



**HAL**  
open science

# Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), Dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain).

Alain Potrel

► **To cite this version:**

Alain Potrel. Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), Dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain).. Géochimie. Université Rennes 1, 1994. Français. NNT : . tel-00675134

**HAL Id: tel-00675134**

**<https://theses.hal.science/tel-00675134>**

Submitted on 29 Feb 2012

**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.

**A. POTREL**

ISSN 1240-1498

ISBN 2-905532-55-6

**évolution tectono-métamorphique  
d'un segment de croûte  
continentale archéenne**

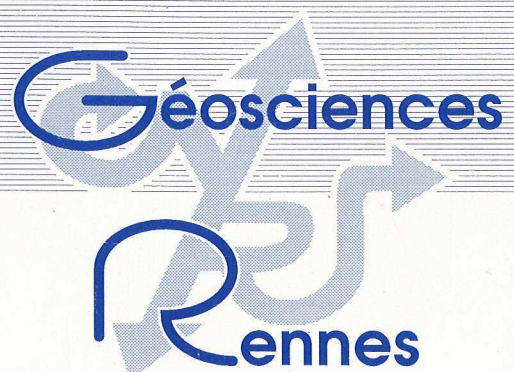
EXEMPLE DE  
L'AMSAGA (R.I. MAURITANIE),

DORSALE REGUIBAT  
(CRATON OUEST AFRICAIN)

**MEMOIRES**

1994

n° 56



**MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES**

**n° 56**

**Alain POTREL**

**Evolution tectono-métamorphique d'un segment de  
croûte continentale archéenne.  
Exemple de l'Amsaga (R.I Mauritanie),  
Dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain)**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I  
soutenue le 3 Juin 1994**

**Géosciences - Rennes  
UPR-CNRS n°4661  
Université de Rennes I  
Campus de Beaulieu  
F - 35042 - RENNES Cédex  
(France)**

**1994**



**ISSN : 1240-1498**

**ISBN : 2-905532-55-6**

**1994**

**GEOSCIENCES-RENNES  
UPR-CNRS n°4661  
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu  
F-35042-RENNES Cédex (France)**

**Alain POTREL**

**Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte  
continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie),  
Dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain).**

**Mémoires de Géosciences Rennes, n° 56, 400 p.**



Je tiens à remercier par ces quelques lignes toutes les personnes rencontrées au cours de ces trois ans qui ont su par leurs conseils et leurs encouragements m'aider dans mon travail.

Merci à B.Auvray et J.J.Peucat, qui bien que n'ayant toujours pas répondu à la question "chef, comment on fait pour être chef, chef ?", ont su m'accorder leur confiance.

Merci également aux membres du jury qui ont accepté de juger ce travail dont la qualité essentielle n'est pas forcément la brièveté.

Je remercie également le Professeur Kiénast pour ses conseils et ses remarques, ainsi que pour les analyses microsonde qu'il a bien voulu effectuer pour moi et le Professeur Nesbitt pour les analyses de terres rares effectuées sur les échantillons du granite d'Ioulgueud.

Merci également à toutes les membres de l'Institut Supérieur des Sciences de Nouakchott sur qui j'ai toujours pu compter lors de mon séjour en Mauritanie.

Une pensée toute particulière pour mon chauffeur-mécanicien (plus souvent mécanicien que chauffeur d'ailleurs) Eli Ould Soulé et pour Ibrahim Dia qui ont accepté de m'accompagner durant mes quatre semaines de terrain.

D'une manière plus générale, merci à tous les Mauritaniens rencontrés au cours de cette campagne, leur gentillesse et leur hospitalité ont su me faire aimer leur pays et ont fait naître en moi un profond désir d'y retourner.

Etant donné le caractère pluridisciplinaire de mon travail, celui-ci n'aurait put aboutir sans les conseils éclairés d'un nombre difficilement estimable de spécialistes. Je tiens donc à remercier toutes les personnes qui ont accepté de répondre à mes questions, parfois simplistes, toujours pressantes, je pense en particulier à R. Capdevila, D. Gapais, P. Choukroune, P. Jégouzo, D. Vielzeuf, J.M. Montel, B. Reynard, G. Gruau, B.M. Jahn, M.P. Dabard, J.J. Chauvel et je prie tous ceux que j'ai pu oublier de m'en excuser.

Un merci tout particulier à l'ensemble du laboratoire de Géochimie et de Géochronologie de Rennes, et une pensée affectueuse pour N. Morin, O. Hénin, J. Cornichet et J. Macé qui m'ont initié avec bonne humeur et une certaine dose de patience à la géochimie isotopique et à la spectrométrie de masse.





Merci à M. Le Coz-Bouhnik et M. Lemoine pour leurs analyses à la fluorescence X, je leur promets que je n'ai plus d'échantillon urgent sous la main, dans l'immédiat en tout cas.

Merci également à R. Aubry, X. Le Coz et J. Bertrand pour les nombreuses lames minces et poudres et pour leur bonne humeur constante.

Merci aux nombreuses personnes chez qui j'ai négligemment laissé trainer mes ronds de serviette au cours de ces trois ans j'ai nommé : Catherine (notre mère à tous) et Erwan (Wawan pour les intimes), Tata Dedel, Florence dite "La Nicollain", Michel Kruntz le géologue qui croustille et Genevièvre sans oublier Cécile "j'ai kekchose d'important à dire" Robin (également surnommée "Baigon Mauve").

Merci également à tous les copains qui ont supporté stoïquement et dans le désordre : ma bonne humeur, ma mauvaise humeur, ma voix mélodieuse et mes plaisanteries d'un goût parfois douteux : Yann, Marilda (quelques grammes de finesse dans un monde de brutes), Tristan et Pascale, Sylvain (poussez pas derrière, moins vite devant), Marc (Biroute), Thierry, Jean-Charles, Annick, Alain, Jean-Alix, Sylvie, Michel (Sa Majesté), Catherine (la guerote), Hugues et Babette, Ronan et Murielle, Pierre (mais ou courent-ils tous?), Fred (mais quand pourra-t-on en placer une?), Olivier et Silvia, Theresa et tous les autres....

Enfin et surtout, merci à toi Virginie et à toi ma mère sans qui cette thèse, qui vous est dédiée, n'aurait jamais vu le jour.

*Je tiens cependant à ajouter que je ne remercie pas :*

*Sadam Hussein et Georges Bush qui en déclenchant la guerre du golf ont retardé de trois mois le rapatriement de mes échantillons.*

*Les douaniers rouennais qui ont égaré lesdits échantillons entre Rouen rive gauche et Rouen rive droite pendant deux mois sans jamais songer à draguer la Seine.*

*Et enfin la pompe à eau et le radiateur de ma Land Rover qui me réclamaient 20 litres d'eau par jour en plein Sahara.*



## INTRODUCTION.

### CHAPITRE I/ CONTEXTE GEOLOGIQUE.

<u>I-1/ LE CRATON OUEST AFRICAIN.</u>	p. 11
<u>I-2/ LA DORSALE REGUIBAT.</u>	p. 13
<u>I-3/ APERCU GEOLOGIQUE DE LA REGION DE L'AMSAGA.</u>	p. 15
I-3-1/ TRAVAUX ANTERIEURS.	p. 15
<i>a/ Ensembles lithologiques.</i>	
<i>La série de la Saouda.</i>	
<i>Le complexe migmatitique du Rag el Abiod.</i>	
<i>b/ Etudes structurales.</i>	
I-3-2/ PRESENTATION DES UNITES LITHOLOGIQUES	p. 18

### CHAPITRE II/ ETUDE PETRO-STRUCTURALE.

<u>II-1/ ETUDE STRUCTURALE.</u>	p. 23
<i>a/ Données structurales.</i>	
<i>b/ Métamorphisme et déformation.</i>	
<i>c/ Relations structurales granulites-migmatites.</i>	
<i>d/ Interprétation.</i>	
<i>e/ Discussion.</i>	
<i>f/ Modèle tectonique à l'échelle de la dorsale Réguibat archéenne.</i>	
<u>II-2/ LES SERIES PARADERIVEES.</u>	p. 38
II-2-A/ LES SERIES GRANULITIQUES PARADERIVEES.	
II-2-A-1/ LES PARAGNEISS ALUMINEUX.	p. 39
II-2-A-1-1/ Description pétrographique.	
II-2-A-1-2/ Composition chimiques des phases.	
II-2-A-1-3/ Estimation des conditions physiques du métamorphisme granulitique.	
<i>a/ Etude des relations de phases.</i>	
<i>b/ Etude thermo-barométrique.</i>	
<i>c/ Discussion et conclusion.</i>	
II-2-A-2/ LES AUTRES UNITES PARADERIVEES.	p. 86
II-2-A-2-1/ Les leptynites.	
Description pétrographique et composition des phases.	
II-2-A-2-2/ Les roches carbonatées.	
II-2-A-2-3/ Le gneiss A5 à Opx-Gt.	
II-2-A-3/ CONCLUSIONS DE L'ETUDE DES SERIES PARADERIVEES GRANULITIQUES.	p. 91
II-2-B/ LA SERIE DE MENERAT-IOULGUEND.	
II-2-B-1/ LES METAPELITES ET METAGRAUWAKES.	p. 93
<i>a/ Description pétrographique.</i>	
<i>b/ Composition des phases.</i>	
<i>c/ Conclusion de l'étude des métapelites de Ménérat.</i>	
II-2-B-2/ LES ROCHES À CORDIERITE-ORTHOAMPHIBOLE.	p. 99
<i>a/ Description pétrographique.</i>	

<i>b/ Discussion-interprétation.</i>	
<i>c/ Origine des séries à Crd-Oam.</i>	
II-2-B-3/ LES QUARTZITES FERRUGINEUX.	p. 103
<i>a/ Les quartzites silicatées.</i>	
<i>b/ Les quartzites carbonatées.</i>	
II-2-B-4/ CONCLUSION SUR LES METASEDIMENTS DE MENERAT-IOULGUEND.	p. 105
<u>II-3/ LES CHARNOCKITES.</u>	
II-3-1/ DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE.	p. 109
<i>a/ Charnockites de Snine Kembo-Rmémimat, Kella et d'Aïdzidine.</i>	
<i>b/ Massifs de Bou Rhzama et du guelb el Azib.</i>	
<i>c/ Discussion et conclusion de l'étude pétrographique des charnockites.</i>	
II-3-2/ COMPOSITION CHIMIQUE DES PHASES.	p. 118
III-3-3/ ESTIMATIONS DES CONDITIONS PHYSIQUES DU METAMORPHISME.	p. 123
III-3-4/ CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES CHARNOCKITES.	p. 126
<u>II-4/ LES METABASITES.</u>	
II-4-1/ DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE.	p. 130
<i>a/ Les metabasites du guelb el Azib.</i>	
<i>b/ Les metabasites des ceintures volcano-sédimentaires.</i>	
<u><i>Séries d'Aïdzidine et Amouchterki.</i></u>	
<u><i>Séries d'Agrou Staya.</i></u>	
<u><i>Les metabasites de la ceinture de Ménéral-Ioulguend.</i></u>	
<i>c/ Le gabbro à phénocristaux.</i>	
<i>d/ Conclusion générale de l'étude pétrographique des metabasites.</i>	
II-4-2/ COMPOSITION CHIMIQUE DES PHASES.	p. 141
II-4-3/ ESTIMATION DES CONDITIONS P-T DU MÉTAMORPHISME.	p. 150
<i>a/ Etude des relations de phases.</i>	
<i>b/ Etude thermobarométrique.</i>	
II-4-4/ CONCLUSION DE L'ETUDE DES METABASITES.	p. 160
<u>II-5/ LES ORTHOGNEISS MIGMATITIQUES.</u>	
II-5-1/ DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE.	p. 165
II-5-1-1/ Les trondhjémites et les granodiorites.	
a/ Description pétrographique.	
b/ Discussion-interprétation.	
II-5-1-2/ Les autres types d'orthogneiss.	
a/ Description pétrographique.	
II-5-1-3/ Les leucosomes.	
II-5-1-4/ Conclusion de la description pétrographique.	
II-5-2/ COMPOSITION CHIMIQUE DES PHASES.	p. 174
II-5-2-1/ L'orthogneiss migmatitique AG41.	
II-5-2-2/ Le leucosome AG8'.	
II-5-2-3/ Conclusion de l'étude de la composition des phases.	
<u>II-6/ LES ROCHES MAGMATIQUES POST-GRANULITES.</u>	
II- 6-1 / LE GRANITE DE TOUIJENJERT.	p. 182

II-6-1-1 Description pétrographique. <i>a/Le granite de Touijenjert.</i> <i>b/ Les enclaves microgrenues.</i>	
II-6-1-2/ Composition chimique des phases.	
II-6-1-3/ Estimation des conditions physiques de cristallisation.	
II-6-1-4/ Discussion et conclusion.	
II-6-2/ LE GRANITE À GRENAT-TOURMALINE ET MUSCOVITE D'IOULGUEND.	p. 199
II-6-2-1/ Description pétrographique.	
II-6-2-2/ Composition chimique des phases.	
II-6-2-3/ Discussion-interprétation.	
II-6-3/ LE GABBRO DES IGUILID.	p. 208
<i>a/ Description pétrographique.</i> <i>b/ Discussion et conclusion.</i>	
II-6-4/ CONCLUSION DE L'ETUDE DES ROCHES MAGMATIQUES POST- GRANULITE.	p. 210

**II-7/ CONCLUSIONS GENERALES DE L'ETUDE PETRO-STRUCTURALE : RELATIONS MIGMATITE-GRANULITE DANS L'AMSAGA.**

II-7-1/ LES DIFFERENTES HYPOTHESES DE FORMATION DES GRANULITES.	p. 211
II-7-2/ LE CAS DE L'AMSAGA.	p. 215
<i>a/ Métamorphisme affectant des séries anhydres.</i> <i>b/ Diminution de aH<sub>2</sub>O par le passage d'un magma anhydre.</i> <i>c/ Diminution de aH<sub>2</sub>O par un flux de CO<sub>2</sub>.</i> <i>d/ Dilution de H<sub>2</sub>O dans le liquide magmatique.</i>	
II-7-3/ RELATION GRANULITE-MIGMATITE DANS L'AMSAGA.	p. 218
II-7-4/ RESULTATS OBTENUS. PROBLEMES SOULEVES.	p. 218

**CHAPITRE III/ GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS ET EN TRACES.**

III-1/ LES ORTHOGNEISS ACIDES.	p. 233
II-1-1/ LES ELEMENTS MAJEURS.	
II-1-2/ LES ELEMENTS EN TRACES.	
<i>a/ Les charnockites, les Tdj et les granodiorites.</i> <i>b/ Les échantillons altérés.</i>	
II-1-3/ CONCLUSION.	
II-2/ LES METABASITES.	p. 253
III-3/ LES GRANITOÏDES POST-GRANULITE.	p. 263
III-3-1/ LES ELEMENTS MAJEURS.	
III-3-2/ LES ELEMENTS EN TRACE.	
III-3-3/ CONCLUSION.	
III-4/ CONCLUSION GENERALE DE L'ETUDE GEOCHIMIQUE.	p. 273

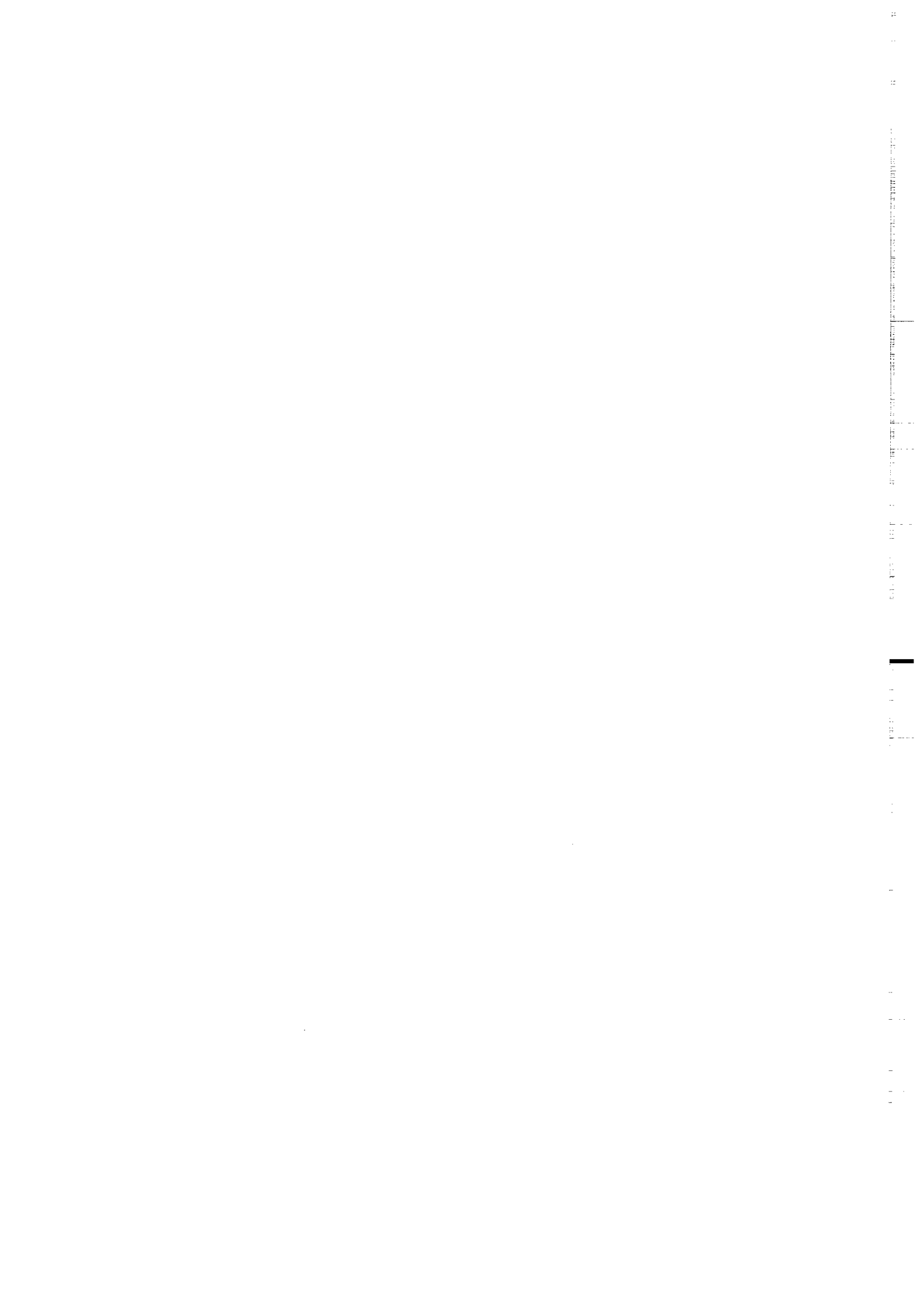
**CHAPITRE IV/ GEOCHRONOLOGIE-GEOCHIMIE ISOTOPIQUE.**

<u>IV-1/ RESUME DES TRAVAUX ANTERIEURS.</u>	p. 276
<u>IV-2/ RESULTATS OBTENUS SUR LA REGION DE L'AMSAGA.</u>	
IV-2-1/ LES ORTHOGNEISS ACIDES.	p. 279
IV-2-1-1/ Les orthogneiss migmatitiques.	p. 279
<i>a/ Système U-Pb sur zircons.</i>	
<i>b/ Système Pb-Pb.</i>	
<i>c/ Système Sm-Nd.</i>	
<i>d/ Système Rb-Sr.</i>	
<i>e/ Discussion et conclusion.</i>	
IV-2-1-2/ Les charnockites.	p. 297
<u>Massif de Snine Kembo.</u>	
<i>a/ Système U-Pb sur zircon.</i>	
<i>b/ Système Sm-Nd.</i>	
<i>c/ Système Rb-Sr.</i>	
<u>Massifs de Bou Rhzama, du guelb el Azib et de Kella.</u>	
<i>a/ Système Sm-Nd.</i>	
<i>b/ Système Rb-Sr.</i>	
<u>Conclusions.</u>	
IV-2-2/ LES ROCHES BASIQUES.	p. 311
<i>a/ Système U-Pb sur zircon.</i>	
<i>b/ Système Sm-Nd</i>	
IV-2-3/ LES GRANITOÏDES POST-GRANULITE.	
IV-2-3-1/ Le granite de Touijenjert.	p. 314
<i>a/ Système U-Pb sur zircon.</i>	
<i>b/ Système Sm-Nd.</i>	
<i>c/ Système Rb-Sr.</i>	
<i>d/ Conclusion.</i>	
IV-2-3-2/ Le granite d'Ioulguend.	p. 321
<i>a/ Système U-Th-Pb.</i>	
<i>b/ Système Sm-Nd.</i>	
<i>b/ Système Rb-Sr.</i>	
<i>c/ Discussion.</i>	
IV-2-4/ LES METASEDIMENTS.	p. 328
IV-2-5/ CONCLUSIONS DE L'ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE.	p. 330

## CHAPITRE V/ DISCUSSION ET MODELE GEODYNAMIQUE.

PRINCIPAUX RESULTATS.	p. 335
DISCUSSION.	p. 336
MODELE GEODYNAMIQUE.	p. 338
BIBLIOGRAPHIE.	p. 341
PLANCHES PHOTO.	P.361
ANNEXE 1 Données géochronologiques nouvelles sur la région des Sfariat..	
ANNEXE 2 Procédures analytiques.	

# INTRODUCTION





L'Archéen représente un peu moins de la moitié de l'histoire de la Terre, son étude constitue de ce fait une étape importante dans notre compréhension de la formation et de l'évolution de la Terre. Au cours des trente dernières années, les études se sont donc multipliées pour tenter de comprendre les processus géologiques archéens. Paradoxalement, alors que les vestiges de la croûte archéenne sont en définitive assez rares, notre connaissance de l'Archéen n'est basée que sur l'étude d'un nombre relativement restreint de ces régions. En effet, si quelques cratons peuvent être considérés comme les "vedettes" de la géologie archéenne (cratons du Zimbabwe et du Kaapvaal en Afrique du Sud, cratons du Pilbara et du Yalgarn en Australie, Enderby Land en Antarctique, craton groenlandais, bouclier baltique, bouclier canadien...), d'autres en revanche ont été très peu ou pas étudiés, c'est le cas en particulier du craton brésilien ou du craton ouest africain.

Le but de cette étude est de caractériser l'évolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. L'objet choisi est la région de l'Amsaga dans la Dorsale Réguibat (craton ouest africain). Les raisons de ce choix sont les suivantes : 1/ bien qu'ayant été peu étudié, le craton ouest africain présente toutes les spécificités de la croûte continentale archéenne (vastes régions granulitisées comme l'Amsaga associées à des zones de plus bas grade structurées en dômes et bassins ; associations bimodales socle granito-gneissiques/ceintures volcano-sédimentaires ; absence de métamorphisme HP-BT...) ; 2/ une partie du craton ouest africain est constituée de terrains d'âge Protérozoïque ayant fait l'objet d'études récentes (e.g. Boher et al., 1989 ; Abouchami et al., 1990 ; Boher, 1991) la limite entre les parties archéenne et protérozoïque semble relativement nette. L'étude de la partie archéenne du craton nous permet donc d'envisager l'histoire globale de cette vaste zone précambrienne ; 3/ la proximité de ces deux zones d'âges distincts nous permet d'étudier l'influence de la croissance crustale au Protérozoïque sur les caractéristiques originelles de la croûte archéenne.

Seule une approche pluridisciplinaire nous a semblé apte à contraindre les différents problèmes envisagés. Ce travail regroupera donc les données issues de la pétrologie (essentiellement du métamorphisme), de la géologie structurale, de la géochimie élémentaire et isotopique et de la géochronologie. L'étude que nous présentons fait suite à une campagne de terrain de cinq semaines au cours de laquelle nous avons pu recueillir les échantillons et effectuer les mesures structurales nécessaires à notre travail. Cette thèse s'organise en cinq parties :

- le chapitre I nous permet de replacer la région étudiée dans son contexte géologique ;

- le chapitre II est consacré à l'étude pétro-structurale de l'Amsaga ;

- le chapitre III traite de la géochimie des différents ensembles magmatiques constitutifs de la région et de l'altération des signatures géochimiques primaires lors des événements métamorphiques successifs ;

- le chapitre IV nous permet de définir les grandes étapes géochronologiques de l'histoire de la région et de caractériser l'origine des protolithes magmatiques grâce aux différents traceurs isotopiques ;

- enfin, le chapitre V présente une synthèse de nos principaux résultats et un essai de reconstitution géodynamique.

# **CHAPITRE I**

## **CONTEXTE GEOLOGIQUE**

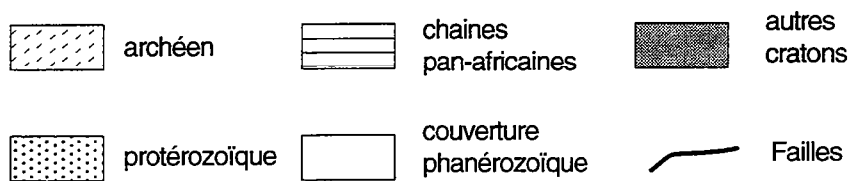
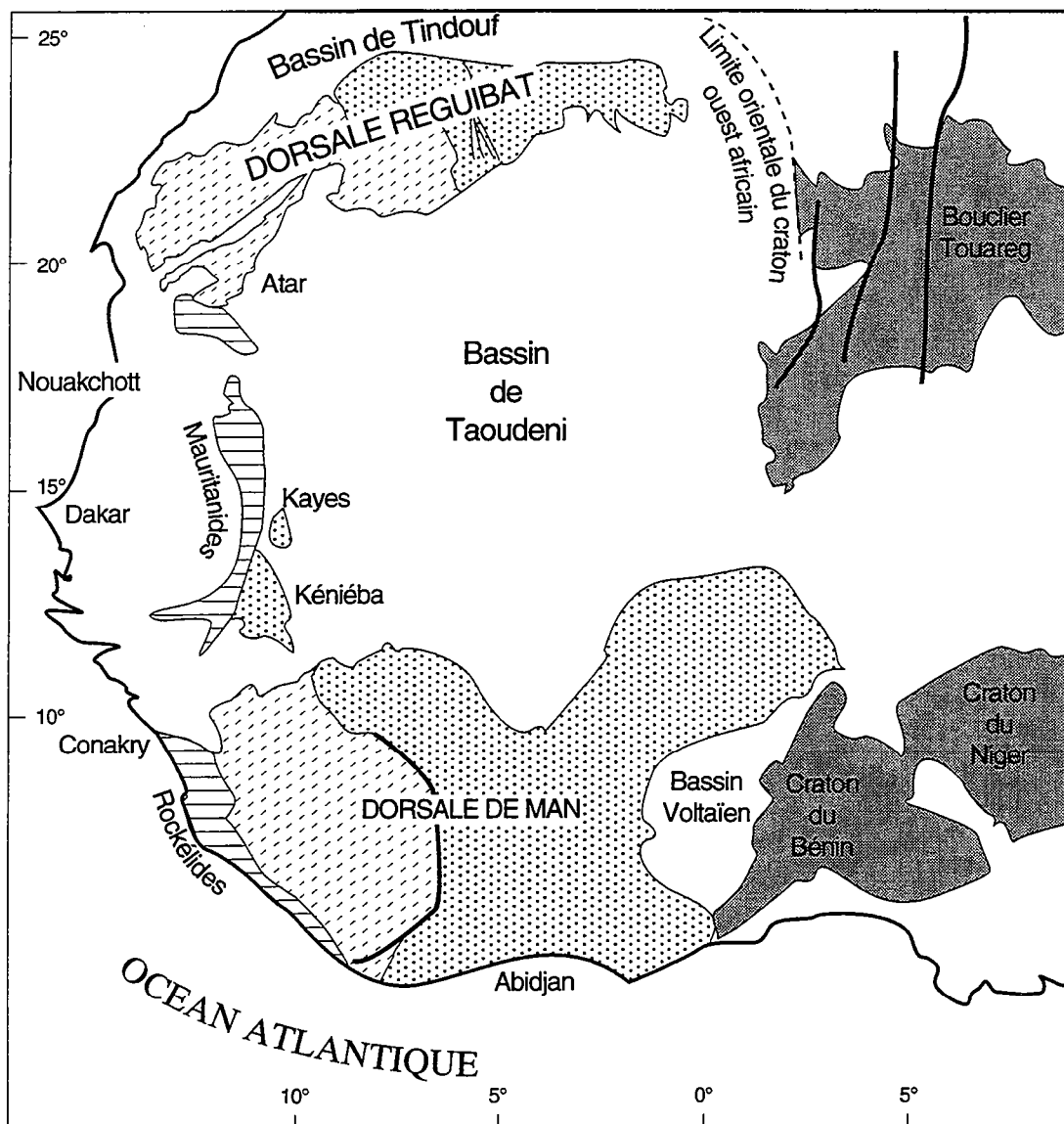


Fig. 1.1. Carte géologique simplifiée du craton ouest africain (d'après la carte tectonique internationale de l'Afrique, 1968, ASGA/UNESCO, modifiée d'après Boher, 1991).

## I-1/ LE CRATON OUEST AFRICAIN

Le craton ouest africain représente une vaste portion de croûte précambrienne (4 500 000 Km<sup>2</sup>) stable depuis environ 1,5 Ga. Plus de la moitié du craton est recouverte par des bassins sédimentaires protérozoïques et paléozoïques (fig.1.1) : bassin de Tindouf au Nord-Est, de Taoudeni à l'Est et, à l'extrême Sud-Est, le bassin voltaïen de dimensions plus réduites. Le socle cristallin affleure en trois parties de tailles inégales :

- la dorsale Réguibat au Nord ;
- la dorsale de Man (ou de Léo) au Sud ;
- les fenêtres Protérozoïques de Kayes et de Kénébia en position médiane entre ces deux dorsales.

Les parties occidentales des deux dorsales sont formées de terrains archéens alors que leurs zones centrales et orientales sont d'âge Protérozoïque inférieur.

Le craton ouest africain est entouré de zones mobiles poly-orogéniques d'âge panafricain ou hercynien comme la ceinture mobile ouest africaine (incluant les Rockélides et les Mauritanides) ou la zone mobile d'Afrique Centrale à l'Est.

Bien que les études géologiques concernant le craton ouest africain aient commencé dès le début du siècle, avec, entre autres, Chautard (1907), Chudau (1910-11), Lacroix (1911) et Hubert (1903-1934), il fallut attendre les années 40 pour voir se développer les premiers travaux synthétiques sur cette partie de l'Afrique. La prospection minière constituant le principal moteur de cette reprise d'activité, de nombreuses cartes géologiques régionales ou synthétiques furent éditées : carte géologique et notice explicative de l'Afrique Occidentale (Marvier, 1953), carte géologique de l'Afrique Occidentale (1962) et sa notice explicative (1965) par Barrère et Slansky, carte géologique de Sierra Leone (1959), du Sénégal et de la Gambie (1962), carte géologique de Côte d'Ivoire par Bagarre et Tagini (1965), carte géologique de la République Islamique de Mauritanie (1968) et sa notice explicative (1975)...

Nombre de ces travaux sont l'oeuvre d'auteurs ou d'équipes isolées, travaillant sur une région précise, généralement délimitée par les frontières politiques du pays qu'elle recouvre. Il en résulte une certaine dispersion des données, ce qui a amené plusieurs auteurs à proposer des synthèses regroupant les différents travaux disponibles sur l'ensemble du craton (Bessoles 1977, Cahen et al 1984, Dallmeyer et Lécorché 1991).

La région de l'Amsaga qui fait l'objet de ce travail se situe au Sud-Ouest de la partie archéenne de la dorsale Réguibat, dans la région d'Atar. Afin de replacer cette région dans son contexte géologique nous allons maintenant nous intéresser aux résultats récents obtenus dans cette partie du craton ouest africain.

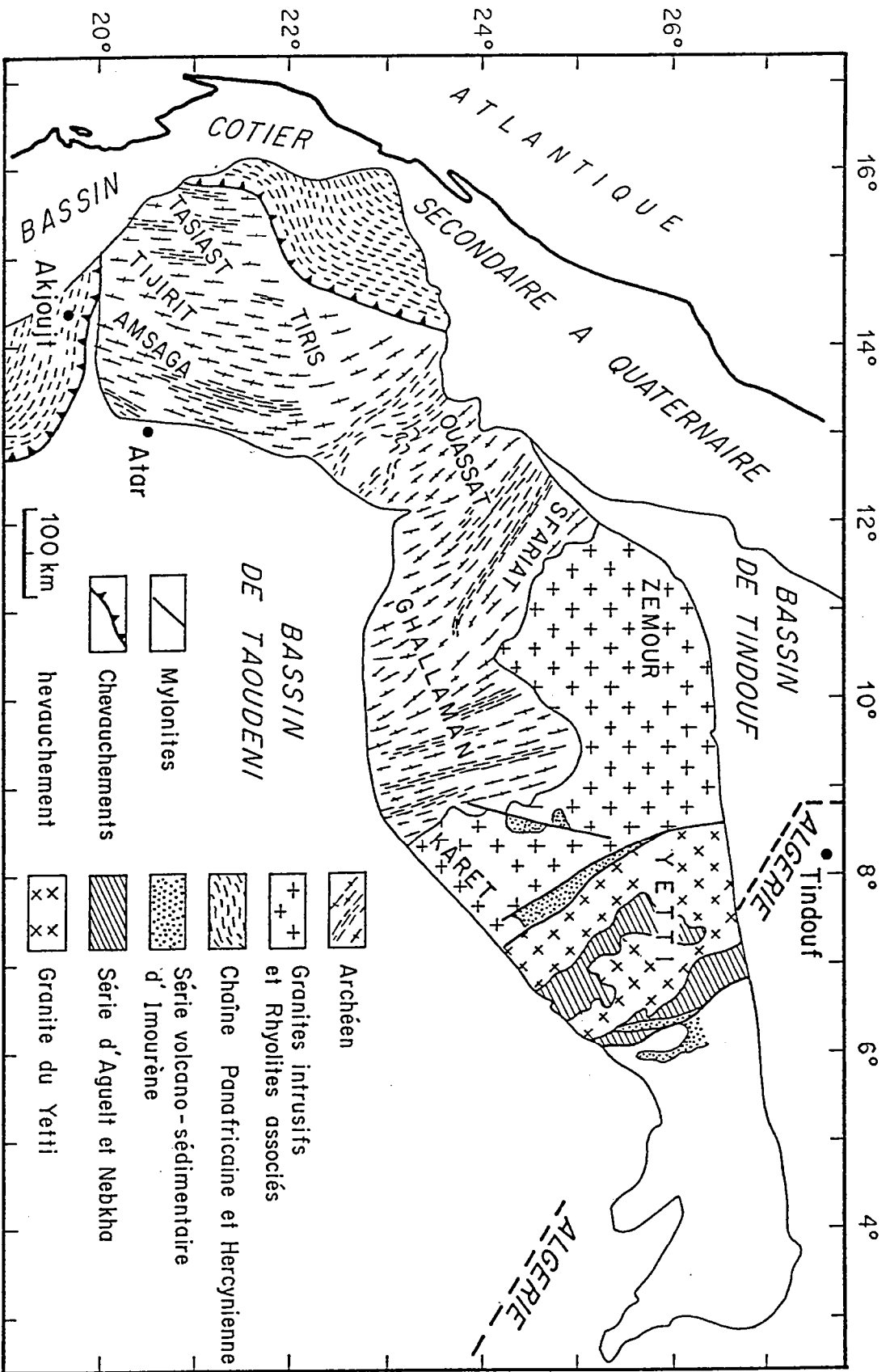


Fig. 1.2. Carte simplifiée de la Dorsale Réguibat. Modifiée d'après Bessoles (1977).

## I-2/ LA DORSALE REGUIBAT

Le terme de dorsale Réguibat a été introduit par Menchikoff qui, en 1949, propose le nom de "Pays cristallin de Réguibat" pour désigner cette vaste zone de socle granito-gneissique limitée au Nord par le bassin de Tindouf et au Sud-Est par le bassin de Taoudeni (fig.1.2).

Longue de 1500 km et large d'environ 250 à 400 km, la dorsale Réguibat est située entre les méridiens 3 et 16° W et les parallèles 20 et 27° N.

Sur le plan géographique, la majeure partie de la dorsale se situe en Mauritanie, mais elle se prolonge à l'Est en Algérie et au Nord et Nord-Ouest dans le Sahara Occidental. De par sa situation géographique, la dorsale Réguibat est dotée d'un climat désertique aride de type sahélien à son extrémité sud et de type saharien dans sa majeure partie. Son altitude moyenne est relativement faible (de 150 à 350 m d'Ouest en Est) et elle se caractérise par une topographie plate sur laquelle se disposent de façon sporadique des reliefs en Inselberg (ou guelb en Arabe), le plus important d'entre eux est la Kediat Ijil qui, avec ses 917 m, constitue le point culminant de la dorsale.

La dorsale, de par sa forme, a longtemps été subdivisée en trois parties :

- la dorsale occidentale comprenant l'Amsaga, le Tijirit, le Tiris et le Tasiast ;
- la dorsale centrale formée du Ouassat, du Ghallaman, des Sfariat, du Zemour, du Yetti et du Karet ;
- la dorsale orientale formée par les Eglabs.

Ces divisions régionales ne rendent cependant pas compte de la constitution géologique de la dorsale, aussi Bessoles en 1977 (à la suite de Dillon et Sougy, 1974) propose-t-il de distinguer deux provinces dans la dorsale :

- une province archéenne essentiellement située à l'Ouest et au Sud-Ouest et comprenant l'Amsaga, le Tijirit, le Tiris, le Tasiast, l'Ouassat, le Ghallaman et les Sfariat ;
- une province d'âge protérozoïque inférieur au centre et à l'Est ; avec résurgence de soubassement archéen au niveau des Eglabs.

La limite entre ces deux provinces est formée par la bordure est des Sfariat et du Ghallaman. Dans les travaux plus anciens, la distinction entre dorsale archéenne et protérozoïque n'était pas faite, les auteurs parlant plutôt de Précambrien D pour la partie archéenne et de Précambrien C (ou dorsale Eburnéenne ou Birimienne) pour la partie protérozoïque. Dans la mesure du possible nous parlerons en âges absolus, la limite entre Archéen et Protérozoïque se situant à 2500 Ma.

La partie archéenne de la dorsale se distingue de la partie protérozoïque par la présence de terrains de haut degré métamorphique (faciès amphibolite ou granulite), les domaines migmatitiques y abondent, ainsi que les quartzites ferrugineux.

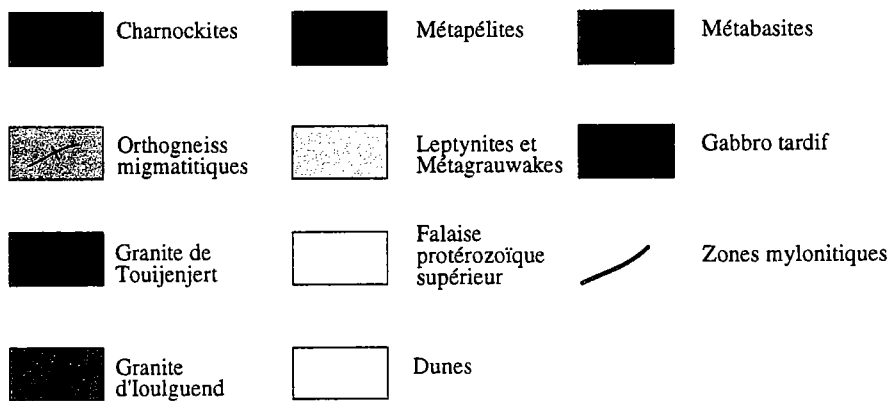
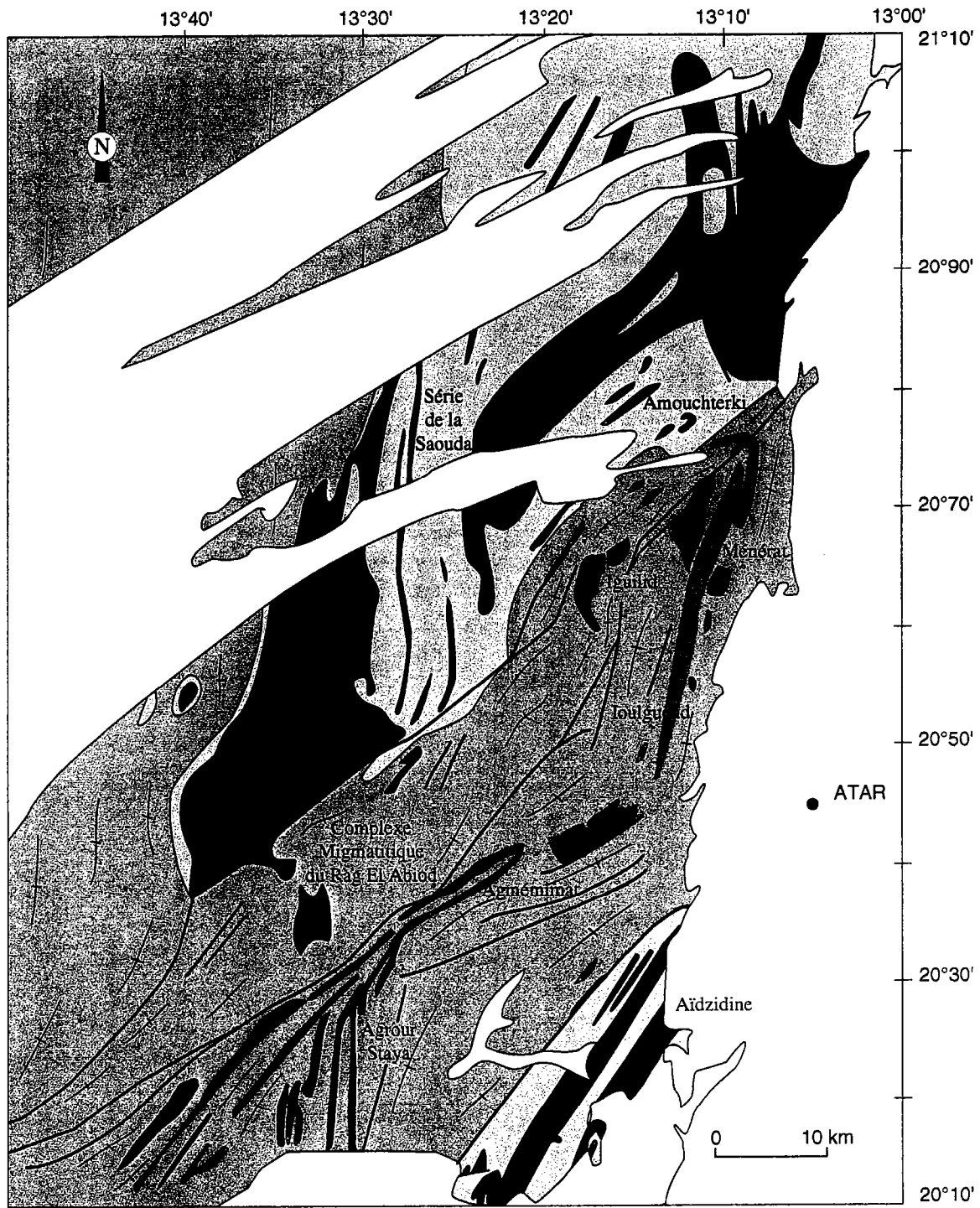


Fig.1.3. Carte géologique simplifiée de la région de l'Amsaga établie d'après la carte de Barrère (1967).



Le fait que les diverses provinces archéennes aient été étudiées par des auteurs différents rend toute corrélation difficile. Cependant, tous les auteurs tentent d'établir des comparaisons entre provinces afin de dégager une histoire géologique globale de la dorsale. Malheureusement les critères de corrélation utilisés sont souvent d'ordre litho-stratigraphique et, s'ils permettent de comparer les unités constitutives de chaque région ils ne permettent pas de discuter de l'histoire géologique de la dorsale (pétrogénèse des différents ensembles, géochronologie). De plus, si certaines régions comme l'Amsaga et le Tiris ont fait l'objet d'études approfondies (Barrère 1967 ; 1969 ; Clinckx et Deynoux 1969 ; Bronner 1975, 1992 ; Bronner et Chauvel 1979 ;...), d'autres zones en revanche sont mal connues, comme le Tasiast par exemple.

Bessoles (1977) distingue deux cycles orogéniques principaux affectant la dorsale : le cycle Libérien (de 3000 à 2500-2300 Ma) et le cycle Eburnéen (de 2500-2300 à 1800-1600 Ma), ce dernier pouvant également affecter la dorsale archéenne. Ce découpage en deux grands cycles lui semblait assez simpliste, ce qui n'est pas surprenant étant donnée la durée des événements envisagés. Les résultats géochronologiques issus des travaux antérieurs seront étudiés lors du chapitre concernant la géochronologie de l'Amsaga. Avant d'aborder le chapitre concernant la description pétrologique des différentes unités constituant l'Amsaga, nous allons donner un bref aperçu géologique de la région.

### **I-3/ APERCU GEOLOGIQUE DE LA REGION DE L'AMSAGA**

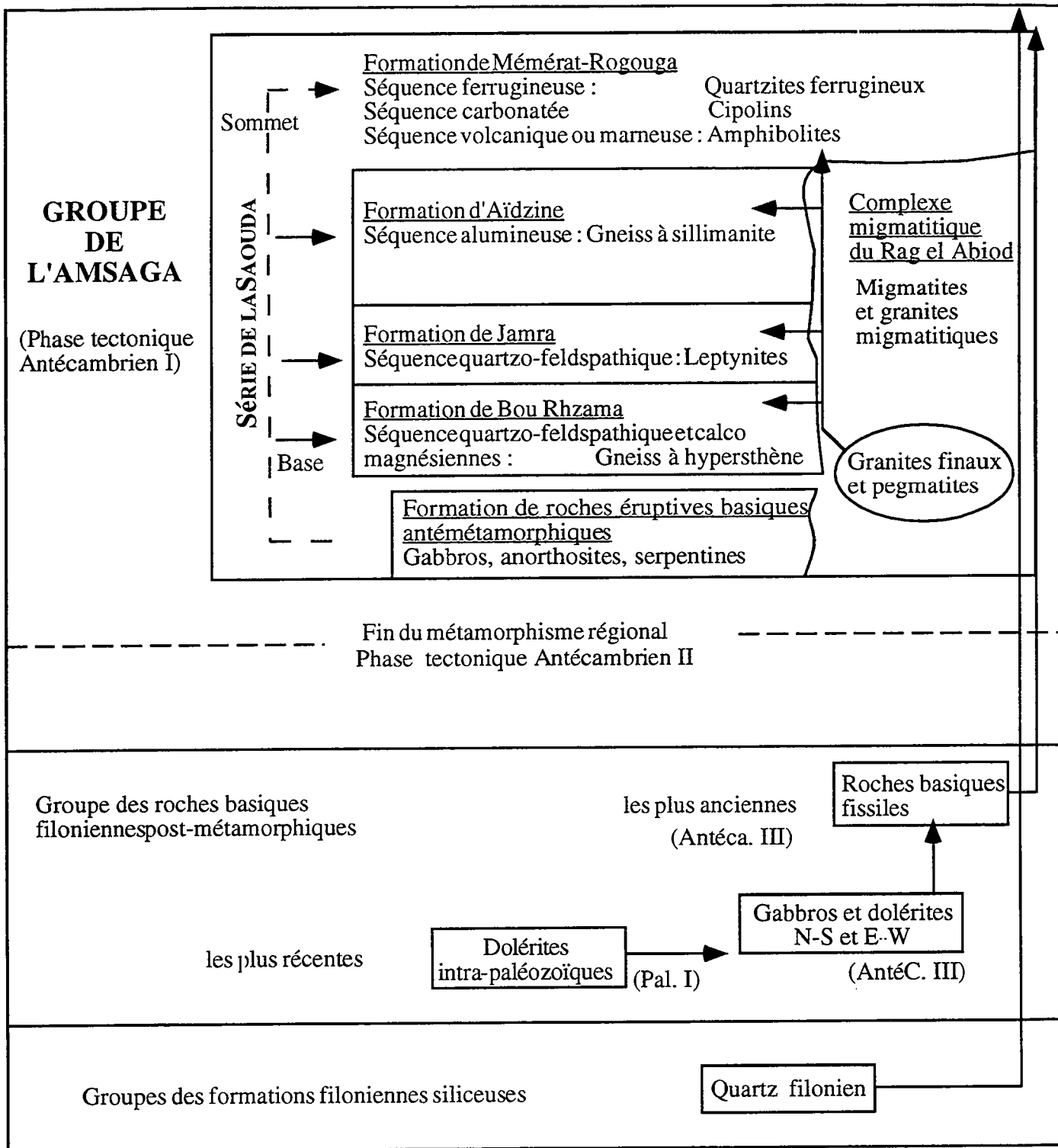
#### **I-3-1/ TRAVAUX ANTERIEURS**

La région de l'Amsaga ( $\approx 7000 \text{ km}^2$ ) se situe au Sud-Est de la dorsale Réguibat archéenne (fig 1.2). Elle est limitée à l'Est par les falaises protérozoïques d'Atar (appartenant au bassin de Taoudeni), à l'Ouest par des cordons dunaires (qui s'étendent vers l'Ouest jusqu'à Nouakchott) et au Sud par le chevauchement hercynien des Mauritanides (fig. 1.3).

##### *a/ Ensembles lithologiques.*

Bien que dès 1067, l'auteur Arabe El Bakri (tradition orale, rapportée par Monod) signale la présence d'une région montagneuse (le Djebel Lemtoura) dont nous avons tout lieu de penser qu'il s'agit de l'Adrar mauritanien (dont les falaises bordent la partie Est de l'Amsaga). Il n'y a pas de travaux véritablement anciens sur la Mauritanie en général et l'Amsaga en particulier.

Il faut attendre 1955 pour que Blanchot définisse une "série de l'Amsaga" regroupant des formations métamorphiques très variées comprenant à la fois des termes ortho et paradérivés. En 1964, Barrère et Blanchot définissent le "Groupe de l'Amsaga", enfin Barrère (1967)



établit la carte géologique détaillée de la région (fig.1.3). Il regroupe sous le terme de groupe de l'Amsaga "toutes les formations cristallophylliennes et granitiques rencontrées, en particulier celles qui forment le socle de l'Amsaga" (Barrère, 1967). A l'intérieur de ce groupe il distingue deux ensembles (tab.1.1) :

- la série de la Saouda ;
- le complexe migmatitique du Rag el Abiod.

#### *La série de la Saouda.*

Elle se situe essentiellement dans la partie nord de l'Amsaga et elle est séparée du complexe du Rag el Abiod par de grands accidents mylonitiques NE-SW. A l'intérieur de cette série, Barrère (1967) distingue les formations de Ménérat-Rougouga, d'Aïdzidine, de la Jamra et de Bou Rhzama (tab 1.1). Différents types de roches magmatiques recoupent ces séries : métagabbros, gabbros porphyriques, anorthosites, granites...

La série d'Aïdzidine occupe une position un peu particulière puisqu'elle se situe à l'extrême sud-est de la région. Barrère (1967) considère que l'on passe sans discontinuité de cette série au complexe migmatitique, alors que Bronner (1992) montre que le secteur d'Aïdzidine est totalement isolé du reste de la région par un accident NE-SW globalement parallèle à l'orientation générale des structures.

#### *Le complexe migmatitique du Rag el Abiod.*

Il est composé de "migmatites et des granites migmatitiques" (Barrère,1967), et constitue l'ensemble des terrains granito-gneissiques qui forment le Sud de la région. Selon cet auteur, les termes les plus évolués de ces migmatites seraient représentés par des granites porphyriques comme celui de Touijenjert ou par des granites à tourmaline, muscovite, grenat comme ceux qui longent la ceinture de Ménérat (granite d'Ioulgouend) le long de la bordure Est du terrain. Ces "granites finaux" sont intrusifs dans les formations de la Saouda (Barrère, 1967).

Reposant au dessus du complexe migmatitique du Rag el Abiod, nous retrouvons les formations volcano-sédimentaires de la série de la Saouda. Elles constituent les ceintures volcano-sédimentaires d'Agrou Staya et Agmémimat ;

Mais, toujours selon Barrère (1967), elles sont métamorphisées dans les conditions du faciès amphibolite alors que, dans la série de la Saouda, elles étaient en faciès granulite.

Enfin, l'ensemble de la région est recoupé par ce que Barrère appelle les "roches basiques post-métamorphiques" qui sont en fait de très nombreux dykes doléritiques d'âges variés ( $\approx 1,6-1,5$  Ga et peut-être mésozoïque, Dosso et al., 1979).

## *b/ Etudes structurales.*

Dans sa thèse, Barrère (1967) décrit cinq phases tectoniques principales : trois phases précambriennes et deux phases paléozoïques. Il est à noter qu'exceptés des critères de chronologie relative et de rares datations en Rb-Sr, rien ne lui permettait d'attribuer ces différentes phases à des époques géologiques données.

Bronner (1992) définit dans l'Archéen de la dorsale Réguibat une "tectonique précoce" caractérisée par des "phases plicatives réglées" qu'il oppose à une "tectonique plus tardive" présentant des "géométries aléatoires" et où la rhéologie des matériaux mise en jeu s'apparente plus à celle de liquides magmatiques créant par là des structures résultant essentiellement de mouvements gravitaires (Bronner, 1992). Ces phases sont toutes les deux d'âge archéen. Dans la phase de "tectonique précoce" il distingue trois événements:

- $\Phi$  1 : déformation caractérisée par une foliation syn-métamorphe, généralement parallèle à la stratification ;
- $\Phi$  2 : phase de plissement majeure marquée par des plis centimétriques à kilométriques ;
- $\Phi$  3 : plis plus amples que les précédents, kilométriques à pluri-kilométriques.

D'après cet auteur, la structuration de l'Amsaga résulte de cette tectonique précoce.

### I-3-2/ PRESENTATION DES UNITES LITHOLOGIQUES

Comme nous l'avons vu précédemment, Barrère (1967) a tenté d'établir une stratigraphie complète de la région. La carte géologique qui découle de son étude est d'excellente qualité, et nous avons pu maintes fois en apprécier la justesse. Cependant, la démarche que cet auteur a employée se heurte à plusieurs difficultés :

- les formations décrites sont toutes largement déformées et métamorphisées. Les caractères originaux des différents ensembles sont donc très souvent oblitérés par les effets du métamorphisme ;
- la chronologie des événements affectant l'Amsaga (âges de mise en place des ensembles magmatiques, âges du ou des épisodes métamorphiques...) était inconnue. Barrère établit donc des rapprochements entre des unités pouvant appartenir à des périodes distinctes ;
- les corrélations envisagées se basent sur l'étude pétrographique des échantillons. Barrère ne disposait, en effet, d'aucun outil géochimique précis pour comparer les différents ensembles ou pour discerner à l'intérieur des groupes pétrographiques décrits les différents faciès qui les constituent.

Toutes ces incertitudes font apparaître un certain nombre d'ambiguïtés :

- les granitoïdes au sens large appelés "granites finaux" et qui regroupent : le granite de Touijenjert, le granite d'Ikoujoulen, le granite à tourmaline, muscovite, grenat d'Iounguend et les pegmatites (des Iguilid entre autres), sont d'après Barrère des stades ultimes de la migmatisation du socle granito-gneissique. De plus, il décrit ces différents magmas comme étant "plus ou moins contemporains et tardi-migmatitiques". Nous verrons que ces différents magmas sont en réalité très hétérogènes, tant du point de vue pétrogénétique que du point de vue géochronologique ;

- Barrère regroupe sous le terme de leptynites toutes les formations quartzo-feldspathiques. Même si cette démarche est correcte (puisque c'est la définition même du terme de leptynite), elle présente l'inconvénient de désigner sous la même appellation des métagrauwakes, des leucosomes et des unités volcano-sédimentaires acides. Aussi ce terme ne sera-t-il pas conservé (excepté pour désigner les roches d'origine volcano-sédimentaire) ;

- Barrère désigne sous le terme de gneiss à hypersthène des charnockites, des métagabbros et des métasédiments. De nouveau, cette terminologie est trop imprécise pour être conservée.

La classification de Barrère (1967) ne tient compte ni de la nature pétrographique de la roche, ni de son faciès métamorphique. Tous ces problèmes et imprécisions nous ont amené à adopter un découpage différent de celui de Barrère. La variété pétrographique des formations de l'Amsaga est telle que nous avons choisi d'employer une nomenclature simplifiée.

Dans la mesure du possible, nous emploierons les termes que nous avons jugés les plus aptes à définir l'origine de la roche (métapélite, métagabbro, granite...) et les conditions du métamorphisme qui l'affecte (paragneiss granulitique, gneiss migmatitique...) en y adjoignant s'il y a lieu la paragenèse de l'échantillon (gneiss à cordiérite-orthoamphibole...).

De plus, au lieu d'essayer de regrouper les différentes unités étudiées en formations et d'établir une "stratigraphie globale" de l'Amsaga (démarche qui semble très périlleuse et d'un intérêt limité dans ce type de terrain de haut grade), nous allons décrire successivement les différents ensembles lithologiques rencontrés (métasédiments, orthogneiss, roches magmatiques post-granulitiques...), afin de définir et de comparer leur histoire tectono-métamorphique.

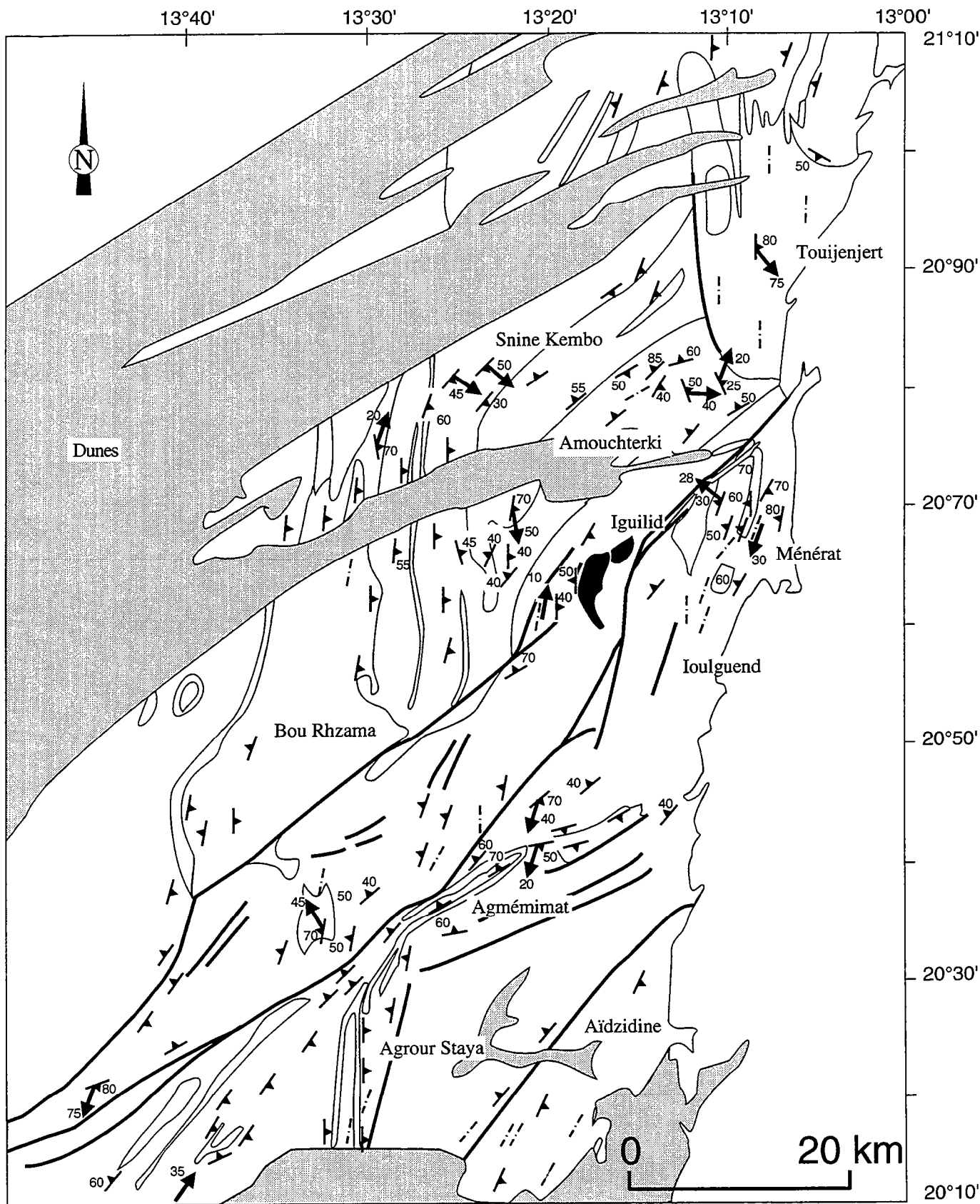
Les différentes lithologies seront regroupées en cinq grands ensembles :

- les séries paradérivées ;
- les orthogneiss charnockitiques (employés dans le sens d'orthogneiss acides métamorphisés en faciès granulite ; De Waard, 1967) ;
- les metabasites ;
- les orthogneiss migmatitiques ;
- les roches magmatiques post-granulite.

Ces différents groupes seront divisés en sous-ensembles en fonction de leurs natures pétrographiques, ces distinctions seront généralement retrouvées au niveau de l'étude géochimique et géochronologique.

## **CHAPITRE II**

# **ETUDE PETRO-STRUCTURALE**



▲ foliation      ↑ linéation      - - - zone mylonitique

Fig.2.1. Carte des foliations et des linéations de la région de l'Amsaga.  
 Les données de Barrère (1967) sont également reportées.



Au cours de ce chapitre, nous nous attacherons à décrire la pétrographie et l'évolution pétrologique des différentes formations constituant l'Amsaga. Comme les différentes formations sont toutes intensément déformées et métamorphisées, un premier paragraphe sera consacré à l'interprétation des données structurales. Ce chapitre s'organisera donc en quatre parties :

- étude structurale de la région (II-1) ;
- étude des séries paradérivées (II-2) ;
- étude des différents orthogneiss (charnockites, metabasites, gneiss migmatitiques ; II-3, II-4, II-5) ;
- étude des roches magmatiques tardives (granite de Touijenjert, gabbro des Iguilid et granite à grenat, tourmaline et muscovite d'Ioulgend, II-6).

## II-1/ ETUDE STRUCTURALE.

L'étude structurale de la région de l'Amsaga va s'organiser en six points :

- dans un premier temps nous présenterons les données recueillies lors de la campagne de terrain effectuée en 1990, ainsi que des données préexistantes (Barrère, 1967 ; Burg, inédit) ;
- puis nous discuterons de la chronologie relative entre métamorphisme et déformation ;
- ensuite nous nous intéresserons aux relations structurales entre granulitisation et migmatitisation ;
- ces différentes observations nous serviront ensuite à établir un modèle structural de l'Amsaga ;
- puis nous présenterons les deux principaux modèles existant actuellement pour rendre compte de la structure des cratons archéens ;
- enfin, nous discuterons de la structure d'ensemble de la dorsale Réguibat archéenne en nous basant sur la carte établie par Bronner (1992).

### II.1.1/ DONNEES STRUCTURALES.

L'ensemble des unités lithologiques qui constituent la région est affecté par une foliation de pendage généralement fort (50° à sub-vertical) et de direction variable : N10-N20E à N40-N45E (fig 2.1). La foliation, sub-méridienne, subit une virgation à l'abord des grands accidents N40-45E qui découpent la région : dans ce cas elle est parallèle aux cisaillements. La foliation est généralement parallèle aux limites lithologiques. Ce parallélisme nous a permis d'utiliser les mesures de stratification (Barrère, 1967) afin d'établir une carte de foliation plus complète. Le parallélisme entre la foliation et la stratification implique une déformation forte. La linéation d'étirement est plus ou moins bien exprimée en fonction des lithologies. Quand elle est observable, elle présente généralement un plongement faible (10° à 45°) et une direction

variable d'un site à l'autre. Localement le pitch de la linéation peut être plus fort ( $75^\circ$  au niveau de l'accident mylonitique à l'extrême SW de la région). La foliation générale est reprise dans de grands plis post-schisteux, d'axe variable : NS à NE-SW (synforme d'Agrouy Staya, antiforme d'Amouchterki, par exemple). Les plis sont généralement déversés vers le NW (Auvray et al., 1992a). Comme pour la foliation, les axes de pli subissent une virgation aux abords des zones mylonitiques où ils sont parallèles à celles-ci. La région est recoupée par de grands accidents mylonitiques, sub-verticaux. Nous pouvons distinguer deux familles principales en fonction de leur importance et de leur jeu :

- les accidents les plus importants à l'échelle de la carte sont orientés N 40-45E, ils sont dextres ;

- le deuxième groupe a un jeu sénestre. Il présente deux directions principales : N10-20E et N160-170E.

Aux endroits où elles sont observables, les linéations sont faiblement pentées, ce qui indique un mouvement essentiellement décrochant le long des accidents. Cependant, la présence de quelques linéations à fort pendage indique localement une composante verticale. Les quelques critères cinématiques observés indiquent un abaissement relatif des séries granulitiques supracrustales du Nord (séries de la Souda, Barrère, 1967) par rapport au bloc Sud (Auvray et al., 1992a).

Des roches magmatiques tardives se mettent en place à la fin de l'histoire tectono-métamorphique principale (granulitique). Il s'agit : du granite de Touijenjert et du gabbro des Iguilid. Ces massifs postérieurs à l'événement granulitique sont néanmoins déformés.

Le granite de Touijenjert présente une foliation sub-verticale NS (photo 1). Cette dernière se retrouve dans les séries encaissantes au Nord du pluton. Nous notons de rares linéations minérales, très fortement pentées ( $75^\circ$  SE). Le contact Ouest entre le granite et les séries granulitiques se fait par le biais d'une zone de mylonite NS (Barrère, 1967). A proximité de ce contact nous observons des filons d'aprites plissés à l'intérieur du granite, l'axe des plis est parallèle à la foliation (photo 2). De plus, nous pouvons observer à cet endroit quelques bandes de cisaillement et de rares structures C/S (Berthé et al., 1979a) indiquant un sens de cisaillement sénestre. Il existe donc un gradient de déformation EW à l'intérieur du pluton (foliation homogène dans l'ensemble du massif, déformation cisailante et mylonitisation le long de sa bordure occidentale). La présence simultanée de structures indiquant un mouvement vertical (linéation) et horizontal (cisaillement sénestre) peut indiquer une mise en place en contexte décrochant.

Le gabbro des Iguilid est globalement isotrope, exceptée sa bordure ouest qui est foliée. La foliation à cet endroit est NS, c'est-à-dire de même direction que celle qui affecte l'encaissant.

Tous ces caractères semblent indiquer une mise en place syn à tardi-tectonique des massifs magmatiques (gabbro et granite) même si leurs paragenèses en font des ensembles post-granulitiques.

## II.1.2/ METAMORPHISME ET DEFORMATION.

### *Les zones de mylonites.*

La paragenèse dans les zones de mylonites indique que celles-ci ont fonctionné pendant toute l'évolution métamorphique des séries :

- dans l'échantillon mylonitique 5.2, collecté au Nord de Bou Rhzama (dans les charnockites, photo 4a) nous observons des recristallisations de Qtz+Pl+Cpx+Am+Bt en zone abritée autour d'un porphyroblaste de Cpx. Ce Cpx est boudiné dans la foliation, des amphiboles secondaires présentant des joints triples à 120° cristallisent en remplissage de ces fractures. Le quartz se présente sous deux habitus (photo 4b) : 1/ soit en ruban orienté dans la foliation et moulant le porphyroblaste de Cpx ; dans ce cas il présente une extinction en damier indiquant une activation des plans de glissement a et c, 2/ soit en petits cristaux associés au feldspath dans la matrice. L'activation des plans a et c indique une déformation de haute température (>600-700°C). La présence de rubans monocristallins orientés dans la foliation indique un mode de déformation par migration de sous-joint, sans recristallisation. En revanche, les microcristaux de Qtz+Pl+Kfs indiquent une recristallisation dynamique. Tous ces mécanismes de déformation indiquent une recristallisation syn-cinématique de haute température avec une augmentation progressive de l'activité de l'eau (e.g. Lister et Dornsiepen, 1982 ; Passier, 1985 ; Gapais, 1987). Donc, bien qu'il n'y ait pas d'Opx dans la paragenèse de la roche, nous pouvons admettre que la déformation mylonitique qui affecte cet échantillon débute pendant l'événement granulitique (déformation haute température anhydre) et se poursuit pendant l'évolution rétrograde (déformation haute température et hydratation). Cette hypothèse est confirmée par le fait que cette zone de mylonite affecte des charnockites (donc métamorphisées en faciès granulite) et que le Cpx se déstabilise légèrement en amphibole dans cet échantillon (donc rétro-morphose syn-cinématique) ;

- dans l'échantillon 9.1, situé au SW de la région au niveau de la branche S du cisaillement mylonitique N40 dextre, nous voyons des recristallisations de Qtz+Pl+Kfs+Bt+Am+Spn en zone abritée autour d'un phénocristal de microcline (photo 5). De plus, de nombreuses myrmékites se développent sur les grandes faces du phénocristal. Ces recristallisations syn-cinématiques indiquent un fonctionnement de la zone mylonitique en faciès amphibolite ;

- enfin dans l'échantillon de gabbro à phénocristaux mylonitisé AG164, nous observons des recristallisations sigmoïdes d'amphiboles fibreuses (type trémolite-actinote) associées à des zoïsites autour d'un phénocristal de plagioclase séricitisé. Le porphyroblaste de plagioclase est boudiné et des amphiboles cristallisent en remplissage des fractures

(photo 6). Ceci nous indique des cristallisations syn-cinématiques en faciès schistes verts.

Donc nous pouvons conclure grâce à ces observations que les zones de mylonites observées dans l'Amsaga fonctionnent depuis le faciès granulite (ou le début de l'évolution rétrograde) jusqu'au faciès schistes verts.

### *Les paragneiss.*

Sur le terrain, la linéation minérale est généralement marquée par la sillimanite. En lame mince, dans un plan XZ (perpendiculaire à la foliation et contenant la linéation) la foliation est marquée par l'allongement des sillimanites, des biotites et des grenats (photo 7). La cristallisation des biotites et des sillimanites est donc syn-cinématique, synchrone de la foliation. Pour le grenat, en revanche, cet habitus dénote : 1/ soit une déformation plastique de haute température, 2/ soit une croissance syn-cinématique dans le plan d'aplatissement. Cela nous indique donc une croissance anté- ou syn-cinématique du grenat.

Dans la lame 4.1 la foliation est marquée par l'alignement des sillimanites. Cette foliation est reprise par des petits plis post-foliaux. Des cristaux de sillimanite fibrolitique cristallisent dans le plan axial de ces plis (photo 8). D'autre part, des cristaux poeciloblastiques de grenat sont présents dans cette lame. La foliation les contourne mais nous ne notons pas de cristallisation en zone abritée à leurs extrémités. Le grenat croît en association stable avec de la cordiérite. Le contact entre ces deux minéraux est interlobé. Des inclusions de sillimanite traversent ce contact sans que leur orientation soit perturbée. Ces inclusions hélicitiques indiquent une croissance statique de l'association cordiérite-grenat (photo 9). De plus, le grenat présente des fractures, orientées perpendiculairement à la foliation et remplies de fibrolites de sillimanites. Cette sillimanite fibrolitique cristallise donc alors que le grenat se déforme de façon fragile c'est-à-dire à relativement basse température. La foliation et le boudinage du grenat indiquent la même direction de raccourcissement, ce qui nous permet de supposer que ces différentes structures se font au cours de la même phase de déformation.

