vertes archéennes ou encore érosion intense de roches plutoniques).

Les roches carbonatées - Elles forment des niveaux minces et de faible extension longitudinale, mais se trouvent présentes dans l'ensemble de la série sédimentaire. Nous avons vu que compte tenu de leurs caractéristiques et des conditions de sédimentation propres au Protérozoïque inférieur, ces niveaux carbonatés devaient s'être formés dans des bassins plus ou moins isolés (environnement épicontinental). Nous les avons interprétés comme des sédiments épicontinentaux remaniés épisodiquement par des courants de turbidité (instabilité tectonique de la marge ? fortes crues?...).

Conséquences - L'association dans un même bassin d'une activité volcanique tholéitique (rappelant par certains caractères les tholéites océaniques) et d'une sédimentation terrigène (flysch) est tout à fait en faveur d'un environnement de type marge active.

-Si l'on imaginait un arc insulaire comme le font Hörmann et al. (1980), la ceinture de

la Tana y serait l'arc volcanique et la ceinture des granulites le bassin d'arrière-arc. Ceci n'est compatible ni avec l'antériorité des formations de la Tana par rapport à celle de la ceinture des granulites (voir en particulier les cartes et données structurales de von Gaetner, 1962 ; 1966), ni avec le tempérament géochimique des séries calco-alcalines (qui ne proviennent pas de la fusion de basaltes de type MORB) présents dans la ceinture des granulites, ni avec la nature essentiellement non volcanique du flysch (suite khondalitique).

- Si on imaginait un environnement de type cordillère andine, la géométrie de ce type de marge supposerait des reliefs très élevés et un volcanisme andésitique important. L'érosion intense de ces reliefs (formation de piedmont plus ou moins conglomératique) et des formations volcaniques conduit à des sédiments assez particuliers (molasse volcanogène) qui sont, à l'exception peut être des grauwackes 1, assez différents de ceux de la suite khondalitique. En outre, l'existence d'une plate-forme continentale, impliquée par la présence de roches carbonatées, s'accorde mal avec un cadre de type Andes. Enfin, rappelons que la nature des plutonites calco-alcalines s'oppose à l'existence d'un phénomène de subduction d'une croûte océanique. Ce dernier point ajouté au caractère mature de la majeure partie de la série grauwackes-shales pourraient fort bien s'accommoder, abstraction faite des roches volcaniques, d'un environnement de type marge passive (Atlantique).

- Il n'en reste pas moins vrai que les arguments développés ci-dessus sont en faveur d'un environnement géotectonique de type marge active (rendu nécessaire par la présence et la nature chimique des roches volcaniques, bordure d'un continent rendu nécessaire par la nature des sédiments, éventuelles roches volcaniques calco-alcalines-grauwackes 1). Néanmoins les particularités de cette association montrent que l'analogie avec des environnements actuels ou récents ne peut être que limitée. La nature des sédiments tendrait à montrer que cette marge continentale devait se situer en bordure d'un continent dont les reliefs étaient modérés de façon à expliquer l'absence de sédiments de type piedmont et l'existence d'une plate-forme continentale.

#### CONTRAINTES PROPRES AU JATULIEN

Il n'est pas possible d'établir un modèle d'évolution de la chaîne béloride sans prendre en considération les formations sédimentaires et volcaniques jatuliennes qui se sont déposées à la même époque et à proximité. Ces formations sont très abondantes tant à l'Est dans la Péninsule de Kola, qu'à l'Ouest en Karélie finnoise et soviétique.

L'échelle chronostratigraphique du Jatulien est donnée de façon schématique en début de ce mémoire (fig. 2, p. 16). Contrairement au géologues finnois, les auteurs soviétiques incluent dans le super-groupe Karélien non seulement le Jatulien mais également le Sumien et le Sariolien à la base, et le Suysarien au sommet. Nous préférons la nomenclature finnoise dans la mesure où le Suysarien correspond au Kalévien, de l'avis même de certains auteurs soviétiques (Kulikov et al., 1980), et où le Sumien correspond manifestement aux ceintures de roches vertes archéennes. La position chronostratigraphique du Sariolien n'est pas claire. Cependant certains de ses caractères indiqueraient qu'il s'agirait de formations d'âge intermédiaire entre les ceintures de roches vertes archéennes et le Jatulien.

La Péninsule de Kola (d'après Zagorodniy, 1980 et Oftedahl, 1980)

Les formations jatuliennes de la Péninsule de Kola se concentrent dans une zone étroite et allongée, dit d'Imandra-Varzuga et correspondant à l'ancienne "Formation de Petsamo" (fig. 87).

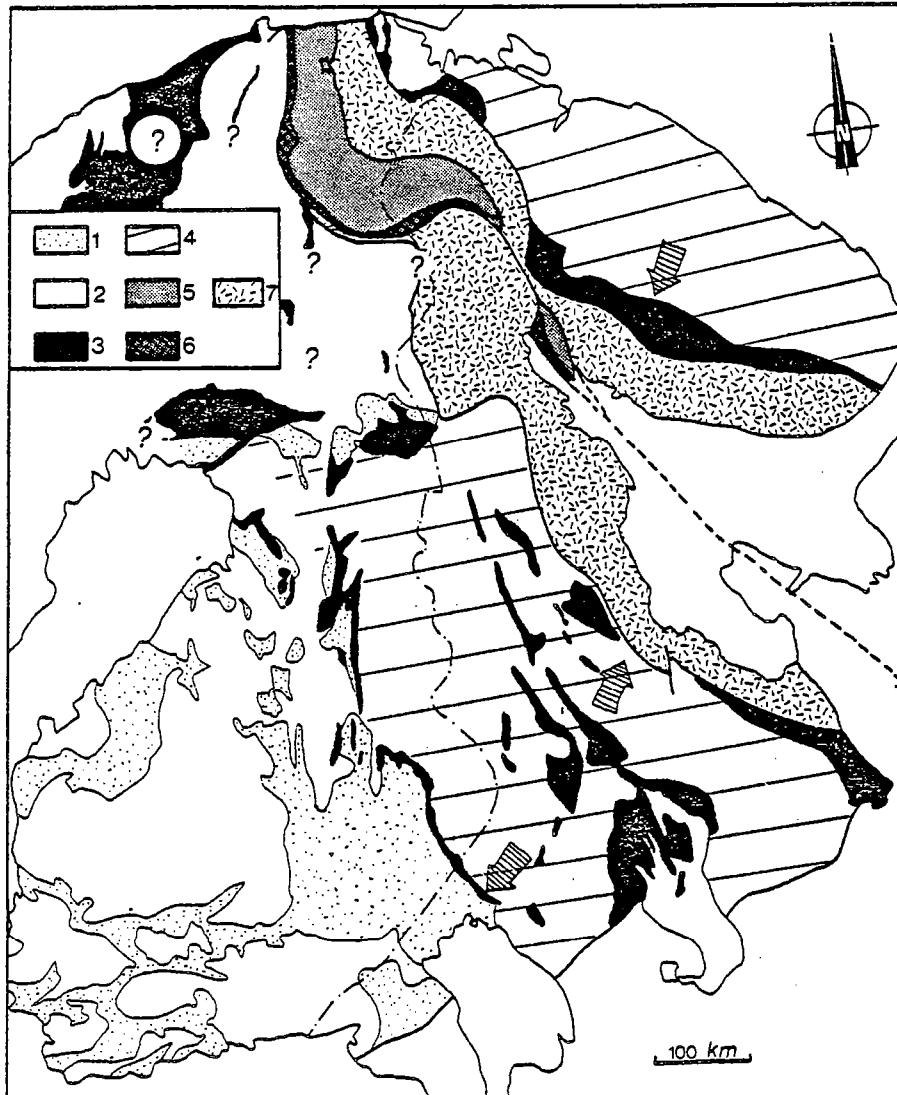


Figure 87 - Carte simplifiée de la partie orientale du Bouclier Baltique et de la péninsule de Kola. D'après les cartes de Glebovitsky et al. (in Kratz, 1978), Simonen (1960), Oftedahl (1980) et levés propres. On remarquera la disposition symétrique des formations volcaniques et sédimentaires du Jatulien (en noir) par rapport à la chaîne bélomoride. Les hachures larges figurent le domaine karélien des sédiments continentaux lors de la période karélienne (Zhuravlev et al., 1980). Le Sumien n'a pas été porté sur cette carte. 1- Formations volcano-sédimentaires géosynclinales, svécofenniennes ; 2- Gneiss archéens et granites protérozoïques indifférenciés ; 3- Formations volcaniques et sédimentaires du Jatulien ; 4- Domaines continentaux et paraliques du Jatulien ; 5- Ceintures des granulites ; 6- Ceinture de la Tana ; 7- Gneiss bélomorides des auteurs soviétiques (gneiss archéen réactivés).

Ses caractères morphologiques et lithologiques sont ceux d'un rift. En voici la description sommaire.

- Des croûtes d'altération sont recouvertes par des grès plus ou moins conglomératiques puis par des quartzites à hématite et enfin par des grès dolomitiques. Ces sédiments sont à leur tour recouverts par un important ensemble volcanique alcalin présentant fréquemment des caractères sub-aérien (Kuetsjärvi au NW, Umba au SE).

- Viennent ensuite les formations de Kolasjoki attribuées au Jatulien supérieur. Elles débutent par des sédiments détritiques arkosiques suivis de quartzites et dolomies à stromatolites, puis se terminent par un épisode volcanique (basaltes tholéitiques en pillows ou non, tufs...).

Les points remarquables qu'il convient de souligner sont - le caractère probablement émergé du craton archéen au moment de la formation du rift, - une sédimentation détritique ou évaporitique dans des bassins fermés et sous faible tranche d'eau et - le caractère fréquemment sub-aérien du volcanisme.

Ces formations se poursuivent en Finlande dans la zone d'Apukasjärvi, et en Norvège dans la région de Polmak.

La Karélie soviétique (d'après Svetov, 1980 et Sokolov, 1980)

Les formations jatuliennes de Karélie soviétique ont fait l'objet d'une étude approfondie notamment les roches volcaniques (fig. 87). La succession suivante est distinguée.

- Le Jatulien inférieur débute par des formations continentales (croûte d'altération chimique, brèches éluviales...) surmontées par des conglomérats, grès et quartzites. L'ensemble est coiffé de formations volcaniques essentiellement sous-marines mais localement continentales. La fin du Jatulien inférieur est marquée par une régression due selon Svetov à un soulèvement de la lithosphère karélienne.

- Après un épisode sédimentaire terrigène (grès argileux), l'activité volcanique se manifeste à nouveau dans les mêmes bassins épicontinentaux que précédemment mais avec une plus grande intensité. La fin de ce Jatulien moyen est marquée par une phase de sommeil de ce volcanisme.

- La seconde partie du Jatulien supérieur est caractérisée par une intensification des mouvements tectoniques et un renouveau de l'activité volcanique. Les sédiments sont essentiellement des grès et des dolomies à stromatolites.

La principale caractéristique des formations volcaniques jatuliennes de Karélie est qu'elles se sont épanchées de façon répétée sur une plate-forme continentale instable (localement dans les structures de type rift).

Karélie finnoise et Laponie (d'après Silvennoinen et al., 1980 ; Rastas, 1980 ; Perttunen, 1980 ; Pekkarinen, 1980 ; Havola, 1980 ; Oftedahl, 1980)

Les grands ensembles stratigraphiques définis précédemment se retrouvent en Finlande.

Dans la région de Kittilä au SW de la ceinture des granulites, seule la formation de Kumpu est attribuée au Jatulien moyen. Celle-ci est recouverte par des conglomérats (molasse) dont les éléments granitiques sont datés à 2.5 et 1.92 Ga. Nous avons nous-mêmes observé dans cette région des formations volcano-sédimentaires épicontinentales qui peuvent être attribuées au Jatulien sur la base de critères structuraux.

En Laponie norvégienne, la stratigraphie est plus confuse. Les formations de Masi, Caskias et Caravarra ont un âge compris entre 2.0 et 1.8 Ga. Selon Reitan (1960) elles pourraient être équivalentes des formations de Petsamo et donc avoir un âge jatulien.

En Laponie suédoise, il ne semble pas y avoir de formations jatulienne (Lyndqvist, 1980).

Dans la région de Kuusamo, le Jatulien possède les trois phases successives de volcanisme définies en Karélie soviétique. Le Jatulien inférieur se termine également par une phase de régression. Le Jatulien moyen est estimé à environ 2.5 Ga. Enfin, le Jatulien supérieur est nettement transgressif. Il est daté à 2.05 Ga (diabase recoupant des sédiments non consolidés).



Dans la région de Peräpohja (fond du Golfe de Bothnie), la même succession stratigraphique est présente avec les trois phases d'activité volcanique caractéristiques. Le Jatulien supérieur se termine par des dolomies à stromatolites datées à 2.05 Ga. Il est recouvert par les formations du Kalévien (flysch).

Enfin, au Sud de la Finlande, dans la région de Joensuu, la même succession a été décrite. Le Jatulien est recouvert en discordances par les formations géosynclinales du Kalévien.

#### Conséquences

- Le caractère pénéplainé du socle archéen et l'ubiquité des formations continentales à la base du Jatulien montrent que la croûte continentale à l'aube des temps protérozoïques formait un continent émergé soumis à l'altération et à l'érosion. Les formations volcano-sédimentaires du Sariolien dont l'âge serait intermédiaire entre celui des ceinture de roches vertes archéennes et celui des formations jatuliennes, pourraient constituer l'indice d'une certaine instabilité de cette croûte. Ceci serait un argument compatible avec l'existence d'un bombement de la lithosphère continentale à l'aplomb de l'actuelle partie orientale du Bouclier Baltique.

- La similitude des évolutions et des manifestations volcaniques dans la Péninsule de Kola et en Karélie, suggère que le craton d'Inari-Kola à l'Est est la craton de Laponie méridionale-Karélie ne formaient à l'origine qu'un seul et même bloc continental.

- Les structures en rift, situées de part et d'autre de la ceinture des granulites (fig. 87 et 88), de même âge que celle-ci, constituent un indice supplémentaire en faveur d'une formation identique du géosynclinal bélomoride (ceinture des granulites et de la Tana). Cette symétrie accusée de l'ensemble (océanisation au centre, rifts latéraux) renforce l'idée d'un bombement de la lithosphère continentale qui s'est résorbé par effondrements d'importance variable.

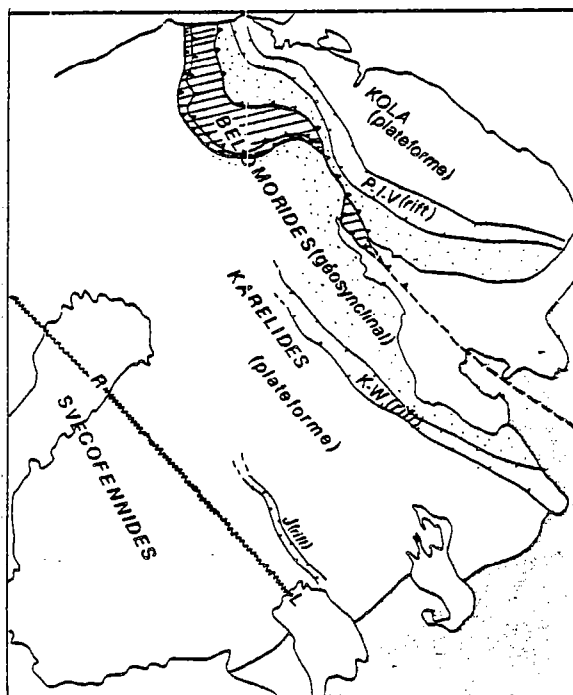


Figure 88 - Schéma géotectonique de la chaîne bélomoride. La position des rifts jatuliens sont de Zhuravlev et al. (1980) ; l'accident svécofennien (R-L) de Gaál et al. (1978). Les sédiments phanérozoïques de la Plate-forme russe et les Calédonides sont figurés en grisé. Bélomorides : les formations du géosynclinal sont figurées en hachure, le socle réactivé en pointillés. P-I-V = rift de Pechenga-Imandra-Varzuga ; K-W = rift de Kuoljärvi-Windy belt ; J - rift de Jänisjärvi.

- Comme le font remarquer Zhuravlev et al. (1980), le Jatulien correspond à la période d'affaissement de la croûte continentale karélienne, celle-ci étant accompagnée d'une forte transgression. Les sédiments et volcanites jatuliens sont caractéristiques de formations épicontinentales. Dans cette optique, le Jatulien représentant la plateforme devient l'équivalent stratigraphique de la ceinture de la Tana et de celle des granulites équivalentes du géosynclinal.

#### CONTRAINTES PROPRES AU SVECOFENNIEU

Le Karélien prenant toute sa signification par rapport à la chaîne bélomoride, il est nécessaire de ré-examiner l'assemblage svéco-karélien et par conséquent de jeter un regard rapide sur les formations svécofenniennes.

Le géosynclinal svécofennien (d'après Simonen et al., 1980)

- Les formations sédimentaires terrigènes du géosynclinal svécofennien se situent à l'Ouest d'un important accident s'étendant entre le Lac Ladoga et le fond du Golfe de Bothnie (Ladoga-Raahe shear belt de Gaál et al., 1978). Les datations obtenues sur zircon dans des roches volcaniques acides et intermédiaires synchrones de la sédimentation montrent que le comblement du géosynclinal a eu lieu vers 1.92 - 1.88 Ga. Ceci est confirmé par les âges de 1.90 Ga obtenus sur des galets de roches plutoniques contenus dans des conglomérats intraformationnels des schistes de Tampere.

- Le Kalévien est généralement attribué au géosynclinal svécofennien. Dans la région de Peräpohjä, il repose sur les dolomies jatuliennes datées à 2.5 Ga. Comme le font remarquer Silvennoinen et al. (1980), les formations du Kalévien sensu stricto (turbidites) ne se rencontrent plus en Laponie, au Nord. Par contre dans cette même région, sont attribués au Kalévien des volcanites acides datées à 1.92 Ga (Rastas, 1980). L'âge du métamorphisme de la ceinture des granulites étant compris entre 2.0 et 1.92 Ga (Bernard-Griffiths et al., à paraître), le Kalévien ne peut effectivement faire partie de l'assemblage orogénique des Bélomorides ; il peut par contre en être considéré comme l'assemblage post-orogénique et pourrait bien en être la molasse. Si tel est le cas, on peut avoir une idée de la "bathymétrie" au Sud de la chaîne bélomoride lors de sa destruction. Au Sud immédiat de l'arc des granulites (région de Kittilä) se trouvait probablement une zone émergée ou paraliqne avec dépôts de conglomérats et volcanisme acide, qui passait graduellement vers le Sud du plateau continental (au NE de l'accident Ladoga-Raahe), puis au géosynclinal (bassin Bothnien) au SW de l'accident précédent (fig. 90).

Le Suysarien ou Livvien (d'après Svetov, 1980 ; Negrutsa, 1980 ; Sokolov, 1980)

Cet étage est assimilé au Kalévien par les auteurs soviétiques. Il se caractérise d'une part par l'intensité des émissions volcaniques (épanchements de basaltes à olivine et de basaltes tholéitiques, puis volcanisme explosif) et d'autre part par le caractère épicontinental de la sédimentation (conglomérats, arkoses puis dolomies siliceuses, argilites et shungites). Un autre point intéressant est que ce volcanisme utilise les mêmes structures que le volcanisme jatulien. Ceci montre que le Karélien correspondait toujours à un domaine de plateforme et que les structures jatuliennes étaient toujours actives.

## Conséquences

- Compte tenu du caractère molassique (conglomérats, volcanites acides) de certaines formations attribuées au Kalévien, la molasse issue de la destruction de la chaîne bélomoride est probablement à rechercher au niveau du géosynclinal svécofennien (Bothnien). Il semble que les Svécofennides viennent en relais des Bélomorides.

- La nature des sédiments et des formations volcaniques du Suysarien montre que le domaine Karélien était toujours une plate-forme lors du développement des Svécofennides. En outre, la position géographique des volcanites indique que les structures jatuliennes (rift) étaient toujours actives. Le domaine karélien a donc joué le rôle de plate-forme continentale lors de deux orogénèses, l'orogénèse bélomoride puis l'orogénèse svécofennide. Le terme "massif intermédiaire karélien" (Kharitonov, 1966) est ainsi tout à fait adapté. Le Karélien n'est donc en fait qu'une zone géotectoniquement passive entre deux domaines géosynclinaux décalés dans le temps et dans l'espace.

## PROPOSITION D'UN MODELE

Compte tenu de la nature tholéitique du magmatisme et du caractère intracontinental de la chaîne bélomoride, nous avons retenu le modèle du panache mantellique ("hot-line" de Richter, 1973). Le fait que la collision continentale soit le processus marquant de l'évolution de cette chaîne et le manque d'arguments en faveur de l'existence d'une subduction classique (marge de type Andes), nous ont orientés vers le modèle de désolidarisation crustale et vers son alternative la subduction de la croûte continentale (voir Toksöz et Bird, 1977 ; Molnar et Gray, 1979). Sur la base de ces deux concepts géodynamiques, nous proposons de reconstituer l'évolution de la chaîne bélomoride de la façon suivante.

### PERIODE TARDI-ARCHEENNE ( $\sim 2.4/2.3$ Ga) (Fig. 89 a)

Probablement en synchronisme avec l'intrusion des derniers granites roses qui marquent la fin de l'activité magmatique liée aux ceintures de roches vertes archéennes ( $2.408 \pm 40$  Ga, Martin et al., 1981), la lithosphère continentale se bombe à la suite de la montée d'un panache mantellique. Il n'est pas exclu que s'établisse une activité magmatique se manifestant par des intrusions telles que les massifs de gabbro stratifiés de Kemi, Syöte et Koiteläienen datés à 2.45 Ga (Meriläinen, 1980), et par les émissions volcaniques et les sédiments attribués au Sariolien. Ces dernières formations sont recouvertes par des croûtes d'altération chimique indiquant une émergence et l'installation d'un régime continental. L'âge de ces croûtes d'altération est estimé à 2.3 Ga (Sakko, 1971, cité par Meriläinen, 1980).

### PERIODE DE FORMATION DES RIFTS (2.3/2.1 Ga) (Fig. 89 b)

Cette période se situe au Jatulien inférieur et moyen. Elle se caractérise par l'apparition de structures en rift et par la poursuite au moins dans un premier temps du bombement de la lithosphère.

La plate-forme - Dans la Péninsule de Kola se forme le rift de Pechenga-Imandra-Varzuga. Après le dépôt de sédiments continentaux puis paraliques, un volcanisme alcalin (trachybasaltes, trachyandésites, albitophyres) effusif et explosif s'y développe (série de Kuetsjärvi) (Zagorodnyi, 1980).

En Karélie, les manifestations volcaniques et sédimentaires forment deux ensembles distincts, (Svetov, 1980 ; Sokolov, 1980 ; Silvennoinen et al., 1980). Le premier attribué au Jatulien inférieur, correspond à l'épanchement de basaltes essentiellement en milieu sous-marin, mais localement en milieu continental. Une élévation généralisée du bassin sédimentaire karélien, rapportée à un soulèvement de la lithosphère continentale, se manifeste à la fin du Jatulien inférieur (Svetov, 1980). Le second ensemble, après le dépôt de sédiments argileux et gréseux, correspond au renouveau de l'activité volcanique aux mêmes endroits qu'au Jatulien inférieur. Les manifestations sont essentiellement effusives (milieu peu profond, paysage paralique) et s'accompagnent de la mise en place de filons et sills de dolérites. La fin du Jatulien moyen et le début du Jatulien supérieur sont une période de stabilisation du bassin, sans volcanisme, durant laquelle se déposent des grauwackes puis des roches carbonatées.

**Le Géosynclinal** - Dans l'arc des granulites et la ceinture de la Tana, il n'existe pratiquement pas de témoins de cette période. Cependant, une écaille d'orthogneiss potassique mise en évidence dans la ceinture de la Tana et dont les zircons ont donné des âges à 2.36 Ga (Meriläinen, 1976) montre que cette zone était néanmoins active. La signification de ces granites ne peut être que spéculative. Ces magmas engendrés par la fusion partielle de la croûte sialique peuvent être attribués soit aux granites tardi-archéens, soit à des granites précoces de la chaîne bélomoride.

A la fin de cette période, les principaux bassins sont probablement individualisés : de façon certaine pour les rifts de Pechenga-Inandra-Varzuga, de Kuolajärvi-Windy Belt et de Janisjärvi, et de façon plus hypothétique pour le bassin central, représenté par la ceinture de la Tana et par l'arc des granulites, rappelons-le (bassin réellement individualisé ? Croûte amincie ?).

PERIODE GEOSYNCLINALE ( 2.1/2.0 Ga) (Jatulien supérieur) (fig. 89 c)

Cette période correspond au développement du volcanisme de la ceinture de la Tana (ou du moins à ce que l'on peut en percevoir) et de la sédimentation terrigène de la ceinture des granulites. Sur la plateforme, elle correspond au Jatulien supérieur.

**La Plateforme** - A cette époque, la plateforme en Karélie est affectée par une transgression. Le Jatulien supérieur est souvent qualifié de Jatulien marin (Meriläinen, 1980). La reprise des mouvements tectoniques conduisant à l'ouverture maximale du géosynclinal, entraîne une reprise du volcanisme (d'abord émissions fissurales, puis pyroclastites) sur les lieux mêmes des précédentes manifestations. La sédimentation, toujours épicontinentale, est marquée néanmoins par un abaissement du bassin.

Dans la Péninsule de Kola, le Jatulien supérieur correspond aux formations de Kolasjoki (Zagorodniy, 1980). Elles sont séparées des séries de Kuetsjärvi par un horizon de lessivage et d'altération confirmant l'émersion de la plateforme au cours du Jatulien inférieur et moyen. Les formations volcaniques sont en particulier des basaltes tholéitiques. Les formations sédimentaires passent d'arkoses plus ou moins hématitiques, à des dolomies à stromatolites.

En Karélie, les mêmes manifestations volcaniques ont été enregistrées et les sédiments possèdent les mêmes caractères que dans la Péninsule de Kola. L'ensemble se termine par des dolomies à stromatolites dont un équivalent stratigraphique situé au Nord de la Finlande (Rantamaa-Dolomite-Formation) a été daté à 2.05 Ga (Perttunen, 1980).

**Le Géosynclinal** - Son contenu est représenté par les formations de la ceinture de la Tana et de celle des granulites.

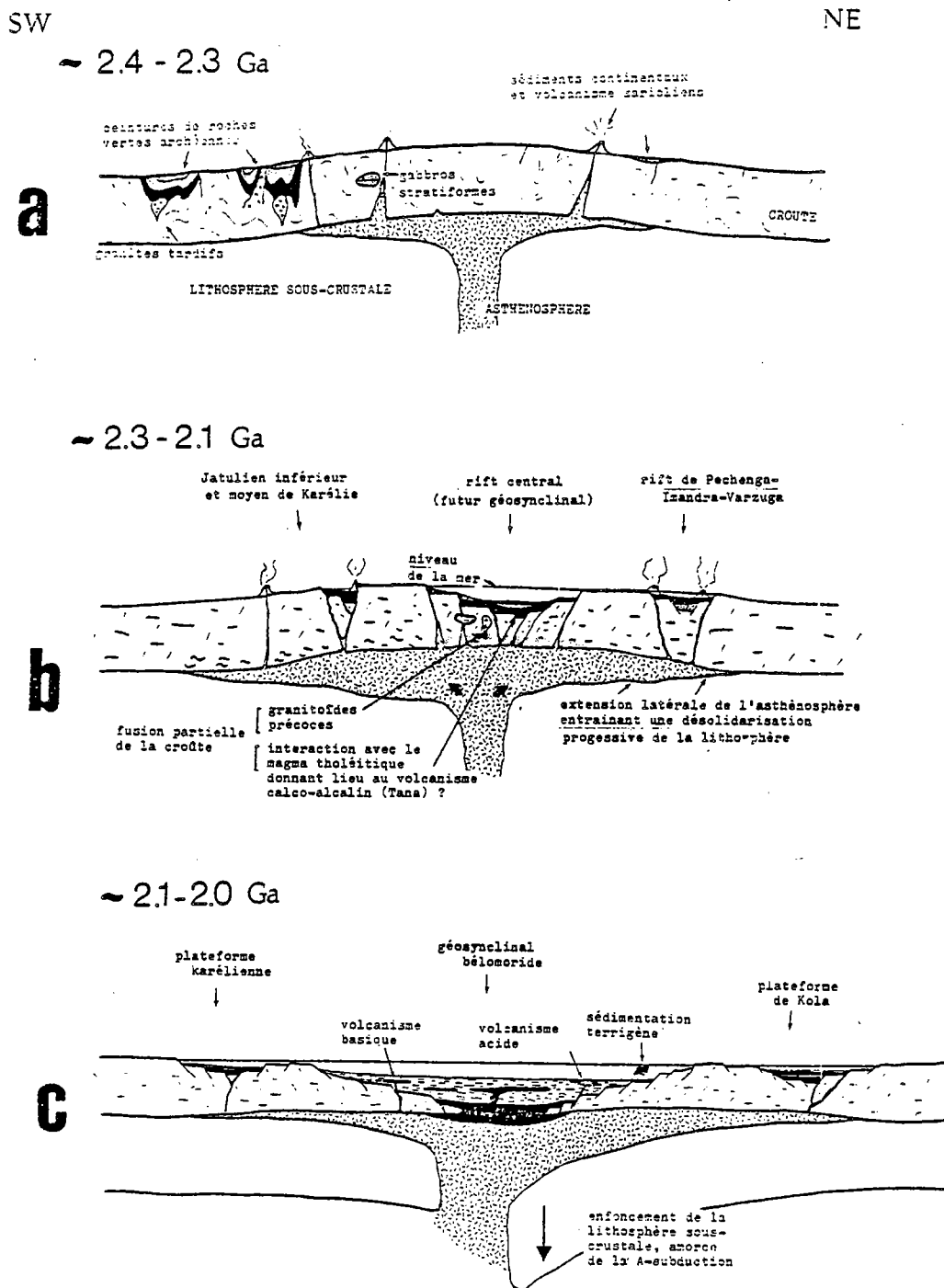


Figure 89 - Schéma géotectonique d'évolution des Bélomorides. Explications dans le texte. Les échelles ne sont pas respectées. (suite p. 222). Dans l'alternative f-g, la figure 89c doit être modifiée : c'est la partie ouest de la lithosphère qui s'enfonce et non la partie est.

Un premier problème se pose : les formations métavolcaniques de la ceinture de la Tana représentent-elles ou non une ancienne croûte océanique ? C'est un sujet délicat qu'il est néanmoins important de résoudre. Aucun argument n'est définitif, mais le faisceau des indices s'oriente vers l'existence d'une croûte océanique.

- L'intensité et l'extension des manifestations volcaniques liées au panache mantellique constituent d'autre part un témoignage de l'intensité du phénomène qui n'a rien de commun avec un aulacogène. En effet, les témoins du volcanisme tholéitique sur la plateforme ou dans le géosynclinal s'étendent encore à l'heure actuelle (c'est-à-dire en dépit du raccourcissement crustal dû à la collision) sur près de 500 km de large.

- La structure de la chaîne montre que le bombement de la lithosphère continentale s'est résorbé par des effondrements de grande ampleur. L'importance des rifts latéraux (les formations du rift d'Imandra-Varzuga s'étendent encore localement sur près de 30-40 km de large) témoigne de l'ampleur qu'a pu avoir l'ouverture dans la partie centrale de la chaîne (géosynclinal).

- Il est possible d'interpréter les volcanites acides de la série calco-alcaline de la ceinture de la Tana comme un produit de l'interaction entre un magma tholéitique et la croûte sialique (les granitoïdes datés à 2.36 Ga pourraient en être l'expression). Dans cette hypothèse, l'absence de volcanisme calco-alcalin dans la ceinture des granulites tendrait à montrer qu'il n'y a plus eu à partir d'un moment donné interaction entre magma tholéitique et croûte sialique, suggérant par là-même une océanisation.

Un second problème est de savoir s'il y a eu ou non subduction de la croûte océanique sur la marge orientale du bassin (marge de type Andes) ? La relative maturité des métashales et des métagrauwackes 2, leur source non volcanique, ainsi que l'existence implicite d'une plateforme continentale (roches carbonatées), s'opposent à l'existence d'une cordillère de type Andes en bordure du continent et par conséquent à l'existence d'une subduction de la croûte océanique sous le continent. Nous avons vu en outre que la nature des métagrauwackes 1 n'était pas déterminante dans la mesure où elles peuvent provenir de différentes sources (socle intensément érodé, ceintures de roches vertes archéennes...). Il n'y a probablement pas eu subduction (B-subduction) lors de cette période géosynclinale, mais elle est intervenue plus tard et de façon différente (A-subduction).

Au cours de la période de comblement du géosynclinal, l'activité magmatique se manifeste par un volcanisme tholéitique persistant, mais de moindre intensité que dans la ceinture de la Tana, et par un volcanisme acide sporadique.

C'est l'époque où s'amorce l'enfoncement de la lithosphère sous-crustale par suite de sa désolidarisation de la croûte sialique et peut-être aussi par suite de la baisse de l'intensité du panache mantellique.

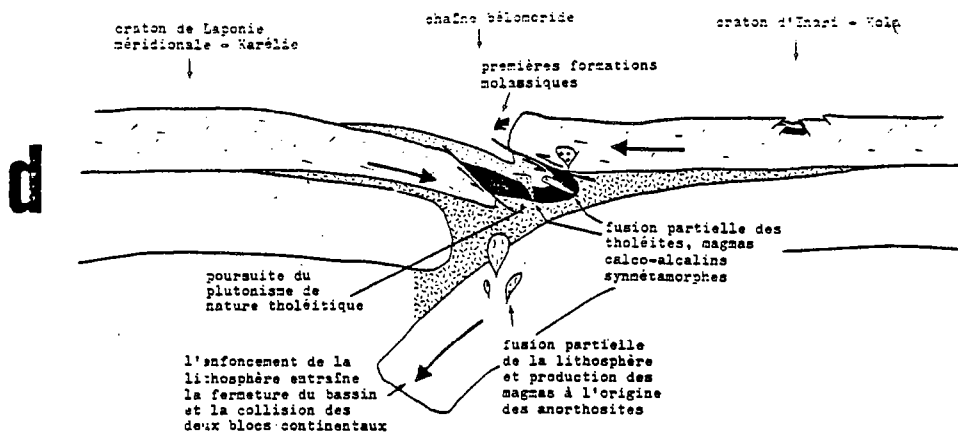
#### PERIODE DE COLLISION ( $\sim 1.95$ Ga) (Fig. 89 d-g)

L'enfoncement de la lithosphère sous-crustale va conduire à la fermeture du géosynclinal puis à la collision des deux blocs continentaux. Nous attribuons à l'accroissement de l'instabilité tectonique du bassin, l'intensification des phénomènes de courants de turbidité, le gaufrage des formations du géosynclinal, puis enfin leur subduction progressive sous la plaque chevauchante. Un regain d'intensité de l'érosion a pu provoquer le dépôt de sédiments détritiques grossiers. Pour l'instant nous n'avons retrouvé aucune trace de cette période de fermeture du bassin.