Dans les lames AG81 et AG91 (photo 7) nous observons des petites bandes de cisaillement dont la paragenèse est à sillimanite-biotite-graphite. Ces bandes de cisaillement sont obliques par rapport à la foliation et les grenats sont déformés à leur contact. Elles forment donc des structures C' (Berthé et al., 1979b) et fonctionnent pendant la déformation principale, associée au métamorphisme granulitique (identité de paragenèse entre les bandes C' et la matrice). Ce type de structure peut être interprété en terme de localisation de la déformation pendant l'évolution rétrograde des séries. A grande échelle, les zones mylonitiques qui découpent la région ont la même signification.

Grâce à ces différentes observations nous pouvons conclure que l'ensemble de la déformation enregistrée dans les paragneiss se fait à haute température ( $T > 600^{\circ}\text{C}$ ) puisque de la sillimanite syn-cinématique s'observe dans tous les types de structures. Les différentes structures sont donc synchrones du métamorphisme granulitique et du début de son évolution rétrograde.

### *Les charnockites.*

La déformation ne s'exprime pas de la même façon dans les différents massifs étudiés : le massif de Snine Kembo-Rmémimat est relativement peu déformé et ne présente pas de foliation nette, alors que dans les massifs de Bou Rhzama et du guelb el Azib la foliation est mieux exprimée. Dans ces derniers, la foliation est NS, c'est à dire de nouveau parallèle à la limite lithologique. De plus nous notons au N du massif de Bou Rhzama des zones présentant des évidences de fusion partielle (à Stal Aouarat, photo 10).

Cette différence dans les styles de déformation se retrouve en lame mince :

- la texture des échantillons de charnockites de Snine Kembo est globalement isotrope (photo 11). Cependant, les minéraux présentent des évidences de déformation et de recristallisation de relativement haute température (plagioclases à extinction ondulante, quartz à extinction roulante ou en damier, joints triples à  $120^{\circ}$ , recristallisation de Qtz+Pl±Kfs). Ces recristallisations ont lieu à des températures supérieures à  $500-560^{\circ}\text{C}$  (Gapais et Barbarin, 1986 ; Gapais, 1987 ; Le Goff, 1989) mais nous ne notons pas d'orientation préférentielle (texture globalement granuloblastique) ;

- en revanche les échantillons provenant de Bou Rhzama et du guelb el Azib présentent une texture et une orientation préférentielle très développée définie par l'allongement des biotites et des orthopyroxènes et par l'orientation des minéraux blancs en amandes (Qtz-Pl-Kfs, photo 12). Les différents minéraux présentent des indices de déformation plastique (extinction roulante des minéraux blancs et des pyroxènes, extinction en damier des quartz, macles polysynthétiques flexueuses des plagioclases...). Nous notons de plus de nombreuses recristallisations dynamiques : tous les phénoblastes sont entourés d'une association microcristalline de quartz et de feldspaths, la biotite peut également recristalliser et présente, dans ce cas, une diminution sensible de sa taille de grain. L'ensemble de ces textures indique une déformation de haute température, proche des conditions de fusion de la roche (Gapais, communication personnelle). Le caractère synfolial des minéraux du faciès granulite (Opx en particulier) nous indique que cette fabrique s'acquiert pendant cet épisode métamorphique.

Ces textures peuvent cependant résulter, soit d'une déformation syn-mise en place du pluton, soit d'une déformation de haute température d'un

pluton anté-tectonique. L'observation sur le terrain de niveaux anatectiques à l'intérieur de ces gneiss nous permet de favoriser la deuxième hypothèse.

### *Les roches magmatiques non granulitisées.*

#### Le gabbro des Iguilid.

Certains échantillons du gabbro des Iguilid ont conservé leurs paragénèses magmatiques (Pl+Opx+Cpx) et ne présentent pas de déformation exceptée une légère extinction roulante des plagioclases. En revanche, les échantillons collectés à l'Ouest et au Sud du massif (à l'endroit où le gabbro est folié) présentent des recristallisations importantes :

- dans les échantillons AG177 et AG179 les pyroxènes primaires subsistent, mais se déstabilisent en amphibole. La roche présente de nombreuses fractures dans lesquelles se développe une association secondaire à Am-Pl (photo 13). Les échantillons subissent donc une déformation cataclastique en faciès amphibolite (pyroxène présent, recristallisation d'amphibole verte, peu ou pas d'épidote, Schumacher, 1991) ;

- dans l'échantillon AG138, la paragénèse magmatique a complètement disparu. La paragénèse secondaire est constituée d'amphiboles fibreuses incolores et d'épidotes, ces minéraux ne présentant apparemment pas d'orientation préférentielle. Ce type de recristallisation est typique du faciès schistes verts (Maruyama et al., 1983).

Le parallélisme existant entre la foliation qui affecte le gabbro et la foliation des gneiss encaissants nous permet de penser qu'une partie au moins de ces recristallisations se fait pendant la phase de déformation régionale.

#### Le granite de Touijenjert.

En phénoblastes, le quartz forme des agrégats étirés dans la foliation. Ses contours sont interlobés et il peut présenter une extinction en mosaïque ou roulante. Nous le trouvons également en petits cristaux associés au feldspath potassique et au plagioclase, recristallisés autour des phénoblastes préexistants. Ces structures et ces associations sont caractéristiques de différents mécanismes de déformation : migration-recristallisation, activation des plans de glissement a et c et recristallisation dynamique. Dans un échantillon (3.1), collecté le long de la bordure ouest du pluton, nous observons le développement de bandes de cisaillement conjuguées autour des phénoblastes de feldspath avec recristallisation de Qtz+Kfs+Pl+Am en zones abritées (photo 3).

Les différents mécanismes de déformation du quartz mis en évidence (depuis une migration-recristallisation jusqu'à une

recristallisation dynamique en passant par l'activation des plans de glissement a et c) ont été interprétés comme caractéristiques des granites syn-tectoniques dans lesquels la déformation accompagne le refroidissement du pluton (Gapais et Barbarin, 1986 ; Gapais, 1987).

Malheureusement, l'interprétation de ce type de structures n'est pas univoque. En effet, les mêmes structures peuvent s'observer dans le cas d'une déformation de haute température affectant un granite anté-tectonique et pourrait donc résulter d'un deuxième événement tectono-métamorphique affectant l'Amsaga postérieurement à la mise en place du granite.

Cependant, dans le cas du granite de Touijenjert, la mise en place syn-tectonique du pluton est suggérée par la compatibilité géométrique existante entre les bandes de cisaillement et la foliation observées dans l'échantillon 3.1 (en général les bandes de cisaillement font un angle de 30° avec les plans de foliation), ce qui pourrait indiquer un synchronisme d'évolution des deux structures.

De plus, le caractère anté-tectonique du granite de Touijenjert est incompatible avec la zonation de la déformation observée à l'intérieur du pluton (les structures C/S ne sont visibles que le long de la bordure occidentale). Cela nous indique une variation des conditions thermiques de la déformation associée au refroidissement du pluton et non pas à un contexte thermique régional plus élevé.

Nous avons observé des recristallisations de Qtz+Kfs+Pl+Myr dans l'ensemble des échantillons, ce phénomène s'accompagnant d'une réduction sensible de la taille des grains. La croissance des minéraux néoformés s'effectue soit autour des phénoblastes, soit en zones abritées, soit en remplissage de fractures découpant les phénoblastes. Cette recristallisation s'effectue à relativement haute température (entre 500 et 560°C, Le Goff, 1989). Les recristallisations en zone abritée sont caractéristiques d'une cristallisation syn-cinématique. Il en est de même pour les recristallisations dans les fractures affectant les phénocristaux qui indiquent un contraste de rhéologie entre le cristal et la matrice. Ce type de phénomènes s'observe également dans l'échantillon AG71 où des biotites cristallisent dans des fractures orthogonales se développant dans un phénocristal d'amphibole.

Ces différentes observations nous permettent de conclure qu'une partie au moins des recristallisations a lieu pendant la mise en place du pluton.

Si le granite se déforme pendant sa mise en place, comme les arguments énumérés précédemment semblent l'indiquer, il reste à déterminer si cette déformation est liée à la mise en place elle-même (effet de gonflement du pluton) ou si elle est due à la tectonique régionale. Deux arguments nous permettent de conclure à une déformation causée par la tectonique régionale :

- dans le cas d'une déformation liée au gonflement du pluton nous devrions observer une foliation concentrique, parallèle aux limites du

corps intrusif et des points intrusifs triples, et non pas une foliation NS verticale comme c'est le cas ;

- nous observons une continuité de la foliation depuis le granite jusqu'aux séries granulitiques au nord de Touijenjert. Dans le cas d'un pluton post-tectonique, la foliation affectant le granite devrait être sécante sur la foliation générale.

Ces différentes observations nous permettent d'envisager une mise en place syn à tardi-tectonique du gabbro des Iguilid et du granite de Touijenjert, même si l'absence de paragenèse granulitique indique que la mise en place de ces magmas est postérieure au pic du métamorphisme. La déformation affectant ces plutons s'effectue en faciès amphibolite. Cette conclusion rejoint celle de Barrère (1967) puisque ce dernier signale une amphibolitisation du gabbro des Iguilid à ses extrémités. Le gabbro des Iguilid présente également des recristallisations de basse température mais celles-ci semblent se faire sans déformation associée.

#### *Les phénomènes hydrothermaux.*

Dans toutes les unités lithologiques étudiées, nous observons le développement d'associations minérales indiquant des conditions de cristallisation de basse température en présence de quantités importantes de fluides (d'où le qualificatif d'hydrothermalisme). Lorsqu'elles n'affectent pas directement les mylonites, ces recristallisations se font de façon statique comme l'indique l'absence d'orientation préférentielle des phases secondaires (photos 14a et 14b). La répartition géographique des échantillons subissant ce métamorphisme hydrothermal n'est pas aléatoire : les échantillons les plus affectés par ces phénomènes se situent aux environs d'Amouchterki, c'est-à-dire à l'endroit où les différents accidents mylonitiques convergent, ainsi que dans la ceinture d'Agrouir Staya, le long d'un accident mylonitique N40E, dextre (fig.2.1). Ces phénomènes nécessitent un apport important de fluides et seront favorisés par la présence de structures préexistantes.

#### *Conclusion.*

L'étude des relations métamorphisme-déformation nous indique plusieurs points :

- la déformation s'effectue essentiellement en faciès granulite, excepté au niveau des accidents mylonitiques ;

- les accidents mylonitiques fonctionnent depuis le faciès granulite (ou le début de l'évolution rétrograde) jusqu'au faciès schiste vert. Ils marquent une localisation de la déformation et du métamorphisme pendant l'évolution rétrograde des séries ;

- les roches magmatiques post-granulites se mettent en place le long de ces accidents au cours de l'évolution rétrograde du métamorphisme ;



- certains échantillons, recoltés essentiellement autour d'Amouchterki et d'Agrour Staya (zone de convergence des accidents mylonitiques), subissent une rétro-morphose de basse température, qui semble se développer de façon statique.

### II.1.3/ RELATIONS STRUCTURALES GRANULITES-MIGMATITES.

Une des questions posées à l'origine de ce travail était de déterminer les relations existantes entre les séries granulitiques et les orthogneiss migmatitiques constituant l'Amsaga. Nous allons dans ce paragraphe nous intéresser aux contraintes apportées par la géologie structurale en ce qui concerne la chronologie relative de ces phénomènes.

Dans les gneiss migmatitiques, les rares critères de cisaillement observés grâce à la rotation des porphyroblastes de feldspath dans les leucosomes sont compatibles avec la foliation qui affecte les parties non migmatisées des gneiss (photo 15). Ceci indique un synchronisme entre la foliation et la migmatisation.

D'autre part, nous verrons que les séries supracrustales granulitiques (les charnockites également mais dans une moindre mesure) sont affectées par des phénomènes anatectiques (photos 16 et 17). Les mobilisats ainsi produits ne sont pas représentés sur la carte (fig. 1.3) pour des raisons d'échelle. La foliation est identique dans les parties leucocrates et mélanocrates de ces niveaux de fusion. De plus, à Amouchterki (où ces phénomènes de fusion sont bien développés), nous observons des bandes de cisaillements asymétriques entre des porphyroblastes de grenat aplatis, indiquant un cisaillement plat vers le NE que l'on retrouve grâce à des plis d'entraînement dans les leucosomes (photos 18 et 19).

A Ioulguend nous passons progressivement de la ceinture volcano-sédimentaire à un granite d'anatexie à muscovite, tourmaline, grenat par disparition progressive des parties non mobilisées. La direction de la foliation est identique dans la ceinture, dans les gneiss migmatitiques et dans le granite d'anatexie.

De plus, nous pouvons voir sur la figure 2.1 que la direction des différentes structures (foliation, linéation, plis, zones mylonitiques) est compatible dans les séries granulitiques et dans les gneiss migmatitiques et peut être interprétée dans le cadre d'une seule phase de déformation.

Toutes ces observations nous indiquent plusieurs points importants :

- les séries granulitiques sont affectées par un épisode migmatitique synchrone de la déformation responsable de la foliation et donc synchrone du métamorphisme granulitique (c.f. paragraphe précédent) ;

- la foliation des gneiss migmatitiques est également synchrone de la migmatisation ;

- la déformation qui affecte le domaine granulitique et les gneiss migmatitiques peut s'interpréter en une seule phase de déformation affectant l'ensemble de la région.

Ces différents arguments semblent nous indiquer un synchronisme entre migmatisation et granulitisation. Toutefois, cette discussion sera reprise au cours des différents chapitres, à la lumière des données pétrographiques et géochronologiques.

#### II.1.4/ INTERPRETATION.

Une carte structurale interprétative de la région est présentée figure 2.2.

La foliation régionale est acquise pendant l'événement principal (granulitique) comme nous venons de le montrer grâce aux relations métamorphisme-déformation. La foliation est ensuite plissée dans les grands plis post-schisteux. Les orientations des axes de plis (N-S ou N40-45E) indiquent les mêmes directions de raccourcissement que la foliation. Cette identité entre les directions principales de raccourcissement nous permet de supposer que le passage entre ces deux types de structures se fait de façon progressive au cours d'un même épisode tectonique.

La région est ensuite structurée par le biais de grandes zones de mylonites. Les différentes familles de zones de cisaillements de la région de l'Amsaga peuvent être interprétées en terme de cisaillements conjugués. La première famille de cisaillement est représentée par les grands accidents N40E dextres et la deuxième par les accidents moins importants sénestres. Au coeur de la principale famille de cisaillement (N40E dextre), là où la déformation est la plus intense, la foliation et les axes de plis sont parallélisés à la direction de cisaillement

Les variations d'orientation des zones de cisaillements sénestres pourraient indiquer, dans la région de l'Amsaga, un gradient de la déformation finie N-S. En effet, les cisaillements sénestres observés au Sud forment un angle très ouvert par rapport aux accidents dextres, alors qu'au Nord ils sont quasiment à 90° de ces derniers. Les relations géométriques entre les différentes familles de cisaillement indiquent une direction de raccourcissement NW-SE, compatible avec les directions mises en évidence grâce aux foliations et aux plis post-schisteux.

Le fonctionnement des zones mylonitiques débute pendant le métamorphisme granulitique et se poursuit pendant toute l'évolution rétrograde du métamorphisme jusqu'au faciès schiste vert. Ces zones mylonitiques indiquent une localisation de la déformation pendant l'évolution rétrograde des séries, au même titre que les bandes C' à sillimanite observées en lame mince. Dans les échantillons éloignés de ces accidents les paragenèses granulitiques sont généralement très bien conservées. L'évolution rétrograde enregistrée des séries s'achève donc très rapidement. Les phénomènes rétrogrades se localisent donc au niveau des zones mylonitiques. Ce type d'évolution est classique (e.g. Thompson et England, 1984) et peut être interprété en terme de localisation de la déformation et du métamorphisme le long des zones de cisaillement pendant la remontée des séries. Le développement du métamorphisme de

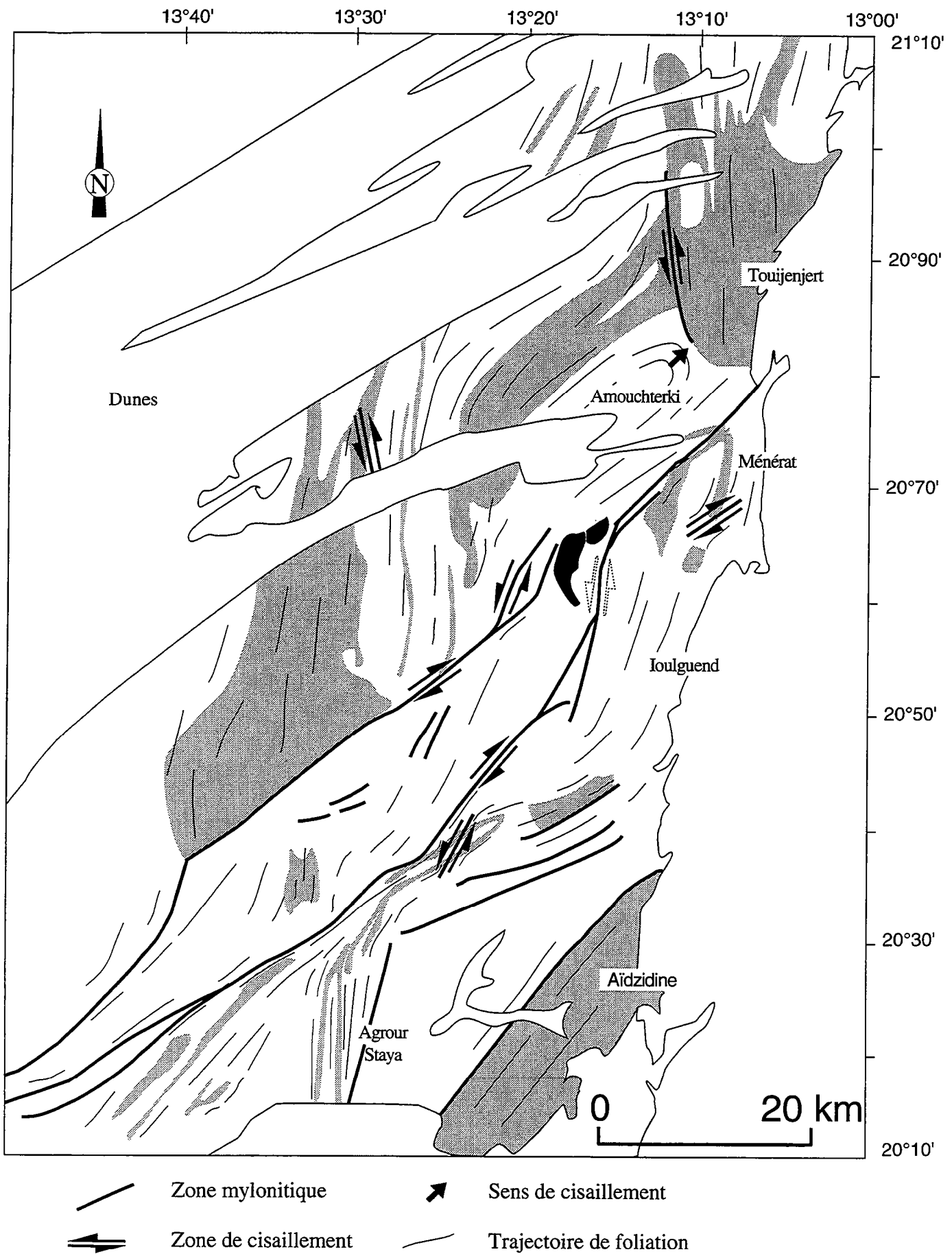


Fig.2.2. Carte structurale interprétative de la région de l'Amsaga.

bas degré le long de ces zones étant dû à une localisation de l'action des fluides.

Des roches magmatiques tardives (gabbro et granite) se mettent en place, pendant cette remontée, le long des décrochements. La mise en place de ces massifs se fait pendant l'évolution rétrograde du métamorphisme.

Le jeu le long des accidents mylonitiques est essentiellement horizontal, même si nous pouvons envisager localement une composante verticale (décro-chevauchements).

L'ensemble des structures rencontrées peut s'expliquer en terme de déformation progressive au cours d'une seule phase tectonique. Cet événement s'effectue essentiellement en faciès granulite. La migmatisation qui affecte les orthogneiss du Rag el Abiod semble synchrone de cet épisode tectono-métamorphique.

L'étude géochronologique va mettre en évidence une succession d'âges de refroidissement (chapitre IV). Une question importante va être de déterminer si la région de l'Amsaga a subi une suite d'événements thermiques distincts les uns des autres, ou si les différents âges obtenus indiquent un refroidissement progressif des séries. Les données structurales permettent de préciser deux points :

- si la région est affectée par plusieurs événements successifs, ceux-ci ne provoquent pas de déformations supplémentaires ou, si elles existent, elles ne sont pas observables à l'échelle de l'étude effectuée ;

- la déformation s'effectue essentiellement en faciès granulite, les recristallisations syn-cinématiques de plus bas grade ne se rencontrant qu'au niveau des zones mylonitiques. Cependant, les séries granulitiques sont également affectées par des recristallisations de basse température (faciès schiste vert), mais celles-ci semblent se développer de façon statique et se localisent aux alentours d'Amouchterki et Agrour Staya. Si un épisode métamorphique ultérieur affecte la région il pourrait être responsable de ces recristallisations secondaires.

## II.1.5/ DISCUSSION.

Les processus mis en jeu lors de la déformation des cratons archéens forment actuellement le coeur d'un débat. Deux modèles sont proposés :

- pour certains auteurs (Bickle et al., 1980 ; Spray, 1985 ; Ludden et al., 1986, Wilks, 1988 ; Hoffman, 1989 ; Newton, 1990 ; Taira, 1992 ; Treloar et al., 1992) les modalités de la déformation des cratons archéens sont à relier à des processus comparables à ceux de la tectonique des plaques actuelle. La proto-croûte archéenne se déforme de façon similaire, par le biais, entre autre, de grandes structures horizontales (chevauchements) ;

- pour d'autres (McGregor, 1951 ; Anhaeusser et al., 1969 ; Gorman et al., 1978 ; Hickman, 1984 ; Bouhallier et al., 1993 ; Choukroune et al., 1993 ; Choukroune et al., sous presse ; Bouhallier, 1994) la déformation qui affecte les cratons archéens résulte du gradient

inverse de densité existant entre les ceintures de roches vertes et leur soubassement granito-gneissique. Ce gradient de densité engendre des instabilités gravitaires de type diapirique. La proto-croûte ne présente dans ce cas aucun niveau de découplage horizontal mais des niveaux d'anisotropie verticaux, et en cas de fort raccourcissement la déformation se ferait en utilisant les niveaux anisotropes sous forme de foliation verticale et/ou de grands décrochements ductiles (Choukroune et al., 1993 ; Choukroune et al., sous presse).

L'hypothèse d'une tectonique tangentielle a été évoquée pour rendre compte de la structure de l'Amsaga (Auvray et al., 1992a), d'après des données laissant supposer la présence de deux ensembles métamorphisés dans des faciès différents : l'un amphibolitique et l'autre granulitique. Les auteurs expliquent la mise en contact de terrains issus de niveaux structuraux distincts par un charriage des différentes unités les unes sur les autres. Or, notre étude va montrer qu'il n'existe pas à proprement parler de domaine amphibolitique dans l'Amsaga. L'événement tectono-métamorphique qui affecte la région et qui provoque sa structuration s'effectue entièrement en climat granulitique (c.f. paragraphes suivants). Les échantillons "métamorphisés en faciès amphibolite" proviennent en réalité de la rétro-morphose d'échantillons granulitisés. Les différentes unités appartiennent donc toutes au même niveau structural, leur mise en contact n'implique pas l'existence de nappes.

Les structures en dômes et bassins du deuxième modèle proposé, même si elles n'existent pas dans la région de l'Amsaga, existent dans la dorsale Réguibat archéenne (région du Tasiast et du Tiris par exemple, Bronner ; 1992). Au niveau de l'Amsaga, la croûte aurait subi un fort raccourcissement empêchant la reconnaissance des structures en dômes comme dans le cas du craton sino-coréen (Choukroune et al. 1993 ; Choukroune et al., sous presse). Dans ces régions, la déformation se caractérise par un très fort aplatissement (induisant une foliation verticale à l'échelle de la région) en régime coaxial.

Dans l'Amsaga, l'existence de (quelques) critères de cisaillement et la rotation des porphyroblastes (de grenat ou de feldspath, entre autres) observée sur le terrain indiquent localement un régime de déformation non coaxial. Cependant, la structure d'ensemble de la région peut être interprétée en terme de raccourcissement NW-SE en régime coaxial. Les grandes zones de mylonites qui découpent la région semblent indiquer une localisation de la déformation pendant l'évolution rétrograde du métamorphisme. Le jeu le long de ces zones de cisaillement est globalement transcurrent, même si localement il peut être décrochevauchant. Ceci provoque des mouvements verticaux, qui rendent compte de l'abaissement relatif des séries du bloc nord par rapport à celles du bloc sud (Auvray et al., 1992a).

Dans l'Amsaga, aucune structure rencontrée ne peut être clairement rattachée à une tectonique tangentielle, le deuxième modèle proposé semble, en revanche, plus apte à décrire l'architecture de la région.

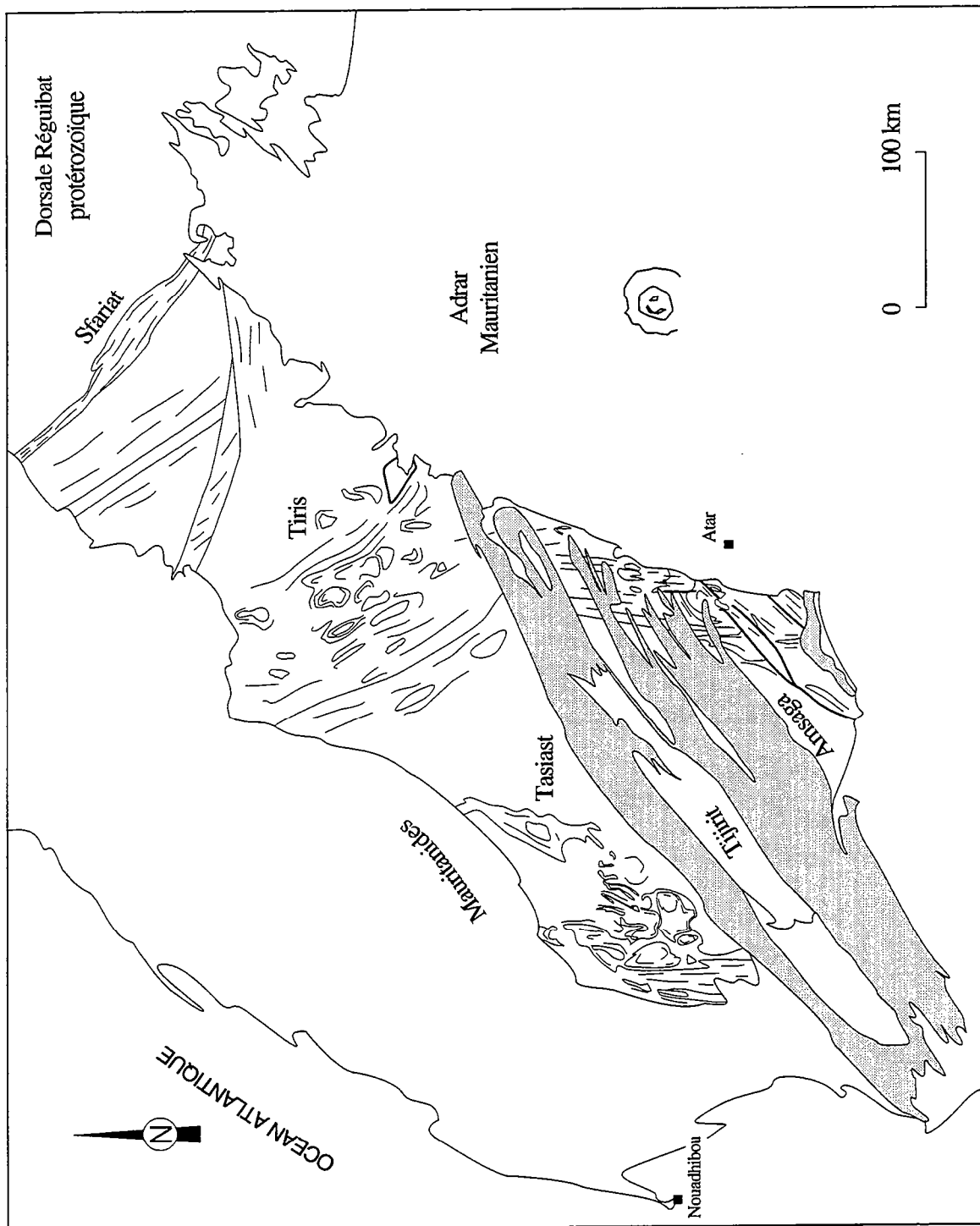


Fig. 2.3. Carte structurale schématique de la dorsale Réguibat archéenne d'après Bronner (1992).

## II.1.6/ MODÈLE TECTONIQUE À L'ÉCHELLE DE LA DORSALE RÉGUIBAT ARCHÉENNE.

Le modèle qui va être présenté ne repose pas sur une analyse détaillée des structures à l'échelle de la dorsale. En réalité, il provient de l'étude de la carte de la dorsale Réguibat archéenne établie par Bronner (1992).

Les différents auteurs qui ont travaillé sur la dorsale Réguibat archéenne ont toujours considéré que cette région s'est structurée lors d'un épisode orogénique unique (voir synthèse dans Bessoles, 1977 ; Cahen et al., 1984 ; Dallmeyer et Lécorché, 1991 ; Goodwin, 1991 ; Bronner, 1992). Lorsque nous observons la carte de la dorsale (fig. 2.3) nous voyons que certaines régions semblent présenter des structures en dômes et bassins : le Tasiast, le Tiris et le Nord de l'Amsaga. La forme des dômes dans ces différentes régions est variable :

- à peu près circulaire dans le Tasiast, avec quelques dômes elliptiques, le grand axe de l'ellipse étant orienté N-S ;
- très elliptique au nord de l'Amsaga, le grand axe de l'ellipse étant de nouveau N-S ;
- dans le Tiris certains dômes sont circulaires ou de grand axe environ N20E, d'autres sont très elliptiques de grand axe NW-SE.

Tous ces dômes peuvent être interprétés en terme de diapirs et ils sont entourés de ceintures volcano-sédimentaires (Bronner, 1992). Si nous supposons que les dômes étaient sphériques au départ, leurs formes actuelles indiquent : soit un état quasiment non déformé, soit un raccourcissement E-W.

La région du Tiris est exceptionnelle puisque les dômes qui la constituent soit ne sont pas déformés, soit sont aplatis et indiquent un raccourcissement NE-SW. Deux hypothèses peuvent être avancées :

- l'aplatissement des dômes se fait pendant la même phase de déformation que dans les autres régions, dans ce cas il faut envisager une différence dans l'orientation des axes principaux de raccourcissement en fonction de la région envisagée : NE-SW dans le Tiris ; E-W dans le Tasiast et NW-SE dans l'Amsaga ;
- l'aplatissement des dômes du Tiris s'effectue au cours d'une phase tectonique postérieure. Cette direction de raccourcissement NE-SW n'a pour l'instant pas été rencontrée dans la dorsale archéenne. En revanche, c'est la direction de raccourcissement principal de la chaîne des Sfariat, au NE du Tiris. Des indices géochronologiques nous permettent de penser que la structuration des Sfariat s'effectue à la fin du Protérozoïque (vers 1,5 Ga, voir annexe II). Certaines structures observables dans le Tiris pourraient donc être perturbées par cette orogénèse protérozoïque.

Nous ne pouvons donc pas tenir compte de la région du Tiris dans notre raisonnement tant que nous ignorons l'influence de la tectonique protérozoïque dans sa structuration.

En revanche, si nous étudions le reste de la dorsale en incluant nos propres observations concernant l'Amsaga, les structures semblent compatibles avec le modèle proposé par Choukroune et al. (sous presse). Dans cette hypothèse, la dorsale constitue une portion de croûte archéenne initialement structurée en dômes et bassins et ayant subi un raccourcissement E-W dans sa majeure partie et NW-SE dans l'Amsaga. Les différentes régions qui la constituent représentent différents stades de déformation finie en fonction de l'intensité du raccourcissement horizontal qu'elles ont subi :

- le Tasiast est peu déformé, les structures circulaires sont bien reconnaissables, les structures elliptiques présentent un rapport longueur sur largeur faible ;

- dans la région située au nord de l'Amsaga les dômes ont subi un fort aplatissement et présentent donc un rapport longueur sur largeur plus élevé ;

- dans l'Amsaga les structures en dômes ne sont plus visibles.

La déformation s'effectue dans un premier temps selon une direction de raccourcissement E-W. En fin d'évolution, le raccourcissement est accommodé par l'intermédiaire de grands décrochements, sa direction principale est NW-SE dans l'Amsaga.

Si nous poursuivons la comparaison avec le modèle présenté par Choukroune et al. (sous presse), le Tasiast correspondrait au cas du craton Indien, le Nord de l'Amsaga à la dorsale de Man (côte d'Ivoire) et l'Amsaga au craton sino-coréen.

Cette hypothèse très schématique pourrait rendre compte de la structure globale de la dorsale Réguibat archéenne. Une étude structurale actuellement en cours sur la région du Tasiast (Chardon, travaux en cours) devrait permettre de confirmer ou d'infirmer cette interprétation. Quoi qu'il en soit, la proximité dans la dorsale Réguibat archéenne de terrains structurés en dômes et bassins et de terrains de haut degré métamorphique, constituants principaux des cratons archéens, fait de cette région un objet privilégié dans l'étude de la tectonique archéenne.

## **II-2/ LES SERIES PARADERIVEES.**

Grâce à leur assemblage minéralogique complexe leur conférant une variance faible, les métasédiments, et plus particulièrement les métapélites, sont les objets les plus propices à la détermination des conditions physiques du métamorphisme. Les estimations P-T obtenues serviront de base comparative lors de l'étude des orthogneiss.

Les séries métasédimentaires de l'Amsaga peuvent être divisées en deux groupes principaux : 1/ les métasédiments granulitisés, 2/ les métasédiments considérés comme métamorphisés en faciès amphibolite dans les travaux antérieurs (Barrère, 1967 ; Bronner, 1992 ; Auvray et al., 1992a) . Ce deuxième groupe forme la série de Ménéral-Ioulgueud. Cette distinction en deux groupes se retrouve également au niveau de la



nature des échantillons, certaines lithologies rencontrées à Ménéral ne semblant pas exister dans le reste de la région (fig.2.4). Ce paragraphe sera donc subdivisé en deux grandes parties : A/ les séries granulitiques paradérivées ; B/ les métasédiments de Ménéral-Ioulguend.

## II-2-A/ LES SERIES GRANULITIQUES PARADERIVEES.

Les séries granulitiques para-dérivées de l'Amsaga sont constituées :

- de paragneiss alumineux (métapélites et roches quartzofeldspatiques : métagrauwackes) ;
- de quartzites ;
- de formations volcano-sédimentaires (leptynites) ;
- de marbres ;
- de paragneiss méta-alumineux ;

le tout associé à des metabasites et à des orthogneiss acides.

Ce type d'association, existant dans pratiquement tous les domaines de haut grade archéens, est désigné sous le terme de séries supracrustales (Windley, 1986). Ces séries sont généralement interprétées comme représentant d'anciennes plateformes continentales déposées sous une faible profondeur d'eau, en contexte tectonique stable (Windley, 1986).

Dans un premier temps nous allons étudier les paragneiss alumineux. Nous effectuerons d'abord une description pétrographique détaillée, puis nous discuterons de la composition chimique des phases analysées à la microsonde ; enfin nous estimerons les conditions physiques du métamorphisme affectant ces unités.

Dans un deuxième temps nous décrirons succinctement les leptynites, les paragneiss méta-alumineux et les roches carbonatées.

Comme l'ensemble de la région à subi le métamorphisme granulitique, les caractéristiques originelles (sédimentaires, magmatiques) des différents groupes lithologiques ne sont jamais conservées (excepté dans certains cas au niveau des roches magmatiques post-granulites). Dans la suite de ce travail, lorsque nous parlerons de paragénèses ou de minéraux "primaires" nous ferons référence aux associations minérales caractéristiques du pic du métamorphisme, en opposition aux minéraux issus de l'évolution rétrograde.

### II-2-A-1/ LES PARAGNEISS ALUMINEUX.

#### II-2-A-1-1/ Description pétrographique.

##### *a/ Macroscopique.*

A l'affleurement, ces gneiss se présentent soit sous forme de bancs sombres (métapélites) de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur, alternant avec des leptynites, des metabasites et des marbres, soit sous forme de niveaux leucocrates montrant un litage plus fruste

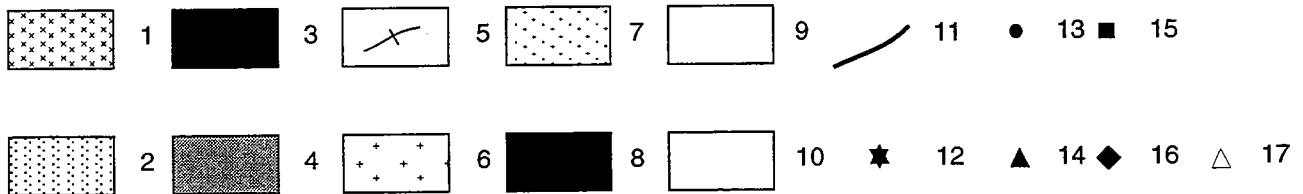
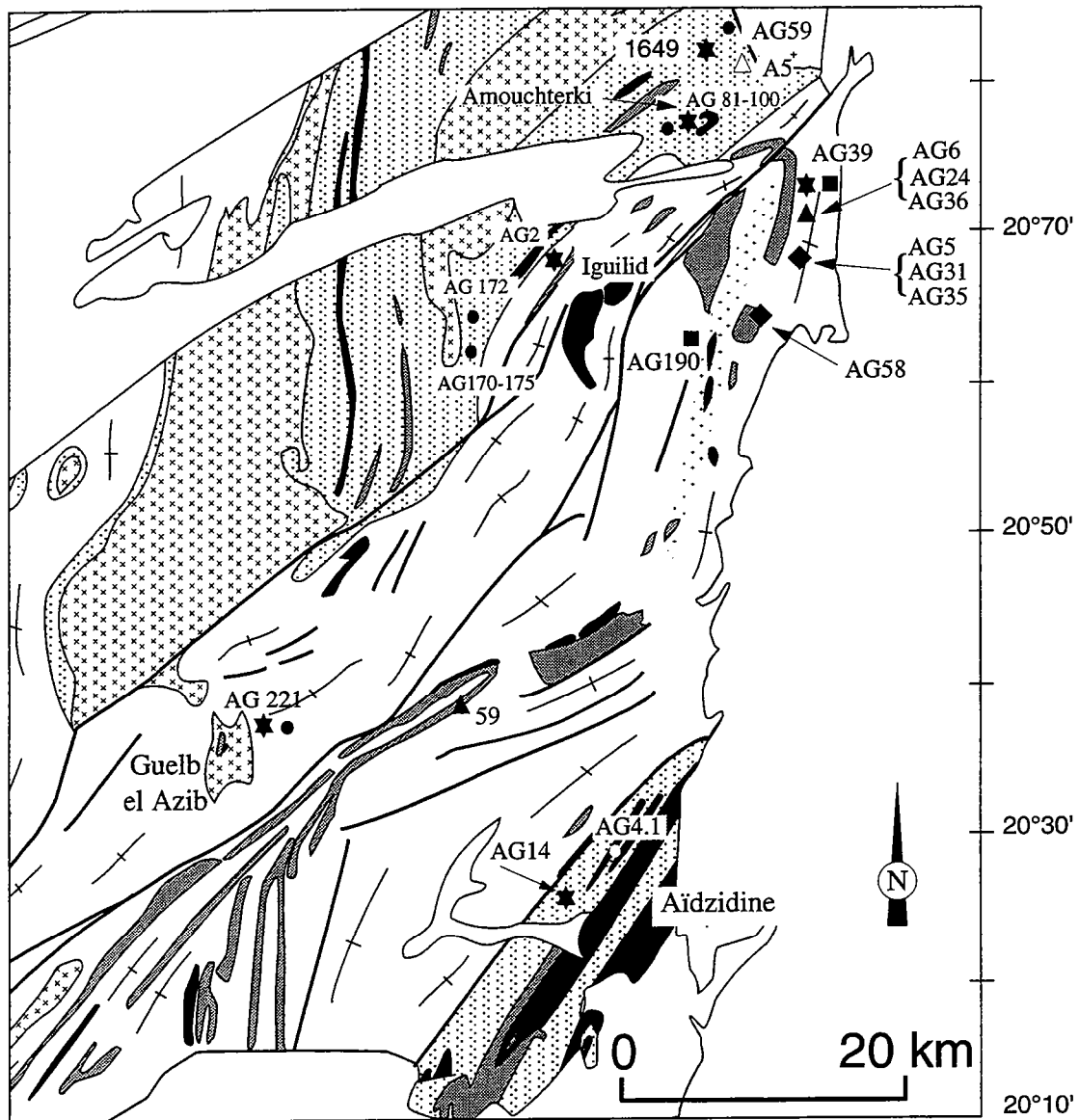


Fig.2.4. Localisation des échantillons de métasédiment de l'Amsaga (carte d'après Barrère; 1967). 1/ charnockites; 2/ métagrauwakes; 3/ métapélites; 4/ metabasites; 5/ orthogneiss migmatitiques; 6/ granite de Touijenjert; 7/ granite d'Ioulgwend; 8/gabbros tardifs; 9/ falaise protérozoïque; 10/ dunes; 11/ accidents mylonitiques; 12/ échantillons analysés à la microsonde; 13/ paragneiss alumineux à Crd-Grt-Sil-Kfs; 14/ quartzites; 15/ métasédiments à Crd-Sil-Ms; 16/ gneiss à Crd-Oam; 17/ paragneiss méta-alumineux à Grt-Opx.

(métagrauwackes). Dans les faciès leucocrates, ces gneiss présentent des lits plus sombres d'accumulation de grenat, sillimanite  $\pm$  biotites qui peuvent correspondre : soit une variation de composition chimique (confirmant l'origine sédimentaire de ces séries), soit à des restites.

En effet, les métapélites de l'Amsaga sont généralement partiellement migmatisées : le plus bel exemple de migmatisation affectant ces séries affleure au sommet du guelb Amouchterki (cf. photo 18). A Amouchterki, des niveaux pluri-centrimétriques de leucosome s'individualisent à l'intérieur des gneiss. Ces niveaux leucocrates sont presque exclusivement constitués de minéraux blancs et de gros grenats brun-rouges. Parfois la taille des grains est assez importante et confère à ces lits une texture plus ou moins pegmatitique. Ils sont toujours intercalés avec les niveaux métapélitiques non migmatisés et ne recoupent donc jamais la stratification (et donc la foliation, c.f. II-1). De plus, ils sont parfois séparés des niveaux non fondus par des petits liserés sombres qui pourraient représenter le mélanosome. Ces caractères semblent indiquer une fusion in situ. Ce type de mobilisation existe également à l'Ouest du guelb des Iguilid et à Aïdzidine (voir carte de localisation, fig.2.4).

#### *b/ microscopique.*

Nous allons dans un premier temps décrire les paragneiss alumineux au sens strict (métapélites et métagrauwackes), puis nous nous intéresserons aux produits de fusion de ces métasédiments ; enfin nous étudierons quelques échantillons présentant une rétro-morphose hydrothermale très développée.

#### *b-1/Les paragneiss alumineux.*

La texture de ces échantillons est grano-nématoblastique, la foliation étant marquée par l'allongement des sillimanites, l'orientation des amandes de quartz et éventuellement l'orientation des grenats et des biotites. Ces gneiss peuvent être divisés en deux groupes en fonction de leur association minéralogique :

- des gneiss à Qtz + Pl + Kfs + Grt + Crd + Sil + Bt + Spl
- des gneiss à Qtz + Pl + Kfs + Grt + Crd + Opx + Bt + Spl  $\pm$  Sil

Le premier groupe est le plus fréquent alors que seulement deux échantillons du deuxième groupe ont été observés. Les abréviations utilisées sont celles de Kretz (1973).

## *Les gneiss à Qtz + Pl + Kfs + Grt + Crd + Sil + Bt + Spl.*

### Le quartz

Il est omniprésent et peut même se trouver sous forme de lits exclusivement constitués de quartz. Il se présente sous différents habitus :

- en phénoblastes de forme plus ou moins ocellée ayant généralement une extinction roulante ou en damier ;
- en amandes polycristallines orientées dans la foliation, le contact entre les grains pouvant dans ce cas être soit sous forme de joints triples à 120°, soit interlobé ;
- soit sous forme de microcristaux (quelques dizaines de microns), associés à des feldspaths et formant des textures en mortier à la périphérie des phénoblastes.

Il peut contenir, en inclusion, des cristaux de sillimanite ou de biotite, et peut lui même être inclus dans des phénoblastes, de grenat en particulier.

### Le feldspath potassique.

Il s'agit de microcline perthitique présentant un moirage très fin. Il est en quantité variable et peut même être presque totalement absent.

Le microcline se trouve sous deux habitus distincts :

- en phénoblastes pluri-millimétriques en amande, orientés dans la foliation, le plus souvent perthitiques et plus ou moins damouritisés ;
- en petits grains ( $\leq 0,5$  mm) associés à du quartz, du plagioclase et des myrmékites pour former les textures en mortier précédemment décrites autour des phénoblastes.

Enfin, nous le trouvons également sous forme de cristallisations tardives à l'intérieur des phénoblastes de microcline ou de plagioclase dont il souligne les plans de macle. Ce type d'habitus, ainsi que la présence de texture en mortier et de myrmékites, atteste d'une cristallisation à relativement basse température, sous contrainte et en présence de fluides (Capdevila, communication orale).

### Le plagioclase.

Il est généralement moins important en volume que le feldspath potassique. Il se présente lui aussi selon deux habitus :

- en phénoblastes plus ou moins séricitisés, étirés dans la foliation ;
- dans les associations microcristallines à Qtz + Pl + Kfs décrites précédemment.

Il peut présenter les deux systèmes de macles (albite et péricline) ainsi que des macles courbes, ce qui indique une cristallisation à haute température sous contrainte. Dans certaines lames, le plagioclase contient

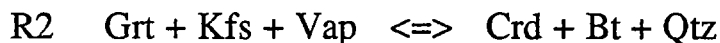
de petits cristaux de biotite en inclusion. Il peut également contenir des inclusions de sillimanite et de spinelle.

### La cordiérite.

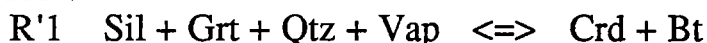
Elle est omniprésente, ce qui indique que l'ensemble du chemin P-T enregistré dans les lames s'effectue dans le champ de stabilité de ce minéral (voir paragraphe II-2-3).

Nous la trouvons généralement sous forme de larges plages (millimétriques), sans forme cristalline précise, à inclusions de sillimanite, spinelle et parfois de petits grenats. Elle est plus ou moins pinnitisée, mais le plus souvent elle est très fraîche et présente les deux systèmes de macles caractéristiques à 120° et parfois une extinction roulante. Quand elle est au contact du grenat, elle présente souvent un petit liseré de pinnitisation verdâtre en lumière naturelle. Ce type de liseré peut également se développer à l'intérieur du minéral, perpendiculairement à l'allongement, formant des planchers caractéristiques. Excepté ce petit liseré de pinnite, le contact entre la cordiérite et le grenat est généralement franc, ce qui indique que ces deux minéraux sont à l'équilibre textural.

Dans certaines lames, nous notons l'apparition de cordiérite secondaire par le biais des réactions (photos 20 et 21) :



Les relations texturales entre ces minéraux, ainsi que l'apparition de phases hydratées en remplacement des paragénèses anhydres, nous permettent d'interpréter ces réactions en terme de réactions rétrogrades. De plus, dans certains cas, il semble que de la biotite se développe en association avec la Crd dans la réaction R1 (photo 22). Nous aurions donc la réaction R'1 :



### Le grenat.

Il est presque toujours présent, sauf dans les faciès très leucocrates. De plus, dans les échantillons présentant des évidences de fusion partielle, le grenat peut former des niveaux de concentration, en association avec de la sillimanite (photo 17). Ces niveaux pourraient représenter des résidus de fusion.

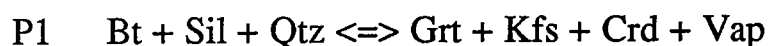
Le grenat existe à la fois dans les métapélites et dans les mobilisats associés comme le montre l'affleurement déjà décrit à Amouchterki (photos 18 et 19). En lame mince le grenat, se trouve sous deux habitus :

- sous forme de phénoblastes, plus ou moins automorphes, présentant parfois des golfes de corrosion en atoll ;

- sous forme de "lamelles" orientées dans la foliation et dans ce cas, il semble croître en association avec de la sillimanite prismatique (c.f. photo 7).

Le grenat contient fréquemment des inclusions de biotite plus ou moins arrondies, de sillimanite aciculaires, de quartz, de graphite et plus rarement de spinelle et de cordiérite.

Les différents minéraux en inclusion dans le grenat ne se trouvent jamais tous ensemble côte à côte, mais peuvent coexister deux par deux (Bt+Sil ; Bt+Qtz ; Sil+Qtz par exemple). Ces types d'inclusions ont déjà été décrits et sont interprétés comme représentant la paragenèse prograde de la roche (e.g. Barbey, 1982). Dans cette hypothèse, le grenat proviendrait en partie de la réaction :



décrite dans Holdaway et Lee (1977).

La présence de graphite en inclusion dans le grenat nous indique que la croissance de ce dernier s'effectue sous une  $P_{H_2O}$  faible. Ceci permet l'existence de la réaction qui se situe au dessus de la température du solidus de l'assemblage Grt + Kfs dans le cas où  $P_{H_2O} = P_{tot}$ . (Holdaway et Lee, 1977). Cette réaction permet l'acquisition de la paragenèse paroxysmale à Qtz-Kfs-Crd-Grt-Bt-Sil.

### La sillimanite.

La sillimanite est le seul silicate d'alumine observé dans l'Amsaga. Nous pouvons donc en déduire que le chemin P-T enregistré dans les échantillons est limité vers les HP par l'apparition du disthène et vers les BT par l'apparition de l'andalousite.

Nous avons vu dans le paragraphe précédent que la sillimanite pouvait se présenter en fines baguettes, en inclusion dans le grenat ; mais le plus souvent elle se présente en grands prismes automorphes (pluri-millimétriques), à sections basales losangiques à un clivage typique.

Dans les échantillons récoltés autour d'Amouchterki, nous trouvons toujours une sillimanite secondaire, fibrolitique, qui se développe aux extrémités des sillimanites primaires prismatiques. D'autre part, dans l'échantillon AG81, nous observons le développement de bandes de cisaillement remplies de sillimanite fibrolitique, de biotite et de graphite, précédemment décrites (c.f. photo 7).

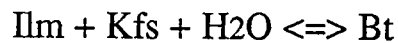
La présence de sillimanite en inclusions, dans la matrice sous forme de phénoblastes, et fibrolitique dans les zones de cisaillement, indique que l'ensemble du chemin P-T enregistré dans les échantillons s'est effectué dans le champ de stabilité de ce minéral.

Du point de vue de sa composition chimique, la sillimanite ne présente pas de caractère particulier, sa teneur en FeO étant, entre autres, toujours inférieure à 1%.

### La biotite.

Outre la biotite en inclusion dans le grenat, nous trouvons également des cristaux millimétriques de biotite dans la matrice. Ce minéral est orienté dans la foliation et appartient donc à la paragenèse primaire. La biotite est toujours très pléochroïque (de brun-rouge à quasiment incolore), parfois partiellement chloritisée.

En plus de cette biotite primaire nous trouvons parfois de la biotite secondaire, ne présentant pas de forme cristalline nette, se développant autour des grenats (ou dans des craquelures à l'intérieur de ces derniers) et des ilménites en particulier. Quand elles proviennent de la déstabilisation du grenat, les biotites sont associées à de la cordiérite et sont formées par le biais des réactions R2 et R'1. Au contact des opaques elles proviennent de la réaction, également rétrograde :



Le caractère nettement secondaire et statique de la croissance des biotites issues de la déstabilisation des ilménites nous permet de supposer que leur cristallisation s'effectue tardivement, sans déformation associée.

### Le spinelle.

Le plus souvent c'est du spinelle vert ou brun. Il peut être en inclusion dans le grenat, mais surtout dans la cordiérite. Nous pouvons également le trouver dans la matrice, au contact en particulier de la cordiérite ou de la sillimanite, mais également au contact du quartz (ce qui a été vérifié à la microsonde) indiquant un assemblage à spinelle-quartz.

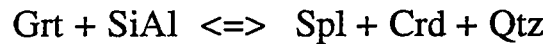
Dans l'échantillon AG91, nous trouvons deux types de spinelle :

- des phénoblastes de spinelle vert (millimétriques) qui sont en association texturale stable avec de la sillimanite. Ils peuvent également être en inclusion dans la sillimanite, ou contenir de la sillimanite en inclusion. Ces spinelles sont parfois entourés de quartz, et dans ce cas ils présentent une fine bordure de déstabilisation de cordiérite (photo 23 et 24). La taille de ces spinelles, leurs contacts stables avec la sillimanite, ainsi que l'existence d'inclusions de spinelle dans la sillimanite et réciproquement nous indique que le spinelle appartient dans ce cas à la paragenèse primaire ;

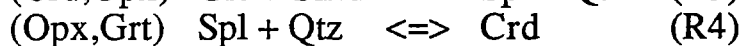
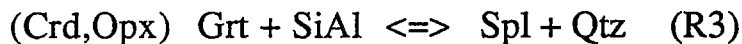
- des associations cordiérite + spinelle secondaires, se développant en symplectite à partir de l'association Grt-Sil. Ce type de texture se retrouve dans de nombreux échantillons (photo 25). Cette réaction est particulièrement nette puisque, dans certains cas, nous voyons que la partie de la sillimanite opposée au grenat est stable, la réaction n'existant qu'entre la sillimanite et le grenat. La détermination des différents minéraux réactionnels a été effectuée en spectroscopie Raman en

collaboration avec B. Reynard. Nous n'avons jamais observé l'association spinelle-quartz dans ce type de texture.

La réaction de déstabilisation de l'assemblage sillimanite-grenat en spinelle-cordiérite à été décrite par Loomis (1976) :



Cependant, Vielzeuf (1983) démontre que cette réaction univariante doit être décomposée en deux réactions divariantes :



le spinelle étant en excès par rapport au quartz, la réaction s'achève dès que le quartz est consommé, ce qui explique que le spinelle soit toujours séparé du quartz par une couronne de cordiérite. Les minéraux entre parenthèses indiquent les phases qui ne participent pas à l'équilibre et font référence à la figure 2.14.

Quand le spinelle appartient à la paragenèse primaire cela signifie que la réaction R3 est franchie dans le sens prograde. Dans ce cas, le spinelle peut être en contact avec le quartz. La bordure de déstabilisation en Crd observée (photo 24) nous indique que la réaction R4 intervient pendant la rétro-morphose. Ce cas se présente rarement dans les paragneiss de l'Amsaga et n'a été rencontré que dans un échantillon. En règle générale le spinelle se forme par le biais des réactions R3 et R4 dans le sens rétrograde.

#### Minéraux accessoires.

Nous trouvons toujours associés à ces phases principales :

- *du graphite* : il indique une cristallisation sous une  $\text{PH}_2\text{O}$  faible et des conditions réductrices ( $f\text{O}_2$  faible) ;

- *du rutile* : il est généralement d'assez grande taille et, quand il est en proportion importante, il peut être automorphe ce qui indique qu'il appartient à la paragenèse primaire. En réalité, l'étude faite en spectroscopie Raman nous a montré qu'il s'agit plus vraisemblablement d'anatase, ce minéral se formant aux dépens du rutile lors de la rétro-morphose ;

- *de l'ilménite* : elle représente la seule phase ferro-titanée ;

- *du zircon* : il est toujours arrondi et développe de belles auréoles de pléochroïsme à l'intérieur des cordiérites.



*Les gneiss à Qtz + Pl + Kfs + Grt + Crd + Opx + Bt + Spl  
± Sil.*

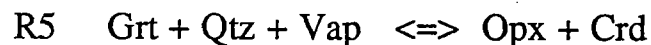
Deux échantillons de ce type ont été étudiés : l'un collecté au Nord d'Amouchterki (éch. 1649) par Barrère (1967), l'autre provenant d'un affleurement situé au SW du massif de charnockite de Snine Kembo-Rmémimat (éch. AG172). L'échantillon collecté par Barrère (1967) semble correspondre à une métapélite d'après la description qu'en donne cet auteur. En revanche, l'échantillon AG 172 est beaucoup moins riche en biotite et s'apparente plus aux métagrauwakes. Il est associé sur le terrain à des formations présentant des évidences de fusion partielle et il contient lui-même des niveaux enrichis en Grt et Sil pouvant représenter des niveaux restitiques. Ces conditions d'affleurement font que Barrère (1967) a cartographié ces formations sous le terme de leptynites à grenat et biotite. Dans les deux cas, ces gneiss sont associés sur le terrain aux paragneiss sans pyroxène.

L'association minéralogique de ces gneiss est à Qtz + Pl + Kfs + Crd + Grt + Opx + Bt + Spl ± Sil. Ils contiennent très peu de biotite primaire. L'échantillon 1649 ne contient pas de sillimanite alors que l'échantillon AG 172 est relativement riche en ce minéral. La sillimanite est soit automorphe, allongée dans la foliation, soit en inclusion dans le grenat. Nous trouvons également de la biotite et du quartz en inclusion dans le grenat. Nous pouvons donc, comme pour les gneiss sans Opx, en déduire la réaction de formation de l'association à Grt-Kfs-Crd à partir de la paragenèse à Bt-Sil-Qz lors du chemin prograde (réaction P1).

L'orthopyroxène se présente sous deux habitus :

- en cristaux individualisés dans la matrice (photo 26) ;
- en symplectite, associé à de la cordiérite autour du grenat.

Dans les deux lames, quand le pyroxène est en cristaux localisés dans la matrice, il est déstabilisé en biotite secondaire. Quand il est en symplectite, le pyroxène est toujours associé à de la cordiérite, autour des grenats (photo 27). Nous pouvons donc conclure que nous avons la réaction :



Cette réaction a souvent été décrite dans le cas d'auréoles de métamorphisme de contact (e.g. Dunn, 1932 ; Chinner, 1962 ; Reinhart, 1968 ; Berg, 1976 ; 1977) mais relativement peu dans le cadre d'un métamorphisme régional (e.g. Binns, 1964 ; Khlestov, 1964 ; Vielzeuf, 1980 ; Harris et Holland, 1984).

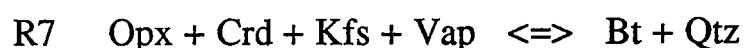
Les relations texturales entre ces différentes phases nous indiquent que dans l'échantillon AG172 le pyroxène croît pendant le chemin rétrograde. Ceci est confirmé par le fait que cette réaction d'apparition du pyroxène nécessite une diminution de pression et hydratation (Vielzeuf, 1980). La réaction d'apparition de l'association Opx+Crd aux dépens du

grenat nécessite la présence de microsystemes chimiques (Korzinskii, 1959); elle ne peut se faire qu'en absence de sillimanite et de feldspath potassique et en présence de quartz (Vielzeuf, 1980). C'est ce que l'on observe dans la lame AG172 où nous ne trouvons jamais de sillimanite et de pyroxène en contact.

Parfois le Grt se déstabilise en une association à Crd-Opx-Bt (photos 28 et 29), indiquant donc la réaction :



Puis nous notons la déstabilisation de l'association Opx-Crd en Bt (photo 28 et 29) par le biais de la réaction :



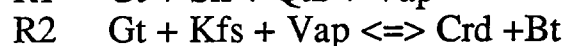
Cette réaction ne nécessite pas la présence de Kfs au contact de l'association Crd-Opx, en particulier à cause de l'extrême mobilité du K<sub>2</sub>O (Vielzeuf, 1980).

Enfin, le dernier stade de la rétro-morphose se marque par la réaction de déstabilisation du pyroxène en biotite (photos 26) :



Ces réactions impliquent une hydratation et une diminution de la température et de la pression; elles marquent les derniers stades rétro-morphiques enregistrés dans ces échantillons.

Dans l'échantillon AG172 nous observons également les réactions (photos 30 et 31) :



déjà mise en évidence dans les paragneiss sans Opx. Ces réactions sont également interprétées en terme de décompression et d'hydratation durant la course rétrograde (Vielzeuf, 1980 ; Harris et Holland, 1984).

De plus, dans cet échantillon, nous observons les différentes réactions d'apparition du spinelle à partir de l'assemblage à Grt-Sil déjà décrites lors de l'étude des métasédiments sans pyroxène (R3 et R4, photo 32).

Les différentes réactions mises en évidence (dans les gneiss avec et sans Opx) marquent l'évolution rétro-morphique des séries. Ces réactions se situent toutes en faciès granulite, ou en début de rétro-morphose. Quelques échantillons présentent des évidences de rétro-morphose plus avancée, ils seront décrits dans le paragraphe concernant les réactions hydrothermales. Si l'on excepte ces quelques échantillons, les paragénèses

granulitiques sont généralement très bien conservées dans la plupart des lames étudiées.

### *b-2/ Les leucosomes.*

La texture de la roche est dans tous les cas granoblastique hétérogranulaire avec parfois une tendance porphyroïde (minéraux centimétriques). Ces roches sont essentiellement quartzo-feldspathiques, mais peuvent également contenir : du grenat, de la sillimanite (très rare), de la biotite et des minéraux opaques. Ces échantillons présentent tous des évidences de rétro-morphose hydrothermale tardive. Ces phénomènes rétro-morphiques seront décrits succinctement et feront l'objet d'une étude plus détaillée dans le paragraphe suivant.

#### Le quartz.

Il se présente sous deux habitus distincts :

- sous forme de plages polycristallines, en amande, orientées dans la foliation. Dans ce cas il présente toujours une extinction roulante, et ses contours peuvent être soit interlobés (presque persillés) soit (plus rarement) rectilignes, formant des angles à  $120^\circ$  ;
- en microcristaux, associés aux feldspaths, pour former des textures en mortier.

#### Le feldspath potassique.

C'est de nouveau du microcline perthitique. Il se présente en phénoblastes millimétriques voire pluri-millimétriques. Il peut présenter une forme ocellée orientée dans la foliation. Il peut être légèrement damouritisé et nous le trouvons de nouveau sous forme de cristallisations tardives à l'intérieur des phénoblastes de plagioclase, soulignant les plans de macles du plagioclase.

#### Le plagioclase.

Il est moins abondant et se présente généralement sous forme de petits cristaux. Il peut cependant être en phénoblastes plus ou moins séricitisés.

#### Le grenat.

Il est sous forme de phénoblastes millimétriques. Il présente toujours des figures de déstabilisation sous forme de larges golfes de corrosion ce qui prouve qu'il est en déséquilibre chimique. Il est toujours entouré d'une couronne de biotites secondaires, parfois de chlorites. Il est généralement fracturé, les fractures, qui forment un réseau à  $90^\circ$ , étant

également remplies de biotites secondaires et de micas blancs. Ce type de fracturation indique un contraste de rhéologie entre le grenat et la matrice au moment de la déformation : le grenat a un comportement fragile alors que la matrice se déforme de façon ductile. Le grenat contient le même type d'inclusions que dans les gneiss alumineux, exception faite de la sillimanite (à savoir Qtz-Bt).

#### La biotite.

Elle est exceptionnelle sous forme de phénoblastes primaires, et dans ce cas elle est toujours largement chloritisée. En revanche nous la retrouvons en couronne autour des grenats, et sous cet habitus elle est le plus souvent chloritisée. Elle peut former des amas polycristallins très décolorés. En matrice, elle peut contenir des aiguilles de sagénite, ainsi que de la sillimanite en aiguille.

#### La sillimanite.

La sillimanite n'a été observée qu'une seule fois dans la matrice (échantillon AG82) où elle se présente sous forme de rares petites baguettes presque intégralement transformées en mica blanc.

#### La muscovite.

Les feldspaths (mais également la sillimanite) présentent souvent des micas blancs d'altération (muscovite ou phengite). Nous trouvons également dans la matrice des petits cristaux de muscovite ( $\approx 0,5$  mm).

#### La chlorite.

Dans certains échantillons nous constatons la présence de cristaux de chlorite. Ces chlorites présentent de nombreuses inclusions de minéraux opaques le long de leurs plans de clivage. De plus dans presque tous les échantillons, de la chlorite se développe aux dépens de la biotite, et parfois du grenat.

#### Les phases accessoires.

Certaines lames sont assez riches en minéraux ferro-titanés, ces derniers sont toujours partiellement transformés en sphène et en biotite, ce qui permet de conclure que ce sont des *ilménites* bien que nous ne disposions pas d'analyses chimiques de ces phases.

Nous trouvons de nouveau du *zircon*, mais en moins grande quantité que dans les paragneiss alumineux. Enfin, certaines lames contiennent du *rutile* en faible proportion.

### Discussion et interprétation.

La texture de ces roches, ainsi que leurs compositions modales (prédominance des phases quartzo-feldspathiques) et normative (30 à 40% de Qz ;  $\approx$  23% d'Ab ; 27 à 35% d'Or) leur confèrent des caractères de granites potassiques.

Si nous reportons dans un diagramme ACF la composition de deux échantillons de leucosome ainsi que la composition de liquides obtenus par fusion expérimentale de métapélites à diverses pressions (fig.2.5), nous voyons que les leucosomes de l'Amsaga se situent à proximité du champ obtenu pour la fusion de métapélites à 3 kb.

Ces caractères pétrographiques et géochimiques, alliés au mode d'affleurement (en niveaux leucocrates concordant avec les paragneiss alumineux et séparés de ces derniers par un liseré de biotites et de grenats) nous confirment l'origine par fusion partielle des métapélites de ces roches quartzo-feldspathiques.

En l'absence d'analyses chimiques des phases, il est difficile de savoir si les minéraux colorés contenus dans les mobilisats ont cristallisé à partir des liquides produits par la fusion partielle des métapélites ou si ce sont des minéraux restitiques arrachés aux mélanosomes lors de la formation des liquides. Néanmoins, la présence des mêmes types d'inclusions (dans les grenats par exemple) que dans les paragneiss, ainsi que le déséquilibre chimique évident de certains minéraux (les grenats et les sillimanites sont presque totalement déstabilisés) semblent être des critères en faveur de la deuxième hypothèse.

La présence de ce type de roches associé aux gneiss granulitiques au sens large a déjà été décrite et est interprétée comme résultant d'un épisode d'anatexie survenant pendant l'évolution prograde du métamorphisme (e.g. Barbey, 1982 par exemple).

#### *b-3/ Phénomènes hydrothermaux tardifs.*

Dans de nombreux échantillons (que ce soient les métapélites, les métagrauwackes, ou les leucosomes) des recristallisations secondaires ont pu être observées. Nous allons maintenant les décrire sans distinguer les différents protolithes.

Dans ces échantillons le seul minéral incolore encore observable est le quartz, généralement en poisson et présentant une extinction roulante. Nous ne retrouvons que des fantômes de feldspath entièrement séricitisés et de cordiérite intégralement pinnitisée. Le grenat, quand il existe, est toujours entouré d'une bordure de biotite verte et de mica blanc. Parfois, il ne reste plus que de minuscules reliques de grenat, la totalité du minéral primaire (dont nous devinons la forme) étant transformée en amas de biotite, chlorite et mica blanc. Les biotites (dans la matrice, mais également celles qui proviennent de la déstabilisation du grenat) sont largement chloritisées et prehnitisées et montrent des accumulations de

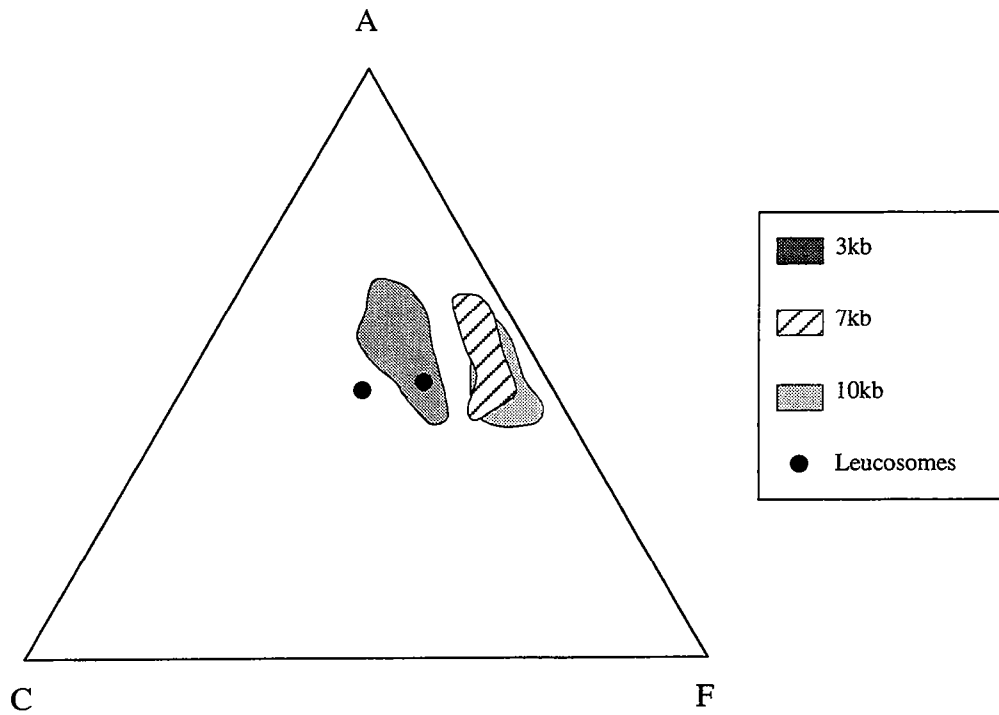


Fig.2.5. Diagramme ACF montrant la position des leucosomes issus de la fusion des paragneiss alumineux de l'Amsaga par rapport aux liquides obtenus expérimentalement. Liquides à 3kb, Holtz et Johannes, (1991); à 7kb, Patino Douce et Dana Johnston, (1991); à 10kb, Vielzeuf et Holloway (1988).

minéraux opaques le long de leurs plans de clivage. Nous trouvons parfois des chlorites sensu stricto dans la matrice. Parfois, des épidotes ferrifères se développent à l'intérieur des biotites dans la matrice. La sillimanite se déstabilise elle aussi, d'abord par l'acquisition d'une texture fibrolitique, puis par le développement de micas blancs coronitiques (éch. AG84, photo 14a). Outre ces micas blancs (muscovite ou phengite), il existe également dans la matrice des amas de petites muscovites ( $\approx 0,5$  mm) sub-automorphes. Les minéraux opaques sont transformés en sphène et sont entourés de couronnes de biotite. Enfin, dans quelques échantillons, nous observons l'apparition de minéraux calciques : calcite et zoïsite. La relative rareté de ces phases provient sûrement du fait que les protolithes sont très peu calciques au départ, le calcium est donc uniquement produit lors de l'albitisation des plagioclases.

Tous ces phénomènes sont de basse température et nécessitent un apport important de fluides. L'existence d'un échantillon (AG84) ne présentant pas de feldspath dans sa paragenèse primaire et contenant pourtant une proportion considérable de mica blanc secondaire nous permet d'envisager que ce fluide était riche en  $K_2O$ . Ces réactions marquent la rétro-morphose ultime des séries granulitiques (e.g. Vielzeuf, 1980), et donc le passage des séries aux conditions du faciès amphibolite, puis schiste vert. Les phases secondaires sont généralement petites, mal cristallisées (fibrolitiques) et ne présentent pas d'orientation préférentielle ce qui indique une croissance statique de ces paragenèses de basse température (c.f. II-1). Ces réactions de basses températures sont très localisées sur le terrain et ne se rencontrent qu'aux environs d'Amouchterki (non loin de la zone de convergence des accidents mylonitiques). Dans le reste de la région la paragenèse granulitique est très peu rétro-morphosée.

#### *b-4/ Conclusions de l'étude pétrographique des paragneiss alumineux.*

La succession des assemblages minéralogiques et les différentes réactions observées en lames minces nous renseignent d'ores et déjà sur l'histoire P-T suivie par les séries. Il convient de distinguer ce qui appartient à l'histoire granulitique et ce qui appartient au deuxième événement.

- A aucun moment nous ne trouvons de muscovite dans la paragenèse primaire. Cela nous indique que lors du chemin prograde les réactions de disparition de ce minéral sont franchies. Cela implique des températures supérieures à 700-750°C (Vielzeuf et Holloway, 1988).

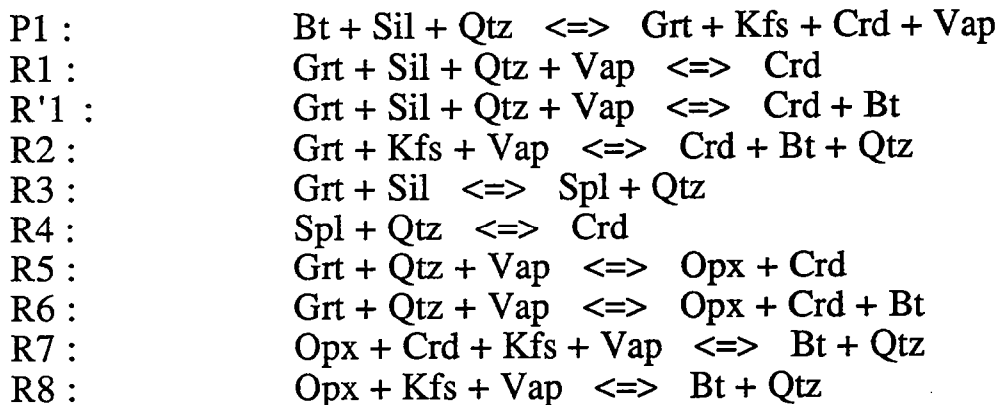
- Il existe de la muscovite, mais son habitus montre que la croissance de ce minéral est secondaire, elle apparaît donc pendant la rétro-morphose des paragenèses granulitiques.

- La présence de cordiérite primaire dans la paragenèse granulitique implique que la totalité du chemin P-T enregistré dans les échantillons

s'effectue dans le champ de stabilité de ce minéral. D'après une analyse exhaustive de la littérature, Newton (1983) conclut que la présence de cordiérite implique une pression inférieure à 6 kb. Vielzeuf (1984) parvient à la même conclusion par l'étude des granulites de la chaîne hercynienne. Donc l'ensemble du chemin P-T de l'événement granulitique s'effectue à basse pression. Ce point est confirmé par l'absence de disthène, y compris en inclusion, et par l'absence d'association à Cpx + Grt dans les metabasites (voir plus loin).

- Les associations à Crd + Opx ont fait l'objet d'études dans le cadre du métamorphisme régional et sont caractéristiques d'un métamorphisme haute température-basse pression (Bard, 1969 ; Vielzeuf, 1980 ; Harris et Holland, 1984). Cette association implique de basses pressions, certainement de l'ordre de 3 kb (Vielzeuf et Holloway, 1988). Cependant, des pressions de l'ordre de 5 kb peuvent également être envisagées pour la cristallisation de ce type d'association (e.g. Nicollet, 1988). L'apparition de cette association implique donc une décompression (la température restant élevée) lors de l'évolution rétrograde sans qu'il soit possible a priori de fixer l'ampleur de cette décompression.

- Nous avons pu mettre en évidence un certain nombre de réactions se rapportant à l'événement granulitique :

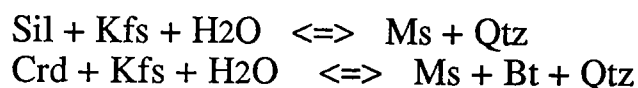


Ces réactions indiquent un chemin de haute température et de basse pression. La réaction P1 et dans certains cas la réaction R3 (paragénèses à Spl primaires) sont les seules à avoir lieu pendant l'évolution prograde. Toutes les autres réactions impliquent une diminution de P et/ou de T et, le plus souvent, une hydratation (excepté R3 et R4), elles ont donc lieu pendant l'évolution rétrograde.

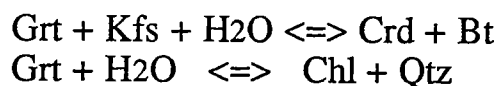
- Les assemblages minéralogiques et les réactions observées en lames minces sont identiques quelle que soit la localisation des échantillons : qu'ils se situent dans les domaines "granulitique" ou "amphibolitique" de Barrère (1967 ; fig.2.4). Ce fait remet en cause l'existence de plusieurs domaines métamorphisés sous des conditions P-T différentes (Barrère, 1967 ; Bronner, 1992 ; Auvray et al., 1992a ; 1992b). Cette identité des conditions P-T du métamorphisme sera vérifiée dans la suite de ce chapitre.



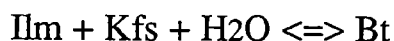
- Les derniers stades de la rétro-morphose peuvent s'expliquer à l'aide de réactions du type :



Le grenat est entouré de biotite ou de chlorite, ce qui peut correspondre aux réactions :



Les minéraux ferro-titanés se déstabilisent également en biotite, nous avons donc la réaction :



Les réactions qui interviennent lors de ce deuxième épisode sont plus difficiles à caractériser étant donnée la multiplicité des phases impliquées et leur habitus.

La réaction de déstabilisation du grenat en chlorite a été étudiée expérimentalement (Hsu, 1968) et se situe entre 600 et 650°C pour P variant entre 2 et 6kb dans le système FeO (tampon QFM).

Certaines phases secondaires (zoïsite, calcite, prehnite...) sont des phases de basse température qui cristallisent aux environs de 300-350°C.

Toutes ces réactions ont déjà été décrites et sont souvent interprétées comme l'évolution ultime des séries granulitiques lors du chemin rétrograde (Vielzeuf, 1980 par exemple). Cependant, dans le cas de l'Amsaga, l'étude géochronologique va nous montrer qu'il existe plusieurs événements métamorphiques successifs. Ces phases de basse température pourraient donc cristalliser lors de cet (ou ces) événement(s) postérieur(s), ce qui expliquerait leur croissance statique et la localisation de ces phénomènes de basse température non loin des zones mylonitiques (essentiellement à Amouchterki), ce qui impliquerait un rejeu de ces dernières.

#### II-2-A-1-2/ Composition chimiques des phases.

La composition chimique des phases constitutives de quatre échantillons de paragneiss alumineux a été obtenue à la microsonde électronique à Brest et à Paris VI. Les résultats sont disponibles à Géosciences Rennes. Les échantillons analysés sont : trois gneiss sans Opx (éch. AG2, AG81, AG221) et un gneiss à Opx (éch. 1649 de Barrère, 1967). Ils ont été collectés : à Amouchterki, à l'Ouest de Rmémimat et entre Agmémimat et le Guelb el Azib (fig.2.4). Il convient de noter que si deux de ces échantillons se situent dans les séries considérées comme

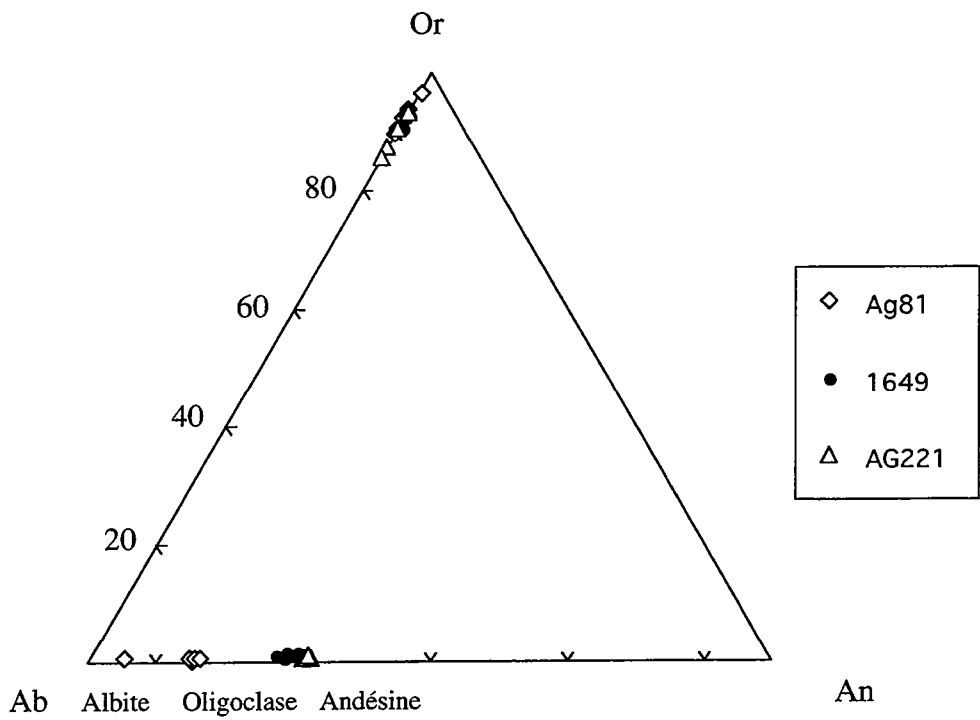


Fig.2.6. Compositions chimiques des feldspaths des paragneiss alumineux de l'Amsaga reportées dans un diagramme de classification Ab-An-Or.

granulitiques dans les travaux antérieurs (Barrère, 1967 ; Bronner, 1992 ; Auvray et al., 1992a et b), les deux autres affleurent dans ce que ces auteurs définissent comme appartenant au faciès amphibolite (AG2 et AG221). La dispersion géographique de ces échantillons fait qu'ils peuvent être considérés comme représentatifs du métamorphisme affectant l'ensemble de la région.

#### Le feldspath potassique.

Les feldspaths de la lame AG2 n'ont pu être analysés à la microsonde. En ce qui concerne les trois autres échantillons, la composition du feldspath potassique est très constante, avec entre 85 et 96% d'Or. Les compositions du feldspath potassique (ainsi que du plagioclase) sont reportées dans la figure 2.6.

#### Le plagioclase.

De nouveau, la composition des plagioclases de la lame AG2 n'a pas été analysée à la microsonde. En ce qui concerne les trois autres lames, la composition du plagioclase est un peu plus variable que celle du Fk. En effet, si les lames AG221 et 1649 ont des compositions homogènes avec de 28,30 à 32,5% d'An (à la limite oligoclase-andésine), en revanche les plagioclases de la lame AG81 sont beaucoup plus sodiques avec environ 15% d'An (de 14,9 à 16,3%), ce qui correspond à de l'oligoclase acide (fig.2.6). Cette différence de composition chimique peut être due : soit à une hétérogénéité de départ, soit à une albitisation des plagioclases de la lame AG81 lors des rééquilibrages de basse température tardifs.

#### Le grenat.

La composition du grenat est très constante (fig. 2.7). Ce sont presque exclusivement des solutions solides almandin-pyrope avec 70 à 80% d'almandin pour 20 à 30% de pyrope. Seul le pourcentage de spessartine et d'andradite peut varier, la somme de ces deux pôles étant toujours inférieure à 5%. La teneur en grossulaire est extrêmement faible (<1%). Toutes ces caractéristiques indiquent des grenats de haute température et de basse pression. En effet, la teneur en Fe et Mg des grenats augmente quand P et T augmentent alors que leur teneur en Ca augmente quand P augmente et diminue quand T augmente (Vielzeuf et Montel, sous presse).

Des traversées coeur-bordure ont été effectuées à la microsonde, en particulier sur les grenats de la lame AG81 (fig. 2.8). Aucune zonation n'est visible dans la composition de ces minéraux, exceptée une légère augmentation en almandin (exactement contrebalancée par une diminution de la teneur en pyrope) vers la bordure. Cette légère variation est due à

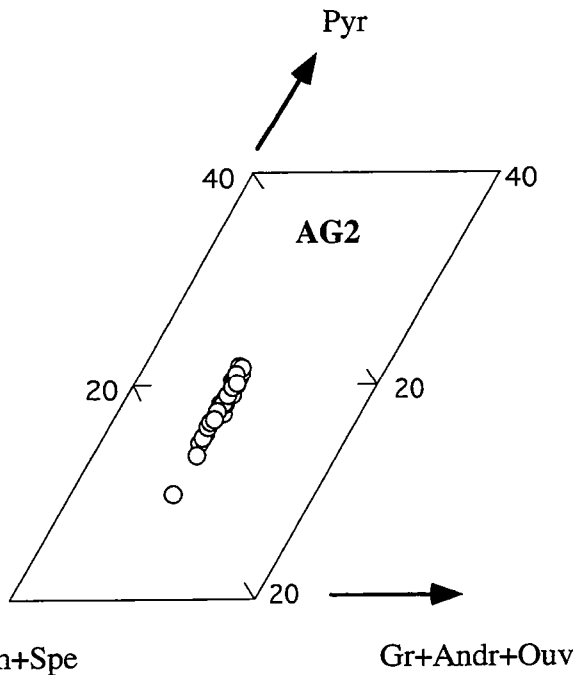
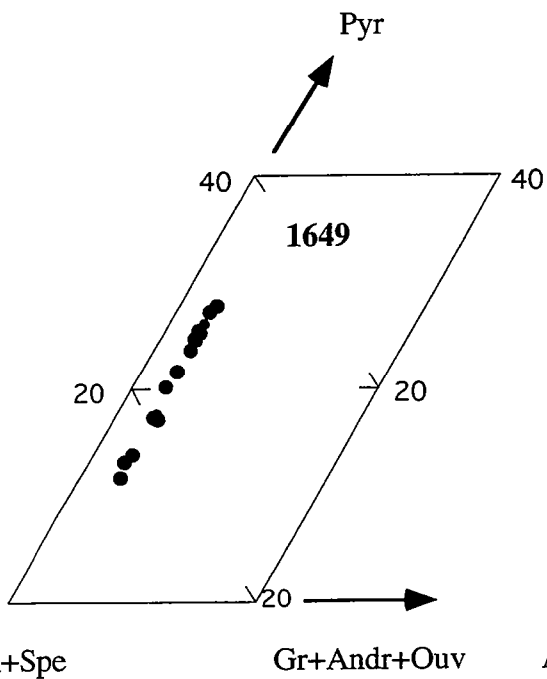
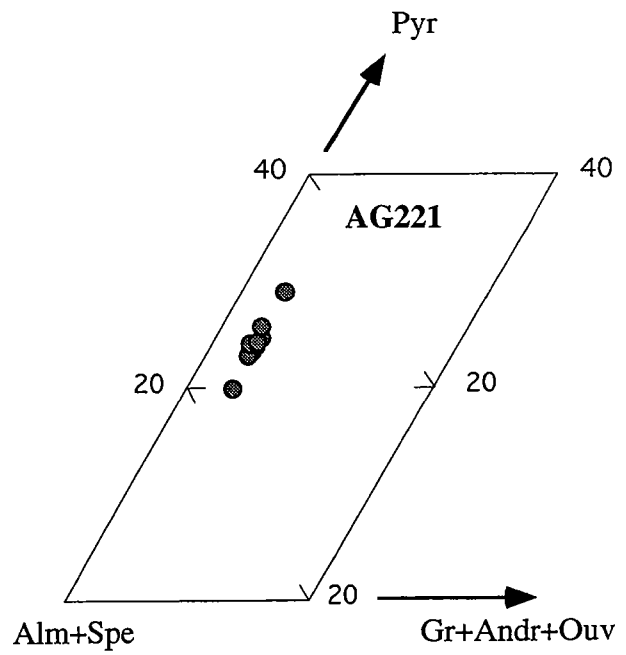
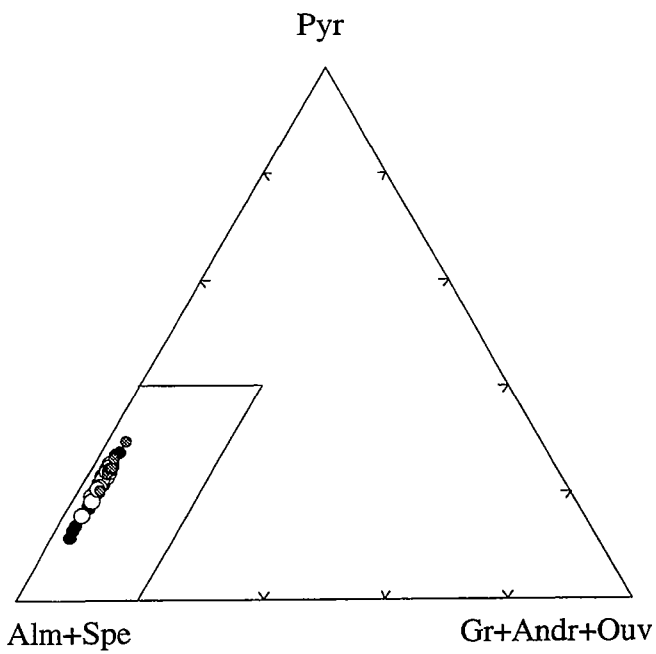


Fig. 2.7. Compositions chimiques des grenats des paragneiss alumineux de l'Amsaga reportée dans un triangle de classification Pyr-(Alm+Spe)-(Gr+Andr+Ouv).

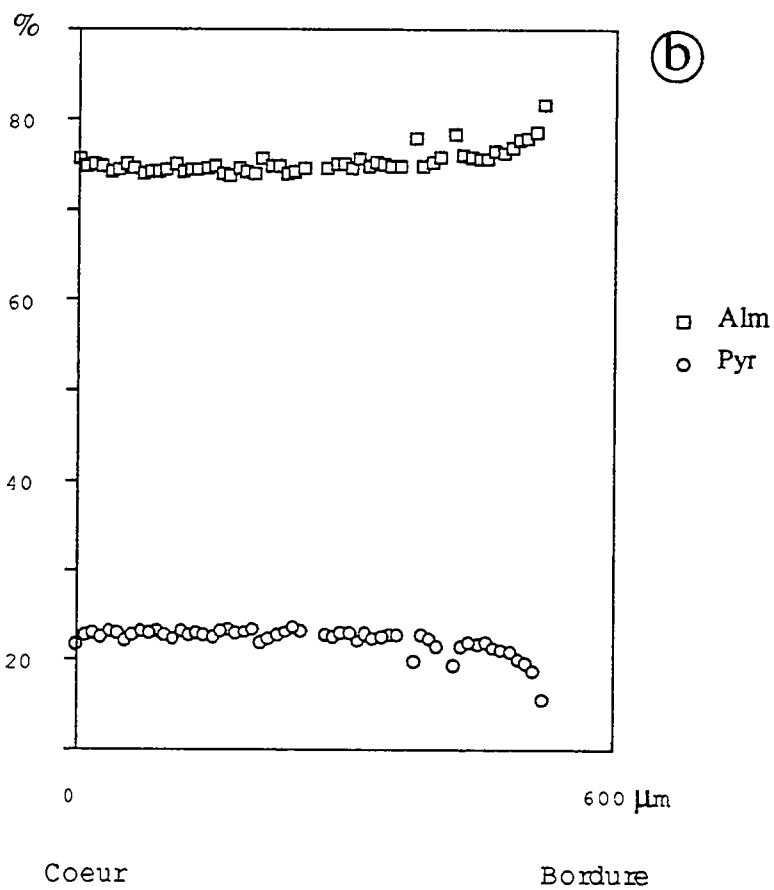
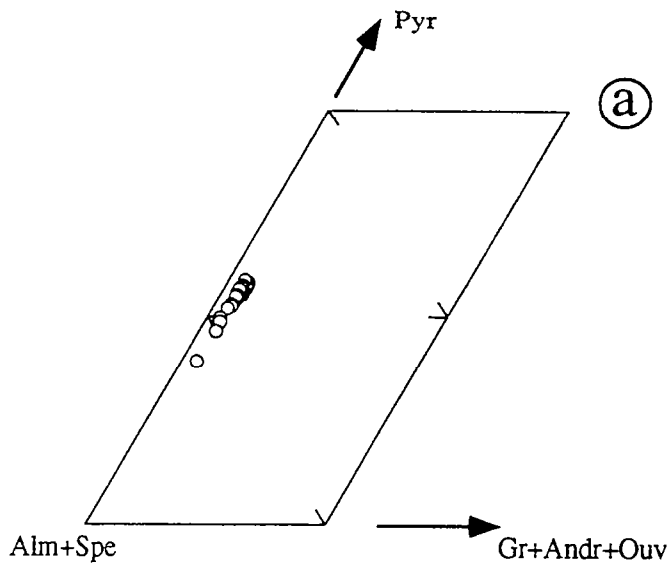


Fig.2.8. Composition chimique des grenats du paragneiss alumineux AG81. a/ classification dans un triangle Pyr-(Alm+Spe)-(Gr+Andr+Ouv); b/ évolution coeur-bordure de la teneur en Alm et en Pyr.

des rééquilibrages tardifs à température décroissante en début de chemin rétrograde (e.g. Spear et Florence, 1991).

### La cordiérite.

La composition des cordiérites est de nouveau très constante, aussi bien à l'intérieur d'un même échantillon ou entre les différents échantillons analysés. Ce sont des cordiérites très magnésiennes avec 9 à 10% de MgO et un XMg variant de 0,67-0,69 à 0,77-0,78 (fig. 2.13). Les analyses effectuées à la microsonde bouclent aux environs de 97-98%, ce qui laisse supposer que ce sont des cordiérites hydratées.

### La biotite.

La figure 2.9 montre la composition des biotites des paragneiss reportée dans le diagramme de classification des phyllites de Goujou (1991) qui permet de mettre en évidence les substitutions chimiques. Les analyses sont très groupées. Nous ne notons pas, en particulier, de tendance à la chloritisation.

Dans chaque échantillon nous pouvons distinguer deux groupes de biotites en fonction de leur teneur en Mg (voir analyses chimiques des phases en annexe) :

- les biotites de la matrice ont généralement un  $XMg < 0,5$  ;
- les biotites au contact ou en inclusion dans le grenat ont un  $XMg > 0,5$  voire  $> 0,6$ .

Ces différences s'expliquent par un rééquilibrage tardif entre les biotites au contact du grenat et le grenat lors de la diminution de température (Spear et Florence, 1991) et n'impliquent pas plusieurs générations de biotite.

Dans un diagramme Ti en fonction d'AlVI, les données analytiques sont plus dispersées (fig. 2.10). La majorité des analyses se situe dans le champ des biotites de haute température ( $> 750^{\circ}\text{C}$  ; Scheurs, 1985). Cependant, il existe une corrélation négative entre la teneur en Ti et AlVI pour un certain nombre d'analyses. Cette évolution peut être reliée à une variation de la composition chimique des minéraux lors de l'évolution rétrograde des échantillons (diminution de Ti, augmentation d'AlVI). De plus, les biotites de l'échantillon AG2 sont toutes pauvres en AlVI (ce qui est normal pour des minéraux de haute température) mais également pauvres en Ti. Cela traduit une diminution de la teneur en titane lors de l'évolution rétrograde des échantillons déjà suggérée par l'observation d'exsolution de sagénite soulignée lors de la description pétrographique.

### Le spinelle.

Les spinelles des différentes lames ont été analysés. Ce sont des spinelles riches en FeO et pauvres en MgO ( $< 3\%$ ). De plus, ils contiennent

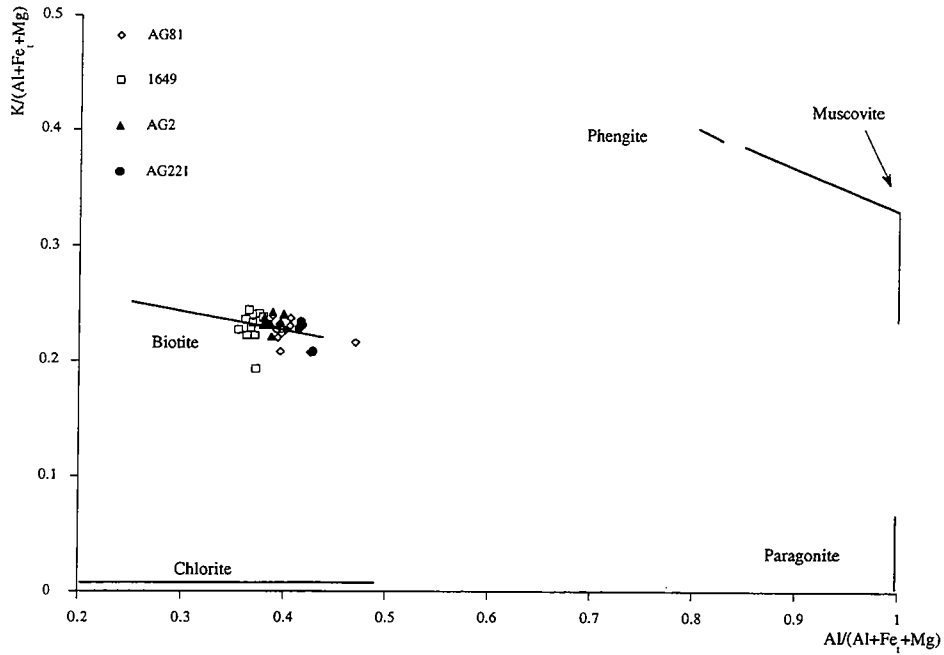


Fig.2.9. Classification des biotites des paragneiss alumineux de l'Amsaga dans le diagramme de Goujou (1991).

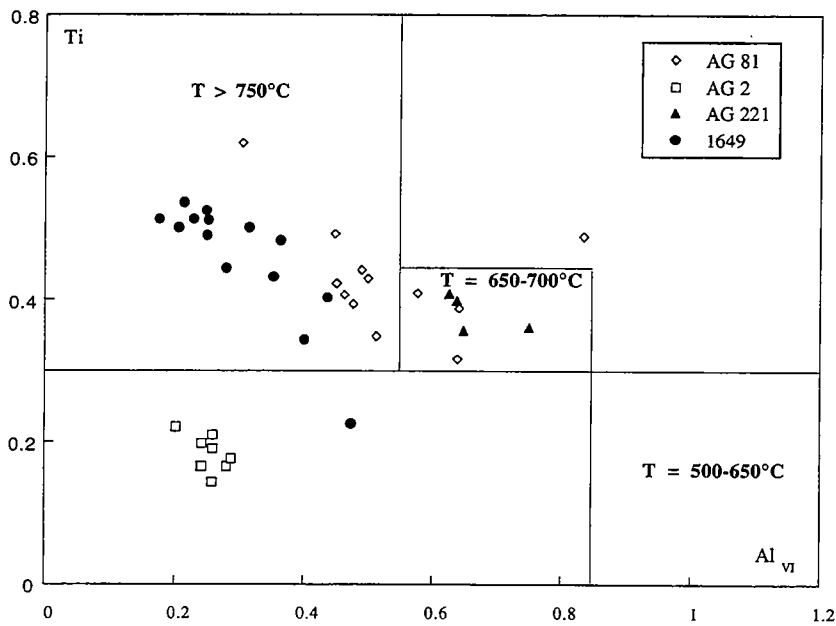


Fig.2.10. Variation de la teneur en Ti et AlVI des biotites des paragneiss alumineux de l'Amsaga. Les domaines de température sont ces de Scheurs (1985).

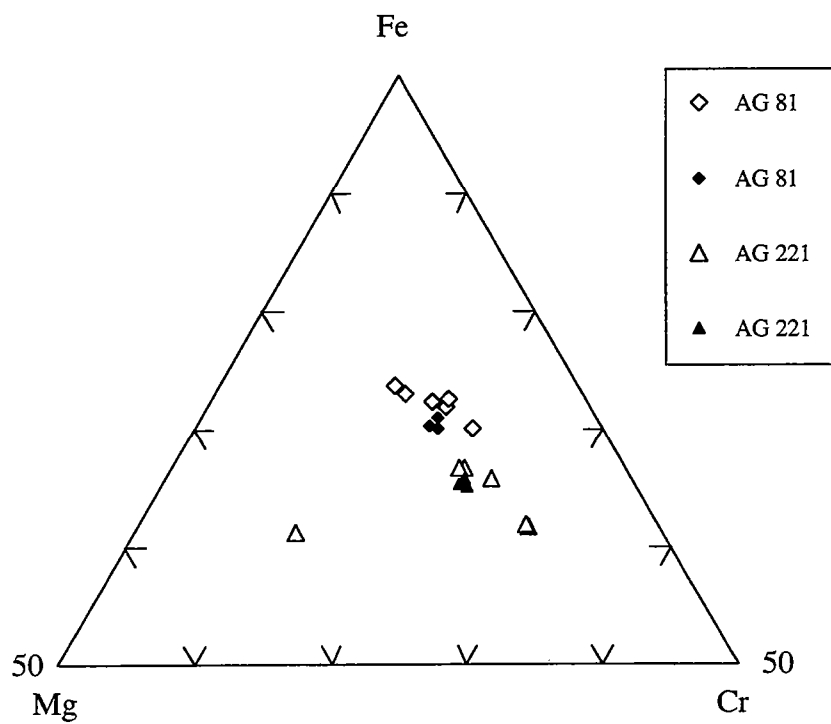
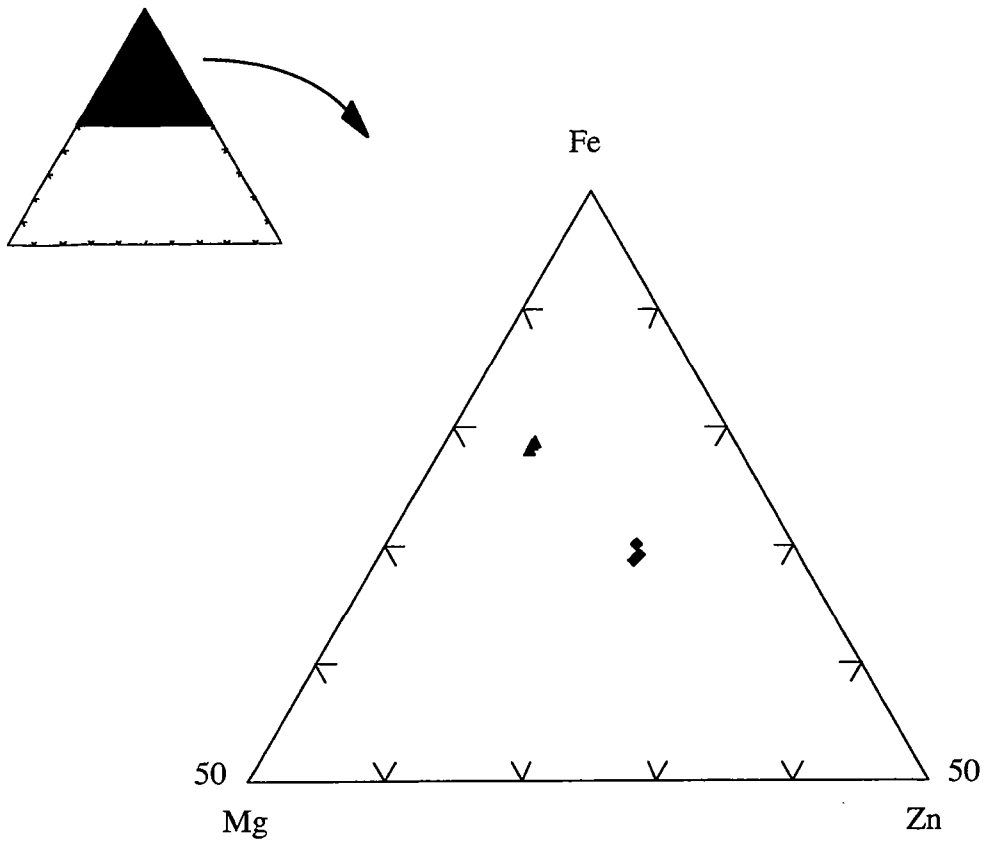


Fig.2.11. Compositions chimiques des spinelles des paragneiss alumineux de l'Amsaga dans les triangles Fe-Mg-Zn et Fe-Mg-Cr.



une quantité importante de ZnO et de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Le pourcentage de ces deux oxydes est variable d'un échantillon à l'autre mais est de toute façon élevé, la somme de deux étant comprise entre 10 et 17% (fig. 2.11).

Les spinelles analysés ne contiennent pas de Fe<sup>3+</sup> comme l'indique le calcul de la répartition des charges. Ceci implique une fO<sub>2</sub> faible lors de leur cristallisation, ce qui est en accord avec la présence de graphite dans la paragenèse des échantillons. Ce sont donc des solutions solides hercynite-spinelle-gahnite-chromite.

L'origine des spinelles zincifères a déjà été débattue. Pour certains auteurs (Atkin, 1978 ; Stoddard, 1979) ils proviennent de la déstabilisation de staurotide ; pour d'autres (Montel et al., 1986) ils se forment à partir de la biotite. Dans l'Amsaga, nous n'avons jamais observé de staurotide, même sous forme de minéraux reliques. De plus, les biotites des paragneiss analysés sont pauvres en ZnO. Enfin, nous avons vu que le spinelle se forme à partir de l'assemblage à Grt-Sill (réactions R3 et R4). Nous pouvons donc en conclure que la teneur élevée en ZnO de ce minéral est due au fait que le spinelle concentre le zinc qui est dilué dans les autres phases, et non au fait qu'il se forme à partir d'une phase déjà enrichie en cet élément.

### L'orthopyroxène.

Les pyroxènes de la lame 1649 (sans sillimanite) ont été analysés. Ce sont des ferro-hypersthènes avec plus de 33% de FeO (fig. 2.12). Leur X<sub>Fe</sub> est constant (entre 0,58 et 0,6). Ils contiennent de 4 à 4,5% d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ce qui va nous permettre d'utiliser le thermomètre Opx-Gt de Harley, (1984) et le baromètre de Harley et Green, (1982, voir paragraphe suivant). Il n'y a pas de variation de composition entre les pyroxènes dans la matrice et les pyroxènes en symplectite (c.f. photo 26, 27, 28 et 29). Ce qui indique l'existence d'une seule génération de pyroxène.

### II-2-A-1-3/ Estimation des conditions physiques du métamorphisme granulitique.

Deux approches différentes vont conduire à l'estimation des conditions physiques du métamorphisme :

- une étude des relations de phases va permettre de déterminer la succession des assemblages stables qui sera comparée aux grilles existantes ;

- l'utilisation d'assemblages thermo-barométriques nous permettra de quantifier les conditions de P et T atteintes.

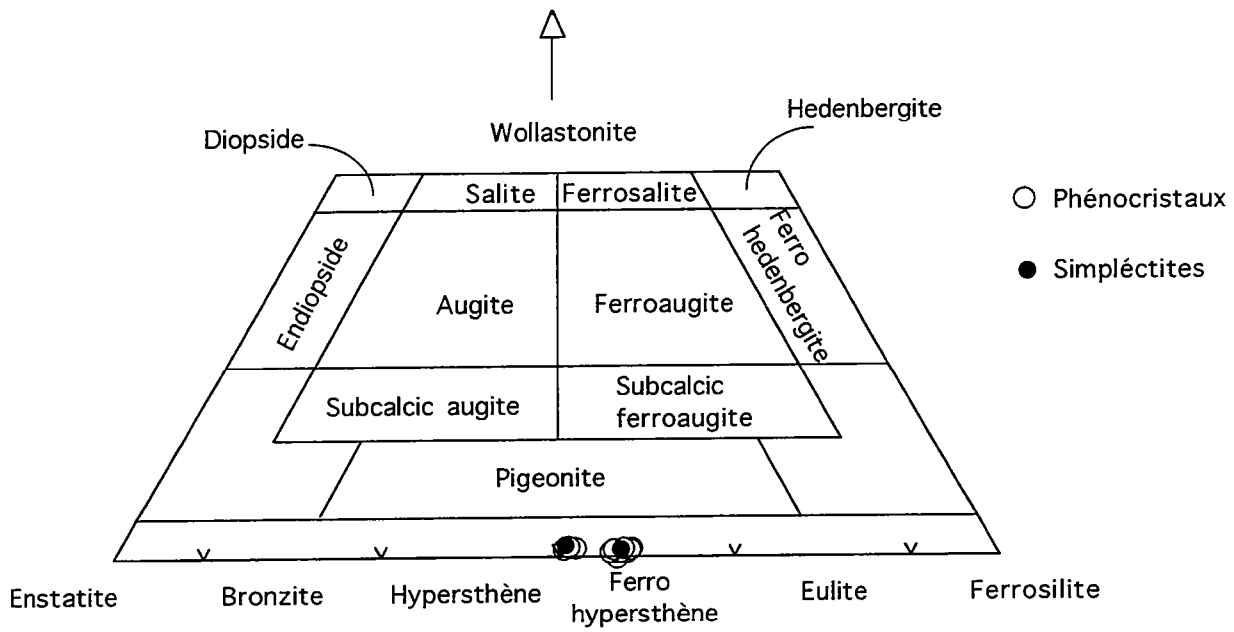


Fig.2.12. Composition chimique des pyroxènes de l'échantillon 1649 de paragneiss alumineux reportée dans un diagramme En-Wo-Fs.

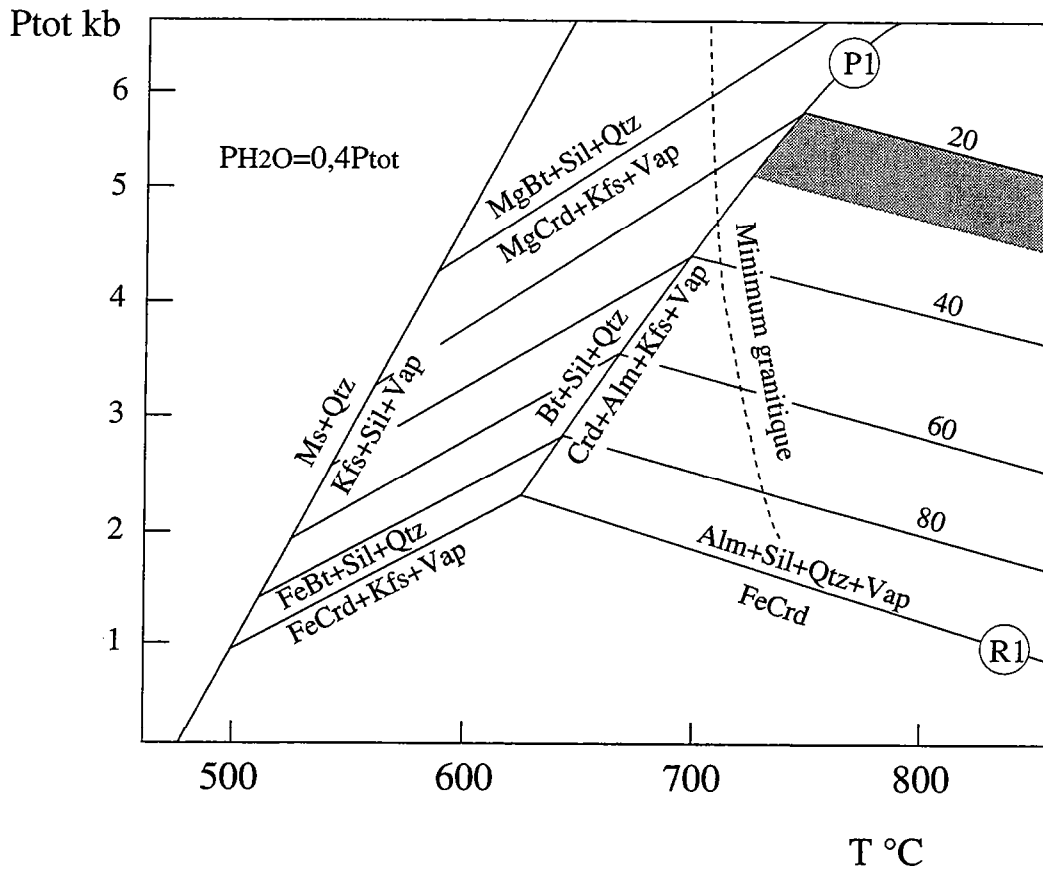
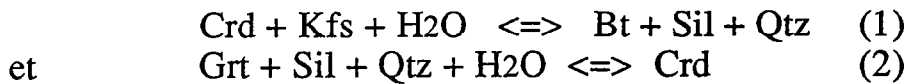


Fig. 2.13. Diagramme P-T de la réaction P1 et de la réaction divariante Fe-Mg R1 pour  $PH_2O=0,4P_{tot}$ , d'après Holdaway et Lee (1977). Le champ en grisé représente les compositions des cordiérites de l'Amsaga. Les nombres représentent le  $X_{Fe}$  des Crd.

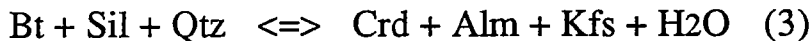
*a/ Etude des relations de phases.*

Teneur en Mg de la cordiérite.

Holdaway et Lee (1977) ont établi les champs divariants des réactions :



La composition des cordiérites de l'Amsaga est reportée dans ce diagramme (fig. 2.13), ce qui nous indique approximativement la position du point invariant défini par l'intersection entre la réaction 2 et la réaction 3 :



Nous voyons que la composition des cordiérites de l'Amsaga indique une pression de cristallisation de l'ordre de 5-6 kb si l'on se fixe  $P_{\text{H}_2\text{O}}=0,4P_{\text{tot}}$ .

Cette réaction 3 est représentée par les auteurs comme une réaction univariante. En réalité, elle est multivariante si  $X_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $X_{\text{Grs}}^{\text{Grt}}$  ou  $X_{\text{Ab}}^{\text{Kfs}}$  varient. La divariance de cette réaction, ainsi que la divariance de la réaction R1 dans le système Fe-Mg, expliquent la présence de l'assemblage stable à Grt-Bt-Crd-Sil-Kfs-Qtz des paragneiss de l'Amsaga.

D'autre part, l'étude expérimentale montre que l'assemblage à Alm-Kfs-Cd n'est pas stable, relativement à la fusion, pour  $P_{\text{H}_2\text{O}}=P_{\text{tot}}$  et qu'il faut au maximum  $P_{\text{H}_2\text{O}}\approx 0,4P_{\text{tot}}$  (Holdaway et Lee, 1977). Ces auteurs supposent que la pression d'eau ne doit pas être beaucoup plus faible afin d'expliquer la présence de biotite. Cependant, des expériences de fusion de métapélites et de métagrauwakes en conditions "fluide absent" montrent que la biotite peut persister jusqu'à des températures de l'ordre de 850 à 1000°C même quand l'activité de l'eau est nulle (e.g. Vielzeuf et Holloway, 1988 ; Vielzeuf et Montel, sous presse). Donc la présence de Bt ne nous renseigne pas sur la teneur minimale en H<sub>2</sub>O de la phase fluide.

Quoi qu'il en soit, nous voyons d'après cette étude, que la stabilité de l'assemblage minéralogique des paragneiss de l'Amsaga nécessite une pression faible (de l'ordre de 5-6kb) et une  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  largement inférieure à la pression totale.

Conditions de stabilité des assemblages à Spl-Qtz.

Nous avons vu lors de la description pétrographique qu'il existe des associations spinelle-quartz. Ce type d'assemblage est généralement interprété en terme de très hautes températures (Vielzeuf, 1983). Cependant, les Spl des paragneiss de l'Amsaga sont riches en ZnO et

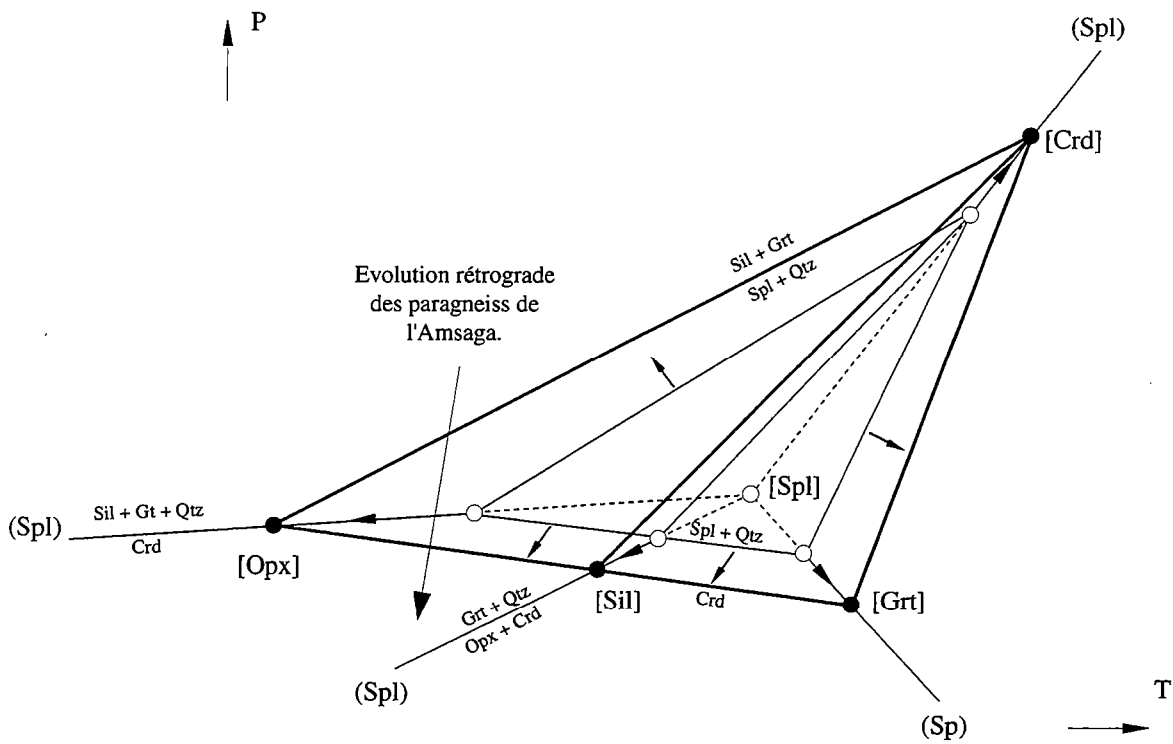


Fig.2.14. Diagramme P-T-X théorique montrant l'effet du Zn et du Cr sur le domaine de stabilité du spinelle pour les métapélites saturées en quartz dans le système  $Al_2O_3-(FeO+MgO)+(SiO_2$  en excès). Les phases sont : Sillimanite, Cordièrite, Grenat, Orthopyroxène, Spinelle, Quartz. Les flèches indiquent le déplacement théorique des réactions en fonction de la teneur en ZnO et  $Cr_2O_3$  du spinelle. Grille modifiée d'après Vielzeuf, 1984.

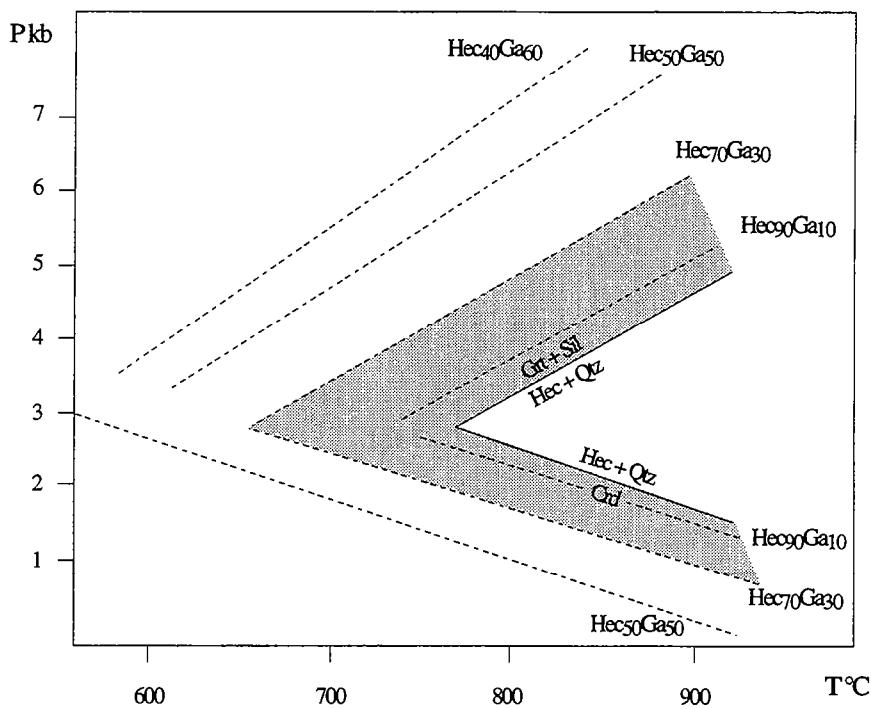


Fig.2.15. Déplacement des réactions (Opx,Crd) et (Opx,Grt) dans le système FASZn en réponse à une augmentation de l'activité du pôle gahnite du Spl, modifié d'après Montel et al. (1986). Le domaine de composition des Spl des paragneiss de l'Amsaga est représenté schématiquement (zone grisée).

Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Le spinelle étant la seule phase présente susceptible de contenir le zinc, ce composant supplémentaire va augmenter son champ de stabilité (Montel et al., 1986). Le chrome va avoir sensiblement le même effet. La figure 2.14 montre schématiquement l'effet de ces constituants sur les courbes d'apparition du spinelle :

- les réactions univariantes sont déplacées du côté opposé au terme de la réaction qui contient le Spl ;
- les points invariants se déplacent le long des droites Spl absent.

Il en résulte que :

- les points [Opx] et [Sil] se déplacent vers les basses températures ;
- des champs divariants apparaissent dans le système (FM)AS+Zn.

Cela permet la succession des réactions [Opx,Crd], [Opx,Sil] et [Spl,Opx] rencontrées en lame mince et qui sont topologiquement impossibles sans l'intervention du Zn. De plus, l'existence de ce champ divariant va permettre l'acquisition de la paragenèse primaire à Spl+Grt+Sil+Qtz observée en lame mince.

L'effet des composants Zn et Cr peut être important. La figure 2.15 (Montel et al., 1986) montre le déplacement vers les basses températures des réactions [Opx,Crd] et [Opx,Sil] en fonction de la teneur en gahnite du Spl. Nous voyons que la position du point invariant Opx évolue depuis T≈750°C jusqu'à T≈650°C pour X<sub>Hc</sub> variant de 90 à 70.

Ces résultats ne peuvent pas être directement appliqués aux paragneiss de l'Amsaga pour plusieurs raisons :

- les auteurs n'ont pas étudié l'effet du Cr. Or, même si celui-ci peut en première approximation être considéré comme identique à celui du Zn, cela demande à être confirmé ;
- l'effet du MgO (présent dans les Spl de l'Amsaga) ne peut pas être négligé, il déplacera les courbes vers les hautes P (Montel et al., 1986) ;
- la pression joue également un rôle important sur la position de ces équilibres (e.g. Vielzeuf, 1984 ; Montel et al., 1986).

Cependant, cette grille nous indique approximativement une température de l'ordre de 800 à 900°C pour la formation des Spl primaires de l'Amsaga si l'on fixe la pression à 5-6 kb (c.f. paragraphe précédent).

Quoi qu'il en soit, le déplacement des courbes réactionnelles vers les BT va permettre l'acquisition d'assemblages primaires à Spl+Qtz et donc le passage de la réaction [Opx,Crd] (R3) pendant l'évolution prograde des séries.

#### Remarques sur la pression fluide.

La détermination de la pression partielle de fluides est un des points importants dans l'étude des conditions physiques du métamorphisme. Ce paramètre est fondamental pour l'étude des granulites puisque les températures atteintes au cours de ce type de métamorphisme sont

généralement supérieures aux températures de fusion de la plupart des roches.

Nous avons vu lors de la description pétrographique que la stabilité des assemblages primaires des paragneiss de l'Amsaga requiert une pression partielle d'eau largement inférieure à la pression totale. Plusieurs points démontrent ce fait :

- le graphite est toujours présent dans les métapelites (French, 1966 ; Holloway, 1977) ;

- l'assemblage à Grt-Sil-Crd-Kfs-Qtz est un assemblage de HT et n'est pas stable vis-à-vis de la fusion pour  $P_{H_2O} = P_{tot}$  (Holdaway et Lee, 1977) ;

- le rapport XMg élevé des cordiérites nécessite des  $P_{H_2O}$  faibles (Holdaway et Lee, 1977) ;

- l'assemblage Grt-Kfs n'est stable que pour des  $P_{H_2O}$  très faibles (Vielzeuf, 1980).

- de plus, les P et T estimées grâce à la composition des Crd et à la présence d'assemblages à Spl-Qtz ( $\approx 700-900^\circ\text{C}$  pour 5-6kb), même si elles sont approximatives, sont supérieures aux températures de fusion des paragneiss alumineux pour  $P_{H_2O} = P_{tot}$ .

La pression d'eau au cours de l'évolution rétrograde des séries est également faible. En effet :

- les réactions rétro-morphiques sont très peu développées à l'échelle de la région, et ne se manifestent que par l'apparition de couronnes de biotite, cordiérite, spinelle et orthopyroxène secondaires. Si la rétro-morphose était associée à un apport important d'eau, nous devrions observer l'apparition d'une grande quantité de phases hydratées (muscovite en particulier) ;

- Vielzeuf (1980) considère que l'apparition de Crd+Bt lors de l'évolution rétrograde des paragneiss granulitiques pyrénéens implique une augmentation de  $P_{H_2O}$ , mais que celle-ci reste toujours inférieure à  $P_{tot}$  comme l'indique la persistance de l'assemblage Crd-Grt-Kfs-Qtz (qui fond bien avant  $750^\circ\text{C}$  pour  $P_{H_2O} = P_{tot}$ , Holdaway et Lee, 1977) ;

- cet auteur considère que l'augmentation notable de la pression d'eau se marque par l'apparition de muscovite et chlorite (pour  $T < 650^\circ\text{C}$ ), or ces phases sont absentes de la majorité des gneiss de l'Amsaga, elles n'ont été rencontrées que dans les échantillons situés à proximité des zones mylonitiques (où la circulation de fluide peut être plus importante).

Ces arguments nous permettent de supposer que l'activité de l'eau est faible pendant la totalité de l'évolution des séries. Deux hypothèses peuvent être envisagées :

- soit l'eau est diluée par un autre constituant, le  $\text{CO}_2$  par exemple (e.g. Janardhan et al., 1982) ;

- soit le métamorphisme se fait en absence de fluide (fluide-absent ;  $P_{fluide} < P_{tot}$ ). Dans ce cas la phase fluide (si elle existe) est localisée et n'est pas en équilibre avec l'ensemble des autres phases minérales.

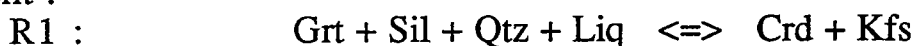
L'activité du fluide sera contrôlée par des réactions solide/solide ou solide/liquide (Clemens, 1990).

Nous ne pouvons pas pour le moment trancher entre ces deux hypothèses. Nous allons donc raisonner dans la suite de ce paragraphe en fonction de l'activité de l'eau, les différentes réactions envisagées seront divariantes en fonction de ce paramètre. De plus, nous utiliserons des grilles mettant en jeu une phase liquide, puisque nous avons vu que les paragneiss de l'Amsaga étaient toujours plus ou moins migmatisés.

Le passage des grilles fluide-présent aux grilles fluide-absent se fait par le biais d'une ligne fictive le long de laquelle les points invariants existant dans le système saturé en eau se déplacent en fonction de la diminution d'activité d'eau. Cette ligne représente approximativement un vecteur d'échange H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. Les réactions qui contiennent une phase hydratée dans le système fluide-présent sont remplacées par des réactions fluide-absent mettant en jeu une phase supplémentaire. Par exemple, la réaction R1 en système fluide présent :



devient :



qui est la réaction de fusion en système fluide absent. Les réactions qui ne contiennent que la phase liquide comme phase hydratée sont décalées en fonction de l'activité de l'eau, ce qui provoque l'apparition de champs divariants. Les réactions qui ne contiennent aucune phase hydratée restent inchangées (Vielzeuf et Holloway, 1988).

### Détermination du chemin P-T.

Les constituants indépendants mis en jeu dans les réactions observées dans les métasédiments de l'Amsaga sont les suivants : SiO<sub>2</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - FeO - MgO - K<sub>2</sub>O - Na<sub>2</sub>O - CaO - TiO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O

Le plagioclase étant la seule phase qui contient le calcium (l'activité du grossulaire étant  $<1.10^{-4}$ ) et le sodium en équilibre avec le liquide, ces deux constituants sont négligés. L'addition d'un composant albitique va déplacer les réactions d'équilibres vers les basses températures, alors que l'anorthite aura un effet inverse (Thompson et Algor, 1977 ; Thompson et Tracy, 1979 ; Grant, 1985).

Le titane a certainement un effet important, mais délicat à contrôler (Vielzeuf et Holloway, 1988). De plus, dans les paragneiss de l'Amsaga, la présence de rutil dans l'assemblage primaire permet de supposer que ce constituant est tamponné. Ce constituant va donc être négligé, tout en sachant qu'il aura une influence sur la position des courbes réactionnelles dans l'espace P-T.

La teneur faible en spessartine du grenat permet de négliger le MnO.

D'autre part, si le rapport XMg de la roche est fixé, FeO et MgO peuvent être regroupés.



Nous pouvons donc raisonner dans un système K(FM)ASH. Les phases mises en jeu sont : Qtz - Kfs - Grt - Crd - Sil - Bt - Spl - Opx - Ms - Liq.

Nous devons nous servir de grilles établies pour l'étude de la fusion des métapélites dans ce système en présence de quartz. La grille établie par Vielzeuf et Holloway (1988) satisfait à ces conditions. Cette grille est, de plus, construite pour un XMg de la roche égal à 0,5 ce qui est approximativement le cas des paragneiss alumineux de l'Amsaga (tab.2.1).

De plus, nous devons tenir compte dans cette représentation du domaine de stabilité accrue du spinelle dû à la présence de ZnO et de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans ce minéral.

Dans un premier temps nous allons nous intéresser aux paragénèses à pyroxène et en particulier à la lame AG172 qui présente le plus grand nombre de réactions. Puis nous comparerons avec les métasédiments sans pyroxènes.

### Etude de la lame AG172.

La succession de réactions observées dans la lame AG172 est reportée fig. 2.16. Dans un premier temps, lors du chemin prograde, la réaction :



est franchie. L'apparition de cet assemblage se fait par augmentation de température et peut-être de pression. L'évolution prograde s'achève avant la réaction d'apparition du pyroxène, ce dernier ayant été interprété comme une phase secondaire. Nous pouvons donc délimiter le champ de stabilité de l'assemblage paroxysmal : il se situe aux environs de 800-850°C et de 5 à 10 kb en fonction de l'activité de l'eau. En réalité, nous avons vu que la pression est certainement plus proche de 5 à 6 kb puisqu'il existe de la cordiérite stable dans cet assemblage. La présence de cordiérite est due à la divariance des réactions dans un système Fe-Mg non représenté dans cette figure.

Le décalage du champ de stabilité du spinelle est représenté de façon schématique sur la figure 2.16. Ce décalage n'a pas été représenté complètement pour des questions de lisibilité. Nous voyons qu'en fonction de la teneur en gahnite et chromite de ce minéral, la réaction R3 (Grt+Sil $\rightleftharpoons$ Spl+Qtz) peut être franchie pendant l'évolution prograde. Pour les plus faibles teneurs cette réaction ne peut être franchie que dans le sens rétrograde, sinon l'Opx doit apparaître dans la paragénèse primaire.

L'évolution rétrograde s'effectue : 1/ par apparition d'assemblages à Spl-Qtz et déstabilisation de ces derniers en Crd (réactions R3 et R4) ; 2/ déstabilisation de l'association Liq + Grt + Sil + Qtz en Crd + Kfs par le biais de la réaction R1.

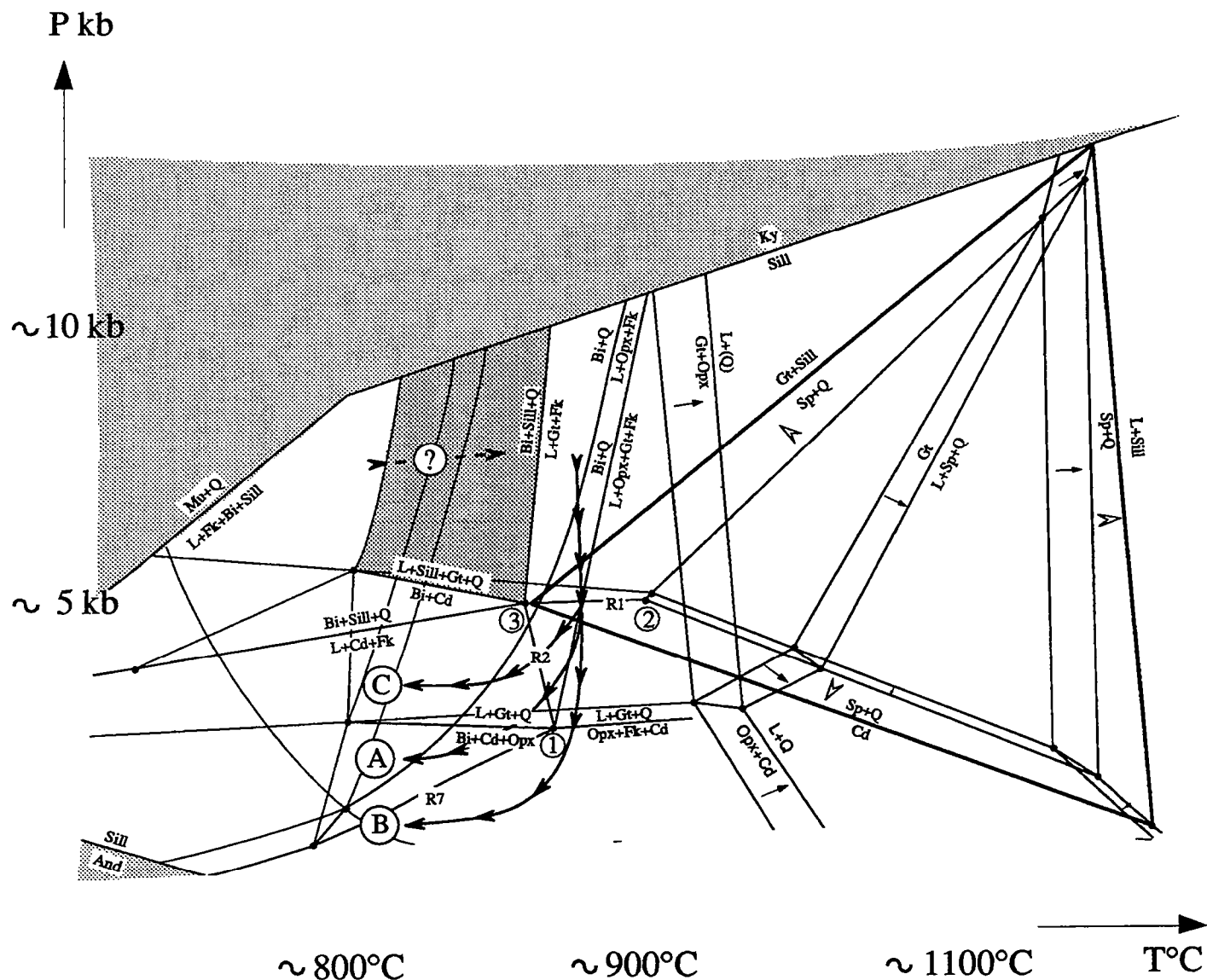
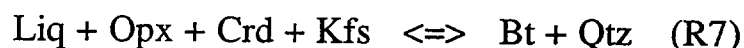


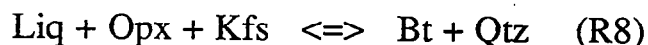
Fig. 2.16. Diagramme pression-température des réactions de fusion partielle des métapelites et métagrauwakes ( $X_{Mg}=0,5$ ) en absence de fluide et en présence de quartz, modifié d'après Vielzeuf et Holloway (1988). Certaines réactions de fusion en présence de fluide ( $H_2O$  pure) sont également reportées afin de souligner l'effet de la diminution de l'activité de l'eau. Les petites flèches noires indiquent le déplacement des courbes réactionnelles en réponse à une diminution de l'activité de l'eau quand la seule phase hydratée est la phase liquide. Les flèches blanches et les lignes indiquent le déplacement théorique des réactions mettant en jeu le spinelle en fonction de la teneur en  $ZnO$  et  $Cr_2O_3$  de ce minéral. Nous voyons qu'en fonction de l'activité de la gahnite dans le spinelle la réaction R3 peut être franchie dans le sens prograde. Le décalage de ces réactions a été réduit pour des problèmes de lisibilité. La réaction  $Gt=L+Sp+Q$  n'a pas été déplacée à cause de l'effet opposé de ces constituants par rapport à la diminution de l'activité de l'eau. Le champ gris clair délimite le domaine P-T de stabilité des paragenèses des métapelites de l'Amsaga. Il est limité par les réactions d'apparition du disthène, de l'andalousite et de la muscovite. Le domaine gris foncé indique le champ divariant de la réaction prograde P1 en fonction de l'activité de l'eau. Le point invariant 2 est le point [Opx] de la fig.2.14. Les points 1 et 3 sont des points invariants d'ordre supérieur produits par l'intersection des réactions fluide absent. Les réactions R1:  $Sill+Gt+Q+L=Cd+Fk$ ; R2:  $Gt+Fk+L=Cd+Bi+Q$ ; R7:  $Opx+Cd+Fk+L=Bi+Q$  ne sont indiquées que par leurs numéros. Le système considéré est le système K(FM)ASH et les phases sont : Q-Fk-Cd-Gt-Opx-SiAl-Sp-Bi-Mu-L. Les courbes en gras et les flèches noires indiquent les différents chemins évolutifs envisageables pour les paragneiss alumineux de l'Amsaga. Leur position dans l'espace P-T n'est qu'indicative et dépend de la divariance des diverses réactions et de la composition des échantillons. L'échelle des températures varie à partir de 900°C.

L'évolution rétrograde se poursuit par l'apparition de l'orthopyroxène. Nous avons vu que la déstabilisation de l'association Grt-Qtz pouvait se faire au profit d'un assemblage à Opx-Crd (R5) ou Opx-Crd-Bt (R6 ; c.f. photos 27, 28 et 29). Nous voyons que ces deux réactions sont possibles et se situent de chaque côté du point invariant n°1 (chemins A et B). Ce point invariant est produit par l'intersection des réactions fluide-absent. C'est donc un point invariant d'ordre supérieur (Vielzeuf, 1983). Sa position est susceptible de varier en fonction de la composition de la phase fluide, mais également de la composition des phases ou de la roche totale. Les deux chemins décrits précédemment sont donc identiques. Le passage par la réaction R5 ou par la réaction R6 est conditionné par des variations locales de composition (des fluides ou du XMg des différentes phases entre autres).

Toutes les réactions rétro-morphiques que nous venons de décrire s'effectuent par décompression quasi-isotherme. La dernière réaction observée en lame mince est la déstabilisation du pyroxène en biotite, elle peut se faire par le biais des réactions :



ou



et elle marque une diminution de la température, la pression pouvant rester constante. De toute façon l'évolution rétrograde s'achève rapidement puisque nous ne notons pas d'apparition d'andalousite ou de muscovite dans cet échantillon.

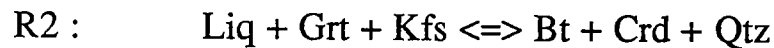
La portion de chemin P-T enregistré par l'échantillon AG172 est donc un chemin horaire de haute température et de basse pression. La rétro-morphose s'effectue essentiellement par décompression quasi-isotherme.

	Paragneiss alumineux		Leucosomes		Quartzites ferrugineuses			Métasédiments à Crd-Ms-Sil			Leptynite		Gneiss à Crd-Oam	
	AG59	AG2	AG82	AG173	AG6	AG24	AG36	59*	AG39	AG190	AG14	AG5		
SiO2	59,57	60,14	73,79	77,76	53,66	83,04	75,19	46,34	74,10	71,87	76,55	51,46		
TiO2	0,81	1,26	0,10	0,16	0,16	0,02	0,05	0,06	0,29	0,14	0,03	1,87		
Al2O3	21,32	27,82	14,63	12,82	5,92	0,38	1,40	1,25	12,57	15,27	13,02	15,92		
Fe2O3	1,75	1,21	0,65	0,46	5,63	3,64	3,81	25,97	1,24	1,05	0,32	2,53		
FeO	3,38	3,37	0,73	0,59	21,64	10,72	12,05	18,42	2,37	2,37	0,39	9,85		
MnO	0,04	0,03	0,02	0,02	0,24	0,02	0,09	0,09	0,01	0,07	0,04	0,02		
MgO	3,29	2,22	0,35	0,23	10,50	0,69	6,63	3,83	3,33	3,64	0,03	14,81		
CaO	0,11	0,40	0,79	1,18	0,73	0,35	0,24	2,57	0,05	0,11	1,14	0,47		
Na2O	0,00	0,45	2,78	2,68	0,00	0,00	0,00	0,34	0,00	0,49	2,83	0,01		
K2O	4,66	1,31	5,88	4,56	0,02	0,02	0,00	0,04	3,90	2,20	4,99	0,06		
P2O5	0,01	0,01	0,04	0,01	0,09	0,06	0,05	0,08	0,03	0,04	0,02	0,25		
H2O+	3,72	1,22	0,34	0,35	-0,26	0,39	0,00	0,95	1,45	2,72	0,14	1,90		
Total	98,66	99,43	100,10	100,82	98,23	99,33	99,51	99,94	99,35	99,98	99,51	99,14		
XFe	0,51	0,60	0,68	0,72	0,67	0,94	0,65	0,83	0,42	0,39	0,93	0,40		

Tab.2.1. Analyses chimiques des principaux faciés paradérivés de l'Amsaga. Les rapports Fe2+/Fe3+ ont été calculé selon la méthode de Le Maître (1976).  
\*Echantillon de quartzite ferrugineuse à Opx, Bronner et al. (1992)

### Etude des échantillons sans pyroxène.

Dans le cas des échantillons sans pyroxène, l'évolution lors du chemin prograde se fait de la même façon. En ce qui concerne le chemin rétrograde, la réaction d'apparition de l'association Opx + Crd n'est pas observée. En revanche, les différentes réactions d'apparition du spinelle, ainsi que la réaction de déstabilisation de l'association à Grt-Sil-Qtz en Crd-Kfs sont franchies. De plus, dans certains échantillons nous avons la réaction :



Afin d'expliquer l'existence de cette réaction sans que les réactions d'apparition du pyroxène aient lieu, il faut envisager que la rétro-morphose se fait par diminution de température, la pression restant relativement élevée (chemin C, fig. 2.16).