SW

NE

~ 2.0-1.9 Ga



~ 1.92 Ga

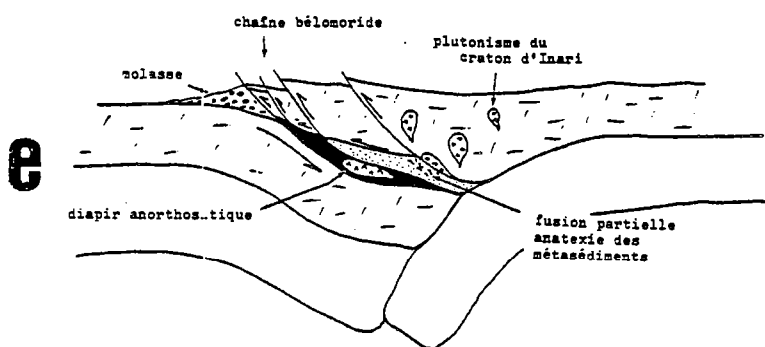


Fig. 89 (suite)

A l'inverse la période de collision des deux blocs s'accompagne d'événements dont les témoins sont bien conservés : plutonisme intense et varié, tectonique tangentielle et métamorphisme granulitique.

Le plutonisme - L'enfoncement de la lithosphère continentale va s'accompagner de la fusion partielle, donnant naissance à des magmas de type "high alumina basalts" à l'origine de la suite anorthositique. Dans un premier temps, ces magmas montent vers la surface et quittent le domaine de stabilité du grenat. Puis, lors de la collision, les anorthosites vont se former par cristallisation fractionnée pour poursuivre leur ascension en un diapir syntectonique (Moreau, 1980).

L'activité tholéitique se maintient et présente les mêmes caractères que lors de la période géosynclinale. Simplement les conditions de la cristallisation fractionnée sont différentes comme le montre le jeu du grenat.

Le magmatisme calco-alcalin se manifeste au niveau de la zone de collision (ceinture des granulites) mais également dans le socle nord (craton d'Inari) où tout un cortège de roches

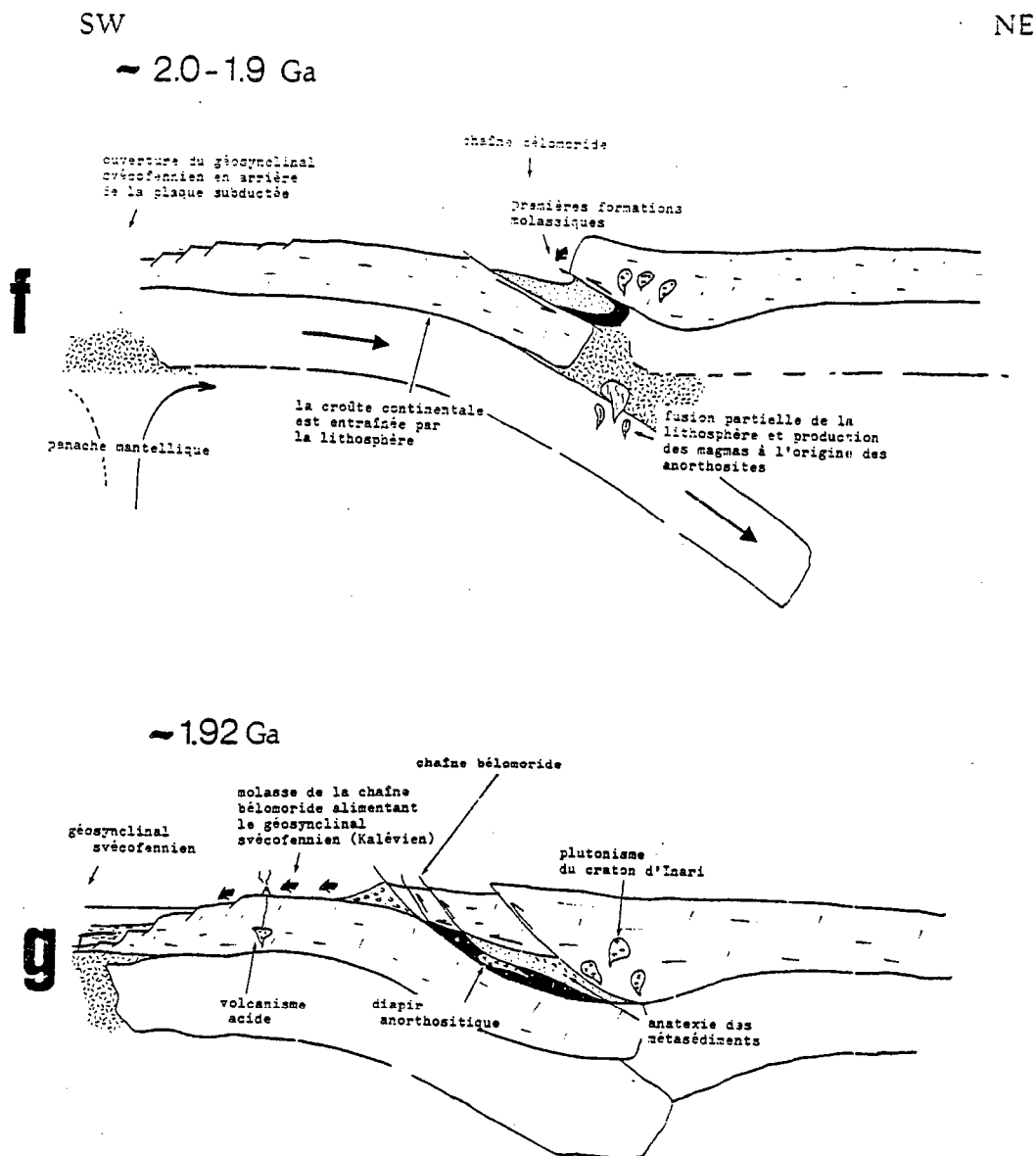


Fig. 89 (suite) : Les coupes f et g sont une alternative des coupes d et e. Explications dans le texte. Les échelles ne sont pas respectées.

(gabbros, diorites, quartz-diorites, granodiorites et granites) se mettent en place entre 2.0 et 1.90 Ga (Meriläinen, 1976). Il n'existe à l'heure actuelle que peu de données sur ce plutonisme "batholitique". Cependant nos propres observations et les données radiométriques publiées par Meriläinen (1976) montrent que leur mise en place est très étalée dans le temps : gabbros, diorites et quartz-diorites à 2.0 Ga, quartz-diorites et granodiorites à 1.95, quartz-diorites, granodiorites et granites à 1.91/1.90 Ga.

Les séries calco-alcalines de la ceinture des granulites proviendraient de la refusion partielle des tholéites apparentées à celles de la ceinture de la Tana, piégées à la base de la croûte.



Métamorphisme et tectonique - L'évolution métamorphique montre que les conditions du faciès granulite ont été atteintes pour une profondeur de 19 km environ, la température étant de 700°C. La profondeur atteinte lors de la phase paroxysmale a été de 30 km. La relaxation des contraintes induit une tectonique gravitaire (failles normales, plis rétro) pénécontemporaine de la migmatisation. Celle-ci s'est effectuée dans des conditions correspondant à une profondeur de 15 à 20 km.

Les modèles de collision - Compte tenu du manque de données déterminantes, deux possibilités peuvent conduire à un résultat équivalent.

La première, celle de la désolidarisation crustale (fig. 89 d-e), a l'avantage d'être en accord avec les concepts géodynamiques actuels sur le Protérozoïque inférieur (Hargraves, 1981), mais ne permet pas de relier de façon satisfaisante le développement du géosynclinal svécofennien et la collision dans la chaîne béloride.

La seconde, envisage la subduction de la croûte continentale (craton de Laponie méridionale) par entraînement avec la lithosphère continentale (Toksöz et Bird, 1977 ; Molnar et Gray, 1979). Dans ce cas de figure, l'ouverture du géosynclinal svécofennien se fait selon un même mouvement relatif de la plaque, c'est-à-dire vers l'Est (fig. 90 f-g). D'un point de vue moteur, le mouvement de subduction s'explique mieux par l'effet couplé :

- de l'enfoncement de la lithosphère par gravité, par la baisse d'intensité du panache sous les Béliorides ;
- et du panache mantellique (à son maximum d'intensité ?) sous les Svécofennides.

Nous retiendrons cette hypothèse de la conjugaison de l'ouverture du géosynclinal svécofennien et de l'enfoncement de la lithosphère à l'aplomb des Béliorides (mouvement relatif du bloc karélien vers l'Est).

#### PERIODE POST-OROGENIQUE (~ 1.90 Ga) (Kalévien = Suysarien) (fig. 90)

Les formations volcaniques et sédimentaires du Suysarien, équivalent épicontinental du Kalévien (géosynclinal svécofennien) ont pu se mettre en place durant le développement du métamorphisme granulitique. Ce magmatisme ré-utilise les structures tectoniques jatuliennes. En Laponie, les formations molassiques de la chaîne béloride se sont déposées au Sud immédiat de celle-ci. Elles comprennent vraisemblablement les volcanites acides de Latvajärvi datées à 1.88 Ga et divers conglomérats (Kellostapuli, Ylläs) dont les galets ont livré des âges à 1.92 Ga (Rastas, 1980). Des formations molassoides ont été également signalées plus au Sud-Est, en URSS dans la région de Kukazozero (Zhuravlev et al., 1980). Ce sont les dernières manifestations liées à l'évolution de la chaîne béloride. Une grande partie de ces sédiments post-orogéniques ont été probablement remaniés et ont participé au comblement du géosynclinal svécofennien qui devait en être à cette époque à sa phase de développement maximum (~ 1.92 - 1.88 Ga selon Simonen et al., 1980).

## CONCLUSION GENERALE

Bien que les caractères globaux sédimentaires, volcaniques et plutoniques des formations de la ceinture des granulites et l'appartenance de celle-ci à une chaîne plissée, aient été perçus depuis longtemps (Eskola, 1952, 1963 ; Meriläinen, 1959 ; Polkanov et Gerling, 1960), sa signification, son âge et ses rapports avec son contexte géologique sont restés mystérieux. Pour comprendre ces questions, il était indispensable de redéfinir les principaux ensembles constituant la croûte précambrienne de Laponie, de reconstituer la nature originelle des formations de la ceinture des granulites et celle de la Tana et de retracer le chemin P,T qu'elles ont suivi au cours du métamorphisme.

Au terme de ce mémoire, plusieurs points méritent que l'on s'attarde, à l'échelle locale, à celle du Bouclier Baltique ou à celle, plus grande, des domaines de faciès granulite. Ceci constituera les trois thèmes de notre conclusion.

### La chaîne Bélomoride ou Bélomorides

L'étude détaillée des différentes formations de la ceintures des granulites et de celle de la Tana a permis de comprendre la signification de la chaîne bélomoride.

Elle peut être définie comme une zone mobile mais également et surtout comme un orogène car les différentes étapes de son développement correspondent à un Cycle de Wilson complet. Le moteur initial étant la montée d'un panache mantellique, ce sont :

- période de bombement de la lithosphère continentale suivie par le développement de rifts ;
- ouverture probable formant un océan de faible extension latérale ;
- comblement du géosynclinal ainsi formé par les produits d'une sédimentation de type flysch et par ceux d'une activité volcanique tholéitique ;
- fermeture de l'océan avec collision des deux blocs continentaux accompagnée par la reprise d'un socle plus ancien et par un plutonisme tholéitique et calco-alcalin ;
- destruction de la chaîne.

La chaîne bélomoride peut être considérée comme une chaîne collisionnelle d'âge protérozoïque inférieur (le métamorphisme étant daté à 1.92 - 2.0 Ga) développée dans un craton archéen en partie réactivé et donc à caractère polycyclique. C'est l'exemple le plus ancien dans lequel une suture peut être observée.

### Svécofennien et Karélien ou Svéco-Karélien ?

Telle que nous l'avons définie, cette chaîne s'intègre parfaitement dans son environnement géologique. Nous pensons que sa géométrie constitue un cas exemplaire. Elle peut se définir comme suit :

- la suture de la chaîne est représentée par la ceinture des granulites et celle de la Tana, témoins du contenu du géosynclinal ;
- les formations de plateforme sont représentées par le Jatulien sédimentaire et volcanique dont les caractéristiques évoluent de façon cohérente avec l'évolution du géosynclinal ; les formations jatuliennes possèdent une distribution symétrique nette par rapport au géosynclinal ; elles se situent en Karélie à l'Ouest (Karélien) et dans la Péninsule de Kola à l'Est.

Les données chronologiques, stratigraphiques et sédimentologiques sur le Kalévien, le Svionien et le Bothnien montrent que l'orogénèse svécofennienne est postérieure à la chaîne bélomoride et s'en trouve séparée par le Karélien. Ce domaine karélien dont les appellations

"continent jatulien" (Väyrynen, 1954) ou "massif intermédiaire karélien" (Kharitonov, 1966), prennent toute leur signification dans le schéma géotectonique que nous proposons, constitué un exemple original de la façon dont peut se comporter un massif neutre pris entre deux orogènes pénécotemporains. A cet égard, le Karélien n'est donc à rattacher ni aux Svécofennides ni aux Bélomorides. En tout état de cause s'il était à rattacher à quelque chose ce serait évidemment aux Bélomorides. Le modèle que nous proposons conduit ainsi à réviser la définition des étages stratigraphiques : Bélomorides (géosynclinal et orogène à 1.95 Ga), Karélides ou Karélien (massif neutre) et Svécofennides ou Svécofennien (géosynclinal et orogène à 1.8 Ga). Le terme "Svéco-Karélien" est donc sans signification.

Enfin, compte tenu de la nature et des caractéristiques de la chaîne bélomoride et du laps de temps très court qui la sépare des Svécofennides, on peut s'interroger à juste titre sur la validité du modèle de Hietanen (1975) qui interprète la chaîne svécofennienne en terme d'arc insulaire (océan-continent). Il y a probablement là matière à réflexion. En particulier les leptites du Svionien correspondant à un volcanisme bimodal (basaltes, rhyolites), sont-elles issues d'un arc insulaire ou proviennent-elles de l'interaction entre un panache mantellique et une croûte continentale ? Il faut prendre garde à la convergence étroite entre un environnement d'arc insulaire et un environnement lié à l'interaction entre un panache mantellique et une croûte continentale où se forme un bassin.

Enfin, le dernier point concerne la place des îles Lofoten dans ce contexte. D'après les données synthétiques de Griffin et al. (1978) les granulites des îles Lofoten, seraient à rattacher à la chaîne svécofennienne et non aux granulites de Laponie, compte tenu de l'âge du métamorphisme compris entre 1.83 et 1.70 Ga et de la forte analogie de faciès avec les leptites du Svionien.

#### Signification géodynamique des ceintures des granulites

Qu'il y ait eu ou non océanisation, il y a un caractère commun à toutes les ceintures granulitiques : elles se situent dans des zones mobiles ou des chaînes plissées résultant de l'affrontement de plaques (continent-continent ou continent-océan). Cependant, la collision n'est probablement pas le seul phénomène responsable de l'apparition du faciès granulite. En effet, une comparaison entre les ceintures granulites protérozoïques et d'autres ceintures de même âge mais sans faciès granulite (voir p. 98-99), montre qu'il peut y avoir formation d'un géosynclinal puis affrontement de deux blocs, sans qu'il y ait eu pour autant développement du faciès granulite. Tels sont les cas par exemple du Fossé du Labrador (Dimroth, 1981) ou du Coronation Géosyncline (Hoffman, 1973) ou de bien d'autres encore en Afrique et en Australie. Ceci laisse donc supposer d'une part et pour le moins, que le phénomène doit avoir une certaine ampleur, et d'autre part que d'autres causes ont pu jouer un rôle prépondérant.

L'apparition du faciès granulite tient au lieu privilégié que constitue la zone d'affrontement de deux blocs. En effet, ces zones de chevauchement de plaques sont :

- le lieu de grands mouvements crustaux, susceptibles de porter des roches supracrustales dans les conditions du faciès granulite (base de la croûte continentale) ;
- le lieu d'une activité magmatique importante, généralement d'origine mantellique ;
- le lieu privilégié pour la circulation des fluides à grande échelle : tant pour l'évacuation des fluides aqueux libérés par les réactions métamorphiques de déshydratation (l'élimination de l'eau est une condition importante dans la genèse du faciès granulite, voir Touret, 1974), que pour l'introduction de fluides juvéniles, carboniques essentiellement mais aussi  $N_2$  (Touret, 1981).

L'activité mantellique constitue probablement le point le plus important dans la mesure

où elle conditionne le magmatisme basique et l'apport juvénile de  $CO_2$ , deux phénomènes étroitement associés comme l'a montré Touret (1969). Ceci est également cohérent avec le développement préférentiel du faciès granulite dans les zones mobiles intracontinentales d'âge protérozoïque, vraisemblablement liées à des panaches mantelliques de grande ampleur. Ceci nous ramène à un article de Katz (1976 a) au titre provocateur: "Broken Hill - A Precambrian hot-spot?".

Les ceintures granulitiques protérozoïques bien que ne constituant pas (loin de là) la seule manifestation géodynamique de cette époque, sont néanmoins un jalon extrêmement important pour la compréhension des processus géodynamiques passés ou actuels. Une comparaison rapide entre ces ceintures protérozoïques et les récentes reconstitutions géotectoniques proposées pour le Trias de la Méditerranée orientale (Brunn, 1979 ; Bébien et al., 1980 ; Celal Sengör et Monod, 1980), nous montre que certaines chaînes plissées récentes présentent des caractères archaïques. Aussi les notions "d'océan sialique" (Celal Sengör et Monod, 1980) ou d'ophiolites ensialiques" (Ohnenstetter, 1980) sont-elles proches du concept "d'orogène ensialique ou intracratonique" développé notamment par Kröner (1977, 1981) à partir de l'étude des domaines orogéniques protérozoïques.

#### Proposition d'une classification géodynamique des domaines de faciès granulite

Il s'agit ici d'ébaucher une classification qui puisse à la fois rendre compte des mécanismes de mise à l'affleurement des causes de l'apparition du faciès granulite. En schématisant beaucoup, il est possible de dire que le faciès granulite affecte de façon systématique la base de la croûte continentale et de façon plus épisodique, des formations supracrustales dans les chaînes plissées. De cette dualité d'origine, il est possible d'envisager deux types principaux de domaines granulitiques, avec toutefois un troisième type correspondant au cas très particulier des domaines archéens. Nous illustrerons notre propos de quelques exemples seulement, bien étudiés et d'âge différent. Le lecteur ne s'étonnera donc pas s'il n'y voit pas figurer certains domaines granulitiques célèbres.

Type 1 : Domaines granulitiques dont les mécanismes de mise à l'affleurement sont ceux de leur formation.

Le seul exemple important qui puisse entrer dans cette catégorie est celui des ceintures granulitiques. A partir de l'étude de la ceinture des granulites de Laponie et par comparaison avec d'autres exemples similaires, nous pensons que plusieurs cas peuvent être distingués. Cependant, chacun d'eux correspond à notre avis à un seul et même phénomène : l'affrontement de deux plaques (continent-continent ou océan-continent).

Collision continentale sans océanisation - C'est probablement le cas de la ceinture du Limpopo (Barton et Key, 1981). L'évolution du rift en océan n'a pas été menée à son terme quelle qu'en soit la cause. Il y a eu seulement formation d'un aulacogène. L'évolution se termine par une collision. Ce cas extrême correspond à la définition de "l'orogène ensialique" de Kröner (1977). Ce type de zone mobile est caractéristique du Protérozoïque inférieur (en particulier en Afrique) bien que l'exemple cité soit d'âge archéen (3.6 - 2.6 Ga).

Collision continentale avec océanisation limitée - Nous citerons trois exemples : deux d'âge protérozoïque et un récent.

L'exemple type en est la ceinture des granulites de Laponie. La montée d'un panache mantellique ("hot-line") sous une croûte continentale conduit à la formation d'un bassin linéaire qui évolue jusqu'à un océan puis se termine par une collision continentale. Dans ce cas les mouvements

des deux blocs n'impliquent pas le décrochement. Le second cas est celui des granulites de Ceylan qui peuvent être subdivisées en un bassin géosynclinal (Southwestern belt) et un aulacogène (Highland series). Il s'agit probablement du même processus que dans le cas de la Laponie, mais l'ouverture a pu s'accompagner du décrochement des deux lèvres de la zone mobile. Le troisième exemple est très récent, puisqu'il s'agit des granulites de la zone d'Ivrée, dans les Alpes italiennes. Les coupes à l'affleurement montrent que sur une semelle de lherzolite reposent des roches de faciès granulite (ortho et paradérivées) qui passent en continuité au faciès amphibolite. La mise en place de ces formations est attribuée à la collision des Alpes du Sud sur le Domaine Helvétique au Nord (voir en particulier Compagnoni et al., 1975).

Affrontement océan-continent (marges actives) - Il peut être suivi ou non d'une collision continentale. Nous citerons deux exemples récents. Le premier se rapporte à la chaîne himalayenne où précisément ont été étudiés les phénomènes de collision continentale et proposés les modèles de subduction continentale (Toksöz et Bird, 1977 ; Bird, 1978 ; Molnar et Gray, 1979). Des coupes réalisées en Afghanistan et au Pakistan, d'une part par les géologues anglais (Windley, 1981) et d'autre part par leur homologues français (Proust et al., 1981), montrent l'existence de formations granulitiques à la base d'arcs insulaires obductés sur la plaque indienne. Le second exemple a été décrit dans les chaînes côtières de Colombie britannique par Hollister (1975). Le faciès granulite affecte des metabasaltes et des métasédiments du complexe batholitique côtier. Comme dans le cas précédent, il s'agit sans doute d'un arc insulaire obducté sur le craton américain.

Type 2 : Domaines granulitiques dont les mécanismes de mise à l'affleurement sont étrangers à leur formation.

Nous distinguerons plusieurs cas en fonction des mécanismes qui ont joué.

- Le premier cas correspond aux xénolites de faciès granulite de certaines formations volcaniques continentales comme celles décrites dans le Massif Central français ou le Hoggar (Leyreloup, Lasnier, Marchand, ... voir références en bibliographie). Ces granulites proviennent de la base de la croûte et sont soit des roches ignées (charnockites) soit d'anciennes roches sédimentaires granulitiques au cours d'orogènes antérieures,

- Le second cas correspond aux domaines de faciès granulite affleurant en bordure des marges passives actuelles. Un exemple en est donné par les granulites du Golfe de Gascogne (Capdevila et al., 1974, 1980). C'est probablement le cas également des granulites qui jalonnent l'océan Indien (Indes, Australie, Antartique). Le mécanisme serait l'action conjuguée du bombement pré-rift (amincissement crustal) et du rift lors de l'ouverture d'un océan. On remarquera que ce type peut conduire à la formation de "fausses ceintures granulitiques" en raison du caractère linéaire du rift. Il s'agit là en quelque sorte d'une "fenêtre de croûte inférieure",

- Les écaillés ou nappes de roches de faciès granulite reprises dans les orogènes constituent le troisième cas. Nous illustrerons ceci de deux exemples. L'un correspond aux écaillés de faciès granulite de la zone nord-pyrénéenne, considérées comme des écaillés de socle (Vielzeuf, 1980). Le second exemple, le plus spectaculaire, est celui des granulites éburnéennes des Iforas au Hoggar, reprises en nappes lors de phases précoces de l'orogène pan-africaine (Boullier et al., 1978 ; Boullier, 1979 et à paraître ; Caby et al., 1981).

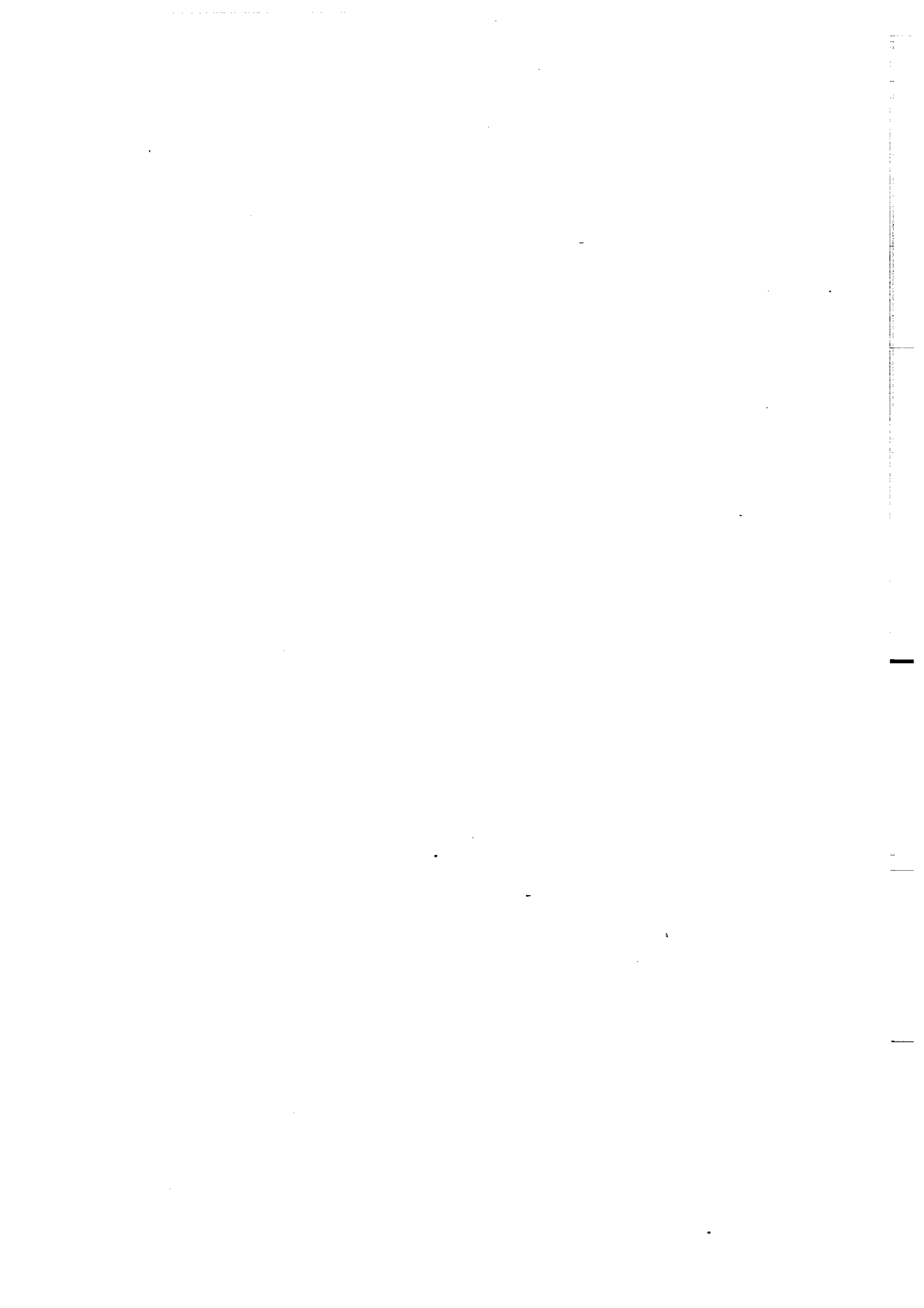
Le cas particulier des domaines granulitiques d'âge archéen peut être partiellement traité ici dans la mesure où ces domaines de faciès granulite ont été mis à l'affleurement par des mouvements de plaques étrangers à leur formation, comme l'ouverture de l'Atlantique pour les domaines granulitiques de Scourie ou du Groënland, ou par des basculements de plaques (Yilgarn en Australie, Glikson

et Lambert, 1976)...

Type 3 : Ceintures de roches vertes archéennes, granulitiques.

Si les gneiss tonalitiques archéens ne posent pas de problème majeur (il est simplement nécessaire de les remonter à la surface), il n'en est pas de même de certaines ceintures de roches vertes métamorphisées en partie dans le faciès granulite (il est dans ce cas nécessaire de porter des formations supracrustales dans les conditions du faciès granulite). Les exemples ne sont pas rares (Canada, Australie, Afrique de l'Ouest,...). Les modèles de genèses des ceintures de roches vertes archéennes s'orientent de plus en plus vers un schéma faisant intervenir points chauds (voir par exemple Fyfe, 1978) et tectonique gravitaire (voir par exemple le modèle de Gorman et al., 1978 ; ou le modèle "rift and sag" de Goodwin, 1981).

Si l'on se réfère à Gorman et al. (1978), l'enfoncement de la pile volcanique peut être d'ampleur suffisante ( $\sim 20$  km) pour atteindre le domaine du faciès granulite, dans la mesure où un apport juvénile de  $\text{CO}_2$  a lieu en synchronisme ("mantle degassing" de Tarney, 1976).



## BIBLIOGRAPHIE

- ALBAREDE F., 1976 - Thermal models of post-tectonic decompression as exemplified by the Haut-Allier granulites (Massif Central, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 18 : 1023-1031.
- AL KHATIB R., TOURET J., 1973 - Fluides carboniques dans les roches du faciès granulite. Utilisation semi-quantitative de la surplatine à écrasement. *Bull. Soc. Géol. France*, 7-15 : 321-325.
- ALLEN A.R., 1979 - Metasomation of a depleted granulite facies terrain in the Arunta Block, Central Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71 : 85-98.
- ALTHAUS E., 1978-Der Einfluss des Wassers auf Mineral reaktionen. *N. Jb. Miner. Mn.*, 9 : 289-306.
- ANDERSON P.A.M., NEWTON R.C., KLEPPA O.J., 1977 - The enthalpy change of the Andalusite - Sillimanite reaction and the  $Al_2SiO_5$  diagram. *Amer. J. Sci.*, 277 : 585-593.
- ARMSTRONG E., 1975 - Répartition dans le temps et dans l'espace des domaines de faciès granulites, au sein des boucliers précambriens Thèse 3ème Cycle, Univ. Nancy I, 145 p.
- ARTH J. G., HANSON G. N., 1975 - Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of Nostheastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 39 : 325-362.
- AUBOUIN J., 1980 - The main structural complexes of Europe. In "Geology of the european countries". 26ème Cong. Géol. Int., DUNOD, Paris.
- BAER A. J., 1981 - A Grenvillian model of Proterozoic plate tectonics In *Precambrian Plate Tectonics*, A. KRONER (ed.), chap. 14 : 353-385, Elsevier, Amsterdam.
- BARAGAR W.R.A., GOODWIN A.M., 1969 - Andesites and archaean volcanism of the Canadian shield. Proc. Andesite Conf. (ed. A.R. MCBIRNEY). *Bull. Oreg. State. Dept. Geol. Mineral. Ind.*, 65 : 121-142.
- BARAGAR W.R.A., SCOATES R.F.J., 1981 - The Circum-Superior Belt : a proterozoic plate margin ? In: *Precambrian Plate Tectonics*. A. KRONER (ed.) chap. 2. Elsevier. Amsterdam. 297-330.
- BARBEY P., 1974 - Etude pétrologique d'une série volcano-sédimentaire catazonale archéenne : le Groupe de Temmimichate Tsabya, et de sa couverture éburnéenne (Mauritanie du Nord). *Sci. de la T.*, XIX : 153-180.
- BARBEY P., CAPDEVILA R., HAMEURT J., 1976 - Pétrographie et structure de la virgation granulitique de Laponie : bilan et données nouvelles. 4ème R. Ann. Sci. T., Paris : 30 (Résumé).
- BARBEY P., CAPDEVILA R., CHOUKROUNE P., HAMEURT J., 1977a - Structure de la virgation granulitique de Laponie (Fennoscandie). 5ème R. Ann. Sci. T., Rennes : 38 (Résumé).
- BARBEY P., CAPDEVILA R., CHOUKROUNE P., HAMEURT J., 1977b - Structure de la virgation granulitique de Laponie (Fennoscandie), *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 284 : 1967-1970.
- BARBEY P., CONVERT J., MOREAU B., CAPDEVILA R., HAMEURT J., 1978 - Précisions sur la nature de la croûte archéenne dans la ceinture granulitique de Laponie (Fennoscandie). *Correlations of the Precambrian*, Petrozavodsk-Leningrad.
- BARBEY P., CONVERT J., MOREAU B., TOURET L., 1980a - Evolution de l'arc des granulites et de la ceinture de la Tana, Laponie (Fennoscandia). 26ème Cong. Géol. Int., Paris, Résumé.
- BARBEY P., CONVERT J., MARTIN H., MOREAU B., CAPDEVILA R., HAMEURT J., 1980b - Relationships between granite-gneiss terrains, greenstone belts and granulite belts in the Archaean crust of Lapland (Fennoscandia). *Geol. Rundschau.*, 69 : 648-658.
- BARBEY P., CAPDEVILA R., HAMEURT J., 1982 - Major and transition trace element abundances in the khondalite suite of the Granulite belt of Lapland (Fennoscandia) : evidence for an early Proterozoic flysch belt. *Precambrian Res.*, 16 : 273-290.
- BARBEY P., CUNNEY M., 1983 - K, Rb, Sr, Ba, U and Th geochemistry of the Lapland granulites (Fennoscandia). LILE controlling factors and metamorphic trends. *Contrib. Mineral. Petrol.*
- BARRERE J., 1965 - Le groupe précambrien de l'Ansaga entre Atar et Akjoujt (Mauritanie). Thèse d'Etat, Université de Clermont-Ferrand, in : *Mém. S.R.G.M., Fr.*, vol. 42 1967, 275 p.
- BARTON J.M.Jr, KEY R.M., 1981 - The tectonic development of the Limpopo mobile belt and the evolution of the Archaean cratons of southern Africa. In *Precambrian Plate Tectonics*, A. KRONER (ed.), chap. 8 : 185-207, Elsevier, Amsterdam.
- BEBIEN J., 1980 - Magmatismes basiques dits "orogéniques" et "anorogéniques" et teneur en  $TiO_2$  : les associations "isotitanées" et "anisotitanées". *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8 : 337-342.
- BEBIEN J., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., VERGELY P., 1980 - Diversity of the green ophiolites : birth of oceanic basins in transcurrent systems. *Ophioliti*, 2, special issue, G. ROCCI (ed.) : 129-197.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., 1979 - Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites. Application to some ophiolites. *Can. J. Earth Sci.*, 16 : 1874-1882.