Une telle différence entre l'évolution rétrograde de ces différents gneiss peut s'expliquer si les échantillons contenant de l'orthopyroxène subissent un réchauffement pendant la rétro-morphose, par la mise en place d'un pluton provoquant un métamorphisme de contact par exemple. Cependant, cette hypothèse est difficilement envisageable, les deux échantillons contenant du pyroxène étant situés relativement loin de roches magmatiques tardi-tectoniques (respectivement à environ 8 et 20km du gabbro des Iguilid). L'échantillon 1649 est situé non loin du granite de Touijenjert (sans que l'on puisse préciser la distance exacte, cet échantillon ayant été collecté par Barrère, 1967), mais l'élévation de température causée par l'emplacement du granite semble insuffisante pour expliquer l'apparition d'Opx.

De plus, les deux types d'échantillons (avec ou sans Opx) étant associés sur le terrain, il semble délicat d'invoquer une différence dans l'évolution des conditions P-T pour expliquer la présence ou l'absence de pyroxène dans les lames.

En revanche, nous pouvons envisager une différence de composition chimique entre les échantillons à Opx et sans Opx.

De plus, l'apparition de l'Opx nécessite la présence de micro-équilibres chimiques (Vielzeuf, 1980). Or de telles conditions ne sont pas obligatoirement réalisées.

Enfin, la rétro-morphose enregistrée dans les échantillons sans Opx pourrait s'achever de façon plus précoce.

Il n'est donc pas nécessaire d'invoquer une différence dans l'évolution P-T des séries pour expliquer les variations de paragenèse. Le chemin P-T déterminé grâce aux échantillons à pyroxène (chemin A ou B de la figure 2.16) est donc considéré comme représentatif de l'évolution suivie par l'ensemble des séries.

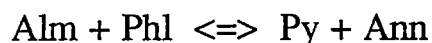
## *b/ Etude thermo-barométrique.*

### Géothermométrie.

De nombreux thermomètres, basés sur les échanges cationiques entre différents minéraux existent dans la littérature. Ces réactions d'échanges présentent l'avantage d'être dépendantes de la température (ou de la pression) mais indépendantes de l'activité des fluides (quelle que soit la nature de ces derniers : H<sub>2</sub>O ou CO<sub>2</sub>). Les paragneiss de l'Amsaga nous ont permis d'utiliser trois de ces thermomètres : Grt-Bt ; Grt-Crd ; Grt-Opx.

### Thermomètre Grt-Bt.

Ce thermomètre est basé sur la réaction d'échange cationique Fe-Mg entre les biotites et le grenat :



Cette réaction a fait l'objet de nombreuses études (Medaris, 1969 ; Gunter, 1974 ; Ferry et Spear, 1978 ; Indares et Martignole, 1982...). Les calibrations de Ferry et Spear (1978) et Indares et Martignole (1982) ont été utilisées.

La calibration de Ferry et Spear (1978) est basée sur les échanges Fe-Mg entre biotite et grenat au contact. Deux calculs sont possibles en fonction de la teneur en Fe<sup>3+</sup> des biotites. Cependant, le fait que la fO<sub>2</sub> soit faible dans les paragneiss de l'Amsaga (présence de graphite, absence de Fe<sup>3+</sup> dans le spinelle ou le grenat) nous permet de considérer que tout le fer est sous forme Fe<sup>2+</sup>. Les résultats des calculs sont reportés tableau 2.2 et figure 2.17. Nous voyons que la température calculée est généralement trop faible par rapport aux estimations effectuées en fonction des relations des phases. En effet, nous obtenons généralement une température inférieure à 700°C, voire inférieure à 600°C. Seules les biotites de la lame AG221 donnent des résultats acceptables puisque nous obtenons 811°C pour 5kb. Les valeurs trop faibles obtenues peuvent s'expliquer par un rééquilibrage tardif entre biotite et grenat lors de la diminution de température. Ce rééquilibrage a été mis en évidence grâce à la légère augmentation de la teneur en almandin en bordure des grenats lors de l'étude de la composition des phases.

Pour palier ces phénomènes de rééquilibrage, Indares et Martignole (1982) ont calibré leur thermomètre Grt-Bt en prenant en compte le coeur des grenats et les biotites de la matrice. Théoriquement, ce type de calcul est ambigu puisque par définition les minéraux employés lors de calculs thermo-barométriques doivent être à l'équilibre or cette condition n'est pas forcément réalisée dans le cas de minéraux séparés dans la lame. Cependant, ces auteurs considèrent que les granulites étant des roches de

*Indares et martignole (1982)*

Gt-Bi	Ech. AG2		Ech. 1649		Ech. AG81		Ech. AG221	
	Matrice	couples	Matrice	couples	Matrice	couples	Matrice	couples
1	771	561	778	524	667	485	702	702
2	776	564	784	528	672	489	707	707
3	782	569	790	533	677	493	712	712
4	788	573	795	537	682	497	717	717
5	793	578	801	541	687	501	725	725
6	798	582	806	545	692	501	728	728
7	804	586	812	549	697	509	733	733
8	809	591	818	554	702	513	738	738
9	815	595	823	558	707	517	744	744
10	820	599	829	562	712	522	749	749

*Thompson (1976)*

Cd-Gt	Ech. 1649		Ech. AG2		Ech. AG221		Ech. AG2		Ech. AG221	
	Matrice	couples	Matrice	couples	Matrice	couples	Matrice	couples	Matrice	couples
1	685	663	557	649	649	663	554	663	649	633
2	691	667	562	654	654	667	558	667	654	637
3	696	672	567	659	659	672	562	672	659	642
4	702	677	571	664	664	677	566	677	664	646
5	707	681	576	670	670	681	570	681	670	651
6	712	686	581	675	675	686	574	686	675	655
7	718	690	586	680	680	690	578	690	680	660
8	723	695	590	685	685	695	583	695	685	664
9	729	700	595	691	691	700	586	700	691	668
10	734	704	600	696	696	704	591	704	696	673

*Holdaway et Lee (1977)*

*Ferry et Spear (1978)*

Gt-Bi	Ech. 1649		Ech. AG81		Ech. AG221	
	Matrice	couples	Matrice	couples	Matrice	couples
1	622	657	596	792	596	792
2	626	662	600	797	600	797
3	630	666	604	802	604	802
4	634	670	608	806	608	806
5	638	674	612	811	612	811
6	642	678	616	816	616	816
7	646	682	620	821	620	821
8	650	687	624	825	624	825
9	654	691	628	831	628	831
10	659	695	632	836	632	836

*Opx-Gt Ech. 1649*

P kb	Ech. 1649	
	1	2
1	773	935
2	779	935
3	785	953
4	792	962
5	798	971
6	804	980
7	810	989
8	817	998
9	823	1007
10	829	1015

*P Opx-Grt Harley et Green (1982)*

T°C	Moyenne		Simplécite		Opx 52 -52'	
	1	2	4,6	6,9	2,8	4,9
800	1	2	4,6	6,9	2,8	4,9
850	3,1	4,1	6,9	9,1	4,9	7,1
900	5,3	6,3	9,1		7,1	

Tab.2.2. Température et pression de formation des paragneiss alumineux de l'Amsaga calculée à l'aide des différents thermo-baromètres.

Les températures sont en °C et les pressions en kb.

Opx-Gt(1): Harley (1984)

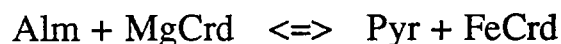
Opx-Gt (2): Sen et Battacharya (1984)

très haute température, les échanges Fe-Mg sont favorisés et l'équilibre chimique est atteint à l'échelle de la lame mince. En revanche, lors de la rétro-morphose, les minéraux au contact continueront à se rééquilibrer, alors que dans le cas de minéraux isolés (cœur de grenat et biotite dans la matrice) les rééquilibrages tardifs seront plus limités, les minéraux conserveront une composition plus proche de celle du pic de T (Indares, 1982 ; Indares et Martignole, 1982). De plus, ce thermomètre prend en compte la teneur en Ti des biotites, dont nous avons vu qu'elle est élevée à haute température (fig.2.10). Les températures obtenues sont reportées tableau 2.2. Nous voyons que les résultats obtenus pour les couples au contact ou les minéraux en inclusion sont en effet trop faibles (entre 500 et 600°C pour 5kb). En revanche, les températures obtenues à partir des biotites en matrice sont plus élevées et correspondent donc mieux aux estimations issues de l'étude des relations de phases. Deux lames donnent des températures cohérentes avec les associations minérales observées : AG2 et 1649, avec respectivement 805 et 801°C pour 5kb. Les deux autres échantillons indiquent de nouveau des températures trop faibles avec 725 et 687°C ce qui dénote un rééquilibrage tardif lors de l'évolution rétrograde. Ce rééquilibrage a déjà été discuté grâce au diagramme Ti en fonction d'AlVI (cf. fig. 2.11).

Donc, quelle que soit la calibration utilisée, les résultats obtenus indiquent généralement des températures trop faibles par rapport à celles estimées grâce à l'étude des relations de phases. Ces températures correspondent à des températures de blocage lors de l'évolution rétrograde des séries. Les quelques échantillons dans lesquels les conditions du pic du métamorphisme semblent être conservées nous indiquent une température de l'ordre de  $800 \pm 50^\circ\text{C}$  à 5kb, cohérente avec les résultats de l'étude des relations de phases et avec les conditions généralement admises pour ce type de métamorphisme.

#### Thermomètre Grt-Crd.

Ce thermomètre est basée sur la réaction :



Deux calibrations ont été utilisées : Thompson (1976) et Holdaway et Lee (1977). Les résultats obtenus sont reportés tableau 2.2, ils nous indiquent de nouveau des phénomènes de rééquilibrages tardifs, les températures obtenues étant beaucoup trop faibles (entre  $\approx 550$  et  $700^\circ\text{C}$ ).



### Thermomètre Opx-Grt.

La présence dans la lame 1649 d'orthopyroxène et de grenat apparemment en contact stable nous a permis d'utiliser le thermomètre Opx-Grt (tab.2.2). Deux calibrations ont été employées : Sen et Bhattacharya (1984) et Harley (1984).

Les résultats obtenus à partir de la calibration de Sen et Bhattacharya (1984) donnent une température de 971°C pour 5kb. Cette température est trop élevée puisque si elle était atteinte lors de l'évolution prograde, cela devrait se noter au niveau des assemblages minéralogiques : apparition de saphirine, assemblages à Opx-Sil stables, disparition de la biotite... Ce résultat aberrant peut provenir du fait que les auteurs ne tiennent pas compte dans leur calibration de la présence d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans le pyroxène. Or nous avons vu que cet élément se trouve en quantité non négligeable dans les pyroxènes analysés (≈4,5%).

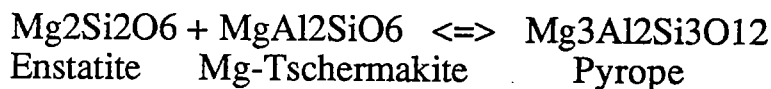
Les résultats obtenus grâce à la calibration de Harley (1984), qui prend en compte la teneur en alumine de l'orthopyroxène, semblent plus cohérents (tab. 2.2) puisque nous obtenons T=800°C en moyenne. Cette température peut être considérée comme représentative de la température de cristallisation du pyroxène. L'apparition de l'Opx nécessitant un épisode de décompression, ce résultat confirme le caractère isotherme de cette dernière.

Donc si nous tenons compte des résultats obtenus, nous pouvons conclure que le pic du métamorphisme et le début de l'évolution rétrograde s'effectuent aux environs de 800 ± 50°C.

### Géobarométrie.

#### Baromètre Opx-Grt.

La présence dans les pyroxènes analysés d'une quantité significative d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> nous a permis d'utiliser le baromètre de Harley et Green (1982). Ce baromètre est basé sur la réaction d'échange :



Les résultats obtenus grâce à cette calibration sont reportés tab.2.2. Si l'on excepte les quelques valeurs indiquant des pressions de l'ordre de 5kb, nous voyons que la pression moyenne calculée est de 3,2 ± 0,5 kb à 850°C. Les valeurs plus élevées de la pression sont obtenues : à partir d'un Opx en symplectite dans la Crd (P= 6,9 kb) et d'un phénocrystal au contact du Grt (P<sub>moy</sub>= 4,9 kb). La valeur obtenue pour le pyroxène en symplectite n'a pas de signification géologique, ce minéral n'étant certainement pas en équilibre avec le grenat. En revanche, pour les valeurs de 3,2 et 4,9 kb, trois hypothèses sont possibles :

- soit le pyroxène se forme pendant le stade prograde, puis, le début de la rétro-morphose s'effectuant dans un premier temps par décompression isotherme, il continue à se rééquilibrer avec le grenat. Dans ce cas de figure la valeur de 4,9 kb indiquerait la pression lors du pic du métamorphisme et la valeur de 3,2 kb marquerait la pression à laquelle la réaction d'échange se bloque (la température diminuant à partir de ce moment) ;

- soit certains minéraux se forment à 4,9 kb (lors du chemin prograde) et d'autres à 3,2 kb (lors de la rétro-morphose). Du point de vue de l'allure du chemin P-T cette hypothèse est identique à la première ;

- soit tous les pyroxènes se forment lors de la rétro-morphose, dans ce cas la valeur de 4,9 kb n'a pas de signification et indique uniquement un déséquilibre entre les minéraux analysés.

La première hypothèse semble difficile à accepter, les coefficients de diffusion de l'alumine dans le pyroxène étant trop lents pour permettre un rééquilibrage par simple diffusion. Les pressions calculées doivent donc correspondre à des pressions de cristallisation (e.g. Anovitz, 1991).

Les minéraux analysés ayant tous la même texture et la même composition chimique, la deuxième hypothèse est également rejetée.

La troisième hypothèse semble donc la plus probable. Dans ce cas nous n'avons pas, dans les paragneiss de l'Amsaga, d'orthopyroxène primaire. Cela explique l'absence de paragénèses stables à Opx-Sil, ainsi que l'identité de composition chimique entre les pyroxènes en matrice et en symplectite.

### *Paragénèses sans Opx.*

La pression de formation des différentes métapélites sans orthopyroxène a été calculée grâce au logiciel thermocalc v02 $\beta$  de Holland et Powell (1988), en utilisant les données thermodynamiques de Holland et Powell (1990). Ce mode de calcul n'a pas été utilisé pour l'échantillon à Opx puisque le caractère secondaire du pyroxène jette un doute sur les conditions d'équilibre entre les différentes phases.

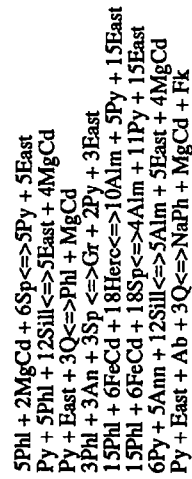
Le principe du calcul est le suivant : le programme calcule la pente ( $dP/dT$ ) des réactions pôles purs à l'intérieur d'une fenêtre P-T donnée. Les différentes réactions obtenues sur chaque lame sont reportées tab 2.3. Puis il calcule la position des réactions dans la fenêtre considérée en fonction de l'activité des différents pôles purs intervenant dans les solutions solides. Théoriquement, les différentes réactions calculées doivent s'intersecter en un point de l'espace PT. En réalité, ces réactions se recoupent en une zone, le programme calcule donc de façon statistique la pression d'équilibre et l'erreur sur cette dernière en fonction de la largeur de la zone déterminée. La fenêtre choisie est  $T=600$  à  $950^{\circ}\text{C}$  et  $P=2$  à  $8\text{kb}$ . La pression d'équilibre des assemblages est calculée pour un incrément de  $50^{\circ}\text{C}$ .

## Echantillon AG221.

activités des différents pôles purs.

	sd(a)/a
Plagioclase	An= 0,406
	Ab= 0,369
K Feldspath	Fk= 0,90
	Gr= 3,53e-5
Grenat	Py= 0,0142
	Alm= 0,332
Cordiérite	FeCd= 0,05
	MgCd= 0,60
Biotite	Phl= 0,0570
	Ann= 0,0399
Spinelle	East= 0,0467
	NaPh= 6,5e-4
	Herc= 0,848
	Sp= 0,152

Réactions calculées:

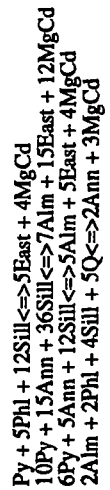


## Echantillon AG2

activités des différents pôles purs.

	sd(a)/a
K. Feldspath	Fk= 0,90
	Py= 0,00901
Grenat	Alm= 0,432
	FeCd= 0,257
Cordiérite	MgCd= 0,743
	Phl= 0,0780
Biotite	Ann= 0,0397
	East= 0,0369

Réactions calculées.



## Echantillon AG81

activités des différents pôles purs.

	sd(a)/a
Plagioclase	An= 0,165
	Ab= 0,367
K Feldspath	Fk= 0,92
	Gr= 2,75e-6
Grenat	Py= 0,00932
	Alm= 0,427
Cordiérite	FeCd= 0,09
	MgCd= 0,49
Biotite	Phl= 0,0475
	Ann= 0,0591
Spinelle	East= 0,0366
	NaPh= 7,5e-4
	Herc= 0,872
	Sp= 0,128

Réactions calculées:

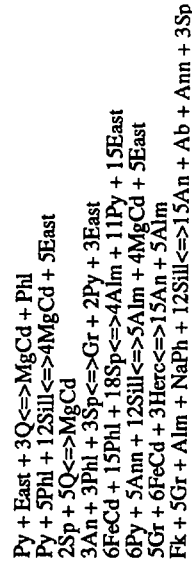


Tableau 2.3. Activité des pôles purs et réactions pôles-purs calculées grâce au logiciel Thermocalc V02β (Holland et Powell, 1988).

Liste des abréviations : Py=Pyrope, Alm=Almandin, Gr=Grossulaire, An=Anorthite, Ab=Albite; Fk=Orthose; MgCd=Cordiérite magnésienne, FeCd=cordiérite ferrifère; Ann=Annite, Phl=Phlogopite, NaPh=Phlogopite sodique, East=Eastonite; Herc=Hercynite, Sp=Spinelle; Sill=Sillimanite; Q=Quartz.

**Echantillon AG221**

Température	600	650	700	750	800	850	900	950
Pression	3,4	3,6	3,9	4,2	4,4	4,7	5,0	5,3
±	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9

**Echantillon AG2**

Température	600	650	700	750	800	850	900	950
Pression	2,8	3,1	3,4	3,6	3,9	4,2	4,5	4,8
±	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6

**Echantillon AG81**

Température	600	650	700	750	800	850	900	950
Pression	3,3	3,6	3,8	4,1	4,4	4,7	5,0	5,3
±	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7

Tab.2.4. Pression de formation des paragneiss alumineux de l'Amsaga calculée grâce au logiciel Thermocalc (Holland et Powell, 1988).

Les activités des pôles An, Ab, Gr, Alm et Py ont été calculés grâce au logiciel de Guiraud (logiciel non publié). Les activités des pôles An dans le plagioclase et Gr, Py et Alm dans le grenat sont calculées selon le modèle de Newton et Haselton (1981). L'activité de l'Ab dans le plagioclase est calculée selon le modèle de Blundy et Holland (1990).

Le quartz et la sillimanite sont considérés en excès ( $a=1$ ).

L'activité de la phase fluide a été considérée comme nulle de façon à ne pas faire apparaître de réactions ayant une phase vapeur exprimée. Tous les fluides sont donc contenus dans les phases hydratées (Bt ; Crd).

Les constituants pris en compte sont : Si-Al-Na-Ca-K-Fe-Mg. En ce qui concerne l'échantillon AG2, le plagioclase n'ayant pas été analysé, les constituants Na et Ca et les phases An, Ab, NaPhl et Gr ont été retirés du calcul. Cette simplification n'a pas d'effet important étant données les très faibles activités des pôles Gr et NaPhl et le rôle mineur joué par le plagioclase dans les réactions. En revanche, le Kfs a été conservé (bien qu'il n'ait pas été analysé) étant donné que c'est la seule phase qui contient le potassium en équilibre avec la biotite. L'activité de l'orthose dans le Kfs a été fixée à 0,9 puisque c'est la valeur obtenue pour les autres échantillons et que la composition des Kfs varie très peu d'un échantillon à l'autre.

Les pressions obtenues sont reportées tableau 2.4. Nous voyons que les résultats sont très constants et donnent des pressions de  $4,7 \pm 0,8\text{kb}$  (AG221),  $4,2 \pm 0,5\text{kb}$  (AG2) et  $4,7 \pm 0,7\text{kb}$  (AG81) pour des températures comprises entre 800 et 900°C. Ces résultats sont donc légèrement supérieurs à la pression obtenue sur l'échantillon à Opx ( $3,2 \pm 0,5\text{kb}$ ) ce qui confirme l'épisode de décompression. De plus, ces résultats sont cohérents avec les estimations fournies par l'étude des relations de phases.

Le programme thermocalcVo2 $\beta$  calcule également une température moyenne de cristallisation des assemblages. Dans le calcul précédent la température estimée, pour tous les échantillons, est de  $775 \pm 50^\circ\text{C}$ . Cette température n'est qu'indicative puisque nous avons considéré une pression fluide nulle et que nous ne tenons pas compte de la phase liquide. Pour une pression fluide plus élevée les courbes solidus se déplaceront vers les hautes températures et les courbes liquidus vers les basses températures (sauf si le fluide est du CO<sub>2</sub> pur). Quoiqu'il en soit cette température est cohérente avec les résultats obtenus grâce à l'analyse des relations de phases et avec les estimations obtenues grâce au géothermomètres.

### *c/ Discussion et conclusion.*

Les résultats obtenus grâce aux géothermomètres et géobaromètres sont variables en fonction du degré de rééquilibrage des compositions de phases (fig.2.17). Les conditions de température maximales calculées se situent aux environs de  $800^\circ\text{C} \pm 50$ , ce qui est cohérent avec l'étude des relations de phases. La pression est mieux contrainte. La pression maximale enregistrée dans les échantillons se situe aux environs de  $5 \pm 1\text{kb}$ .

La rétro-morphose s'effectue dans un premier temps par décompression isotherme. Les séries évoluent donc selon un chemin HT-BP de sens horaire.

Le chemin prograde est mal conservé, il semble se faire par augmentation de P et T. Une migmatisation plus ou moins importante des séries se produit pendant cette évolution prograde.

L'ensemble de la déformation observé sur le terrain et en lame mince s'effectue pendant cet événement granulitique, excepté le long des zones mylonitiques.

Les conditions du pic du métamorphisme nous permettent de calculer un gradient géothermique moyen d'environ 55°C/km (entre 45 et 65°C/km selon que l'on prenne 4 ou 6kb pour la pression maximale). La signification géodynamique d'un tel gradient sera discutée en conclusion de l'étude pétrographique.

Les conditions P-T déterminées pour les différents échantillons (que ce soit grâce aux relations de phases ou aux calculs thermobarométriques) sont identiques quelle que soit la localisation des échantillons. La présence de séries ayant subi un métamorphisme amphibolitique synchrone de l'événement granulitique semble donc infirmée.

Les échantillons collectés aux environs d'Amouchterki (proches des zones mylonitiques) montrent une rétro-morphose évoluant depuis les conditions du faciès amphibolite jusqu'à celles du faciès schiste vert.

Ces recristallisations peuvent représenter l'évolution rétrograde ultime des séries, ou être dues à un deuxième événement métamorphique comme nous le verrons lors de l'étude géochronologique. Si cette deuxième hypothèse est confirmée, le caractère statique des recristallisations secondaires nous indiquerait un métamorphisme purement thermique, sans déformation associée.

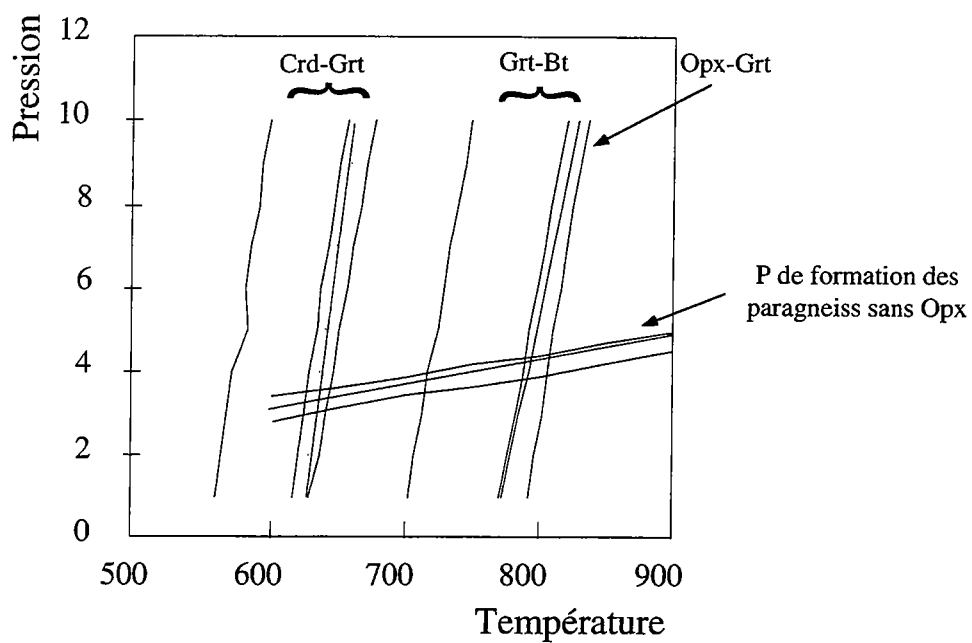


Fig.2.17. Résultats P-T obtenus à l'aide des différents géothermo-baromètres sur les paragneiss alumineux de l'Amsaga.

## II-2-A-2/ LES AUTRES UNITES PARADERIVEES.

### II-2-A-2-1/ Les leptynites.

Barrère (1967) décrit un ensemble de faciès qu'il regroupe sous le terme générique de leptynites :

- des leptynites à grenat et biotite, qu'il nomme "leptynites de type commun" ;

- des leptynites à cordiérite ;

- des leptynites leucocrates ;

- des leptynites à biotite.

La paragenèse des "leptynites de type commun" est à Qtz+Kfs+Pl+Crđ+Gt+Sil+Bt±Ms. Barrère note que le passage entre les "leptynites de type commun" et les autres faciès se fait de façon continue par "changement latéral de faciès". Donc nous voyons que ces "leptynites de type commun" sont en fait des paragneiss alumineux identiques à ceux que nous venons de décrire. Les autres types de leptynite décrits par Barrère (1967) ne se distinguent que par une variation des proportions modales des différentes phases.

Cependant, il existe tout de même dans l'Amsaga des roches d'origine probablement volcano-sédimentaire pouvant être interprétées en terme de leptynites à grenat. Ce type de roches a déjà été décrit dans la dorsale Réguibat (Barbey, 1974), cet auteur les interprétant comme des méta-rhyolites. Ces unités affleurent sous forme de bancs leucocrates interstratifiés avec les metabasites, les paragneiss alumineux et les marbres. Nous les avons uniquement rencontrées dans le secteur d'Aïdzidine.

### Description pétrographique et composition des phases.

La texture de ces leptynites est granoblastique hétérogranulaire, les phénoblastes (millimétriques) étant le plus souvent du quartz et plus rarement du feldspath potassique ou du plagioclase. La paragenèse est presque exclusivement constituée de Qtz + Pl + Kfs auxquels sont associés quelques grenats et minéraux opaques. La biotite est exceptionnelle et toujours chloritisée.

#### *Le quartz.*

Il constitue la phase majeure (>50% du mode de la roche) et peut se trouver soit en phénoblastes à extinction roulante et contours nets, soit en petits cristaux à contours interlobés.



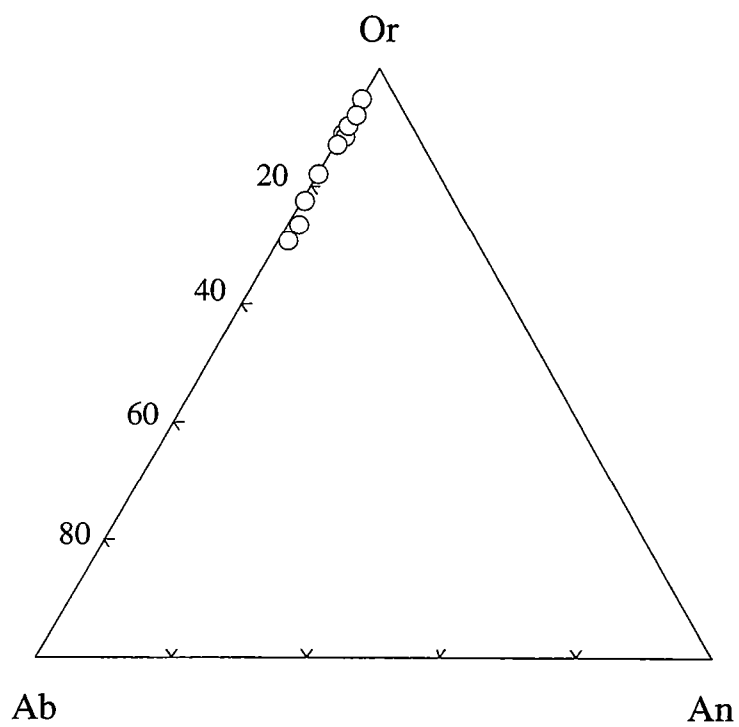
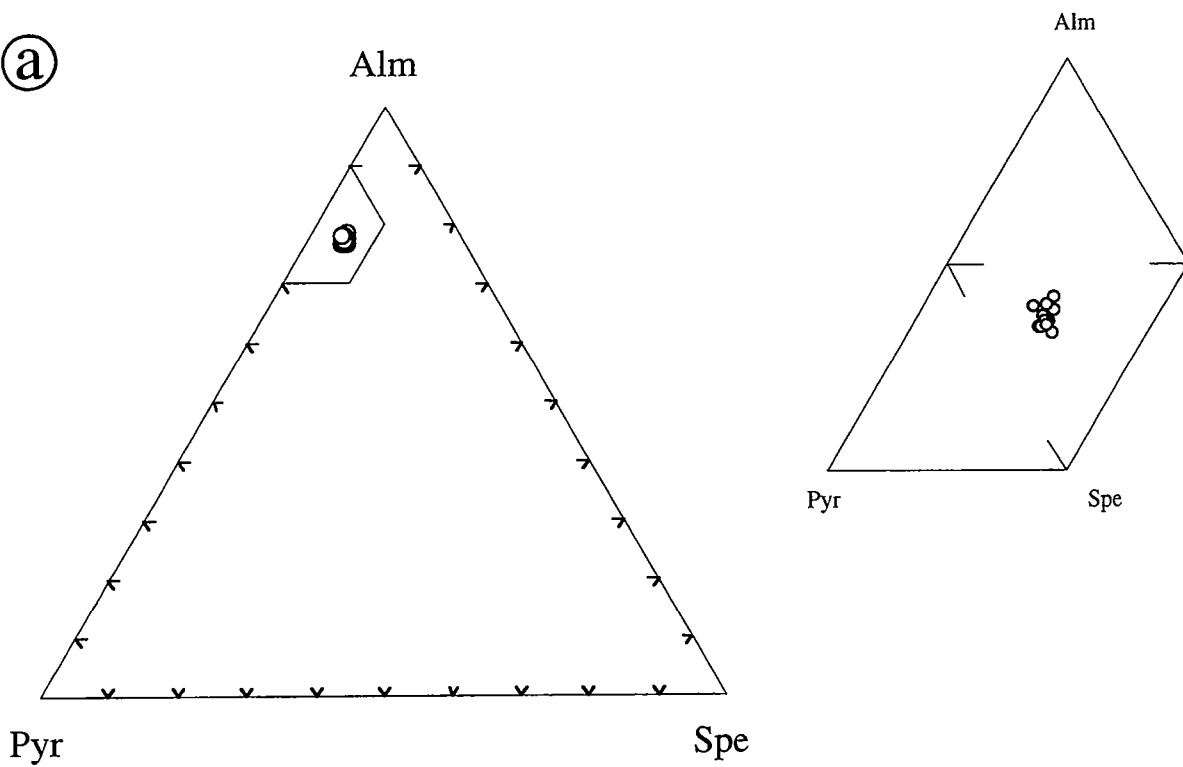


Fig.2.18. Compositions chimiques des feldspaths potassiques de la leptynite AG14.

①



②

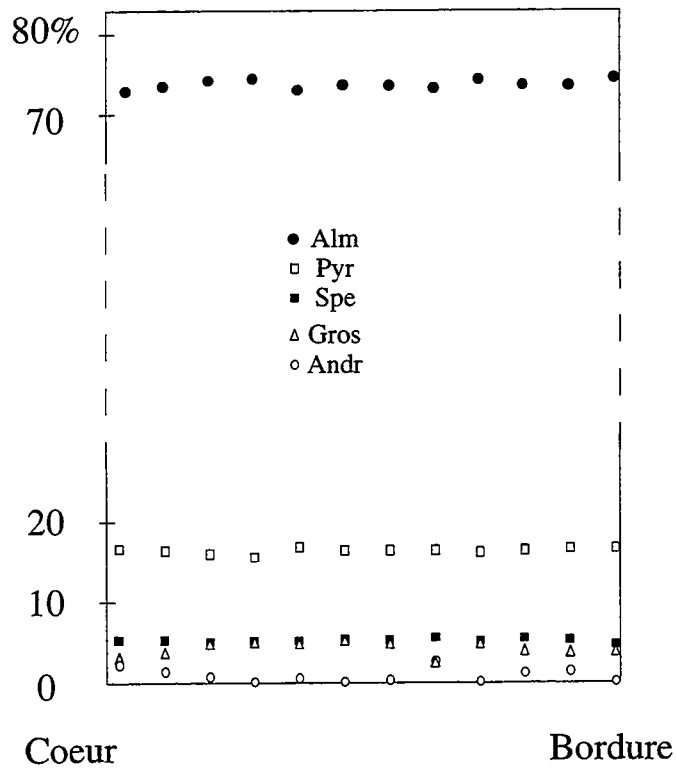


Fig.2.19. Compositions chimiques des grenats de la leptynite AG14. a/ Classification dans un diagramme Alm-Pyr-Spe. b/ Evolution coeur-bordure.

### *Le feldspath potassique.*

Il constitue la deuxième phase en volume. C'est du microcline parfois perthitique. Quand il est en phénoblastes il peut être de taille millimétrique, mais, le plus souvent, il se présente en petits cristaux (quelques dizaines de microns). La présence de myrmékites a pu être observée au contact entre le microcline et le plagioclase, mais ces textures sont relativement rares. Le microcline peut également se retrouver sous forme de petites recristallisations à l'intérieur des phénoblastes.

La composition chimique du microcline est reportée dans un diagramme de classification An-Ab-Or (figure 2.18). Nous voyons que la composition de ce minéral est variable puisqu'il peut contenir de 5,2 à 27,79% d'albite. Cette variation dans la composition chimique s'explique par la présence de fins réseaux de perthites à l'intérieur des minéraux.

### *Le plagioclase.*

Il se trouve très rarement en phénoblastes, et dans ce cas il est toujours légèrement séricitisé. Il est le plus souvent en petits cristaux associés aux microcline.

### *Le grenat.*

Il se trouve sous forme de rares phénoblastes (quelques millimètres) aux contours arrondis et présentant des golfes de corrosion. Il ne contient pas d'inclusion et ne montre pas d'évidence de déstabilisation.

D'un point de vue chimique, c'est une solution solide almandin-pyrope-spessartine-grossulaire avec parfois une teneur non négligeable d'andradite (jusqu'à  $\approx 3\%$ ). Le pôle pur almandin est le pôle dominant (fig. 2.19) avec en moyenne 73,4%. La composition moyenne de ce minéral est Alm 73,4 Py 16,3 Spe 5,1 Gro 3,9 Andr 1,2 et varie très peu du coeur vers la bordure. Seule la teneur en andradite présente des variations, mais celles-ci ne montrent pas une évolution cohérente. Le XFe est également très constant (0,82 en moyenne).

### Discussion.

La paragenèse primaire de ces échantillons est donc : Qtz-Kfs-Pl-Grt, et leur confère une variance particulièrement élevée. Aucune calibration empirique ou expérimentale ne permet de définir les conditions de cristallisation de cet assemblage. Cependant, la présence de l'assemblage stable à Grt+Kfs nous permet de conclure que ces formations ont cristallisé à haute température et sous une pression d'eau faible (Vielzeuf, 1980), ce qui est confirmé par la forte teneur en almandin du grenat (Le Goff et Ballèvre, 1990). La paragenèse et la composition des phases de ces

roches est donc compatible avec un métamorphisme en conditions granulitiques.

#### II-2-A-2-2/ Les roches carbonatées.

Dans sa thèse, Barrère (1967) décrit deux formations carbonatées :

- des marbres ;
- des gneiss à diopside.

D'après cet auteur, les gneiss à diopside sont rares et ne se rencontrent qu'à l'extrême Nord de la région. En revanche, il indique des niveaux de marbre associés aux metabasites sur l'ensemble de la région.

Si quelques échantillons observés peuvent peut-être constituer ce que Barrère nomme des marbres, nous n'avons, en revanche, pas échantillonné les gneiss à diopside. Nous nous référons donc à la description que Barrère en donne. D'après cet auteur les gneiss à diopside présentent sur le terrain des évidences de fusion partielle, leur paragenèse est à Qtz+Kfs+Pl+Di+Mag+Ap. Il associe de plus à cet assemblage : du sphène, de l'épidote (zoïsite), de la muscovite et de la chlorite, ces phases pouvant être interprétées comme appartenant à la paragenèse secondaire.

La paragenèse des marbres est selon Barrère (1967) à : calcite-phlogopite-forstérite-trémolite-graphite ce qui les place dans le faciès granulite. Les quelques échantillons que nous avons observés sont malheureusement entièrement hydrothermalisés. La paragenèse est à : calcite-chlorite-biotite-mica blanc-zoïsite-graphite. Parmi les micas blancs, quelques cristaux automorphes de muscovite ont été observés. Les biotites présentent fréquemment des exolutions de rutile (sagénite), ce qui nous indique que nous avons probablement à l'origine des biotites de haute température. Dans ces échantillons les phases secondaires ne présentent pas d'orientation préférentielle. L'assemblage minéralogique observé dans ces échantillons est typique du faciès schiste vert.

Donc malgré le peu d'information dont nous disposons, il semble que ces échantillons aient subi la même évolution que l'ensemble de la région.

#### II-2-A-2-3/ Le gneiss A5 à Opx-Gt.

Cet échantillon a été collecté au Nord d'Amouchterki, associé à des metabasites et des marbres dans ce que Barrère (1967) a cartographié comme des séries volcano-sédimentaires. Si nous classons cet échantillon à part, c'est que sa paragenèse est exceptionnelle et n'a jamais été rencontrée dans d'autres formations de l'Amsaga. En effet, ce gneiss est à Qtz-Opx-Grt-Crd, donc, bien que nous n'ayons pas sa composition chimique, nous pouvons dire qu'il se distingue des différents métasédiments par une absence d'alcalin et certainement de calcium (tous les grenats analysés au cours de ce travail étant généralement très pauvres en grossulaire). D'autre part il se distingue également par une association stable à Opx-

Grt. En effet, l'Opx se trouve sous forme de phénoblastes (plurimillimétriques) en contact textural stable avec le grenat qu'il peut également contenir en inclusion. L'Opx est légèrement déstabilisé en biotite secondaire. Le grenat existe en matrice sous forme de cristaux millimétriques ne contenant généralement pas d'inclusion. La Crd entoure les minéraux ferro-magnésien et elle est totalement pinnitisée. Enfin, le quartz complète la paragenèse principale sous forme de minéraux millimétriques à extinction roulante et joints triples à 120°. Les phases accessoires sont constituées d'oxydes ferro-titanés, parfois millimétriques et de quelques apatites trapues en inclusion dans le quartz. Les phases secondaires sont constituées de pinnite, de biotite secondaire (provenant de la déstabilisation de l'Opx) et de quelques zoïsites.

Donc nous voyons que la paragenèse primaire de la roche exclut une teneur importante en K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-CaO. La présence de quelques phases secondaires contenant ces constituants peut s'expliquer par un apport lié aux fluides responsables de la rétro-morphose. Ce gneiss forme donc bien une unité distincte des autres métasédiments. Sa paragenèse et sa composition chimique supposée ne nous permettent pas de déterminer les conditions P-T de sa formation en l'absence d'analyse de phase, nous pouvons juste dire que sa paragenèse primaire est typique du faciès granulite et qu'il a donc subi la même histoire tectono-métamorphique que le reste des séries.

## II-2-A-3/ CONCLUSIONS DE L'ETUDE DES SERIES PARADERIVEES GRANULITQUES.

La région de l'Amsaga est donc constituée d'un ensemble varié de termes paradérivés métamorphisés en faciès granulite. L'apparente complexité qui se dégage de l'étude de Barrère (1967) provient du fait que cet auteur a multiplié les faciès en fonction des proportions modales des différentes phases qui les constituent. En réalité, quatre lithologies principales semblent constituer la série :

- les paragneiss alumineux (métapélites et métagrauwakes) ;
- les leptynites à grenat ;
- les roches carbonatées (marbres et gneiss à diopside) ;
- les gneiss méta-alumineux.

Seuls les paragneiss alumineux présentent une association minérale permettant de contraindre précisément les conditions physiques du métamorphisme.

Le chemin prograde est mal conservé puisque nous ne le retrouvons que grâce à l'assemblage relictuel : Qtz+Sil+Bt. La non conservation de l'histoire prograde des séries est un cas général dans les granulites puisque les très hautes températures atteintes effacent les paragenèses antérieures au pic du métamorphisme (e.g. Bohlen, 1987).

Le pic du métamorphisme se caractérise par une association stable à Qtz+Kfs+Pl+Crd+Grt+Bt+Sil±Spl. Cet assemblage est typique des

granulites de basse pression. Le chemin rétrograde mis en évidence se caractérise par une décompression quasi-isotherme, ce qui se traduit en particulier par l'apparition d'assemblage de BP-HT à Opx+Crd.

L'étude des relations de phases, ainsi que les résultats thermo-barométriques nous permettent de fixer les conditions du pic du métamorphisme aux environs de  $800 \pm 50^\circ\text{C}$  pour  $5 \pm 1\text{kb}$ , ce métamorphisme s'effectuant sous une pression d'eau largement inférieure à la pression totale.

Un épisode de fusion partielle largement développé est associé à ce métamorphisme (e.g. Barbey, 1982). Il se développe certainement pendant l'évolution prograde des séries et peut provoquer la diminution de la pression d'eau par incorporation de cette phase dans la phase liquide (e.g. Vielzeuf et Holloway, 1988 ; Clemens, 1990). Nos propres observations, ainsi que la description des lithologies donnée par Barrère (1967), nous permettent de conclure que ces phénomènes de migmatisation affectent toutes les unités, exceptés les marbres.

L'absence de variation dans les assemblages minéralogiques, les compositions de phases et les conditions P-T calculées nous permettent de penser que l'ensemble de la région est affecté par le même événement tectono-métamorphique et infirme donc l'existence de séries d'histoires distinctes (granulitique et amphibolitique) envisagées dans les travaux antérieurs (Barrère, 1967 ; Bronner, 1992 ; Auvray et al., 1992a et b).

La rétro-morphose des paragenèses granulitiques se poursuit dans certains cas jusqu'aux conditions du faciès schiste vert. Cette évolution peut marquer la fin de l'histoire métamorphique des séries, dans ce cas elle représenterait l'évolution rétrograde ultime du métamorphisme granulitique. Cependant, l'étude géochronologique va nous montrer que la région de l'Amsaga est le siège d'un ou plusieurs épisodes métamorphiques postérieurs à l'événement granulitique. Donc une deuxième hypothèse serait de considérer que cet (ou ces) événement(s) ultérieur(s) provoque(nt) la rétro-morphose des paragenèses granulitiques, mais appartient(nent) à un(des) épisode(s) distinct(s) du premier métamorphisme.

## II-2-B/ LA SERIE DE MENERAT-IOULGUEND.

La série de Ménéral-Ioulguend est constituée de plusieurs ensembles lithologiques que l'on ne rencontre apparemment pas dans le reste de la région :

- des quartzites ferrugineux ;
- des roches à cordiérite-orthoamphibole.

A ces unités sont associées, des métapélites, des métagrauwakes et des metabasites. Les marbres ont été décrits par Barrère (1967), mais nous ne les avons pas rencontrés. Nous allons donc décrire succinctement ces unités, et nous discuterons de la position de cette série de Ménéral par rapport à l'ensemble de l'Amsaga.

En effet, deux hypothèses ont été proposées en ce qui concerne les relations entre la série de Ménéral et le reste de la région : 1/ pour Barrère (1967), la série de Ménéral est identique aux différentes séries volcano-sédimentaires qui constituent l'Amsaga, elle subit la même histoire tectono-métamorphique mais dans les conditions du faciès amphibolite et non pas en faciès granulite ; 2/ pour Auvray et al. (1992a), cette série est différente du point de vue lithologique et du point de vue de son style tectonique et elle constitue une fenêtre tectonique à l'intérieur des séries migmatitiques. De plus, d'après ces auteurs, le métamorphisme qui affecte cette série résulte de l'intrusion du granite à tourmaline, grenat, muscovite d'Ioulguend.

En fait, comme c'est souvent le cas, nous proposerons une troisième interprétation, intermédiaire entre les deux premières. Notre interprétation consistera à dire que la série de Ménéral a subi la même histoire que l'ensemble de la région mais qu'elle subit également l'événement granulitique (ce qui est nouveau par rapport à l'hypothèse de Barrère, 1967), et qu'elle est rétrotransformée en faciès amphibolite (ce qui rejoint l'hypothèse d'Auvray et al., 1992a).

### II-2-B-1/ LES METAPELITES ET METAGRAUWAKES.

Un seul affleurement de métapélite a été observé à Ménéral. Ces métapélites se présentent sur le terrain sous forme de bancs interstratifiés contenant de gros nodules de quartz (centimétriques ; photo 33). Les métagrauwakes ne présentent apparemment pas de litage, et forment des dalles sombres associées au granite à tourmaline-grenat-muscovite d'Ioulguend.

#### *a/ Description pétrographique.*

La texture des échantillons est granolépido-blastique ou granoblastique. La foliation est marquée par l'alignement des biotites et des sillimanites, mais également des cristaux de microcline qui sont étirés dans la foliation. Les porphyroblastes de quartz présentent parfois des

structures d'enroulement, des biotites et des sillimanites cristallisant en zones abritées, ce qui indique une croissance syn-cinématique de ces deux minéraux.

#### *Le quartz.*

Quand il est en porphyroblastes, il peut présenter une extinction roulante, mais ce n'est pas le cas général. Il contient fréquemment des petites inclusions de biotite et également de sillimanite fibrolitique. En petits cristaux (quelques centaines de microns) le quartz présente toujours une extinction roulante et les contacts intergranulaires se font sous forme de joints triples à 120°.

#### *Le feldspath potassique.*

C'est la seule variété de feldspath observée. C'est du microcline mais le moirage du minéral est généralement assez frustré. La taille des cristaux est délicate à estimer car le Kfs ne forme pas de minéraux bien individualisés, mais cristallise en remplissage entre les autres phases cristallines. Le Kfs est toujours très perthitique, les perthites étant généralement perpendiculaires à la foliation.

#### *La sillimanite.*

Elle est assez abondante et forme des paquets millimétriques de fibrolite flexueuse. Ce type d'habitus est exceptionnel dans les métasédiments de l'Amsaga, la sillimanite étant généralement automorphe. Les paquets de sillimanite présentent parfois un microboudinage, les fractures étant perpendiculaires à la foliation. Ce type de déformation indique un comportement fragile du minéral et a donc lieu à basse température. La sillimanite peut former des amas anastomosés en association avec de la biotite.

#### *La biotite.*

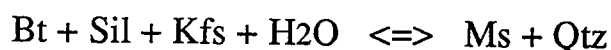
Elle se présente généralement en grands cristaux (millimétriques) alignés dans la foliation. Elle est le plus souvent partiellement décolorée, mais présente tout de même un pléochroïsme net. La biotite est très riche en inclusions de zircons. Ces zircons sont très petits et ne se distinguent que grâce à l'auréole de pléochroïsme qu'ils développent dans le minéral hôte.

#### *La muscovite.*

La muscovite s'observe sous deux habitus : 1/ soit en grands cristaux millimétriques obliques sur la foliation, 2/ soit en intercroissances



avec de la biotite, des feuillets de muscovite se développant en remplacement des feuillets de biotite. Sous ce deuxième habitus, les micas sont toujours associés à de la sillimanite. La muscovite présente généralement des teintes de polarisation assez basses plus proches de celles de biotites décolorées que de muscovites au sens strict. Le deuxième habitus décrit et les teintes de polarisation anormales nous permettent de supposer que la muscovite provient de la déstabilisation de la biotite. La réaction de déstabilisation de l'association Bt-Sil pourrait s'écrire :



De toute façon l'orientation de la muscovite, oblique sur la foliation, indique un caractère secondaire.

#### *La cordiérite.*

Dans l'échantillon de métapélite, les quelques cordiérites observées sont toujours intégralement pinnitisées. Nous devinons la forme du minéral primaire, qui présente un habitus identique à celui du Kfs (aligné dans la foliation, en intercroissance avec les différentes phases) ce qui indique que la cordiérite appartenait à la paragenèse primaire de la roche.

Dans l'échantillon de métagrauwake, la cordiérite forme la phase principale avec le quartz, elle est très peu pinnitisée. Elle appartient, là encore, à la paragenèse primaire.

#### *Les minéraux accessoires.*

Outre les nombreux zircons en inclusion dans la biotite, nous trouvons également du rutile, xénomorphe, qui doit certainement provenir de l'exsolution de TiO<sub>2</sub> à basse température, ainsi que de nombreuses apatites aciculaires. Dans l'échantillon AG190 nous trouvons de plus de nombreuses phases uranifères et thorifères : zircons, monazites, xénotimes, uraninite et cheralite.

#### *Conclusion.*

Nous voyons que les métapélites et les métagrauwakes de Ménéral présentent deux différences essentielles par rapport aux paragneiss granulitiques : elles contiennent de la muscovite et ne contiennent pas de grenat. Cependant, le caractère secondaire des muscovites peut indiquer que ce minéral a disparu pendant l'évolution prograde des échantillons et qu'il réapparaît durant la rétro-morphose. La paragenèse des métapélites de Ménéral n'est donc pas incompatible avec une rétro-morphose depuis un pic du métamorphisme en faciès granulite. Le fait que l'on ne trouve pas de grenat peut s'expliquer puisque ce minéral est celui qui disparaît le plus

rapidement au cours de l'évolution rétrograde des séries granulitiques (c.f. fig. 2.16).

#### *b/ Composition des phases.*

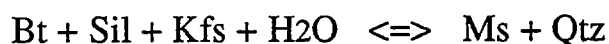
La composition chimique des phases de l'échantillon de métapélite AG39 a été déterminée à la microsonde.

#### *Le feldspath potassique.*

La composition du Kfs est très variable et s'échelonne depuis des orthoses presque pures (Or<sub>93</sub>Ab<sub>7</sub>An<sub>0</sub>) jusqu'à 60% d'albites (fig.2.20). Cette variation des compositions chimiques des Kfs est due à la présence de nombreuses exsolutions de perthite à l'intérieur des minéraux.

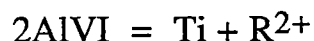
#### *Les micas.*

La composition chimique des micas de l'échantillon AG39 est reportée dans la figure 2.21. Nous voyons qu'en réalité nous n'avons pas à proprement parler de biotite et de muscovite dans l'échantillon AG39. En effet, les biotites sont déplacées vers les micas blancs et inversement. Ceci pourrait confirmer l'existence de la réaction :



suggérée par les critères texturaux. Quoi qu'il en soit, la composition de chaque groupe de micas est très homogène.

Les biotites sont plus riches en Mg qu'en Fe, leur X<sub>Fe</sub> étant de 0,35-0,36 en moyenne. Dans un diagramme Ti versus AIVI (fig.2.22), nous voyons que ces biotites se reportent dans le champ des biotites de relativement basse température (T≈500-650°C). Leur teneur en TiO<sub>2</sub>, en particulier, est très faible (0,13 atomes de Ti pfu), ce qui indique des minéraux de basse température, puisque Zakrutin et Griegorenko (1968) estiment que les biotites ayant cristallisé en faciès amphibolite contiennent en moyenne 0,22 atomes de Ti pfu. Cette faible teneur en Ti peut s'expliquer : soit par une cristallisation à basse température, soit par la substitution :



puisque'elle est corrélée à une forte teneur en AIVI. Cette deuxième hypothèse semble corroborée par l'observation en lame mince d'exsolution de TiO<sub>2</sub> sous forme de rutille xénomorphe.

Les muscovites ont un X<sub>Fe</sub> variant de 0,12 à 0,15, et sont très pauvres en sodium (Na/(Na+K)<0,1). Elles sont essentiellement constituées de muscovite (pôle pur), mais contiennent une quantité non négligeable de celadonite et surtout de paragonite, avec, en moyenne : X<sub>Mu</sub>= 0,76 ; X<sub>Pa</sub>= 0,06 et X<sub>Ce</sub>= 0,03. La teneur en Fe<sup>3+</sup>, calculée en se basant sur la

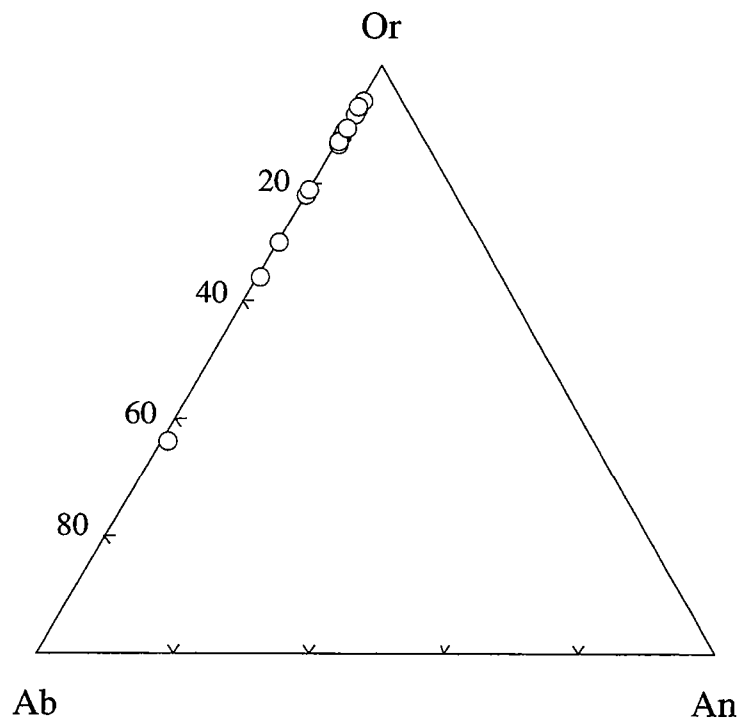


Fig.2.20. Compositions chimiques des feldspaths potassiques de la métapélite à Crd-Ms-Sil AG39.

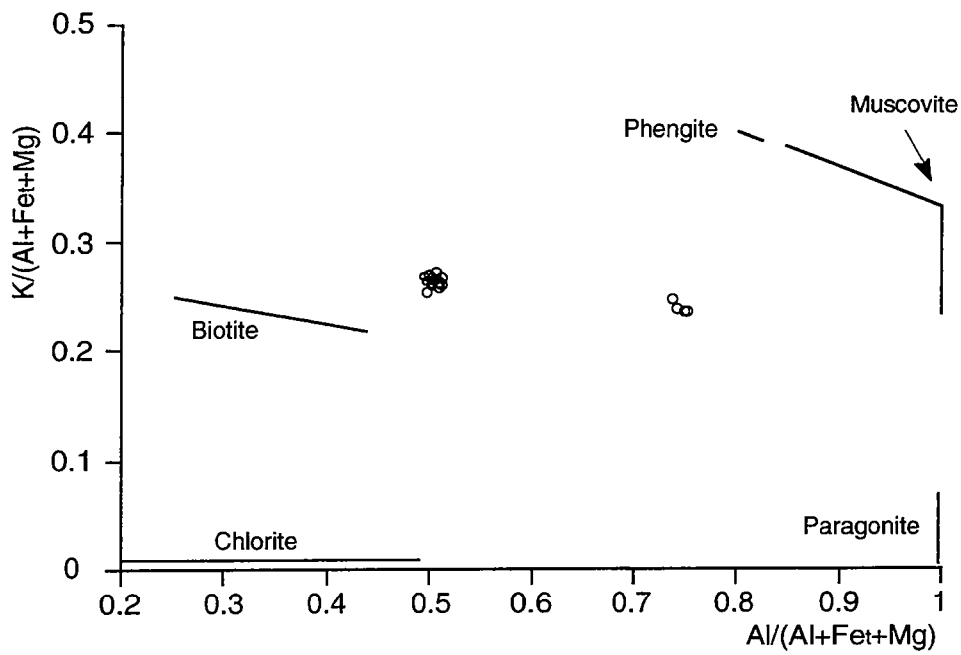


Fig.2.21. Classification des micas de l'échantillon AG39 dans le diagramme de Goujou (1991).

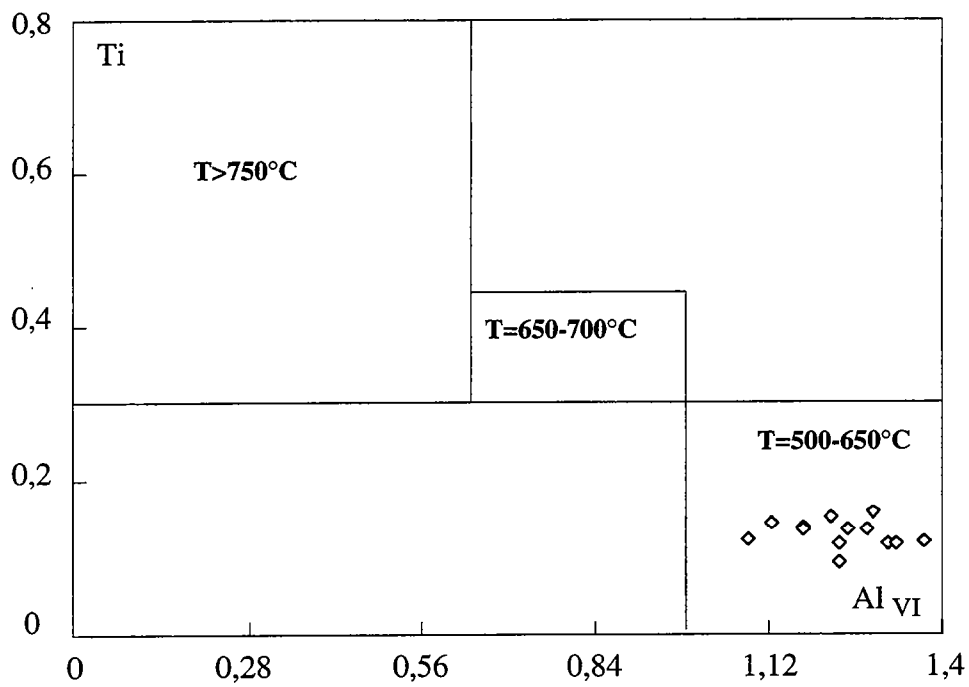


Fig.2.22. Variation de la teneur en Ti et Al VI des micas de l'échantillon AG39. Les domaines de température sont ceux définis par Scheurs (1985).

substitution phengitique ( $Si + Ti = Fe^{2+} + Mg$ ), est très faible (entre 0 et 0,003), ce qui indique une faible  $fO_2$  lors de la cristallisation du minéral.

#### *c/ Conclusion de l'étude des métapélites de Ménéral.*

La paragenèse des métapélites de Ménéral ne permet pas de calculer les conditions P-T du métamorphisme. Cependant, elle nous apporte tout de même quelques indications :

- la présence de sillimanite indique une température de cristallisation supérieure à 500-550°C (Richardson et al., 1969 ; Holdaway, 1971) ;
- l'absence de phase de basse température (prehnite, chlorite) indique que la rétro-morphose enregistrée dans ces échantillons s'arrête avant les conditions du faciès schiste vert ;
- la teneur non négligeable des Ms en paragonite peut indiquer que ces minéraux ont cristallisé à relativement haute température (Deer et al., 1977).

Toutes ces observations nous indiquent un métamorphisme dans les conditions du faciès amphibolite. Cependant, deux hypothèses sont possibles :

- soit les conditions P-T lors du pic du métamorphisme n'ont jamais dépassé les conditions du faciès amphibolite ;
- soit la paragenèse actuelle de la roche représente la rétro-morphose en faciès amphibolite d'un métasédiment initialement métamorphisé dans le faciès granulite.

Le fait que la muscovite semble absente de la paragenèse primaire de la roche, ce qui indiquerait que la réaction de disparition de ce minéral est franchie lors de l'évolution prograde (i.e.  $T > 650-750^\circ C$ , Vielzeuf et Holloway, 1988 et synthèse bibliographique dans Hegelson et al., 1978), est un argument en faveur de la deuxième hypothèse. Cependant, cet argument n'est pas suffisant pour conclure. Le point important est de noter que la paragenèse de la roche n'est pas en désaccord avec cette deuxième interprétation.

#### II-2-B-2/ LES ROCHES À CORDIERITE-ORTHOAMPHIBOLE.

Quelques bancs de roches à cordiérite-orthoamphibole ont été observés dans la ceinture de Ménéral. Ces roches se présentent sur le terrain sous forme de niveaux massifs, d'épaisseur métrique et ne présentant apparemment pas de foliation. Sur certains plans, généralement parallèles à la foliation générale de la série, nous notons une disposition radiale des amphiboles (photo 34). Ce type de texture est à l'origine de l'hypothèse d'un métamorphisme de contact de la série de Ménéral par le granite d'Ioulgueud. Cependant, de telles textures dans ce genre de lithologie existent également dans le cadre du métamorphisme régional (Schreurs et Westra, 1985). De plus, bien que les échantillons ne semblent pas foliés sur le terrain, en lame mince, dans un plan perpendiculaire aux

structures radiales, les échantillons présentent une orientation très nette marquée par l'alignement des amphiboles et des minéraux opaques (photos 35 et 36). Donc, il semble que les structures radiales se développent dans les plans parallèles à la foliation générale de la série. Ce type de cristallisation peut s'expliquer dans un régime de déformation en cisaillement pur, les amphiboles cristallisant dans le plan  $\lambda_1\lambda_2$ . Une telle déformation est compatible avec le caractère globalement coaxial de la déformation régionale. Les textures radiales ne sont donc pas typiques d'une cristallisation statique.

#### *a/ Description pétrographique.*

Les échantillons de roches à cordiérite-orthoamphibole n'ont pas été étudiés à la microsonde. La nature des phases a cependant été déterminée par analyse aux rayons X par J.J. Chauvel et S. Bouillé.

#### *La cordiérite.*

La cordiérite forme la quasi totalité de la matrice, elle est très délicate à déterminer car elle ne se présente pas sous forme de cristaux individualisés, mais sous forme de grandes plages (centimétriques) monocristallines, non maclées. Elle présente généralement une extinction roulante. Dans quelques cas, la cordiérite se trouve sous forme de plus petits cristaux (millimétriques), le contact entre ces cristaux se fait sous forme de joint à  $120^\circ$ , parfois souligné par un début de pinnitisation.

#### *L'orthoamphibole.*

C'est une solution solide anthophyllite-gédrite. Elle se présente en grandes plages fibreuses (centimétriques) à extinction roulante, parfois microboudinés.

#### *Les phases accessoires.*

Les deux phases Crd et Oam constituent la quasi totalité de la paragenèse. Cependant, nous trouvons également :

- du quartz, toujours présent, généralement en inclusion dans les cordiérites ;
- quelques biotites brun pâle ;
- des oxydes ferro-titanés, de petite taille (quelques microns à quelques dizaines de microns) ;
- des aiguilles d'apatite, relativement nombreuses mais de très petite taille ;
- du rutile et de l'anatase, toujours en très faible quantité ;
- de la chlorite, également en faible quantité ;
- du zircon ;

- enfin, dans un échantillon, nous trouvons de la tourmaline en cristaux millimétriques, contenant des Oam en inclusion. Cet échantillon est légèrement rétro-morphosé, et contient des phases de basse température : pinnite et calcite (en filonnets).

Ce cortège de minéraux accessoires est fréquent dans ce type de roche (e.g. Reinhardt, 1987). Cependant, la présence de tourmaline dans un échantillon montrant des traces de déstabilisation peut également s'expliquer par une interaction entre des fluides issus du granite à tourmaline d'Iouguend et les gneiss à Crd-Oam.

### *b/ Discussion-interprétation.*

La paragenèse des roches à cordiérite-orthoamphibole de l'Amsaga est très peu favorable à une détermination précise des conditions P-T de leur formation (leur variance étant trop élevée). Cependant, plusieurs points peuvent être avancés :

- il n'existe pas d'orthoamphibole en faciès schiste vert, ce minéral apparaissant au minimum en faciès amphibolite (e.g. Robinson et al., 1982). A basse température, l'assemblage Oam+Crd se déstabilise selon la réaction (e.g. Reinhardt, 1992) :



La présence de chlorite nous permet de penser que cette réaction a lieu pendant la rétro-morphose ;

- la présence de solutions solides anthophyllite-gédrite indique une température de cristallisation supérieure à  $\approx 600^\circ\text{C}$  (solvus de la série Ath-Ged ; Spear, 1980) ;

- la limite de stabilité de l'Ath (pôle pur Mg) se situe entre  $700$  et  $800^\circ\text{C}$  pour une pression variant entre  $1$  et  $6\text{kb}$  ( $\text{PH}_2\text{O}=\text{P}_{\text{tot}}$  ; tampon QFM ; voir Gilbert et al., 1982). L'addition de fer et la diminution de l'activité d'eau vont déplacer la courbe de disparition de l'anthophyllite vers les basses températures, mais celle-ci aura tout de même lieu vers  $700^\circ\text{C}$  pour  $\text{P}>2\text{kb}$  (Gilbert et al., 1982 ; Schreurs et Westra, 1985). Donc cette température de  $700$  à  $800^\circ\text{C}$  est la température maximale de cristallisation de l'association Crd + Oam car à plus haute température l'enstatite apparaît en remplacement de l'anthophyllite ;

- l'absence de silicate d'alumine dans les échantillons étudiés nous permet de fixer une pression maximale ou une température minimale lors de l'évolution prograde, l'association gédrite+SiAl n'étant pas stable à  $\text{P}<6\text{kb}$  pour  $\text{PH}_2\text{O}=\text{P}_{\text{tot}}$ . La diminution de l'activité de l'eau ne joue pas sur la pression de stabilité de l'assemblage Ged+SiAl, mais le rend instable pour une  $\text{T}>600-650^\circ\text{C}$  (Harley, 1985). Une faible pression et une faible activité de l'eau lors de la cristallisation des échantillons de l'Amsaga peuvent donc expliquer l'absence de sillimanite dans la paragenèse de la roche (alors que ce minéral est présent dans les métapelites adjacentes et que la teneur en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  des échantillons permet sa cristallisation).

Tous ces arguments nous permettent de fixer une température de cristallisation des roches à Oam+Crd entre environ 600 et 800°C, pour une pression <6kb et une  $P_{H_2O} < P_{tot}$ .

La présence de tourmaline dans un des échantillons indique localement une activité élevée de la phase fluide, mais n'implique pas forcément un  $X_{H_2O}$  élevé, les tourmalines étant riches en fluor et bore. La présence du granite à tourmaline, muscovite, grenat d'Iouguend non loin des échantillons à Crd-Oam peut expliquer l'existence de ce type de fluides. Cependant, si une interaction locale entre des fluides issus du granite et les séries à Crd-Oam semble probable, la rareté de la tourmaline dans ce type de roche, l'existence d'une déformation plastique des minéraux (extinction roulante) et d'une orientation préférentielle des Oam et des minéraux opaques sont en désaccord avec l'hypothèse d'un métamorphisme uniquement lié à l'intrusion du pluton. De plus, le granite à tourmaline-muscovite-grenat d'Iouguend est très différencié (73,33% <  $SiO_2$  < 77,76%) et très riche en fluides; la température de mise en place de ce type de granite est basse (proche de la température de cristallisation), il ne peut donc pas induire un métamorphisme de contact dont la température serait comprise entre 600 et 800°C.

Les roches à Crd-Oam sont bien connues dans la littérature et peuvent provenir : soit d'un métamorphisme de contact (e.g. Robinson et al., 1982), soit d'un métamorphisme régional. Dans le deuxième cas elles peuvent représenter le stade paroxysmal du métamorphisme (e.g. Reinhardt, 1987 ; 1992), soit un stade rétrograde de séries granulitiques, la paragénèse paroxysmale, dans ce cas, est à Opx-Crd (Harley, 1985 ; Scheurs et Westra, 1985) ou à plus haut grade à Opx-Sil-Spr-Crn-Osumilite... (Nicollet, 1988 ; Kiénast et Ouzegane, 1987 ; Ouzegane, 1987). Dans le cas de l'Amsaga, les roches à Crd-Oam ne sont pas associées sur le terrain à des roches de même composition, métamorphisées en faciès granulite. Cependant, nous avons vu (paragraphe II-A-1) que dans la série volcano-sédimentaire d'Amouchterki il existait un échantillon à Qtz-Opx-Grt-Crd dont la composition chimique doit être très proche de celles des échantillons à Crd-Oam (i.e.  $SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO$ , pas de CaO ni d'alcalins). Ce type de gneiss pourrait donc représenter l'équivalent des roches à Crd-Oam en faciès granulite.

Donc, nous ne pouvons pas trancher entre un métamorphisme paroxysmal en faciès amphibolite et une rétro-morphose depuis les conditions du faciès granulite, les deux solutions étant possibles.

#### *cl Origine des séries à Crd-Oam.*

Les roches à Crd-Oam ont pour la première fois été décrites par Eskola (1914) et ont depuis fait l'objet de nombreuses études (voir Robinson et al., 1982 pour une revue) et ce pour trois raisons principales : 1/ les pétrographes sont toujours attirés par ce genre de lithologie exotique, 2/ la chimie très particulière de ces séries en fait



généralement des systèmes de faible variance (excepté dans le cas de l'Amsaga bien sûr) 3/ ces formations sont souvent associées à des minéralisations, en particulier en Cu-Zn et Pb. Ces roches sont caractérisées par une forte teneur en  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-FeO}$  et une absence quasi totale de  $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$  (les teneurs en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$  sont variables mais généralement faibles). Ces séries n'existent que sous forme de roches métamorphiques, de telles compositions chimiques ne se rencontrant jamais dans les roches sédimentaires ou magmatiques, se pose le problème de la nature de leur protolithe. Trois hypothèses principales sont avancées pour expliquer l'origine de ces séries :

- métasomatose pendant le métamorphisme (e.g. Eskola, 1914 ; Tilley, 1935) : de métapélites (Muthuswami, 1949), de roches ultrabasiques (Sorensen, 1955 ; Lensch, 1971) et même de bronzite à spinelle (Herd et al., 1969) ;

- métamorphisme de séries ayant déjà la bonne composition chimique parce qu'elles auraient subi avant le métamorphisme une redistribution de leur composition chimique : 1/ soit par altération en surface, 2/ soit par altération hydrothermale par de l'eau de mer, 3/ soit par des fluides deutériques (Robinson et Jaffe, 1969) ;

- résidu de fusion partielle de séries métapélitiques (Lal et al., 1978).