- BEHR H.J. et al., 1971 - Granulites. Results of a discussion. *I. N. Jb. Miner. Mn.*, H3 97-123
- BEL'IAEV A.O., 1978 - Metamorphic map of Europe : 1/250 000. H. J. ZWART (ed.), sheet 7.
- BELYAYEV K.D., 1971 - Nouvelles données sur la structure, la géologie et la métallo-génèse des granulites de Kola. Problèmes du magmatisme dans le bouclier baltique (en russe). *Nauka*, Moscou.
- BERG J.H., 1977 - Regional geobarometry in the contact aureoles of the anorthositic Nain complex, Labrador. *J. Petrol.*, 18 : 399-430.
- BERGER A.R., JAYASINGHE N.R., 1976 - Precambrian structure and chronology in the Highland Series of Sri Lanka. *Precambrian Res.*, 3 : 559-576.
- BERGLUND L., TOURET J., 1976 - Garnet-biotite gneiss in "System du Graphite" (Madagascar) : petrology and fluid inclusions. *Lithos*, 9 : 139-148.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CONVERT J., 1981 - Sm-Nd isotopic data of the granulites from Finnish Lapland. *Int European Union Geosci.*, Strasbourg, 92 (Abstract).
- BERNARD-GRIFFITHS J., VIDAL Ph., PEUCAT J.J. (à paraître) - Isotopic ages (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd) of mafic metaigneous granulites from the Granulite belt of Finnish Lapland.
- BERTHELSEN A., 1980 - Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic shield. In : *Geology of Europe from Precambrian to post-Hercynian sedimentary basins*, J. COGNE and M. SLANSKY (ed.), 26ème Congr. Géol. Int., Paris, C-6 : 5-21.
- BERTRAND J.M., BLAIS S., CAPDEVILA R., 1978 - Précisions sur l'évolution structurale de l'Archéen de Karélie (Finlande). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 287-D : 683-686.
- BESWICK A.E., 1973 - An experimental study of alkali metal distribution in feldspars and micas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37 : 183-208.
- BIBIKOVA E.V., TUGARINOV A.I., GRACHETA T.V., KONSTANTINOVA M.V., 1973 - The age of granulites of the Kola Peninsula. *Geokhimiya*, SSSR, 5 : 664-675.
- BILAL A., TOURET J., 1976 - Les inclusions fluides des enclaves catazonales de Bournac (Massif Central). *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 99 : 134-139.
- BIRD P., 1978 - Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 83 : 4975-4987.
- BISHOP F.C., 1980 - The distribution of Fe<sup>2+</sup> and Mg between coexisting ilmenite and pyroxene with applications to geothermometry. *Amer. J. Sci.*, 280 : 46-77.
- BLAIS S., AUVRAY B., CAPDEVILA R., HAMEURT J., 1977 - Les séries komatitiques et tholéitiques des ceintures archéennes de roches vertes de Finlande orientale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19 : 965-970.
- BLAIS S., AUVRAY B., BERTRAND J.M., CAPDEVILA R., HAMEURT J., VIDAL Ph., 1977 - Les grands traits géologiques de la ceinture archéenne des roches vertes de Suomussalmi-Kuhmo (Finlande orientale). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19 : 1033-1039.
- BLAIS S., AUVRAY B., CAPDEVILA R., JAHN B.M., BERTRAND J.M., HAMEURT J., 1977 - The Archean greenstone belts of Karelia (Eastern Finland) and their komatitic and tholeiitic series. *Symposium on Archean Geochemistry*, Hyderabad, Indian (Abstract).
- BLATT H., MIDDLETON G., MURRAY R., 1980 - Origin of sedimentary rocks. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J., 634p.
- BOULLIER A.M., 1979 - Charriages et déformations de l'unité granulitique des Iforas au cours de l'orogénèse pan-africaine. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 21 : 377-382.
- BOULLIER A.M., 1982 - Les mylonites et la tectogénèse. Etude Structurale du Précambrien du centre de l'Adrar des Iforas (Mali). Thèse d'Etat, INP Lorraine, 327p.
- BOULLIER A.M., DAVISON I., BERTRAND J.M., COWARD M., 1978 - L'unité granulitique des Iforas : une nappe de socle d'âge pan-africain précoce. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6 : 877-882.
- BOUMA A.H., 1962 - Sedimentology of some flysch deposits : a graphic approach to facies interpretation Elsevier, Amsterdam, 168p.
- BRIDGWATER D., ESCHER A., WATTERSON J., 1973 - Tectonic displacements and thermal activity in two contrasting Proterozoic mobile belts from Greenland. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A-273 : 493-512.
- BRIDGWATER D., WATSON J., WINDLEY B.F., 1973 - The archean craton of the North Atlantic region. *Phil. Trans. Soc. Lond.*, A-273, 493-512.
- BRONNER G., 1973 - Structure du Précambrien du Tiris, Dorsale Reguibat (Mauritanie). 7ème Coll. *Géol. africaine*, Florence, Italie.
- BROWN C.G., FYFE W.S., 1970 - The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 28 : 310-318.

- BROWN C.G., FYFE W.S., 1972 - The transition from metamorphism to melting : status of the granulite and eclogite facies. *Int. Geol. Congr.*, 24 : 27-34.
- BRUNN J.H., 1979 - Océans et orogènes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5 : 653-661.
- BUDDINGTON A.F., 1939 - Adirondacks igneous rocks and their metamorphism. *Geol. Soc. Amer., Men.* 7
- BUDDINGTON A.F., LINDSLEY D.H., 1964 - Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 5 : 310-357.
- BUGGE J.A.W., 1960 - Precambrian of eastern Finnmark. In : *Geology of Norway*, O. HOLTEDAHL (ed.), *N. Geol. Unders.*, 208 : 78-92.
- CABY R., BERTRAND J.M., BLACK R., 1981 - Pan-African closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara. In *Precambrian Plate Tectonics*, A. KRONER (ed.), chap. 16, Elsevier, Amsterdam : 407-434.
- CALVERT S.E., 1976 -The mineralogy and geochemistry of near-shore sediments. In *Chemical Oceanography*, 2nd edition, J.P. RILEY and R. CHESTER (ed.), Academic Press, 6 : 187-280.
- CAMERON E.M., GARRELS R.M., 1980 - Geochemical composition of some Precambrian shales from the Canadian shield. *Chem. Geol.*, 28 : 181-197.
- CAPDEVILA R., LAMBOY M., LE PRITRE J.P., 1974 - Découverte de granulites, de charnockites et de syénites néphéliniques dans la partie occidentale de la marge continentale nord-espagnole. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 278 : 17-20.
- CAPDEVILA R., BOILLOT G., LEPRIER C., MALOD J.A., MASCLE G., 1980 - Les formations cristallines du Banc Le Danois (marge nord ibérique). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 291-D : 317-320.
- CARRON J.P., LAGACHE M., 1980 - Etude expérimentale du fractionnement des éléments Rb, Cs, Sr et Ba entre feldspaths alcalins, solutions hydrothermales et liquides silicatés dans le système Q-Ab-Or-H<sub>2</sub>O, à 2Kb entre 700° et 800°C. *Bull. Mineral.*, 103 : 571-578.
- Carte routière - Nord Finlande, 1976 - Maanmittaushallituksen karttapaino, Helsinki.
- CELAL SENGOR A.M., MONOD O., 1980 - Océans ensialiques et collisions continentales. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 290 : 1459-1462.
- CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R., 1974 - Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8 : 173-174.
- CHARLU T.V., NEWTON R.C., KLEPPA O.J., 1975 - Enthalpies of solution at 970K of compounds in the system MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> by high temperature solution calorimetry. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 39 : 1487-1497.
- CHATTERJEE N.D., JOHANNES W., 1974 - Thermal stability and thermodynamic properties of synthetic Z<sub>1</sub>-Muscovite, K Al<sub>1</sub>(AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48 : 89-114.
- CHAUVEL C., JAHN B.M., MARTIN H., VIDAL Ph., 1979 - Archean granite-gneiss of Finland : geochronology and geochemistry. *Abstr. vol.*, ECOG VI, Lillehammer, 14.
- CLOUD P.E.Jr., 1973 - Paleological significance of banded iron formations. *Econ. Geol.*, 68 : 1135-1143.
- COLLERSON K.D., 1975 - Contrasting patterns of K/Rb distribution in Precambrian high grade metamorphic rocks from central Australia. *J. Geol. Soc. Australia*, 22 : 148-158.
- COLLERSON K.D., FRYER B.J., 1978 - The role of fluids in the formations and subsequent development of early continental crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67 : 151-167.
- COLLERSON K.D., JESSEAU C.W., BRIDGWATER D., 1976 - Crustal development of the Archean gneiss complex Eastern Labrador, In *The Early History of the Earth*, B.F. WINDLEY (ed), J. Wiley, N. Y., 237-256.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER C., GOSSO G., LOMBARDO B., WILLIAMS P.F., 1975 - The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with alpine high pressure - low temperature assemblages in the western Italian Alps. Italy-USA cooperative project on high pressure - low temperature metamorphism in the Western Alps - *Internal report*, 2.
- CONDIE K.C., 1967 -Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 31 : 2135-2149.
- CONDIE K.C., 1980 - Origin and early development of the Earth's crust. *Precambrian Res.*, 11 : 183-197.
- CONDIE K.C., 1981 - Archean greenstone belts. *Developments in Precambrian Geology*, vol. 3, Elsevier, Amsterdam, 434p.
- CONVERT J., 1981 - Les granulites à orthopyroxène de Laponie (Finlande et Norvège). *Pétrologie et géochimie*. Thèse 3ème cycle, Université de Rennes, 181p.
- COORAY P.G., 1962 - Charnockites and their associated gneisses in the Precambrian of Ceylon. *Quart. J. Geol. Lond.*, 118 : 239-273.

- COORAY P.G., 1978 - Geology of Sri Lanka - Precambrian. *3rd Reg. Conf. Geol. Min. Resources of SE Asia*, Bangkok : 701-710.
- COULON C., DOSTAL J., DUPUY C., 1978 - Petrology of the ignimbrites and associated lava domes from NW Sardinia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68 : 89-98.
- COUTURIE J.P., KORNPORST J., 1977 - Une interprétation géodynamique de l'évolution polyphasée des assemblages des granulites dans les chaînes bético-rifaines et le Massif Central français. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 5 : 289-291.
- COWARD M., 1980 - Shear zones in the Precambrian crust of southern Africa. *J. Struct. Geol.*, 2 : 19-27.
- COWARD M.P., JAMES P.R., WRIGHT, L. 1976 - Northern margin of the Limpopo mobile belt, southern Africa. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87 : 601-611.
- COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J., 1979 - The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin Ltd, London, 450p.
- CROSBY E.J., 1972 - Classification of sedimentary environments. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 16 : 4-11.
- CUNEY M., 1981 - Comportement de l'uranium et du thorium au cours du métamorphisme : rôle de l'anatexie dans la genèse des magmas riches en radio-éléments. Thèse d'Etat, I.N.P. Lorraine, Nancy, 511p.
- CUNEY M., BARBEY P., 1982 - Restites et cumulats, fusion partielle et cristallisation fractionnée dans les phénomènes de migmatisation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 295 : 37-42.
- CUNEY M., BRONNER G., BARBEY P., 1975 - Les paragenèses catazonales des quartzites à magnétite de la province ferrifère du Tiris (Précambrien de la Dorsale Reguibit, Mauritanie). *Pétrologie*, 1 : 103-120.
- CURRIE K.L., 1971 - The reaction  $3\text{cordierite} = 2\text{garn.} + 4\text{sillimanite} + 5\text{quartz}$  as a geological thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33 : 215-226.
- CURRIE K.L., 1974 - A note on the calibration of the garnet-cordierite geothermometer and geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 44 : 35-44.
- DAY H.W., KIMIN H.J., 1980 - Thermodynamic analysis of the aluminum silicate triple point. *Amer. J. Sci.*, 280 : 265-287.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J., 1963 - Rock-forming minerals. Longmans, London, 5 volumes.
- DEN TEX E., 1965 - Metamorphic lineages of orogenic plutonism. *Geol. Mijnbouw*, 44 : 105-132.
- DE WAARD D., 1964 - Mineral assemblages and metamorphic subfacies of the Little Moose Mountains Syncline, South-central Adirondacks Highlands. *Proc. K. Ned. Akad. Wet.*, Amsterdam, BG 7 : 344-362.
- DE WAARD D., 1965 - A proposed subdivision of the granulite facies. *Amer. J. Sci.*, 263 : 455-461.
- DEWEY J.F., BIRD J.M., 1970 - Mountains belts and the new Global Tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75 : 2625-2647.
- DIMROTH E., 1981 - Labrador geosyncline : type example of early Proterozoic reactivation. In *Precambrian Plate Tectonics*, A. KRÖNER (ed.), chap. 13, Elsevier, Amsterdam : 331-352.
- DOBRETISOV N.L., KHLESTOV V.V., 1972 - The facies of regional metamorphism at moderate pressures. In V.S. SOBOLEV (ed.), Traduction D.A. BROWN, 1973.
- DOSTAL J., CAPEDEI S., 1978 - Uranium in metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66 : 409-414.
- DRURY S.A., 1973 - The geochemistry of Precambrian granulite facies rocks from the Lewisian complex of Tiree, Inner Hebrides, Scotland. *Chem. Geol.*, 11 : 167-188.
- DRURY S.A., 1974 - Chemical changes during retrogressive metamorphism of Lewisian granulite facies rocks from Coll and Tiree. *Scott. J. Geol.*, 10 : 237-256.
- DUNOYER de SEGONZAC G., 1970 - The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism : a review. *Sedimentology*, 15 : 281-346.
- DUPUY C., LEYRELOUP A., VERNIERES J., 1979 - The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France). With special references to REE, U and Th, composition, evolution, heat-flow production. In *Origin and distribution of the elements*, L.H. AHRENS (ed.) Pergamon Press : 401-415.
- EICHELBERGER J.C., 1978 - Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature*, 275 : 21-27.
- ENGEL A.E., ENGEL C.G., 1962 - Progressive metamorphism of amphibolite, North-west Adirondack Mountains, New-York. *Petrologic studies. Geol. Soc. Amer.*, Buddington vol., 37, 82p.

- ERMANOVICS I.F., DAVISON W.L., 1976 - The Pikwitonei granulites in relation to the North-western Superior Province of the Canadian shield. In *The Early History of the Earth*, B.F. Windley (ed.), J.Wiley, N.Y. : 331-347.
- ESKOLA P., 1925 - On the petrology of eastern Fennoscandia. *Fennia*, 45 : 19.
- ESKOLA P., 1932 - On the origin of granitic magmas. *Min. Petr. Mitt.*, Bd 43.
- ESKOLA P., 1939 - Die Metamorphen Gesteine. In *Die Entstehung der Gesteine*, BARTH, CORRENS, ESKOLA (ed.), Springer Verlag, reprinted 1960 : 263-407.
- ESKOLA P., 1952 - On the granulites of Lapland. *Amer. J. Sci.*, Bowen vol., part 1 : 133-171.
- ESKOLA P., 1963 - The Precambrian of Finland. In *The Precambrian*, K. RANKAMA (ed.), J.Wiley, N.Y. : 145-242.
- FERRY J.M., SPEARS F.S., 1978 - Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66 : 113-117.
- FIELD D., CLOUGH P.W., 1976 - K/Rb ratios and metasomatism in metabasites from Precambrian amphibolite-granulite transition zone. *J. Geol. Soc. Lond.*, 132 : 277-288.
- FIELD D., RODWELL J.R., 1968 - The occurrence of prehnite in a high grade metamorphic sequence from south Norway. *N. Geol. Tidsskr.*, 48 : 55-59.
- FIRCKS C., 1906 - The occurrence of gold in Finnish Lapland. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 17 : 1-35.
- FONTEILLES M., 1976 - Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). Thèse d'Etat, Université de Paris VI, 2 tomes.
- FOSTER M.D., 1960 - Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, 354-B.
- FRENCH B.M., 1966 - Some geologic implications of equilibrium between graphite and a C-H-O gas at high temperatures and pressures. *Rev. Geophys.*, 4 : 223-253.
- FREUND F., 1981 - Mechanism of the water and carbon dioxide solubility in oxides and silicates and the role of O<sup>-</sup>. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76 : 474-482.
- FROESE E., 1973 - The oxydation of almandine iron-cordierite. *Can. Mineral.*, 11 : 991-1002.
- FYFE W.S., 1973 - The granulite facies, partial melting and the Archean crust. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A-273 : 457-461.
- FYFE W.S., 1978 - The evolution of the earth's crust : modern plate tectonics to ancient hot-spot tectonic ? *Chem. Geol.*, 23 : 89-114.
- GAAL G., MIKKOLA A., SODERHOLM B., 1978 - Evolution of the Archean crust in Finland. *Precambrian Res.*, 6 : 199-215.
- GAERTNER H.R. von, 1962 - Gedanken zur Tektonik der lappländischen Granulite. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 204.
- GAERTNER H.R. von, 1966 - Carte géologique internationale de l'Europe. Feuille D-2. 2<sup>ème</sup> édition, UNESCO et Bundesanstalt für Bodenforschung.
- GASS I.G., 1981 - Pan-African (upper Proterozoic) plate tectonics of the Arabian-Nubian shield. In *Precambrian Plate Tectonics*, A. KRONER (ed.), chap. 15, Elsevier, Amsterdam ; 387-406.
- GEIJER P., 1931 - Berggruden inom malntrakten Kiruna-Gällivara-Pahjala. (English summary : Precambrian geology of the iron-bearing region Kiruna-Gällivara-Pahjala). *Sveriges Geol. Undersökn.*, ser. C, Arhandl. och Uppsat., 366.
- GHENT E.D., 1976 - Plagioclase-garnet-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz : a potential geobarometer-geothermometer. *Amer. Mineral.*, 61 : 710-714.
- GLIKSON A.Y., LAMBERT I.B., 1976 - Vertical zonation and petrogenesis of the early Precambrian crust in Western Australia. *Tectonophysics*, 30 : 55-89.
- GOLDSMITH J.R., 1976 - Scapolite, granulites and volatiles in the lower crust. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87 : 161-168.
- GOODWIN A.M., 1981 - Archean Plates and greenstones belts. In : *Precambrian Plate tectonics*, A. KRONER (ed.), chap. 5, Elsevier, Amsterdam, 105-136.
- GORMAN B.E., PEARCE T.H., BIRKETT T.C., 1978 - On the structure of Archean Greenstone belts. *Precambrian Research.*, 6 : 23-41.
- GOVINDARAJU K., 1980 - Report 1980 on three GIT-IWG rock reference samples : anorthosite from Greenland AN-G ; Basalte d'Essey-la-Côte, BE-N : granite de Beauvoir, MA-N. *Geostandards Newsletter*, 4 : 49-138.

- GOVINDARAJU K., MONTANARI R., 1978 - Routine performance of a matrix-correction free X-ray Fluorescence spectrometric method for rock analysis. *X-ray Spectrometry*, 7 : 148-151.
- GRANT J.A., 1968 - Partial melting of common rocks as a possible source of cordierite-anthophyllite bearing assemblages. *Amer. Journ. Sci.*, 266 : 908-931.
- GRANT J.A., 1973 - Phase equilibria in high grade metamorphism and partial of pelitic rocks. *Amer. Journ. Sci.*, 273 : 289-317.
- GRANT J.A., 1981 - Orthoamphibole and orthopyroxene relations in high-grade metamorphism of pelitic rocks. *Amer. Journ. Sci.*, 281 : 1127-1143.
- GRAY C.M., 1977 - The geochemistry of Central Australian granulites in relation to the chemical and isotopic effects of granulite facies metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65 : 79-89.
- GREEN D.H., 1975 - Genesis of archaean peridotitic magmas and constraints on archaean geothermal gradients and tectonics. *Geology*, 3 : 15-18.
- GREEN D.H., 1981 - Petrogenesis of archaean ultramafic magmas and implications for archaean tectonics. In : *Precambrian Plate tectonics*, A. KRONER (ed.), chap. 19, Elsevier, Amsterdam, 469-490.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E., 1967 - An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological application. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 31 : 767-833.
- GRIFFIN W.L., TAYLOR P.N., HAKKINEN J.W., HEIER K.S., IDEN I.K., KROGH E.J., MALM O., OLSEN K.I., ORMAASEN D.E., TVETEN E., 1978 - Archaean and proterozoic crustal evolution in Lofoten-Vesteralen, N Norway. *Journ. Geol. Soc. Lond.*, 135 : 629-647.
- GUILHALMOU N., DHAMELINCOURT P., TOURAY J.C., TOURET J., 1981 - Etude des inclusions fluides du système  $N_2$ -CO<sub>2</sub> de dolomites et de quartz de Tunisie septentrionale. Données de la microcryoscopie et de l'analyse à la microsonde à effet Raman. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45 : 657-674.
- GULSON B.L., 1969 - Rb-Sr isotope data for the Lapland granulites and the oldest basement. *Abstract. Nord. Geol. Vintermøde*, Lyngby, København, 1969, p. 20.
- HACKMAN V., 1905 - Die chemische Beschaffenheit von Eruptiv-gesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen system. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 5.
- HACKMAN V., 1927 - Studien über der Gesteinsaufbau des Kittilä-Lappmark. *Bull. Comm. Geol. Finlande* 79.
- HAMEURT J., 1968 - Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. Thèse d'Etat, Nancy, 3 tomes.
- HANSEN B., 1981 - The transition from pyroxene granulite facies to garnet clinopyroxene granulite facies. Experiments in the system  $CaO$ - $MgO$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ . *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76 : 234-242.
- HARGRAVES R.B., 1981 - Precambrian tectonic style : a liberal uniformitarian interpretation. In : *Precambrian Plate Tectonics*, A. KRONER (ed.), chap. 2, Elsevier, Amsterdam, 21-56.
- HARKER A., 1939 - Metamorphism. II edition, Methuen and Co. Ltd, London.
- HART R.A., 1973 - A model for chemical exchange in the basalt sea-water system of oceanic layer II. *Can. J. Earth Sci.*, 10 : 799-816.
- HAVOLA M., 1980 - On the geology of the Tuomivaara area North of Vuokatti in Sotkamo. In : *Jatvlian geology in the eastern part of the Baltic shield*, A. SILVENNOINEN (ed.). Proc. finnish-Soviet Symposium, 39-48.
- HEIER K.S., BILLINGS G.K., 1972 - Rubidium In : *Handbook of Geochemistry*, K.H. WEDEPOHL (ed.) Springer Verlag, vol. II/4 : 37.
- HEIER K.S., 1960 - Petrology and geochemistry of high-grade metamorphic and igneous rocks on Langøy, northern Norway. *Norg. Geol. Unders.*, 207, p. 246.
- HELGESON H.C., DELANY J.M., NESBITT H.W., BIRD D.K., 1978 - Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. Journ. Sci.*, 278-A : 1-229.
- HENOC J., TONG M., 1978 - Automatisation de la microsonde, *J. Microsc. Spectrosc. Electron.*, 3 : 247-254.
- HENSEN B.J., ESSENE E.J., 1971 - Stability of pyrope-quartz in the system  $MgO$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ . *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30 : 72-83.
- HENSEN B.J., GREEN D.H., 1971 - Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressure and temperatures. I- Compositions with excess alumino-silicate. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33 : 309-330

- HENSEN B.J., GREEN D.H., 1972 - Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressure and temperatures. II - Compositions without excess aluminosilicate. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35 : 331-354.
- HENSEN B.J., GREEN D.H., 1973 - Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III - Synthesis of experimental data and geological applications. *Contr. Mineral. Petrol.*, 38, 2 : 151-166.
- HEWINS R.H., 1975 - Pyroxene geothermometry of some granulite facies rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 50 : 205-209.
- HEWIT D., ORVILLE Ph. M., 1966 - Upper stability of muscovite calcite and quartz and the associated cation exchange reactions producing feldspar segregation. *Geol. Soc. Amer.*, Spec. Paper, 101.
- HEYEN G., RAMBOZ C., DUBESSY J., 1982 - Simulation des équilibres de phases dans le système CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> en dessous de 50°C et de 100 bars. Application aux inclusions fluides. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294 : 203-206.
- HIETANEN A., 1975 - Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian of Finland. *Journ. Res. U.S. Geol. Surv.*, vol. 3 : 631-645.
- HODAL J., 1945 - Rocks of the anorthosite kindred in Vossestrand, Norway. *Norsk. Geol. Tidss.*, 24 : 129-243.
- HOFFER E., GRAND J.A., 1980 - Experimental investigation of the formation of cordierite-orthopyroxene parageneses in pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73 : 15-22.
- HOFFMAN P.F., 1973 - Evolution of an early Proterozoic continental margin : the Coronation geosyncline and associated aulacogens of the Northwestern Canadian shield. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 273 : 547-581.
- HOFFMAN P.F., 1980 - Wopmay orogen : a Wilson cycle of early proterozoic age in the Northwest of the Canadian shield. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 15.
- HOLDWAY M.J., 1971 - Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. Journ. Sci.*, 271 : 97-131.
- HOLDWAY M.J., LEE S.M., 1977 - Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63 : 175-198.
- HOLLAND T.H., 1900 - The charnockite series, a group of Archean hypersthentic rocks in Peninsular India. *Mem. Geol. Surv. India.*, 28.
- HOLLISTER L.S., 1975 - Granulite facies metamorphism in the Coast Range crystalline belt. *Can. Journ. Earth Sci.*, 12 : 1953-1955.
- HOLLOWAY J.R., BURNHAM C.W., 1972 - Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *Journ. Petrology*, 13 : 1-30.
- HOLMES A., 1955 - Dating the Precambrian of Peninsular India and Ceylan. *Proc. Geol. Assoc. Canada* 7 : 81-106.
- HOLMSEN P., PADGET P., PEHKONEN E., 1957 - The Precambrian geology of West-Finmark, northern Norway. *Norges. Geol. unders.*, 101.
- HORMANN P.K., RAITH M., RAASE P., ACKERMAN D., SEIFERT F., 1980 - The granulite complex of Finnish Lapland : petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoiki-Inarijärvi area. *Geol. Surv. Finland, Bull.*, 308, 95 p.
- HSU L.C., 1968 - Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O ; a model for garnet equilibria. *Journ. Petrology*, 9 : 40-83.
- HUNTER D.R., 1981 - Precambrian of the Southern Hemisphere. *Developments in Precambrian Geology* : 2 - Elsevier, Amsterdam.
- HUTCHON I., FROESE E., GORDON T.M., 1974 - The assemblage quartz-sillimanite-garnet-cordierite as an indication of metamorphic conditions in the Daly Bay complex, N.W.T., *Contr. Mineral. Petrol.*, 44, 1 : 29-34.
- IYAMA J.T., 1960 - Recherches sur le rôle de l'eau dans la structure et le polymorphisme de la cordiérite. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 83 : 155-178.
- IRVING A.J., 1974 - Geochemical and high pressure experimental studies of garnet pyroxenite and pyroxene granulite xenoliths from the Delegate Basaltic Pipes, Australia. *Journ. Petrol.*, 15 : 1-40.
- JAHN B.M., AUVRAY B., BLAIS S., CAPDEVILA R., CORNICHE J., VIDAL Ph., HAMEURT J., 1980 - Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts. *Journ. Petrol.*, 21 : 201-244.

- JAKES P., WHITE A.J.R., 1972 - Major and trace element abundance in volcanic rocks of orogenic areas. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 83 : 29-40.
- JAMES P.R., 1975 - A deformation study across the Northern margin of the Limpopo belt ; Rhodesia. Unpublished Ph. D. thesis. University of Leeds, 369 p.
- JAROUSSE J., 1978 - Contribution au problème de l'identification d'anciennes séries évaporitiques dans les ensembles métamorphiques. Approche principalement géochimique. Thèse 3ème cycle, Lyon.
- JAROUSSE J., MOINE B., SAUVAN P., 1978 - Etude chimique de séries évaporitiques en vue de leur identification dans les ensembles métamorphiques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 286 : 1057-1060.
- JERNSTROM A.M., 1874 - Material till Finska Lappmarkens geologi. I- Utsjoki och Enare Lappmarker. *Bidr. känn. Finl. natur och folk.* Bd. 21.
- JOHANNES W., 1978 - Melting of plagioclase in the system Ab-An-H<sub>2</sub>O and Qz-Ab-An-H<sub>2</sub>O at P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 5 bars, an equilibrium problem. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66 : 295-303.
- JOHANNES W., SCHREYER W., 1977 - Verteilung von H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub> zwischen Mg-Cordierit und fluider Phase. *Fortschr. Mineral.*, 55 : 64-65.
- JOHANNES W., SCHREYER W., 1981 - Experimental introduction of CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O into Mg-cordierite. *Amer. Journ. Sci.*, 281 : 299-317.
- JUNG J., ROQUES M., 1938 - Les schistes cristallins du Massif Central. *Bull. Serv. Carte Geol.*, France, XXXIX, 284-312.
- KATZ M.B., 1971 - The Precambrian metamorphic rocks of Ceylan. *Geol. Rundschau*, 60 : 1523-1549.
- KATZ M.B., 1971 - The nomenclature of granulite facies rocks. *N. Jb. Miner., Mn.*, H4 : 152-159.
- KATZ M.B., 1976 a - Broken Hill. A Precambrian hot-spot ? *Precambrian Res.*, 3 : 91-106.
- KATZ M.B., 1976 b - Early Precambrian granulites - Greenstones, transform mobile belts and ridge-rifts on Early crust ? In : *The Early History of the Earth*. B.F. WINDLEY Ed., J. Wiley, 147-155.
- KATZ M.B., 1977 - Metasediments in Archean granulite facies belts and their tectonic setting. Correlations of the Precambrian. Ed. A.V. SIDORENKO, 26-29, Moscow 1977.
- KERFICK D.M., 1972 - Experimental determination of muscovite + quartz stability with P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> < P<sub>tot</sub>. *Amer. Journ. Sci.*, 272 : 946-958.
- KERFICK D.M., JACOBS G.K., 1981 - A modified Redlich-Kwong equation for H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> mixtures at elevated pressures and temperatures. *Amer. Journ. Sci.*, 281 : 755-767.
- KHARITONOV L.Y., 1966 - Struktura i stratigrafiya karelid vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita. L. "Nedra", 1966.
- KLATT E., 1980 - Seriengliederung, Mineralfazies und Zusammensetzung der Flüssigkeiteinschlüsse in den präkambrischen Gesteinsserien Nordlapplande. Doktor. Dissert., Universität Kiel, 125 p.
- KORNPROBST J., 1971 - Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif. Thèse d'état, Paris, 376 p.
- KORSMAN K., 1975 - Distribution of Co, V and Cr between biotite and garnet in granulite facies rocks samples. *Geol. Soc. Finland Bull.*, 47 : 13-17.
- KOUVO O., 1964-1977 - Annual report of the activities for the years 1964-1977. *Summary. Geol. Surv. Finland.*
- KRANCK E.H., 1936 - Zur tektonik der Lappländischen Granulite. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 115.
- KRATZ K.O., (ed.), 1978 - La croûte terrestre de la partie orientale du Bouclier Baltique (en russe). *Nauka Publ.*, Leningrad, 1-231.
- KROGH E.J., 1977 - Origin and metamorphism of iron formations and associated rocks, Lofoten - Vesteralen, N. Norway. I- The Vestpolltind Fe-Mn deposit. *Lithos*, 10 : 243-255.
- KRONER A., 1977 a - The Precambrian geotectonic evolution of Africa : plate accretion versus plate destruction. *Precambrian Res.*, 4 : 163-213.
- KRONER A., 1977 b - Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa - ancient sutures or sites of ensialic mobility ? A case for crustal evolution towards plate tectonics. *Tectonophysics*, 40 : 101-135.
- KRONER A., 1980 - New aspect of craton-mobile belt relationships in the Archean and early Proterozoic : examples from southern Africa and Finland. In : H. CLOSS, K. GEHLEN, H. ILLIES, E. KUNTZ, J. NEUMANN and E. SEINOLF (Ed.), *Mobile Earth - International Geodynamic Project*, Final Report of the Federal Republic of Germany. H. Boldt Verlag, Boppard, 225-234.

- KRONER A., 1981 - Precambrian Plate Tectonics. In : "Precambrian Plate Tectonics" -KRONER A., Ed. chap. 3, Elsevier, Amsterdam, 57-90.
- KRONER A., (ed.) 1981 - Precambrian Plate Tectonics. Developments in *Precambrian Geology*, 4, Elsevier, Amsterdam.
- KRONER A., PUUSTINEN K., HICKMAN M., 1981 - Geochronology of an Archean tonalitic gneiss dome in northern Finland and its relation with an unusual overlying volcanic conglomerate and komatiitic greenstone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76 : 33-41.
- KULIKOV V.S., GALDOBINA L.P., VOINOV A.S., GOLUBEV A.I., KASHPORIV S.I., POLEHOVSKY Yu.S., VETOV A.P., 1980 - Jatulian geology of the Paanajärvi - Kuolajärvi synclinalorium In : Jatulian geology in the eastern part of the Baltic shield, A. SILVENNOINEN (ed.). *Proc. Finnish-soviet Symposium*, 73-96.
- KUNO H., 1960 - High-alumina basalts. *J. Petrol.*, 1 : 121-145.
- LAITAKARI A., 1929 - Uber die Erzminerale der gesteine des Granulit - gebiets von Lappland. *Bull. Comm. géol. Finlande*, 85 : 45-47.
- LAMBERT R. St J., 1976 - Archean thermal regimes, crustal and upper mantle temperatures, and a progressive evolutionary model for the Earth. In : *The Early History of the Earth*, B.F. WINDLEY (ed.), J. Wiley, N.Y., 363-377.
- LAMBERT I.B., HEIER K.S., 1967 - The vertical distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31 : 377-390.
- LAMBERT I.B., HEIER K.S., 1968 - Geochemical investigations of deep - seated rocks in the Australian shield. *Lithos*, 30-53.
- LAMBERT R. StJ., HOLLAND J.G., 1974 - Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium- yttrium relationships in minerals and rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38 : 1393-1414.
- LAMBERT R. StJ., HOLLAND J.G., 1976 - Amitsoq gneiss geochemistry : preliminary observations. In : B.F. WINDLEY (ed.), *The Early History of the Earth*, J. Wiley, N.Y., 191-202.
- LA ROCHE H. de, 1965 - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. *Geol. Rundschau*, 55 : 274-301.
- LA ROCHE H. de, 1968 - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 267 : 39-42.
- LA ROCHE H. de, 1974 - Geochemical characters, of the metamorphic domains : survival and testimony of their premetamorphic history, *Sc. de la Terre, Fr.*, XIX, 2 : 101-117.
- LASNIER B., 1970 - Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Etude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif Armoricain et du Massif des Maures (France). Thèse 3ème cycle, Nantes, 297 p.
- LASNIER B., 1977- Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français (Haut-Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse d'Etat, Nantes, 351 p.
- LEBLANC M., 1975 - Ophiolites précambriennes et gîtes arseniés de cobalt : Bou Azzer (Maroc). Thèse d'Etat, Paris VI, *Mém. Cent. Geol. Geophys.*, Montpellier, 329 p.
- LEBLANC M., 1981 - The late Proterozoic ophiolites of Bou Azzer (Morocco) : evidence for Pan-African plate tectonics. In : *Precambrian Plate tectonics*. A KRONER (ed.) chap. 17, Elsevier, Amsterdam, 435-452.
- LEE S.M., HOLDAWAY M.J., 1977- Significance of Fe-Mg cordierite stability relations on temperature, pressure and water pressure in cordierite granulites. *Geophys. Monogr.*, 20 AGU, Washington 79-94.
- LE MAITRE R.W., 1976 - The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrology*, 17 : 589-637.
- LE METOUR, 1976 - Contribution à l'étude pétrologique, géochimique et structurale du diapir migmatitique Hennebont - Vannes (Bretagne méridionale). Thèse 3ème cycle, Rennes 80 p.
- LEPEZIN G.G., 1970 - Importance of water in cordierite in natural mineralogenesis. *Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R.*, 186 : 122-125.
- LEWIS J.D., SPOONER C.M., 1973 - K/Rb ratios in Precambrian granulite terrains. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 37 : 1111-1118.
- LEYRELOUP A., 1973 - Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son métamorphisme et sa lithologie : granites et série charnokitique (Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Nantes, 1973, 356 p.
- LEYRELOUP A., 1974 - Les enclaves catazonales remontées par les éruptions néogènes de France, nature de la croûte inférieure. I - Lithologie et structurologie. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46 : 17-27.



- LEYRELOUP A., 1977 - Les enclaves catazonales granulitiques et charnockitiques du volcanisme alcalin néogène au bouclier Touareg (Idèles, Nadjjer, Hoggar, Algérie). 5ème Réun. Ann. Sc. de la T., Rennes, 1977.
- LEYRELOUP A., LASNIER B., MARCHAND J., 1975 - Retrograde corona forming reactions in high pressure granulite facies rocks. *Pétrologie*, 1 : 43-55.
- LEYRELOUP A., DUPUY C., ANDRIAMBOLOLONA R., 1977 - Catazonal xenoliths in French neogene volcanic rocks : constitution of the lower crust. II- Chemical composition and consequences of the evolution of the french Massif Central Precambrian crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62 : 283-300.
- LIEGEOIS J.-P., DUCHESNE J.-C., 1981 - The lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges Massif, Western Alps, France) : evidence of crustal origin and metasomatic alteration. *Lithos*, 14 : 35-48.
- LOFGREN C., 1979 - Do leptites represent Precambrian island arc rocks ? *Lithos*, 12 : 159-165.
- LOMKER S.W., 1981 - The P-T-X relations of the cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium. *Amer. Journ. Sci.*, 281 : 1056-1090.
- LOCMIS T.P., 1975 - Reaction zoning of garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52 : 285-305.
- LOFEZ-ESCOBAR L., OYARZUN J.M., 1974 - Uranium in calc-alkaline granitoids of Central Chile. *Pacific Geology*, 8 : 47-50.
- LOFEZ-ESCOBAR L., FREY F.A., OYARZUN J., 1979 - Geochemical characteristics of Central Chile (33° - 34°S) granitoids. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70 : 439-450.
- LOSERT J., 1967 - The geology and petrography of the Valjok, Norwegian Lapland, granulite area. Unpubl. report, N.G.U., Trondheim.
- LOSERT J., 1968 - Post-granulitic cordierite + calcite + pyrite formation in some granulitic rocks of the Norwegian Lapland Krystall., *Tchecoslovaquie*, 8 : 77-103.
- LUJH W.C., TUTTLE O.F., 1969 - The hydrous vapor phase in equilibrium with granite and granitic magmas. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 115 : 513-548.
- LYNQVIST Th., 1980 - The Precambrian of Sweden. In : Geology of the European countries, 26<sup>th</sup> Intern. Geol. Congress, Paris, Dunod, 222-271.
- MAC BIRNEY A.R., 1969 - Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts. The Earth's crust and upper mantle. *Amer. Geophys. Union Geophys. Mon.*, 13 : 511-507.
- MANSON V., 1967 - Geochemistry of basaltic rocks : major elements. In : "Basalts : The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition", KESS (ed.), J. Wiley, N.Y., vol. 1 : 215-269.
- MARCHAND J., 1974 - Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français (Haut-Allier). Les termes acides. Thèse 3ème cycle, Nantes, 207 p.
- MARTIGNOLE J., 1979 - Charnockite genesis and the Proterozoic crust. *Precambrian Res.*, 9 : 303-310.
- MARTIGNOLE J., SISSI J.C., 1981 - Cordierite-garnet-H<sub>2</sub>O equilibrium : a geological thermometer, barometer and water fugacity indicator. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77 : 38-46.
- MARTIN H., 1977 - Contribution à l'étude de l'anatexie : le massif de St Malo (Massif Armoricaïn). Mobilisation des éléments durant la fusion. Proposition d'un modèle. Thèse 3ème cycle, Rennes, 102 p.
- MARTIN H., 1979 - Geochemical behaviour of major and trace elements during incongruent melting of biotite in the St Malo massif (Bretagne). *N. Jb. Mineral. Petrol. Mn.*, 10 : 509-524.
- MARTIN H., 1980 - Comportement de quelques éléments en traces au cours de l'anatexie : exemple du massif de St Malo (Bretagne, France). *Can. Journ. Earth Sci.*, 17 : 927-941.
- MARTIN H., QUERRE G., HAMEURT J., 1981 - Données géochronologiques Rb-Sr sur les granites "tardifs" dans les terrains archéens de Finlande orientale. *1rst European Union Geosci.*, Strasbourg, M20 (Abstract).
- MARTIN H., CHAUVEL C., JAHN B.M. - Major and trace element geochemistry and crustal evolution of granodioritic archaean rocks from eastern Finland. *Precambrian Res.*, (à paraître).
- MARTIN H., PORADA H., 1977 - The intracratonic branch of the Damara orogen in Southwest Africa. I- Discussion of geodynamic models. *Precambrian Res.*, 5 : 311-338.
- MASON R., 1973 - The Limpopo mobile belt, Southern Africa. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 273 : 463-485.
- MASSON D., MARTIN R., RICHARD C., TOURET J., 1973 - Etude par chromatographie gazeuse des fluides carboniques du faciès granulite. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 276 : 461-464.
- MEHNERT K.R., 1959 - Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. *Fortschr. Mineral.*, 37 : 117-206.

- MEHNERT K.R., 1968 - Sigmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam, 392 p.
- MEHNERT K.R., 1969 - Composition and abundance of common metamorphic rock types. Handbook of Geochemistry Springer Verlag, 272-296.
- MENHERT K.R., 1972 - Granulites. Results of a discussion II. *N. Jb. Miner. Mn.*, H4 : 139-150.
- MEISCHNER K.D., 1964 - Alloedapische Kalke, Turbidite in Rift-nahen Sedimentations - Becken In : *Developments in Sedimentology*, A.H. BOUMA and A. KRONER (Ed.), Elsevier, vol. 3 : 156-191.
- MERILAINEN K., 1959 - Granuliitti muodostumasta Inarissa. *Geologi*, 6 : 558.
- MERILAINEN K., 1965 - Map of Pre-Quaternary rocks, sheet C-8-9, Inari-Utsjoki. General Geological map of Finland, 1 : 400 000.
- MERILAINEN K., 1976 - The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland. *Geol. Surv. Finland, Bull.*, 281, 129 p.
- MERILAINEN K., 1980 - On the stratigraphy of the Karelian formations. In : *Jatulian geology in the eastern part of the Basaltic shield*. A. SILVENNOIEN (ed.). Proc. Finnish - Soviet Symposium, 97-112.
- MICHEL-LEVY A., 1874 - Note sur une classe de roches éruptives intermédiaires entre les granites porphyroïdes et les porphyres granitoïdes : groupe des granulites. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, III, 2 ; 177-189.
- MICHOT J., 1966 - Classification of hypersolvus rocks. AZOPRO excursion, S.W. Norway.
- MIGDISOV A.A., 1960 - On the Titanium - Aluminium ratio in sedimentary rocks. *Geochim. U.S.S.R.* (English Transl.), 2 : 178-194.
- MIKKOLA E., 1932 - On the physiography and late-glacial deposits in northern Lapland. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 96 : 1-88.
- MIKKOLA E., 1937 - General geological map of Finland. Pre-quaternary rocks sheet C-7, D-7.
- MIKKOLA E., 1941 - The general geological map of Finland sheets B7 - D7. Muonio - Sodankylä - Tuntisajoki. Explanation to the map of rocks. Suomen geologinen Toimikunta, Helsinki.
- MIKKOLA E., SAHAMA Th. G., 1936 - The region of the southwest of the "granulites series" in Lapland and its ultrabasics. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 115 : 357-371.
- MIRWALD P.W., PARESH W.V., SCHREYER W., 1979 - Der Wasser-gehalt von Mg-Cordierit zwischen 500° und 800°C sowie 0.5 und 11 kbar. *Fortschr. Mineral.*, 57 : 101-102.
- MIRWALD P.W., SCHEYER W., 1977 - Die stabile und metastabile Abbaureaktion von Mg-Cordierit in Talk Disthen und Quarz und ihre Abhängigkeit vom Gleichgewichts Wassergehalt des Cordierits. *Fortschr. Mineral.*, 55 : 95-97.
- MITCHELL A.H., READING H.G., 1969 - Continental margin geosyncline and ocean floor spreading. *J. Geology*, 77 : 629-646.
- MITCHELL A.H., READING H.G., 1978 - Sedimentary facies and plate tectonics. In : *Encyclopedia of Sedimentology*, R.W. FAIRBRIDGE and J.J. BOURGEOIS (Ed.) ; Dowden, Hutchinson and Ross, 661-667.
- MIYASHIRO A., 1973 - The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19 : 218-224.
- MOHAMMED L., 1972 - Inclusions fluides dans les granulites de Valjok. D.E.A., Université de Nancy I.
- MOHAMMED L., TOURET J., 1973 - Granulites de Valjok (Laponie norvégienne). *Revue R.A.S.T.*, 1973, Paris, 304. (Résumé).
- MOINE B., 1969 - Orthoamphibolites et formations métasédimentaires calco-magnésiennes de la région d'Ambatofinandrahana (Madagascar). Contribution au problème de l'origine des amphibolites. *Sc. de la Terre, Fr.*, 14 : 107-138.
- MOINE B., 1971 - Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (région d'Ambatofinandrahana). Approche structurale, prétérographique et spécialement géochimique. Thèse Univ. Nancy, 1971, 2 tomes.
- MOINE B., LA ROCHE H. de, 1968 - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 267 : 2084-2087.
- MOLNAR P., GRAY D., 1979 - Subduction of continental lithosphere : some constraints and uncertainties. *Geology*, 7 : 58-62.
- MOORE A.C., 1970 - Descriptive terminology for the textures of rocks in granulite facies terrains. *Lithos*, 3-2 : 123-127.
- MUELLER R.F., SAXENA S.K., 1977 - Chemical petrology. Springer Verlag, New-York, 394 p.

- MYERS J.D., MARSH B.D., 1981 - Geology and petrogenesis of the Edgecumbe volcanic Field, SE Alaska : the interaction of basalt and sialic crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77 : 272-287.
- MYSEN B.O., EGGLEER D.H., SEITZ M.G., HOLLOWAY J.R., 1976 - Carbon dioxide in silicate melts and crystals. I - Solubility measurements. *Amer. Journ. Sci.*, 276 : 455-479.
- MOREAU B., 1980 - Pétrologie et géochimie des anorthosites de Laponie (Finlande) : exemples des Massifs de Vaskojoki et Mutajärvi. Thèse 3ème cycle, Rennes, 267 p.
- NAGELDSCHIMDT G., DONNELLY H.F., MORCOM A.J., 1949 - On the occurrence of anatase in sedimentary kaolin. *Mineral. Mag.*, 28 : 492-495.
- NAQVI S.M., DIVAKARA RAO V., HARI NARAIN, 1978 - The primitive crust : evidence from the Indian shield. *Precambrian Res.*, 6 : 323-345.
- NEGRUTSA V.Z., 1980 - Jatulian formations of the east european platform (formations sequences and metallogenic specialization). In : Jatulian geology in the eastern part of the Baltic shield, A. SILVENNOINEN (ed.), *Proc. Finnish-soviet Symposium*, 113-132.
- NESBITT H.W., 1980 - Genesis of the New Quebec and Adirondacks granulites : evidence for their production by partial melting. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72 : 303-310.
- NESBITT R.N., SUN S.S., 1976 - Geochemistry of Archean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. *Earth Planet. Sci. Letters*, 31 : 433-453.
- NEWTON R.C., 1966 a - Kyanite-sillimanite equilibrium at 750°C. *Science*, 151 : 1222+1225.
- NEWTON R.C., 1966 b - Kyanite-andalusite equilibrium from 700°C to 800°C. *Science*, 153 : 170-172.
- NEWTON R.C., 1972 - An experimental determination of the high pressure stability limits of magnesian cordierite under wet and dry conditions. *J. Geology*, 80 : 398-420.
- NEWTON R.C., CHARLU T.V., KLEPPA O.J., 1974 - A calorimetric investigation of the stability of anhydrous magnesium cordierite with application to granulite facies metamorphism. *Contr. Mineral. Petrol.*, 44, 4 : 295-312.
- NEWTON R.C., GOLDSCHMITH J.R., 1975 - Stability of the scapolite meionite ( $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{12} - \text{CaCO}_3$ ) at high pressures and storage of  $\text{CO}_2$  in the deep crust. *Contr. Mineral. Petrol.*, 49, 1 : 49-62.
- NEWTON R.C., THOMPSON A.B., KRUPKA K.M., 1977 - Heat capacity of synthetic  $\text{Mg}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$  from 350 to 1000 K and the entropy of pyrope. *EOS Trans. Amer. Geophys. Union* 58, 523.
- NEWTON R.C., WOOD B.J., 1979 - Thermodynamics of water in cordierite and some petrologic consequences of cordierite as a hydrous phase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68 : 391-405.
- NITSCH K.H., 1971 - Stabilitätsbeziehungen von Prehnit und Pumpellyit-haltigen Paragenesen. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30 : 240-260.
- ODVAN O.H., 1939 - Urbergs geologiska under sökingar inom Norrlands län. (English summary : on the Precambrian geology of the Swedish Lapland) *Sveriges geol. Undersökn.*, Ser. C, 426.
- OFTEDAHL C., 1980 - Norway. In : geology of the European countries, 26<sup>th</sup> Intern. Geol. Congress, Paris, Dunod, 346-456.
- O'FARA M.J., 1977 - Thermal history of excavation of Archean gneisses from the base of the continental crust. *Journ. Geol. Soc. Lond.*, 134 : 185-200.
- OHMOTO H., KERRICK D.M., 1977 - Devolatilization equilibria in graphitic systems. *Amer. Journ. Sci.*, 277 : 1013-1044.
- OHNSTETTER M., 1980 - Sur la signification des sutures ophiolitiques en fonction de leurs caractères structuraux. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 291 : 741-744.
- ORVILLE Ph. M., 1963 - Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Amer. Journ. Sci.*, 261 : 201-237.
- PAGEL M., 1975 - Cadre géologique des gisements d'uranium dans la structure Carswell (Saskatchewan Canada). Etude des phases fluides.
- PAPPUNEN H., IDMAN H., ILVONEN E., NEUVONEN K.S., PIHLAJA P., TALVITIE J., 1977 - Lapin ultramafiiteista - Summary : the ultramafics of Finland. *Geol. Surv. Finland*, Report of investigation 23, 87 p.
- PARSONS I., 1978 - Alkali-feldspars : which solvus ? *Phys. chem. Minerals*, 2 : 199-213.
- PATCHETT P.J., UPTON B.J., BYLUNG G., 1978 - Paleomagnetism and the Grenville orogeny : new Rb/Sr ages from dolerites in Canada and Greenland. *Earth Planet. Sci. Letters*, 40 : 349-364.
- PEKKARINEN L.J., 1980 - On the stratigraphy of the Kühltelys-vaara - Tohmajärvi - Värtsilä area. In : Jatulian geology in the eastern part of the Baltic shield, A. SILVENNOINEN (ed.), *Proc. Finnish-soviet Symposium*, 133-138.

- PERCHUK L.L., 1977 - Thermodynamic control of metamorphic processes. In : *Energetics of geological Processes*, S.K. SAXENA and S. BHATTACHARJI (ed.), Ramberg vol., Springer Verlag, 285-352.
- PERTUNEV V., 1980 - Stratigraphy of the Peräpöjha schist area. In : *Jatulian geology in the eastern part of the Baltic shield*, A. SILVENNOINEN (ed.), *Proc. Finnish-Soviet Symposium*, 139-144.
- PESONEN L.J., NEUVONEN K.J., 1981 - Palaeomagnetism of the Baltic shield. Implications for Precambrian tectonics. In : *Precambrian Plate Tectonics*, A. KRONER (ed.), chap. 25, Elsevier, Amsterdam, 623-648.
- PETTIJOHN F.J., 1963 - Chemical composition of Sandstones - excluding carbonate and volcanic sands. In : *Data of Geochemistry* M. FLEISCHER (ed.), U.S. Geol. Surv., Profess. Papers, 440 - S.
- PEUCAT J.J., 1972 - Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr, U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricaïn et en Grande Kabylie. Thèse d'Etat, Rennes 171 p.
- PICHAMUTU C.S., 1956 - The charnockite problem. *Mysore Geol. Assoc. Bangalore, India*.
- PHILPOTTS A.R., 1966 - Origin of the anorthosite - mangerite rocks in Southern Québec. *J. Petrol.*, 7 : 1-64.
- PHILPOTTS J.A., SCHNETZLER C.C., 1970 - Phenocryst-matrix partition coefficients of K, Rb, Sr and Ba with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34 : 307-322.
- PIBOULE M., BRIAND B., BEURRIER M., (sous presse) - Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens de l'Est du Massif Central français. *N. Jb. Mineral. Mn.*
- PICHAMUTU C.S., 1976 - Some problems pertaining to the Peninsular gneissic complex. *J. Geol. Soc. Indian*, 17.
- POLKANOV A.A., GERLING E.K., 1960 - Precambrian Geochronology of the Baltic Shield. *Inter. Geol. Congress, Norden, Part IX*, 183-191.
- POSTAIRE B., 1980 - Géochronologie et géochimie des granulites impliquées dans la chaîne hercynienne. D.E.A., Université de Rennes, 49 p.
- POWELL R., 1978 - Equilibrium thermodynamics in Petrology. An Introduction. Harper and Row Ltd., London, 284 p.
- PRIYATKINA L.A., 1971 - Geologic structure and age of the granulite formations of the Kola Peninsula. Stratigraphy and isotope geochronology of the Precambrian in the eastern part of the Baltic shield. *Nauka, Moscou*.
- PROUST F., BARD J.P., MATTE Ph., MALUSKI H., 1981 - Le complexe volcano-plutonique du Kodistan (Ouest de l'Himalaya) : une coupe complète d'un arc insulaire obducté sur la plaque indienne. *Text European Union Geosci.*, Strasbourg, 100 (Abstract).
- PUCHELT H., 1972 - Barium. In : *Handbook of Geochemistry*. K.H. WEDEPOHL (ed.) Springer Verlag, vol. II/4, 56-B to 56-O.
- RAMSAY W., 1898 - Ueber die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit, *Fennia*, 16, 1.
- RAMSAY W., 1909 - *Geologins grunder*. Helsingfors.
- RASTAS P., 1980 - Stratigraphy of the Kittilä area. In : *Jatulian geology in the eastern part of the Baltic shield*, A. SILVENNOINEN (ed.) ; *Proceedings of a Finnish - Soviet Symposium*, 145-152.
- RAVIER J., CHENEVOY M., 1979 - Présence de formations granulitiques jalonnant un linéament crustal dans la série cristallophylienne de la Sioule (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 288 : 1703-1706.
- REED J.J., 1957 - Petrology of the lower mesozoic rocks of the Wellington district. *New Zealand Geol. Surv. Wellington, Bull.*, 57.
- REITAN P.H., 1960 - Precambrian of northern Norway. Main Precambrian area of Western and central Finnmark. In : *Geology of Norway*, O. HOLTEDAHL (ed), *Norsk. Geol. Under.*, 208 : 72-92.
- RICHARD P., 1966 - Etude de l'équilibre radioactif dans quelques minéraux et minerais uranifères par spectrométrie alpha. Thèse, Université de Nancy, 134 p.
- RICHARDSON S.W., 1968 - Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *J. Petrol.*, 9 : 467-488.
- RICHARDSON S.W., BELL P.M., GILBERT M.C., 1968 - Kyanite-sillimanite equilibrium between 700° et 1500°C. *Amer. Journ. Sci.*, 266 : 513-541.
- RICHARDSON S.W., GILBERT M.C., BELL P.M., 1969 - Experimental determination of the kyanite - andalusite and andalusite - sillimanite equilibria ; the aluminium silicate triple point. *Amer. Journ. Sci.*, 267 : 259-272.

- RICHARDSON S.W., ENGLAND P.C., 1979 - Metamorphic consequences of crustal eclogite production in overthrust orogenic zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42 : 183-190.
- RICHTER F.M., 1973 - Convection and the large scale circulation of the mantle. *J. Geophys. Res.*, 78 : 8735-8745.
- RICKARD D.T., 1979 - Scandinavian Metallogenesis. *Geo. Journal*, 3 : 235-252.
- RICKWOOD P.C., 1968 - On recasting analyses of garnet into end members molecules. *Contr. Mineral. Petrol.*, 18 : 175-198.
- RINNE F., 1912 - Etude pratique des roches. Trad. Pervinquier. Lamarre et Cie, Paris.
- ROBIE R.A., HEMINGWAY B.S., FISHER J.R., 1978 - Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar ( $10^5$  Pascals) pressure and at higher temperatures. *Geol. Surv. Bull.* 1452, Reprinted 1979, 456 p.
- ROGERS J.J.W., ADAMS J.A.S., 1969 - Uranium. In : Handbook of Geochemistry. K.H. WEDEPOHL (ed.) Springer Verlag, vol. II/4, B2.
- ROLLINSON H.R., WINDLEY B.F., 1980 - Selective elemental depletion during metamorphism of Archean granulites, Scourie, NW Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72 : 257-263.
- ROUX L., 1977 - L'évolution des roches du faciès granulite et le problème des ultramafites dans le Massif de Castillon (Ariège). Thèse d'Etat, Toulouse, 487 p.
- RUCKLIDGE J., GASPARRINI E.L., 1969 - Electron micro-probe analytical data reduction, EMPADR VII. Department of Geology, University of Toronto, Canada, 34 p.
- SAHAMA Th. G., 1933 - Struktur und Bewegung in der Granulitformation der finnischen Lapplands. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 101.
- SAHAMA Th. G., 1935 - Die Regelung von Quarz und Glimmer in den gesteinen des finnisch Lappländischen Granulit-formation. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 113 : 1-110.
- SAHAMA Th. G., 1936 - Akzessorische Elemente in den Granuliten von finnisch Lappland. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 115 : 267-274.
- SARLIN E., 1902 - Kultalöydöstä Suomen Lapissa. Suomen Teollisuushallituksen Tiedomantoja, 32. Helsinki.
- SCHEUMAN K.H., BOSSDORF R., BOCK Th., 1961 - Versuch einer genetischen Deutung der Lappländischen Granulite. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 196 : 327-337.
- SCHREYER W., YODER H.S.Jr., 1964 - The system MgCordierite - H<sub>2</sub>O and related rocks. *N. Jb. Mineral. Abh.* 101 : 271-342.
- SEDERHOLM J.J., 1897 - Geologische Übersichtskarte von Finland und der angrenzenden Landteilen : 1/2500 000. Helsingfors.
- SEDERHOLM J.J., 1907 - *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 23 : 110.
- SEDERHOLM J.J., 1911 - Vuoriperä - Roches pré-quatérnaires Berggrunden. Suomen Kartasto 1910. Karttalehti n° 3. Teksti I, 1-26.
- SEDERHOLM J.J., 1916 - On synanthetic minerals and related phenomena. *Bull. Soc. Geol. Finlande*, 48.
- SEDERHOLM J.J., 1923 - On migmatites and associated Precambrian rocks of Southwestern Finland. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 58 : 75-95.
- SELLEY R.C., 1978 - Sedimentary environments. In : *Encyclopedia of Sedimentology*, R.W. FAIRBRIDGE and J.J. BOURGEOIS (Ed.). Dowden, Hutchinson and Ross, 658-661.
- SENIOR A., LEAKE B.E., 1978 - Regional metasomatism and the geochemistry of the metasediments of Connemara, Western Ireland. *J. Petrology*, 19 : 585-625.
- SHACKLETON R.M., 1973 - Correlation of structures across Precambrian orogenic belts in Africa. In : D.H. TARLING and S.K. RUNCORN (Ed.), *Implications of Continental drift to the Earth Sciences*, 2, Academic Press, London, 1091-1095.
- SHACKLETON R.M., 1973 - Problems of the evolution of the continental crust. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A 273 : 317-320.
- SHAW D.M., 1968 - A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32 : 573-601.
- SHAW D.M., 1972 - The origin of the Aspley gneiss, Ontario. *Can. Journ. Earth Sci.*, 9, 18 : 18-35.
- SHAW D.M., 1978 - Trace-elements behaviour during anatexis in the presence of a fluide phase. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42 : 933-943.
- SHERATON J.W., SKINNER A.C., TARNEY J., 1973 - The geochemistry of the Scourian gneisses of the Assynt district. In : *The Early Precambrian of Scotland and related rocks of Greenland*, R.G. PARK and J. TARNEY (ed.), Univ. Kelle, 13-30.

- SHERMAN P., MARSH S.P., SHERIDAN, 1976 - Rutile in Precambrian sillimanite - quartz gneiss and related rocks, East central Front Range, Colorado. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 959 G. : 1-17.
- SIEVER R., 1979 - Plate-tectonic controls on diagenesis. *J. Geology*, 87 : 127-155.
- SIGHINOLFI S.P., 1971 - Investigations into deep crustal levels : fractionating effects and geochemical trends related to high grade metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35 : 1005-1021.
- SILVENNOINEN A. (ed.), 1980 - Jatulian geology in the eastern part of the Baltic shield. *Proceed. Finnish-soviet. Symp. Rovaniemi*, 251 p.
- SILVENNOINEN A., HONKAMO M., JUOPPERI H., LEHTONEN M., MIELAKAINEN P., PERTTUNEN V., RASTAS P., RASANEN J., VAANANEN J., 1980 - Main features of the stratigraphy of north Finland. In : Jatulian geology in the eastern part of the Baltic shield, A. SILVENNOINEN, *Proceeding of a Finnish-Soviet Symposium*, 153-162.
- SIMONEN A., 1960 a - Prequaternary rocks in Finland. *Bull. Comm. geol. Finlande*, 191.
- SIMONEN A., 1960 b - Precambrian stratigraphy of Finland. Rep. XXI Session, Norden, part IX, Copenhagen, 1960.
- SIMONEN A., MIKKOLA A., 1980 - Finland. In : Geology of European countries, 26<sup>th</sup> Intern. Geol. Congress, Paris, Dunod : 55-130.
- SKALVOLL H., 1964 - Preliminary results from the Precambrian of Finnmarksvidds. *N.G.T.* 44 : 489-490.
- SMITHSON S.B., BROWN S.K., 1977 - A model for lower continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35 : 134-144.
- SOKOLOV V.A., 1980 - Jatulian formations of the karelian ASSR. In : Jatulian geology in the eastern part of the Baltic shield, A. SILVENNOINEN (ed.). *Proc. Finnish-soviet Symposium*, 163-194.
- SOLITANDER C.P., 1882 - Berättelse öfver en i geologiskt avseende verkställd resa längs stränderna of Enare träsk. *Bergstyr. trensteber. för år 1878*, Helsinki, 1882.
- SPEARS D.A., KANARIS-SOTTIRIOU R., 1976 - Titanium in some carboniferous sediments from Great Britain. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40 : 345-351.
- STRECKEISEN A.L., 1967 - Classification and nomenclature of igneous rocks. *N.Jb. Miner. Abh.*, 107 : 144-240.
- STRECKEISEN A.L., 1974 - How should charnockitic rocks be named ? *Cent. Soc. Geol. Belgique*, 349-360.
- SUN S.S., NESBITT R.W., 1978 - Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. *Geology*, 6 : 689-693.
- SUTTON J., SHACKELTON R.M., BRIDEN J.C., 1976 - A discussion on global tectonics in Proterozoic times. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 280 : 397-667.
- SUTTON J., WATSON J.V., 1974 - Tectonic evolution of continents in early Proterozoic times. *Nature*, 274 : 433-435.
- SUTTON J., WINDLEY B.F., 1973 - A discussion on the evolution of the Precambrian crust. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 273 : 315-581.
- SVETOV A.P., 1980 - The Jatulian volcanism of Karelia. In : Jatulian geology in the eastern part of the Baltic shield, A. SILVENNOINEN (ed.). *Proc. Finnish-soviet Symposium*, 195-220.
- TARLING D.H., 1978 - Plate tectonics : Present and past. In : Evolution of the Earth's crust, D.H. TARLING (ed.), *Academic Press*, 361-408.
- TARNEY J., 1976 - Geochemistry of Archean high grade gneisses, with implications as to the origin and evolution of the Precambrian crust. In : *The early History of the Earth*. B.F. WINDLEY Ed., J. Wiley N.Y. 405-417.
- TARNEY J., SKINNER A.C., SHERATON J.W., 1972 - A geochemical comparison of major Archean gneiss units from northwest Scotland and east Greenland. *Rpt. 24<sup>th</sup> Int. geol. Congress.*, Montreal 1 : 162-174.
- TARNEY J., WINDLEY B.F., 1977 - Crustal development in the Archean. Symposium Hyderabad. Ind. IUGS - UNESCO - IGCP 15-19 novembre 1977. Abstracts 117-119.
- TAYLOR S.R., 1964 - Abundance of chemical elements in the continental crust : a new table. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28 : 1273-1285.
- TAYLOR S.R., WHITE A.J.R., 1966 - Trace element abundances in andesites. *Bull. volc.*, 29 : 117-194.
- TAYLOR S.R., McLENNAN S.M., 1981 - The rare earth element evidence in Precambrian sedimentary rocks : implications for crustal evolution. In : *Precambrian Plate Tectonics*, A. KRONER (ed.) chap. 21, Elsevier, Amsterdam, 527-548.
- THOMPSON A.B., 1976 a - Mineral reactions in pelitic rocks. I- Prediction of P-T-X<sub>Fe-Mg</sub> phase relations. *Amer. Journ. Sci.*, 274 : 401-424.

- THOMPSON A.B., 1976 b - Mineral reactions in pelitic rocks. II - Calculation of some P-T-X<sub>Fe-Mg</sub> phase relations. *Amer. Journ. Sci.*, 274 : 425-454.
- TIGERSTEDT A.F., 1884 - Beskrifning af de geologiska formationerna : sydöstradeln af Snare samt nordöstra delen af Sodankylä sochmar. Tienst. Bergsink. Underdaniga berättelse för år 1882, Helsingfors, 1884.
- TOKSOZ M.N., BIRD P., 1977 - Modelling of temperatures in continental convergence zones. *Tectonophysics.*, 41 : 181-193.
- TORSKE T., 1977 - The south Norway Precambrian Region, a Proterozoic Cordilleran-type orogenic segment. *Norks. Geol. Unders.*, 257 : 97-120.
- TOURET J., 1969 - Le socle précambrien de Norvège méridionale (région de Vegårshei - Gjerstad). Thèse Univ. Nancy, 3 tomes.
- TOURET J., 1970 - Le faciès granulite, métamorphisme en milieu carbonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 271 : 2228-2231.
- TOURET J., 1971 a - Le faciès granulite en Norvège méridionale I Les associations minéralogiques. *Lithos*, 4-3 : 239-249.
- TOURET J., 1971 b - Le faciès granulite en Norvège méridionale. II Les inclusions fluides. *Lithos*, 4-4 : 423-436.
- TOURET J., 1974 - Faciès granulite et fluides carboniques. In : Géologie des domaines cristallins, J. BELLIERE et J.C. DUCHESNE (ed.), Centenaire de la Société Géologique de Belgique, Liège, 1974 : 267-288.
- TOURET J., 1974 - Fluide inclusion in high grade metamorphic rocks. Publ. NATO adv. study Inst. "volatils in metamorphism".
- TOURET J., 1981 - Modèle de répartition des fluides dans la croûte (modèle statique). Conférence, Université de Rennes, 24 mars 1981.
- TROGER W.E., 1971 - Optische Bestimmung der Gesteinbildenden Minerale. Teil. 1 Bestimmungstabellen-4. Aufl., Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- TUCKER M.E., 1974 - Sedimentology of the Paleozoic limestones : the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopedenkalk (Germany). *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, 1 : 71-92.
- TUGARINOV A.F., BIBIKOVA E.V., GOROSHCHENKO G.L., 1968 - Age of the Granulites in the Baltic shield. *Geochem. Intern.*, 5 : 866 (Abstract).
- TURNER F.J., VERHOOGEN J., 1960 - Igneous and metamorphic Petrology. 2<sup>nd</sup> edition, Mac Graw-Hill, New-York, 694 p.
- TUTTLE O.F., BOWEN N.L., 1958 - Origin of granulite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - SiO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 74.
- USDOWSKI H.E., 1970 - Magnesium - 12 D - Abundances in rocks forming minerals. I - Low temperature minerals. In : Handbook of Geochemistry, K.H. WEDEPOHL (ed.) Vol. II/1 - 12 D - I.
- VAN DE KAMP P.C., LEAKE B.E., SENIOR A., 1976 - The petrography and geochemistry of some Californian arkoses with application to indentifying gneisses of metasedimentary origin. *J. Geology*, 84 : 195-212.
- VAYRYNEN H., 1954 - Suomen kallioperä. Helsinki.
- VEIZER J., 1973 - Sedimentation in geology History : recycling vs. evolution or recycling with evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 38 : 261-278.
- VEIZER J., 1978 - Strontium. In : Handbook of Geochemistry, K.H. WEDEPOHL, (ed.). Springer Verlag, vol. II/4. 38 K and 38 L.
- VEIZER J., JANSEN S.L., 1979 - Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *J. Geology*, 87 : 341-370.
- VIDAL Ph., TILTON G.R., BLAIS S., JAHN B.M., CAPDEVILA R., 1980 - U - Pb and Rb - Sr systematics of the Suomussalmi Archean greenstone belt (eastern Finlan). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44 : 2033-2044.
- VIDALE R., 1969 - Metasomatism in a chemical gradient and the formation of calcsilicate bands. *Amer. Journ. Sci.*, 267 : 857-874.
- VIELZEUF D., 1980 - Pétrologie des écaillés granulitiques de la région de Lherz (Ariège - zone nord-pyrénéenne) Introduction à l'étude expérimentale de l'association grenat (Alm-Pyr) - feldspath potassique. Thèse 3ème cycle Clermont-Ferrand, 219 p.
- VOGEL D.E., 1967 - Petrology of an eclogite and pyrigarnite - bearing polymetamorphic rocks complex at Cabo Ortegal, Spain. *Leid. Geol. Meded.*, 40 : 121-213.