Bien entendu aucune de ces hypothèses ne permet de rendre compte de l'ensemble des observations effectuées sur ce type de roche.

Dans le cas de l'Amsaga, le manque de données ne nous permet pas de trancher entre ces différentes hypothèses. Cependant, si ces roches se forment pendant le métamorphisme granulitique, le fait que l'on ne les rencontre que dans la série de Ménéral-Iouluend (c'est-à-dire dans le domaine le plus affecté par la migmatite) pourrait être un argument en faveur de la troisième hypothèse.

## II-2-B-3/ LES QUARTZITES FERRUGINEUX.

Deux types de quartzites ferrugineux affleurent dans la série de Ménéral :

- des quartzites silicatées ;
- des quartzites carbonatées.

Ces deux types de quartzites sont interstratifiés sous forme de lits centimétriques.

### *a/ Les quartzites silicatées.*

Les quartzites silicatées sont exclusivement constituées de niveaux de quartz en alternance avec des niveaux d'oxydes de fer. Elles peuvent parfois contenir des amphiboles monocliniques, toujours en faible quantité.

Des quartzites à Qtz+Opx+Cpx ont également été décrites dans la série de Ménéral (Bronner, 1992, Bronner et al., 1992). En réalité, l'échantillon récolté par ces auteurs provient de la "constellation d'Aïgadi" (Bronner, 1992), c'est-à-dire ce que nous avons désigné sous le terme de "ceinture d'Agmémimat"; cependant, elles sont identiques aux quartzites de Ménéral dont ces auteurs en font un équivalent. La lame et l'analyse chimique de cet échantillon nous ont été fournis par J.J Chauvel (photo 37). La paragenèse de cet échantillon est à Qtz+Opx+Cpx+Oxydes de fer, comme la décrivent ces auteurs. La texture est typiquement granuloblastique.

L'Opx est très peu déstabilisé et présente uniquement une légère déstabilisation en biotite secondaire à sa périphérie ou dans les fractures qui le découpent. La composition chimique de ces minéraux a été analysée à la microsonde (Bronner et al., 1992). Nous ne disposons pas des analyses chimiques, mais d'après ces auteurs l'Opx est une ferrosilite (Fs79).

Le Cpx est très peu représenté (ce qui est normal étant donnée la très faible teneur en CaO de la roche (2,57%). D'après Bronner et al. (1992) il s'agit d'un diopside ( $X_{Di} = 0,74$ ). Le Cpx présente souvent une déstabilisation rétro-morphique sous forme d'amphiboles secondaires bleutées qui se développent à l'intérieur ou à la périphérie du cristal (photo 33). Cette amphibole est une ferro-actinote d'après Bronner et al. (1992). Le fait que le Cpx se déstabilise alors que l'Opx est généralement très bien conservé peut être dû : 1/ à une très faible rétro-morphose de l'échantillon, la déstabilisation du Cpx ayant lieu à plus haute température que celle de l'Opx (Wells, 1979 ; voir plus loin) ; 2/ à l'absence de K<sub>2</sub>O dans la composition de la roche, ce qui empêche le développement de Bt (K<sub>2</sub>O = 0,04%).

La paragenèse et la texture de cet échantillon en font une granulite typique. Les échantillons que nous avons collectés étant à Qtz+Amph+Oxydes, ils peuvent représenter des niveaux rétro-morphiques.

#### *b/ Les quartzites carbonatées.*

Les quartzites carbonatées sont généralement constituées de Qtz+Grt+Amph. De plus, en lame mince nous observons une phase interstitielle qui pourrait être du plagioclase complètement séricitisé. La composition de phases n'a pas été analysée à la microsonde, mais a fait l'objet d'une étude par diffractométrie X.

La texture de ces échantillons est lépidoblastique, la foliation étant marquée par l'alignement des amphiboles.

Le quartz se trouve sous forme de petits minéraux, présentant des joints triples à 120° et une extinction roulante. Il existe également en inclusion dans le grenat. Cependant, la majeure partie du quartz se retrouve sous forme de filonnets sécants sur la matrice ou cristallisant autour du grenat, ce qui pourrait dénoter une cristallisation tardive.

Le grenat forme des gros cristaux (centimétriques) automorphes, à faces cristallines rectilignes. Le grenat contient de nombreuses inclusions sigmoïdes de quartz et d'amphibole, il forme donc des poëciloblastes, sa croissance est post-cinématique.

L'amphibole constitue la phase majeure en volume. C'est une clin amphibole de la série des cummingtonites. Elle est très bien cristallisée et forme des petites baguettes automorphes (quelques dizaines de microns à millimétriques), toujours maclées.

La paragéne à Qtz-Grt-Amph des quartzites carbonatées les place dans le champ des amphibolites à grenat.

## II-2-B-4/ CONCLUSION SUR LES METASEDIMENTS DE MENERAT-IOULGUEND.

Les conditions physiques de cristallisation de la série de Ménérat-Ioulguend sont assez mal déterminées. Nous pouvons uniquement avancer une température de l'ordre de 600-800°C, une pression faible (<6kb) et certainement une pression d'eau réduite.

Ces conditions P-T sont compatibles avec un métamorphisme en faciès amphibolite, mais la présence de quartzite à Opx (Bronner, 1992 ; Bronner et al., 1992) nous permet de supposer que ces séries ont subi le métamorphisme granulitique et que la paragéne actuelle est due à leur rétro-morphose en faciès amphibolite. Cette conclusion sera confirmée par l'étude des metabasites associées à ces métasédiments, puisque nous avons observé à Ménérat des metabasites à Opx-Pl (voir paragraphe II-4).

Nous pouvons donc en conclure que la série de Ménérat a subi la même histoire tectono-métamorphique que l'ensemble de la région. Une partie de l'évolution rétrograde en faciès amphibolite s'accompagne d'une déformation comme l'indique la croissance syn-cinématique de la plupart des phases. Le fait que ces séries soient rétro-morphosées, alors que dans l'ensemble de la région la paragéne granulitique est généralement bien conservée pourrait s'expliquer :

- par la proximité des zones mylonitiques, puisque nous avons vu lors de l'étude structurale que la rétro-morphose se localise le long de ces zones ;

- par la mise en place du granite d'Ioulguend qui pourrait apporter les fluides nécessaires à la rétro-morphose ;

- par un événement métamorphique postérieur.

L'évolution rétro-morphique enregistrée dans les échantillons s'achève dans les conditions du faciès amphibolite, les phases de basse température, quand elles existent, étant toujours très peu représentées.

## II-3/ LES CHARNOCKITES.

Quatre massifs de gneiss charnockitiques ont été étudiés (fig. 2.23) :

- Snine Kembo-Rmémimat ;
- Bou Rhzama ;
- guelb el Azib ;
- Kella.

De plus trois échantillons de charnockites ont été collectés dans le secteur d'Aïdzidine. Ce type de gneiss n'a jamais été décrit dans ce secteur, cela provient du fait qu'à cet endroit il forme des filons étirés et boudinés dans la foliation. Il n'affleure donc pas sous forme de massif individualisé comme dans le reste de l'Amsaga. Cependant, la composition minéralogique et chimique de ces gneiss est très proche de celles des divers massifs étudiés. Nous pouvons donc les regrouper dans l'ensemble des gneiss charnockitiques.

La minéralogie des différents ensembles ne peut pas être considérée comme représentative de la paragénèse magmatique des échantillons. Pour cette raison, nous avons choisi de classer les roches magmatiques de l'Amsaga dans la classification normative Q'-ANOR de Streckeisen et Le Maitre (1979) et non pas dans la classification modale de Streckeisen (1967). Pour ce faire, le calcul de la répartition  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  a été effectué selon la méthode de Le Maitre (1976).

Les différents massifs peuvent être regroupés en deux ensembles en fonction de leur composition normative (fig.2.24) :

- les massifs de Snine Kembo-Rmémimat et de Kella, ainsi que les échantillons provenant de la région d'Aïdzidine sont très homogènes et se reportent pour la plupart dans le champ des tonalites, avec un échantillon dans le champ des diorites quartziques et un à la limite tonalite-granodiorite ;
- les échantillons provenant des massifs de Bou Rhzama et du guelb el Azib se reportent dans le champ des monzogranites ou des granodiorites.

Nous allons donc étudier ces deux ensembles séparément. Nous ne disposons que de cinq analyses des massifs de Bou Rhzama et du guelb el Azib, mais la distinction faite à partir de la composition chimique des échantillons se retrouve au niveau de la paragénèse, or nous disposons d'un plus grand nombre de lames minces, ce qui justifie ce découpage.

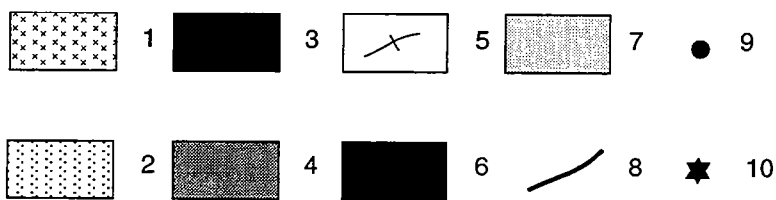
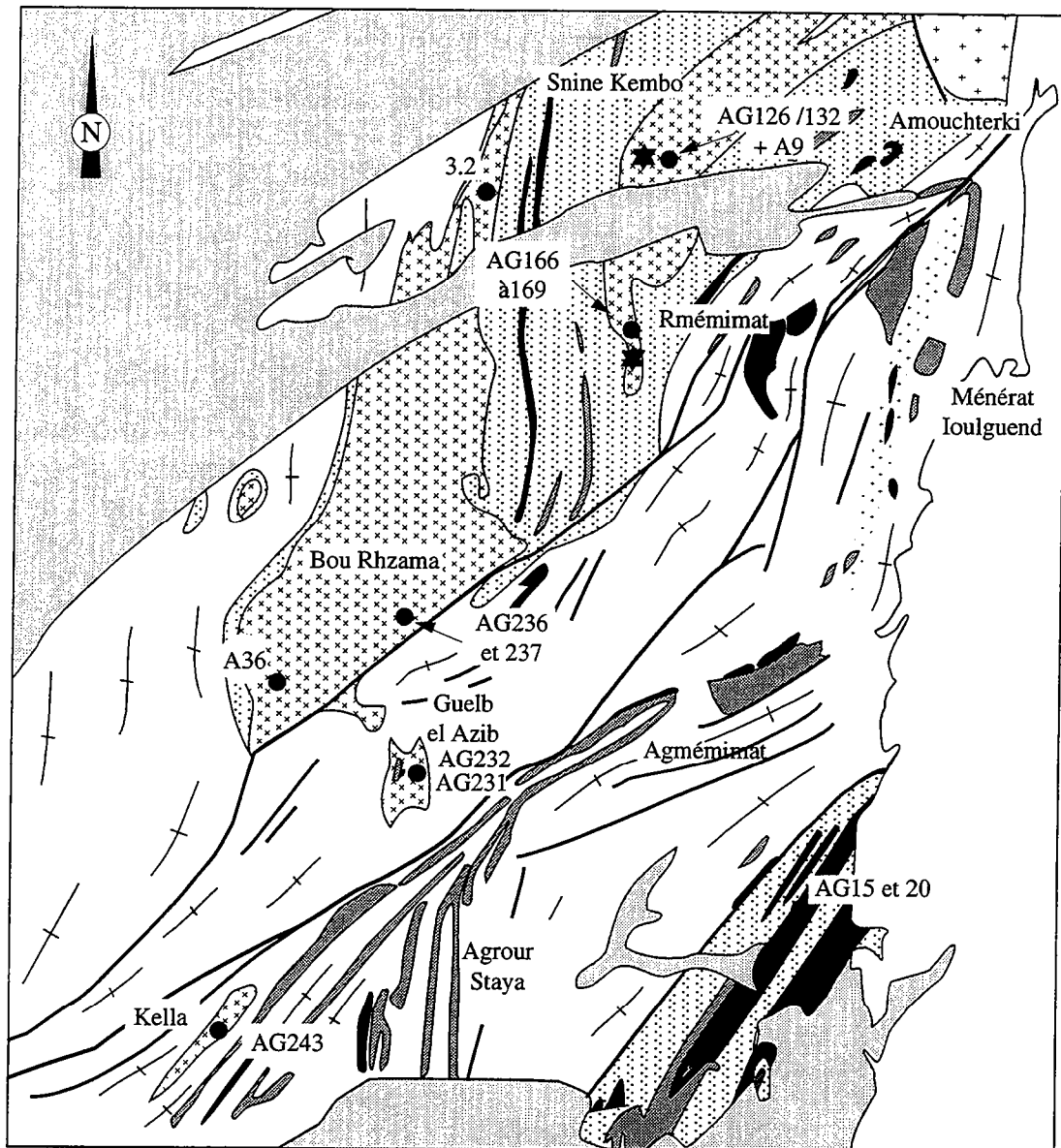


Fig.2.23. Localisation des échantillons de charnockite de l'Amsaga. 1/ Charnockites; 2/ Métagrauwakes; 3/ Métapélites; 4/ Métabasites; 5/Gneiss migmatitiques; 6/ Gabbro des Igulid; 7/ Dunes; 8/ Zones mylonitiques; 9/ Echantillons; 10/ Echantillons analysés à la microsonde électronique.

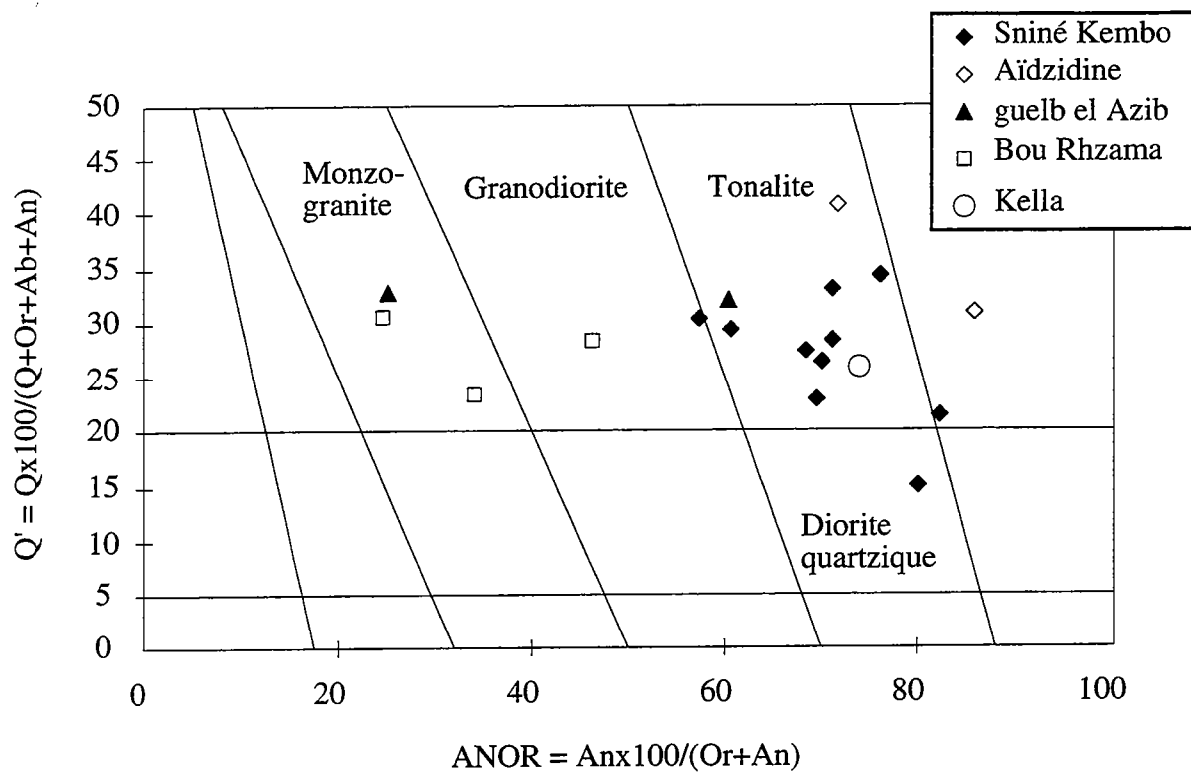


Fig.2.24. Compositions des charnockites de l'Amsaga reportées dans le diagramme de classification normative de Streckeisen et Le Maître (1979).

## II-3-1/ DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE.

### *a/ Charnockites de Snine Kembo-Rmémimat, Kella et Aïdzidine.*

Ces gneiss se présentent à l'affleurement sous forme de roches massives. La foliation est très mal exprimée et nous ne voyons jamais de linéation minérale. Le massif de Snine Kembo et les échantillons provenant du secteur d'Aïdzidine affleurent dans les séries granulitiques, alors que le massif de Kella forme un petit pointement à l'intérieur du domaine jusqu'alors considéré comme métamorphisé en faciès amphibolite (Barrère, 1967 ; Bronner, 1992 ; Auvray et al., 1992a et b). Le contour cartographique de ces massifs est allongé dans la foliation générale. L'origine ortho-dérivée du massif de Snine Kembo est confirmée par la présence dans ces gneiss d'une enclave basique.

### Description pétrographique.

La paragenèse primaire des charnockites est à Qtz-Pl-Kfs-Opx-Bt  $\pm$  Amph  $\pm$  Cpx. Les minéraux accessoires sont : le zircon, les oxydes ferrotitanés, l'apatite et, plus rarement le sphène. La texture de ces gneiss est granoblastique hétérogranulaire. Ils ne présentent pas en lame mince de fabrique linéo-planaire, ce qui confirme le caractère globalement isotrope observé sur le terrain.

### *Le quartz.*

Il forme la phase la plus importante en volume. Nous le trouvons soit en phénoblastes, soit en petits agrégats polycristallins. Ses contours sont généralement lobés, voire persillés. Nous notons également l'existence de joints triples à 120°. Quand il est en phénoblastes il présente fréquemment une extinction roulante ou en damier. Nous notons enfin le développement de textures en mortier formées d'un assemblage de petits cristaux de quartz, de plagioclase et parfois de feldspath potassique, ainsi que la présence de microfractures remplies de quartz qui recoupent l'ensemble des phases. Les textures en mortier sont très peu développées. Ce dernier habitus est caractéristique d'une recristallisation à relativement basse température (inférieure à celle du faciès granulite,  $\approx 600^\circ\text{C}$ ).

### *Le plagioclase.*

C'est la deuxième phase en volume. Nous le trouvons le plus souvent sous forme de phénoblastes (millimétriques), parfois limpides, mais présentant fréquemment une texture "nuageuse" due à des exolutions de fer incorporées dans le minéral à haute température. Il présente généralement de fines antipertithes, et nous notons parfois le

développement de myrmékites à son contact. Il présente fréquemment les deux systèmes de macles (albite et péricline), une extinction onduleuse et des macles courbes. Il peut également être découpé par des petites fractures en échelons remplies de mica blanc. Ces fractures recoupent plusieurs cristaux et indiquent donc un comportement fragile de la roche, ce sont donc des textures de basse température. Des petits cristaux de microcline cristallisent parfois à l'intérieur des phénoblastes de plagioclases, soulignant leurs plans de macle. Le plagioclase peut être légèrement séricitisé et contenir des petits agrégats de calcite et, plus rarement de zoïsite. Ces phénomènes de déstabilisation de basse température sont généralement peu développés.

#### *Le feldspath potassique.*

C'est du microcline, parfois pertithiqué. Nous ne le trouvons jamais sous forme de phénoblastes, mais uniquement sous forme de petites plages de quelques dizaines de microns, généralement limpides, ou en recristallisation à l'intérieur des plagioclases. Il peut être totalement absent de la paragénèse dans les faciès les moins différenciés.

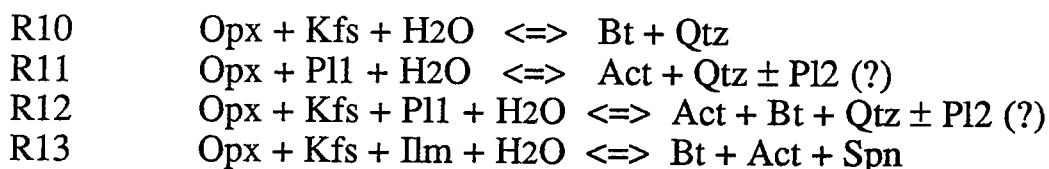
#### *L'orthopyroxène.*

Il se présente en phénoblastes millimétriques, généralement fracturés. Les réactions de déstabilisation de l'orthopyroxène sont les réactions les mieux développées dans ces échantillons. Plusieurs réactions peuvent être observées dans les charnockites de l'Amsaga. Elles semblent dépendre, en particulier, de la présence de feldspath potassique dans la paragénèse de la roche.

En présence de feldspath potassique, le pyroxène est généralement entouré d'une couronne de biotites, ces biotites secondaires se développant également dans les fractures qui découpent le minéral. Dans certains cas la biotite envahit presque totalement le pyroxène qui ne subsiste que sous forme de fantôme. Dans ces amas de biotite secondaire nous notons parfois la présence de minéraux opaques, de sphène et, plus rarement, de calcite. Dans un échantillon nous observons le développement d'une association à Bt + Spn aux dépens d'un assemblage à Opx + Opaque. La biotite est parfois elle-même déstabilisée en amphibole. Nous notons en particulier le développement de taches vertes d'amphibole à l'intérieur des biotites secondaires. Nous observons également des intercroissances de biotite et d'amphibole autour des pyroxènes. Cette amphibole secondaire est vert-bleu, c'est une clino-amphibole. Dans ce type de réaction, les amphiboles secondaires décrites dans la littérature appartiennent à la série trémolite-actinote (Sen et Olivier, 1981 ; Vielzeuf, 1982) et présentent les mêmes caractères optiques que celles qui sont visibles dans les échantillons de l'Amsaga. Nous n'avons pas d'analyse de ces amphiboles secondaires dans le cas des charnockites de l'Amsaga, mais dans les metabasites il s'agit

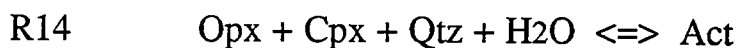


effectivement de hornblende actinolitique (voir paragraphe II-3) et les amphiboles de déstabilisation des pyroxènes de la quartzite ferrugineuse de Bronner et al. (1992) sont également des actinotes (c.f. paragraphe précédent). Nous pouvons donc supposer que ce sont également des actinolites dans le cas des charnockites. Ce développement d'amphibole secondaire est très peu important dans les faciès acides contenant du feldspath potassique. Les différentes réactions mises en évidence peuvent s'écrire :

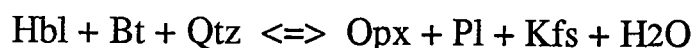


La présence d'un plagioclase secondaire (plus albitique) ne peut pas toujours être déterminée optiquement de façon certaine, mais l'existence dans ces assemblages de phases calciques (sphène, calcite) permet de toute façon d'équilibrer le calcium dans les réactions.

Dans les échantillons sans (ou avec peu) de feldspath potassique, les pyroxènes sont essentiellement entourés d'amphiboles, nous ne notons quasiment jamais de biotite. Il semble donc que dans ce cas seule la réaction R11 intervienne. De plus dans ces faciès sans feldspath potassique, nous avons généralement du Cpx associé à l'Opx. La réaction suivante peut donc intervenir :



Les différentes réactions envisagées ici ont été proposées sous la forme simplifiée :



par De Waard (1969), afin d'expliquer la disparition conjointe de la biotite et de l'amphibole et l'apparition de l'Opx lors de l'évolution prograde des séries granulitiques. Elles fonctionnent ici dans le sens rétrograde.

Dans la lame AG20 (sans Kfs) les Opx sont totalement déstabilisés et remplacés par des amas de phases secondaires formant des yeux dans la foliation. L'existence de pyroxène primaire dans cet échantillon est attestée par la présence d'un fantôme de pyroxène dans un des amas (photo 38a). Des structures réactionnelles coronitiques se développent à la périphérie des amas avec, de l'extérieur vers le centre : un liseré d'actinote verte parfois associée à des biotites, une fine bordure de quartz et au centre un assemblage microcristallin d'amphiboles incolores associées à de la calcite, des opaques et des minéraux phylliteux (photo 38b). La nature exacte de cet assemblage est très difficile à déterminer optiquement. Il semble qu'il

constitue ce que Vielzeuf (1982) dénomme la phase "AP" (altération des pyroxènes). Les rares cristaux d'amphibole bien développés dans cette phase AP semblent également appartenir à la série trémolite-actinote. Apparemment l'apparition d'amphibole verte est conditionnée par la présence de plagioclase et ne se développe pas quand le pyroxène est au contact du quartz.

Cet échantillon est le seul où l'Opx soit entièrement déstabilisé en minéraux secondaires. Les diverses réactions de basse température déjà décrites sont également très développées dans cet échantillon : séricitisation du plagioclase, nombreuses inclusions opaques à l'intérieur des plagioclases, apparition de phases de basse température (zoïsite, calcite, chlorite). Les textures coronitiques décrites précédemment représentent donc le stade ultime de la déstabilisation rétro-morphique de l'Opx. De plus, les amphiboles vertes qui constituent la couronne externe des textures réactionnelles cristallisent également à l'intérieur de fractures recoupant l'échantillon. Ces fractures sont souvent perpendiculaires à la foliation, mais peuvent également être obliques par rapport à celle-ci. Elles indiquent un comportement fragile de la roche, et donc une déformation de basse température.

Les réactions décrites précédemment ont souvent été invoquées pour expliquer la déstabilisation des Opx lors de la rétro-morphose de charnockites (e.g. Deer et al., 1977 ; Keer, 1979 ; Convert, 1981 ; Sen et Olivier, 1981 ; Vielzeuf, 1982). Elles sont caractéristiques d'une diminution de P et T, et surtout d'une augmentation de la pression partielle de fluides, en particulier de l'eau.

#### *Le clinopyroxène.*

Il n'est présent que dans les faciès les moins différenciés. Il se présente sous forme de cristaux automorphes, millimétriques en association avec l'amphibole et l'orthopyroxène. Nous ne notons pas d'exsolution de ces deux pyroxènes l'un dans l'autre, ni d'ailleurs de toute autre phase à l'intérieur du Cpx. Nous ne trouvons jamais de grenat associé aux Cpx, ce qui, au même titre que l'absence de disthène dans les paragneiss, est un critère de métamorphisme de basse pression. Nous notons parfois au contact entre les phénoblastes de Cpx et d'Opx la présence de petits minéraux incolores qui pourraient être des amphiboles. Nous aurions donc à ce niveau la réaction R14 dans le sens rétrograde.

#### *La biotite.*

En plus de la biotite secondaire de déstabilisation de l'Opx, nous trouvons dans tous les échantillons étudiés une biotite appartenant à la paragenèse primaire. La proportion modale de ce minéral est très variable et peut être reliée à l'acidité du magma : de quelques pour cents dans les faciès basiques à plus de 10% dans les faciès acides. La biotite se présente

sous forme de larges lattes de quelques centaines de microns, automorphe et très pléochroïque (de brun-rouge à presque incolore). Dans certains cas la biotite est complètement décolorée et acquiert donc les caractères optiques d'une muscovite (excepté en lumière polarisée où elle présente des teintes de biréfringence plus basses). Dans les échantillons présentant des réactions et des phases de basse température, la biotite est toujours partiellement chloritisée, de la prehnite et des opaques se développant le long de ses plans de clivages. Dans certaines lames nous observons la transformation de biotite en amphibole par apparition de taches vertes à la surface du cristal. Ce type de réaction s'observe également dans le sens opposé (taches de biotite à la surface des amphiboles).

### *L'amphibole.*

L'amphibole primaire n'existe que dans les faciès basiques. Elle forme de grands cristaux, automorphes, millimétriques. Elle présente une teinte vert clair et parfois un fort pléochroïsme de vert à gris jaune. Comme nous l'avons noté, l'amphibole se transforme parfois en biotite par apparition de taches brunes à la surface du minéral.

### *Les minéraux accessoires.*

Le zircon est toujours arrondi, il présente fréquemment un zonage optique. L'apatite se présente : soit cristaux trapus ( $\approx 500$  nm) translucides en matrice, soit sous forme d'inclusion aciculaire à l'intérieur des minéraux blancs. Les oxydes ferro-titanés sont généralement de grande taille (quelques dizaines de microns) et peuvent être entourés de sphène ou de biotite. Le sphène est souvent associé aux phases secondaires et doit dans ce cas constituer un produit de réaction rétro-morphique. Il peut cependant exister en matrice sous forme de cristaux trapus et zonés; auquel cas il appartient à la paragenèse primaire.

### *b/ Massifs de Bou Rhzama et du guelb el Azib.*

Le massif de Bou Rhzama constitue le massif de charnockite le plus important cartographiquement, il est orienté NS à l'Ouest de la région. Le massif du guelb el Azib quant à lui forme un petit pointement de charnockite au Sud de Bou Rhzama. Il est séparé de ce dernier par une des branches du cisaillement mylonitique dextre. Ces deux massifs présentent une foliation NS assez bien exprimée contrairement aux charnockites de Snine Kembo. De plus au Nord du massif de Bou Rhzama (à Stal Aouarat) nous avons pu observer des évidences de fusion partielle à l'intérieur de ces gneiss (cf. photo 10).

## Description pétrographique.

La paragenèse primaire de ces gneiss est sensiblement identique à celle des charnockites précédemment décrites (i.e Qtz + Kfs + Pl + Opx + Bt ± Cpx ± Amph) mais selon des proportions modales et des habitus différents. De plus, ces gneiss présentent une foliation marquée leur conférant une texture grano-lépidoblastique hétérogranulaire.

### *Le quartz.*

Il forme la phase majeure de la paragenèse. Il se présente en phénoblastes (millimétriques) elliptiques orientés dans la foliation. Il se présente également sous forme de microcristaux (quelques microns) associés aux feldspaths autour de phénoblastes. Il présente des extinctions roulantes ou en damier. Comme nous l'avons vu lors de l'étude structurale, ce type de recristallisation indique une déformation de haute température, proche des conditions de fusion, ce qui est cohérent avec les évidences de fusion partielle observées sur le terrain.

### *Le feldspath potassique.*

C'est du microcline perthitique. Il constitue la phase feldspathique prédominante, contrairement à ce que nous avons vu pour les charnockites de Snine Kembo. Nous le trouvons en phénoblastes (millimétriques voire plurimillimétriques), en amandes allongées dans la foliation. Il peut également se présenter en recristallisation à l'intérieur des phénoblastes de plagioclase et il peut également contenir des petits cristaux de plagioclase en inclusion. Nous notons dans tous les cas le développement de nombreuses myrmékites à son contact.

### *Le plagioclase.*

Il est également en assez grande quantité sous forme de phénoblastes. Comme les deux minéraux blancs précédemment décrits, il se présente en amandes étirées dans la foliation, entourées de recristallisations dynamiques. Il présente souvent les deux systèmes de macles, une extinction roulante et des macles flexueux. Il est parfois "kinké" ce qui indique que le minéral continue à croître après s'être déformé. Il est légèrement séricitisé.

### *L'orthopyroxène.*

Il se présente en cristaux millimétriques (ou plurimillimétriques) orientés dans la foliation avec parfois une extinction roulante. Il est de nouveau déstabilisé en biotite et amphibole par le biais des réactions R10 à R13. En réalité, il est le plus souvent déstabilisé en biotite, la

déstabilisation en amphibole ne s'observant que dans quelques échantillons. Ceci est certainement dû à l'acidité du protolithe et à sa teneur relativement élevée en K<sub>2</sub>O (2,63 à 4,58%).

#### *Le clinopyroxène.*

Il est moins fréquent que l'orthopyroxène et ne se rencontre que dans les faciès les moins différenciés. Il se présente en phénoblastes millimétriques légèrement déstabilisés en amphibole verte.

#### *La biotite.*

Comme le feldspath potassique, elle constitue une phase plus importante en volume que dans le cas des charnockites précédemment décrites. Quand elle est primaire, nous la trouvons sous forme de cristaux de plusieurs centaines de microns, parfois même millimétriques à extinction ondulante. Elle est généralement orientée dans la foliation et peut présenter une diminution de la taille des grains indiquant une croissance syncinématique. Parfois la biotite issue de la déstabilisation des pyroxènes est elle-même déstabilisée en petites amphiboles vertes. Elle peut également être chloritisée et prehnitisée.

#### *L'amphibole.*

Elle est assez rare, au même titre que le clinopyroxène. En réalité nous trouvons généralement ces deux phases associées. Quand elle est primaire, elle se trouve sous forme d'amphiboles millimétriques, vertes, très pléochroïques, orientées dans la foliation. Elle présente dans ce cas des contours lobés et contient de nombreux minéraux opaques en inclusion. Sinon nous la trouvons sous forme de petits cristaux verts comme produit de déstabilisation du pyroxène. Dans un échantillon (AG232), les pyroxènes sont totalement transformés en petites amphiboles vertes, fibreuses, associées à de la calcite, du sphène, des minéraux opaques et des épidotes. Dans cette roche, les plagioclases présentent un aspect nuageux et sont largement séricitisés, les biotites sont chloritisées et prehnitisées et les minéraux opaques sont entourés d'une couronne de sphène. Excepté cet échantillon, les charnockites de Bou Rhzama et du guelb el Azib sont relativement peu affectées par ces recristallisations de basse température.

#### *Les phases accessoires.*

Nous trouvons de nombreux oxydes ferro-titanés, généralement de grande taille (millimétrique) quand ils sont dans la matrice, de taille plus réduite (quelques dizaines de microns) quand ils sont inclus dans les autres phases. Nous trouvons parfois du rutile en matrice ou associé aux

amphiboles. Les apatites sont nombreuses sous forme de cristaux trapus de quelques dizaines de microns. Outre le sphène secondaire produit par la déstabilisation des phases opaques, il existe également de petits sphènes trapus et zonés en matrice. Dans certains échantillons des petits sphènes, automorphes sont alignés dans la foliation, ce qui indique une croissance syncinématique. Enfin, certains échantillons sont très riches en zircons présentant généralement un zonage optique net.

*c/ Discussion et conclusion de l'étude pétrographique des charnockites.*

Nous avons donc montré grâce à l'étude pétrographique des charnockites de l'Amsaga que les deux principaux massifs (Snine Kembo-Rmémimat et Bou Rhzama-guelb el Azib) ne sont pas homogènes, mais se caractérisent par des compositions minéralogiques (et chimiques) différentes. Cette distinction apparaît clairement dans le diagramme normatif An/Ab/Or (fig.2.25) puisque nous voyons que tous les échantillons de Snine Kembo-Rmémimat tombent dans le champ des tonalites, alors que les échantillons de Bou Rhzama-guelb el Azib se situent dans les champs des granodiorites, quartz monzonites et granites (fig.2.25). L'âge de mise en place des massifs de Bou Rhzama et du guelb el Azib n'est pas connu, mais il est de toute façon antérieur à 2,7 Ga puisque ce massif est affecté par le métamorphisme granulitique (Auvray et al., 1992b et chapitre IV de ce travail). Ce type de composition proche de celle des granites potassiques est peu fréquente à l'Archéen où les magmas se caractérisent le plus souvent par une tendance trondhjémitique (enrichissement en Na<sub>2</sub>O, e.g. Martin, 1985).

La différence de composition des deux massifs permet également d'expliquer la présence de phénomènes d'anatexie dans le massif de Bou Rhzama et leur absence dans le massif de Snine Kembo. En effet, le massif de Bou Rhzama contenant plus de feldspath potassique, sa composition se situe plus près du point eutectique ternaire des granites que le massif de Snine Kembo (Winkler, 1975, par exemple). Donc pour des conditions physiques du métamorphisme identiques (P-T-PH<sub>2</sub>O) les roches du massif de Bou Rhzama atteindront plus rapidement les conditions de la fusion partielle que celles de Snine Kembo. Cela peut expliquer pourquoi le massif de Snine Kembo est relativement isotrope alors que le massif de Bou Rhzama présente une fabrique développée : ce dernier étant proche des conditions de fusion aura une rhéologie ductile qui favorisera l'acquisition d'une fabrique linéo-planaire.

Quoi qu'il en soit, la paragenèse des différents massifs et pointements de charnockite de l'Amsaga est constante et se caractérise par une association stable à Qtz-Pl-Kfs-Opx-Bt±Cpx±Amph, ce qui les place dans le champ des granulites de pression intermédiaire (association stable à Opx-Pl et absence d'association Cpx-Grt; Wells, 1979 par exemple). Les travaux expérimentaux permettent de fixer une pression maximale de 7kb,

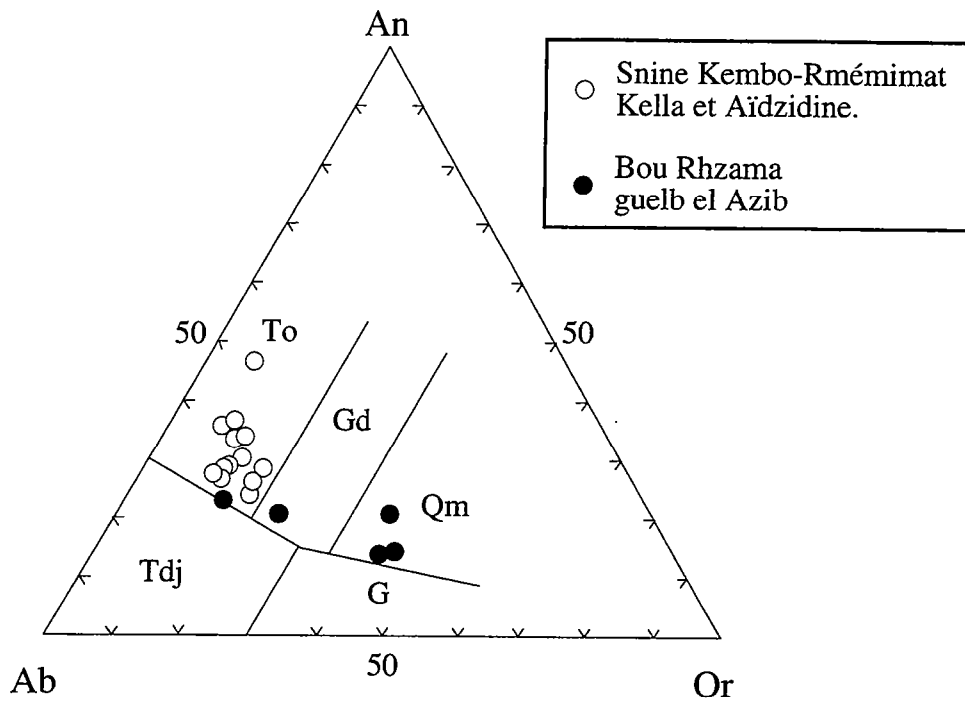
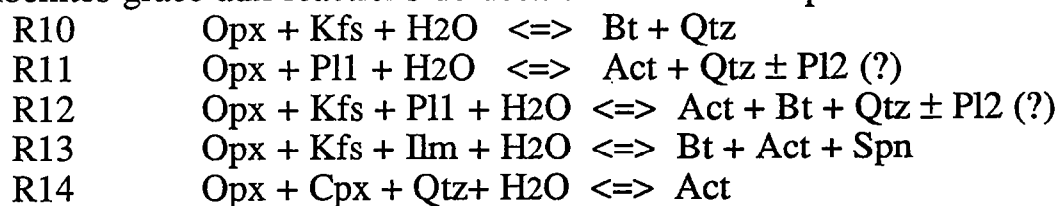


Fig 2.25. Classification des charnockites de l'Amsaga dans un diagramme normatif Ab-Or-An d'après O'Connor (1965) modifié par Barker (1979).

représentant la pression d'apparition du grenat dans ce type de roches (e.g. Andrieux, 1982).

Nous avons pu mettre en évidence le trajet rétro-morphique des charnockites grâce aux réactions de déstabilisation de l'Opx :



Ces différentes réactions se retrouvent dans toutes les charnockites étudiées. Donc, comme pour les paragneiss, nous ne notons pas de variation dans les conditions P-T du métamorphisme, quelle que soit la localisation géographique des échantillons.

La seule différence observée se situe dans le développement de ces réactions rétro-morphiques. En effet, deux échantillons étudiés (l'un à Aïdzidine, l'autre au guelb el Azib) présentent des stades rétro-morphiques beaucoup plus avancés que les autres roches.

### II-3-2/ COMPOSITION CHIMIQUE DES PHASES.

La composition chimique des phases de trois échantillons provenant du massif de Snine Kembo-Rmémimat a été analysée à la microsonde électronique (éch. AG126-AG166-AG129, localisation fig.2.23). Ces échantillons ont été choisis en fonction de leur minéralogie, mais également en fonction de leur degré de différenciation (puisqu'ils contiennent respectivement : 64,91, 68,86 et 69,42% de SiO<sub>2</sub>). La paragenèse des échantillons analysés est à Qtz-Pl-Kfs-Opx-Bt-Ilm-Hem.

#### *Le plagioclase.*

La composition chimique des plagioclases est reportée dans le triangle de classification Or-Ab-An (fig.2.26). La composition des minéraux analysés est généralement assez constante et se situe à la limite oligoclase-andésine, avec une composition moyenne : An<sub>32</sub>-Ab<sub>66</sub>-Or<sub>2</sub>. La composition des plagioclases est indépendante de la composition de la roche totale. Seules trois analyses obtenues sur l'échantillon AG129 s'écartent de la moyenne par une teneur plus élevée en CaO (de 43,4 à 63% An); ces trois analyses correspondent à trois minéraux distincts et non pas à des variations intracristallines. En effet, la composition des minéraux analysés ne montre pas d'évolution entre le coeur et la bordure.



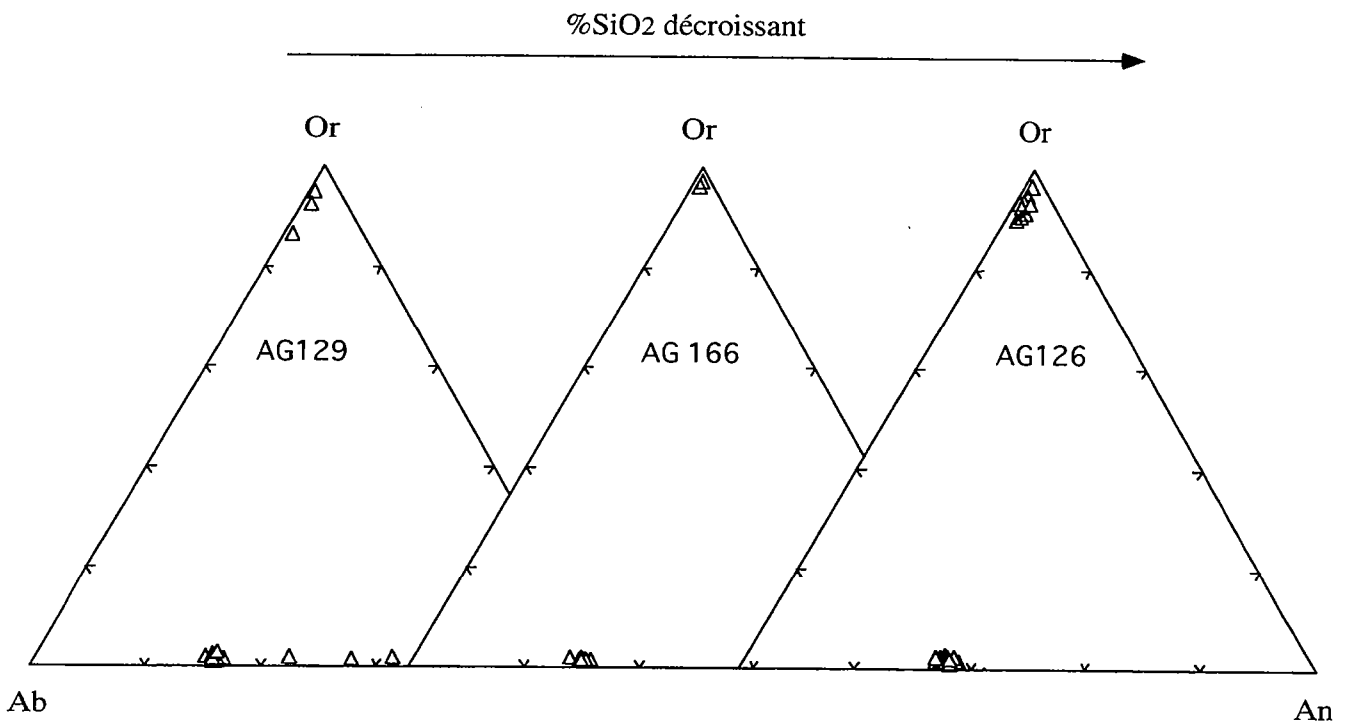


Fig.2.26. Compositions des feldspaths des charnockites de l'Amsaga reportée dans les diagrammes de classification Or-Ab-An.

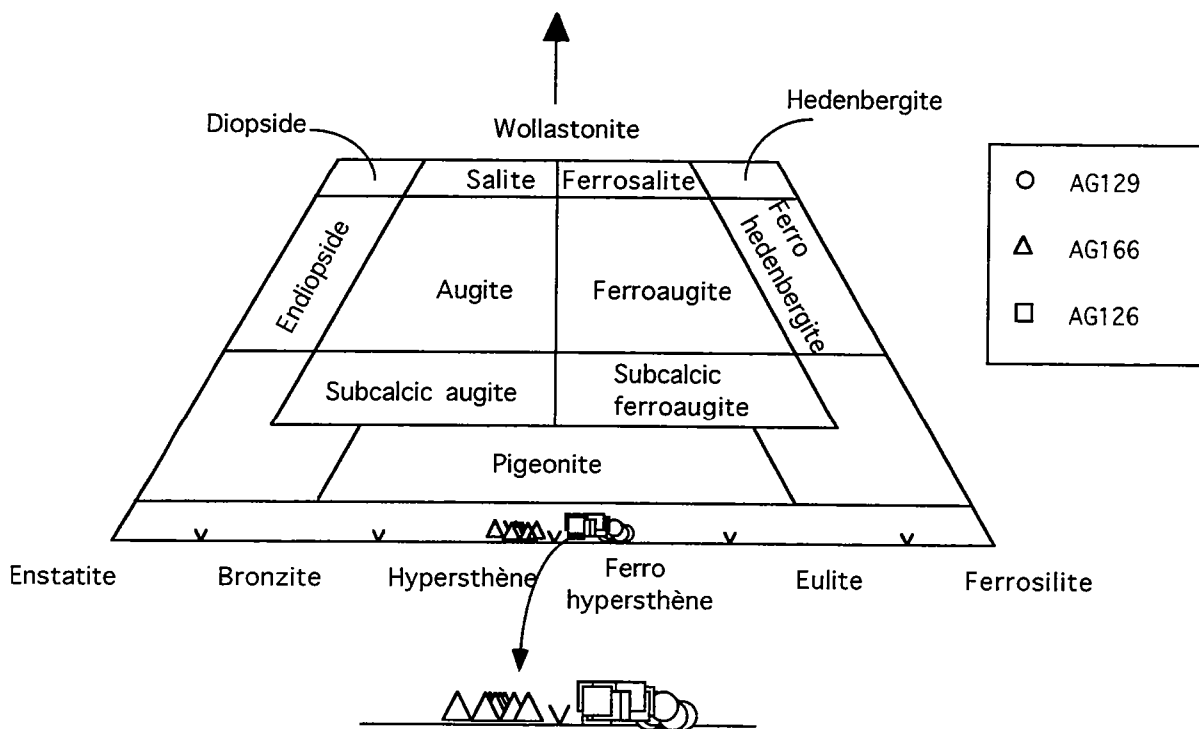


Fig.2.27. Compositions des orthopyroxènes des charnockites de l'Amsaga reportées dans le diagramme de classification Wo-En-Fs.

La teneur en An des plagioclases augmente à température croissante (Goldsmith, 1982 ; par exemple). Dans les séries charnockitiques, la composition moyenne des plagioclases est généralement An30-35 (Deer et al., 1977 par exemple). La composition des plagioclases des charnockites de l'Amsaga indique donc des minéraux de haute température, cohérente avec l'association Pl+Opx.

#### *Le feldspath potassique.*

Les analyses de feldspath potassiques sont également reportées figure 2.26. De nouveau, la composition du feldspath est très constante, ce sont des orthoses presque pures (93 à 99,9% Or). Seuls les feldspaths de l'échantillon AG129 montrent une légère variation de leur composition, mais le nombre restreint d'analyses sur cet échantillon ne nous permet pas d'apporter de conclusion quant à cette variation.

#### *L'orthopyroxène.*

La composition des orthopyroxènes est reportée dans un diagramme de classification Wo-En-Fs (fig.2.27.). Nous notons deux groupes d'analyses :

- les pyroxènes des échantillons AG129 et AG126 sont des ferro-hypersthènes (avec un XFe de 0,56 et 0,53 respectivement) ;
- les pyroxènes de l'échantillon AG166 sont des hypersthènes et ont un XFe de 0,46.

A l'intérieur de chaque échantillon la composition de l'Opx est très constante. La différence entre ces deux groupes se retrouve également au niveau de la teneur en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, puisque les pyroxènes des échantillons AG126 et AG129 contiennent en moyenne moins de 1% de ce constituant alors que la teneur en alumine des pyroxènes de l'échantillon AG166 varie de 1,15 à 5,51%. Quelques couples d'analyses coeur-bordure ont été effectués : nous notons une diminution de la teneur en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des Opx depuis le coeur vers la bordure. Cette zonation des pyroxènes peut être interprétée en terme de conservation des stades précoces de cristallisation du minéral étant donné les faibles coefficients de diffusion de l'alumine dans le pyroxène. Elle correspond à un échange de Ca entre le Plg et l'Opx pendant la cristallisation de ce dernier (e.g. Anovitz, 1991).

#### *La biotite.*

La composition des biotites est reportée dans le diagramme de classification des phyllites (Goujou, 1991; fig.2.28). Toutes les analyses se situent autour du pôle biotite au sens strict, sans aucune tendance à la chloritisation.

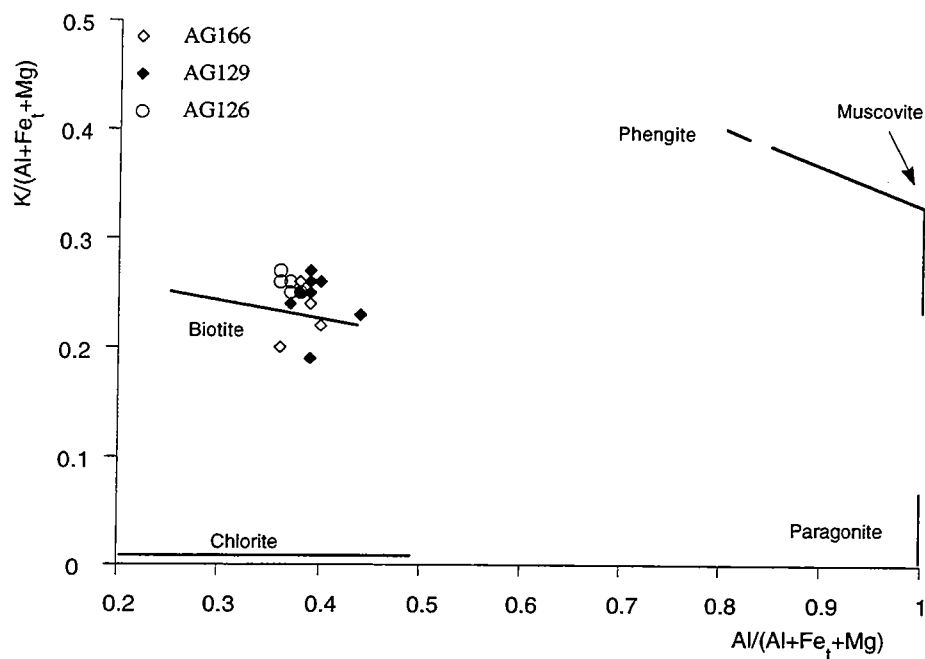


Fig.2.28. Compositions des biotites des charnockites de l'Amsaga dans le diagramme de classification des phyllites de Goujou (1991).

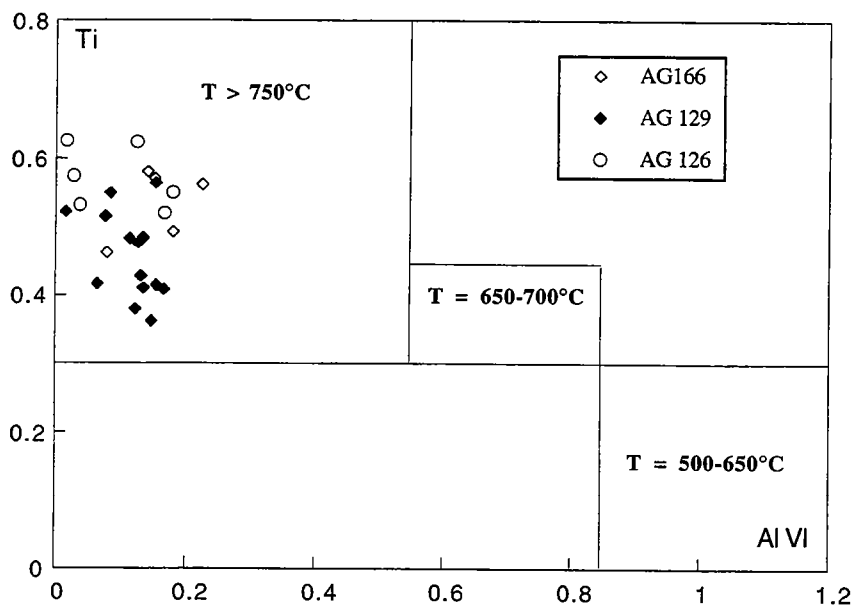


Fig. 2.29. Variation de la teneurs en Ti et Al VI des biotites des charnockites de l'Amsaga. Les domaines de températures sont ces de Scheurs (1985).

La différence que nous avons observée au niveau des XFe des Opx se retrouve avec les biotites : les biotites de l'échantillon AG166 ont un XFe de 0,41 celles de l'échantillon AG126 ont un XFe de 0,47 et celles de l'échantillon AG129 ont un XFe de 0,54. Cette augmentation du XFe des minéraux ferro-magnésiens n'est pas due à des conditions P-T de cristallisation différentes, mais reflète la chimie des roches, puisque nous la retrouvons au niveau des compositions chimiques des roches totales (XFe des échantillons AG166-AG126-AG129 respectivement : 0,63 ; 0,67 ; 0,68).

La composition des biotites est reportée dans un diagramme Ti en fonction d'AlVI (fig.2.29). Toutes les biotites sont caractérisées par une forte teneur en Ti et une faible teneur en AlVI et se situent donc dans le champ des biotites de haute température (>750°C, Scheurs, 1985). Il semble donc que les biotites des charnockites n'aient pas subi de rééquilibrage important de leur composition, même si nous notons une légère corrélation négative entre Ti et AlVI, pouvant indiquer une exsolution de titane durant l'évolution rétrograde du métamorphisme. Enfin, les biotites analysées ne contiennent pas de Fe<sup>3+</sup> comme nous avons pu le constater par le calcul de répartition des charges, ce qui nous indique une fO<sub>2</sub> faible lors de la cristallisation de ces minéraux (déjà mise en évidence lors de l'étude des paragneiss).

### *Les oxydes ferro-titanés.*

Deux types d'oxydes coexistent dans les charnockites de l'Amsaga : des ilménites (a Ilm=1) et des hématites (a Hem=1). Ces deux types d'oxydes proviennent probablement de la réaction :



qui a lieu à T<500°C et qui est due à la lacune de miscibilité dans la solution solide magnétite-ulvöspinel à basse température pour une fO<sub>2</sub> faible (Andersen et Lindsley, 1988).

### *Conclusion de l'étude de la composition chimique des phases.*

L'étude de la composition des phases nous apporte un certain nombre de renseignements :

- de nouveau, comme dans le cas des paragneiss, nous avons pu noter une très grande homogénéité de la composition des phases analysées, que ce soit à l'intérieur des échantillons ou entre les différents échantillons étudiés. Ceci confirme l'homogénéité des conditions physiques du métamorphisme à l'échelle de la région, au même titre que l'identité des paragneiss observées dans les différents secteurs étudiés ;

- la composition des biotites et des plagioclases nous indiquent des conditions de cristallisation de haute température (>750°C), cohérentes

avec les estimations obtenues lors de l'étude des paragneiss. Ces estimations nous indiquent également que les phases silicatées ont conservé des compositions de haute température ;

- la présence de deux types d'oxydes peut être interprétée en terme d'exsolution à basse température et nous indique une fugacité d'oxygène faible.

Enfin, nous avons pu remarquer que la composition des phases est indépendante de la chimie de la roche (excepté pour les légères variations du XFe des Bt et Opx) et que nous ne trouvons plus de critères magmatiques (zonation entre autres). Ces observations sont en faveur d'une mise en place anté-métamorphique des massifs, au même titre que les évidences de fusion partielle observées sur le terrain.

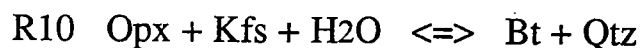
### III-3-3/ ESTIMATIONS DES CONDITIONS PHYSIQUES DU METAMORPHISME.

Les paragénèses des différentes charnockites étudiées ne sont pas favorables pour calibrer les conditions physiques du métamorphisme.

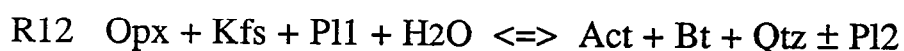
Nous avons vu que la pression d'équilibre des assemblages est inférieure à 7kb puisque le grenat n'apparaît jamais (ni avec l'Opx, ni avec le Cpx). Cette basse pression est cohérente avec les estimations effectuées grâce aux paragneiss ( $P=5 \pm 1$  kb, c.f.II-2).

La température du métamorphisme peut être estimée grâce au thermomètre de Brey et Kholer (1990) basé sur la teneur en Ca des orthopyroxènes, les résultats sont reportés tableau 2.5. Nous voyons que les valeurs obtenues sont relativement dispersées, mais se situent néanmoins dans la gamme des températures obtenues grâce aux métapélites ( $800 \pm 50^\circ\text{C}$  pour 5 kb). Ce résultat confirme les estimations obtenues grâce à la teneur en Ti et AlVI des biotites et la teneur en An des plagioclases. Les conditions P-T, bien que mal contraintes, sont donc compatibles avec les observations effectuées sur les paragneiss.

Le chemin rétrograde se caractérise par l'apparition de la biotite aux dépens de l'Opx. La réaction :



se situe entre  $550$  et  $700^\circ\text{C}$  en fonction de  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  (e.g. Burnham, 1969 ; Helgeson et al., 1978 ; Andrieux, 1982). D'autre part la réaction :



n'a pas fait l'objet d'études expérimentales détaillées, mais la cristallisation de ce type d'amphibole a lieu aux environs de  $550-600^\circ\text{C}$  à 3kb (Spear, 1976 cité dans Vielzeuf, 1982).

Le chemin P-T des charnockites de l'Amsaga est reporté figure 2.30. Le pic du métamorphisme et l'évolution des quelques échantillons

**AG166**

N°analyse	194	195	196	208	209	211	227	228	Moyenne
P kb									
1	729	727	706	706	712	727	770	715	724
2	733	731	710	710	716	731	775	719	728
3	737	735	714	714	720	735	779	723	732
4	741	739	718	718	724	739	783	727	736
5	746	744	722	722	728	744	788	731	740
6	750	748	726	726	732	748	792	735	744
7	754	752	730	730	736	752	796	739	749

**AG126**

N°analyse	37	38	39	40	59	62	44	68	80	moyenne
P kb										
1	906	884	812	924	853	867	871	903	903	880
2	911	888	817	929	857	871	875	908	908	885
3	915	893	821	934	862	876	880	912	912	890
4	920	898	826	939	866	881	885	917	917	894
5	925	903	830	944	871	886	890	922	922	899
6	930	907	834	948	876	890	894	927	927	904
7	935	912	839	953	880	895	899	932	932	908

**AG129**

N°analyse	124	125	128	139	154	155	172	173	174	177	176	Moyenne
P kb												
1	771	781	791	710	796	742	775	766	783	805	761	771
2	776	786	796	714	801	746	780	771	788	810	765	776
3	780	790	800	718	805	751	784	775	792	814	770	780
4	784	794	805	722	810	755	788	779	796	819	774	784
5	789	799	809	726	814	759	793	784	801	823	778	788
6	793	803	813	730	818	763	797	788	805	827	782	793
7	797	807	818	734	823	767	801	792	809	832	786	797

**Tab.2.5. Températures moyennes obtenues grâce au thermomètre de Brey et Kohler (1990) Opx pour les chamoockites de l'Amsaga.**

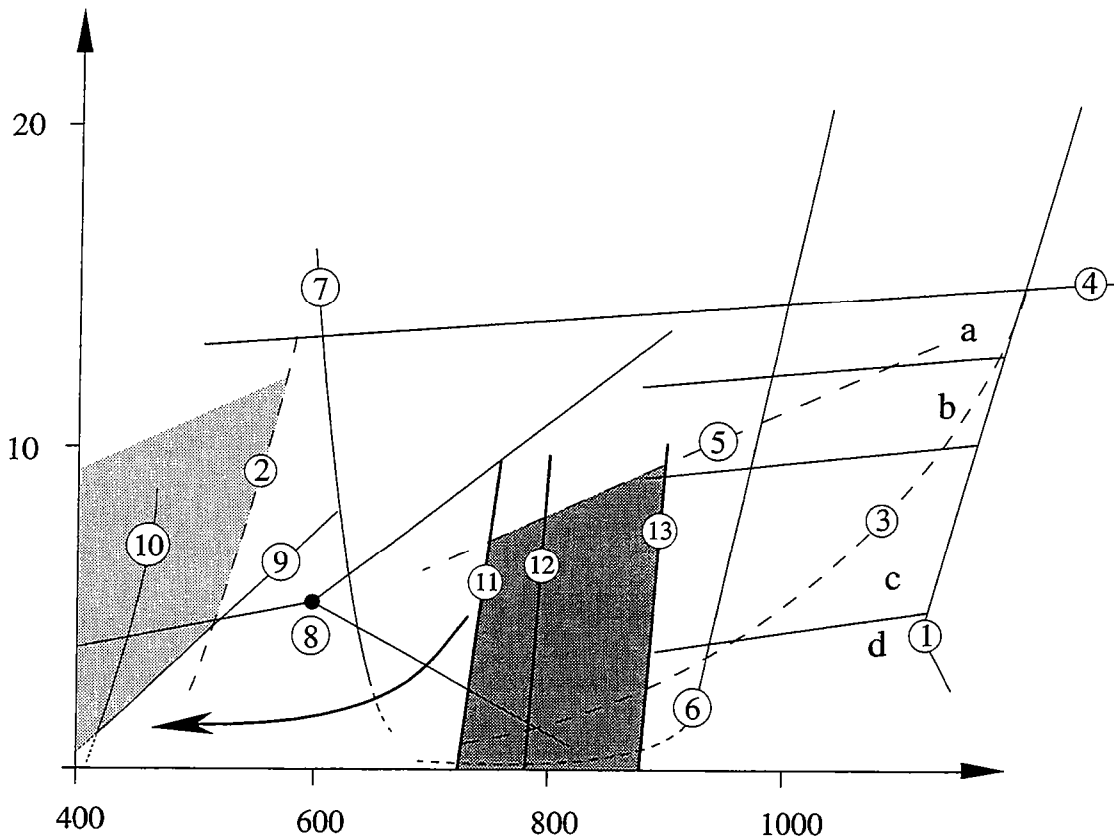


Fig. 2.30. Evolution P-T schématique des charnockites de l'Amsaga.

1/ Domaine de stabilité des granulites à deux pyroxènes (Irving, 1974). a : Cpx-Grt-Pl ; b : Grt-Px-Pl ; c : Cpx-Opx-Pl ; d : Cpx-Opx-Ol-Pl.

2/ Position de la réaction :  $Hb \rightleftharpoons Opx + Cpx + Pl$  (Wells, 1979) pour  $X_{H_2O} = 0,1$ .

3/ Position de la réaction :  $Hb \rightleftharpoons Opx + Cpx + Pl$  (Wells, 1979) pour  $X_{H_2O} = 1$ .

4/ Position de la réaction :  $Opx + Pl \rightleftharpoons Cpx + Grt$  (Wells, 1979).

5/ Transformation gabbro-granulite à Grt pour des compositions de tholéites à Qtz (Green et Ringwood, 1967).

6/ Limite supérieure de stabilité de l'amphibole (Yoder et Tilley, 1962).

7/ Solidus du système Qtz-Ab-Or-H<sub>2</sub>O (Johannes, 1984).

8/ Point triple des silicates d'alumines (Richardson et al., 1969).

9/ Position de la réaction  $Czo + Ab + Chl + Qtz \rightleftharpoons Olg + Hb + H_2O$  (Liou et al., 1987).

10/ Position de la réaction  $Czo + Chl + Tr \rightleftharpoons Hb + H_2O$  (Liou et al., 1987).

11-12-13/ Droites P-T calculées grâce aux thermomètres de Brey et Kohler (1990) pour les échantillons de charnockite analysés à la microsonde : AG166 (11), AG129 (12), AG126 (13).

Le champ gris foncé représente approximativement le domaine de stabilité de la paragenèse primaire des charnockites. Le champ gris clair indique le domaine P-T de cristallisation des paragenèses les plus rétro-morphiques (éch. AG20 et AG232).

totallement rétro-morphosés sont en accord avec le chemin déterminé sur les paragneiss.

### III-3-4/ CONCLUSION DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES CHARNOCKITES.

Les charnockites de l'Amsaga sont caractérisées par une paragenèse primaire à Qtz+Pl+Kfs+Opx+Bt±Cpx±Amph. Ce type de gneiss affleure sur l'ensemble de la région : à la fois dans les domaines considérés dans les travaux antérieurs comme appartenant aux séries granulitiques (Séries de la Saouda et d'Aïdzidine, Barrère, 1967) et dans les domaines considérés comme amphibolitiques avec le guelb de Kella et le guelb el Azib. Donc, comme pour les paragneiss, nous ne retrouvons pas le découpage en deux ensembles précédemment adopté.

Deux types de gneiss peuvent être distingués en fonction de leur composition minéralogique (teneur en feldspath potassique en particulier) : des tonalites (principalement observées au niveau du massif de Snine Kembo-Rmémimat) et des roches de composition plus potassique (granodioritique à granitique) au niveau des massifs de Bou Rhzama et du guelb el Azib.

La composition normative des tonalites les place dans le champ typique des TTG archéens, alors que le deuxième type de gneiss se distingue par une teneur plus élevée en K<sub>2</sub>O (c.f. Martin, 1985 par exemple).

La mise en place du massif de Snine Kembo est datée à 3,0 Ga, elle est donc antérieure au métamorphisme (voir chapitre IV). La mise en place du massif de Bou Rhzama n'a pas été datée, mais l'observation sur le terrain de zones plus ou moins mobilisées à l'intérieur de ce massif nous permet également d'envisager une mise en place anté-tectonique.

Le chemin P-T du métamorphisme granulitique affectant les gneiss charnockitiques n'est pas précisément contraint. Cependant le pic du métamorphisme peut être estimé à une température de  $800 \pm 50^\circ\text{C}$  pour une pression inférieure à 7kb, ces conditions sont donc comparables à celles obtenues grâce à l'étude des paragneiss.

L'estimation de la pression d'eau lors du pic du métamorphisme est également délicate. Cependant, pour une  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$ , une température de l'ordre de  $800^\circ\text{C}$  est trop faible pour stabiliser l'assemblage à Opx+Kfs (Andrieux, 1982 par exemple). La pression d'eau lors du pic du métamorphisme était donc inférieure à la pression totale. Le  $X_{\text{CO}_2}$  de la phase fluide lors de la rétro-morphose est inférieur à 0,8 sinon nous aurions apparition d'antophyllite au lieu de l'actinote dans la réaction R12 (Johannes, 1968).

La rétro-morphose se caractérise par une diminution de température et de pression, mais surtout par un apport d'eau (apparition de paragenèses hydratées en remplacement de paragenèses anhydres). Les réactions rétrogrades sont relativement peu développées et semblent s'achever vers



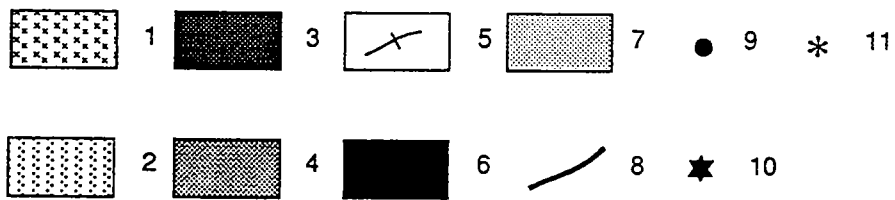
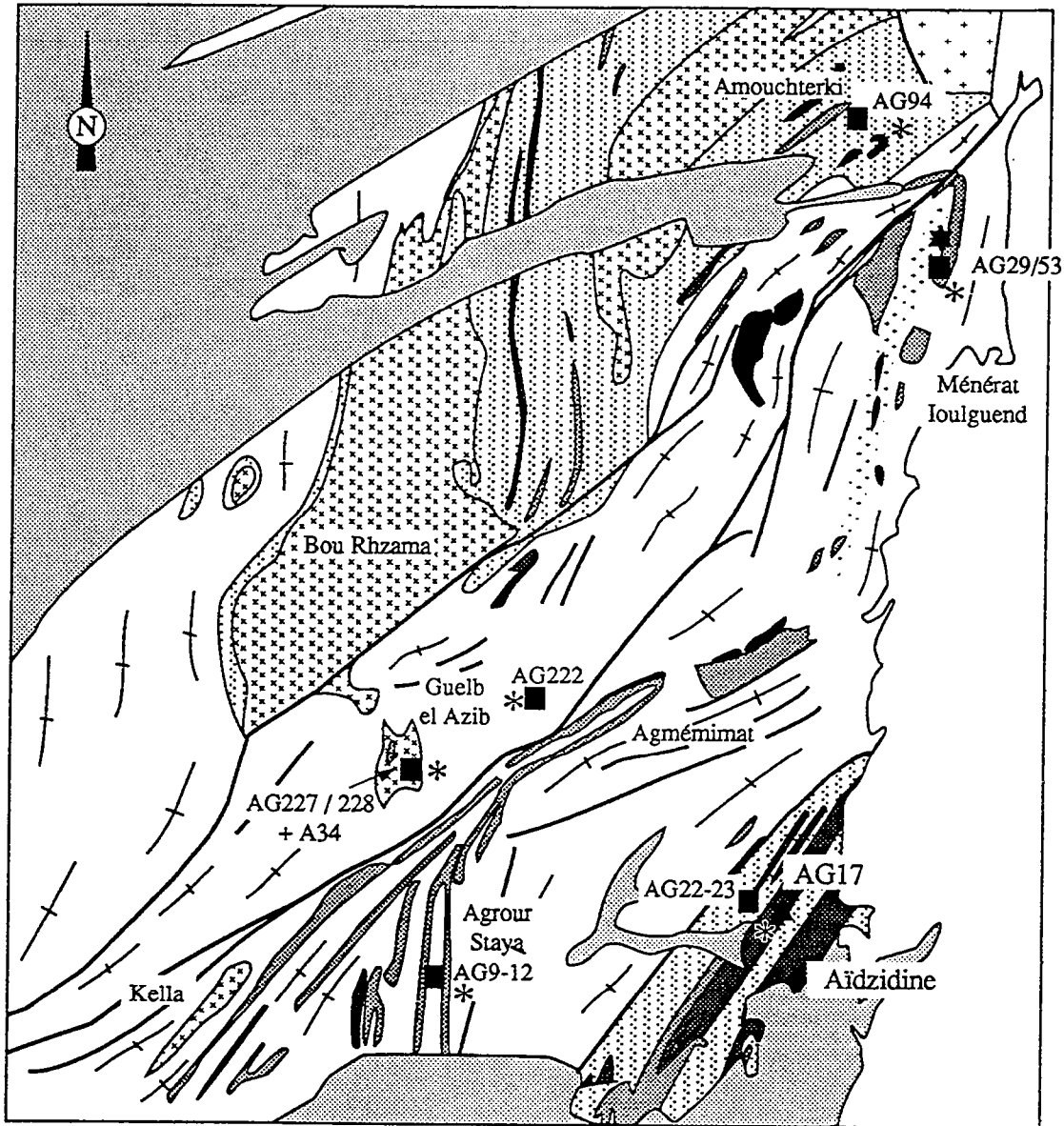


Fig.2.31. Localisation des échantillons de métabasite de l'Amsaga.  
 1/ Charnockites; 2/ Métagrauwakes; 3/ Métapélites; 4/ Métabasites; 5/Gneiss migmatitiques; 6/ Gabbro des Iguilid; 7/ Dunes; 8/ Zones mylonitiques; 9/ Echantillons; 10/ Echantillons analysés à la microsonde électronique; 11/ Association Opx-Pl.