- WASSERBURG G.J., MACDONALD G.J.F., HOYLE F., FOWLER W.A., 1964 - Relative contributions of Uranium, thorium and potassium to heat production in the earth. *Science*, 143 : 465-467.
- WEAVER C.E.J., 1971 - Clay water diagenesis during burial: how mud becomes gneiss. *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers*, 134 : 28 p.
- WEAVER C.E., POLLARD L.D., 1973 - The chemistry of clay minerals. *Developments in sedimentology* 15. Elsevier 1973, 213 p.
- WEAVER B.L., TARNEY J., WINDLEY B.F., SUGAVANAM E.B., VENKATA RAO V., 1978 - Madras granulites : geochemistry an P-T conditions of crystallisation. In : *Archean geochemistry*, B.F. WINDLEY and S.M. NAQVI (ed.), Elsevier, Amsterdam, 177-204.
- WEDEPOHL K.H., 1969 - Composition and abundance of common sedimentary rocks. *Handbook of Geochemistry, Springer Verlag*, 250-271.
- WEDEPOHL K.H., 1978 - Manganese. In : *Handbook of Geochemistry*, K.H. WEDEPOHL (ed.) vol. II/3, 25 B to 25 O.
- WEILL D.S., 1966 - Stability relation in the  $Al_2O_3$  -  $SiO_2$  system calculated from solubilities in the  $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $NaAlF_6$  system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 30 : 223-237.
- WEISBROD A., 1970 - Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif Central Français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique de métamorphisme. Thèse, Univ. Nancy, 4 tomes.
- WEISBROD A., 1973 - Cordierite-garnet equilibrium in the system Fe-Mn-Al-Si-O-H-. *Carnegie, Inst. Washington Yearbook*, 72 : 515-523.
- WEISBROD A., 1974 - Etude expérimentale de l'équilibre grenat-cordiérite dans le système Mn-Fe-Al-Si-O-H à 750°. Implications thermodynamiques et pétrologiques. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, 97 : 261- 270.
- WEISS A.C., 1803 - Ueber di Gebrigsart des sächsichen Ersgebirges, Welche unter dem Namen Weiss - stein neuerlich bekannt gemacht worden ist. *N. Schm. Berlin. Gesell. Naturfors. Freunde*, Berlin, 4 : 342-366.
- WELLS P.R.A., 1977 - Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62 : 129-139.
- WENNERWIRTA H., 1969 - Karasjokområdets Geologi. *N.G.U.* 258, Årbok 1968, Oslo 1969, 131-184.
- WHITE A.J.R., CHAPPELL B.W., 1977 - Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43 : 7-22.
- WHITNEY P.R., 1969 - Variations of the K/Rb ratio in migmatitic paragneisses of the Northwest Adirondacks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33 : 1203-1211.
- WIJK V.H., 1966 - Petrological studies of the Neiden granite complex. *N.G.U.*, 237 : 99 p.
- WILLIAMS H.R., 1977 - African Archean mobile belts and granite - greenstone terrains. *Nature*, 266 : 163-164.
- WINDLEY B.E. (ed.), 1976 - The Early History of the Earth. NATO Advanced Study Institute, University of Leicester, 1975. J. WILEY, London.
- WINDLEY B.E., 1977 - The Evolving continents. J. WILEY, London.
- WINDLEY B.F., 1981 - Precambrian rocks in the light of the Plate-Tectonic concept. In : *Precambrian Plate Tectonics*, A. KRONER Ed. Chap. 1, Elsevier, Amsterdam, 1-20.
- WINDLEY B.F., SMITH J.V., 1976 - Archean high grade complexes and modern continental margins. *Nature*, vol. 60., April 1976, 671-675.
- WINKLER H.G.F., 1965 - La genèse des roches métamorphiques. Trad. von ELLER. Ed. Orphys. Gap.
- WINKLER H.G.F., 1976 - Petrogenesis of metamorphic rocks. 4<sup>th</sup> Edition, Springer Verlag. New-York.
- WINKLER H.G.F., 1978 - Petrogenesis of metamorphic rocks. 5<sup>th</sup> Edition, Springer Verlag. New-York.
- WINKLER H.G.F., BOESE M., MARCOPOULOS T., 1975 - Low temperature granitic melts. *N. Jb. Mineral. Mn.*, 6 : 245-268.
- WINKLER H.G.F., von PLATEN H., 1961 - Experimentelle Gestein-metamorphose. V- Experimentelle anatektischer schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 24 : 48-69, 250-259.
- WINKLER H.G.F., SEN S.K., 1973 - Nomenclature of Granulites and other high-grade metamorphic rocks. *N. Jb. Mineral., Mn.*, H 9 : 393-402.
- WOOD B.J., 1974 - Solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46 : 1-15.
- WOOD B.J., BANNO S., 1973 - Garnet - orthopyroxene and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*,



42 : 109-124.

- WRIGHT A.E., EL. HIYARI M.A., JACKSON R.J., FEDIUKOVA E., 1978 - The structural history and geochemistry of the Lapland granulites, Finland. In : Correlation of the Precambrian. A.V. SIDORENKO (ed.). Moscou, 223- 235.
- YODER H.S., TILLEY C.E., 1962 - Origin of basalt magmas ; an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3 : 342- 532.
- ZAGORODNYI V.G., 1980 - Jatulian geology of the Kola Peninsula. In : A. SILVENNOINEN, Jatulian geology in the eastern part of the Baltic shield. Proceedings of a Finnish - Soviet Symposium, 221-235
- ZHURAVLEV V.A., IVANOV N.M., NEGRUTZA V.Z., NEGRUTZA T.F., PUSHKIN G.J., 1980 - Prejatulian formation of the link zone between Karelides and Belomorides. In : A SILVENNOINEN, Jatulian geology in the eastern part of the Baltic shield. Proceedings of a Finnish - Soviet Symposium, Rovaniemi, 1980 - 239-251.

ANNEXES  
ET  
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

ABREVIATIONS

Ab	albite	Hc	hercynite
Act	actinote	Hyp	hypersthène
Alm	almandin	Ilm	ilménite
Als	silicate d'alumine	Mgm	magnétite
An	anorthite	Mu	muscovite
And	andalousite	Ol	olivine
Andr	andradite	Opx	orthopyroxène
Bi	biotite	Plg	plagioclase
Cd	cordiérite	Preh	prehnite
Co	corindon	Py	pyrope
Cpx	clinopyroxène	Q	quartz
Di	disthène	Ru	rutile
Diop	diopside	Sill	sillimanite
En	enstatite	Sp	spinnelle
FK	feldspath potassique	Spes	spessartine
Fs	ferrosilite	Sph	sphène
Gra	graphite	Wo	wollastonite
Gros	grossulaire	Z	zoisite
Gt	grenat		

## METHODES ANALYTIQUES

## Eléments majeurs

Le code des échantillons est le suivant :

- B - données extraites de Moreau (1980)  
méthodes analytiques : Si, Al, Fe, Ti, Mn, Ca, P, K par spectrométrie de fluorescence X, Na et Mg par spectrométrie d'absorption atomique. La procédure analytique est détaillée dans Martin (1980) ; analyste : B. Moreau.
- E - données extraites de Eskola (1952)  
méthode analytique non spécifiée ; analystes : E. Nordenswan et N. Sahlbom.
- D - données extraites de Hörmann et al. (1980)  
méthode analytique non spécifiée.
- J - données extraites de Convert (1981),  
méthodes analytiques : Si, Al, Fe, Ti, Mn, Ca, P, K par spectrométrie de fluorescence X, Na et Mg par spectrométrie d'absorption atomique. La procédure analytique est détaillée par Martin (1980).
- L - données propres  
méthodes analytiques : Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, Ti par spectrométrie de fluorescence X, Na par spectrométrie d'absorption atomique et Si par colorimétrie. Les renseignements concernant les méthodes analytiques et leur précision sont donnés par Govindaraju et Montanari (1978) et Govindaraju (1980) ; analyste : R. Montanari.
- M - données extraites de Meriläinen (1976)  
méthode analytique non spécifiée ; analyste : P. Ojanperä.

## Eléments traces

Composition des éléments traces des échantillons de la suite khondalitique. Les méthodes analytiques utilisées sont les suivantes :

- Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Ni, Co, V, Cr par spectrométrie de fluorescence X selon la méthode décrite par Martin (1979), à l'Institut de Géologie de l'Université de Rennes ; analyste : F. Vidal.
- Ba, Cu, Zn par spectroscopie d'émission utilisant une torche à plasma, selon la méthode de Govindaraju (1980), au Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique à Nancy.
- U par fluorimétrie et Th par spectrométrie (Richard, 1966) et pour quelques échantillons par spectroscopie d'émission (ibid.), au Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique à Nancy ; certains dosages d'U ont été réalisés pour contrôle, par trois techniques différentes : fluorimétrie, spectroscopie d'émission et activation neutronique.

Valeurs obtenues sur les standards USGS. Valeurs recommandées.  
entre parenthèses.

	G <sub>2</sub>	G S P
Rb	167 (168)	251 (254)
Sr	481 (479)	237 (230)
Zr	299 (300)	494 (500)
Y	12 ( 12)	29 ( 30)
Nb	14 (13.4)	30 ( 29)
	AGV	BCR
Ni	20 ( 19)	
Co	15 ( 14)	33 ( 37)
V	121 (125)	415 (410)

#### Terres rares

Les dosages ont été effectués par la méthode dite de dilution isotopique (voir Jahn et al., 1980), par Bernard-Griffiths (Université de Rennes).

#### Analyses à la microsonde

Les analyses de minéraux ont été effectuées sur les microsondes MS 46 et CAMEBAX du service commun de micro-analyses de Nancy - Besançon - Strasbourg.

Les conditions analytiques sont les suivantes :

- pour la MS 46 -
  - courant échantillon 30 nA
  - tension d'accélération : 15 KV
  - temps d'analyse : 25 s par couple de 3 ou 4 éléments
  - taille de faisceau : 2 à 3 µm
  - programme de correction Z A F EMPADR VII de J. Rucklidge et E.L. Gasparrini (1969)
- pour la CAMEBAX -
  - courant échantillon 10 nA
  - tension d'accélération : 15 KV
  - temps d'analyse : 6 s par couple de 3 éléments
  - taille de faisceau : 1 à 3 µm
  - programme de correction MBXCOR de J. Henoc et M. Tong (1978)
- sur MS 46 - quatre spectromètres sont utilisés.
  - 1 - L I F : fluorure de lithium, domaine d'analyse pour les raies K du Sc au Sr et pour les raies L du Te à l'U
  - 2 - Quartz = SiO<sub>2</sub>, domaine d'analyse pour les raies K du S au Zn et pour les raies L

du Mo au Re, ainsi que pour les raies M du Tl à l'U.

3 - P E T = penta érythriol :  $C_5 H_{12} O_4$ , domaine d'analyse pour les raies K du Si au Fe et pour les raies L au Sr à l'Ho et pour les raies M du W à l'U.

4 - K A P = phtalate de potassium :  $C_8 H_5 O_4 K$ , domaine d'analyse pour les raies K du F au P et pour les raies L de Mn au Mo ainsi que pour les raies M du La au Mg.

dans le cas des silicates, ont été dosés sur le

LIF : Fe Ka, Mn Ka

Q : Cr Ka

PET : K Ka, Ca Ka, Ti Ka

KAP : Na Ka, Al Ka, Si Ka, Mg Ka

- sur la CAMEBAX trois spectromètres sont utilisés

1 - LIF (cf. MS 46)

2 - PET (cf. MS 46)

3 - TAP = phtalate acide de thallium :  $C_8 H_5 O_4 Tl$ , domaine d'analyse pour les raies K du F au P, pour les raies L du Mn au M et pour les raies M du La au Hg

Sur le LIF, ont été dosées les raies Fe Ka, Mn Ka, Ni Ka, Zn Ka

Sur le TAP, ont été dosées les raies Si Ka, Al Ka, Mg Ka, Na Ka

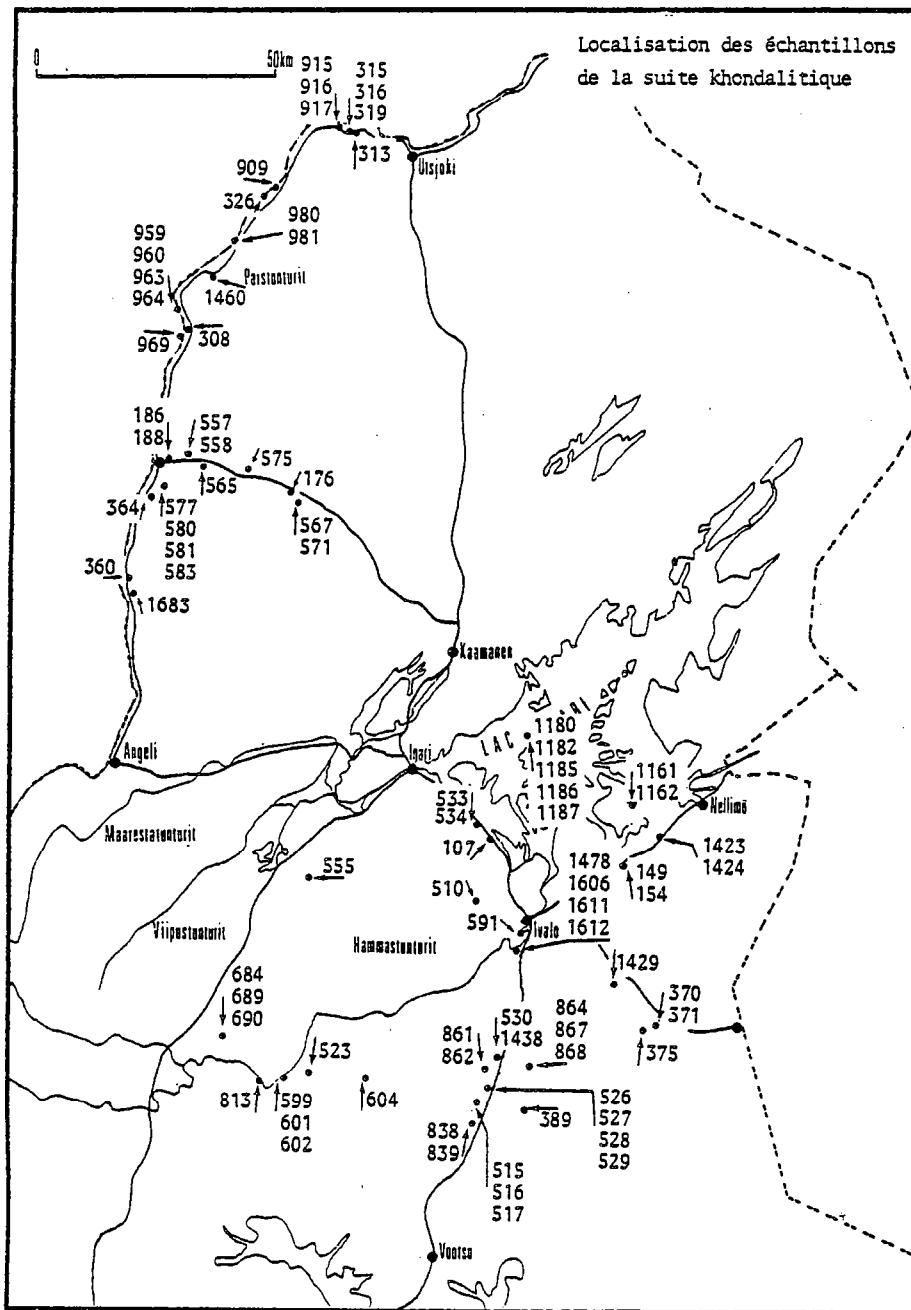
Sur le PET, ont été dosées les raies Ti Ka, Ca Ka, K Ka, Cr Ka

Les éléments alcalins ont été dosés en premier.

Les standards sont les suivants :

Na	- albite
K	- orthose
Al	- corindon ou albite
Si	- albite
Fe	- hématite
Mg	- chromite
Ti	- rutile
Mn	- rhodonite
Ni	- busénite
Zn	- zincite

L'ensemble des données est stocké dans la banque des données géochimiques du service ARTEMISE. EDTA (Service d'Etude Documentaire et Traitement Automatique) du C.R.P.G.  
Ces données peuvent être fournies sur listing à toute demande.



SUITE KHONDALITIQUE

( Partie supérieure : données brutes, partie inférieure : données corrigées sur une base anhydre ).

SILLIMANITE-GARNET GNEISSES (1)

N° Ech.	L1187	M16	L1186	L1162	L1180	L1424	L1423	L959	L1161	L188	L530	L555	L176	L813
SiO <sub>2</sub>	47.89	53.42	52.39	55.02	55.36	55.77	56.42	57.21	58.31	58.73	59.70	60.66	61.26	62.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.97	26.29	23.28	21.03	23.10	21.00	21.08	21.46	19.08	21.09	20.05	19.40	16.69	18.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	12.82	8.85	9.12	10.98	10.93	10.58	10.67	10.47	11.16	8.78	10.50	8.87	7.86	9.19
MnO	0.18	0.05	0.13	0.11	0.11	0.15	0.16	0.21	0.12	0.11	0.18	0.15	0.12	0.07
MgO	4.34	3.35	3.08	3.87	3.41	4.06	3.78	3.86	4.17	3.81	3.68	3.73	3.00	3.08
CaO	0.56	0.55	0.14	1.10	0.29	0.94	0.54	0.70	0.63	0.76	0.41	0.78	0.85	0.62
Na <sub>2</sub> O	0.98	1.72	0.58	1.67	0.66	1.61	0.97	0.97	0.85	1.12	0.66	1.24	1.65	1.10
K <sub>2</sub> O	6.13	5.15	6.29	3.40	3.38	3.05	4.02	3.68	3.15	3.76	3.33	3.58	4.24	3.15
TiO <sub>2</sub>	1.26	0.90	0.94	0.92	0.91	0.96	0.92	0.91	1.05	1.01	0.96	0.81	0.80	0.89
PF.	2.37	0.06	3.22	1.35	1.68	1.40	0.88	0.00	0.86	0.00	0.09	0.41	0.00	0.33
Total	99.50	100.34	99.17	99.45	99.83	99.52	99.44	99.47	99.36	99.17	99.56	99.63	99.47	99.38

N° Ech.	L917	L313	L358	L981	L389	L964	L326	L599	L915	L963	L980	L575	L371
SiO <sub>2</sub>	62.08	63.38	64.44	66.10	66.59	66.22	66.79	66.69	67.35	67.54	69.21	69.68	70.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.59	17.64	17.83	16.01	16.61	16.00	16.78	16.67	16.10	14.89	15.61	14.53	13.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	8.14	9.73	9.84	9.09	6.14	7.90	7.22	7.21	6.79	6.25	6.70	5.96	6.05
MnO	0.15	0.17	0.10	0.11	0.11	0.06	0.10	0.11	0.05	0.15	0.07	0.07	0.13
MgO	3.03	3.51	2.79	2.41	2.54	2.54	2.65	2.70	2.39	2.26	2.14	2.09	2.03
CaO	0.62	0.55	0.54	1.33	0.65	0.93	0.58	0.84	0.56	0.81	0.50	0.87	0.74
Na <sub>2</sub> O	1.96	0.82	0.84	1.72	1.55	1.27	1.16	1.39	1.39	1.64	1.13	1.96	1.28
K <sub>2</sub> O	4.60	2.63	3.28	2.84	4.76	3.27	3.40	2.40	3.44	4.52	3.42	3.73	3.49
TiO <sub>2</sub>	0.76	0.81	0.80	0.74	0.55	0.71	0.74	0.79	0.69	0.71	0.62	0.62	0.62
PF.	1.45	0.00	0.09	0.00	0.01	0.19	0.00	0.54	0.30	0.00	0.00	0.26	0.09
Total	99.38	99.24	99.55	99.35	99.51	99.09	99.42	99.34	99.46	98.77	99.40	99.57	99.16

SILLIMANITE GARNET GNEISSES (2)

N° Ech.	A308L	868L	1429L	375L	8308L	186L	316L	969L	601L	315L	960L	604L	L182L	L185L	565L
SiO <sub>2</sub>	70.40	69.51	71.79	72.74	72.86	73.34	73.84	72.96	73.07	73.90	73.75	74.76	74.36	74.28	74.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.15	13.07	14.10	13.43	12.47	13.05	12.15	13.07	13.06	12.68	12.21	11.97	11.89	12.04	11.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	6.51	6.13	5.64	4.82	4.91	5.13	5.32	5.40	3.85	4.27	5.81	5.09	5.22	5.13	5.08
MnO	0.02	0.04	0.05	0.09	0.08	0.04	0.17	0.09	0.04	0.00	0.05	0.18	0.03	0.03	0.02
MgO	2.70	1.94	1.43	1.61	1.79	1.84	1.88	2.00	1.76	1.58	1.27	1.95	1.66	1.63	1.94
CaO	0.69	0.58	0.73	0.79	1.03	0.87	1.17	0.59	2.34	0.72	0.99	1.27	1.05	0.64	1.83
Na <sub>2</sub> O	1.07	1.66	1.67	1.64	1.65	1.43	1.97	1.63	2.64	2.11	1.43	1.53	1.87	1.12	1.74
K <sub>2</sub> O	3.24	3.19	3.51	3.55	3.99	3.36	2.33	3.27	1.54	3.40	2.84	2.21	1.83	2.81	1.47
TiO <sub>2</sub>	0.62	0.73	0.62	0.66	0.53	0.49	0.52	0.57	0.60	0.52	0.48	0.57	0.61	0.65	0.64
PF.	0.00	2.56	0.00	0.23	0.00	0.00	0.07	0.00	0.67	0.55	0.57	0.00	0.85	1.10	0.64
Total	99.40	99.41	99.54	99.56	99.31	99.55	99.42	99.38	99.57	99.73	99.40	99.53	99.37	99.43	99.56

K-FELDSPAR-RICH GARNET GNEISSES (1)

SiO <sub>2</sub>	70.82	71.77	72.12	73.23	73.37	73.67	74.32	73.27	73.88	74.51	74.62	75.11	75.48	75.54	75.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.24	13.50	14.17	13.52	12.56	13.11	12.23	13.13	13.21	12.78	12.35	12.03	12.07	12.24	11.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	6.55	6.33	5.67	4.35	4.94	5.15	5.35	5.42	3.89	4.31	5.88	5.11	5.30	5.22	5.14
MnO	0.02	0.04	0.05	0.09	0.08	0.04	0.17	0.09	0.04	0.00	0.05	0.18	0.03	0.03	0.02
MgO	2.72	2.00	1.44	1.62	1.80	1.85	1.89	2.01	1.78	1.59	1.29	1.96	1.68	1.66	1.96
CaO	0.69	0.60	0.73	0.80	1.04	0.87	1.18	0.59	2.37	0.73	1.00	1.28	1.07	0.65	1.85
Na <sub>2</sub> O	1.08	1.71	1.68	1.65	1.66	1.44	1.98	1.64	2.67	2.13	1.45	1.54	1.90	1.14	1.76
K <sub>2</sub> O	3.26	3.29	3.53	3.57	4.02	3.38	2.35	3.28	1.56	3.43	2.87	2.22	1.86	2.86	1.49
TiO <sub>2</sub>	0.62	0.75	0.62	0.66	0.53	0.49	0.52	0.57	0.61	0.52	0.49	0.57	0.62	0.66	0.65

K-FELDSPAR-RICH GARNET GNEISSES (2)

N° Ech.	516L	18E	864L	527L	838L	526L	689L	360L	151H	152H	916L	839L	591L	319L	19E
SiO <sub>2</sub>	75.23	76.13	75.51	76.40	76.93	76.95	77.31	77.30	78.38	78.52	79.15	79.90	79.10	80.03	80.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.76	11.32	12.13	12.04	10.74	11.28	11.18	10.67	10.38	9.74	9.67	9.29	8.79	8.57	10.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4.94	4.05	3.86	4.04	4.60	4.14	4.31	3.77	4.02	4.17	3.78	3.85	3.20	5.21	2.88
MnO	0.11	0.00	0.05	0.06	0.14	0.02	0.04	0.05	0.04	0.07	0.04	0.05	0.05	0.06	0.00
MgO	1.88	1.86	1.03	1.00	1.87	1.15	1.07	1.51	1.16	1.61	0.73	0.89	0.94	2.01	1.14
CaO	0.51	1.33	2.04	0.84	0.38	0.81	1.18	1.09	1.18	1.13	0.88	0.57	0.60	0.84	0.93
Na <sub>2</sub> O	1.10	2.16	2.33	1.63	0.91	1.70	2.58	1.54	1.79	1.62	1.96	1.55	1.37	1.43	1.47
K <sub>2</sub> O	3.45	3.51	1.75	2.84	3.33	2.57	1.42	3.06	2.54	2.65	2.57	2.94	2.40	0.56	2.41
TiO <sub>2</sub>	0.59	0.21	0.49	0.55	0.54	0.51	0.41	0.43	0.53	0.47	0.55	0.42	0.37	0.43	0.42
PF.	0.00	0.16	0.30	0.00	0.02	0.22	0.00	0.00	0.08	0.28	0.17	0.08	0.24	0.31	0.00
Total	99.57	100.73	99.49	99.40	99.48	99.35	99.50	99.42	100.10	100.26	99.50	99.54	98.96	99.45	100.09

SiO <sub>2</sub>	75.55	75.70	76.13	76.86	77.35	77.63	77.70	77.75	78.36	78.54	79.68	80.33	81.70	80.72	80.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.81	11.26	12.23	12.11	10.80	11.38	11.24	10.73	10.38	9.74	9.74	9.34	9.08	8.64	10.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4.96	4.03	3.89	4.06	4.62	4.18	4.33	3.79	4.02	4.17	3.81	3.87	3.31	5.26	2.88
MnO	0.11	0.00	0.05	0.06	0.14	0.02	0.04	0.05	0.04	0.07	0.04	0.05	0.05	0.06	0.00
MgO	1.89	1.85	1.04	1.01	1.88	1.16	1.08	1.52	1.16	1.61	0.73	0.89	0.97	2.03	1.14
CaO	0.51	1.32	2.06	0.85	0.38	0.82	1.19	1.10	1.18	1.13	0.89	0.57	0.62	0.85	0.93
Na <sub>2</sub> O	1.10	2.15	2.35	1.64	0.91	1.71	2.59	1.55	1.79	1.62	1.97	1.56	1.41	1.44	1.47
K <sub>2</sub> O	3.46	3.49	1.76	2.86	3.37	2.59	1.43	3.08	2.54	2.65	2.59	2.96	2.48	0.56	2.41
TiO <sub>2</sub>	0.59	0.21	0.49	0.55	0.54	0.51	0.41	0.43	0.53	0.47	0.55	0.42	0.38	0.43	0.42

PLAGIOCLASE-RICH GARNET GNEISSES

N° Ech.	580L	684L	581L	909L	15E	867L	517L	515L	523L	557L	602L	17E
SiO <sub>2</sub>	62.86	64.96	65.83	66.43	68.01	68.11	68.80	68.51	68.78	71.06	71.27	73.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.12	16.44	16.22	15.47	16.25	15.06	16.49	15.84	15.79	14.69	14.91	14.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	7.87	6.70	6.90	8.25	5.15	6.20	4.05	3.33	2.98	3.27	2.48	0.64
MnO	0.13	0.19	0.18	0.07	0.07	0.05	0.00	0.08	0.03	0.10	0.03	0.00
MgO	3.34	2.74	2.47	2.20	1.55	2.48	1.46	1.56	1.11	1.53	0.96	0.36
CaO	3.45	3.23	2.00	3.01	3.36	2.41	3.16	2.58	2.81	0.54	1.05	1.92
Na <sub>2</sub> O	2.62	2.72	2.59	2.57	2.89	2.51	3.70	3.29	2.87	1.92	3.03	3.14
K <sub>2</sub> O	1.68	1.58	3.33	1.10	2.04	1.85	1.82	3.15	3.89	5.96	4.56	5.07
TiO <sub>2</sub>	1.11	0.78	0.33	0.72	1.39	0.67	0.40	0.49	0.33	0.28	0.41	0.00
PF.	0.25	0.47	0.00	0.00	0.02	0.18	0.02	0.19	0.73	0.28	0.85	0.07
Total	99.43	99.81	99.85	99.82	100.73	99.52	99.90	99.04	99.32	99.63	99.53	100.11

SiO <sub>2</sub>	63.38	65.39	65.93	66.55	67.54	68.56	68.88	69.31	69.76	71.52	72.22	73.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.25	16.35	16.24	15.50	16.14	15.16	16.51	16.02	16.02	14.79	15.11	14.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	7.94	6.74	6.91	8.26	5.10	6.24	4.05	3.39	3.02	3.29	2.51	0.64
MnO	0.13	0.19	0.18	0.07	0.07	0.05	0.00	0.08	0.03	0.10	0.03	0.00
MgO	3.37	2.76	2.47	2.20	1.54	2.50	1.46	1.58	1.13	1.54	0.97	0.36
CaO	3.48	3.25	2.00	3.02	3.34	2.43	3.16	2.61	2.85	0.54	1.06	1.92
Na <sub>2</sub> O	2.64	2.74	2.59	2.57	2.87	2.53	3.70	3.33	2.91	1.93	3.07	3.14
K <sub>2</sub> O	1.69	1.59	3.34	1.10	2.03	1.86	1.82	3.19	3.95	6.00	4.60	5.07
TiO <sub>2</sub>	1.12	0.79	0.33	0.72	1.38	0.67	0.40	0.50	0.33	0.28	0.42	0.00

QUARTZ-RICH GARNET GNEISSES

N° Ech.	L577	M153	L534	L571	L107C	E20	L567	L861	L690
SiO <sub>2</sub>	80.19	82.25	82.20	83.10	83.10	85.46	86.20	85.87	87.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.78	9.08	8.92	8.73	7.54	6.44	6.27	5.98	4.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2.96	2.51	2.26	2.47	3.03	3.43	2.11	3.10	3.04
MnO	0.06	0.03	0.07	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05
MgO	0.58	0.94	0.49	0.51	1.01	0.78	0.67	0.46	1.12
CaO	2.39	1.66	1.96	2.00	1.45	1.10	0.74	0.57	0.29
Na <sub>2</sub> O	2.19	2.06	1.96	1.68	1.55	1.60	0.98	1.08	0.70
K <sub>2</sub> O	0.66	0.94	0.45	0.54	0.47	1.02	1.50	0.96	1.10
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.40	0.28	0.28	0.35	0.63	0.36	0.38	0.44
PF.	0.00	0.37	0.57	0.03	0.50	0.32	0.18	0.20	0.27
Total	99.17	100.02	99.16	99.37	99.23	100.57	99.04	98.63	99.50

SiO <sub>2</sub>	80.86	82.36	83.38	83.65	84.37	85.04	87.19	87.24	88.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.86	9.09	9.05	8.79	7.64	6.41	6.34	6.08	5.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2.98	2.51	2.29	2.49	3.07	3.41	2.13	3.15	3.06
MnO	0.06	0.03	0.07	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05
MgO	0.58	0.94	0.50	0.51	1.02	0.78	0.68	0.47	1.13
CaO	2.41	1.66	1.99	2.01	1.47	1.09	0.75	0.58	0.29
Na <sub>2</sub> O	2.21	2.06	1.99	1.69	1.57	1.59	0.99	1.10	0.71
K <sub>2</sub> O	0.67	0.94	0.46	0.54	0.48	1.02	1.52	0.98	1.11
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.40	0.28	0.28	0.35	0.63	0.36	0.39	0.44



## CALC-SILICATE GNEISSES

N <sup>o</sup> Ech.	L154	L149	L1612	L1478	L1611	L583	L604C	L107A	L606B
SiO <sub>2</sub>	55.21	69.07	68.45	75.62	75.76	78.40	78.36	79.26	80.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.46	8.71	11.19	10.29	9.61	7.81	9.71	8.61	9.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	4.12	3.96	3.25	2.53	2.38	3.47	2.50	2.87	1.91
MnO	0.08	0.23	0.13	0.09	0.08	0.04	0.12	0.07	0.11
MgO	2.96	1.63	1.61	1.29	1.22	0.97	1.38	1.27	0.68
CaO	13.03	13.41	9.04	7.93	4.98	7.75	4.85	4.04	3.56
Na <sub>2</sub> O	0.49	0.14	0.55	0.43	0.46	0.24	0.42	0.23	1.00
K <sub>2</sub> O	0.84	0.06	0.95	0.18	0.97	0.11	0.78	0.79	0.29
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.36	0.39	0.33	0.35	0.26	0.31	0.36	0.28
P.F.	1.71	2.24	3.89	1.34	3.27	0.59	1.01	1.79	1.38
Total	99.58	99.81	99.65	100.03	99.08	99.24	99.44	99.29	99.54

## PLAGIOCLASE-BIOTITE GARNET GNEISSES

	L 510	L 364	L 1460	L 533	L 1683
SiO <sub>2</sub>	56.89	59.23	60.84	63.16	64.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.93	16.59	16.69	18.94	15.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	9.50	9.44	9.39	4.98	8.02
MnO	0.14	0.12	0.10	0.06	0.08
MgO	3.68	3.59	1.83	2.63	2.79
CaO	2.77	4.11	4.19	4.38	2.71
Na <sub>2</sub> O	2.76	2.67	2.96	3.78	2.76
K <sub>2</sub> O	2.73	1.88	1.13	1.38	1.94
TiO <sub>2</sub>	1.13	1.18	0.69	0.54	0.94
P.F.	0.19	0.44	2.16	0.31	0.54
Total	99.72	99.25	99.98	100.16	99.78

## ALKALI-FELDSPAR-RICH GARNET GNEISSES (WEISSTEIN)

	L 529	L 862	L 528	L 1438	L 370
SiO <sub>2</sub>	72.90	72.95	73.75	74.06	74.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.85	15.05	15.36	14.00	14.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	0.45	0.89	1.47	2.61	1.51
MnO	-	0.04	0.06	0.03	0.03
MgO	0.25	0.24	0.58	0.81	0.59
CaO	0.92	0.76	0.76	0.77	1.58
Na <sub>2</sub> O	2.74	4.74	2.35	2.46	2.71
K <sub>2</sub> O	5.20	4.57	4.64	4.39	3.86
TiO <sub>2</sub>	-	0.03	0.06	0.18	0.07
P.F.	0.50	0.20	0.33	0.13	0.39
Total	99.41	99.47	99.36	99.44	99.32

SiO <sub>2</sub>	73.30	73.49	74.47	74.57	75.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.04	15.16	15.51	14.10	14.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	0.45	0.50	1.48	2.63	1.53
MnO	-	0.04	0.06	0.03	0.03
MgO	0.25	0.24	0.59	0.82	0.60
CaO	0.93	0.77	0.77	0.78	1.60
Na <sub>2</sub> O	2.77	4.77	2.37	2.48	2.74
K <sub>2</sub> O	5.26	4.60	4.69	4.42	3.90
TiO <sub>2</sub>	-	0.03	0.06	0.17	0.07



		$Al_2O_3$ - $SiO_2$	$(Fe_2O_3 + MgO) \cdot SiO_2$	$MgO - SiO_2$		$MgO - Fe_2O_3$		$CaO-SiO_2$	$Na_2O-SiO_2$	$Na_2O-CaO$	$K_2O - SiO_2$			$Zr-SiO_2$	$(Ni+Co+V+Cr) \cdot SiO_2$	$Al_2O_3 \cdot SiO_2$
Sillimnite garnet gneisses	a	- 0.58				0.40				1.36	- 0.20	0.10	0.10	3.10	- 18.70	
	b	95.15				97.62				0.18	15.80	- 3.70	- 2.30	7.30	15.00	
	r	- 0.96				0.92				0.94	- 0.79	0.69	0.70	0.44	- 0.90	
K-feldspar-rich garnet gneisses	a	- 0.55		- 0.14	- 0.08	0.25	0.36				- 0.15	- 0.26			- 20.01	
	b	97.36		12.01	6.80	0.00	0.07				14.33	21.14			16.82	
	r	- 0.96		- 0.74	- 0.81	0.80	0.81				- 0.74	0.82			- 0.71	
Plagioclase-rich garnet gneisses	a	- 0.28	- 1.04					- 0.44	0.07				0.66		- 29.63	
	b	123.76	78.00					74.13	-1.85				64.03		21.96	
	r	- 0.71	- 0.94					- 0.69	0.80				0.79		- 0.90	
Quartz-rich garnet gneisses	a	- 0.72		0.42				- 0.31								
	b	95.24		- 0.19				89.07								
	r	- 0.96		0.94				- 0.96								
Calc-silicate gneisses	a	- 0.34						- 0.55								- 0.74
	b	95.42						89.56								72.08
	r	- 0.89						- 0.85								- 0.99

Pentes, ordonnées à l'origine et coefficients de corrélation des droites de régression utilisées dans les figures 31 à 44.