550-600°C. Dans deux échantillons, la rétro-morphose des paragenèses granulitiques est totale et évolue jusqu'au faciès schiste vert. Ce stade rétro-morphique ultime se fait apparemment sans déformation associée (de façon statique) et résulte peut-être d'un événement distinct du métamorphisme principal, ce dont nous discuterons lors de l'étude géochronologique.

#### II-4/ LES METABASITES.

Les metabasites affleurent sous différentes formes dans l'Amsaga (fig 2.31) :

- soit en massifs comme au guelb el Azib ou au Nord de Touijenjert ; dans ce cas Barrère (1967) les a généralement cartographiées sous le terme de "gneiss à hypersthène" ;

- soit sous forme de ceintures volcano-sédimentaires constituant les grands plis post-schisteux décrits lors de l'étude structurale. Ce type de ceintures se retrouve à la fois dans le domaine supracrustal granité (à Aïdzidine, Amouchterki et au Nord de Touijenjert) et dans les gneiss migmatitiques (à Agrour Staya, Agmémimat et Ménérat). Dans ce cas Barrère (1967) les a désignés sous le terme de "pyroxène-amphibolites", de "pyroxénites" ou "d'amphibolites" ;

- soit sous forme de filons de gabbros à phénocristaux de plagioclase, sécants ou concordants dans la foliation. Ce gabbro se retrouve dans toutes les lithologies rencontrées. Il est parfois isotrope, parfois boudiné et folié (à Aïdzidine par exemple) et même mylonitisé.

Ces différents types de roches reportés dans la classification normative de Streckeisen et Le Maître (1979) forment également trois groupes (fig.2.32) :

- les metabasites du guelb el Azib se situent à la limite entre gabbros et diorites avec un échantillon dans le champ des diorites ;

- les metabasites des ceintures volcano-sédimentaires se situent dans le champ des gabbros, avec cependant un échantillon à la limite diorites quartziques-tonalites ;

- les gabbros à phénoblastes se situent à la limite entre gabbros et gabbros foïdifères, avec un échantillon sous saturé (contenant 6,16% de népheline normative).

Nous allons faire la description pétrographique de ces différents types de metabasites. Puis nous étudierons la composition des phases et les conditions physiques du métamorphisme qui les affecte.

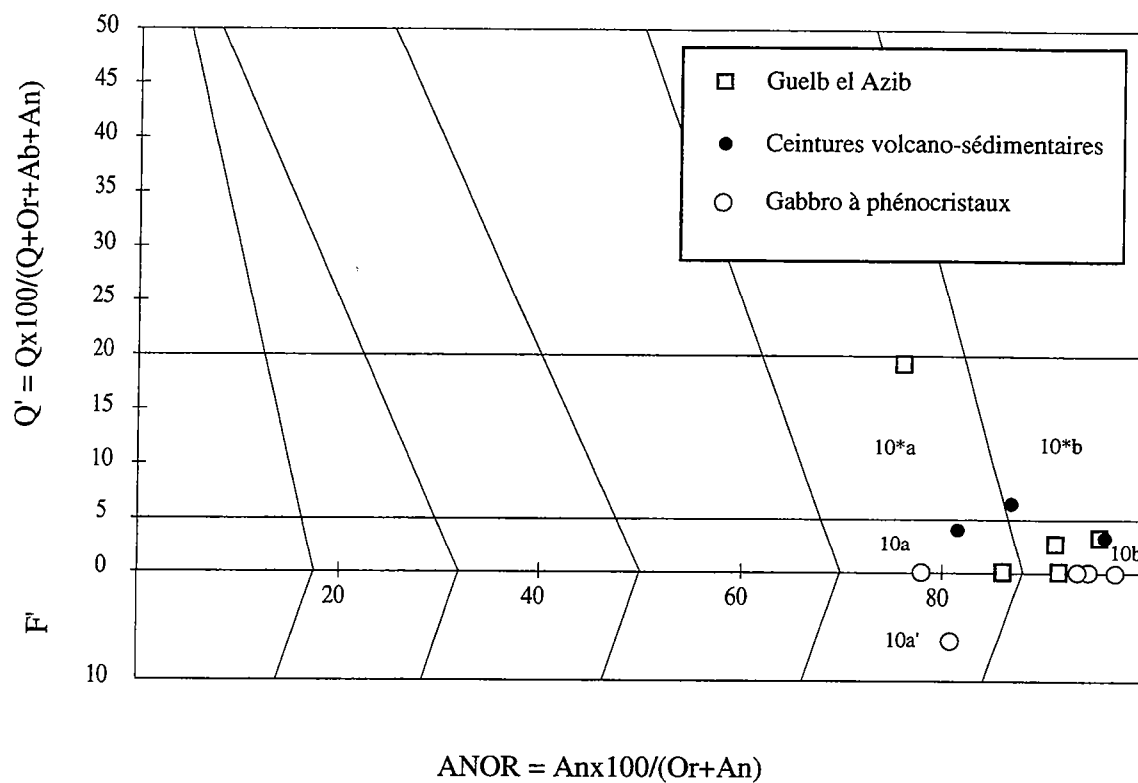


Fig.2.32. Classification des metabasites de l'Amsaga dans le diagramme Q'-ANOR de Streckeisen et Le Maître (1979) : 10\*a et 10\*b/ Diorites quartziques; 10a et 10b/ gabbros; 10a'/ gabbros foïdifères.

## II-4-1/ DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE.

### *a/ Les métabasites du guelb el Azib.*

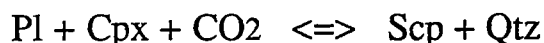
La texture de ces échantillons est généralement granoblastique à tendance granuloblastique, avec en particulier de nombreux joints à 120° surtout entre les phénoblastes d'amphibole et de pyroxènes. La paragenèse de ces gneiss est à Qtz+Pl+Opx+Cpx+Bt+Amph. Les minéraux accessoires sont : le zircon, l'apatite, les scapolites et les oxydes ferro-titanés.

### *Le quartz.*

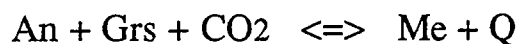
Il est évidemment peu représenté, mais se trouve tout de même en cristaux millimétriques. Il présente généralement une extinction roulante ou en damier et parfois des contours persillés.

### *Le plagioclase.*

Il constitue la phase majeure, il est de taille millimétrique à centimétrique. Le plagioclase présente généralement des indices de déformation plastique : macles flexueuses bisautées et extinction roulante, minéraux "kinkés". Nous notons également de nombreux indices de déformation fragile, tels que le développement de fractures en échelon recoupant plusieurs minéraux. Le plagioclase présente fréquemment les deux types de macle, albite et péricline. Dans quelques cas il subsiste un zonage optique d'origine magmatique. Les contours du plagioclase sont généralement persillés. Le plagioclase est très peu séricitisé et encore plus rarement épidotitisé. De nombreux scapolites (parfois millimétriques) se développent à la surface des plagioclases (voir photo 39). Ces scapolites peuvent provenir de la réaction :



Cette réaction a été décrite dans le système CASCH (Moecher et Essene, 1990) sous la forme :



Dans le cas de l'Amsaga, nous n'avons pas de grossulaire, le Cpx peut donc être la phase calcique en équilibre avec le plagioclase pour former le scapolite.

### *Le clinopyroxène.*

C'est le pyroxène le plus abondant. Il est en cristaux plurimillimétriques et contient souvent des exolutions de minéraux opaques,

soit en granules, soit en petites inclusions aciculaires. Il présente généralement une bordure de déstabilisation en amphiboles secondaires. Ces amphiboles peuvent également former des taches à la surface des minéraux.

#### *L'orthopyroxène.*

Il est également en phénoblastes, millimétriques et parfois plurimillimétrique. Il est moins important en volume que le Cpx. Il présente généralement une bordure de déstabilisation de biotite et parfois d'amphibole.

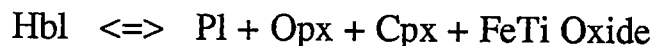
#### *L'amphibole.*

Nous trouvons deux types d'amphibole :

- une amphibole primaire vert foncé, s'apparentant à une hornblende. Dans ce cas elle est en phénoblastes millimétriques dans la matrice, et présente souvent des contacts intergranulaires sous forme de joints triples à 120° ;

- une amphibole secondaire, formant des taches sur le pyroxène (ou se développant à ses bordures) ; dans ce cas elle a une couleur vert-bleutée. C'est également une amphibole monoclinique, mais qui doit être plus proche en composition d'une hornblende actinolitique. Nous avons donc la réaction R14 dans le sens rétrograde.

Dans, l'échantillon AG227 nous ne trouvons quasiment pas d'amphibole. En revanche, il existe des petits amas de Px+Pl+Op contenant quelques petits cristaux de Hbl verte. Ce qui peut résulter de la réaction :



qui aurait lieu dans le sens prograde et serait quasiment achevée.

#### *La biotite.*

Elle se présente (quand elle existe) sous forme de cristaux automorphes, millimétriques, plus ou moins allongés dans la foliation. Ces biotites sont très pléochroïques, de brun foncé à quasiment incolores. Quand elle est en section basale, la biotite présente une extinction roulante. Nous trouvons également de la biotite secondaire autour des Opx et sous forme de taches brunes dans les amphiboles.

### *Les phases accessoires.*

La phase accessoire la plus importante en volume est constituée par des oxydes ferro-titanés. Ceux-ci peuvent être millimétriques et présentent parfois une couronne de rutile. Nous trouvons également des apatites, sous forme de cristaux trapus dans la matrice. Enfin, ces gabbros sont relativement riches en zircon, ces derniers étant soit automorphes plus ou moins arrondis, soit xénomorphes et à contours anguleux.

### *Conclusion.*

Le caractère métamorphique du gabbro du guelb el Azib est clairement démontré par la présence de scapolite dans sa paragenèse, ainsi que par la texture de la roche. Les scapolites sont uniquement des minéraux métamorphiques, excepté dans certaines pegmatites (Deer et al., 1977, par exemple). Ce sont des minéraux caractéristiques du faciès amphibolite ou granulite (Moecher et Essene, 1990). La composition des scapolites du gabbro du guelb el Azib n'a pas été analysée, cependant, nous pouvons supposer que ce sont des scapolites calciques (méionites) étant donnée : 1/ la nature de la roche, 2/ qu'ils se forment à partir du plagioclase. La présence de scapolite calcique a souvent été interprétée en terme d'apport massif de CO<sub>2</sub> (e.g. Ravindra Kumar et Chacko, 1986), cependant, Moecher et Essene (1990) montrent que les scapolites calciques sont stables dans presque toute la gamme de composition des fluides, en fonction de P, T et de l'activité des pôles purs des différentes phases solides. Ceci confirme les observations déjà effectuées sur les gneiss de l'Amsaga, puisque nous avons vu que l'activité du CO<sub>2</sub> ne devait pas être très élevée (même si elle n'est pas nulle comme l'indique la présence de graphite dans les paragneiss).

La paragenèse du gabbro du guelb el Azib en fait une metabasite granulitique de pression intermédiaire typique. La rétro-morphose qui affecte ce gabbro est très peu développée et ne se marque que par un début de déstabilisation des pyroxènes.

### *b/ Les metabasites des ceintures volcano-sédimentaires.*

Les metabasites des ceintures volcano-sédimentaires ont principalement été collectées dans quatre zones (fig. 2.31) :

- Aïdzidine ;
- Amouchterki ;
- Agrour-Staya ;
- Ménéral-Ioulgueud.

Dans tous les cas ces metabasites se présentent sur le terrain sous forme de bancs, concordants dans la stratification et affectés par la même foliation que leur encaissant.

Nous allons montrer qu'en fonction de leur position géographique ces metabasites présentent différents stades d'évolution rétomorphique à partir de paragéneses granulitiques : a Aïdzidine et Amouchterki la paragénesse granulitique est bien conservée, seuls quelques échantillons présentent des évidences de rétomorphose ; a Agrour Staya la rétomorphose est presque complète et les phases secondaires présentent un aspect fibreux ; a Ménéral-Ioulgueud la rétomorphose est également presque totale, mais les phases secondaires sont souvent petites et bien cristallisées, les roches présentant un aspect "frais". Nous allons donc étudier dans un premier temps les échantillons granulitiques d'Aïdzidine et Amouchterki, puis nous décrirons succinctement les échantillons d'Agrour Staya et Ménéral en insistant particulièrement sur les phénomènes rétomorphiques.

### Séries d'Aïdzidine et Amouchterki.

La paragénesse de ces roches est à Qtz+Pl+Opx+Cpx+Hbl±Bt. La texture de ces roches est soit granolépidoblastique, soit granuloblastique, en fonction : de la taille des minéraux et du degré de développement de la fabrique linéo-planaire. Quand les échantillons présentent une foliation nette, celle-ci est marquée par l'orientation des amphiboles, des pyroxènes et, éventuellement, des biotites.

#### *Le quartz.*

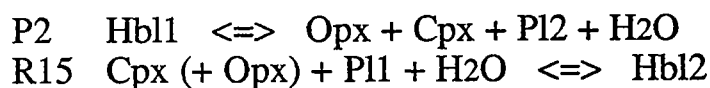
Il est généralement exprimé sous forme de petits grains (<1mm) dans la matrice. Il présente le plus souvent une extinction roulante.

#### *Le plagioclase.*

Il est le plus souvent de grande taille (pluri-millimétrique) et présente fréquemment une extinction onduleuse et des macles biseautées, flexueuses. Dans certaines lames présentant un début de rétomorphose, le plagioclase a un aspect nuageux ; il est légèrement séricitisé et peut contenir quelques zoïsites. Dans deux échantillons collectés à Amouchterki, le plagioclase ainsi que les minéraux colorés (pyroxènes, amphiboles) se devinent en lumière naturelle, tandis qu'en lumière polarisée nous constatons que l'ensemble de la roche est transformé en une association à zoïsite+sphène+séricite+épidote ferrifère (pistaschite). Exception faite de ces deux échantillons et de l'aspect nuageux de quelques plagioclases, ce minéral est généralement très bien conservé.

### *L'amphibole.*

L'amphibole primaire se trouve sous forme de grands cristaux (millimétriques à plurimillimétriques) verts ou bruns appartenant certainement à la série des hornblendes. Le contact entre les cristaux d'amphibole primaire se fait généralement sous forme de joints triples à 120°. Dans certains échantillons nous avons un contact net entre l'amphibole et les autres phases (Pl-Opx-Cpx-Bt) indiquant une association stables de ces différents minéraux. En revanche, dans d'autres échantillons, l'amphibole primaire est entourée d'une couronne microcristalline de Pl-Px-Oxydes. Dans ces échantillons nous notons également le développement d'amphiboles secondaires, vert-bleutées, sur le pourtour des pyroxènes (photo 40). Nous pouvons donc conclure que, dans ces échantillons, nous avons les réactions :



Nous avons donc une seule réaction à la fois dans le sens prograde (marquant une déshydratation et le passage aux conditions granulitiques) et dans le sens rétrograde (marquant une hydratation et le retour aux conditions amphibolitiques). La présence d'oxydes ferro-titanés associés aux plagioclases et aux pyroxènes autour des amphiboles dans la réaction P2 s'explique par la teneur importante en TiO<sub>2</sub> des amphiboles. Lors de la transformation prograde, le titane n'étant pas incorporé par les produits de la réaction, il se retrouve sous forme de grains opaques sur le pourtour des amphiboles (e.g. Wells, 1979). Dans la réaction R15, nous avons désigné l'amphibole secondaire par le symbole Hbl2. En réalité elle est différente de l'amphibole primaire et doit plutôt appartenir au groupe des actinotes. Cette réaction R15 est équivalente à la réaction R14 décrite dans le paragraphe concernant les charnockites. Dans certains cas, l'amphibole primaire peut être déstabilisée en biotite. Dans ce cas, la biotite forme des taches à la surface des amphiboles.

### *Le clinopyroxène.*

Il représente le pyroxène le plus important en volume. Le Cpx forme généralement de grands cristaux (millimétriques à plurimillimétriques) orientés dans la foliation (si celle-ci est exprimée) et présentant des contacts sous forme de joints triples à 120° avec les autres phases. Le Cpx est généralement très bien conservé, les seuls indices de déstabilisation étant le développement de taches de petites amphiboles secondaires, bleutées, à la périphérie des phénoblastes (réaction R15).



### *L'orthopyroxène.*

Il est moins important en volume que le Cpx. Il se présente sous forme de phénoblastes millimétriques, trapus. Dans un échantillon (AG130) l'Opx est déstabilisé en biotite secondaire. Cette réaction ne se retrouve pas dans les autres échantillons. Cela vient du fait que l'échantillon AG130 est en réalité une enclave basique dans les charnockites de Snine Kembo. Nous avons deux zones dans cet échantillon : une zone basique formée par l'enclave elle-même et une zone acide formée par le magma hôte. La teneur en Potassium du mélange enclave-magma est donc plus élevée que celle des autres metabasites et permet le développement de biotite à partir du pyroxène.

### *La biotite.*

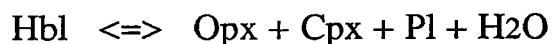
Elle n'est présente que dans quelques échantillons. Dans l'échantillon AG17 (le plus riche en biotite primaire) collecté à Aïdzidine, la biotite se présente sous forme de cristaux automorphes, millimétriques, orientés dans la foliation. La biotite est très pléochroïque (de brune à incolore) et elle est en contact stable avec le reste de la paragenèse granulitique. De la biotite secondaire se développe parfois en tache sur les amphiboles et l'orthopyroxène dans certains échantillons.

### *Les phases accessoires.*

Les oxydes ferro-titanés constituent la phase accessoire principale. Ils peuvent parfois être automorphes et de grande taille (millimétrique). Nous trouvons également du rutile, mais celui-ci ne présente pas de forme cristalline et doit provenir de l'exsolution de titane à partir des amphiboles (ou des phases opaques) lors de la diminution de température. Quelques échantillons contiennent également de l'apatite sous forme de petits cristaux trapus dans la matrice. Enfin, dans quelques cas, nous trouvons des épidotes (zoïsite) provenant certainement de la déstabilisation du plagioclase.

### *Conclusions.*

Comme pour les metabasites du guelb el Azib, les metabasites des ceintures volcano-sédimentaires d'Aïdzidine et d'Amouchterki ont une paragenèse typique des granulites de pression intermédiaire. La paragenèse granulitique est généralement très bien conservée, seuls quelques échantillons montrant une déstabilisation des pyroxènes en amphibole et biotite secondaires. La présence de paragenèse à deux pyroxènes stables, ainsi que les évidences de transformation  $Hbl \rightleftharpoons Px$  dans le sens prograde et rétrograde nous indiquent que les conditions P-T du métamorphisme sont situées aux environs de la réaction :



### Séries d'Agrou Staya.

#### *Description pétrographique.*

Les metabasites collectées dans la ceinture d'Agrou Staya présentent toutes des évidences de rétro-morphose très développée :

- le plagioclase (plurimillimétrique) présente toujours un aspect nuageux en lumière naturelle. Il est toujours déstabilisé en séricite et en épidote (zoïsite) ;

- l'amphibole primaire, de couleur verte, est la seule phase ferromagnésienne à peu près intacte. Quelques zoïsites peuvent se développer à son contact ;

- les pyroxènes n'existent plus, excepté dans l'échantillon AG9 où nous observons de nombreux fantômes de Cpx et de rares traces d'Opx. Dans cet échantillon, nous voyons que les pyroxènes sont transformés en un amas d'une amphibole secondaire fibreuse, incolore en lumière naturelle, appartenant certainement à la série des hornblendes actinolitiques. Une couronne d'amphiboles secondaires vertes se développe à la périphérie de ces amas. Nous retrouvons les textures de déstabilisation des pyroxènes déjà décrites lors de l'étude des charnockites (échantillon AG20, paragraphe II-3-1-a). Dans les autres échantillons de ce secteur d'Agrou Staya, les pyroxènes ont complètement disparu, nous ne voyons plus que ces amas d'amphiboles secondaires, auxquelles sont souvent associées des couronnes de zoïsite ;

- il existe parfois de rares biotites dans ces échantillons. Celles-ci sont toujours chloritisées et contiennent parfois de la prehnite ;

- les phases accessoires sont : l'ilménite, généralement entourée d'une couronne de sphène secondaire et parfois de zircon de forme arrondie.

#### *Remarque :*

Un échantillon particulier a été collecté entre la ceinture d'Agmémimat (non loin de celle d'Agrou Staya) et le guelb el Azib (éch. AG222, fig. 2.31). A la paragenèse granulitique classique de cet échantillon (Pl+Opx+Cpx+Hbl) viennent s'ajouter de gros cristaux (plurimillimétriques) de spinelles verts. Lorsque ces spinelles sont inclus dans les amphiboles, ils sont entourés d'une couronne de plagioclases. Ce type de roche peut également être interprété en terme de granulite basique, la présence de spinelle pouvant résulter d'une faible activité de la silice (Nicollet, 1988), ce qui semble confirmé par l'absence de quartz dans cet échantillon. Par ailleurs, cette roche présente quelques évidences

de déstabilisation de basse température : développement de zoïsite et de séricite.

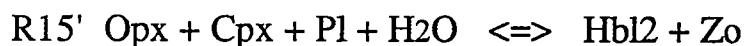
### *Conclusion.*

La présence d'un échantillon (AG9) contenant des traces d'Opx, et donc montrant l'existence d'une association primaire à Opx+Pl, nous indique que la série d'Agrou Staya a subi un métamorphisme granulitique, même si la paragenèse actuelle des échantillons est typique du faciès schiste vert (Maruyama et al., 1983 ; voir la suite de ce chapitre). Cette observation est cohérente avec le fait que ces metabasites sont associées sur le terrain avec des paragneiss à Qtz+Kfs+Crd+Grt+Sil (Barrère, 1967).

D'autre part, l'échantillon AG222 dont la paragenèse est à Pl+Opx+Cpx+Spl a également subi un métamorphisme granulitique, or cet échantillon a été collecté en enclave dans les orthogneiss migmatitiques jusqu'à présent considérés comme amphibolitiques (Barrère, 1967 ; Bronner, 1992 ; Auvray et al., 1992a ; 1992b).

Les échantillons d'Agrou Staya sont presque complètement rétro-morphosés. La rétro-morphose provoque la déstabilisation de l'Opx et du Cpx, tandis que l'amphibole primaire subsiste de façon métastable. Cette graduation dans l'ordre de disparition des minéraux ferromagnésiens s'explique puisque la rétro-morphose du faciès granulite se fait, en particulier, par augmentation de la teneur en eau. Les phases anhydres (pyroxènes) sont rapidement déstabilisées, alors que les phases hydratées (amphiboles et accessoirement biotites) peuvent persister.

Les réactions de déstabilisation des pyroxènes ont la même signification que celles déjà décrites lors de l'étude des charnockites, mais la faible teneur en K<sub>2</sub>O des échantillons ne permet pas le développement de la biotite secondaire (absence des réactions R10-R12-R13). En revanche, les fortes teneurs en CaO provoquent l'apparition de zoïsite. La réaction R15 devient :



Les phases secondaires ne présentent pas d'orientation préférentielle marquée. De plus, elles sont mal cristallisées (fibrolitiques). Cela pourrait indiquer une rétro-morphose statique. Ce caractère statique est confirmé par la croissance épitaxiale des minéraux secondaires.

### *Les metabasites de la ceinture de Ménéral-Ioulgueud.*

#### *Description pétrographique.*

Les metabasites de la ceinture de Ménéral-Ioulgueud présentent souvent une fabrique bien développée, s'accompagnant généralement d'une

diminution de la taille des grains. Quand la foliation n'est pas très développée, les contacts entre les minéraux primaires se font sous forme de joints à 120°. Les échantillons sont peu altérés, ils ne contiennent pratiquement pas de phases de basse température par exemple :

- le plagioclase n'est que très légèrement séricitisé et n'a jamais l'aspect nuageux qu'il a à Agrour Staya, il présente fréquemment une extinction onduleuse et des macles flexueuses. Sa taille est variable et fonction du taux de déformation de la roche : de plurimillimétrique à quelques centaines de microns ;

- l'amphibole se présente soit sous forme de hornblende verte, généralement de grande taille, soit sous forme de petits cristaux (millimétriques) d'amphibole monoclinique du type trémolite-actinote. Ces petites amphiboles sont automorphes et sont de même nature que celles que nous avons rencontrées dans les mylonites en faciès schiste vert et dans certains métasédiments de la ceinture de Ménéral (c.f. paragraphes II-1-b et II-2-2). Les deux types d'amphibole peuvent coexister dans le même échantillon ;

- les pyroxènes (Opx et Cpx) peuvent être totalement absents de la paragenèse. Lorsqu'ils sont exprimés ils se présentent sous forme de petits cristaux (<1mm) incolores, souvent partiellement transformés en amphibole. Cette transformation se marque par l'acquisition d'une couleur vert pâle du minéral. Dans les échantillons contenant des pyroxènes, le Cpx n'est pas toujours présent, seul l'Opx est exprimé (échantillon AG53, voir paragraphe suivant) ;

- à ces principales phases s'ajoute généralement : du quartz en petits cristaux (quelques centaines de microns) à extinction roulante ; des oxydes ferro-titanés parfois en grande quantité ; du rutile sans forme précise produit par l'exsolution de titane, ce type d'exsolution se manifestant également sous forme de petites aiguilles de rutile dans les amphiboles vertes ; de très rares biotites décolorées complètent cette paragenèse.

### *Conclusion.*

Comme pour la série d'Agrour Staya, la présence dans certains échantillons de l'association à Opx+Pl permet de conclure que les metabasites de Ménéral-Ioulgwend ont subi le métamorphisme granulitique. Les paragenèses granulitiques ont de nouveau presque totalement disparu et seuls quelques échantillons conservent des reliques de ce passage dans le faciès granulite. Deux différences essentielles apparaissent par rapport aux metabasites d'Agrour Staya :

- à Ménéral les phases secondaires sont bien cristallisées et la rétro-morphose semble s'accompagner d'une déformation, alors qu'à Agrour Staya nous avons une rétro-morphose apparemment statique ;

- l'évolution rétro-morphique enregistrée dans les séries de Ménéral s'achève plus rapidement, puisque certains échantillons ont une paragenèse typique du passage amphibolite de haut grade-granulite et les autres une

paragénèse caractéristique du faciès amphibolite. Nous n'avons pas observé dans ces metabasites de paragénèses typiques du faciès schiste vert (épidote, séricite, calcite...) contrairement à ce que nous avons vu à Agrour Staya.

L'hypothèse d'un métamorphisme de contact a été invoquée pour rendre compte de la paragénèse des échantillons de la ceinture de Ménéral, en particulier à cause de la texture de type cornéenne de certains échantillons (Auvray et al., 1992a, c.f. II-B-2). Le métamorphisme de contact est, selon ces auteurs, causé par l'intrusion du granite à muscovite, tourmaline et grenat d'Ioulgueud (voir paragraphe II-6-2). Cependant, si l'association Opx+Pl a déjà été décrite dans le cadre d'un métamorphisme de contact, elle nécessite des températures  $>800^{\circ}\text{C}$  pour 3kb (e.g. Russ et Nabeleck, 1989 ; Hébert, 1993). De telles températures impliquent la mise en place d'un magma de haute température (gabbro, diorite, anorthosite...) mais sont incompatibles avec la température de mise en place du granite d'Ioulgueud. De plus, cette association Opx+Pl nécessite une pression d'eau faible ( $\text{PH}_2\text{O} < 0,5\text{P}_{\text{tot}}$ , Wells, 1979) ce qui est en désaccord avec la nature quasiment pegmatitique du granite (présence de nombreuses tourmalines). La texture de cornéenne de certains échantillons peut s'expliquer :

- par la préservation de texture de recuit (joints triples à  $120^{\circ}$ ) provoquée par le passage en faciès granulite ;

- les gneiss à cordiérite-orthoamphibole présentent des textures en "gerbe", mais de telles textures peuvent s'expliquer par une déformation en cisaillement pur, compatible avec le caractère globalement coaxial de la déformation qui affecte la région (c.f. paragraphe II-1).

Donc à l'hypothèse d'un métamorphisme de contact nous préférons celle d'un métamorphisme granulitique et d'une rétro-morphose en faciès amphibolite de haut grade synchrone de la fin de l'évolution tectono-métamorphique de la région.

#### *c/ Le gabbro à phénocristaux.*

Nous ne disposons que de peu d'échantillons de ce gabbro, sa description va donc être relativement succincte. D'autre part, la mise en place de ce gabbro n'est pas datée, or il affleure sous forme de filons sporadiques répartis sur l'ensemble de la région (voir carte, Barrère, 1967). L'appartenance de ces différents filons à la même unité n'est suggérée que par l'aspect très particulier de cette roche (à phénocristaux pluri-centimétriques de plagioclase) et par l'identité chimique des quelques échantillons analysés (c.f. fig.2.32). De nouveau, la paragénèse du gabbro est fonction de l'endroit où il a été échantillonné.

*à Aïdzidine et au guelb el Azib.*

Le gabbro est à Pl+Opx+Cpx+Hbl. A Aïdzidine les filons de gabbros sont concordants dans les séries encaissantes, alors qu'au guelb el Azib ils sont sécants. De plus, à Aïdzidine le gabbro est folié et boudiné, alors qu'au guelb el Azib il semble isotrope. Dans tous ces échantillons, les différents minéraux sont plurimillimétriques (le plagioclase pouvant évidemment être pluricentimétrique). Dans un des échantillons collectés à Aïdzidine nous observons les réactions de déstabilisation décrites précédemment, à savoir :

- déstabilisation des pyroxènes en amas d'amphiboles fibreuses secondaires ;
- séricitisation et épidotisation importante du plagioclase ;
- début de déstabilisation des amphiboles primaires en amphibole secondaire et zoïsite.

Dans les autres échantillons la paragenèse est stable, le contact entre les différents minéraux indique un équilibre textural et se fait fréquemment sous forme de joint triple à 120°.

*à Ménéral-Ioulguend.*

Nous ne trouvons pas de pyroxène. La paragenèse du gabbro est essentiellement à Hbl+Pl. Les quelques échantillons observés présentent tous des évidences de rétro-morphose de basse température : les plagioclases ont un aspect nuageux et sont largement séricitisés. Les épidotes (zoïsite et pistaschite) sont fréquentes et forment parfois des filonnets recoupant les phénocristaux. De la calcite se développe parfois à l'intérieur du plagioclase. Les rares biotites sont largement décolorées et préhnitisées. Seules les amphiboles vertes sont à peu près bien conservées, le contact entre ces minéraux se faisant sous forme de joint triple.

*à l'ouest des Iguilid.*

Un échantillon a été récolté à cet endroit, dans un affleurement situé le long d'un des accidents mylonitiques (éch. AG164, fig.2.31). Cet échantillon a déjà partiellement été décrit lors de l'étude structurale (c.f. II-1-b, photo 6). La paragenèse de cet échantillon est typique du faciès schiste vert Qtz+Pl+Amph+Zo, l'amphibole est une clinoamphibole du type trémolite-actinote. Les phénocristaux de plagioclase sont boudinés dans la foliation et nous observons un remplissage syncinématique d'amphibole dans les fractures. L'amphibole cristallise également de façon syn-cinématique, associée à de la zoïsite en zone abritée autour des plagioclases. Les minéraux constitutifs de cet échantillon sont de petite taille (exceptés les quelques phénocristaux de plagioclase) mais sont bien cristallisés et ne présentent pas d'aspect fibreux.

### *Discussion et conclusion.*

Si les différents échantillons de gabbro étudiés appartiennent tous à la même série, nous pouvons suggérer deux hypothèses :

- soit une mise en place continue pendant toute l'évolution tectono-métamorphique : légèrement anté-tectonique quand il est sécant sur les autres formations et qu'il présente une paragenèse compatible avec le métamorphisme granulitique (guelb el Azib), syn-tectonique et syn-métamorphe à Aïdzidine, syn-tectonique mais post-granulitique à Ménérat et à l'ouest des Iguilid ;

- soit une mise en place anté-tectonique dans tous les cas, et donc un métamorphisme en faciès granulite suivi de différents stades de rétro-morphose en fonction de la localisation géographique des échantillons.

Cependant, la méconnaissance de l'âge de mise en place de ce gabbro fragilise beaucoup ces hypothèses, des mises en place successives, espacées dans le temps et totalement indépendantes pouvant également être envisagées.

#### *d/ Conclusion générale de l'étude pétrographique des metabasites.*

L'étude pétrographique des metabasites de l'Amsaga indique donc que la totalité de ces séries, quelle que soit leur localisation, a subi l'événement granulitique. Cette conclusion (qui rejoint celle proposée au cours des paragraphes précédents) doit être tempérée en ce qui concerne les gabbros à phénocristaux à propos desquels nous manquons d'information.

La rétro-morphose affectant ces séries est variable en fonction des secteurs étudiés :

- très peu développée dans les zones jusqu'alors considérées comme granulitiques (Aïdzidine, guelb el Azib et Série de la Saouda en général) ;

- rétro-morphose en faciès amphibolite de haut grade et amphibolite à Ménérat-Ioulgueud, cette rétro-morphose semblant s'accompagner d'une déformation ;

- rétro-morphose en faciès schiste vert, apparemment statique, à Agrour Staya.

Donc, de nouveau, l'existence de deux domaines représentant deux niveaux structuraux distincts (amphibolitique et granulitique) semble infirmée.

#### II-4-2/ COMPOSITION CHIMIQUE DES PHASES.

Deux échantillons de metabasites des ceintures volcano-sédimentaires ont été analysés à la microsonde. Il s'agit :

- d'un échantillon (AG17) provenant du secteur d'Aïdzidine ;

- de l'échantillon AG53 (à Opx) collecté à Ioulgueud.

### *Le plagioclase.*

La composition chimique des plagioclases est reportée figure 2.33. Ce sont des plagioclases très calciques (bytownite), avec en moyenne 85% d'An pour l'échantillon AG53 et 72% d'An pour l'échantillon AG17. Dans les deux échantillons nous notons une diminution de la teneur en An à la bordure des plagioclases. Dans la lame AG17 cette diminution s'accompagne d'une augmentation du pourcentage d'albite, celui de l'orthose restant relativement constant (de An73,5 Ab26 Or0,6 à An57,1 Ab42,3 Or0,6), alors que dans la lame AG53 l'orthose augmente également vers la bordure du minéral (de An85,5 Ab14,3 Or0,2 à An71,8 Ab18,3 Or9,9). La diminution de la teneur en An du plagioclase vers sa bordure peut s'expliquer par un rééquilibrage lors de la diminution de température. L'augmentation importante de la teneur en Or du plagioclase de la lame AG53 peut s'interpréter par une exsolution de feldspath alcalin à la périphérie du minéral (e.g. Nicollet, 1988) bien que celle-ci ne soit pas visible en lame mince. Ces zonations peuvent être d'origine magmatique ou métamorphique.

### *Les pyroxènes.*

L'échantillon AG17 contient à la fois du Cpx et de l'Opx, alors que l'échantillon AG53 ne contient que de l'Opx. La composition de ces minéraux est reportée figure 2.34. Les Opx de l'échantillon AG17 sont légèrement plus riches en FeO que ceux de l'échantillon AG53 (XFe de 0,45-0,48 pour AG17 et de  $\approx$ 0,45 pour AG53). Dans les deux cas se sont donc des hypersthènes, mais les pyroxènes de l'échantillon AG17 sont très proches de la limite des ferro-hypersthènes. Les Opx de l'échantillon AG17 sont toujours pauvres en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et CaO (toujours <1%), alors que ceux de l'échantillon AG53 sont plus riches en ces deux constituants (autour de 1% d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> avec un minéral à 4,31% et autour de 1% de CaO, le même minéral en contenant 3,26%). Cette augmentation, de la teneur en CaO en particulier, peut être due à un début de transformation des Opx en amphibole dans l'échantillon AG53.

Les Cpx de l'échantillon AG17 se situent à la limite entre salite et augite. Ils sont donc plus magnésiens que ferrifères (XFe autour de 0,34-0,35). Ils contiennent peu d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $\approx$ 1,6%). Dans l'échantillon AG17, les teneurs en CaO (fortes dans les Cpx et faibles dans les Opx) indiquent que ces minéraux sont métamorphiques et n'ont pas gardé la mémoire d'une origine magmatique (Nicollet, 1988).



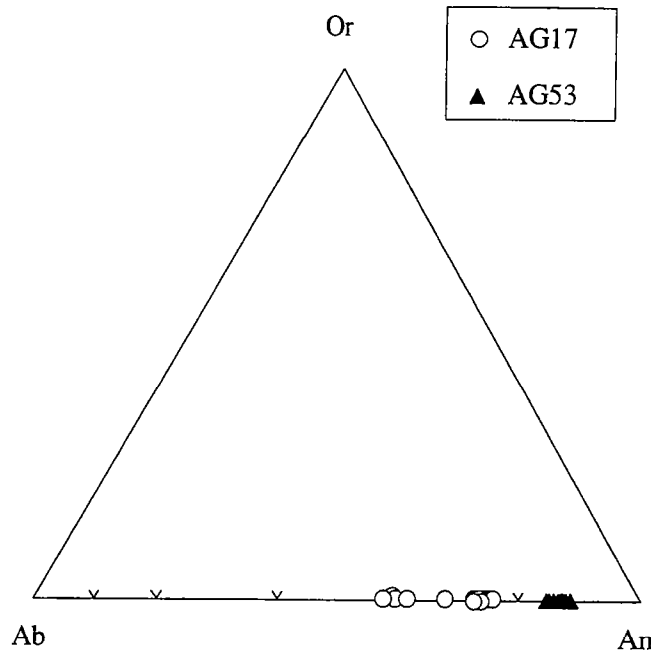


Fig.2.33. Compositions des plagioclases des metabasites de l'Amsaga reportées dans le triangle Or-Ab-An.

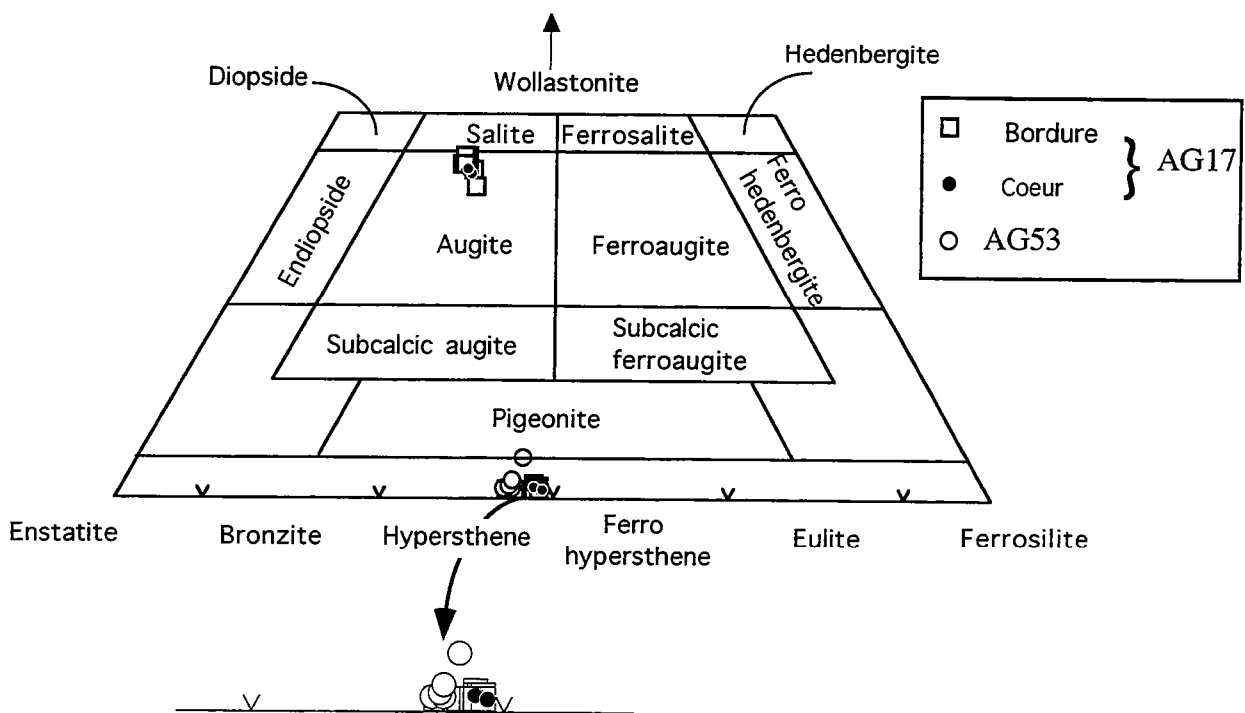


Fig.2.34. Compositions des pyroxènes des metabasites de l'Amsaga reportées dans un diagramme de classification Wo-En-Fs. AG17: échantillon collecté dans le secteur d'Aïdzidine, AG53: échantillon provenant de la ceinture de Ménéral-Ioulguend.

### *Les amphiboles.*

La microsonde électronique ne permet pas de distinguer le  $\text{Fe}^{2+}$  du  $\text{Fe}^{3+}$ . Dans le cas de l'Amsaga, nous avons pu vérifier que la  $f_{\text{O}_2}$  lors du métamorphisme est faible (présence de graphite dans les paragneiss, pas de  $\text{Fe}^{3+}$  dans les spinelles, très peu dans les biotites...). Nous pouvons donc considérer que, dans les amphiboles, tout le fer est sous forme  $\text{Fe}^{2+}$ .

La composition des amphiboles de l'échantillon AG17 est assez constante : ce sont des "ferroan pargasitic hornblendes" dans la classification de Leake (1978). En revanche, les amphiboles de l'échantillon AG53 ont une composition variable depuis des hornblendes tschermakitiques jusqu'à des hornblendes actinolitiques, avec une analyse dans le champ des ferro-pargasitiques hornblendes (fig. 2.35).

Sur la figure 2.36 sont reportés divers diagrammes binaires permettant de mettre en évidence les principales substitutions intervenant dans les amphiboles. Dans les deux échantillons étudiés, les amphiboles forment deux groupes relativement homogènes. Cependant, dans l'échantillon AG53, les 4 analyses qui évoluent vers les compositions actinolitiques dans la figure 2.35 se distinguent du groupe principal et forment des corrélations caractéristiques de plusieurs substitutions couplées. Les principales substitutions intervenant dans les amphiboles sont (Robinson et al., 1971 ; Czamanske et Wones, 1973) :

1/	$(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} + \text{Al}_{\text{IV}} = \text{A} + \text{Si}$	Edénite
2a/	$\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Al}_{\text{IV}} = \text{R}^{2+} + \text{Si}$	Tschermakite
2b/	$\text{Fe}^{3+} + \text{Al}_{\text{IV}} = \text{R}^{2+} + \text{Si}$	Ferri-Tschermakite
3a/	$\text{Na}_{\text{M4}} + \text{Al}_{\text{VI}} = \text{Ca}_{\text{M4}} + \text{R}^{2+}$	Glaucophane
3b/	$\text{Na}_{\text{M4}} + \text{Fe}^{3+} = \text{Ca}_{\text{M4}} + \text{R}^{2+}$	Riebeckite
4/	$\text{Na}_{\text{A}} + \text{Na}_{\text{M4}} = \text{A} + \text{Ca}_{\text{M4}}$	Richtérite
5/	$\text{Ti} + 2\text{Al}_{\text{IV}} = \text{R}^{2+} + 2\text{Si}$	Ti-tschermakite
6a/	$2\text{Na}_{\text{M4}} + \text{Ti} = 2\text{Ca}_{\text{M4}} + \text{R}^{2+}$	
6b/	$\text{Na}_{\text{M4}} + \text{Ti} = \text{Ca}_{\text{M4}} + \text{Al}_{\text{VI}}$	

Le diagramme  $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}$  versus  $\text{Al}_{\text{IV}}$  montre une corrélation linéaire, ce qui suggère que l'aluminium tétraédrique complète le site A (substitution édénite). D'autre part, la corrélation existant entre  $\text{Al}_{\text{IV}}$  et  $\text{Al}_{\text{VI}}$  permet d'envisager la substitution Tschermakite. La substitution Ti-tschermakite intervient également comme le montre la corrélation positive  $\text{Ti}/\text{Al}_{\text{IV}}$ . De plus, dans le diagramme  $\text{Ti}$  versus  $\text{Al}_{\text{IV}}$ , toutes les analyses (dans les deux échantillons) se situent à gauche de la droite  $\text{Ti}=2\text{Al}_{\text{IV}}$ , ce qui indique un déficit de la teneur en titane (Nicollet, 1988). Nous notons également une corrélation positive entre  $\text{Ti}$  et  $\text{Al}_{\text{VI}}$  et négative entre  $\text{Ti}$  et  $\text{Mg}$ . La corrélation négative entre  $\text{Ti}$  et  $\text{Mg}$  peut s'expliquer en partie par une substitution  $\text{Fe}-\text{Mg}$  (Nicollet, 1988), mais le fait que l'on ait en plus une corrélation  $\text{Ti}/\text{Al}_{\text{VI}}$  permet de penser que ces deux corrélations ( $\text{Ti}/\text{Mg}$  et  $\text{Ti}/\text{Al}_{\text{VI}}$ ) sont le résultat des substitutions couplées Tschermakite

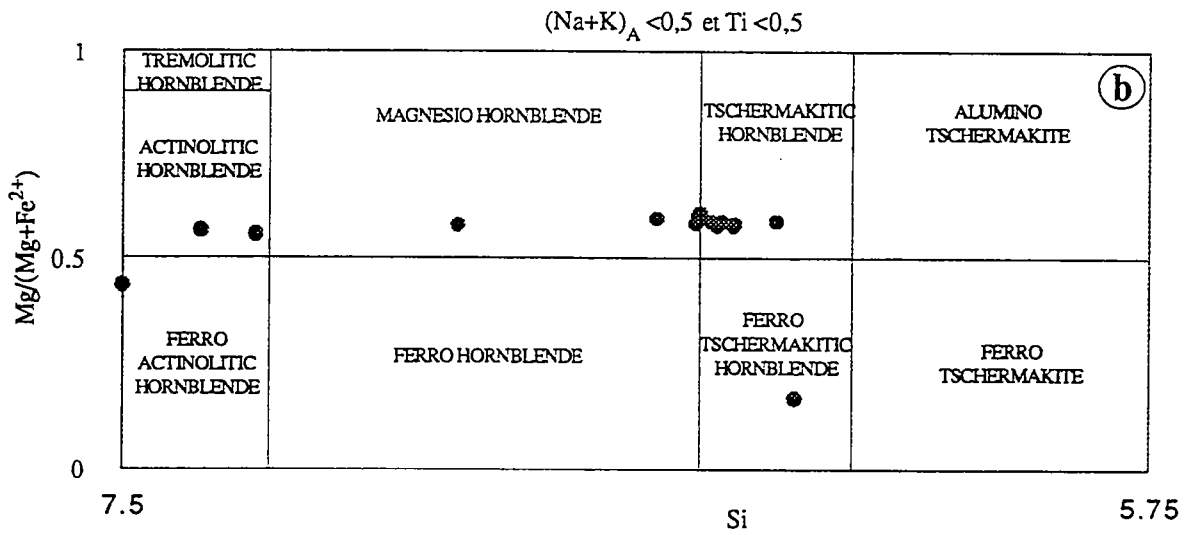
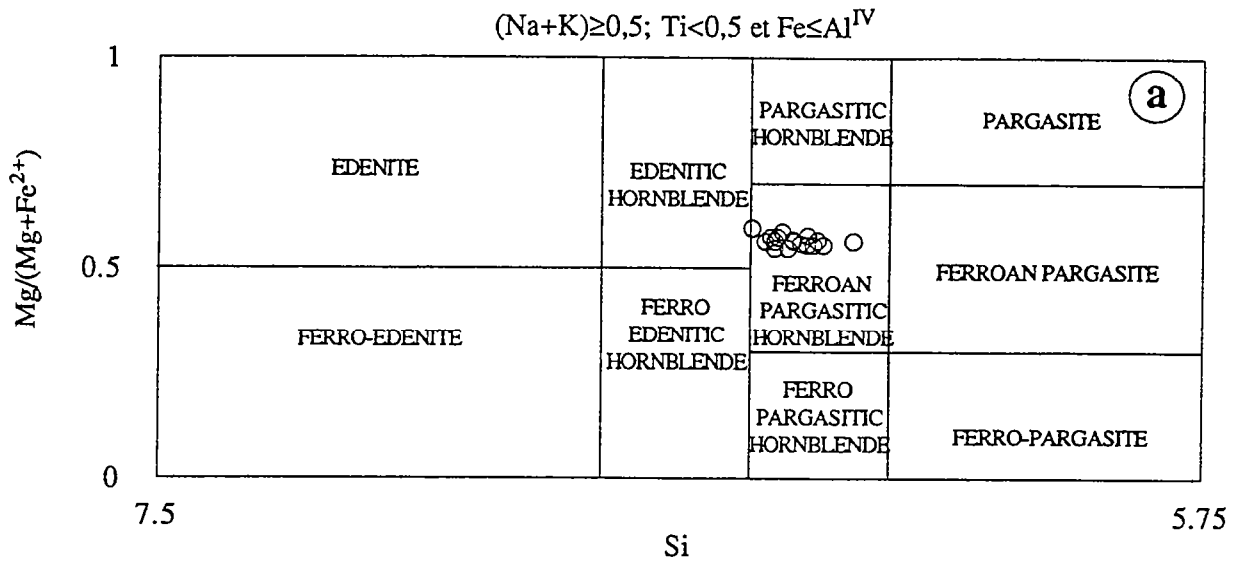


Fig.2.35. Composition des amphiboles des metabasites de l'Amsaga dans la classification de Leake (1978). a/ AG17, b/ AG53

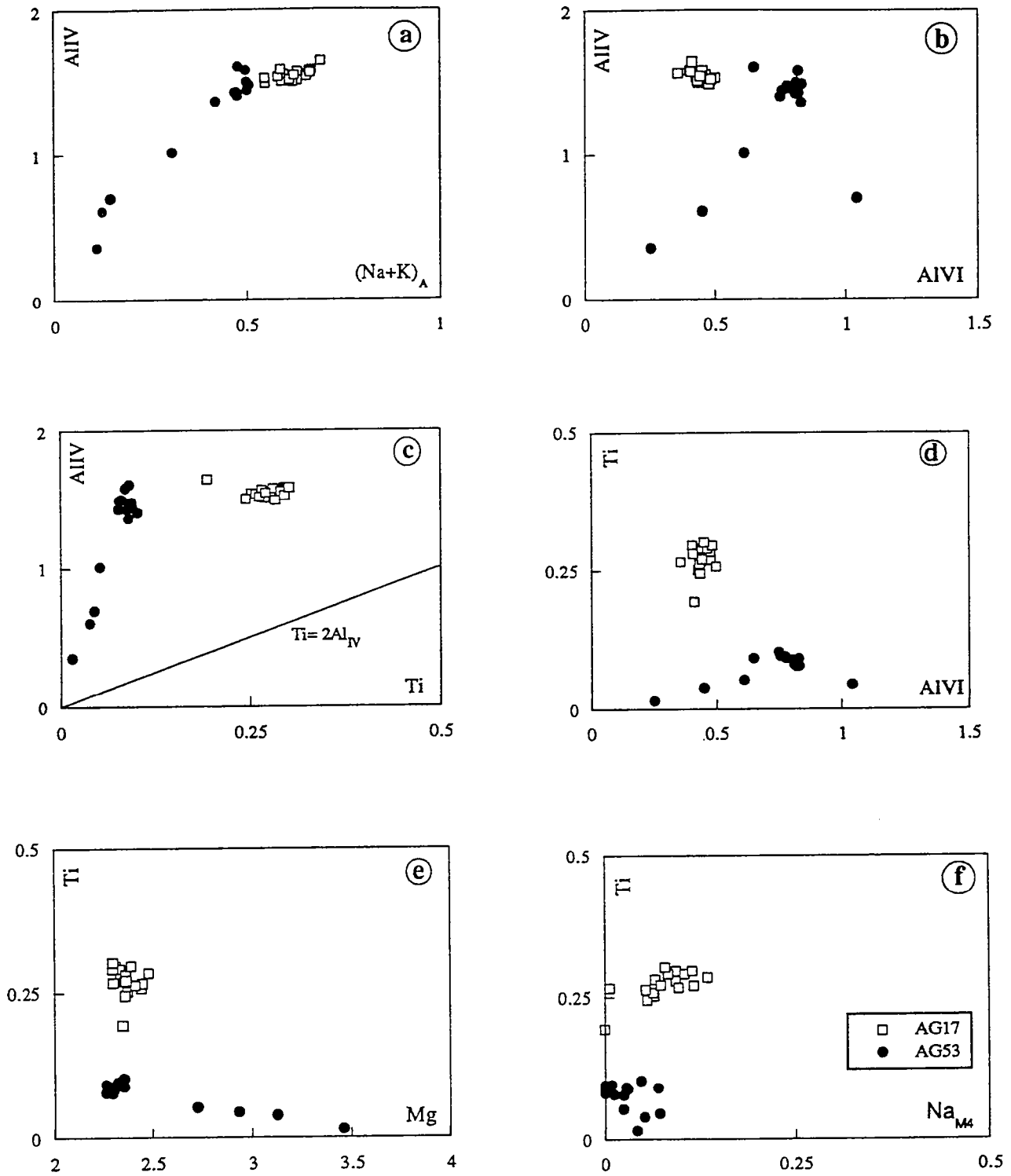


Fig.2.36. Diagrammes binaires mettant en évidence les principales substitutions dans les amphiboles des metabasites de l'Amsaga.

et Ti-tschermakite. L'absence de variation de la teneur en Na dans le site M4 nous suggère que les autres substitutions (3a-3b-4-6a-6b) n'interviennent pas. La teneur en titane des amphiboles est fonction, entre autres, de la température (e.g. Ghent et Stout, 1984 ; voir paragraphe suivant). Le déficit de la teneur en titane mis en évidence dans le diagramme Ti versus AlIV, ainsi que les différentes substitutions mettant en jeu cet élément peuvent donc s'interpréter en terme de rééquilibrage en fonction des variations de température. De plus, les substitutions édénite et tschermakite augmentent quand la température augmente (Laird et Albee, 1981). Dans la cas de l'Amsaga, nous pouvons donc interpréter les différentes substitutions comme une réponse à la diminution de la température. Les amphiboles de l'échantillon AG17 représentent les compositions de haute température, tandis que les amphiboles de l'échantillon AG53 sont caractéristiques de plus basses températures. Les minéraux qui définissent les corrélations marquent la fin du rééquilibrage à température décroissante.

#### *Les biotites.*

Seul l'échantillon de métabasite granulitique d'Aïdzidine (AG17) contient de la biotite. La composition des biotites est très homogène. Ce sont toutes des biotites au sens strict et elles ne montrent pas de tendance à la chloritisation (fig 2.37). Leur XFe varie peu (entre 0,42 et 0,46). Dans le diagramme Ti versus AIVI, elles se situent toutes dans le champ des biotite de haute température (fig. 2.38).

#### *Les oxydes ferro-titanés.*

Des minéraux opaques sont présents dans les deux échantillons. En ce qui concerne les oxydes de l'échantillon AG17, les analyses effectuées à la microsonde ne peuvent pas être utilisées, une teneur non négligeable en SiO<sub>2</sub> indiquant que les résultats obtenus sont en réalité des mélanges entre la phase opaque et les silicates voisins. En revanche, les formules structurales calculées à partir des analyses obtenues sur l'échantillon AG53 indiquent que les oxydes sont des ilménites presque pures (Xilm > 0,98).

#### *Conclusion sur les analyses chimiques des phases des métabasites.*

Comme pour les diverses unités lithologiques étudiées jusqu'à présent, les analyses de phases effectuées sur les métabasites indiquent une grande homogénéité des compositions chimiques. Les quelques variations mises en évidence peuvent s'expliquer par des phénomènes de rééquilibrage à température décroissante. La composition initiale des minéraux indique une cristallisation à haute température. L'homogénéité, tant du point de vue de la paragenèse que du point de vue de la composition chimique, entre la métabasite du secteur d'Aïdzidine et celle

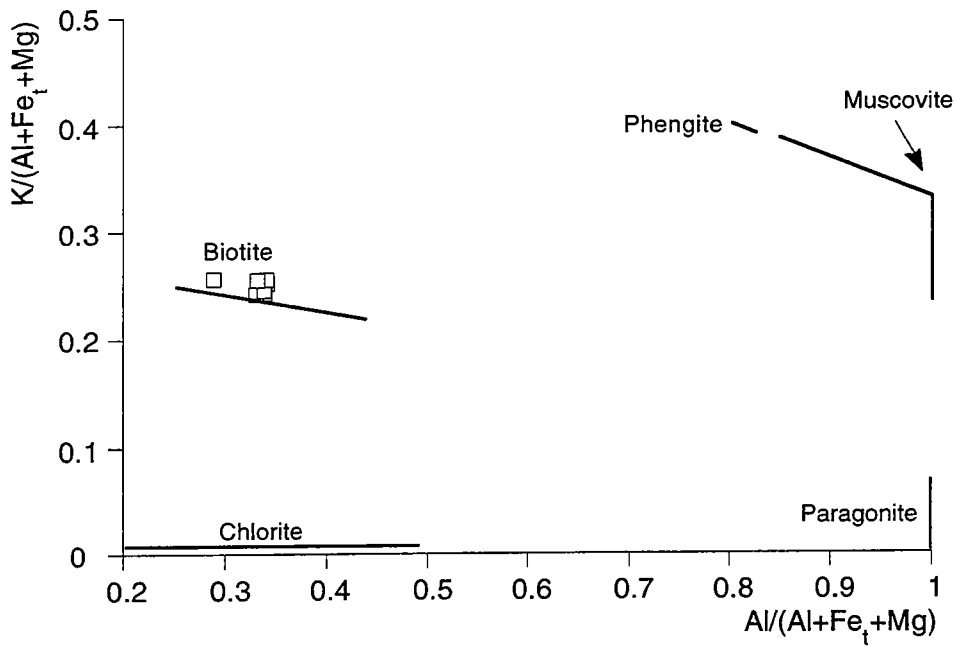


Fig.2.37. Compositions chimiques des biotites de la metabasite AG17 dans le diagramme de classification de Goujou (1991).

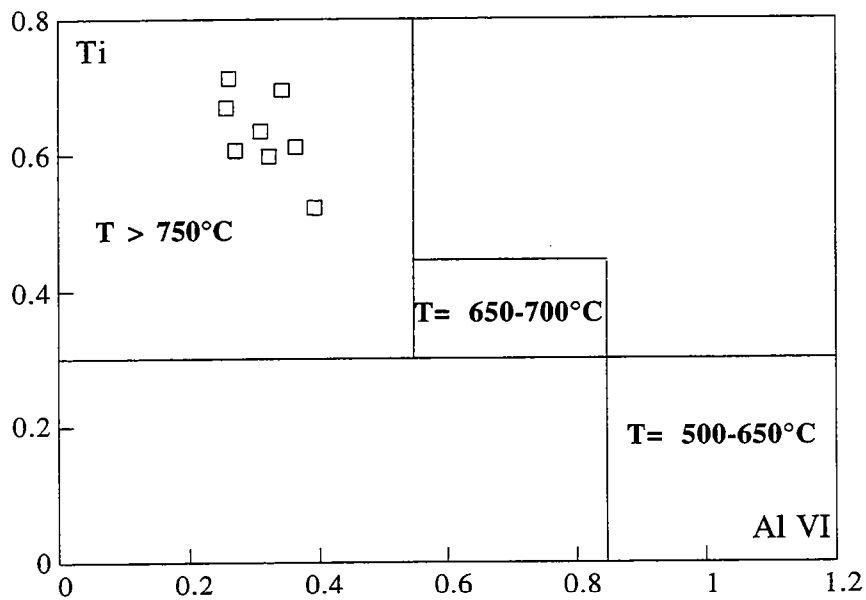


Fig.2.38. Variation de la teneur en Ti et Al VI des biotites de l'échantillon de metabasite AG17 (secteur d'Aïdzidine). Les domaines de température sont ceux définis par Scheurs (1985).

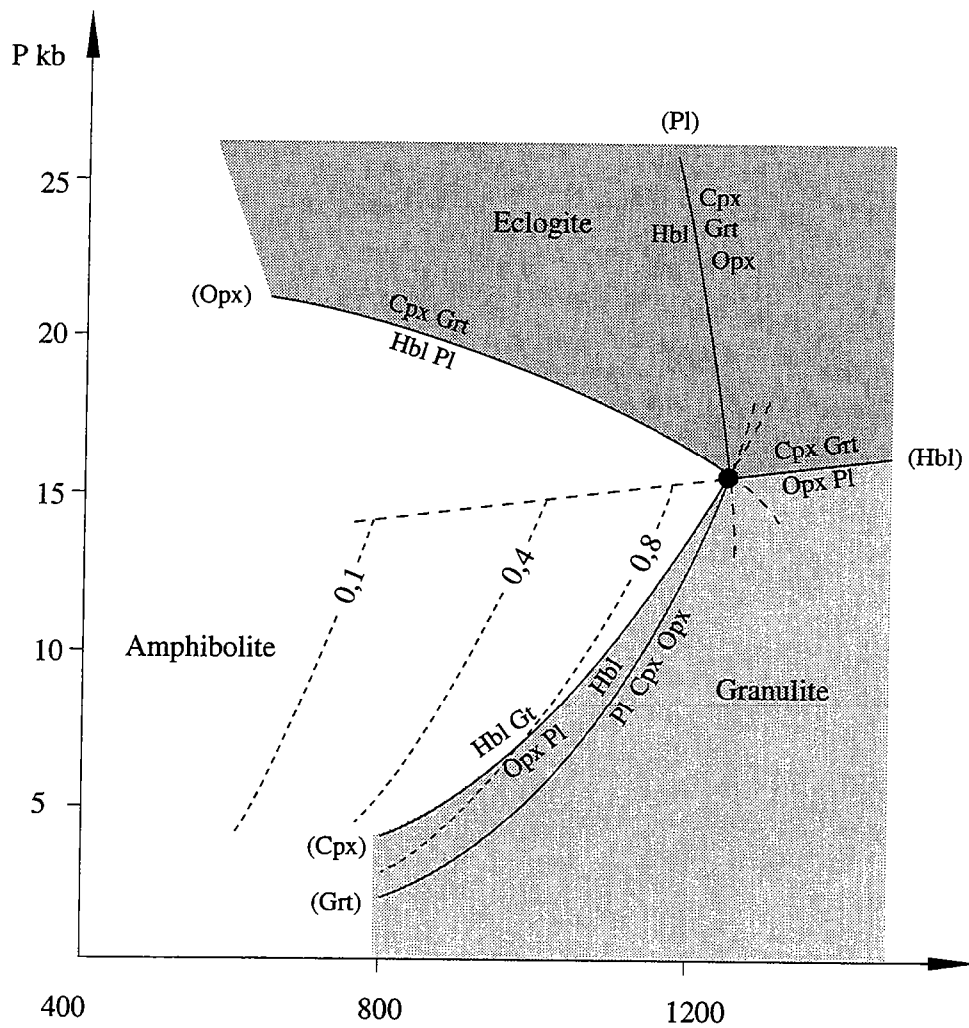


Fig.2.39. Transition entre faciès amphibolite et granulite d'après Wells (1979) dans le système CMASH avec SiO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O en excès. Les lignes en pointillé sont les isoplèthes de XH<sub>2</sub>O pour la réaction (Grt). La divariance de cette réaction permet l'association stable Opx-Cpx-Hbl-Pl.

de la ceinture de Ménéral indique de nouveau un métamorphisme granulitique à l'échelle de la région.

Les rééquilibrages de basse température sont essentiellement développés à Ioulguend (éch. AG53) ce qui indique bien que la rétro-morphose depuis les conditions granulitiques se localise préférentiellement dans ce secteur.

#### II-4-3/ ESTIMATION DES CONDITIONS P-T DU METAMORPHISME.

De nouveau, comme pour les paragneiss, deux approches vont être menées pour caractériser les conditions physiques du métamorphisme :

- étude des relations de phases ;
- calibration quantitative grâce à l'emploi de géothermobaromètres.

Les paragénèses des metabasites de l'Amsaga ne se prêtent pas à une étude thermo-barométrique précise, en particulier à cause de l'absence de grenat.

De plus, il faut préciser les grilles pétrogénétiques existant dans la littérature sont établies (pour les metabasites) dans le système CMASH; la biotite, (dont nous avons vu qu'elle pouvait être présente) n'apparaît donc pas dans ce système. Ce minéral sera donc négligé, mais cette simplification n'influe pas sur le raisonnement, les réactions définies dans le système CMASH existant également dans le système CMASH+K sous forme de réactions dégénérées (i.e. définies dans un système plus simple que le système considéré).

##### *a/ Etude des relations de phases.*

Le passage du faciès amphibolite au faciès granulite se marque, dans les metabasites, par la disparition de l'assemblage Hbl+Grt au profit de l'assemblage Opx+Pl à basse pression, et par le remplacement de l'association Hbl+Pl par l'association Cpx+Grt à haute pression. Ces réactions sont visualisées dans la grille établie par Wells (1979) dans le système CMASH (fig.2.39). Dans le cas de l'Amsaga, la plupart des metabasites contiennent de plus l'association Opx+Cpx+Pl, ce qui indique que la réaction (Grt) est également franchie pendant l'évolution prograde des séries. Ceci a été mis en évidence dans certains échantillons où nous observons la réaction de transformation de l'amphibole en pyroxène.

Nous voyons d'après cette figure que la paragénèse à Opx+Pl de la metabasite AG53 d'Ioulguend peut s'expliquer de deux façons :

- soit le Cpx ne se forme pas lors de l'évolution prograde, la réaction (Grt) n'étant pas franchie ;
- soit il a disparu (grâce à la même réaction) lors de l'évolution rétrograde.

De plus, la composition de cet échantillon (norite) empêche peut être la cristallisation de Cpx. Quoi qu'il en soit, la paragénèse de cet



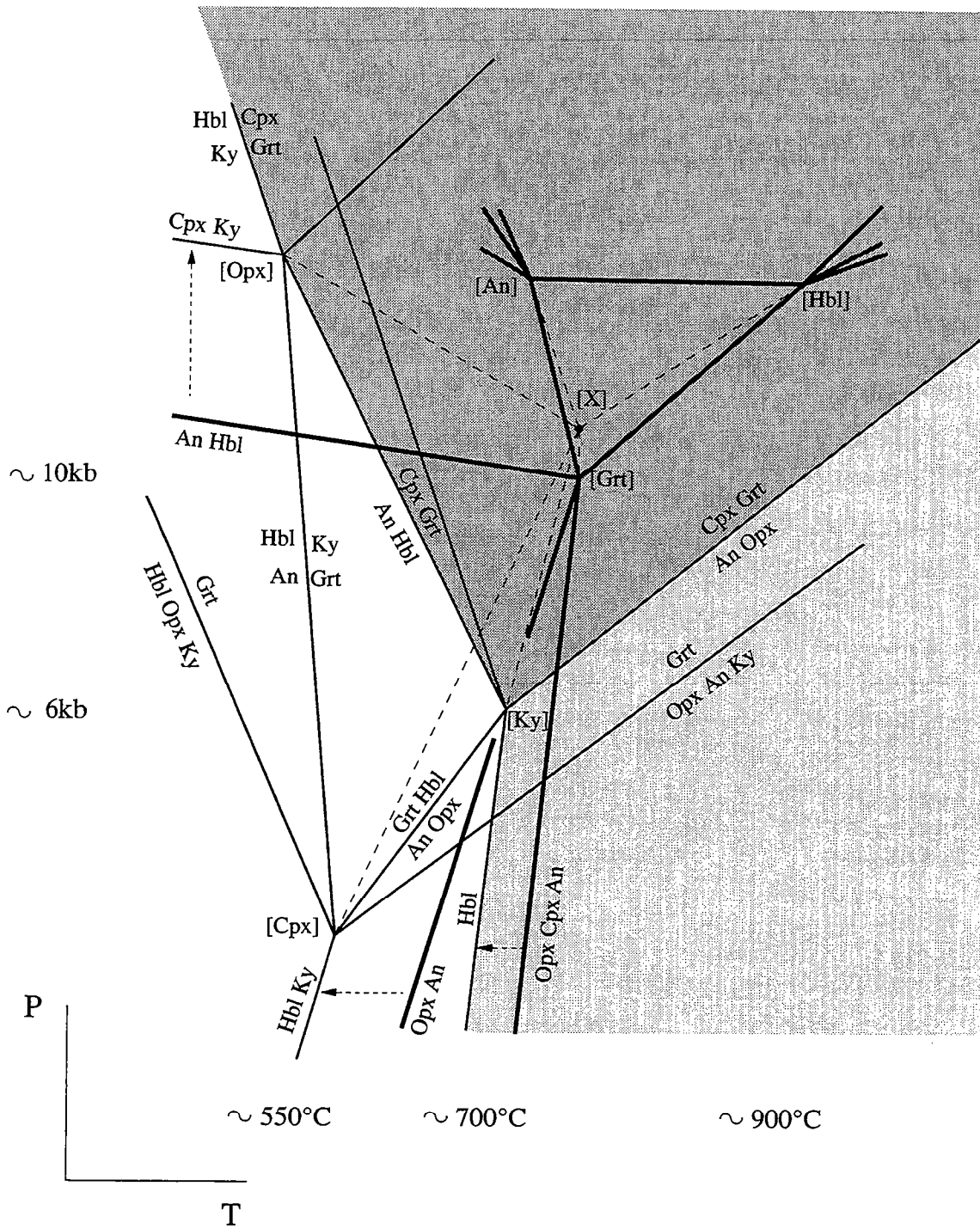


Fig.2.40. Grille pétrogénétique dans le système CMASFH (Nicollet, 1988). Les traits épais représentent les pôles magnésiens des réactions, les traits fins les pôles ferrifères et les lignes pointillées les réactions univariantes d'ordre supérieur. [X]: point invariant d'ordre supérieur. Les flèches relient les deux pôles des réactions divariantes (quand la représentation le permet). Le domaine gris clair représente le champ de stabilité des metabasites granulitiques de l'Amsaga. Le domaine gris foncé indique le champ de stabilité de l'association Cpx-Grt. Nous voyons qu'à BP, l'apparition de l'association Hbl-Grt est limitée à la portion ferrifère de la grille.

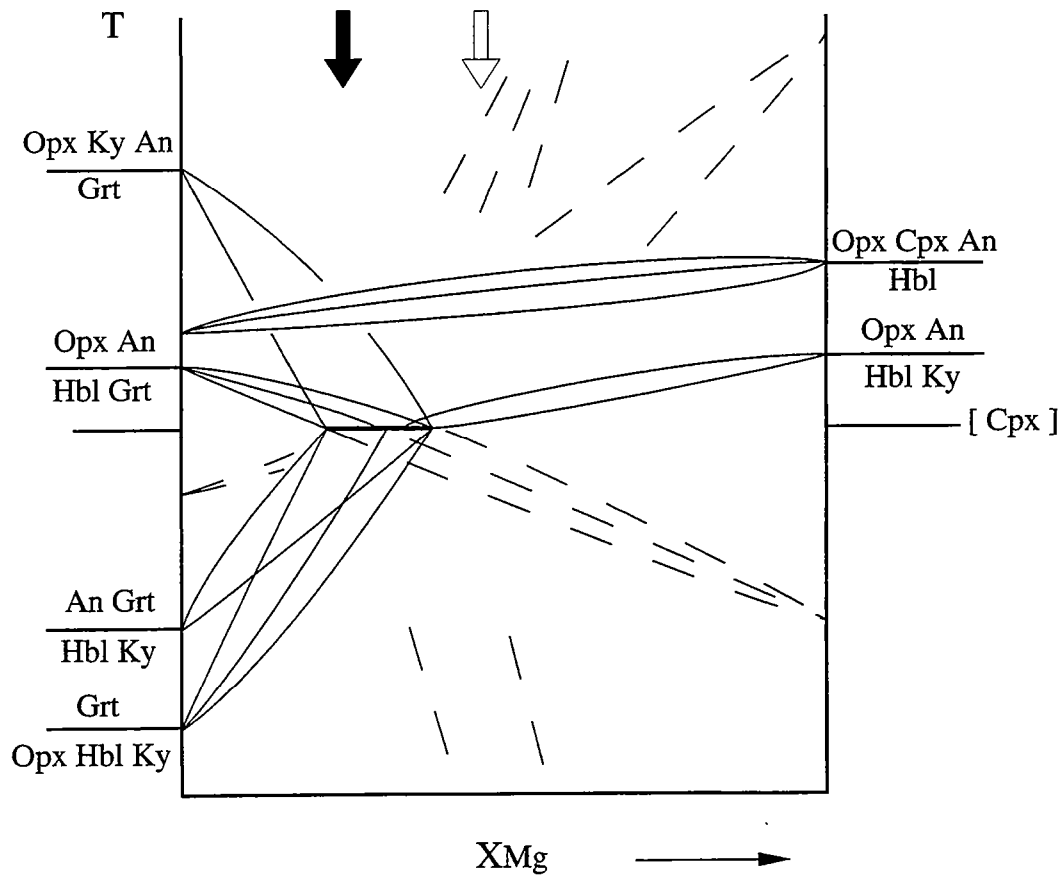
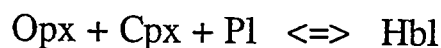


Fig.2.41. Diagramme TXMg tracé à environ 6kb à partir de la fig.2.40. Les trajets rétrogrades des metabasites (flèche blanche) et des métasédiments à Hbl-Grt (flèche noire) de l'Amsaga sont reportés. L'absence de Grt dans les metabasites peut s'expliquer par une composition trop magnésienne. D'après Nicollet (1988).

échantillon le place bien dans le champ des granulites de basse pression, au même titre que le reste des séries.

La figure 2.39 a de plus l'avantage de nous montrer la divariance de la réaction (Grt) en fonction du  $X_{H_2O}$ . Le caractère divariant de cette réaction explique que l'amphibole persiste en association stable avec les deux pyroxènes bien que les séries soient métamorphosées en faciès granulite. La valeur de  $P_{H_2O}$  lors de l'événement granulitique n'est pas connue, mais pour  $P_{H_2O} = P_{tot}$ , le point invariant représenté figure 2.39 devient métastable vis-à-vis de la fusion partielle. Pour que ce point invariant soit stable (ce qui est le cas dans l'Amsaga) il faut  $P_{H_2O} < 0,5 P_{tot}$  (Wells, 1979).

D'après la figure 2.39, nous devrions observer l'apparition d'un assemblage à Grt+Hbl pendant l'évolution rétrograde des séries. Or cet assemblage n'a jamais été observé dans les metabasites de l'Amsaga (il est présent dans certains métasédiments de la série d'Iouluend, c.f.II-2-A-2-2). Cela est dû au fait que la grille représentée figure 2.39 ne tient pas compte des réactions d'échanges Fe-Mg. La figure 2.40 représente une portion (du côté BP de la réaction d'apparition du Grt) de la grille établie pour les metabasites dans le système CFMASH (Nicollet, 1988). Nous voyons que l'absence de grenat associé à l'amphibole lors de la rétro-morphose s'explique par une valeur trop forte du  $X_{Mg}$  des metabasites. La réaction (Cpx) de la figure 2.39 (ou [Cpx,Ky] de la figure 2.40) n'existe pas dans le système magnésien, la rétro-morphose se faisant par le biais de la réaction :



Ceci se visualise dans un diagramme T- $X_{Mg}$  à P constante (fig. 2.41). L'évolution rétro-morphique des metabasites de l'Amsaga est reportée dans ce diagramme. Nous voyons que le  $X_{Mg}$  des échantillons est trop fort pour permettre l'apparition de grenat.

La plupart des échantillons de metabasite étudiés se caractérisent : soit par une paragenèse granulitique, soit par une paragenèse secondaire à Amph+Pl. Nous pouvons donc en conclure que l'ensemble des séries a subi l'événement granulitique, et que la rétro-morphose enregistrée par ces séries s'arrête en faciès amphibolite. Cependant, dans certaines séries plus rétro-morphosées (à Agrou Staya et Iouluend entre autres) nous avons observé l'apparition de phases de basse température (zoïsite, calcite, chlorite, préhnite, amphibole fibreuse...). Dans la figure 2.42 nous voyons que ces minéraux caractérisent le passage de ces séries en faciès schiste vert. Nous n'avons pas d'analyse de phases sur ces échantillons, nous ne pouvons donc pas savoir si l'oligoclase est présent, mais par comparaison avec le reste des unités lithologiques nous pouvons conclure que les assemblages de l'Amsaga se situent du côté BP de la grille. Dans cette grille, établie d'après Maruyama et al., (1983), nous voyons que le faciès schiste vert peut se sub-diviser en deux domaines en fonction de la

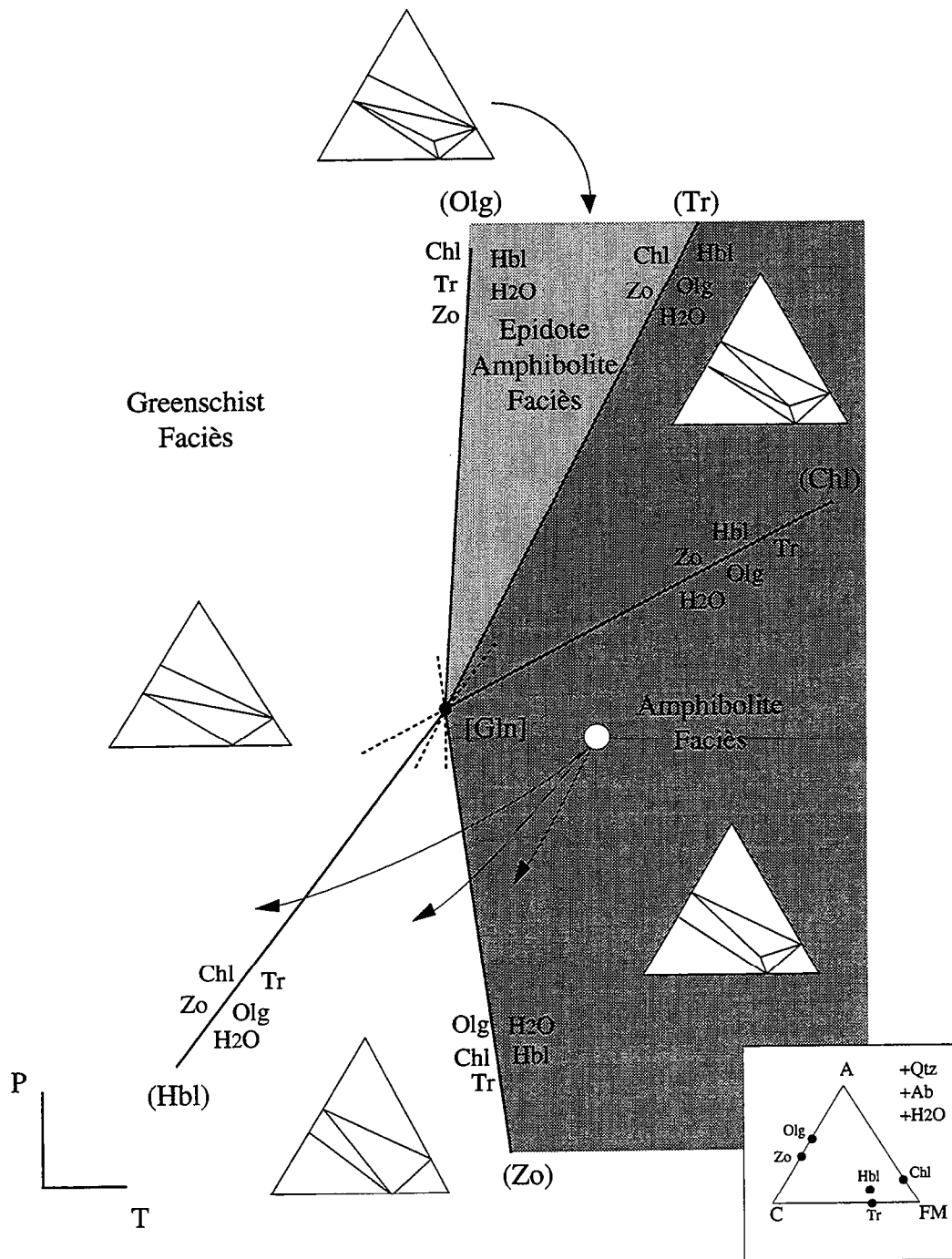


Fig.2.42. Limite des faciès amphibolite et schiste vert dans le système NCMASH définie par la position du point invariant [Gln], les phases Qtz, Ab et H<sub>2</sub>O sont en excès. Les phases mises en jeu sont : oligoclase, hornblende, trémolite, chlorite, zoïsite. D'après Maruyama et al. (1983) modifié par Hébert (1994). Les flèches représentent les différents degrés de rétro-morphose observés dans les metabasites de l'Amsaga.

présence d'associations à Olg+Chl+Tr ou Chl+Zo. Les échantillons de l'Amsaga qui présentent une rétro-morphose avancée se situent tous du côté BT de la réaction (Hbl), puisque de la zoïsite à toujours été observée dans les phases secondaires.

### *Conclusion sur l'étude des relations de phases.*

L'étude des relations de phases nous permet de mettre en évidence le fait que toutes les metabasites de l'Amsaga ont été métamorphosées en faciès granulite.

Comme pour les paragneiss et les charnockites, seule l'évolution rétrograde des séries diffère :

- dans certains cas les paragénèses granulitiques sont bien conservées ;
- parfois les phénomènes rétro-morphiques s'achèvent au niveau du faciès amphibolite ;
- dans certains cas la rétro-morphose se poursuit jusqu'au faciès schiste vert de bas grade.

La présence d'un échantillon mylonitique dont la paragénèse syn-cinématique est à Amph-Zo nous permet de penser qu'une partie au moins des phénomènes rétro-morphiques a lieu pendant l'événement tectono-métamorphique principal.

De nouveau, la répartition géographique des phénomènes rétro-morphiques n'est pas aléatoire :

- la paragénèse granulitique est bien conservée à Aïdzidine, au guelb el Azib et au Nord des accidents mylonitiques N40E dans la série de la Saouda, soit dans tous les ensembles considérés comme granulitiques dans les travaux antérieurs (Barrère, 1967 ; Bronner, 1992 ; Auvray et al., 1992a et b) ;
- la rétro-morphose en faciès amphibolite se développe essentiellement à Ménérat-Ioulgend ;
- la rétro-morphose en faciès schiste vert se développe surtout à Agrour Staya, mais également à Ménérat-Ioulgend et dans certaines unités de la Série de la Saouda autour d'Amouchterki.

### *b/ Etude thermobarométrique.*

#### *Etude thermométrique.*

La paragénèse des metabasites analysées à la microsonde nous permet d'utiliser les géothermomètres calibrés pour les couples Opx-Cpx (éch. AG17) et Amph-Pl. Ainsi que la composition des orthopyroxènes et des amphiboles.

### Couples Opx-Cpx.

De nombreux thermomètres relatifs à l'équilibre Opx-Cpx existent dans la littérature. Ces thermomètres sont basés sur la réaction d'échange Fe-Mg entre le Cpx et l'Opx. Certaines calibrations tiennent compte de l'activité des composés mineurs (Ca et Na en particulier). Trois calibrations ont été employées dans cette étude : Wells (1977) ; Sen et Jones (1989) ; Brey et Kohler, (1990). Le calcul a également été fait avec la formulation de Bertrand et Mercier (1985), mais les résultats obtenus sont aberrants ( $T < 0^{\circ}\text{C}$ ), ce qui est dû aux très faibles teneurs en Sodium des pyroxènes analysés. Le thermomètre de Brey et Kohler (1990) tient compte de la teneur en Ca des Opx. Une autre formulation de ces auteurs (op.cit.) prend en compte la teneur en Na, mais elle ne donne pas de résultats en ce qui concerne les pyroxènes de l'Amsaga (pour les mêmes raisons que le thermomètre de Bertrand et Mercier, 1985). La formule structurale des pyroxènes a été calculée suivant le modèle de solution solide idéale de Wood (1987), grâce au logiciel de Guiraud (logiciel non publié).

Les résultats obtenus sont reportés tableau 2.6. Nous voyons que les valeurs obtenues grâce à la formulation de Wells (1977) sont plus élevées que celles obtenues par les deux autres calibrations ( $T > 900^{\circ}\text{C}$ ), et qu'elles sont également supérieures aux conditions de température obtenues sur les paragneiss ( $800 \pm 50^{\circ}\text{C}$  pour les paragneiss). Ces valeurs élevées peuvent s'expliquer de deux façons :

- la calibration de Wells (1977) ne tient pas compte de la teneur en Ca des Opx ;
- le modèle de solution solide retenu par cet auteur est celui de Wood et Banno (1973), c'est-à-dire différent de celui employé dans cette étude.

Quoi qu'il en soit, nous voyons que la température obtenue grâce aux deux autres calibrations est aux environs de  $800 \pm 50^{\circ}\text{C}$  pour 5kb (P de formation des paragneiss), c'est-à-dire identique à celle calculée sur les paragneiss et les charnockites. Si nous nous reportons à la figure 2.39, cela permet de fixer une  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  aux environs de 0,4  $P_{\text{tot}}$  pour le métamorphisme granulitique.

### Teneur en Ca des Opx.

Une des formulations proposées par Brey et Kohler (1990) ne tient compte que de la teneur en Ca des Opx. Cette calibration a été employée pour calculer une température pour l'échantillon AG53 qui ne contient pas de Cpx.

Les résultats sont reportés tableau 2.6. En réalité, nous voyons que la température obtenue pour l'échantillon AG53 est trop élevée ( $1058^{\circ}\text{C}$  à 5kb). Cela peut venir du fait que les Opx de cet échantillon sont trop

P kb	W	S & J	B & K	AGI7	AG53 (1)	AG53 (2)
1	911	841	755	947	971	701
2	911	839	749	929	948	684
3	917	841	760	910	926	666
4	914	841	759	891	903	648
5	925	840	756	873	881	631
6	914	841	765	854	858	613
7	925	844	781	836	836	595

Températures obtenues avec le géothermomètre Opx-Cpx sur l'échantillon de métabasite AG17.

w: Wells (1977)

S&J: Sen et Jones (1989)

B&K: Brey et Kohler (1990)

Températures obtenues avec le géothermomètre avec le thermomètre Hb-Pl (Bundy et Holland, 1990).

AG53 (1): Hb primaires fig. 2.35

AG53 (2): Hb rééquilibrées.

AGI7		AG53	
H&Z	H&al	H&al	J&R
6,1	6,5	7,9	6,0
6,2	6,5	8,3	6,3
6,2	6,6	7,6	5,8
6,0	6,3	7,8	6,0
5,9	6,3	7,9	6,1
5,8	6,2	8,8	6,7
6,5	6,9	8,3	6,4
6,1	6,4	7,4	5,6
6,1	6,5	8,0	6,1
6,0	6,4	7,9	6,1
6,2	6,6	7,6	5,8
6,3	6,7	8,0	6,1
6,2	6,6	7,9	6,1
6,3	6,7	7,6	5,8
5,8	6,1	8,0	6,1
5,9	6,2	8,0	6,1
6,1	6,5	8,0	6,1

Pression de formation des métabasites de l'Amsaga calculée grâce à la teneur en Al des amphiboles.

H&Z: Hammarstrom et Zen (1986).

H&al: Hoilister et al. (1987).

J&R: Johnston et Rutherford (1989).

Tab.2.6. Résultats des calculs thermobarométriques effectués sur les métabasites de l'Amsaga.

riches en Ca (et en Al) pour que le thermomètre soit applicable. Cela peut également être une température magmatique.

Pour l'échantillon AG17, la température est également forte (892°C pour 5kb), mais reste approximativement dans la gamme des températures calculées grâce aux couples Opx-Cpx et grâce aux différentes lithologies déjà analysées.

### Couple Amph-Pl.

Nous avons employé la calibration établie par Blundy et Holland (1990). Les résultats obtenus sont reportés tableau 2.6.

Les valeurs obtenues pour l'échantillon AG17 (métabasite d'Aïdzidine) sont très constantes et donnent  $873 \pm 75^\circ\text{C}$  à 5kb. Cette erreur est celle indiquée par les auteurs (Blundy et Holland, 1990), l'écart-type sur la population de mesures étant de  $\pm 15$ . Ce résultat est en accord avec les différentes estimations précédemment obtenues.

Les résultats obtenus pour les couples Hbl-Pl de l'échantillon AG53 se répartissent en deux groupes en fonction de l'amphibole analysée. Le premier groupe (11 amphiboles sur 16) donne une valeur moyenne de  $880 \pm 75^\circ\text{C}$  à 5kb, en accord avec les résultats précédents. Le deuxième groupe fournit une valeur moyenne de  $631 \pm 75^\circ\text{C}$  à 5kb. Cette deuxième valeur (qui est beaucoup trop faible étant donnée la paragenèse de l'échantillon) est obtenue sur les amphiboles qui montraient une évolution vers des compositions actinolitiques dans la figure 2.35 (ainsi que sur une amphibole qui se situe dans le champ des ferro-tschermackites). Ce résultat confirme les observations effectuées grâce aux diagrammes de substitutions de la figure 2.36, à savoir que la composition des amphiboles de l'échantillon AG53 varie en réponse à un rééquilibrage à température décroissante.

Donc les résultats obtenus à partir du couple Amph-Pl sur les métabasites de l'Amsaga confirment les interprétations issues de l'étude pétrographique et de l'analyse des relations de phases, c'est-à-dire un métamorphisme des séries en faciès granulite dans un premier temps, suivi d'une évolution rétrograde de la série de Ménéral-Ioulgueud (éch. AG53) en faciès amphibolite.

### Estimation basée sur la teneur en titane des amphiboles.

Comme nous l'avons mentionné lors de l'étude de la composition chimique des amphiboles, la solubilité du titane dans ce minéral est fonction : de la température en particulier, mais également de la fugacité d'oxygène et de l'activité des différents composants dans les minéraux coexistants (Ghent et Stout, 1984). La teneur en titane de l'amphibole est peu dépendante de l'activité de ce constituant si une phase tampon est présente (ilménite, sphène). Leake (1965) propose que la présence d'une de ces phases indique que l'amphibole est saturée en titane. Otten (1984)



détermine une droite de régression reliant la teneur en TiO<sub>2</sub> de l'amphibole en fonction de la température à partir des données de Helz (1973). Ces données ont été obtenues sur des magmas basaltiques entre 700 et 1000°C, pour une pression de 5kb et une fO<sub>2</sub> contrôlée par le tampon QFM. La relation établie par Otten (1984) est :

$$T^{\circ}\text{C} = 1204 \times \text{Ti (pfu)} + 545$$

pour des T < 970°C.

Dans les metabasites de l'Amsaga, l'ilménite est toujours présente, ce qui indique que l'amphibole est saturée en titane et que la fugacité d'oxygène est proche du tampon QFM. Nous pouvons donc utiliser ce thermomètre, les résultats sont reportés tableau 2.6. Nous avons à nouveau deux groupes de résultats : pour la metabasite d'Aïdzidine la température moyenne calculée est de 869°C, alors que pour l'échantillon de Ménéral, nous obtenons T = 635°C. Donc, là encore, les minéraux de l'échantillon d'Aïdzidine conservent des compositions de haute température, alors que l'échantillon de Ménéral indique un rééquilibrage à plus basse température.

#### *Etude barométrique.*

Comme nous l'avons déjà signalé, la plupart des baromètres existant dans la littérature sont calibrés pour un assemblage Px-Grt. Les paragenèses des metabasites de l'Amsaga ne sont donc pas favorables pour calculer les conditions de pression du métamorphisme. Cependant, l'absence de grenat est un renseignement en soi puisque cela nous permet de fixer une pression maximale d'environ 7kb lors du pic du métamorphisme (Andrieux, 1982 ; voir fig.2.40 d'après Nicollet, 1988 par exemple).

De plus, Hammarstrom et Zen (1986) ont établi une corrélation empirique reliant la teneur en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des amphiboles et la pression :

$$P = -3,92 + 5,03 \times \text{Al}_{\text{tot}}$$

Depuis, d'autres auteurs ont proposé de nouvelles calibrations de ce baromètre :

$$P = -4,76 + 5,64 \times \text{Al}_{\text{tot}} \text{ (Hollister et al., 1987)}$$

$$P = -3,46 + 4,23 \times \text{Al}_{\text{tot}} \text{ (Johnson et Rutherford, 1989)}$$

L'erreur sur la pression calculée grâce au baromètre d'Hammarstrom et Zen (1986) est de 3kb, elle est de 1kb pour la formulation d'Hollister et al. (1987) et de 0,5kb pour le baromètre de Johnson et Rutherford (1989).

Ces baromètres empiriques appliqués aux metabasites de l'Amsaga donnent respectivement : 6,1kb, 6,5kb et 5kb pour l'échantillon AG17 et 7,4kb, 8kb et 6,1kb pour l'échantillon AG53 (tableau 2.6). Quatre

amphiboles de l'échantillon AG53 donnent des résultats dispersés, voire aberrants (négatifs). Ces 4 minéraux sont ceux dont la composition évolue vers le pôle actinolitique dans la figure 2.35. Nous pouvons donc interpréter ces résultats en terme de rééquilibrage pendant l'évolution rétrograde (comme pour la température calculée à partir des mêmes minéraux).

La pression moyenne obtenue sur l'échantillon AG17 est donc de 5,9kb ce qui, aux erreurs près, est identique aux résultats obtenus sur les paragneiss ( $5\pm 1$ kb). Les résultats obtenus sur l'échantillon AG53 sont plus dispersés, mais donnent 7,2kb en moyenne, ce qui est également en accord avec les estimations précédentes. Cette dispersion des résultats peut s'expliquer :

- soit par une variation de la composition des amphiboles lors de l'évolution rétrograde des séries ;
- soit à cause des imprécisions liées aux calibrations.

#### II-4-4/ CONCLUSION DE L'ÉTUDE DES METABASITES.

L'étude des metabasites apporte plusieurs renseignements, et confirme les conclusions principales déjà émises lors des paragraphes précédents :

- de nouveau, toutes les unités étudiées semblent avoir subi le métamorphisme granulitique ;

- les échantillons sont très homogènes tant vis-à-vis de leur paragenèse que vis-à-vis de la composition des phases (les seules variations étant liées à des rééquilibrages à température décroissante), ce qui indique une homogénéité des conditions physiques du métamorphisme à l'échelle de la région ;

- les conditions physiques du métamorphisme estimées à partir des metabasites sont en moyenne plus élevées que celles calculées grâce aux paragneiss (T entre 800 et 900°C, P entre 6 et 7kb). Mais, étant donné que les calibrations employées sont moins précises que celles utilisées sur les paragneiss, et que les valeurs obtenues restent dans la même gamme, ces valeurs ne modifient pas les conclusions issues de l'étude des paragneiss ;

- les seules différences existant entre les divers ensembles de metabasites étudiés se situent aux niveaux des phénomènes rétro-morphiques : si la plupart du temps les paragenèses granulitiques sont bien conservées, à Ménéral-Ioulgend la rétro-morphose évolue jusqu'au faciès amphibolite et semble se faire au cours d'une phase de déformation, à Agrour Staya (et dans quelques échantillons collectés aux environs d'Amouchterki) la rétro-morphose évolue jusqu'au faciès schiste vert de bas grade et semble se faire de façon statique ;

- deux résultats nouveaux se dégagent de cette étude : le gabbro du guelb el Azib, considéré comme postérieur par rapport au faciès granulite (Auvray et al., 1992b) est en fait métamorphisé, ce qui modifie l'interprétation issue de sa datation (voir chapitre IV) ; la série de

Ménéral-Ioulgueud n'a apparemment pas subi de métamorphisme de contact (Auvray et al., 1992a) et semble avoir été affectée par la même histoire tectono-métamorphique que l'ensemble de la région comme le supposait Barrère (1967).

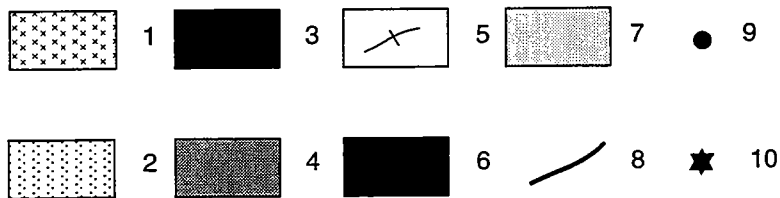
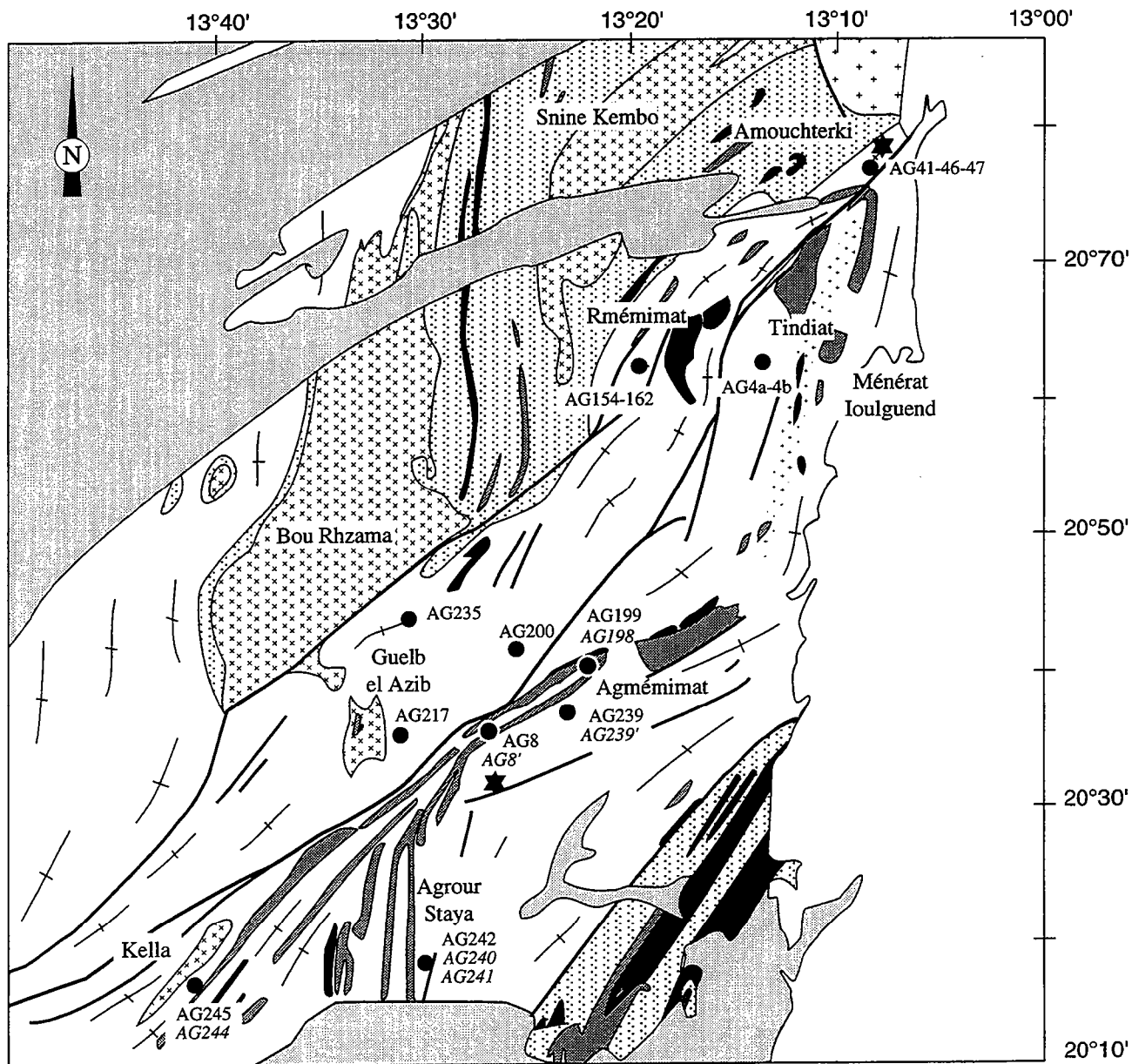


Fig.2.43. Localisation des échantillons d'orthogneiss migmatitiques et de leucosome. 1/ Charnockites; 2/ Métagrauwakes; 3/ Métapélites; 4/ Métabasites; 5/Gneiss migmatitiques; 6/ Gabbro des Igulid; 7/ Dunes; 8/ Zones mylonitiques; 9/ Echantillons; 10/ Echantillons analysés à la microsonde électronique. Les échantillons de leucosome sont notés en italique.

## II-5/ LES ORTHOGNEISS MIGMATITIQUES.

Les orthogneiss migmatitiques forment la majeure partie du Sud de la région de l'Amsaga : ils affleurent entre les diverses branches des cisaillements mylonitiques et à l'Ouest du massif de Bou Rhzama (fig. 2.43). Ils se présentent généralement sur le terrain sous forme de larges dalles plates, dépassant à peine du sol. Ces gneiss sont toujours plus ou moins affectés par la migmatisation. Celle-ci peut avoir lieu in situ comme l'atteste parfois la présence de mélanosome. Les leucosomes forment des filons de toutes les tailles (centimétriques à plurimétriques) orientés dans la foliation. Parfois les gneiss et les leucosomes sont affectés par des structures décrochantes, elles-mêmes remplies de leucosomes. Quand la fusion est très développée, nous passons progressivement à des diatexites nébulitiques, puis à des granites d'anatexie.

Dans tous les travaux antérieurs (e.g. Barrère, 1967 ; Bronner, 1992 ; Auvray et al., 1992a et b) ces gneiss ont été considérés comme homogènes. Ceci est vrai sur le terrain où aucune distinction ne peut être faite entre les différents affleurements.

Ces gneiss migmatitiques sont reportés dans un diagramme de classification normatif de Streckeisen et Le Maitre (1979 ; fig.2.44). Nous voyons d'ores et déjà que si la majeure partie des gneiss forme, en effet, un groupe homogène dans ce diagramme (avec une composition essentiellement granodioritique), 6 échantillons se distinguent de la moyenne avec : 3 échantillons à la limite tonalites-diorites quartziques, 1 tonalite riche en quartz, 1 monzogranite et 1 syénogranite. La position des échantillons ne dépend pas de leurs teneurs en SiO<sub>2</sub>, l'échantillon de syénogranite AG41 ayant 71,46% de SiO<sub>2</sub>, alors que dans les granodiorites la teneur en silice peut aller jusqu'à 75,34%. Ces différences se retrouvent dans un diagramme normatif An-Ab-Or, puisque le groupe homogène de la figure 2.45 se groupe à la limite des granodiorites et des trondhjémites, les 6 autres échantillons étant dispersés entre des compositions de tonalites, de trondhjémites, de granite et de quartz monzonite.

Ces différences nous permettent de diviser l'étude pétrographique de ces gneiss en 3 sous-paragraphes. Dans un premier temps nous étudierons les échantillons formant le groupe homogène des trondhjémites et des granodiorites, puis nous nous intéresserons à 5 des échantillons ayant des compositions dispersées dans la figure 2.44 (nous ne disposons pas de lame mince de l'échantillon AG217). Enfin nous décrirons les leucosomes produits par la fusion de ces gneiss.

Une deuxième partie sera consacrée à l'étude de la composition chimique des phases analysées à la microsonde. Malheureusement, l'échantillon d'orthogneiss choisie pour cette étude est l'échantillon AG41 dont l'âge (obtenu ultérieurement) est de 3,5 Ga (voir chapitre IV). Cet échantillon est unique en son genre, les conclusions issues de l'étude à la

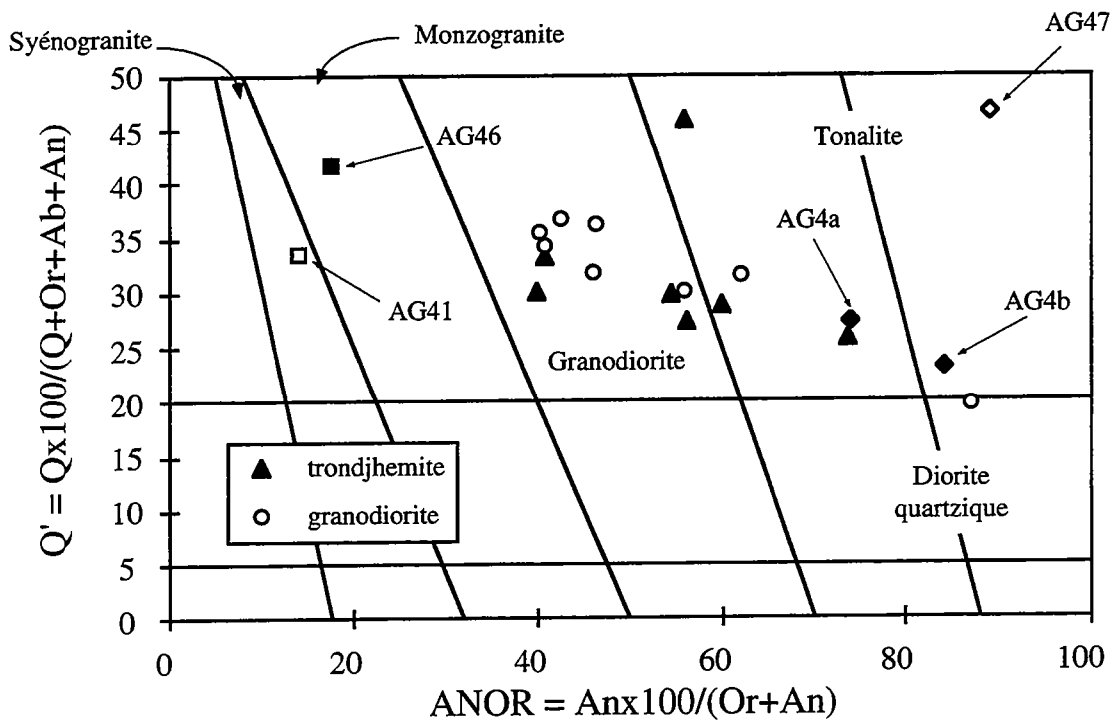


Fig.2.44. Compositions normatives des orthogneiss migmatitiques de l'Amsaga reportées dans la classification Q'-ANOR de Streckeisen et Le Maître (1979).

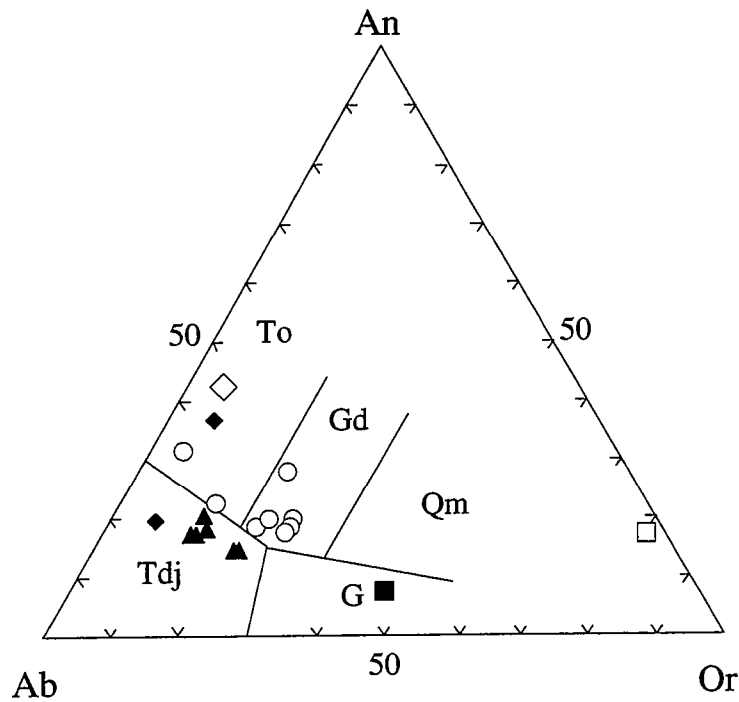


Fig.2.45. Classification des orthogneiss migmatitiques de l'Amsaga dans le diagramme An-Ab-Or normatif de O'Connors (1965) modifié par Barker (1979). Les figurés sont les mêmes que dans la fig.2.44.

microsonde électronique ne pourront donc pas être généralisées à l'ensemble de la région.

## II-5-1/ DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE.

### II-5-1-1/ Les trondhjémites et les granodiorites.

Les échantillons se reportant dans le champ des trondhjémites (Tdj) de la figure 2.45 ont essentiellement été collectés à l'Ouest du guelb des Igulid, alors que les échantillons de granodiorite affleurent pour la plupart au Sud de l'accident mylonitique, à proximité des ceintures d'Agmémimat et d'Agrou Staya. Un échantillon de chaque groupe a cependant été collecté à l'intérieur de la bande de terrain délimitée par les accidents N40E dextres (fig.2.44).

#### *a/ Description pétrographique.*

La texture de ces échantillons est soit granolépidoblastique, soit mylonitique. La texture mylonitique se rencontre essentiellement dans les échantillons de trondhjémite. Dans les échantillons mylonitiques, la foliation est marquée par l'alignement des biotites et des rubans de quartz monocristallins à extinction en damier. Ces rubans sont parfois nombreux et très fins, ce qui atteste de l'intensité de la déformation.

#### *Le quartz.*

Dans les échantillons mylonitiques, le quartz forme donc ces rubans monocristallins, mais il se trouve également sous forme de microcristaux associés à du feldspath en matrice. Ces deux habitus ont déjà été décrits dans les zones mylonitiques affectant les charnockites, et ont été interprétés en terme de déformation de haute température, d'abord en climat anhydre, puis en climat hydraté (c.f. étude structurale). La taille moyenne des grains de ces échantillons mylonitiques est petite, mais il existe tout de même des phénoblastes de quartz, à extinction roulante ou en damier, présentant des queues de cristallisation à biotite-feldspath-quartz. Dans les granodiorites, la texture n'étant généralement pas mylonitique, le quartz est le plus souvent en phénoblastes millimétriques à extinction roulante. Il peut parfois présenter des contacts francs sous forme de joints à 120°, ou des bords persillés.

### *Le plagioclase.*

Le plagioclase constitue la phase feldspathique majeure. C'est généralement de l'oligoclase (détermination optique). Il peut également former des phénoblastes enroulés dans la foliation. Il contient fréquemment de fines antiperthites. Il est toujours très nuageux, et parfois largement séricitisé, cette séricitisation étant spécialement développée dans les échantillons de granodiorite.

### *Le feldspath potassique.*

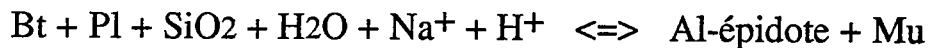
C'est toujours du microcline, souvent très perthitique. Les perthites peuvent être très fines et traverser le minéral, perpendiculairement à son allongement, ou bien se présenter sous forme de grosses gouttelettes, en chapelets dans le minéral. Le microcline est toujours très "propre" (ni inclusion, ni damouritisation) et présente généralement des macles bien développées, se croisant quasiment à 90°. Il ne présente jamais le fin moirage observé dans les charnockites par exemple. Ce type de microcline est caractéristique des feldspaths ordonnés de basse température (e.g. Le Goff, 1989). Des myrmékites sont toujours développées aux contacts des feldspaths, et peuvent également exister sous forme de vermicules intracrystallins.

### *La biotite.*

C'est la seule phase ferro-magnésienne rencontrée, l'amphibole n'existant que dans les échantillons mylonitiques. L'alignement des biotites marque généralement la foliation. Ce minéral est de petite taille (quelques dizaines de microns) dans les gneiss à texture mylonitiques (trondhjémites), et peut être millimétrique dans les granodiorites. La quantité de biotite est variable mais toujours relativement faible. La biotite peut se présenter sous forme d'amas, héritage d'une texture magmatique. La couleur de la biotite est très variable : de brun-pâle à presque rouge, mais le plus souvent elle est vert émeraude. Cette couleur verte de la biotite indique une teneur importante en  $Fe^{3+}$  et est caractéristique des biotites de basse température. La biotite verte contient fréquemment des baguettes de rutile (sagénite). De plus, dans certains cas, nous voyons une interstratification de feuillets brun-rouges et de feuillets verts. Donc, nous pouvons conclure que la biotite primaire est de haute température et riche en  $Fe^{2+}$ , à température décroissante (et certainement  $fO_2$  croissante) elle acquiert une couleur verte et le  $TiO_2$  incorporé à haute température s'exsolvé sous forme de sagénite. Une autre texture de basse température peut s'observer dans quelques lames : la biotite en phénoblastes automorphes verts contient en inclusion des baguettes de sagénite et des épidotes se développent en couronne à la périphérie (mais à l'intérieur) du cristal de biotite.



Dans certains cas la biotite présente des inclusions vermiculées d'un minéral blanc qui pourrait être du quartz. Parfois, la biotite vert-pâle est complètement déstabilisée et remplacée par une association microcristalline de minéraux blancs et d'épidotes. Dans l'échantillon AG162, nous observons des réactions symplectitiques à la périphérie des biotites : la Bt1 est transformée en vermicules de Bt2 (associés à un minéral blanc) et d'épidotes de type zoïsite, clinozoïsite, les deux biotites pouvant dans certains cas être chloritisées. De plus, la Bt1 exsolvait du titane (photo 41). Drummond et al., (1986) décrivent la réaction :



Cette réaction hydrothermale, qui nécessite un apport de sodium et d'hydrogène, libère du  $\text{Fe}^{3+}$ , du  $\text{Fe}^{2+}$ , du Mg et K. Une telle réaction peut être envisagée pour expliquer la texture observée dans l'échantillon de trondhjemite AG162, mais dans ce cas, le produit de la réaction étant une Bt2, cela nécessite un apport de potassium par le fluide hydrothermal. Une telle hypothèse a déjà été émise pour rendre compte de la déstabilisation de basse température de certains paragneiss alumineux (c.f. II-2-b-3).

#### *Les phases accessoires.*

Deux types de phases accessoires peuvent être distingués : 1/ les phases primaires appartenant à la paragenèse magmatique, 2/ les phases secondaires appartenant à la paragenèse rétro-morphique.

Les phases primaires sont essentiellement constituées : de sphènes trapus, généralement en grande quantité, présentant un zonage optique net ; d'apatite et d'allanite en cristaux ovoïdes, de zircon (très peu nombreux) généralement allongés et arrondis à leurs extrémités et de minéraux ferro-titanés, automorphes.

Les phases secondaires sont formées :

- de nombreuses épidotes, à la fois des épidotes ferrifères (pistaschite), des zoïsites ou des clinozoïsites. Ces épidotes se développent soit en remplacement des plagioclases, soit à l'intérieur des biotites (ou en couronne dans les symplectites), soit en couronne autour des apatites quand celles-ci sont à proximité des biotites (photo 42). La transformation d'apatite en épidote a déjà été décrite (Drummond et al., 1986) dans le cas d'une transformation métasomatique de granite en trondhjemite ;

- les biotites sont souvent largement chloritisées, et contiennent de la prehnite ;

- les plagioclases peuvent être remplacés par de la séricite, des épidotes calciques et de la calcite ;

- les ilménites sont parfois entourées d'une couronne de sphène secondaire ;

- enfin, dans de nombreux cas, nous observons le développement de micas blancs secondaires aux dépens des diverses phases primaires.

Ces différentes réactions de déstabilisation se rencontrent dans tous les faciès, mais semblent plus particulièrement développées dans les granodiorites.

#### *b/ Discussion-interprétation.*

Nous pouvons donc conclure que la paragenèse primaire de ces gneiss migmatitiques est à Qtz+Pl+Kfs+Bt. Cette paragenèse primaire est ensuite déstabilisée. Dans un premier temps les phases minérales acquièrent des caractères de basse température (oxydation des biotites, acquisition de structures ordonnées dans les feldspaths potassiques, exsolution de sagénite, "clouding" des plagioclases), puis dans un deuxième temps des phases de basse température (schiste vert) cristallisent : épidotes, sphène secondaire, séricite, calcite... Ce deuxième type de déstabilisation requiert un apport important de fluides riches en K, comme l'indique la cristallisation de biotite secondaire. Ce deuxième type de cristallisation semble plus particulièrement développé dans les granodiorites. Cependant, la présence d'un échantillon de trondhjémite largement déstabilisé, ainsi que le nombre restreint d'échantillons de trondhjémites ne nous permet pas de confirmer cette hypothèse.

#### II-5-1-2/ Les autres types d'orthogneiss.

Trois échantillons de ces gneiss ont été collectés au Nord d'Ioulgueud, non loin de la zone de convergence des divers accidents mylonitiques : il s'agit des échantillons AG41-AG46-AG47. Les deux autres proviennent de la région de Tindiat (fig.2.43) et forment la partie leucocrate (AG4a) et mélonocrate (AG4b) d'un gneiss.

L'échantillon AG41 ayant un âge de mise en place de 3,5 Ga (c.f. chapitre IV), nous sommes certain qu'il forme un faciès différent de l'ensemble des gneiss migmatitiques. En revanche, les 4 autres échantillons n'ont pas été datés, ils présentent sur le terrain la même structuration que le reste des gneiss, leurs différences sont donc uniquement d'ordre pétrographique et géochimique (voir chapitre III).

#### *a/ Description pétrographique.*

##### *Le syénogranite AG41.*

La texture de ce gneiss est granolépidoblastique, la foliation étant marquée par l'alignement des biotites. Les différents minéraux présentent tous une extinction roulante. Les minéraux sont généralement de grande taille (millimétrique à plurimillimétrique).

Le quartz présente une extinction roulante ou en damier et peut parfois présenter des ombres de pression.

Le feldspath potassique est en phénoblastes et constitue la phase feldspathique majeure. C'est du microcline, très perthitique, présentant soit un fin moirage soit des macles de basse température.

Le plagioclase (également en phénoblastes) est souvent antiperthitique et présente un début de séricisation.

La biotite est en grands cristaux automorphes. Son pléochroïsme est faible (de brun-pâle à incolore). Elle présente de nombreuses auréoles de pléochroïsme, en partie dues à des inclusions de sphènes (très abondant dans cet échantillon). La biotite est parfois partiellement transformée en muscovite, et elle est souvent entourée de minéraux opaques.

La muscovite se présente également en grands minéraux, mais elle cristallise généralement : 1/ en épitaxie sur la biotite ; 2/ oblique sur la foliation, dans ce cas elle présente des structures de résorption digitées. Ces deux habitus indiquent un caractère tardif de ce minéral.

Les phases accessoires sont : le zircon (peu représenté) ; le sphène, souvent en cristaux ronds, zonés ; les phases ferro-titanées et l'anatase. Les phases secondaires sont relativement peu développées et se trouvent uniquement sous forme de petits micas blancs, généralement bien cristallisés.

Par rapport aux trondhjémites et granodiorites, cet échantillon se distingue donc par sa teneur en feldspath potassique et le caractère automorphe de ce dernier, par la présence de biotites brunes et de muscovites tardives en phénoblastes.

#### *Le monzogranite AG46.*

La texture de ce gneiss est mylonitique. Les minéraux présentent une extinction roulante et les plagioclases peuvent être "kinkés". Ce gneiss se distingue des autres échantillons par deux caractères essentiels :

- il contient du grenat, sous forme de petits grains qui représentent en fait les restes d'un phénoblaste dont nous devinons la forme ocellée initiale ;

- par le développement très important des phases secondaires de basse température. En particulier : de nombreuses épidotes (zoïsité), de la prehnite en grande quantité dans les feuilletés des biotites et enfin, le développement très important de petits micas blancs.

Cet échantillon est le seul échantillon rencontré qui puisse se rattacher aux orthogneiss migmatitiques et qui contienne du grenat. Cependant, la présence de grenat dans les orthogneiss migmatitiques de l'Amsaga a déjà été signalé (Barrère, 1967).

#### *La tonalite quartzique AG47.*

La texture de ce gneiss est granonématoblastique. Quelques quartz sont en phénoblastes plurimillimétriques à extinction roulante, sinon la taille des grains est généralement petite (quelques centaines de microns).

Nous observons quelques cristaux de plagioclase, mais la plupart du temps les feldspaths sont entièrement sériciticés. La biotite est le plus souvent complètement décolorée et préhnitisée. La principale originalité de ce gneiss est de contenir de nombreuses amphiboles vertes alignées dans la foliation. Ces amphiboles peuvent même former des niveaux mélanocrates à l'intérieur du gneiss. Cet échantillon est très riche en sphène. Enfin, il contient de nombreuses phases secondaires, en particulier des épidotes (zoïsite, clinozoïsite) et du sphène secondaire, ce dernier se développant parfois en couronne autour des ilménites.

#### *La tonalite AG4a et la diorite quartzique AG4b.*

L'échantillon AG4a forme la partie leucocrate d'un gneiss et l'échantillon AG4b représente un niveau sombre à l'intérieur de cette passe leucocrate. Il semble que cet échantillon AG4b représente une enclave plus basique dilacérée dans le gneiss leucocrate.

La texture de ces gneiss est granuloblastique. Le quartz présente toujours une extinction roulante ou en mosaïque. Nous trouvons également, dans l'échantillon leucocrate, des petits cristaux de quartz en inclusion dans les phénoblastes de feldspath, ces minéraux en inclusion peuvent être automorphes, ce qui indique une cristallisation précoce de quartz à partir d'un magma très riche en SiO<sub>2</sub>.

Le plagioclase existe également en phénoblastes, il est toujours partiellement séricitisé et présente un "clouding" marqué. Parfois, nous notons le développement de plagioclase secondaire entre les amphiboles et le quartz.

Le feldspath potassique est toujours très peu représenté (uniquement dans l'échantillon AG4a). Il existe sous forme de petits cristaux (quelques dizaines de microns) de microcline.

Une des différences essentielles de ces deux gneiss par rapport aux autres échantillons est la présence de pyroxène dans la paragenèse. Le Cpx, très largement représenté, montre toujours un début de déstabilisation en amphibole secondaire. L'Opx est plus rare, et se rencontre essentiellement dans le niveau leucocrate. Dans le niveau mélanocrate, sa présence ne peut pas être mise en évidence avec certitude, mais toutefois certaines amphiboles présentent le même habitus que celles déjà décrites comme issues de la déstabilisation d'Opx (c.f. charnockites et metabasites). Nous pouvons donc admettre que l'Opx était également présent dans l'échantillon AG4b.

L'amphibole est également toujours représentée dans ces gneiss, même si l'échantillon leucocrate en contient peu. Trois types d'amphiboles peuvent être distingués :

- l'amphibole primaire est verte, millimétrique, très pléochroïque (de vert à brun-jaune) et présente des joints triples à 120° ;
- une première amphibole secondaire est formée par des petits minéraux bleutés, monocliniques ;

- une deuxième amphibole secondaire se trouve sous forme de minéraux fibreux, incolores, appartenant également à la famille des clin amphiboles.

Les deux types d'amphiboles secondaires rencontrés ont les mêmes caractères optiques que ceux précédemment décrits dans les textures concentriques de déstabilisation de pyroxènes (c.f. II-3-1-a, par exemple). Les amphiboles secondaires cristallisent souvent en épitaxie sur les pyroxènes primaires, ou sous forme de petites minéraux aciculaires aux extrémités de ces derniers et avec le même allongement. Dans certains cas l'amphibole est séparée des cristaux de quartz par une bordure de plagioclase.

La deuxième particularité de ces gneiss est leur richesse en sphène et épidote (zoïsite, clinozoïsite et pistaschite ; photo 43). Le sphène se présente sous forme de cristaux ovoïdes en matrice et en inclusion dans les phases primaires. L'épidote se présente également sous forme de cristaux en matrice, mais elle peut aussi cristalliser, associée à du quartz microcristallin, dans des petites shear zones tardives. Nous trouvons également des épidotes en symplectites, se développant soit aux dépens de l'amphibole primaire, soit à l'intérieur du plagioclase. Ces nombreuses épidotes indiquent une recristallisation tardive en faciès schiste vert. La calcite et parfois la chlorite complètent cette paragenèse de basse température.

Ces deux gneiss sont les seuls échantillons de gneiss migmatitiques à pyroxènes de l'Amsaga. La présence de pyroxènes dans la paragenèse primaire de ces gneiss indique clairement une première évolution en faciès granulite. La paragenèse secondaire de ces gneiss indique une rétro-morphose en faciès schiste vert, mais celle-ci semble tardive par rapport à l'événement granulitique.

### II-5-1-3/ Les leucosomes.

Afin d'être certain de n'échantillonner que la partie leucocrate des migmatites, les échantillons regroupés sous le terme de leucosomes ont été collectés dans des filons au minimum métriques. Ceci biaise légèrement la description, la texture (porphyroblastique), ainsi que certaines phases (le grenat entre autres) n'existant pas dans les filons de dimension plus réduite.

Dans le diagramme de classification normative de Streckeisen et Le Maitre (1979) la composition des leucosomes évolue depuis des granodiorites jusqu'à des granites alcalins, un échantillon se situant dans le champ des granites quartziques. (fig. 2.46). Dans le diagramme de classification An-Ab-Or, ces échantillons évoluent depuis des compositions de granodiorites jusqu'à celles des granites, un échantillon se distingue également puisqu'il se reporte dans le champ des trondhjemites (fig. 2.47).

La texture des échantillons est porphyroblastique, les porphyroblastes étant constitués de quartz à extinction roulante ou en damier et de microclines à extinction roulante et à macles biseautées.

Le feldspath potassique est généralement très perthitique, les perthites, en tresse, sont généralement perpendiculaires à l'allongement du minéral.

Le plagioclase existe rarement en phénoblastes, il est toujours plus ou moins séricitisé et présente un "clouding" très développé. Nous le trouvons très souvent associé à des myrmékites.

Les biotites sont généralement vertes ou décolorées et sont souvent chloritisées. Des opaques, de la prehnite et de l'épidote se développent à l'intérieur de leurs plans de clivages.

Le grenat n'est pas toujours représenté. Quand il existe, il présente des golfes de corosions, et il est souvent fracturé, des biotites, parfois chloritisées, cristallisant en remplissage des fractures.

Les phases secondaires sont toujours très développées, avec en particulier : de la muscovite, de la séricite, des épidotes et parfois de la calcite et du sphène.

### II-5-1-4/ Conclusion de la description pétrographique.

La présence de deux pyroxènes dans la paragenèse primaire des échantillons AG4a et b indique que le métamorphisme affectant ces échantillons a lieu dans les conditions du faciès granulite.

Dans le reste des séries, certaines textures (quartz en rubans à extinction en mosaïque) indiquent une déformation de haute température en absence de fluide. D'autre part, la paragenèse à Qtz+Pl+Kfs+Bt, même si elle n'est pas caractéristique du faciès granulite, n'est pas en désaccord avec ce dernier (ceci sera discuté lors de la conclusion de ce chapitre).

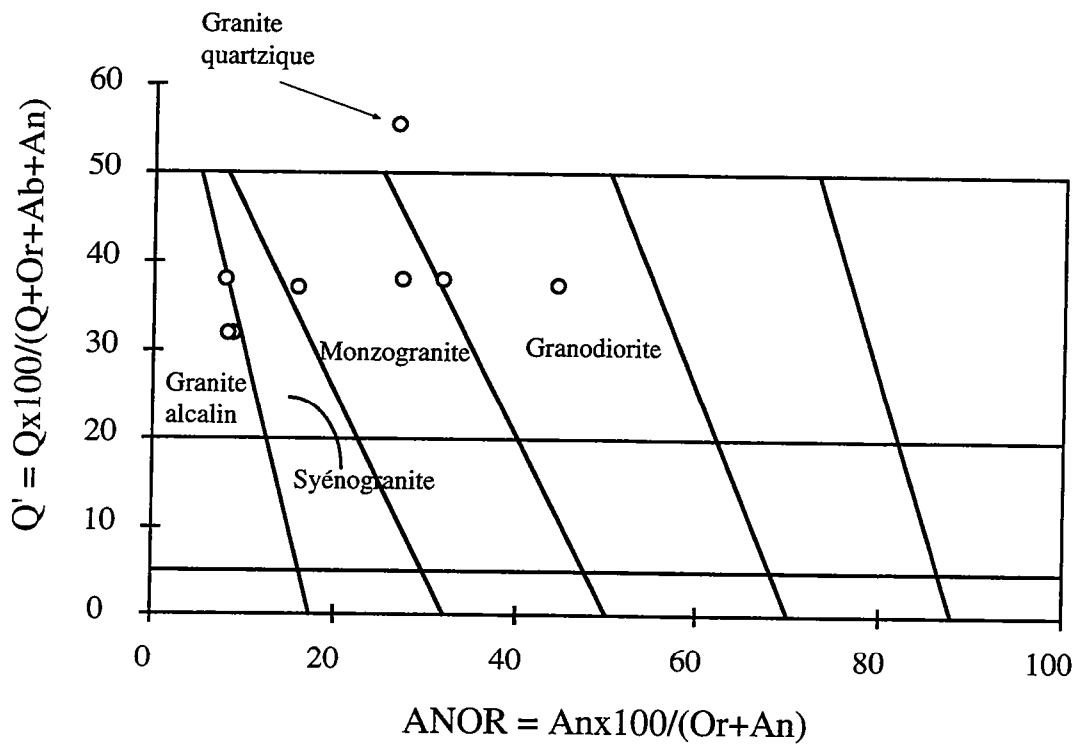


Fig.2.46. Compositions normatives des leucosomes issus de la fusion des orthogneiss de l'Amsaga reportées dans un diagramme Q'-ANOR de Streckeisen et Le Maître (1979).

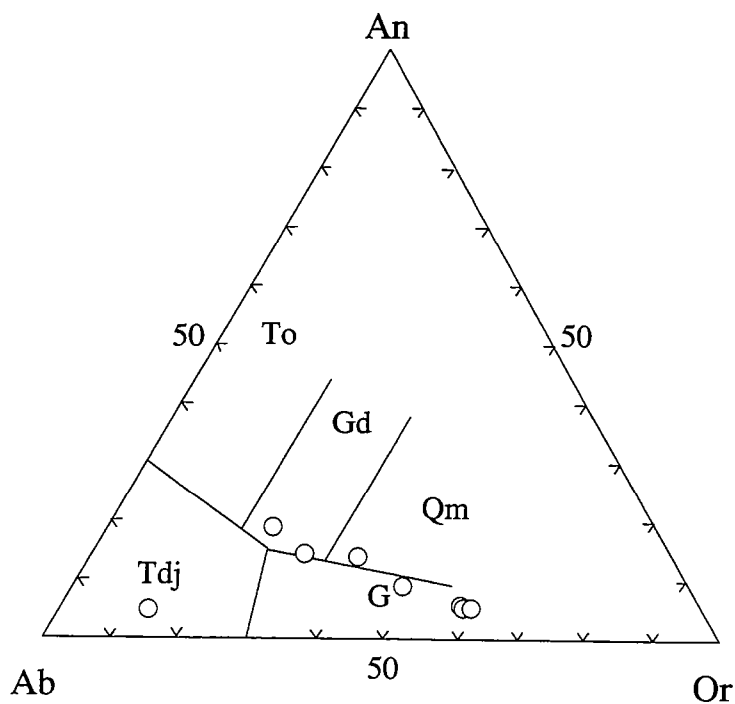


Fig.2.47. Classification des leucosomes dans le diagramme normatif An-Ab-Or de O'Connors (1965) modifié par Barker (1979).

Il n'existe pas de différence notable entre les échantillons de trondhjemite et les échantillons de granodiorite. Leur homogénéité chimique (tout du moins au niveau des éléments majeurs) mise en évidence dans les diagrammes de classification (c.f. fig.2.44 et 2.45) se retrouve donc au niveau de leur pétrographie. Nous verrons cependant que ces deux groupes sont différents en ce qui concerne leurs compositions en éléments en traces (surtout les terres rares) et isotopiques (chapitres III et IV).

Quelques échantillons montrent des variations pétrographiques par rapport au reste de la série. Mais ces roches étant également différentes entre elles (et étant donné que nous ne disposons que d'un nombre restreint d'échantillons) nous ne pourrions pas discuter ces différences plus avant.

Tous les échantillons étudiés sont affectés (à divers degrés) par des recristallisations de basse température en présence de fluide. Ces recristallisations ont déjà été observées au niveau des séries supracrustales granulitiques, mais dans le cas des orthogneiss migmatitiques elles sont généralisées, alors qu'elles étaient ponctuelles dans les autres séries.

## II-5-2/ COMPOSITION CHIMIQUE DES PHASES.

Les compositions chimiques des phases de deux échantillons ont été analysées à la microsonde électronique. Il s'agit de l'échantillon d'orthogneiss AG41 et de l'échantillon de leucosome à grenat AG8'.

### II-5-2-1/ L'orthogneiss migmatitique AG41.

#### *Les feldspaths.*

La composition chimique des feldspaths est reportée dans un diagramme de classification An-Ab-Or (fig. 2.48). La composition de ces minéraux est très constante avec en moyenne 94% d'Or pour le feldspath potassique. Le plagioclase est généralement de l'oligoclase ( $\approx 20\%$  An), ce qui indiquerait une température de cristallisation  $>600^\circ\text{C}$  (Le Goff, 1989). Deux analyses sont plus riches en Ab (90 et 95% Ab), ce qui pourrait indiquer un rééquilibrage tardif (albitisation des plagioclases).

#### *La biotite.*

La composition chimique des biotites de l'échantillon AG41 est reportée dans le diagramme de classification de Goujou (1991). Nous voyons que la plupart des minéraux se situe près du pôle biotite au sens strict. Deux analyses s'écartent du groupe et se caractérisent par une plus forte teneur en Al et une diminution de la teneur en K (fig.2.49). Lors de l'étude pétrographique, nous avons vu que la muscovite cristallise parfois en épitaxie sur la biotite. Ces deux analyses peuvent s'expliquer, soit par un remplacement de la biotite par de la muscovite, soit par une analyse



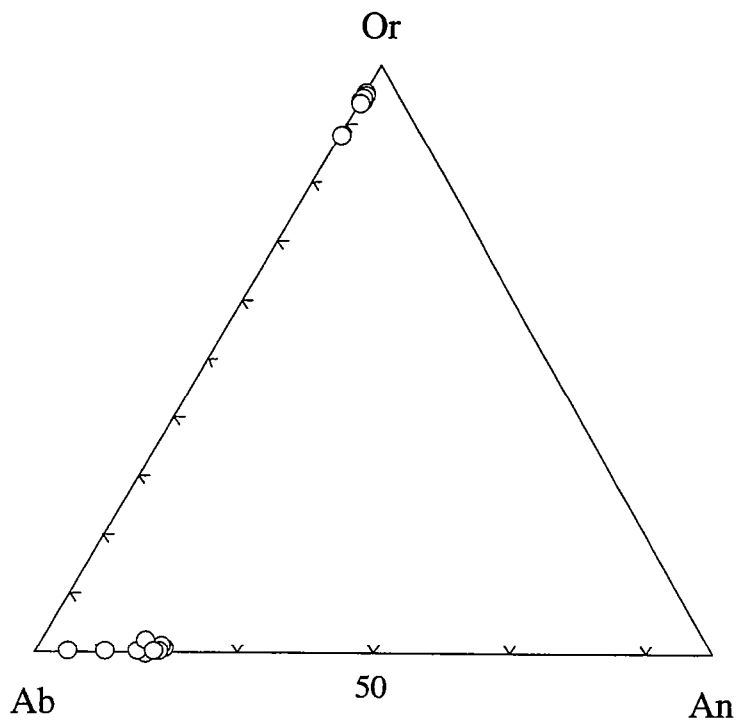


Fig.2.48. Compositions chimiques des feldspaths de l'orthogneiss AG41 reportées dans le diagramme de classification Or-Ab-An.

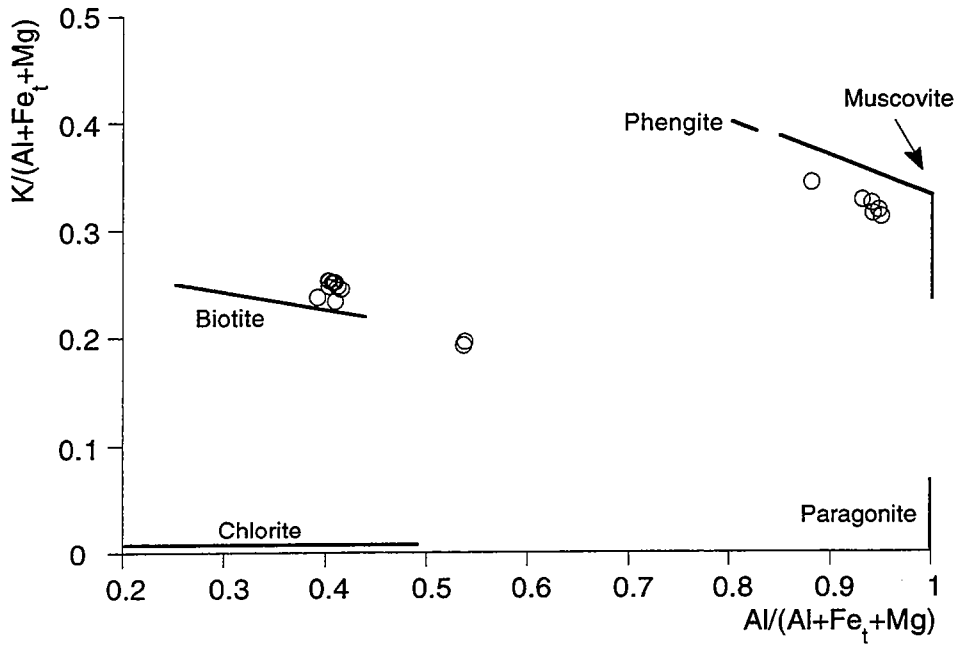


Fig. 2.49. Classification des micas de l'échantillon d'orthogneiss AG41 dans le diagramme de Goujou (1991).

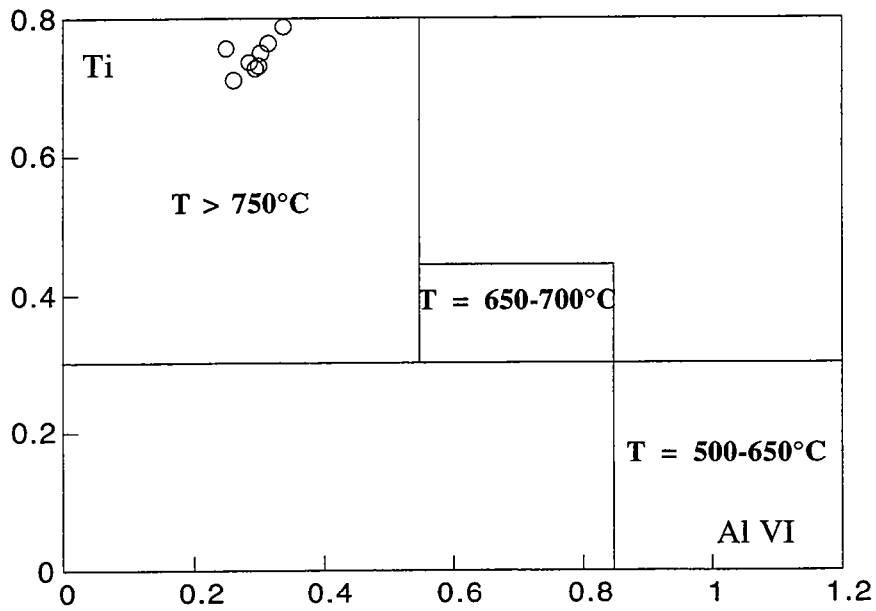


Fig. 2.50. Variations de la teneur en Ti et Al VI des biotites de l'échantillon d'orthogneiss AG41. Les domaines de température sont ceux définis par Scheurs (1985).

mixte, représentant un mélange entre ces deux minéraux. Dans le diagramme Ti versus AIVI (fig. 2.50), nous voyons que les biotites analysées se reportent dans le champ des biotites de haute température. Cela signifie que ces minéraux ont conservé leur composition de haute température, en ce qui concerne le titane tout au moins.

En ce qui concerne le fer et le magnésium, ces biotites sont essentiellement ferreuses ( $X_{Fe}$  entre 0,58 et 0,61). Ce sont des solutions solides essentiellement constituées d'annite et de sidérophyllite. Leur teneur en  $Fe^{3+}$ , obtenue par le calcul de la répartition des charges, est très faible (proche de 0).

#### *Les muscovites.*

La composition des muscovites est également reportée figure 2.49. Ce sont des muscovites au sens strict. Leur teneur en Na est très faible ( $Na/(Na+K) < 0,05$ ). Ce sont des solutions solides muscovite-paragonite-céladonite avec en moyenne  $X_{Mu} 0,7$   $X_{Pa} 0,03$   $X_{Ce} 0,03$ . Leur rapport Fe/Mg est relativement bas ( $X_{Fe} = 0,4$  en moyenne). La faible teneur en paragonite et la teneur en céladonite de ces muscovites ( $\approx 3\%$ ) peut indiquer des minéraux de relativement basse température. Leur teneur en  $Fe^{3+}$ , calculée par le taux de substitution phengitique, est sensiblement identique, voire supérieure, à leur teneur en  $Fe^{2+}$  (environ 0,04 pfu), ce qui pourrait indiquer une fugacité d'oxygène relativement élevée lors de leur cristallisation.