	L 176	L 188	L 313	L 371	L 389	L 530	L 555	L 558	L 599	L 959	L 963
Rb	91	117	88	106	141	111	102	123	114	118	104
Sr	279	165	192	249	266	176	177	183	199	147	291
Ba				1102						867	
Zr	180	203	216	219	194	190	162	271	184	182	236
Y	37	35	36	33	36	51	49	34	33	49	40
Nb	17	21	16	11	15	21	16	21	15	22	10
Ni	39	27	64	16	< 10	49	20	26	30	62	39
Co	18	18	16	11	10	21	10	13	10	21	16
V	132	171	115	85	81	149	169	124	95	162	95
Cr	119	179	105	101	79	141	175	126	96	190	118
Cu				< 10						15	
Zn				66						143	
Th	10.15	9.58	19.16	8.95	17.10	19.74	18.36	17.87	15.34	17.22	14.44
U	0.7	0.7	1.4	0.4	1.4	0.6	0.8	1.1	2.0	0.5	0.3
K/Rb	387	266	248	273	282	249	291	221	175	259	361
Rb/Sr	0.33	0.71	0.46	0.43	0.53	0.63	0.58	0.67	0.57	0.80	0.36
K/Ba				26						35	
Th/U	14.5	13.7	13.7	22.4	12.2	32.9	23.0	16.3	7.7	34.4	48.1

SILLIMANITE-GARNET GNEISSES

	L 308	L 315	L 316	L 360	L 375	L 516	L 526	L 527	L 565	L 601	L 604	L 838	L 969	L 319
Rb	92	54	69	59	87	109	80	81	32	56	53	93	84	16
Sr	307	224	177	229	218	170	149	192	241	211	210	186	229	146
Ba	1224					832				577				
Zr	231	185	175	261	188	235	205	209	208	216	302	183	241	222
Y	32	31	30	27	26	24	28	27	36	22	30	26	28	29
Nb	<10	27	< 10	54	< 10	13	13	12	14	< 10	15	11	< 10	< 10
Ni	26	42	39	14	54	22	< 10	11	40	10	18	18	27	26
Co	<10	13	12	<10	12	11	10	11	18	< 10	12	11	14	< 10
V	51	90	67	50	82	74	62	65	149	78	64	64	79	69
Cr	68	72	65	51	87	72	63	61	181	82	80	79	93	94
Cu	<10					<10				< 10				
Zn	52					86				76				
Th	4.6	12.4	10.4	5.7	6.8	7.5	10.9	9.4	19.1	11.3	12.04	4.4	14.7	< 2
U	0.3	0.3	0.5	0.6	0.1	0.6	0.8	0.5	0.9	0.8	0.7	0.4	0.3	
K/Rb	360	522	280	430	339	263	267	291	381	228	368	299	323	290
Rb/Sr	0.30	0.24	0.39	0.26	0.44	0.64	0.54	0.42	0.13	0.27	0.25	0.50	0.37	0.11
K/Ba	27					34				22				
Th/U	15.3	15.5	20.7	9.5	68.4	12.5	13.6	18.8	21.2	14.1	17.2	11.1	49.1	

K-FELDSPAR-RICH GARNET GNEISSES

PLAGIOCLASE-RICH GARNET GNEISSES

	L 515	L 517	L 523	L 557	L 580	L 581	L 602	L 686
Rb	99	40	74	151	84	85	85	57
Sr	364	356	980	281	339	205	317	372
Ba				1371			900	416
Zr	121	140	209	186	288	215	222	208
Y	13	25	25	17	34	48	15	28
Nb	< 10	< 10	tr	<10	14	16	< 10	11
Ni	40	35	18	35	55	30	29	51
Co	11	< 10	< 10	12	17	< 10	< 10	16
V	64	49	45	41	154	76	39	107
Cr	40	20	< 10	40	127	104	27	58
Cu				<10			< 10	< 10
Zn				48			53	111
Th	7.66	3.26	15.8	9.67	23.6	6.89	16.45	9.95
U	0.5	0.2	0.3	0.6	0.9	0.6	0.6	1.1
K/Rb	264	378	436	328	166	325	443	230
Rb/Sr	0.27	0.11	0.13	0.54	0.26	0.41	0.27	0.15
K/Ba				36			42	31
Th/U	15.2	16.3	52.6	16.1	26.2	11.5	27.4	9.1

QUARTZ-RICH GARNET GNEISSES

	L 567	L 577	L 690
Rb	41	< 10	35
Sr	158	287	79
Ba			314
Zr	274	207	427
Y	< 10	18	21
Nb	< 10	< 10	10
Ni	< 10	< 10	<10
Co	< 10	< 10	<10
V	45	35	54
Cr	44	52	53
Cu			21
Zn			42
Th	8.04	11.42	24.88
U	0.6		1.8
K/Rb	304	916	261
Rb/Sr	0.26	0.02	0.44
K/Ba			29
Th/U	13.4		13.8

PLAGIOCLASE-BIOTITE GARNET GNEISSES

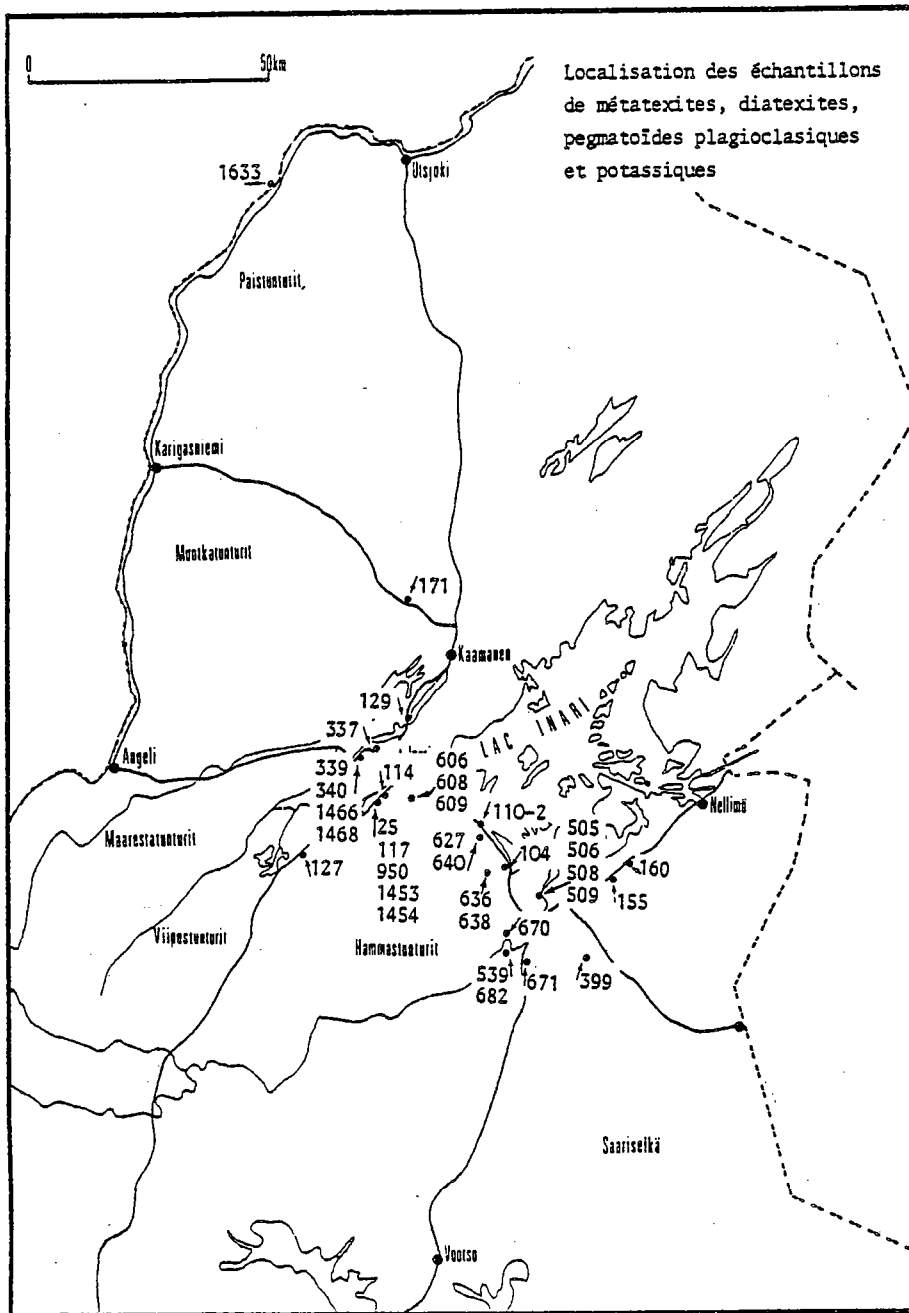
	L 1460	L 1683
Rb	34	83
Sr	206	208
Ba		
Zr	143	163
Y	30	39
Nb	< 10	12
Ni	211	50
Co	31	24
V	150	119
Cr	113	94
Cu		
Zn		
Th		
U		
K/Rb	276	194
Rb/Sr	0.16	0.40
K/Ba		
Th/U		

ALKALI-FELDSPARS-RICH GARNET GNEISS (WEISSTEIN)

	L 370	L 528	L 529	L 862
Rb	78	108	123	66
Sr	319	216	270	103
Ba				
Zr	95	48	61	43
Y	14	11	< 10	< 10
Nb	-	-	-	-
Ni	12	< 10	< 10	< 10
Co	< 10	< 10	< 10	< 10
V	19	11	11	< 10
Cr	12	< 10	-	< 10
Cu				
Zn				
Th	< 2	4.00	< 2	4.08
U	0.2	0.4	0.2	0.5
K/Rb	411	357	351	575
Rb/Sr	0.24	0.50	0.46	0.65
K/Ba				
Th/U		10		8.2

CALC SILICATE GNEISSES

	L 583	L 1611
Rb	< 10	31
Sr	200	163
Ba		
Zr	170	200
Y	17	26
Nb	< 10	< 10
Ni	11	29
Co	< 10	< 10
V	25	31
Cr	43	38
Cu		
Zn		
Th	13.58	9.61
U		
K/Rb	225	261
Rb/Sr	0.02	0.19
K/Ba		
Th/U		



## MIGMATITES

## METATEXITES - DIATEXITES (I)

	L 104	L110-2	L 129	L 160	L 171	L505a	L505b	L 539
SiO <sub>2</sub>	69.85	72.50	77.15	60.54	71.09	73.90	67.35	71.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.98	12.75	10.73	18.96	14.27	11.52	14.90	13.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.83	4.88	4.13	9.83	7.04	5.13	8.40	6.03
FeO								
MnO	0.01	0.02	0.06	0.17	0.07	0.02	0.06	0.05
MgO	2.82	1.68	1.59	3.27	2.42	1.82	2.90	2.24
CaO	0.87	0.40	0.84	0.73	0.13	1.15	0.98	0.82
Na <sub>2</sub> O	1.61	1.52	1.66	1.23	1.01	1.80	1.21	1.50
K <sub>2</sub> O	2.51	4.36	2.24	2.93	2.55	3.25	2.67	3.41
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.70	0.49	0.91	0.65	0.84	0.96	0.68
P.F.	0.88	0.52	0.45	0.56	0.38	0.32	0.62	-
Total	99.55	99.33	99.34	99.13	99.61	99.75	100.05	99.99

	L 608	L 609	L 671	L 682	L 399
SiO <sub>2</sub>	67.88	70.41	70.06	71.87	71.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.67	15.51	15.05	12.35	14.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.96	4.85	5.31	6.55	4.62
FeO					
MnO	0.06	0.06	0.07	0.04	0.05
MgO	1.98	2.34	2.05	2.55	1.64
CaO	0.84	1.18	0.97	0.89	0.14
Na <sub>2</sub> O	2.00	1.69	1.71	1.49	1.61
K <sub>2</sub> O	3.62	2.13	3.50	2.54	4.97
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.60	0.66	0.71	0.52
P.F.A	0.35	1.02	0.06	0.07	0.39
Total	99.19	99.79	99.44	99.06	100.11

## METATEXITES - DIATEXITES (II)

	L 127	L 155	L 337	L 508	L 509	L 606	L 636
SiO <sub>2</sub>	54.77	56.87	54.28	58.65	63.82	62.41	59.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.00	20.63	24.03	19.05	18.47	18.25	21.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.89	8.77	10.61	10.58	7.06	8.36	8.91
FeO							
MnO	0.09	0.09	0.15	0.02	0.09	0.07	0.08
MgO	3.65	3.41	3.92	3.95	2.92	2.64	4.37
CaO	0.53	0.44	0.23	0.52	0.41	0.41	0.39
Na <sub>2</sub> O	1.76	1.51	0.93	1.48	1.17	1.51	0.99
K <sub>2</sub> O	5.81	6.67	4.62	4.21	4.61	4.71	3.10
TiO <sub>2</sub>	0.95	0.79	1.10	0.98	0.71	0.71	0.26
P.F.	0.63	0.46	0.14	0.07	0.19	0.41	0.63
Total	100.08	99.64	100.01	99.51	99.45	99.48	99.72

## PEGMATOIDES PLAGIOCLASIQUES

	L 25	L 117	L 339	L 670	L 950	L1453
SiO <sub>2</sub>	45.91	56.62	46.78	72.25	53.09	49.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.06	22.01	23.52	14.31	22.81	22.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.82	8.71	14.65	4.97	7.09	14.25
FeO						
MnO	0.41	0.13	0.21	0.06	0.11	0.24
MgO	7.72	3.17	5.68	1.98	2.91	4.49
CaO	0.93	3.94	3.01	2.41	5.18	3.88
Na <sub>2</sub> O	0.26	2.87	2.06	2.52	3.95	3.31
K <sub>2</sub> O	1.42	0.91	1.37	0.94	2.14	0.69
TiO <sub>2</sub>	0.58	0.60	1.68	0.36	0.64	0.16
P.F.	-	0.67	0.47	0.28	1.70	0.45
Total	100.11	99.63	99.43	100.08	99.62	99.74

	L1454	L1465	L 627	L 640
SiO <sub>2</sub>	57.54	78.09	68.90	62.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.55	12.81	17.34	21.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.39	0.43	2.35	2.26
FeO				
MnO	0.37	0.01	0.06	-
MgO	2.52	0.06	0.86	0.52
CaO	5.71	3.59	3.79	4.24
Na <sub>2</sub> O	4.35	3.14	4.55	6.74
K <sub>2</sub> O	1.56	0.55	1.26	1.59
TiO <sub>2</sub>	0.52	0.06	0.21	0.20
P.F.	1.54	0.36	-	0.59
Total	100.23	99.11	99.32	99.97

## RESTITES

	L1633	L638b
	48.77	68.35
	27.31	17.28
	12.86	4.48
	0.13	0.05
	4.96	2.68
	1.67	0.51
	1.44	1.54
	0.88	3.85
	1.39	0.09
	0.44	0.71
Total	99.86	99.54

## PEGMATOIDES POTASSIQUES

	L 340	L 506	L 940	L 1468
SiO <sub>2</sub>	59.03	60.46	63.87	61.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.67	18.24	19.79	19.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.39	8.43	1.70	3.12
FeO				
MnO	0.10	0.17	0.05	0.03
MgO	1.64	2.77	0.51	0.65
CaO	1.93	2.45	0.59	1.42
Na <sub>2</sub> O	3.64	3.24	3.52	3.60
K <sub>2</sub> O	6.15	3.26	9.08	7.29
TiO <sub>2</sub>	1.51	0.16	0.05	1.40
P.F.	0.31	0.24	0.49	0.55
Total	99.37	99.42	99.65	99.03

## GRANITOIDES POTASSIQUES

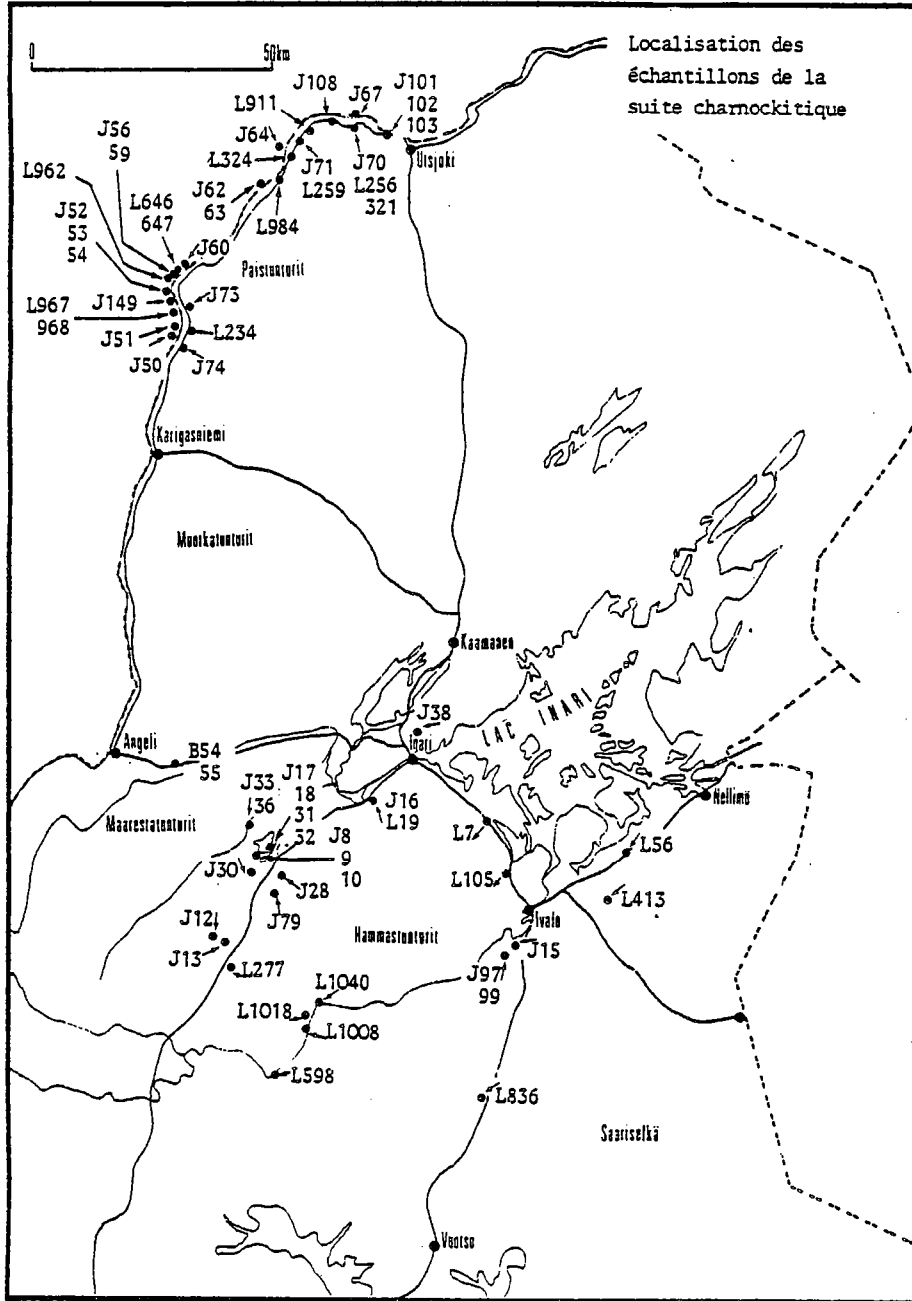
	L 114	L 638a
	72.61	70.76
	14.75	15.83
	0.78	1.69
	0.02	0.02
	0.39	0.76
	0.76	0.93
	2.61	2.81
	7.12	6.26
	0.04	0.04
	0.22	0.39
Total	99.30	99.49



	L110-2	L160	L671	L129	L609	L399	L539	L682	L337	L508	L636
Rb	143	96	75	63	29	149	86	58	189	107	84
Sr	322	189	165	181	286	259	194	177	114	194	147
Ba				553	1487	1521	907	644			890
Zr	150	185	287						167	176	
Y	23	39	21						34	42	
Nb	<10	<10	tr						22	17	
Ni	48	93	37	46	72	43	97	57	64	38	72
Co	<10	19	<10	55	55	41	59	153	24	23	55
Cu				<10	23	<10	<10	<10			13
V	95	119	24	83	98	93	119	126	198	173	88
Cr	109	153	49	285	264	261	290	117	252	200	333
Zn				65	72	64	77	81			113
U	0.8	1.6	0.7	1.1	0.7	0.7	0.7	0.7	1.5	1.5	1.8
Th	30.1	22.7	28.1					16.0	21.5	30.5	
K	3.62	2.43	2.90	1.88	1.80	4.12	2.81	2.11	3.83	3.49	2.61
K/Rb	253	253	387	298	621	277	327	364	202	326	311
K/Ba				34	12	27	31	33			29
Th/U	38	14	40					23	14	20	

	L117	L339	L670	L950	L1453	L1454	L1465	L1468	L1633
Rb	28	44	22	59	20	37	<10	179	22
Sr	490	402	173	736	482	725	572	549	294
Ba		497	196	1163	191	695	272	2081	389
Zr	171								
Y	44								
Nb	<10								
Ni	15	107	66	32	55	32	<10	<10	98
Co	12	92	60	45	139	54	169	<10	138
Cu		33	<10	11	<10	<10	<10		14
V	117	327	73	179	173	114	27	127	297
Cr	150	285	260	83	110	68	13	43	245
Zn			77	84	62	65	18	51	134
U	0.7	0.8	1.3	0.2	0.5	0.2	0.8	3.8	0.5
Th	9.7	6.4		< 2	< 2	< 2	< 2	425.3	2.1
K	0.76	1.14	0.81	1.78	0.57	1.38	0.46	6.05	0.73
K/Rb	271	259	368	302	285	373		338	332
K/Ba		23	41	15	30	20	17	29	19
Th/U	14	8						112	4.7

	L340	L506	L940	L114	L638a
Rb	182	86	285	212	152
Sr	576	258	477	306	309
Ba			2483		
Zr	89	76		19	76
Y	10	129		<10	16
Nb	<10	tr		tr	tr
Ni	28	16	< 10	<10	11
Co	4.10	74	<10	74	178
Cu			<10		
V	34	43	18	<10	<10
Cr	17	74	22	<10	10
Zn			30		
U	5.1	4.3	1.5	0.4	1.5
Th	146.2	158.0	148.1	< 2	18.1
K	5.10	2.71	7.53	5.91	5.19
K/Rb	280	315	264	278	341
K/Ba			30		
Th/U	29	37	99		12



## SUIITE CHARNOCKITIQUE

SERIE CA-1

	L 19	J 53	J 54	E 9	L 56	J 52	J 18	L 962	L 613	J 60
SiO <sub>2</sub>	69.43	49.90	90.28	52.11	55.62	56.98	57.80	58.26	58.99	59.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.17	15.49	15.46	18.08	17.96	17.72	18.60	17.64	16.89	16.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	12.32	9.71	11.10	11.24	8.50	7.96	6.84	7.28	6.33	7.78
MnO	0.18	0.13	0.15	0.07	0.12	0.10	0.07	0.09	0.10	0.09
MgO	11.37	9.45	8.18	8.37	4.18	5.00	3.47	3.84	3.38	3.90
CaO	8.61	8.83	7.98	5.20	6.36	6.53	5.83	5.54	6.62	5.41
Na <sub>2</sub> O	2.53	2.61	2.77	2.93	3.07	3.51	3.35	3.46	4.61	2.84
K <sub>2</sub> O	2.46	1.16	0.77	1.63	1.76	1.06	1.48	1.78	1.04	2.21
TiO <sub>2</sub>	0.91	0.94	0.89	0.77	0.92	0.85	0.75	0.76	0.79	0.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.39	0.60	0.77	0.52	0.52	0.38	0.33	0.33	0.33	0.24
P.F.	0.52	0.27	0.33	0.42	0.48	0.12	0.13	0.75	0.52	0.01
Total	100.04	99.09	98.68	99.81	99.02	99.81	98.65	99.20	99.61	99.40

	J 10	J 73	J 17	J 30	H 83	L 646	L 647	J 32	J 79	J 8
SiO <sub>2</sub>	60.63	60.69	60.71	60.85	61.27	61.52	61.73	61.79	62.97	63.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.52	15.98	18.78	18.77	17.92	15.91	15.97	17.50	17.86	17.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	5.98	7.34	5.53	5.63	6.67	6.84	6.63	6.04	5.40	6.42
MnO	0.07	0.09	0.06	0.07	0.07	0.10	0.10	0.08	0.07	0.12
MgO	2.74	3.15	2.97	2.58	3.32	3.47	3.58	2.90	2.39	2.55
CaO	5.62	5.15	5.77	5.30	5.97	4.83	4.21	5.39	4.96	4.77
Na <sub>2</sub> O	3.59	2.73	3.34	3.64	3.56	2.77	2.74	3.08	3.55	2.75
K <sub>2</sub> O	1.19	2.53	1.58	1.29	0.64	2.54	3.27	1.80	1.87	1.82
TiO <sub>2</sub>	0.59	0.84	0.75	0.61	0.93	0.86	0.85	0.65	0.54	0.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.22	0.34	0.15	0.13			0.19	0.18	0.08
P.F.	0.16	0.23	0.35	0.85	0.67	0.61	0.29	0.25	0.24	0.17
Total	99.30	98.95	100.18	99.74	100.54	99.45	99.37	99.67	100.03	98.62

SERIE CA-2

	J 99	L 256	J 70	J 36	J 33	L 991	J 9	J 31	E 8	J 28	J 71
SiO <sub>2</sub>	50.41	51.66	51.92	57.87	58.07	58.68	60.76	61.20	62.38	63.12	64.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.92	18.65	18.71	19.54	18.92	16.90	18.22	17.87	17.66	17.53	15.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	8.81	8.83	8.70	6.74	7.02	6.52	6.13	5.73	5.62	5.16	5.50
MnO	0.10	0.12	0.13	0.06	0.09	0.05	0.07	0.07	0.32	0.05	0.06
MgO	6.37	6.71	5.62	3.56	3.76	4.49	3.55	3.28	3.27	2.86	3.38
CaO	8.68	8.98	8.73	6.26	6.71	6.55	5.68	5.56	4.52	4.30	5.02
Na <sub>2</sub> O	2.08	2.77	2.88	3.31	2.86	3.86	3.18	3.25	3.46	3.41	3.31
K <sub>2</sub> O	1.24	0.72	0.79	1.22	0.89	1.51	1.36	1.56	1.58	1.54	1.45
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.59	0.65	0.49	0.65	0.72	0.54	0.52	0.64	0.54	0.67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.58	0.20	0.31	0.19	0.22		0.18	0.16	0.43	0.08	0.19
P.F.	1.80	0.54	0.54	0.15	0.09	0.31	0.03	0.13	0.36	0.83	0.22
Total	99.64	99.93	98.98	99.30	99.28	99.59	99.70	99.33	99.83	99.42	100.50

SERIE CA-3

	J 51	J 63	J 15	L 277	J 56
SiO <sub>2</sub>	50.33	50.62	52.26	52.91	53.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.12	18.66	20.45	14.33	14.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>x</sup>	10.97	9.25	7.98	12.33	10.30
MnO	0.18	0.13	0.10	0.12	0.14
MgO	11.17	9.15	6.00	11.96	9.58
CaO	9.07	9.38	9.00	4.77	9.22
Na <sub>2</sub> O	1.09	1.56	2.00	0.99	1.05
K <sub>2</sub> O	1.18	0.40	0.48	0.95	0.62
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.46	0.48	0.58	0.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.25	0.14	0.14	0.16
P.F.	0.80	-	1.18	0.48	0.96
Total	100.60	99.86	100.07	99.06	100.90

SERIE TH-1

	J 38	L1008	J 108	L 1040	J 13	J 67	L 7	L 259	J 64
SiO <sub>2</sub>	45.61	48.28	49.79	50.82	51.97	54.34	57.40	58.25	61.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.94	18.65	15.29	21.30	19.52	15.60	17.30	16.62	16.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11.66	10.49	8.21	8.75	10.04	14.54	10.54	10.47	8.01
MnO	0.16	0.09	0.15	0.11	0.11	0.20	0.13	0.11	0.17
MgO	6.20	5.85	7.54	4.89	4.11	3.99	3.18	3.16	2.26
CaO	7.99	5.84	12.33	9.41	7.16	7.41	6.61	5.44	4.59
Na <sub>2</sub> O	2.55	3.17	2.00	1.44	3.04	2.10	1.31	2.87	2.79
K <sub>2</sub> O	2.68	2.91	1.57	0.75	1.15	0.26	1.13	1.12	1.90
TiO <sub>2</sub>	1.36	1.07	0.74	0.73	1.18	1.18	1.62	1.43	1.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.35	0.63	0.37	0.16	0.52	0.26	0.25	0.35	0.29
P.F.F.	1.17	1.34	2.16	0.57	0.30	0.01	0.31	0.26	0.09
Total	99.67	97.68	100.15	98.45	99.10	99.80	99.22	100.08	99.10

J 101	J 102	J 103
56.74	58.43	56.82
16.24	16.56	17.07
13.00	11.27	11.07
0.19	0.17	0.17
4.16	3.57	3.55
3.54	6.83	7.28
2.67	1.55	1.70
1.45	0.68	0.63
1.26	0.92	0.89
0.18	0.25	0.25
0.04	0.53	0.93
99.56	100.76	100.36

SERIE TH-2

	L 234	L 105	L 1018	J 74	J 62	J 12	J 149 A	J 50	J 149B
SiO <sub>2</sub>	50.38	50.69	50.96	52.38	53.74	55.21	56.70	57.93	57.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.30	18.25	19.11	17.95	17.56	19.77	18.22	17.50	17.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.75	9.67	10.45	10.46	10.97	8.37	8.88	7.75	8.71
MnO	0.14	0.13	0.15	0.12	0.12	0.09	0.08	0.10	0.09
MgO	5.66	6.28	5.22	5.20	6.05	3.80	3.84	3.36	4.05
CaO	8.20	8.50	7.65	7.83	6.61	6.26	6.15	6.29	5.86
Na <sub>2</sub> O	4.01	2.97	2.60	3.34	2.20	3.37	3.57	3.36	2.94
K <sub>2</sub> O	0.38	0.56	0.74	0.49	0.94	1.45	0.86	0.89	0.72
TiO <sub>2</sub>	1.23	2.05	0.97	1.07	1.11	0.98	1.15	0.96	1.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.66	0.26	0.33	0.19	0.29	0.19	0.24	0.23
P.F.F.	0.75	-	1.84	0.46	-	0.29	0.44	1.27	0.41
Total	100.14	99.76	99.40	99.63	99.49	99.92	100.05	99.65	99.17

NON DIFFERENCIE

	L 321	L 836	B 53	J 97	B 54	L 324	E 10
SiO <sub>2</sub>	48.20	48.24	48.32	56.36	56.46	57.95	58.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.98	15.01	12.75	17.82	17.24	16.44	21.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11.85	11.35	14.20	8.45	8.32	10.28	7.66
MnO	0.06	0.15	0.22	0.09	0.10	0.05	0.11
MgO	6.15	7.53	12.85	5.16	4.01	3.35	2.43
CaO	9.63	11.18	7.83	7.42	6.35	5.42	7.05
Na <sub>2</sub> O	2.69	2.14	1.24	1.67	2.73	3.04	2.38
K <sub>2</sub> O	0.91	1.07	0.40	1.15	1.13	1.38	0.90
TiO <sub>2</sub>	1.51	0.79	0.57	0.79	1.26	1.47	0.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0.32	0.28	0.36		0.04
P.F.F.	1.22	0.94	0.31	0.60	0.28		0.54
Total	99.18	99.52	100.41	99.79	99.08	99.38	100.88

ULTRAMAFITES

	L 967	L 598	L 968	L 984	J 59	J 16
SiO <sub>2</sub>	43.03	47.79	48.56	50.63	50.65	51.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.02	10.17	10.73	6.67	9.41	11.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	31.89	9.26	11.82	14.56	10.62	12.78
MnO	0.16	0.16	0.09	0.15	0.14	0.19
MgO	15.01	17.64	16.84	25.24	18.15	14.04
CaO	1.09	9.58	7.87	0.91	9.18	8.25
Na <sub>2</sub> O	0.40	0.44	1.01	0.17	0.71	0.71
K <sub>2</sub> O	0.12	1.88	1.06	0.35	0.85	0.72
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.71	0.93	0.37	0.54	0.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					0.12	0.13
P.F.F.	1.53	1.83	0.61	0.63	1.10	0.20
Total	99.81	99.46	99.52	99.68	101.47	100.35

SERIE CA-1

N° Ech.	L 19	J 53	J 54	L 56	J 52	J 18	L 613	J 60
N° An .	3522	4443	4852	3751	4442	5145	3527	4857
Rb	75	30	16	50	11	55	10	52
Sr	589	1337	869	427	852	534	765	360
Zr	162	49	379	33	128	101	185	133
Y	27	31	32	26	15	5	21	21
Nb	8	8	3	11	7	3	4	7
Ni	172	143	nd	39	73	nd	50	nd
Co	56	61	nd	nd	55	19	36	nd
V	249	197	nd	nd	138	136	80	nd
Cr	882	292	nd	98	133	nd	56	nd
Ba	2199	932	531	nd	479	518	nd	754

N° Ech.	J 10	J 73	J 17	J 30	J 32	J 79	J 8
N° An .	5141	4863	5144	5147	5149	5153	5140
Rb	29	55	65	31	49	48	37
Sr	491	384	528	500	433	510	404
Zr	98	168	105	90	115	95	112
Y	11	16	4	8	14	13	46
Nb	5	9	2	5	5	5	3
Ni	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Co	15	nd	18	16	15	13	14
V	116	nd	133	112	105	89	88
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba	447	860	619	457	576	532	347

SERIE CA-2

N° Ech.	J 99	L 256	J 70	J 36	J 33	J 9	J 31	J 28	J 71
N° An .	5154	3752	4446	5151	5150	4435	5148	4438	4862
Rb	78	7	10	41	20	37	36	56	13
Sr	2869	567	561	540	585	482	457	488	559
Zr	232	71	71	28	107	97	97	143	173
Y	24	17	19	3	6	11	11	2	7
Nb	9	7	6	0	4	4	4	4	0
Ni	nd	61	45	nd	nd	28	nd	20	nd
Co	28	nd	45	18	20	51	19	58	nd
V	197	nd	136	95	135	105	105	83	nd
Cr	nd	310	325	nd	nd	76	nd	56	nd
Ba	2697	nd	327	241	376	465	563	609	830

SERIE CA-3

N° Ech.	J 51	J 63	J 15	L 277	J 56
N° An .	4441	4445	4437	3753	4854
Rb	32	3	12	51	14
Sr	154	420	873	315	867
Zr	39	39	10	32	388
Y	22	15	7	12	32
Nb	5	2	0	5	3
Ni	147	97	36	146	nd
Co	63	72	31	65	nd
V	300	147	190	170	nd
Cr	1748	391	98	583	nd
Ba	734	127	184	nd	183

ULTRAMAFITES

N° Ech.	J 39	J 16
N° An .	4854	3143
Rb	52	72
Sr	360	136
Zr	153	58
Y	21	23
Nb	1	8
Ni	nd	nd
Co	nd	62
V	nd	331
Cr	nd	nd
Ba	310	204

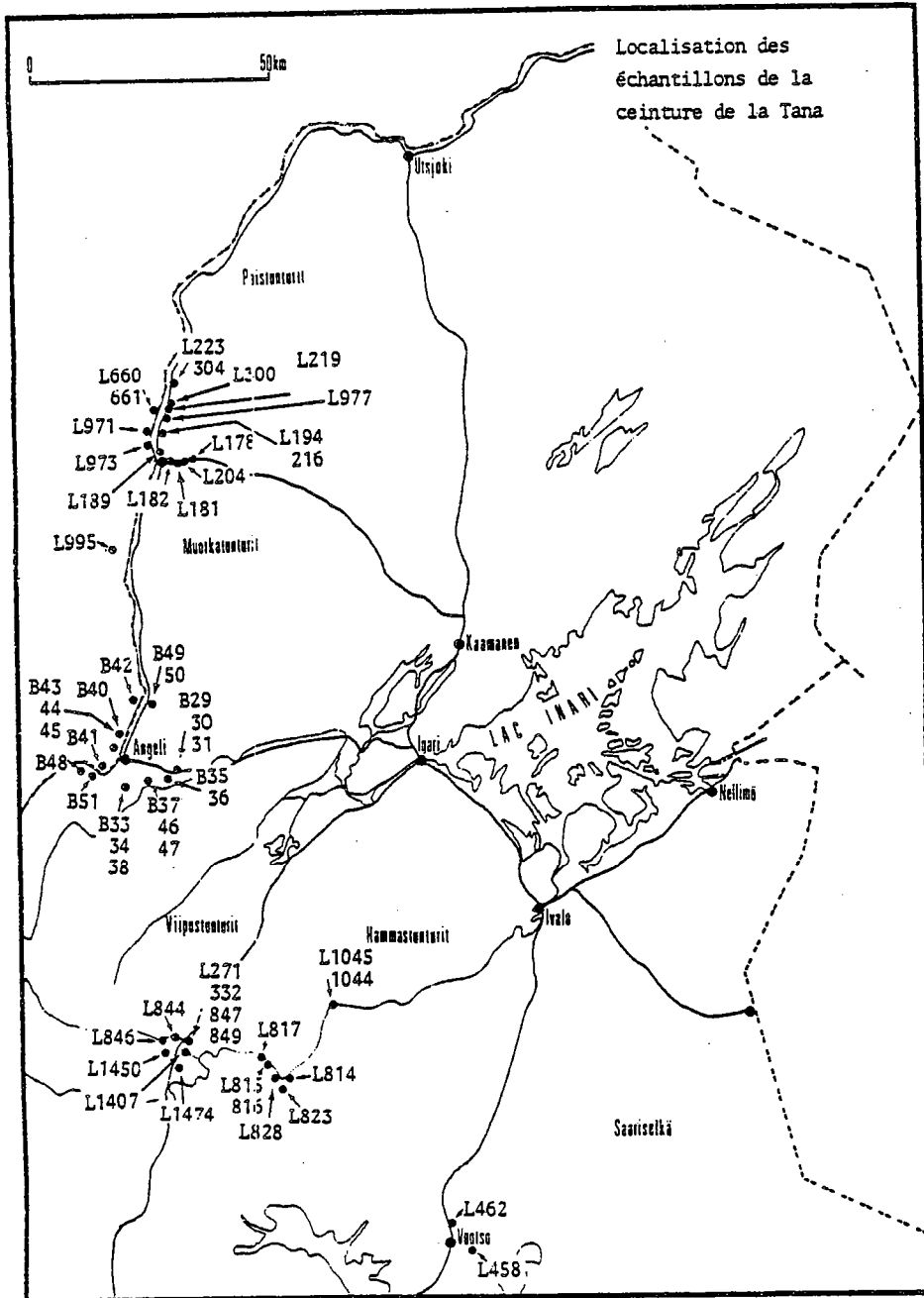
SERIE TH-1

N° Ech.	J 38	L 1008	J 128	L 1040	J 13	J 67	L 7	L 259	J 64	J 101	J 102	J 103
N° An .	4439	3754	4869	3756	5142		3521	3980	4859	4865	4864	4867
Rb	77	159	50	23	28	1	53	12	34	72	22	18
Sr	1804	329	239	560	820	534	446	342	322	337	535	531
Zr	257	55	132	104	259	89	164	239	297	90	98	95
Y	26	30	30	23	26	33	26	31	52	38	28	24
Nb	9	27	8	2	7	2	10	18	11	9	6	5
Ni	33	60	nd	28	nd	nd	33	33	nd	nd	nd	nd
Co	43	36	nd	78	21	nd	60	44	nd	nd	nd	nd
V	245	160	nd	175	184	nd	200	132	nd	nd	nd	nd
Cr	71	82	nd	41	nd	nd	41	34	nd	nd	nd	nd
Ba	2558	nd	680	nd	1074	71	nd	nd	1268	390	142	202

SERIE TH-2

N° Ech.	L 234	J 105	L 1018	J 74	J 62	J 12	J 149 A	J 50	J 149 B
N° An .	3525	4868	3753	4864	4444	4436	4443	4440	4456
Rb	2	9	10	1	18	44	8	6	6
Sr	492	542	738	505	445	760	436	170	604
Zr	105	148	82	64	146	146	41	170	117
Y	17	18	13	16	11	16	6	8	7
Nb	3	14,3	3	7	6	3	5	6	6
Ni	36	nd	36	nd	64	26	57	42	47
Co	47	nd	48	nd	41	43	99	53	75
V	222	nd	217	nd	241	164	166	170	149
Cr	106	nd	77	nd	174	53	61	99	83
Ba	nd	255	nd	371	446	754	496	360	453

	J 53	J 70	J 51	J 52
La	35.16	19.28		
Ce	91.01	48.04	26.6	
Nd	58.82	26.28	20.29	29.3
Sm	11.95	5.00	4.61	5.38
Eu	2.76	1.33	1.00	1.8
Gd	9.4	4.09	3.91	
Dy	6.36	3.51	3.47	2.66
Er	2.99	1.95	2.1	1.4
Yb	2.65	1.81	2.0	
Lu	0.37	0.28		
ΣREE	222.29	111.86		



## CEINTURE DE LA TANA

## SERIE I

	L 1045	B 45	L 828	B 44	L 332	L 223	L 271	L 823	L 204	L 814	E 3	L 304
SiO <sub>2</sub>	43.97	44.54	44.63	44.79	44.81	45.06	45.15	45.68	45.69	45.90	48.73	49.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.55	17.36	14.86	17.02	16.79	13.69	17.31	13.20	12.86	15.68	11.78	13.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.89	15.07	13.88	15.75	14.25	14.62	14.38	14.73	18.71	9.89	18.25	18.32
MnO	0.17	0.27	0.14	0.27	0.21	0.19	0.25	0.15	0.29	0.12	0.28	0.22
MgO	11.76	4.73	11.98	5.44	6.21	5.56	5.62	8.94	5.78	6.11	4.61	6.42
CaO	11.47	9.98	10.00	11.03	11.59	16.79	11.93	12.11	10.25	15.38	9.13	8.96
Na <sub>2</sub> O	1.69	2.30	1.96	1.87	1.76	1.37	1.85	1.71	2.43	2.63	3.33	1.37
K <sub>2</sub> O	0.53	0.92	0.37	0.62	1.18	0.28	0.89	0.59	1.50	0.32	0.77	0.14
TiO <sub>2</sub>	0.58	1.52	1.08	1.50	1.30	1.45	1.24	1.11	2.20	1.02	3.70	1.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.39	0.29	0.29	0.20	0.33	0.33	0.24	0.24	0.13	0.13	0.13
P.F.	1.05	2.08	0.84	0.86	1.45	1.81	1.46	1.41	0.56	2.69	-0.55	-0.81
Total	99.12	99.16	99.74	99.44	99.55	100.10	100.41	99.63	100.51	99.74	100.00	99.83

	L 1044	L 849	I 847b	L 194	B 41	L 216	B 40	L 817
SiO <sub>2</sub>	50.15	50.72	51.05	52.20	52.50	53.09	53.95	54.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.31	17.21	15.02	15.91	17.39	16.19	14.31	17.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.51	11.76	14.71	12.27	13.86	12.41	16.14	10.93
MnO	0.21	0.14	0.19	0.19	0.22	0.23	0.24	0.14
MgO	6.64	4.12	4.42	5.51	3.36	4.18	3.60	3.20
CaO	10.14	8.96	7.71	8.20	8.38	7.97	8.41	9.64
Na <sub>2</sub> O	2.62	3.36	3.05	3.07	4.13	2.99	2.37	3.10
K <sub>2</sub> O	1.10	0.60	1.40	0.67	0.84	0.75	0.54	0.36
TiO <sub>2</sub>	1.12	1.26	1.53	1.19	1.11	1.15	1.04	1.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.11	0.11	0.11	0.31	0.27	0.16	0.16
P.F.	0.53	0.74	0.68	0.40	0.54	0.76	0.25	-0.11
Total	99.54	98.87	99.76	99.61	100.64	99.99	101.01	99.76

	L 1407	L 846	L 973	H 31	B 3a
SiO <sub>2</sub>	54.32	56.24	56.59	56.97	52.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.23	13.57	14.08	18.11	14.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.56	14.01	14.12	7.63	8.47
MnO	0.21	0.17	0.18	0.10	0.16
MgO	3.89	1.98	4.42	1.98	2.52
CaO	7.91	8.25	3.83	7.36	4.42
Na <sub>2</sub> O	2.84	2.84	4.12	4.48	3.55
K <sub>2</sub> O	0.98	0.92	0.81	1.14	0.90
TiO <sub>2</sub>	1.84	1.59	1.38	1.33	0.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				0.02	0.21
P.F.	0.31	0.07	-0.42	0.42	1.15
Total	99.69	99.64	99.53	99.54	99.16



## SERIE II

	B 46	L 178	L 977b	B 43	B 39	B 42	L 182	L 189	L 661	L 660	L 219
SiO <sub>2</sub>	46.56	48.75	49.11	49.93	51.14	52.11	53.04	53.41	56.47	56.95	57.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.77	15.48	15.33	12.50	17.56	15.13	13.87	16.34	15.64	16.21	14.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.31	12.83	12.24	11.46	13.62	10.21	10.56	11.47	10.81	10.27	9.18
MnO	0.19	0.20	0.23	0.18	0.22	0.21	0.18	0.16	0.15	0.15	0.12
MgO	14.00	7.68	7.00	11.08	3.80	8.99	7.06	3.98	4.29	4.16	4.65
CaO	10.76	9.13	8.98	10.03	9.58	7.47	9.54	7.36	8.55	7.91	7.56
Na <sub>2</sub> O	1.52	2.80	3.90	2.48	2.35	4.01	3.09	3.31	2.54	2.53	3.30
K <sub>2</sub> O	0.60	0.91	1.33	0.53	0.60	0.71	0.96	1.36	0.71	1.03	1.11
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.61	0.59	0.64	0.65	0.58	0.82	0.76	0.49	0.44	0.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08			0.12	0.30	0.12					0.15
P.F.	0.73	1.48	1.26	0.62	0.52	0.74	0.72	0.97	0.28	0.13	0.38
Total	98.91	99.87	99.97	99.57	100.34	100.27	99.84	99.12	99.93	99.78	99.69

	B 38	M 36	B 37	B 36	B 31	H 32	L 462	B 35	B 33	H 34	L 458
SiO <sub>2</sub>	58.42	58.94	59.26	60.00	61.05	61.08	61.92	62.25	63.10	63.95	65.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.43	14.68	14.21	15.22	13.52	15.10	14.30	13.63	14.39	14.56	13.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.95	11.33	9.81	8.89	7.99	8.55	9.17	9.69	7.01	9.82	8.43
MnO	0.18	0.19	0.19	0.15	0.15	0.14	0.17	0.18	0.11	0.14	0.16
MgO	3.17	3.94	4.77	3.96	3.76	2.69	2.36	3.41	3.15	1.66	2.35
CaO	8.16	8.02	7.62	7.09	5.14	7.29	6.79	7.25	4.34	4.57	7.17
Na <sub>2</sub> O	2.44	2.41	2.47	1.98	4.17	2.69	2.46	2.67	3.54	2.72	2.20
K <sub>2</sub> O	0.57	0.25	0.41	0.65	1.58	0.68	0.53	0.35	1.07	1.45	0.16
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.56	0.45	0.55	0.64	0.51	0.45	0.54	0.61	0.08	0.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.14	0.13	0.17	0.13	0.10	0.13	0.17	0.16	0.29	0.13
P.F.	0.34	-0.40	0.07	0.78	0.63	0.63	0.65	-	1.33	0.08	0.16
Total	100.25	100.06	99.39	99.44	98.56	99.46	98.93	100.16	98.81	99.33	100.12

	L 971	H 33	B 32	B 31	B 30	L 977a	B 29	L 300	L 815	E 7	L 816	L 847a
SiO <sub>2</sub>	65.63	67.37	67.65	73.01	73.12	74.96	75.75	74.67	76.41	76.85	76.97	78.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.90	13.37	15.84	12.47	11.75	12.37	12.16	11.70	11.32	12.96	10.54	11.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.68	4.88	3.92	4.24	6.26	2.29	2.94	4.68	3.52	1.36	4.70	1.70
MnO	0.06	0.08	0.10	0.07	0.15	0.02	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
MgO	2.61	1.95	0.42	0.82	0.16	0.23	0.53	0.23	0.43	0.11	0.67	0.02
CaO	5.49	6.78	6.05	3.92	4.16	2.31	4.08	2.24	1.86	3.32	1.40	2.71
Na <sub>2</sub> O	2.87	4.03	3.10	2.91	2.65	3.46	2.86	3.83	5.04	3.60	4.34	3.48
K <sub>2</sub> O	1.31	0.30	0.41	0.47	0.12	2.86	0.27	0.93	0.32	1.08	0.46	0.77
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.74	0.27	0.27	0.32	0.14	0.14	0.29	0.20	0.33	0.21	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.22	0.09	0.06	0.08		0.06			0.09		
P.F.	0.33	0.62	0.30	0.73	0.11	0.75	0.78	0.53	0.25	0.22	0.10	0.49
Total	99.24	99.94	98.15	98.97	98.88	99.39	99.63	99.13	99.38	99.95	99.42	99.14

## ULTRAMAFITES

	E <sub>1</sub>	B <sub>48</sub>	L <sub>995</sub>	B <sub>47</sub>
SiO <sub>2</sub>	41.82	43.66	50.29	52.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.34	7.65	6.28	2.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>*</sup>	11.57	11.52	11.59	9.44
MnO	0.15	0.14	0.15	0.22
MgO	28.23	23.01	16.61	18.63
CaO	7.65	8.25	11.90	14.89
Na <sub>2</sub> O	0.19	0.43	0.97	0.37
K <sub>2</sub> O	0.40	0.22	0.59	tr
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.44	0.68	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.08		0.06
P.F.	6.49	5.18	0.76	0.83
Total	99.40	100.58	99.82	100.26

## GRANITE-GNEISS

	L <sub>181</sub>	M <sub>391</sub>	B <sub>49</sub>	L <sub>844</sub>	B <sub>50</sub>	L <sub>1450</sub>	M <sub>392</sub>	L <sub>1474</sub>
SiO <sub>2</sub>	70.45	72.46	72.69	74.83	76.04	76.45	76.50	77.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.73	11.35	14.49	12.27	11.37	10.54	12.52	10.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>*</sup>	5.63	4.89	1.08	2.88	1.94	3.67	1.87	3.16
MnO	0.11	0.09	0.02	0.03	0.02	0.09	0.05	0.01
MgO	0.91	0.21	0.38	0.06	0.15	0.13	0.20	0.08
CaO	1.72	1.85	0.97	0.69	0.29	0.35	0.56	0.99
Na <sub>2</sub> O	2.58	2.95	3.87	3.05	3.42	2.29	4.00	3.29
K <sub>2</sub> O	3.99	3.96	4.39	4.94	4.83	5.04	3.89	3.33
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.32	0.20	0.22	0.19	0.25	0.12	0.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.04	0.09		0.03		0.05	
P.F.	0.52	1.86	0.58	0.36	0.66	0.34	0.26	0.11
Total	99.10	99.98	98.76	99.33	98.94	99.15	100.02	99.67

N° Ana.	Anorthosites											
	B 1	B 2	B 3	B 4	B 5	B 6	B 7	B 8	B 9	B 10	B 11	B 12
SiO <sub>2</sub>	51.40	50.92	50.90	50.72	50.27	49.97	49.92	49.73	49.65	49.50	48.90	48.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.52	27.12	28.78	31.35	29.74	30.65	28.51	29.86	30.47	31.16	31.32	31.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>*</sup>	0.61	1.65	1.36	0.70	1.56	0.52	1.51	1.09	1.10	0.67	1.91	1.72
MnO	tr	0.90	0.02	0.02	0.84	tr	0.78	0.02	tr	0.35	0.03	0.03
MgO	0.18	0.63	0.44	0.17	0.53	0.16	0.59	0.38	0.35	0.27	0.84	0.61
CaO	13.33	13.05	13.23	13.72	12.77	14.25	13.99	13.84	14.81	13.07	13.90	14.71
Na <sub>2</sub> O	1.66	3.41	3.45	1.57	3.31	3.14	2.71	3.35	2.10	3.95	3.17	2.77
K <sub>2</sub> O	0.21	0.33	0.32	0.21	0.29	0.22	0.28	0.27	0.21	0.30	0.15	0.22
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.22	0.12	0.09	0.14	0.08	0.14	0.10	0.14	0.09	0.15	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.08	0.05	0.08	0.07	0.07	0.11	0.08	0.01	0.07	0.07	0.09
PF <sub>10000</sub>	0.51	1.68	0.45	0.36	0.75	0.38	0.95	0.98	0.68	1.26	0.41	0.54
Total	99.60	99.99	99.12	98.99	99.43	99.44	98.71	99.70	99.52	100.34	100.85	100.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } MgO }	0.79	2.28	1.8	0.87	2.09	0.68	2.1	1.47	1.45	0.94	2.75	2.33

Anorthosites gabbroïques			Gabbros anorthositiques			
N° Ana.	β 13	β 14	β 15	β 16	β 17	β 18
SiO <sub>2</sub>	53,28	51,88	49,20	47,51	47,16	46,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,85	26,43	25,96	24,25	26,13	26,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,94	3,19	5,33	5,92	5,77	5,81
MnO	0,98	0,06	0,07	0,10	0,08	0,06
MgO	1,35	1,48	2,46	4,09	2,47	2,95
CaO	10,42	11,33	12,31	12,23	13,13	12,77
Na <sub>2</sub> O	3,45	4,20	3,07	2,79	3,02	2,75
K <sub>2</sub> O	0,65	0,31	0,38	0,64	0,46	0,28
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,44	0,32	0,28	0,40	0,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,08	0,09	0,10	0,09	0,10
PF <sub>1000°</sub>	0,59	0,64	0,51	2,35	0,77	1,74
Total	100,86	100,04	99,70	100,26	99,48	100,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } MgO }	4,29	4,67	7,79	10,01	8,24	8,76

Amphiclasites								
N° Ana.	β 19	β 20	β 21	β 22	β 23	β 24	β 25	β 26
SiO <sub>2</sub>	50,73	50,55	49,91	49,18	48,64	46,91	46,88	46,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,04	14,02	13,13	15,70	12,84	13,77	14,62	14,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,74	15,01	16,94	13,85	18,65	16,48	15,52	15,55
MnO	0,22	0,21	0,24	0,20	0,23	0,25	0,18	0,16
MgO	4,79	5,43	4,77	6,02	5,71	6,30	7,20	7,62
CaO	9,26	9,85	8,93	10,77	9,80	10,07	10,59	10,62
Na <sub>2</sub> O	1,93	2,25	1,83	2,61	1,48	1,74	2,26	2,42
K <sub>2</sub> O	0,46	0,61	1,04	0,29	0,54	0,80	0,60	0,68
TiO <sub>2</sub>	1,56	1,32	1,94	1,59	2,38	2,17	1,75	1,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,18	0,24	0,27	0,35	0,24	0,22	0,24
PF <sub>1000°</sub>	0,29	0,08	0,49	0,00	0,41	0,62	0,66	0,84
Total	99,21	99,51	99,46	100,48	101,03	99,35	100,48	100,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + MgO	21,53	20,44	21,71	19,87	24,36	22,78	22,72	23,17

## ANORTHOSITES

N° Ana.	$\beta 1$	$\beta 2$	$\beta 3$	$\beta 4$	$\beta 5$	$\beta 6$	$\beta 7$	$\beta 8$	$\beta 9$	$\beta 10$	$\beta 11$	$\beta 12$
Rb	tr	2	2	tr	2	tr	2	1	2	tr	1	2
Sr	314	290	346	291	298	266	283	334	366	314	274	278
Zr	6	42	7	4	17	6	7	10	12	7	8	10
Y	2	4	2	4	4	2	4	2	2	1	4	6
Nb	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Ni	11	18	19	11	16	12	19	14	14	12	20	17
Co	44	41	87	413	192	54	5	4	633	7	34	48
V	9	29	26	10	23	11	22	16	22	10	25	30
Cr	2	14	22	5	7	7	8	5	5	9	11	9
K %	0,174	0,273	0,265	0,174	0,240	0,182	0,231	0,223	0,174	0,248	0,124	0,182
K/Rb	-	1365	1325	-	1200	-	1155	2230	870	-	1240	910
Rb/Sr	-	0,007	0,006	-	0,007	-	0,007	0,003	0,005	-	0,004	0,007

ANORTHOSITES  
GABBROIQUESGABBROS  
ANORTHOSITIQUES

## AMPHICLASITES

N° Ana.	$\beta 13$	$\beta 14$	$\beta 15$	$\beta 16$	$\beta 17$	$\beta 18$
Rb	12	2	(6)	7	6	5
Sr	48E	698	248	257	220	272
Zr	54	30	(39)	11	30	27
Y	5	4	9	7	10	8
Nb	tr	1	(0,8)	tr	tr	1
Ni	35	24	51	107	45	52
Co	6	29	46	340	37	43
V	44	59	67	73	101	77
Cr	27	12	37	142	105	72
K %	0,227	0,256	0,314	0,529	0,380	0,231
K/Rb	448	1280	-	756	633	462
Rb/Sr	0,025	0,003	-	0,009	0,021	0,018

N° Ana.	$\beta 19$	$\beta 20$	$\beta 21$	$\beta 22$	$\beta 23$	$\beta 24$	$\beta 25$	$\beta 26$
Rb	7	12	20	(1)	(5)	8	8	5
Sr	143	183	148	212	137	137	183	188
Zr	114	98	173	149	187	177	127	117
Y	37	30	47	21	57	47	35	32
Nb	12	(4)	15	14	14	16	9	13
Ni	55	74	57	60	76	121	141	173
Co	39	85	58	64	69	60	65	68
V	369	398	366	269	409	288	301	279
Cr	49	124	75	88	102	181	291	308
K %	0,380	0,504	0,860	0,240	0,446	0,661	0,456	0,562
K/Rb	543	420	430	-	-	826	620	1124
Rb/Sr	0,049	0,066	0,135	-	-	0,058	0,044	0,027

## TERRES RARES

Analyse n°	10	11	18	19	22
La	1,904	0,893	2,954	11,053	16,660
Ce	3,375	1,798	7,111	25,140	40,070
Nd	1,456	1,017	4,955	15,550	21,300
Sm	0,265	0,207	1,387	4,069	4,260
Eu	0,592	0,372	0,771	1,352	1,138
Gd	0,230	0,271	1,588	4,590	4,125
Dy	0,148	0,304	1,697	5,298	3,347
Er	0,068	0,195	0,985	3,228	1,923
Gd	0,065	0,221	0,951	3,315	nd
Lu	nd	0,040	0,151	nd	0,297
Σ R.E.E.	8,103	5,358	22,550	73,601	93,120
(Ce/Yb) <sub>N</sub>	13,34	2,08	1,91	1,54	5,41
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	7,6	4,2	1,6	1	0,84

## MINÉRAUX

(Analyses de minéraux utilisées pour construire les diagrammes du chapitre "métamorphisme")

Biotites du stage prograde  
(reliques dans les grenats)

	L117-1	L 308	L 959
SiO <sub>2</sub>	36.97	38.12	37.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.07	17.12	15.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			
FeO	10.92	7.88	8.39
MnO	0.11	0.06	
MgO	15.44	18.08	17.57
CaO	0.06		
Na <sub>2</sub> O	0.43	0.26	0.32
K <sub>2</sub> O	9.39	9.47	8.57
TiO <sub>2</sub>	4.51	5.79	5.88
Total	95.10	96.78	94.01

Biotites rétrogrades I  
(déstabilisation du Gt)

	L 306	L 527	L 527	L 530	L 601'
SiO <sub>2</sub>	36.40	39.25	38.10	37.65	37.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.39	19.09	18.58	17.53	16.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					3.22
FeO	16.39	10.19	11.04	12.04	11.10
MnO	0.07	0.11			0.10
MgO	11.77	15.42	15.32	14.60	12.63
CaO					0.79
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.13	0.18	0.24
K <sub>2</sub> O	8.77	9.03	9.70	9.51	7.86
TiO <sub>2</sub>	3.98	3.22	2.86	3.35	4.61
Total	93.78	96.34	95.73	94.86	94.06

Biotites rétrogrades I  
(cumulats plagioclasiques)

	L 25'	L117-2	L117-2	L339-2	L 340'	L1454-1
SiO <sub>2</sub>	36.64	35.02	35.48	35.96	37.01	36.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.55	16.78	16.77	17.71	17.86	17.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.51				3.79	
FeO	14.32	18.21	17.52	15.07	13.49	17.71
MnO	0.13				0.13	0.13
MgO	12.39	10.17	11.65	14.13	10.01	11.24
CaO	0.09			0.04	0.10	
Na <sub>2</sub> O	0.28		0.03	0.04	0.20	0.16
K <sub>2</sub> O	8.31	8.32	8.09	9.29	8.60	8.87
TiO <sub>2</sub>	2.85	3.60	3.60	3.55	3.75	3.56
Total	95.07	92.10	93.14	95.79	94.94	95.36

Biotites rétrogrades I  
(métatexites-diatexites)

	L 129'	L337-2	L 508'	L 537	L984-2	L984-4	L 306	L 613'
SiO <sub>2</sub>	37.63	36.14	37.84	37.16	36.94	36.96	34.77	36.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.96	16.44	18.65	16.79	16.25	17.10	15.92	19.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.44		2.18					2.08
FeO	13.98	12.88	13.33	15.29	13.43	11.90	26.31	17.42
MnO	0.14		0.07	0.08				0.08
MgO	10.15	13.85	11.34	13.19	13.75	15.65	6.44	9.00
CaO	0.26		0.08		0.03	0.08		0.03
Na <sub>2</sub> O	0.19		0.20	0.05	0.04		0.03	0.17
K <sub>2</sub> O	7.27	8.85	8.41	9.46	9.06	8.16	8.86	8.29
TiO <sub>2</sub>	3.77	4.30	4.85	4.99	5.98	3.88	1.68	3.83
Total	94.79	92.47	96.95	97.01	95.48	93.73	94.01	96.61

Biotites rétrogrades II  
(associées à l'andaloussite)

## - Grenat

SiO <sub>2</sub>	39.72	39.83	39.81	39.82	39.75	39.49	39.74	39.83	39.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.89	22.04	21.98	21.83	21.92	22.13	22.03	21.99	21.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>									
FeO	27.00	27.18	27.23	27.20	26.77	26.62	27.02	26.82	26.60
MnO	0.22	0.17	0.22	0.21	0.22		0.20	0.27	0.27
MgO	10.30	10.22	10.25	10.23	10.38	10.36	10.28	10.38	10.29
CaO	1.04	0.93	1.03	0.97	0.94	0.85	0.89	0.85	0.85
Na <sub>2</sub> O					0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
K <sub>2</sub> O			0.01			0.01			
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.09	0.09	0.07	0.09	0.12	0.07	0.07	0.08
Total	100.21	100.47	100.61	100.33	100.08	99.59	100.26	100.22	99.67

SiO <sub>2</sub>	39.81	39.64	40.06	40.01	39.91	39.40	39.74	39.91	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.75	21.86	21.78	21.68	21.91	21.85	21.83	21.68	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>									
FeO	26.24	26.51	26.38	26.27	26.92	26.62	26.45	26.64	
MnO	0.15	0.16	0.20	0.18	0.21	0.21	0.23	0.22	
MgO	10.38	10.26	10.24	10.38	10.33	10.24	10.19	10.23	
CaO	0.88	0.91	0.90	0.94	1.00	0.85	0.88	0.89	
Na <sub>2</sub> O	0.03		0.01				0.01	0.01	
K <sub>2</sub> O			0.01	0.01		0.01			
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.02	0.04	0.07	0.06		0.08	0.06	
Total	99.33	99.37	99.63	99.55	100.35	99.26	99.41	99.63	

## - Plagioclases

SiO <sub>2</sub>	54.50	54.54	51.04	48.03	SiO <sub>2</sub>	46.49	47.71	47.29	46.91	43.99	44.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.07	29.45	31.76	33.89	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.61	33.88	34.70	35.08	34.56	34.71
FeO					FeO						
MnO					MnO						
MgO					MgO						
CaO	11.52	11.63	14.36	15.77	CaO	17.31	17.23	17.44	18.91	19.64	20.23
Na <sub>2</sub> O	5.15	4.82	3.50	2.27	Na <sub>2</sub> O	1.86	1.91	1.32	1.10	1.05	0.96
K <sub>2</sub> O	0.26	0.25	0.14	0.04	K <sub>2</sub> O	0.13	0.02		0.09		
TiO <sub>2</sub>					TiO <sub>2</sub>						
Total	100.50	100.66	100.80	100.01	Total	99.40	100.75	100.76	102.09	99.24	100.11

SiO <sub>2</sub>	43.91	43.48	44.40	42.74	42.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.39	35.28	35.26	35.00	34.81
FeO		0.33	0.28		
MnO		0.14			
MgO					
CaO	19.59	19.10	19.95	20.08	20.31
Na <sub>2</sub> O	0.81	0.75	0.76	0.59	0.55
K <sub>2</sub> O		0.06	0.05	0.05	0.01
TiO <sub>2</sub>					
Total	99.70	99.15	100.70	98.44	98.62

SiO <sub>2</sub>	43.43	41.68 <sup>a</sup>	42.00 <sup>a</sup>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.36	28.78	28.98
FeO		0.33	
MnO		0.19	
MgO		0.07	0.07
CaO	19.56	22.52	21.80
Na <sub>2</sub> O	1.06	1.53	1.67
K <sub>2</sub> O	0.04	0.13	0.10
TiO <sub>2</sub>			0.35
Total	98.45	95.22	94.98
a- scapolite			

## - Couples Gt-Cd

	Gt*	Cd*	Gt*	Cd*	Gt*	Cd*	Gt	Cd
SiO <sub>2</sub>	38.31	47.06	37.74	48.55	38.22	48.38	38.98	49.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.06	30.88	20.55	32.31	20.97	31.97	21.52	32.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.97	2.19	0.13	1.33			
FeO	30.23	6.83	29.60	7.05	29.20	6.94	31.92	5.70
MnO	0.32	0.05	0.28	0.05	0.33	0.05	0.41	0.05
MgO	7.88	8.66	8.46	9.04	8.49	8.93	6.64	9.84
CaO	0.89	0.19	0.78	0.02	0.82	0.03	0.89	
Na <sub>2</sub> O		0.19	0.12	0.12	0.14	0.17		0.11
K <sub>2</sub> O	0.05	0.49	0.02	0.07	0.02	0.12		
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.07	0.13	0.01	0.13	0.04	0.04	0.01
Total	99.87	95.39	99.87	97.35	99.65	96.63	100.40	97.07

	Gt	Cd	Gt	Cd	Gt	Cd
SiO <sub>2</sub>	38.97	48.99	39.03	49.36	38.86	49.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.44	32.11	21.45	32.17	21.36	32.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
FeO	31.50	5.92	31.75	5.24	31.16	6.20
MnO	0.33	0.04	0.31	0.05	0.35	
MgO	6.73	9.67	6.91	10.02	6.77	9.52
CaO	0.91		0.88		0.91	0.02
Na <sub>2</sub> O		0.08	0.02	0.12	0.02	0.08
K <sub>2</sub> O			0.01	0.03	0.01	
TiO <sub>2</sub>			0.04	0.02	0.02	
Total	99.88	96.81	100.39	97.02	99.43	97.08

	Gt*	Cd*	Gt	Cd	Gt	Cd	Gt	Cd
SiO <sub>2</sub>	38.63	48.70	37.82	49.07	38.93	48.17	38.65	49.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.49	31.13	22.86	33.66	21.18	32.72	22.10	33.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	0.11						
FeO	30.25	6.02	28.82	4.78	28.46	6.91	29.37	5.53
MnO	0.62	0.04	0.28	0.25	0.41		0.81	
MgO	7.83	9.31	8.75	10.76	9.48	8.75	7.94	10.44
CaO	1.00	0.30	0.90		0.87	0.04	1.47	
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.19		0.10	0.07	0.02		
K <sub>2</sub> O		0.20			0.07	0.01		
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.02	0.06		0.10	0.04		
Total	100.34	96.02	99.49	98.62	99.68	96.66	99.57	98.69

	Gt	Cd	Gt	Cd	Gt	Cd	Gt	Cd
SiO <sub>2</sub>	38.44	48.66	37.58	47.44	37.70	47.38	38.54	48.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.84	33.75	22.63	32.46	22.04	32.13	21.39	32.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								
FeO	29.43	5.67	31.56	6.35	28.33	5.12	30.21	6.93
MnO	0.59		0.26		0.80		0.37	0.05
MgO	6.81	10.10	7.83	10.29	8.70	10.49	8.24	8.88
CaO	1.26	0.04	0.76		1.43		0.80	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.07	0.13			0.14	0.04	0.15
K <sub>2</sub> O		0.05					0.04	0.09
TiO <sub>2</sub>							0.10	0.01
Total	98.41	98.34	100.75	96.52	99.01	95.25	99.73	96.91

## - Triplets Gt-Cd-Opx

	Gt	Cd	Opx	Gt	Cd	Opx
SiO <sub>2</sub>	39.53	48.80	49.14	38.86	48.70	47.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.20	33.18	6.81	22.37	33.18	7.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
FeO	24.47	2.88	20.65	24.45	3.07	21.54
MnO	0.47	0.09	0.22	0.43	0.08	0.11
MgO	11.31	11.25	22.52	10.80	11.16	21.24
CaO	1.35	0.08	0.06	1.39		0.07
Na <sub>2</sub> O						
K <sub>2</sub> O						
TiO <sub>2</sub>			0.07			0.11
Total	99.32	96.28	99.46	98.29	96.19	98.30

	Gt	Cd	Opx	Gt	Cd	Opx
SiO <sub>2</sub>	39.63	48.70	48.76	39.98	49.30	48.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.21	33.11	7.18	22.89	33.16	7.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
FeO	24.93	3.11	20.58	24.01	3.58	20.59
MnO	0.46		0.17	0.98	0.17	
MgO	10.36	11.19	22.29	11.61	11.42	21.92
CaO	1.46	0.08	0.09	1.14		0.05
Na <sub>2</sub> O				0.30		
K <sub>2</sub> O		0.04		0.18		
TiO <sub>2</sub>			0.05			0.12
Total	99.04	96.22	99.12	101.09	97.62	99.30

## - zonation rétrograde

grenat	SiO <sub>2</sub>	41.04	40.21	39.46	39.63	40.29	39.89	39.37	40.38	40.11	39.97	40.06	40.81
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.77	22.61	22.96	22.76	22.49	22.62	23.08	23.08	22.75	22.83	22.26	22.59
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>												
	FeO	25.72	24.26	24.90	24.21	23.46	23.63	23.31	22.87	23.07	23.74	23.22	23.90
	MnO	0.63	0.26	0.43	0.45	0.42	0.34	0.29	0.32	0.19	0.32	0.25	0.28
	MgO	11.73	11.65	11.92	11.48	12.47	12.44	12.49	12.21	12.46	12.21	12.07	11.67
	CaO	1.30	1.28	1.28	1.23	1.21	1.21	1.12	1.22	1.31	1.29	1.24	
	Na <sub>2</sub> O				0.05						0.04		
	K <sub>2</sub> O												
	TiO <sub>2</sub>		0.10	0.12		0.01	0.06				0.04		
	Total	103.20	100.37	101.06	99.80	100.34	100.20	99.66	100.08	99.88	100.45	99.10	99.25

cordiérite	SiO <sub>2</sub>	48.68	49.15	49.69	48.78	49.68	48.93	49.21	49.65	49.08	49.24
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.57	33.66	33.55	33.56	33.35	33.43	33.50	33.61	33.40	33.05
	FeO	3.64	3.33	3.86	3.65	3.65	3.19	3.33	3.16	2.97	3.16
	MnO			0.16					0.09		
	MgO	10.97	11.24	11.40	10.89	11.19	11.48	11.56	11.73	11.94	11.44
	CaO		0.08				0.03				
	Na <sub>2</sub> O	0.08			0.05	0.04		0.06			
	K <sub>2</sub> O										
	TiO <sub>2</sub>						0.02	0.02			
	Total	96.94	97.46	98.66	96.93	97.94	97.05	97.68	98.24	97.40	96.90



orthopyroxène	SiO <sub>2</sub>	49.04	48.37	48.42	48.99	48.85	49.19	49.10
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.62	7.67	7.93	7.65	7.55	7.76	7.44
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							
	FeO	21.06	20.98	20.58	20.74	20.83	21.10	20.40
	MnO	0.14		0.25	0.21	0.10		
	MgO	21.70	21.25	21.32	21.58	22.21	21.92	22.06
	CaO	0.06	0.06	0.07	0.04	0.04		0.06
	Na <sub>2</sub> O					0.05		
	K <sub>2</sub> O							
	TiO <sub>2</sub>	0.03	0.15	0.08	0.10	0.21	0.11	0.12
	Total	99.65	98.48	98.65	99.31	99.84	100.08	99.18

Figure 73 - Triplets Gt-Cd-Bi

	Gt	Cd	Bi	Gt	Cd	Bi
SiO <sub>2</sub>	37.58	47.44	36.74	37.13	48.16	36.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.63	32.46	16.57	22.55	33.19	16.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
FeO	31.56	6.35	12.02	33.79	6.02	12.88
MnO	0.26			0.42	0.20	
MgO	7.83	10.29	13.86	6.50	9.72	13.85
CaO	0.76			0.75		
Na <sub>2</sub> O	0.13		0.28			
K <sub>2</sub> O			9.74			8.85
TiO <sub>2</sub>			4.01			4.30
Total	100.75	96.54	93.22	101.14	97.29	92.47

	Gt	Cd	Bi	Gt	Cd	Bi
SiO <sub>2</sub>	37.69	47.97	35.96	38.54	48.20	37.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.82	32.49	17.71	21.39	32.59	16.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
FeO	28.81	4.76	15.07	30.21	7.01	15.29
MnO	0.16			0.37	0.05	0.08
MgO	9.42	10.44	14.13	8.24	8.88	13.19
CaO	1.25		0.04	0.80	0.01	
Na <sub>2</sub> O		0.05	0.04	0.04	0.15	0.05
K <sub>2</sub> O			9.29	0.04	0.09	9.46
TiO <sub>2</sub>		0.07	3.55	0.10	0.01	4.99
Total	100.15	95.77	95.79	99.73	96.99	97.10

	Gt'	Cd'	Bi'	Gt	Cd	Bi
SiO <sub>2</sub>	38.63	48.70	36.64	38.44	48.66	35.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.49	31.13	17.55	21.84	33.75	16.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	0.11	2.51			
FeO	30.25	6.02	14.32	29.43	5.56	17.52
MnO	0.62	0.04	0.15	0.59		
MgO	7.83	9.31	12.39	6.81	10.10	11.65
CaO	1.00	0.30	0.09	1.26	3.04	
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.19	0.28	0.04	0.07	0.03
K <sub>2</sub> O		0.20	8.31		0.05	8.09
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.02	2.85			3.60
Total	100.34	96.02	99.43	98.41	98.34	93.14

# **Planches photographiques**

Photo 1 - Gneiss à sillimanite - grenat. Ivalojoki en amont de Kultala (Saarnaköngäs).

Sillimanite - garnet - gneiss. Above Kultala (Saarnaköngäs).

Photo 2 - Gneiss à grenat. Alternance de lits quartzo-feldspathiques à grenat et de lits à grenat - sillimanite. Kilomètre 2 de la route de Kuttura.

Banded garnet - gneiss. Garnet bearing quartzo-feldspathic layers alternating with biotite and sillimanite rich bands. Road towards Kuttura (km 2).

Photo 3 - Gneiss à grenat et feldspath alcalin (Weisstein). Les rubans les plus sombres sont riches en quartz. Les grenats peuvent être rassemblés en lentilles (L). Route Vuotso - Ivalo (Paukkula).

Alkali-feldspar-rich garnet gneisses (Weisstein). Dark bands are richer in quartz. Garnet can form small lenticular beds (L). Road Vuotso - Ivalo (Paukkula).



PLANCHE 2

---

Ceinture des granulites  
(Granulite Belt)

Photo 1 - Texture flaser dans des gneiss à grenat. Le quartz lenticulaire est en clair, les niveaux feldspathiques en sombre. Vallée de la Tana, Sud de Valjok.

Garnet gneiss showing flaser texture. Tana, South of Valjok.

Photo 2 - Niveau riche en rutile (Ru) dans un gneiss à grenat. Ivalojoiki, Kuttura.

Rutile-bearing intercalations in a garnet-gneiss. Ivalojoiki, Kuttura.

Photo 3 - Association de la sillimanite et du rutile, typique des gneiss à sillimanite - grenat. Ivalojoiki, en amont de Kuttura.

Typical association of sillimanite and rutile in sillimanite - garnet - gneisses. Ivalojoiki, above Kuttura.

Photo 4 - Niveaux à graphite (Gra) et pyrrhotite (Pyrr) dans les gneiss pélitiques. Ivalojoiki, en amont de Kuttura.

Graphite (± Pyrrhotite) - bearing bands in a pelitic gneiss. Ivalojoiki, above Kuttura.



PLANCHE 3

---

Ceinture de la Tana  
(Tana Belt)

Photo 1 - Aspect rubané caractéristique des gneiss à pyroxène de la ceinture de la Tana. Route Karasjok - Valjok.

Typical banded pyroxene-gneiss of the Tana Belt. Road Karasjok - Valjok.

Photo 2 - Détail de la photo précédente.

Detail of photo 1.

Formations jatuliennes (?) de Pokka  
Jatulian (?) formations near Pokka

Photo 3 - Schistes à biotite montrant une schistosité (S1) de plan axial, transverse sur le rubanement compositionnel (So). Sud d'Ivalon Matti.

Biotite-schist showing axial-plane schistosity (S1) superimposed on compositional banding (So). South of Ivalon Matti.

Photo 4 - Plis synschisteux associés à des cisaillements inverses (C) dans les mêmes schistes à biotite. Même localisation.

Folds associated with inverse shear-zones (C) in the same biotite-schist as in photo 3.





PLANCHE 4

---

Craton d'Inari  
(Inari craton)

Photo 1 - Phénomènes de transposition, par cisaillement, d'une foliation pré-existante, lors de la phase majeure de déformation. Route Inari - Utsjoki (Puksala).

Transposition by shearing of an earlier foliation (S1) during deformation phase 2 of the granulite belt. Road Inari - Utsjoki (Puksala).

Photo 2 - Socle archéen restructuré par la phase majeure de déformation (phase 2). Les plis sont associés à des cisaillements inverses (C). Route Utsjoki - Tana Bru (quelques km à l'Est de Polmak).

Typical reworked Archean gneisses. Note phase 2 folds associated with *inverse* shear-zones (C). Road Inari - Utsjoki (a few kilometres east of Polmak).

Photo 3 - Gneiss tonalitique rubané repris par les plis de phase 2. Même localisation que pour la photo précédente.

Phase 2 folds in layered tonalitic gneiss. Same localisation as in photo 2.



PLANCHE 5

---

Phase de déformation précoce (F1)

Early deformation phase (F1)

Photo 1 - Biotites marquant une foliation (S1) en relique dans un grenat.  
Route Ivalo - Rajajooseppi.

Garnet poikiloblast containing a planar internal schistosity (S1)  
marked by biotite crystals (Bi). Road Ivalo - Rajajooseppi.

Phase de déformation majeure (F2)

Main deformation phase (F2)

Photo 2 - Baguette de sillimanite parallèle à S2, moulée autour d'un  
cristal de grenat. Vallée de la Tana à l'Ouest d'Utsjoki.

Sillimanite crystal (parallel to S2) bent around a garnet  
porphyroblast. Tana, West of Utsjoki.

Photo 3 - Foliation majeure (S2) dans un gneiss à grenat. Elle est marquée  
par des quartz lenticulaires (clair) et des lits de feldspaths  
(gris) et se moule autour du cristal de grenat. Noter le déve-  
loppement de biotite secondaire dans l'ombre de pression du  
grenat. Vallée de la Tana. (Photo J. Hameurt).

Main foliation (S2) in a garnet-gneiss, marked by platy-quartz  
(white) and with feldspathic microlayers (grey). Note the growth  
of biotite crystals in the pressure shadow of the garnet - Tana.  
(Photo J. Hameurt).

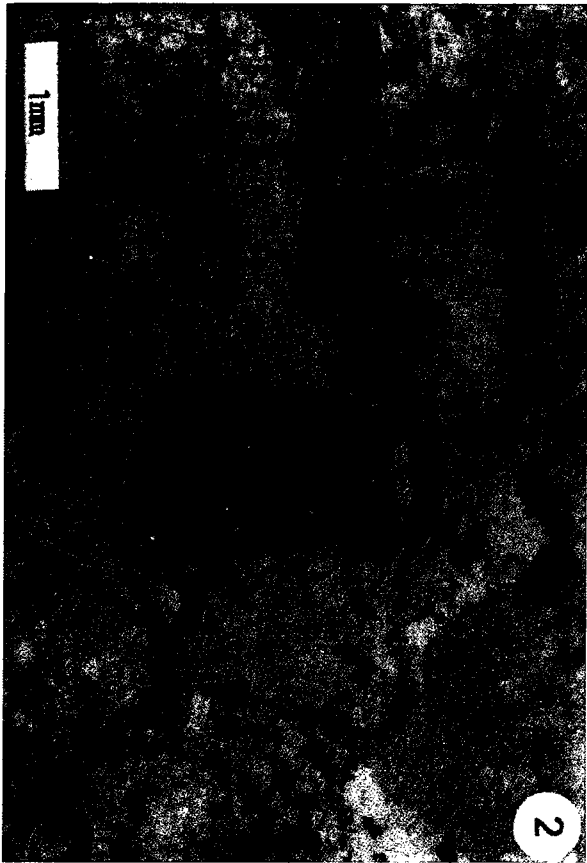


PLANCHE 6

---

Phase de déformation majeure (suite)  
(Main deformation phase (continued))

Photo 1 - Foliation de phase majeure (S2) marquée par des quartz lenticulaires, recoupant le rubanement composite (So-S1). Gneiss à sillimanite - grenat. Ivalojoiki en amont de Kuttura.

Main foliation (S2) recorded by platy quartz, cross-cutting earlier composite banding (So-S1). Sillimanite - garnet gneiss. Ivalojoiki, above Kuttura.

Phase 3 (structures gravitaires)

Phase 3 (gravity structures)

Photo 2 - Failles normales ductiles, à pendage est. La hauteur du front de taille est d'une dizaine de mètres. Ivalo, aéroport.

Normal shear zones dipping to the East. The height of the wall-rock is about ten metres. Ivalo, airport.

Photo 3 - Detail du plan de faille.

Detail of a shear zone.

Photo 4 - Aspect microscopique de la zone de cisaillement.

Thin-section showing the development of a flaser texture in the shear zone.



PLANCHE 7      Pegmatoïdes plagioclasiques (Route Inari - Kittilä)  
\_\_\_\_\_      Plagioclase-rich pegmatitic rock (Road Inari - Kittilä)

Photo 1 - Texture de cumulats dans les pegmatoïdes plagioclasiques. Les plagioclases généralement zonés ont une composition variant de An 30 à An 40. Le quartz est en position interstitielle.

Cumulate texture in a plagioclase-rich pegmatitic rock. Euhedral plagioclases (An 30-40) generally zoned. Quartz is the interstitial phase.

Photo 2 - Même texture. Les plagioclases sont dans ce cas plus ou moins corrodés.

Same texture as in photo 1. Plagioclases are slightly corroded.

Photo 3 - Cristal de plagioclase corrodé, contenant des petits cristaux de grenat subautomorphes. Remarquer le grenat riche en inclusions (quartz, rutile) typique des gneiss à grenat (cristal résiduel).

Corroded plagioclase crystal containing subhedral garnets. Note the poikilitic garnet (quartz and rutile) typical of garnet-gneisses (residual crystal).

Photo 4 - Cisaillement normal en relique dans une diatexite. Cette diatexite passe en continuité avec les pegmatoïdes plagioclasiques ci-dessus.

Remnants of a normal shear zone in a diatexite. This diatexite grades laterally into the plagioclase-rich pegmatitic rock.





Pegmatoïdes plagioclasiques (suite)  
Plagioclase-rich pegmatitic rocks (continued)

Photo 1 - Grenat automorphe des faciès les plus grossiers des pegmatoïdes plagioclasiques.

Euhedral garnet in the more coarse-grained plagioclase-rich pegmatitic rocks.

Photo 2 - Accumulation de grenats subautomorphes dans les pegmatoïdes plagioclasiques. La biotite interstitielle est secondaire. Quartz en clair.

Accumulated subhedral garnet crystals in plagioclase-rich pegmatitic rock. Late interstitial biotite (dark-grey and black) and quartz (white).

Pegmatoïdes potassiques  
Potash-rich pegmatitic rocks

Photo 3 - Poche de pegmatoïde potassique en accordance avec la foliation de gneiss encaissant. La proportion de grenat peut être très variable. Ivalo, aéroport.

Potash-rich pegmatitic body conformable to the foliation of the surrounding gneisses. The proportion of garnet is variable. Ivalo, airport.

Photo 4 - Monazite en cristaux automorphes dans un pegmatoïde potassique. Riutula.

Euhedral monazite crystals in a potash-rich pegmatitic rock. Riutula.



Photo 1 - Grenat poeciloblastique se développant dans un gneiss rubané à sillimanite - grenat. Remarquer la nature des inclusions en fonction de la minéralogie des lits. Vallée de la Tana (Photo J. Hameurt).

Poikiloblastic garnet from a banded sillimanite - garnet gneiss. Note the relation between the nature of the garnet inclusions and the mineralogy of the gneissic microlayers. Tana (Photo J. Hameurt).

Photo 2 - Grenat hélicitique contenant des inclusions de quartz (au centre) puis de sillimanite (en bordure). Vallée de la Tana.

Helicitic garnet containing inclusions of quartz (core) and sillimanite (rim). Tana.

Photo 3 - Détail de la composition minéralogique des inclusions des grenats. Les associations sont au maximum binaires montrant que le grenat provient de la réaction : biotite + sillimanite + quartz = grenat. Route Ivalo - Rajajooseppi.

Detail of garnet inclusions. Note that only binary associations are observed showing that the garnet has grown from the reaction : biotite + sillimanite + quartz = garnet. Road Ivalo - Rajajooseppi.

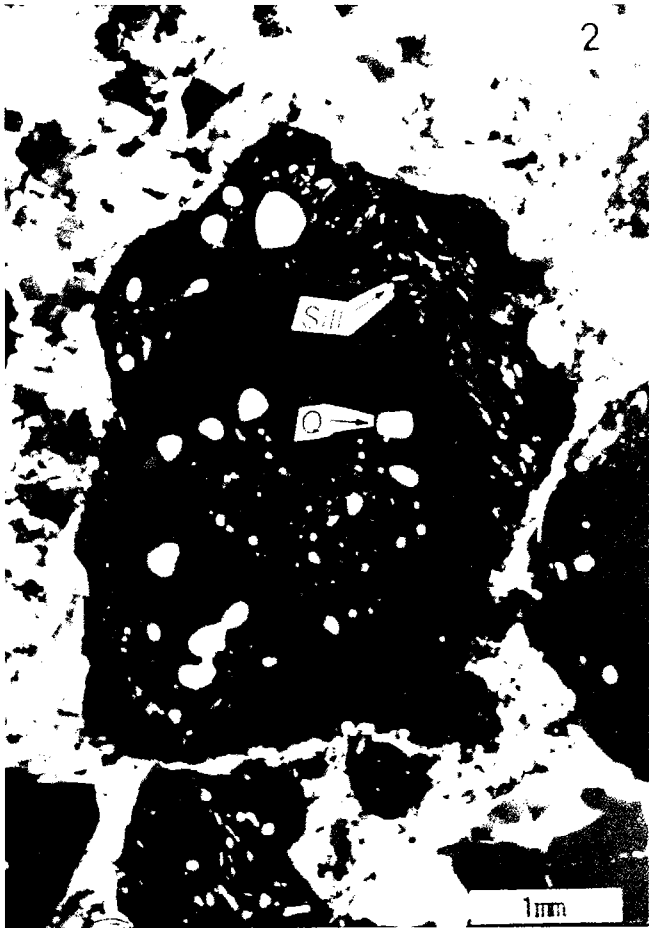
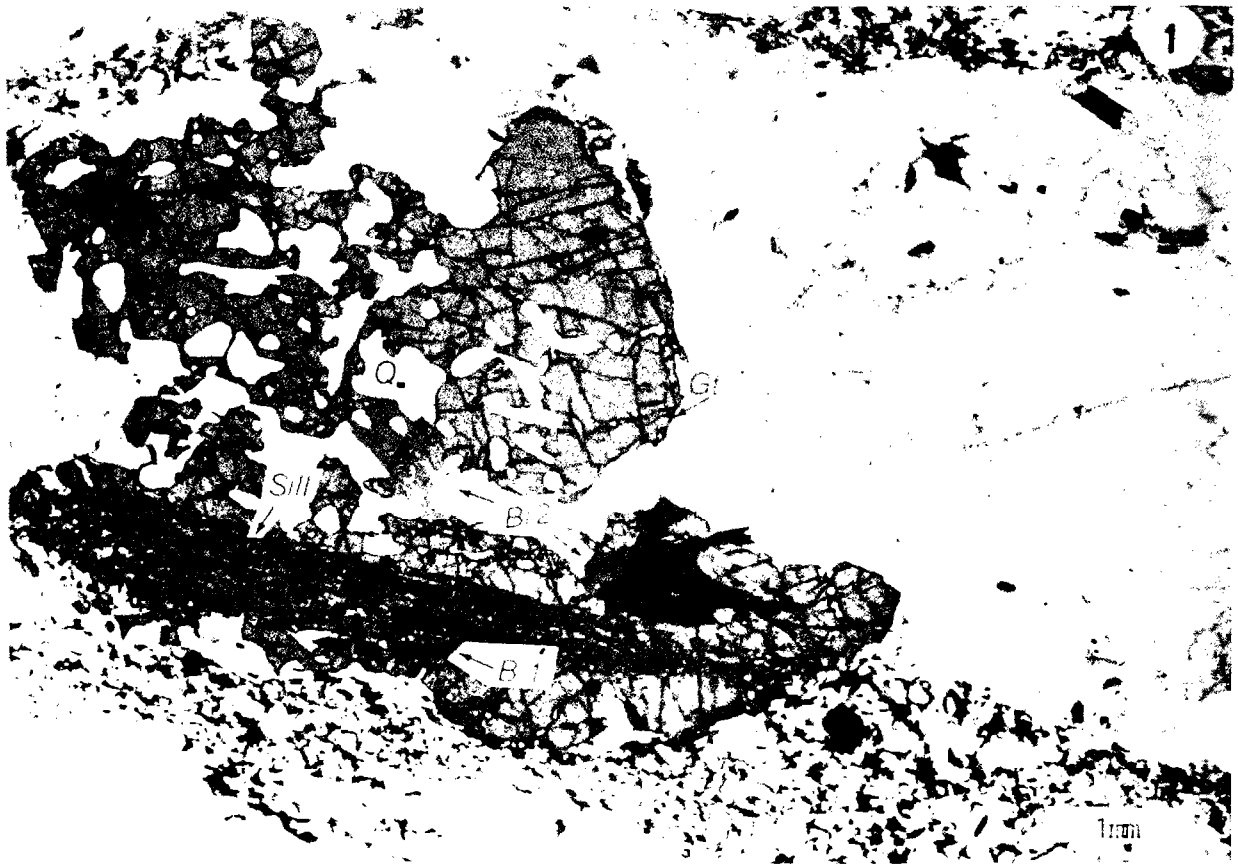


Photo 1 - Déstabilisation du grenat en cordiérite et biotite. Route Ivalo - Nellimö.

Incomplete replacement of garnet by a cordierite and biotite intergrowth. Road Ivalo - Nellimö.

Photo 2 - Transformation du grenat en un assemblage à cordiérite et orthopyroxène. Gneiss à sillimanite - grenat au contact d'un filon de pyroxénite. Vallée de la Tana.

Garnet incompletely replaced by cordierite - orthopyroxene symplectite. Sillimanite - garnet - gneiss at contact with a pyroxenitic dyke. Tana.

Photo 3 - Lamelles d'hématite dans des cristaux de sillimanite prismatique, disposées parallèlement au clivage (exsolution ?). Kaurispää.

Prismatic sillimanite crystals containing exsolution (?) lamellae along the (010) plane. Kaunispää.

Photo 4 - Grenats partiellement transformés en agrégats de biotite. Vallée de la Tana. (Ech. de J. Touret).

Incomplete replacement of garnets by biotite aggregates. Tana (sample from J. Touret).



Photo 1 - Transformation tardive du grenat en biotite + quartz + sillimanite et biotite + quartz. (Photo J. Hameurt). Ivalo.

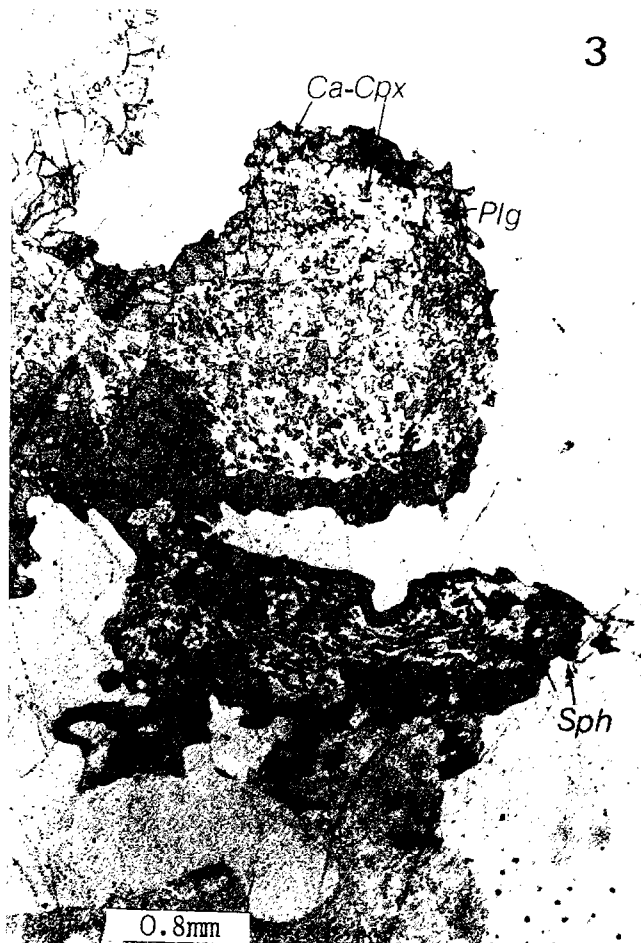
Late replacement of garnet porphyroblasts by biotite + quartz + sillimanite and biotite + quartz intergrowths. (Photo J. Hameurt). Ivalo.

Photo 2 - Développement de grenats (Gros - Alm - Spes) aux joints de grain entre plagioclase (An 95) et quartz. Gneiss à silicates calciques. Ivalo, aéroport.

Retromorphic growth of garnet crystals (Gros - Alm - Spes) at grain boundaries between plagioclase (An 95) and quartz. Calc-silicate gneiss. Ivalo, airport.

Photo 3 - Associations symplectitiques de plagioclase (An 95). Clinopyroxène et sphène issus de la déstabilisation complète d'un grenat. Auréole réactionnelle entre gneiss à silicate calcique et gneiss à sillimanite - grenat. Route Inari - Kittilä.

Plagioclase (An 95) - Ca - pyroxène - sphene coronas have completely replaced garnet. Reaction rim between calc-silicate and sillimanite - garnet - gneisses. Road Inari - Kittilä.







Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140 F
- N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). 85 F
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie, Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). 55 F
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55 F
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70 F
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl., (1986). 55 F
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : Une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1,9-2,4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115 F
- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). 95 F



BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles  
 Mémoires et documents du CAESS  
 Université de Rennes I - Campus de Beaulieu  
 35042 - RENNES Cédex (France).

NOM .....

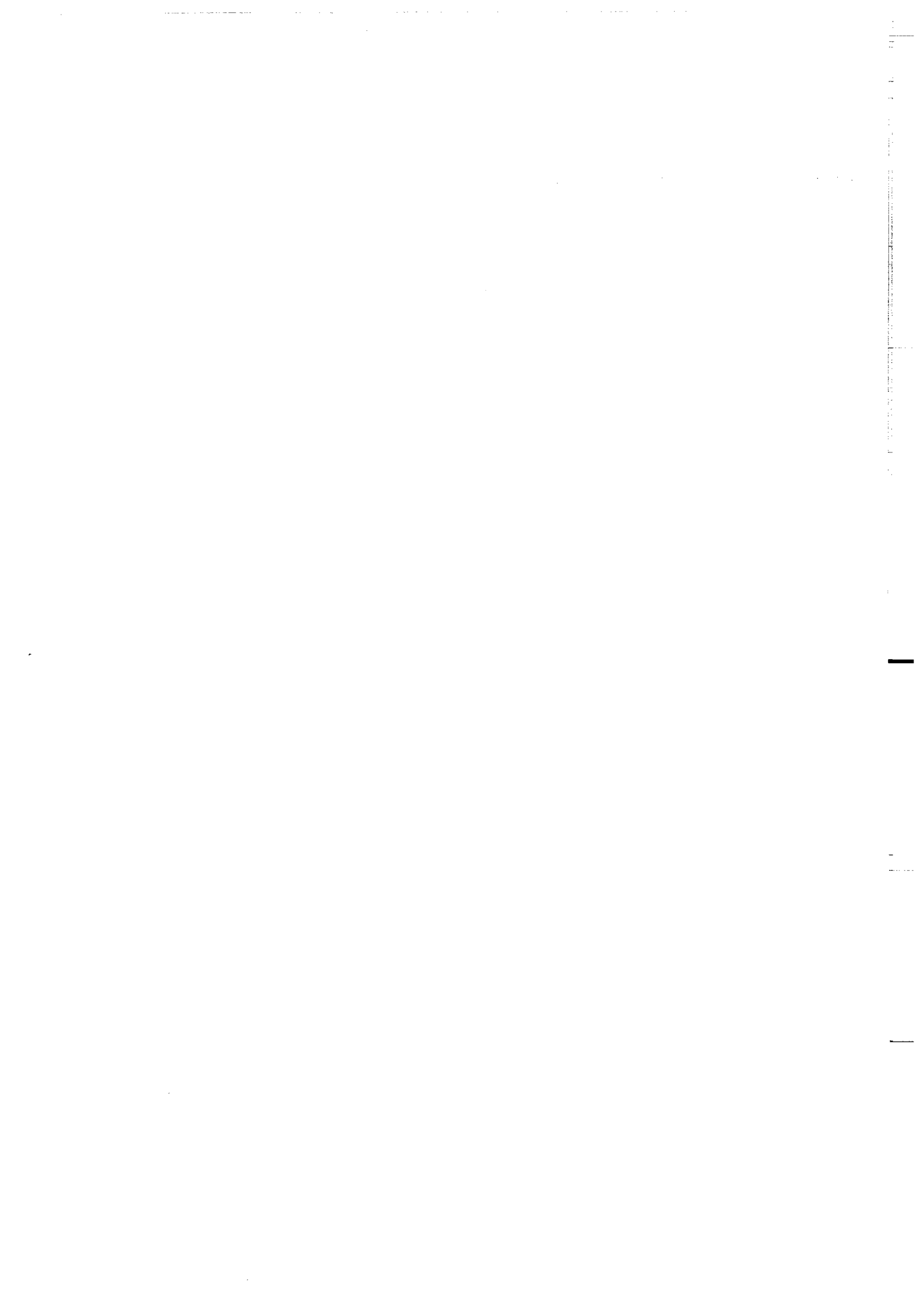
ORGANISME .....

ADRESSE .....

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 15,00 F.			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F.			Frais d'envoi	
Montant total				

Veillez établir votre chèque au nom de l'Agent Comtable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.





## RESUME.

Le Bouclier Baltique montre dans sa partie orientale deux ceintures de haut degré de métamorphisme (granulites de Laponie et amphibolites de la Tana), contigües et situées entre deux domaines archéens (cratons d'Inari-Kola et de Laponie méridionale-Karélie).

La ceinture de la Tana peut être considérée comme un ensemble volcanique (séries fractionnées tholéitiques et calco-alcalines) et plutonique (suite anorthositique notamment). La ceinture des Granulites est interprétée comme une série méta-sédimentaire à caractère "flysch" (suite khondalitique), contenant des niveaux de métavolcanites, recoupée par un cortège d'intrusions variées d'affinité tholéitique et calco-alcaline (complexe charnockitique). Ces deux ceintures d'âge protérozoïque inférieur (1.9 - 2.0 Ga), constituent l'axe de la zone mobile bélomoride.

Les gneiss archéens (> 2.5 Ga) portent les traces d'une intense réactivation au Protérozoïque inférieur, témoignant de leur participation à la tectogénèse bélomorienne. Enfin, le caractère épicontinental des formations volcano-sédimentaires du jatulien, leur disposition symétrique accusée par rapport aux Bélomorides, leur âge (1.9 - 2.4 Ga) et leur implication dans la tectonique karélienne montrent leur appartenance au même édifice géotectonique.

Nous proposons de ré-interpréter les Bélomorides comme une chaîne par collision (cycle de Wilson), comprenant un bassin géosynclinal (ceintures de la Tana et des Granulites), une plateforme (Jatulien) et un socle archéen ré-activé (gneiss bélomorides). Cette chaîne, la plus ancienne dans laquelle une suture ait pu être localisée est un exemple de choix pour discuter de la signification géodynamique des ceintures granulitiques, en ce qu'elle constitue probablement un jalon entre les orogènes ensialiques et les marges actives.

**Mots Clés :** Protérozoïque Inférieur - Granulites  
- Métamorphisme - Géochimie élément majeurs  
et traces. REE. Laponie finlandaise. Bélomorides.  
Reconstitution géodynamique.

Editions du C.A.E.S.S.

Université de Rennes I

F - 35042-RENNES Cédex