#### *Les oxydes ferro-titanés.*

La composition des oxydes ferro-titanés est relativement constante. Ce sont des solutions solides ilménite-pyrophanite, avec en moyenne :  $X_{Ilm} 0,85$   $X_{Py} 0,15$ . Leur teneur en MnO est en moyenne de 6,5% (avec une valeur à 10,58%) et leur teneur en MgO est proche de 0%. De telles compositions nous indiquent que ces minéraux ont subi un métamorphisme hydrothermal de basse température, probablement sous une  $fO_2$  faible (e.g. Cassidy et al., 1988).

#### *Conclusion.*

Les minéraux analysés à la microsonde semblent donc présenter deux types de compositions : des compositions de relativement haute température (comme pour les biotites ou le plagioclase) et des compositions indiquant un rééquilibrage à basse température ou un hydrothermalisme (comme pour les muscovites et les ilménites). La paragenèse à variance forte de l'échantillon, l'absence de couple thermo-barométrique ainsi que les variations de composition chimique des phases ne nous permettent pas de calculer les conditions physiques du métamorphisme. Il convient, de plus, de rappeler que cet échantillon a un

âge de 3,5 Ga et que les résultats obtenus sur la composition chimique des phases analysées ne peuvent pas, a priori, être généralisés à l'ensemble des orthogneiss migmatitiques.

#### II-5-2-2/ Le leucosome AG8'.

##### *Les feldspaths.*

La composition des feldspaths potassiques est très constante ; ils contiennent en moyenne plus de 95% Or (fig. 2.51). Les plagioclases forment deux groupes distincts : des oligoclases (autour de 20% An) et des albites (de 5 à 10% An). Ces deux types de plagioclases ne constituent pas des exolutions de l'un dans l'autre, mais forment des minéraux séparés. La coexistence de ces deux types de plagioclases peut s'interpréter comme une cristallisation à une température comprise entre 500 et 600°C (Le Goff, 1989).

##### *Le grenat.*

La composition chimique du grenat du leucosome AG8' est reportée dans les diagrammes triangulaires Alm-Py-Gr-Spe (fig. 2.52). Les grenats analysés se caractérisent par une teneur importante en almandin et spessartine, ainsi qu'une teneur plus élevée en grossulaire que les grenats rencontrés dans les échantillons précédemment analysés. La composition moyenne de ces grenats est : Alm68 Py3 Spe22 Gr6. Les minéraux analysés ne montrent pas de variation de leur composition depuis le coeur vers la bordure.

La teneur en CaO du grenat augmente avec la pression, alors que le MnO stabilise le grenat vers les basses pressions (e.g. Hsu, 1968 ; Green, 1977 ; Miller et Stoddart, 1980 ; Abbott, 1981). D'après Green (1977), un grenat contenant de 2 à 6% de grossulaire et de 2 à 10% de spessartine doit avoir cristallisé en équilibre avec le liquide magmatique vers 5 à 7kb. Si le grenat contient plus de 10% de spessartine, il peut être stable pour une  $P < 5$ kb. De plus, le CaO et le MnO ayant un effet inverse, un grenat ayant cristallisé à haute pression et se rééquilibrant à basse pression doit montrer une diminution de sa teneur en grossulaire et une augmentation de sa teneur en spessartine depuis le coeur vers la bordure. Donc la composition des minéraux analysés à la microsonde est typique de grenats de basse pression (Spe $\approx$ 22%). De plus l'homogénéité de leur composition exclut qu'ils se soient rééquilibrés à partir de compositions de haute pression. La fusion des orthogneiss et la cristallisation des leucosomes doit donc avoir eu lieu à basse pression (certainement inférieure à 5kb).

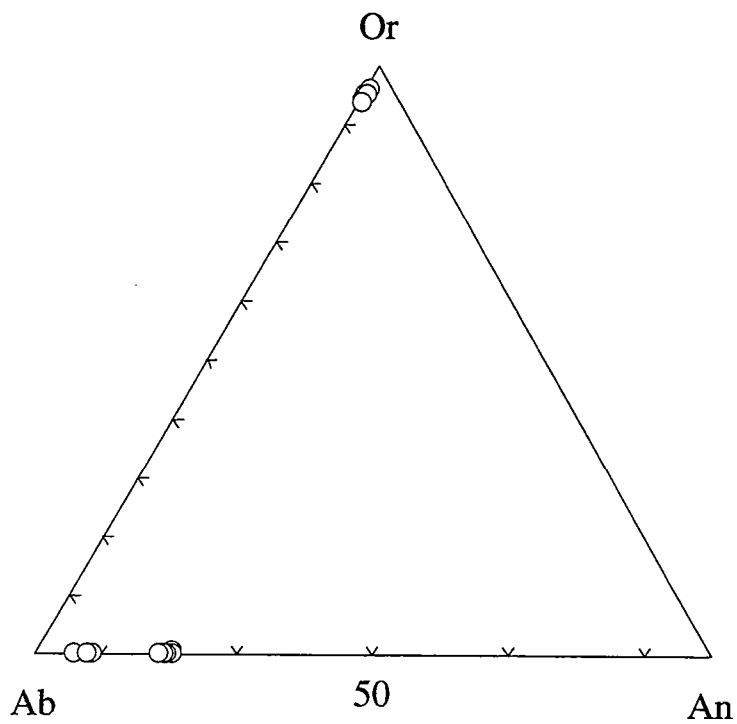


Fig.2.51. Compositions chimiques des feldspaths de l'échantillon de leucosome AG8' reportées dans le diagramme de classification Or-Ab-An.

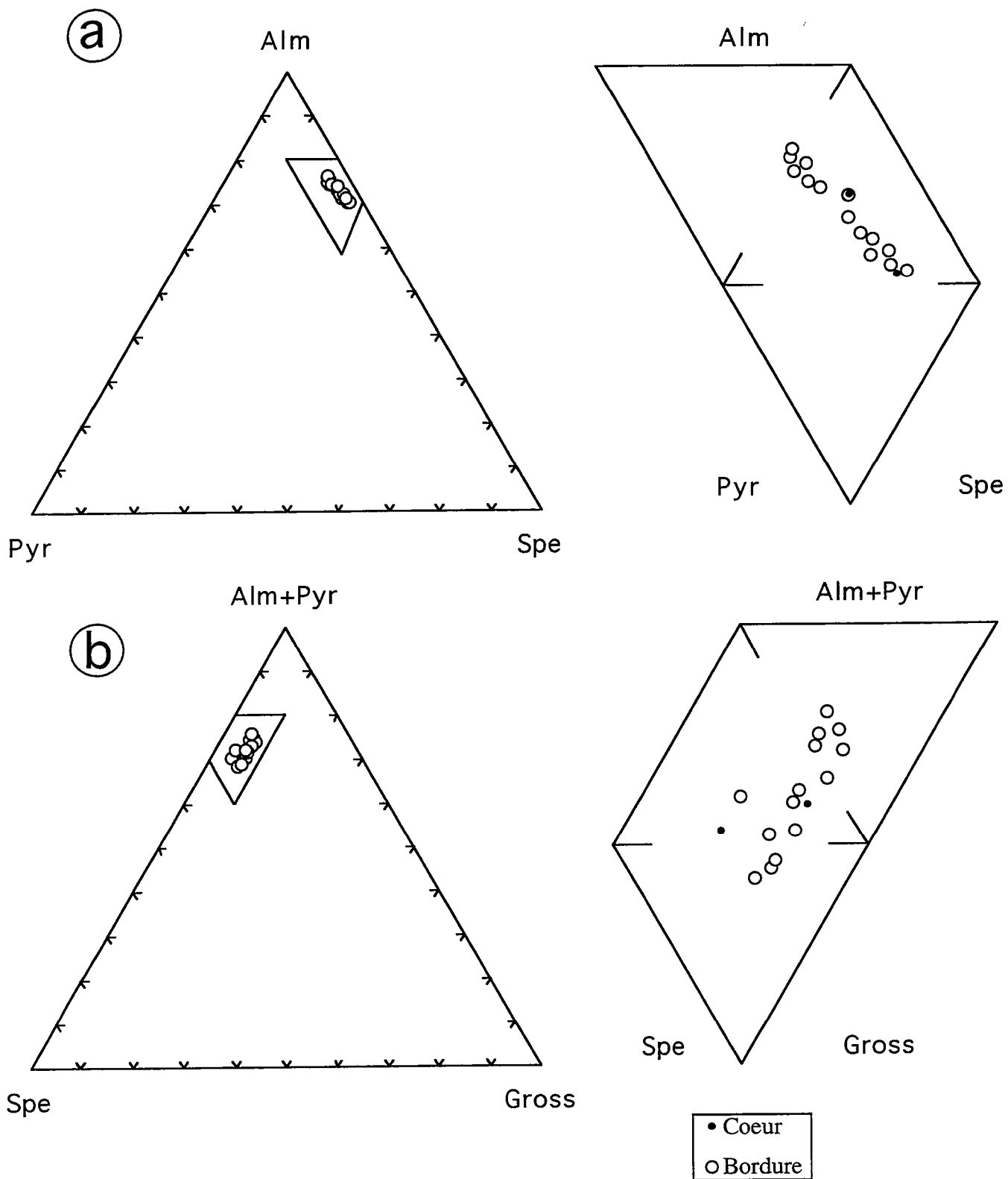


Fig.2.52. Compositions chimiques des grenats du leucosome AG8' reportées : a/dans un diagramme Alm-Pyr-Spe; b/dans un diagramme Alm+Pyr-Spe-Gross.

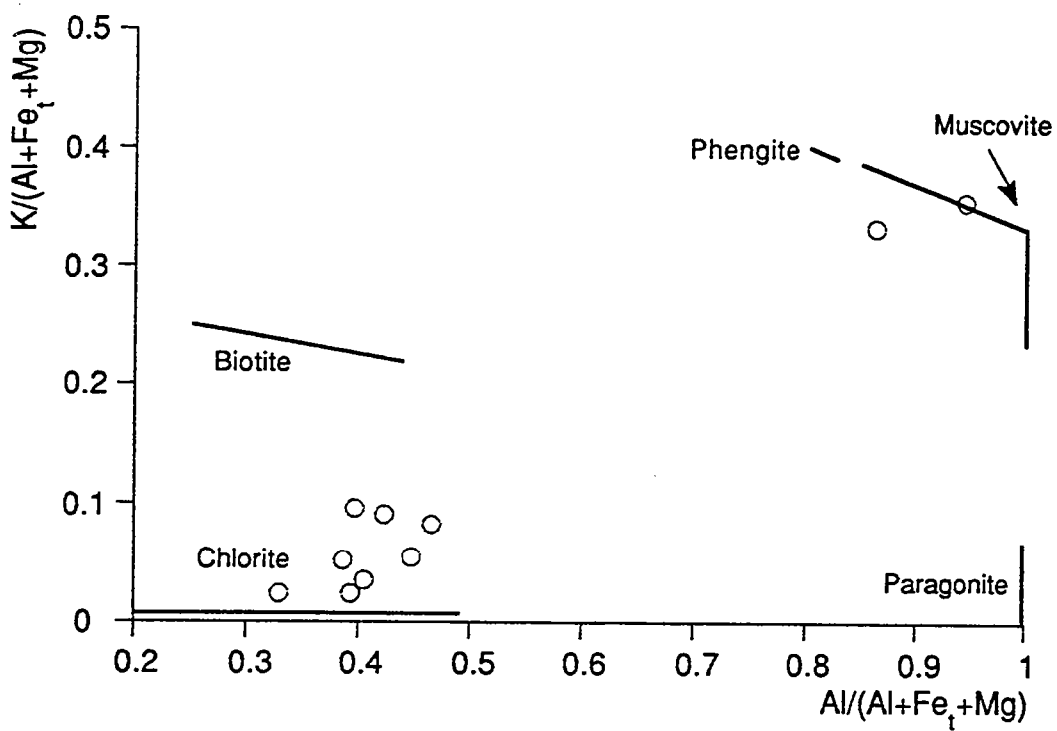


Fig. 2.53. Classification des micas de l'échantillon de leucosome AG8' dans le diagramme de Goujou (1991).

### *Les micas.*

La composition des micas, reportée dans le diagramme des phyllites (Goujou, 1991), nous indique deux types de micas : des muscovites (2 analyses seulement) et des biotites chloritisées (fig. 2.53). Nous n'avons pas de chlorite au sens strict, étant donné que les minéraux analysés contiennent tous du potassium. Les muscovites sont essentiellement constituées de Mu ( $X_{Mu} = 0,6$ ), Pa ( $X_{Pa} = 0,1$ ) et Ce ( $X_{Ce} = 0,03$ ). La teneur en  $Fe^{3+}$  de ces minéraux, calculée grâce à la substitution phengitique, est élevée (5,3%  $Fe_2O_3$  contre 0,5%  $FeO$ ).

La composition des muscovites et la chloritisation des biotites indiquent que ces minéraux ont subi un rééquilibrage de basse température sous une  $fO_2$  élevée.

#### II-5-2-3/ Conclusion de l'étude de la composition des phases.

Le peu d'analyses dont nous disposons ne nous permet pas d'apporter de contraintes supplémentaires à l'étude pétrologique de l'Amsaga. Nous pouvons juste suggérer que les gneiss ont subi un métamorphisme hydrothermal de basse température, suite à l'événement migmatitique, et que la migmatisation doit avoir lieu à faible profondeur étant donnée la composition des grenats des leucosomes. Ces derniers subissent également le métamorphisme hydrothermal, ce que nous montre la chloritisation des biotites.

La discussion concernant les relations existant entre granulites et migmatites dans la région de l'Amsaga sera abordée à la fin de ce chapitre lors des conclusions générales.

### II-6/ LES ROCHES MAGMATIQUES POST-GRANULITES.

Au sein des roches magmatiques post-granulites il est possible de distinguer ensembles :

- le granite de Touijenjert ;
- le granite à grenat, tourmaline, muscovite d'Ioulgueud ;
- le gabbro des Igulid.

Ces trois massifs forment des groupes à part dans la région de l'Amsaga, puisqu'ils ne contiennent pas de paragenèse granulitique. En revanche, leurs caractères structuraux et pétrologiques en font typiquement des plutons syn à tardi-tectoniques.

#### II- 6-1 / LE GRANITE DE TOUIJENJERT.

Le granite de Touijenjert se situe à l'intérieur des séries granulitiques, au Nord de la région (fig. 2.54). Il couvre une superficie d'environ 20 km sur 15 km et affleure principalement aux guelbs de Touijenjert et Modreig.



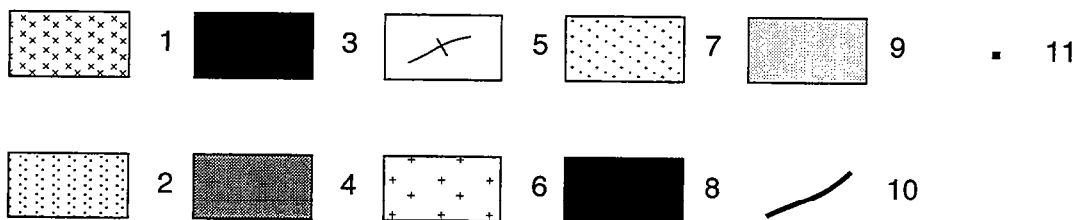
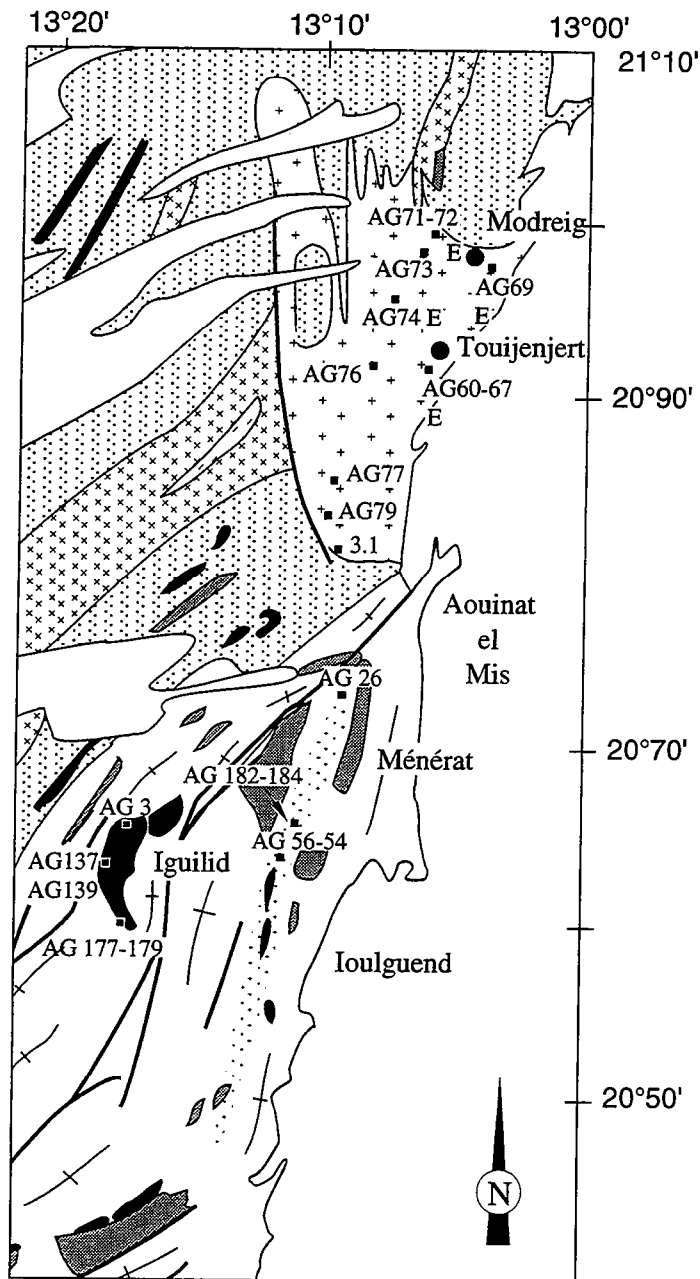


Fig.2.54. Localisation des échantillons des roches magmatiques pos-granulite. 1/ charnockites; 2/ métagrauwakes; 3/ métapélites; 4/ metabasites ; 5/ gneiss migmatitiques; 6/ granite de Touijenjert; 7/ granite d'Ioulguend; 8/ gabbro des Iguilid; 9/ dunes; 10/ zones mylonitiques; 11/ échantillons.

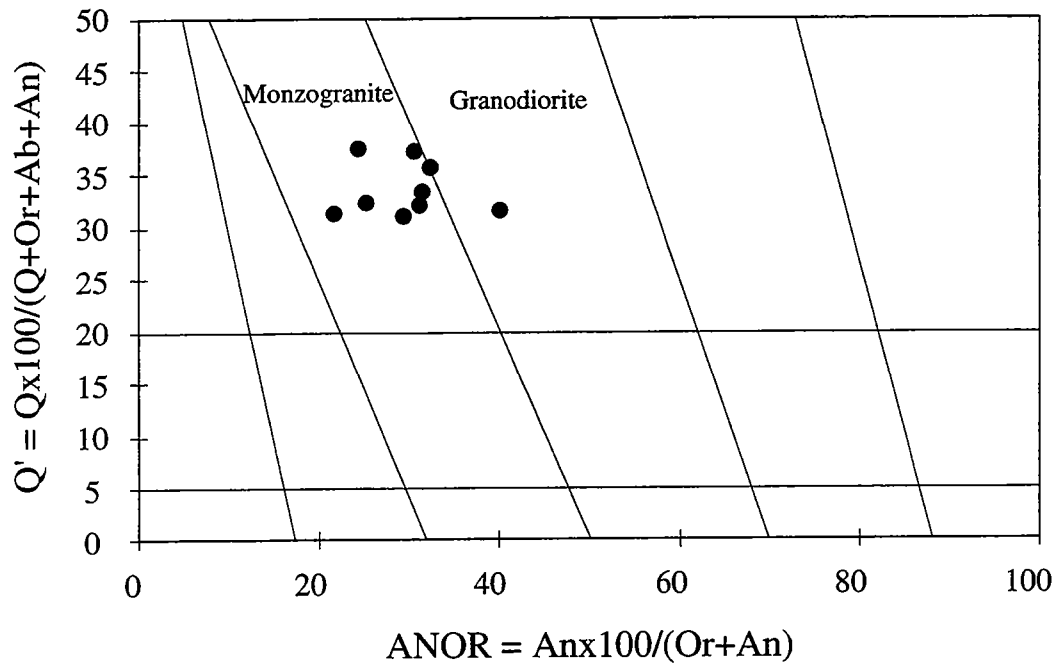


Fig.2.55. Compositions normatives des échantillons du granite de Touijenjert reportées dans un diagramme Q'-ANOR de Streckeisen et Le Maître (1979).

Cartographiquement, il est sécant sur les séries granulitiques. Il contient également des enclaves de ces dernières. Ceci indique une mise en place tardive du granite par rapport à la granulitisation. Cependant, nous avons vu lors de l'étude structurale (c.f. II-1) que la mise en place de ce granite se fait de façon syn à tardi-tectonique.

Minéralogiquement, c'est un granite à mégacristaux de feldspaths potassiques dont les faciès riches en amphiboles présentent une teinte rose caractéristique des granites alcalins.

Outre quelques enclaves de roches granulitiques, il contient également de nombreuses enclaves sombres, microgrenues, aplaties dans la foliation générale. Contrairement aux enclaves du socle qui présentent une foliation sécante sur celle du granite, les enclaves microgrenues sont affectées par la même foliation que le pluton. La présence dans ces enclaves de phénocristaux de feldspaths issus du granite indique qu'elles n'étaient pas totalement cristallisées au moment de leur incorporation.

Barrère (1967) définit trois faciès à l'intérieur du granite:

- le faciès Touijenjert s.s ;
- le faciès à amphibole (ou Modreig) ;
- le faciès à phénocristaux (ou Touyerma).

Dans la mesure où le passage entre ces différents faciès est très progressif et qu'il n'existe pas de variation géochimique notable entre ces différents types de granite (voir chap. III et IV), nous ne conserverons pas ce découpage.

#### II-6-1-1 Description pétrographique.

Dans un premier temps nous allons décrire le granite lui même, puis nous nous intéresserons aux enclaves qu'il contient.

##### *a/Le granite de Touijenjert (s.l.)*

La texture du granite est grenue porphyroïde, les mégacristaux étant essentiellement constitués de feldspath potassique, plus rarement de plagioclase.

Dans le diagramme de classification normatif Q'-ANOR de Streickeisen et Lemaître (1979) le granite se place dans le champ des monzogranites avec un échantillon dans le champ des granodiorites (fig 2.55).

##### *Le quartz.*

En phénocristaux il forme des agrégats étirés dans la foliation. Ses contours sont interlobés et il peut présenter une extinction en mosaïque ou roulante. Nous le trouvons également en petits cristaux associés à du feldspath potassique et du plagioclase recristallisés autour des phénocristaux préexistants. Ces structures et ces associations sont

caractéristiques de différents mécanismes de déformation : migration-recristallisation, activation des plans de glissement a et c et recristallisation dynamique.

### *Le feldspath potassique.*

C'est du microcline parfois maclé carlsbad. Il est généralement perthitique avec des perthites en film ou en tresse. Il forme la majorité des phénocristaux et peut parfois atteindre plusieurs centimètres; cependant il existe également sous forme de microcristaux associés au quartz et au plagioclase. Nous observons fréquemment le développement de myrmékites à son contact ou à l'intérieur des phénocristaux. Dans la lame 3.1, ces myrmékites se développent préférentiellement en zones abritées aux dépens des microcristaux de feldspath; mais nous en rencontrons également le long des grandes faces des phénocristaux et à l'intérieur de ces derniers.

Le microcline est souvent légèrement damouritisé et peut également être fracturé selon des plans perpendiculaires à son allongement. Dans ce cas, les fractures sont remplies de microcristaux de quartz, microcline et zoïsite.

### *Le plagioclase.*

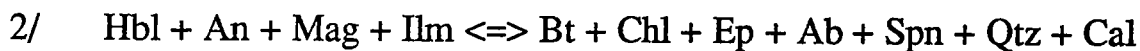
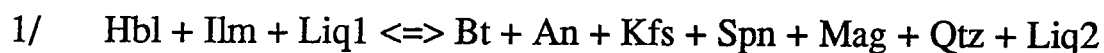
Quand il est en phénocristaux, il est le plus souvent largement (voire totalement) séricitisé et épidotisé. Nous observons parfois le développement d'amas de calcite à l'intérieur des plagioclases. Enfin, dans certains cas les phénocristaux de plagioclases sont totalement remplacés par une association de micas blancs (phengite ou muscovite) et d'épidotes (zoïsite).

En petits cristaux associés au quartz et au feldspath potassique le plagioclase est généralement limpide. Dans ce cas il peut être "kinké", la cristallisation s'étant poursuivie après déformation ce qui indique une croissance syncinématique.

### *La biotite.*

Elle représente la phase ferro-magnésienne principale. Elle se présente sous forme de cristaux millimétriques, parfois de couleur brune, mais le plus souvent elle est chloritisée. Dans certaines lames, la biotite est totalement transformée en micas blancs associées à des opaques. La plupart du temps, elle est allongée dans la foliation. Dans l'échantillon 3.1 qui présente des structures cisailantes, elle moule les phénocristaux de feldspaths et présente, sous cet habitus, une réduction nette de la taille des grains. Ces critères indiquent une cristallisation syn-cinématique, même si, dans certains échantillons peu déformés, nous pouvons l'observer en agrégats associés à des phases ferro-titanées.

La biotite cristallise dans certains cas aux dépens de l'amphibole. Cette réaction de déstabilisation de l'amphibole peut s'écrire de deux façon:



selon qu'elle a lieu en fin de cristallisation du magma (1) ou à l'état solide (2) (Speer, 1987).

Les biotites contiennent souvent en inclusion le long de leurs plans de clivage : des opaques, du sphène, de la prehnite et des épidotes ferrifères (pistachite). Dans certains cas elles contiennent également des exsolutions de rutile (sagénite).

### *L'amphibole.*

Elle est relativement peu représentée et le plus souvent largement déstabilisée. Parfois il ne reste plus que des fantômes d'amphibole complètement transformée en biotite. Cependant, quand elle est relativement fraîche, elle présente une teinte vert foncé presque bleu.

Dans la l'échantillon AG71 nous observons un phénocrystal d'amphibole fracturé selon des plans perpendiculaires à l'allongement, des petits cristaux de biotites remplissant ces fractures. Ce type de déformation dénote un contraste de rhéologie entre l'amphibole et la matrice et indique une déformation de haute température alors que le pluton n'est pas totalement cristallisé.

### *Les phases accessoires.*

Il existe deux types de minéraux accessoires: 1) des minéraux magmatiques; 2) des phases secondaires rétomorphiques.

Les minéraux magmatiques sont :

- le zircon zoné ;
- l'apatite soit en baguettes, soit en cristaux arrondis dans la matrice ;
- l'ilménite plus ou moins automorphe ;
- le sphène qui, dans ce cas, est en gros cristaux automorphes orientés dans la foliation.

Nous trouvons également de l'allanite fréquemment zonée et du rutile.

Les phases secondaires sont constituées:

- le mica blanc (muscovite ou phengite) provenant soit de la déstabilisation de biotite, soit de la damouritisation des feldspaths ;

- deux types d'épidotes : la zoïsite se développant aux dépens des plagioclases et l'épidote ferrifère (pistachite) souvent associée aux biotites chloritisées. Des analyses chimiques d'épidotes ont été effectuées, et confirment la présence de ces deux types d'épidotes : la zoïsite (jusqu'à 24% de CaO) et la pistachite (26,5% de FeO pour ≈11% de CaO).

- du sphène secondaire qui croît le long des plans de clivage des biotites (généralement associé à de la prehnite), ou bien en couronne autour des ilménites. La transformation de l'ilménite en sphène est une réaction classiquement décrite qui nécessite l'intervention d'une phase fluide permettant l'apport de calcium indispensable à la formation du sphène.

- de calcite soit en agrégats dans la matrice ou à l'intérieur des plagioclases, soit sous forme de filons sécants. Ce dernier habitus dénote une cristallisation tardive puisqu'il nécessite un comportement fragile du granite.

L'existence de ces différentes phases nous permet de mettre en évidence un métamorphisme hydrothermal tardif. L'absence d'orientation préférentielle de ces phases secondaires de même que la préservation de réactions coronitiques indiquent que la cristallisation de cette paragenèse rétro-morphique s'effectue sans déformation majeure associée.

#### *b/ Les enclaves microgrenues.*

La paragenèse principale des enclaves microgrenues est la même que celle du granite, à savoir:



Seule la proportion plus importante de minéraux ferro-magnésiens les différencie du granite.

Certaines enclaves contiennent des phénocristaux de feldspaths provenant du granite hôte. Dans ce cas les xénocristaux présentent des textures de résorption indiquant qu'ils ne sont pas en équilibre avec la matrice qui les entoure. Nous retrouvons les mêmes phases secondaires que dans le granite: sphène réactionnel, zoïsite, épidote ferrifère, mica blanc avec, en plus, de l'anatase provenant certainement de la déstabilisation du rutile.

Dans un échantillon nous observons une réaction coronitique de transformation de biotite chloritisée en zoïsite à l'intérieur d'un plagioclase. Ce type de réaction a déjà été observé dans les orthogneiss migmatitiques et a été interprété en terme de réaction hydrothermale de basse température (c.f. II-5-1-1). L'orientation radiale des épidotes autour de la biotite indique de nouveau une recristallisation statique.

L'origine des enclaves microgrenues a fait l'objet de nombreuses discussions. Pour certains auteurs (Chappell et al, 1987) ces enclaves sont des restites englobées par les granites I (Chappell et White, 1974) lors de leur genèse par fusion partielle de roches orthodérivées. Pour d'autres (Didier, 1983 ; 1987; Vernon, 1984 ; 1988) ces enclaves sont le résultat

du mélange incomplet d'un magma acide (le granite hôte) et d'un magma moins différencié (l'enclave).

Le fait que les enclaves soient englobées alors que les deux magmas sont encore à l'état pâteux comme l'atteste la présence de xénocristaux, ainsi que leur composition minéralogique identique à celle du granite indiquent qu'elles sont produites par le deuxième type de processus. La présence de ce type d'enclaves représentant un faciès moins différencié du granite, ainsi que la composition minéralogique du pluton nous permettent de classer le massif de Touijenjert parmi les granites M de Didier et al. (1982).

#### II-6-1-2/ Composition chimique des phases.

La composition chimique des phases de l'échantillon AG72 a été analysée à la microsonde.

##### *Le feldspath potassique.*

Le microcline a une composition très homogène avec environ 92 à 96% d'orthose (fig.2.56). Nous ne notons pas de variation chimique intracristalline.

Deux analyses sont différentes et montrent une teneur en albite plus importante (30 et  $\approx 35\%$  d'albite) : elles correspondent certainement à de petites exsolutions d'albite dans le feldspath potassique.

##### *Le plagioclase.*

Deux types de plagioclase se distinguent en fonction de leur composition chimique : soit de l'albite quasiment pure (de  $\approx 1,4$  à  $9,25\%$  d'An), soit de l'oligoclase ( $22,54$  et  $26,47\%$  d'An, fig. 2.56). Ces deux types de plagioclase coexistent sous forme de minéraux individualisés et non pas sous forme d'exsolution de l'un dans l'autre. La coexistence de deux types de plagioclase associés à du feldspath potassique et de l'épidote indique une température de cristallisation entre  $500$  et  $560^\circ\text{C}$  (e.g. Le Goff, 1989). Ceci est confirmé par la présence de myrmékites qui indiquent une cristallisation en faciès amphibolite associée à des fluides.

##### *La biotite.*

La composition des biotites analysées est reportée dans les diagrammes Ti versus AlVI (fig.2.57). Les teneurs en Ti de ces minéraux sont caractéristiques de biotites de basse température. Cependant, leur teneur en AlVI sont basses également. Nous pouvons donc interpréter ces compositions en terme de rééquilibrage à basse température, en particulier par exsolution de titane (déjà mis en évidence par la présence de sagénite).

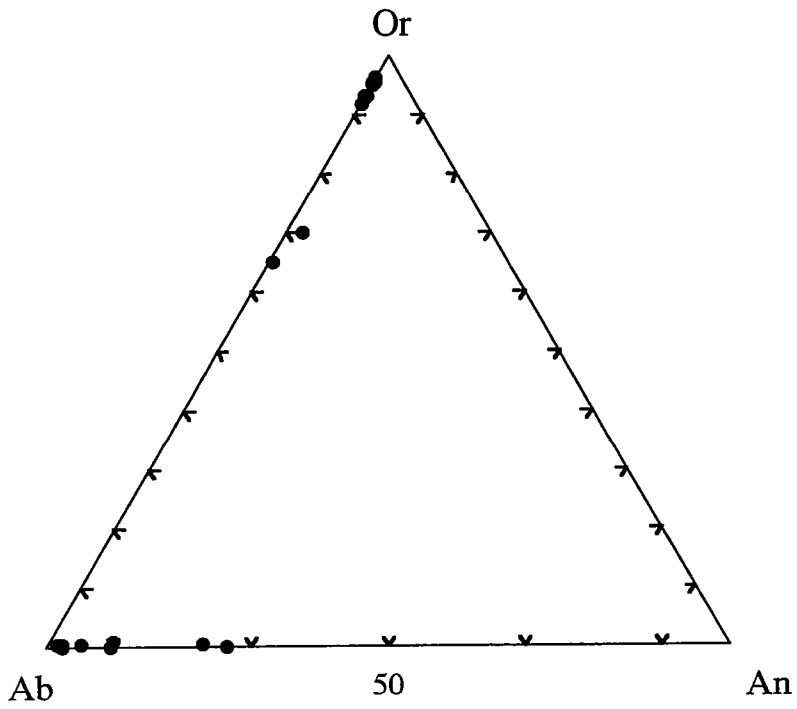


Fig.2.56. Compositions chimiques des feldspaths de l'échantillon AG72 du granite de Touijenjert reportées dans le diagramme de classification Or-Ab-An.



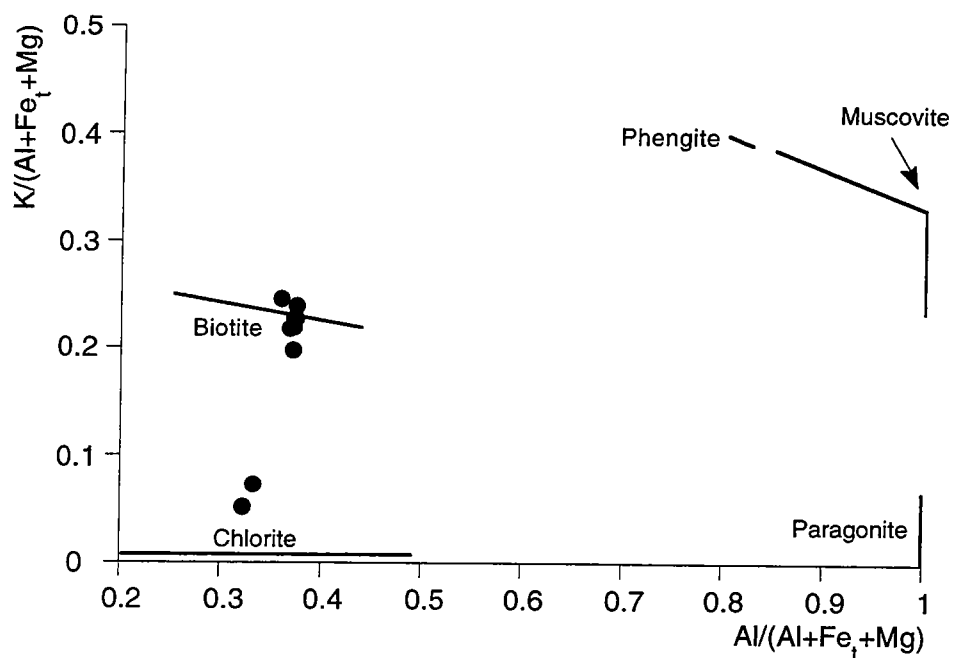


Fig. 2.58. Classification des biotites de l'échantillon AG72 du granite de Touijenjert dans le diagramme de Goujou (1991).

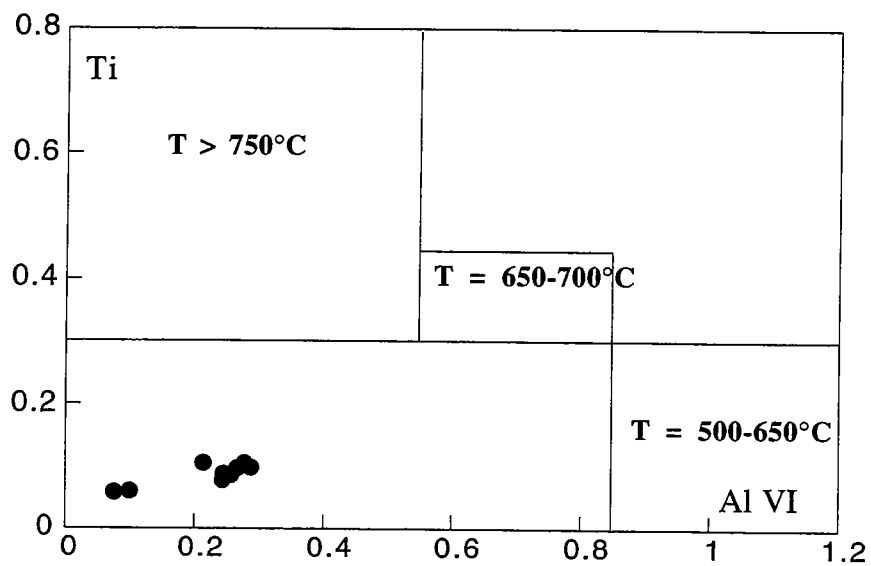


Fig. 2.57. Variation de la teneur en Ti et Al VI des biotites du granite de Touijenjert. Les domaines de température sont ceux définis par Scheurs (1985).

La composition des biotites est reportée dans le diagramme de classification de Goujou (1991 ; fig.2.58). Nous voyons une nette évolution depuis des compositions de biotites s.s. jusqu'à des chlorites caractérisées par une diminution du rapport  $K/(Al+Fet+Mg)$ . Cela confirme le rééquilibrage de la composition chimique des biotites mis en évidence dans la figure précédente. Exceptées ces variations dues à un rééquilibrage de basse température, la composition des biotites est très constante, le XFe en particulier se situe entre 0,76 et 0,8.

### *L'amphibole.*

Les amphiboles du granite de Touijenjert sont très homogènes du point de vue chimique. Ce sont des ferro-pargasites et des hornblendes ferro-pargasitiques dans la classification de Leake (1978, fig. 2.59). Une telle homogénéité de composition des amphiboles semble en désaccord avec des processus de formation des minéraux par cristallisation fractionnée.

Nous avons vu que les amphiboles du granite de Touijenjert sont en partie transformées en biotite. Mason (1985) montre que le  $KD_{Fe-Mg}$  biotites/amphiboles peut être utilisé pour distinguer les biotites cristallisant directement à partir de liquides magmatiques ( $KD \approx 0,6$ ) de celles provenant de la déstabilisation d'amphiboles ( $KD \geq 1$ ). La valeur moyenne du KD calculée pour les biotites du granite de Touijenjert est de 1,12 (variant de 0,84 à 1,46) et indique donc qu'elles proviennent, au moins en partie, de la déstabilisation de l'amphibole.

La composition des amphiboles les situe dans le champ des ferro hornblende pargasitiques et des ferro-pargasites. De telles compositions ont été décrites par Speer (1987) dans les bordures d'amphiboles zonées évoluant depuis des ferro-édénites jusqu'à des ferroan-pargasites dans le pluton de Liberty Hill. Cet auteur conclut que l'augmentation du composant pargasite vers les bordures n'est pas due à une différenciation magmatique, mais résulte plutôt de phénomènes deutériques ou subsolidus.

Les amphiboles secondaires sont généralement caractérisées par des teneurs faibles en  $TiO_2$  (<1%),  $Al_2O_3$  (<3%) et  $Na_2O+K_2O$  (>0,5%), (Raase, 1974; Hafid, 1992). Les amphiboles du granite de Touijenjert, ne présentent pas de substitution de basse température, exceptée une légère substitution édénitique (fig.2.60). Nous pouvons donc conclure que les amphiboles du granite sont des amphiboles magmatiques, transformées en biotite en fin de cristallisation, sans que cette transformation affecte notablement leurs composition chimique. La réaction de transformation des amphiboles en biotite doit donc, dans ce cas, être une réaction deutérique et non pas une réaction sub-solidus.

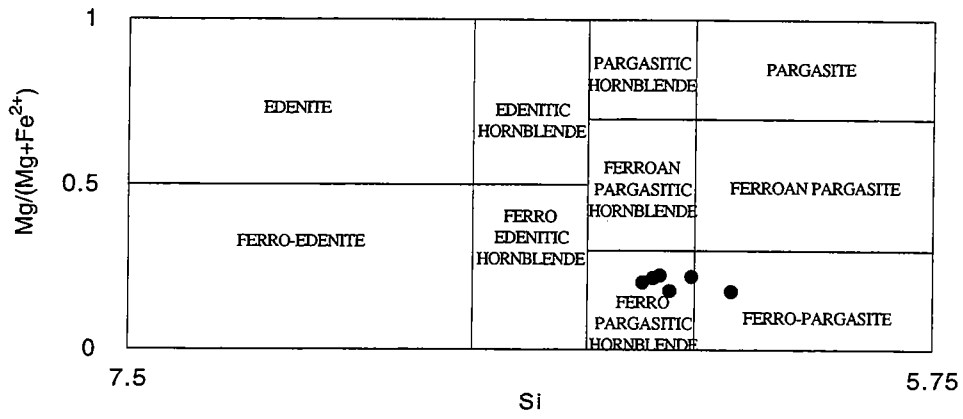


Fig.2.59. Composition des amphiboles de l'échantillon AG72 dans la classification de Leake (1978).

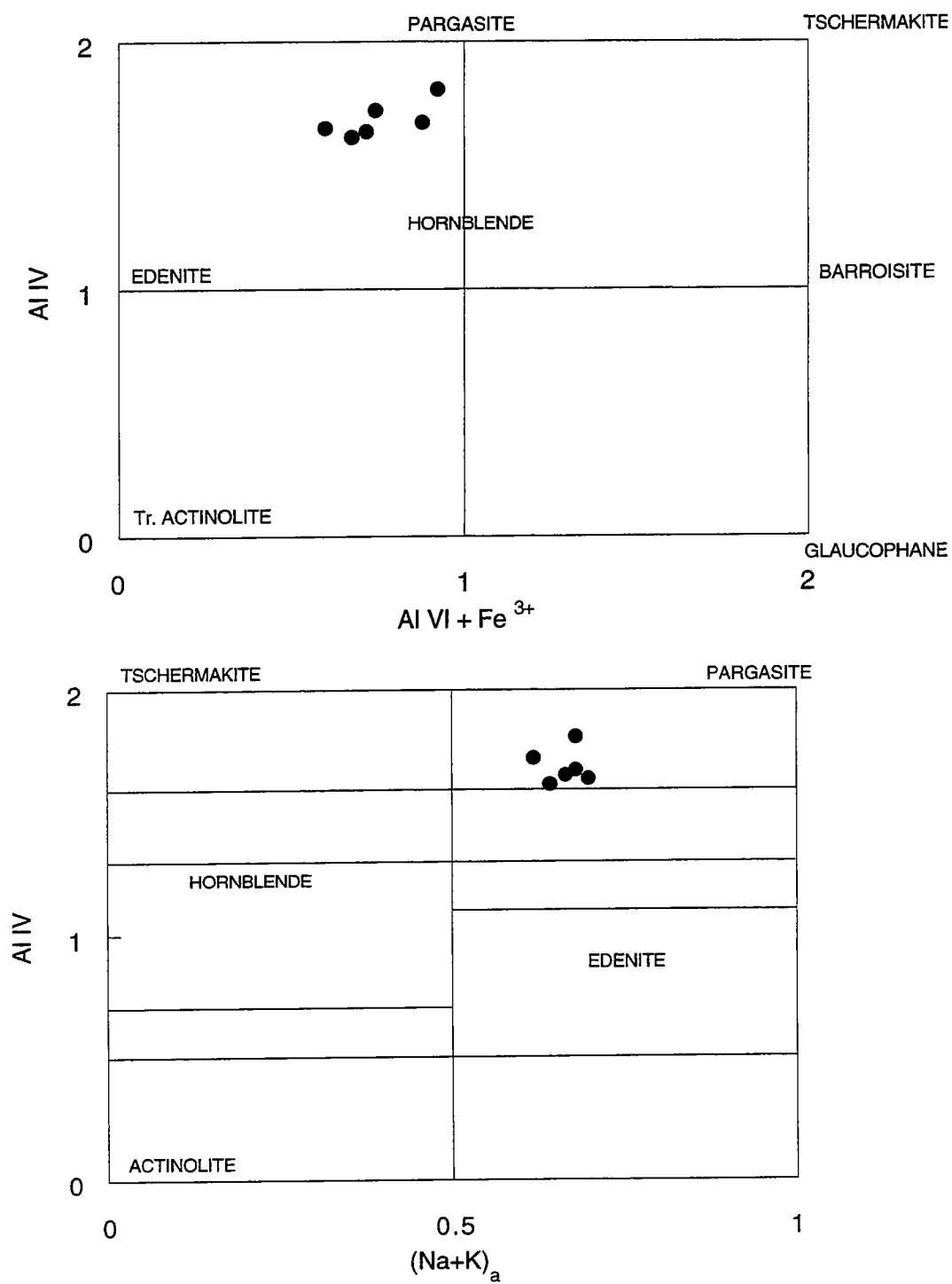


Fig.2.60. Compositions des amphiboles de l'échantillon AG72 du granite de Touijenert reportées dans la classification de Chauvet (1992). Ce diagramme met en évidence l'absence de substitution dans ces amphiboles.

### *Les oxydes ferro-titanés.*

Les oxydes ferro-titanés du granite de Touijenjert sont des ilménites contenant une quantité non négligeable de MnO (de 2,51 à 3,84%) et étant presque totalement dépourvues de MgO. Ce type de composition a déjà été décrit dans le cas des minéraux opaques de l'orthogneiss migmatitique AG41 et dénote un rééquilibrage chimique pendant un événement hydrothermal.

### *Conclusion.*

La plupart des phases constituant le granite de Touijenjert montrent des phénomènes de rééquilibrage à basse température (exception faite des amphiboles). L'étude pétrographique ayant montré que le granite subit un métamorphisme hydrothermal tardif, au minimum dans les conditions du faciès schiste vert, le rééquilibrage chimique mis en évidence peut être lié à ce métamorphisme.

### *II-6-1-3/ Estimation des conditions physiques de cristallisation.*

L'estimation des conditions physiques de cristallisation des granites est toujours relativement délicate à établir, surtout en ce qui concerne les granites de type M, et ce à cause de l'absence de paragenèse adéquate. Le granite de Touijenjert ne fait pas exception à la règle, sa paragenèse primaire étant à Qtz+Kfs+Plg+Amph+Bt. Seuls les thermo-baromètres basés sur la composition des minéraux et sur les réactions de partage chimique entre minéraux pourront être utilisés.

#### *a/ Estimation des conditions de pression.*

Le baromètre basé sur la teneur en Al total des amphiboles donne une PMoy de 7kb en tenant compte des formulations de Hamarstrom et Zen (1986) et Holister et al (1989) et 5,5kb selon l'équation de Johnson et Rutherford. Ces pressions sont élevées si nous nous référons aux conditions P-T du métamorphisme estimées grâce à l'étude des paragneiss. En effet, nous avons vu que le pic du métamorphisme a lieu aux environs de 5kb, et qu'il était suivi par une décompression rapide, les séries étant toujours en climat granulitique aux environs de 3 kb (c.f. fig.2.16).

Ces différents baromètres présentent un certain nombre d'imprécisions : ils ne tiennent pas compte de la température du solidus et de l'activité de l'eau dans la phase fluide (Blundy et Holland, 1992) ainsi que de la présence possible de CO<sub>2</sub>. De plus, ces calibrations donnent de meilleurs résultats à haute pression. Tous ces arguments suffisent à expliquer la surestimation des pressions calculées.

Fréquence

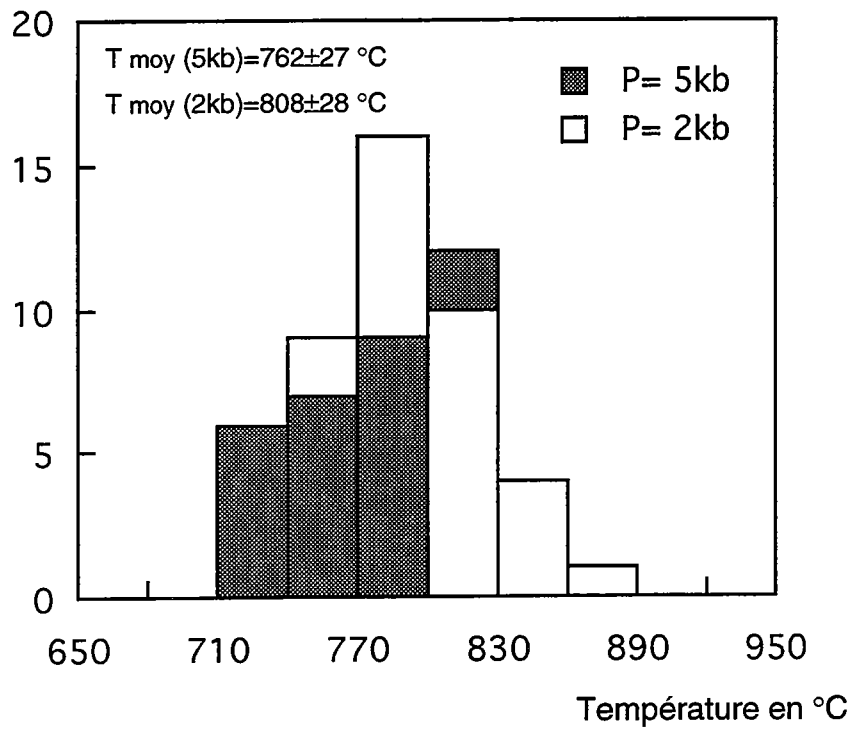


Fig.2.61. Histogramme des températures calculées à l'aide du thermomètre de Blundy et Holland (1990).

### *b/ Estimation des conditions de température.*

La présence de Hbl et Pl dans la paragenèse primaire nous permet d'utiliser le thermomètre de Blundy et Holland (1990). Nous avons effectué les calculs pour des valeurs de pression de 2 et 3 kb (voir fig.2.61). De plus, la température calculée est fonction de la teneur en An du plagioclase, or nous avons vu que nous avons deux types de plagioclases dans le granite de Touijenjert (albite et oligoclase). Les calculs ont été effectués pour les différentes compositions de plagioclase. La température obtenue ne varie quasiment pas quelle que soit la composition du plagioclase comme le montre la faible variance des résultats. Ceci est dû au fait que le paramètre déterminant est la teneur en AlIV de l'amphibole, or celle-ci est remarquablement constante (entre  $\approx 1,6$  et  $1,8$ ).

La température moyenne obtenue est de  $793 \pm 30$  °C à 3 kb et de  $808 \pm 30$  °C à 2 kb. L'erreur sur les résultats représente la variance de la population et sert uniquement à tester l'homogénéité des valeurs calculées, elle n'a pas de signification géologique puisque l'erreur réelle sur la valeur calculée est de  $\pm 75$ °C (Blundy et Holland, 1990).

Les résultats obtenus sont en accord avec les températures généralement admises pour la mise en place des granites et confirme le caractère magmatique des amphiboles.

### II-6-1-4/ Discussion et conclusion.

Le granite de Touijenjert est typiquement un granite M (Didier et al., 1982) comme l'indique sa composition minéralogique et la présence d'enclaves microgrenues représentant des faciès moins différenciés.

Nous avons mis en évidence lors de l'étude structurale que le granite de Touijenjert est déformé pendant sa mise en place (c.f. II-1). C'est donc un granite syn à tardi-tectonique. La déformation qui l'affecte et relativement peu intense et se caractérise essentiellement par l'acquisition d'une foliation NS subverticale. Localement, aux limites du pluton, nous notons le développement de structures C/S. Cette faible intensité de la déformation, ainsi que l'absence de paragenèse granulitique, nous indiquent que la mise en place du granite a lieu à la fin de la phase tectonique majeure pendant laquelle se développe l'événement granulitique. L'étude des conditions P-T de cristallisation du granite nous apporte peu de renseignements, mais n'est pas en désaccord avec l'hypothèse d'une mise en place syn-tectonique pendant la remontée des séries métamorphiques (étant données les incertitudes sur la pression de mise en place).

Les paragenèses secondaires observées dans le granite permettent de mettre en évidence un métamorphisme hydrothermal tardif s'effectuant au minimum dans les conditions du faciès schiste vert. Cet événement s'effectue alors que le pluton est entièrement cristallisé. La présence de

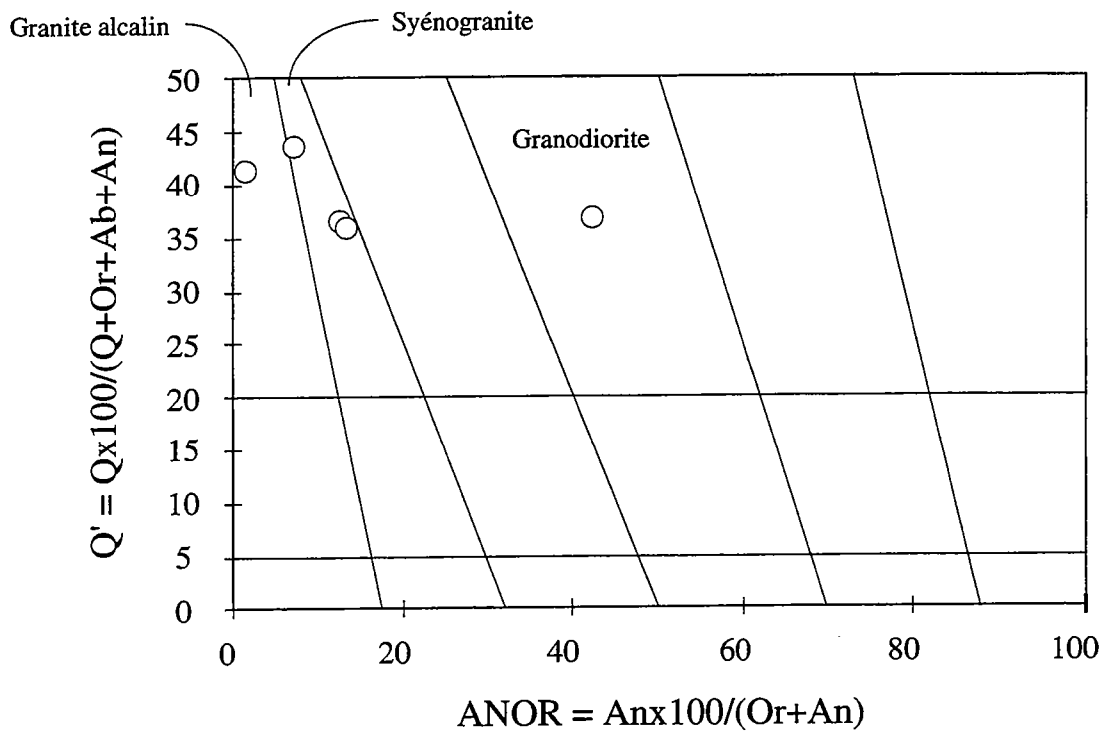


Fig.2.62. Compositions normatives des échantillons du granite d'Ioulgueud reportées dans le diagramme Q'-ANOR de Streckeisen et Le Maître (1979).



recristallisations tardives (postérieures au refroidissement du pluton) nous permet de supposer que cet événement a lieu après l'événement métamorphique principal dont il ne constitue pas l'évolution rétrograde. La préservation de textures rétro-morphiques coronitiques, ainsi que l'absence d'orientation préférentielle des minéraux secondaires, nous indiquent cet épisode hydrothermal s'est fait sans déformation majeure.

## II-6-2/ LE GRANITE À GRENAT-TOURMALINE-MUSCOVITE D'IOULGUEND.

Le granite d'Ioulgueud affleure le long de la bordure Est de l'Amsaga, à l'intérieur de la ceinture volcano-sédimentaire d'Ioulgueud, sous forme d'une bande étroite de 1 à 5 km de large sur environ 20 km de long. Le contour cartographique de ce granite est délicat à déterminer dans la mesure où il ne constitue pas un pluton bien défini et que son contact avec les migmatites encaissantes est relativement diffus. Le granite d'Ioulgueud est déformé, la foliation qui l'affecte a la même direction que celle de la ceinture volcano-sédimentaire. De plus, le granite contient des enclaves du socle, celles-ci sont également foliées, la foliation étant de nouveau de même direction que dans le granite et la ceinture. Tous ces caractères en font un granite typiquement syn-tectonique. Dans le diagramme de classification normative de Streckeisen et Le Maître (1979) les échantillons se placent dans les champs des syénogranites et des granites alcalins, avec une analyse dans le champ des granodiorites (fig. 2.62).

### II-6-2-1/ Description pétrographique.

La texture du granite est granoblastique hétérogranulaire, parfois plus ou moins porphyroblastique (cristaux millimétriques à plurimillimétriques). Les phénocristaux de Qtz-Kfs-Pl présentent toujours une extinction onduleuse (parfois en damier pour le quartz) et sont fréquemment fracturés. Ces critères indiquent une déformation de relativement basse température (e.g. Gapais, 1987).

#### *Le quartz.*

Il forme la phase cristalline majeure, et constitue fréquemment des phénocristaux. Il peut contenir des inclusions de sillimanite fibrolitique. Le quartz peut également être en inclusion dans les minéraux primaires (Kfs-Pl entre autres), ce qui indique une cristallisation précoce de quartz à partir d'un magma très riche en SiO<sub>2</sub>.

#### *Le feldspath potassique.*

C'est du microcline perthitique, les perthites étant généralement de grande taille. Les macles du feldspath potassique peuvent être fines et

présenter un moirage caractéristique des microclines désordonnés ou bien cristallisés, formant un angle d'environ 90°, ce qui indique plutôt des feldspaths potassiques de basse température (e.g. Le Goff, 1989). Le feldspath potassique est généralement limpide et ne présente pas de déstabilisation.

#### *Le plagioclase.*

Le plagioclase peut également être de grande taille, il est généralement "nuageux" et présente souvent une déstabilisation en séricite et parfois en calcite et épidote. Des myrmékites se développent fréquemment au contact du plagioclase.

#### *Le grenat.*

Le grenat n'existe que dans quelques échantillons, il est généralement en petits cristaux (millimétriques) arrondis présentant de nombreux golfes de corrosion, il ne contient pas d'inclusion, excepté du quartz. Nous le trouvons également sous forme de phénocristaux largement déstabilisés, parfois totalement, en biotites vertes, elle même prehnitisée.

#### *La biotite.*

C'est la phase ferro-magnésienne la plus importante, elle est généralement de couleur verte (ou incolore) ou présente une interstratification de feuilletts verts et bruns. Elle est le plus souvent largement prehnitisée, et contient parfois des minéraux opaques à sa périphérie (parfois de la sagénite). Elle peut également être transformée en muscovite secondaire.

#### *La muscovite.*

La muscovite existe dans presque tous les échantillons, elle se trouve : soit sous forme de minéraux squelettiques se développant aux dépens de la biotite ou de la sillimanite, soit en intercroissance dans les biotites, soit sous forme de petits micas secondaires (séricite). Ces différents habitus dénotent un caractère tardif de la muscovite qui peut donc être interprétée en terme de phase secondaire (e.g. Speer, 1987).

#### *La tourmaline.*

Elle est sous forme de cristaux automorphes millimétriques. Sur le terrain, des cristaux pluricentimétriques ont même été observés (jusqu'à une vingtaine de centimètres). Elle présente un pléochroïsme bleu (ou vert) à brun-jaune, et peut parfois être zonée. Dans ce cas elle est

généralement bleue au centre et verte à la périphérie. Elle se retrouve disséminée dans la masse du granite et ne forme donc pas de nodules ou de filons d'accumulation. Elle est généralement limpide, mais peut contenir du quartz en inclusion.

#### *La sillimanite.*

De la sillimanite se trouve dans quelques échantillons, elle est toujours fibrolitique et cristallise dans de petites shear zones tardives. Ce type de sillimanite est de relativement basse température et peut cristalliser postérieurement au refroidissement du granite, la sillimanite ne constitue donc pas une phase du liquidus.

#### *Les minéraux accessoires.*

Les minéraux accessoires sont relativement peu nombreux et sont constitués : de zircons (et peut-être de monazites), qui s'observent grâce aux auréoles de pléochroïsme qu'ils développent dans les biotites, et d'apatites trapues. A ces minéraux nous trouvons associées les phases secondaire de basse température déjà signalées : prehnite, épidote (zoisite, clinozoisite), chlorite, calcite et séricite.

#### *Conclusion.*

Barrère (1967) décrit dans sa thèse le granite d'Ioulgüend comme un faciès différent du granite de Touijenjert, il le relie également aux nombreuses pegmatites qui recoupent l'Amsaga. En réalité, nous verrons à la fin de ce paragraphe (et chap. IV) que ce granite se rapproche plus des granites de type S (Chapell et White, 1974). La relation établie par Barrère (1967) entre le granite et les pegmatites à tourmaline-béryl-muscovite qui affleurent dans l'ensemble de la région ne sera pas discutée, ces pegmatites n'ayant pas été étudiées.

Quoi qu'il en soit, la mise en place de ce granite est syn-tectonique, et les divers échantillons étudiés montrent tous des recristallisations tardives de basse température (parfois très développées) sans qu'il soit possible de dire si elles résultent de phénomènes deutéritiques ou d'un métamorphisme hydrothermal sub-solidus.

#### II-6-2-2/ Composition chimique des phases.

La composition des phases de l'échantillon AG26 a été analysée à la microsonde. Cet échantillon est en réalité un filon issu du granite lui-même qui recoupe les formations volcano-sédimentaires de Ménérat-Ioulgüend.

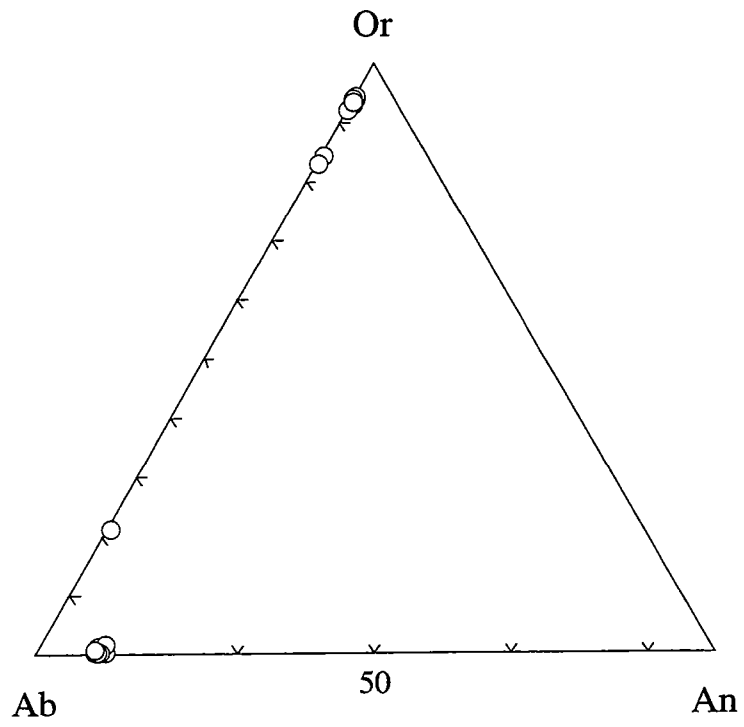


Fig.2.63. Compositions chimiques des feldspaths de l'échantillon de granite AG26 reportées dans le diagramme Or-Ab-An.

### *Les feldspaths.*

La composition des feldspaths est reportée dans un diagramme Or-Ab-An (fig.2.63). La plupart des feldspaths potassiques ont une composition homogène avec 93 à 95% d'Or. Quelques analyses se distinguent du groupe principal par une teneur plus élevée en Ab : de 5 à 15% d'Ab, une analyse donnant même 78% Ab. Cette variation dans la teneur en albite est à relier à la présence de nombreuses pertithes observées en lame mince.

La composition du plagioclase est très constante, tous les minéraux analysés se reportent sur la limite albite-oligoclase, avec de 8 à 9% d'An. Cette faible teneur en An des plagioclases, ainsi que l'association Pl-Grt-Zo, indiquent une cristallisation (ou un rééquilibrage) à basse température, inférieure à 500°C (e.g. Le Goff, 1989).

### *Le grenat.*

Les analyses chimiques des grenats sont reportées dans les triangles de classification Alm-Pyr-Spess et (Alm+Pyr)-Spess-Gro (fig.2.64). C'est une solution solide essentiellement constituée d'almandin et de spessartine ( $\approx 81\%$  Alm et  $14\%$  Spess). La teneur en pyrope est faible (entre 3 et 4%) et la teneur en grossulaire est aux environs de 1%. La composition chimique est très constante, sans de variation coeur-bordure. Le XFe est également très constant ( $\approx 0,95$ ). Les grenats des aplites, des pegmatites et des granites per-alumineux (comme celui d'Iouluend) sont généralement riches en MnO (Deer et al., 1977 ; Miller et Stoddard, 1978 ; 1981 ; Clarke, 1981).

### *La muscovite.*

La composition des muscovites de l'échantillon AG26 est reportée dans le diagramme de classification des phyllites (Goujou, 1991 ; fig.2.65). Les minéraux analysés sont des muscovites aux sens stricte. Une analyse se détache du groupe, sa composition évoluant vers le pôle chlorite. La composition des muscovites est très constante, ce sont des solutions solides muscovite-paragonite ( $X_{Mu} \approx 0,85$ ,  $X_{Pa} \approx 0,03$ ,  $X_{Cel} \approx 0,002$ ). L'analyse se rapprochant du pôle chlorite diffère des précédentes avec un  $X_{Mu} = 0,49$ ,  $X_{Pa} = 0,006$  et  $X_{Cel} = 0,023$ , ce minéral montre donc une substitution céladonite importante, ce qui peut être dû à une variation de composition liée aux phénomènes hydrothermaux ou deutériques mis en évidence en lame mince. Pour les autres minéraux, ce sont des muscovites riches en K et pauvres en Na ( $Na/(Na+K) \approx 0,04$ ), leur XFe varie de 0,45 à 0,77. Le calcul de leur teneur en  $Fe^{3+}$ , obtenue sur la base de la substitution phengitique, est assez variable, mais peut être élevée (jusqu'à  $1,34\%$   $Fe_2O_3$  pour  $0\%$  de FeO). Cette teneur variable en  $Fe^{3+}$  est peut être due à une variation de la  $fO_2$  lors de la cristallisation ou à un

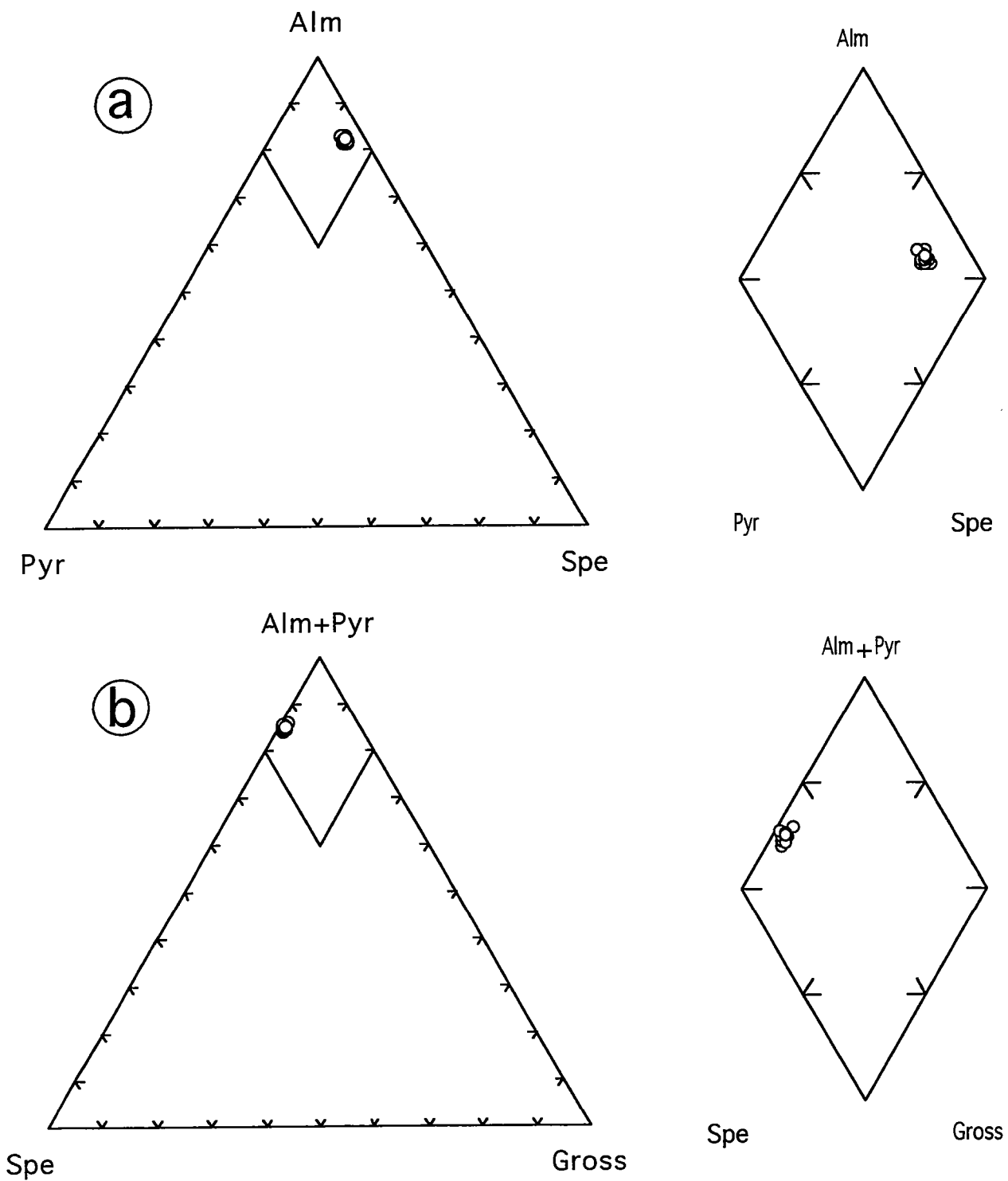


Fig.2.64. Compositions chimiques des grenats de l'échantillon de granite d'Ioulgund AG26 reportées dans les diagrammes : a/ Alm-Pyr-Spe; b/ (Alm+Pyr)-Spe-Gross.

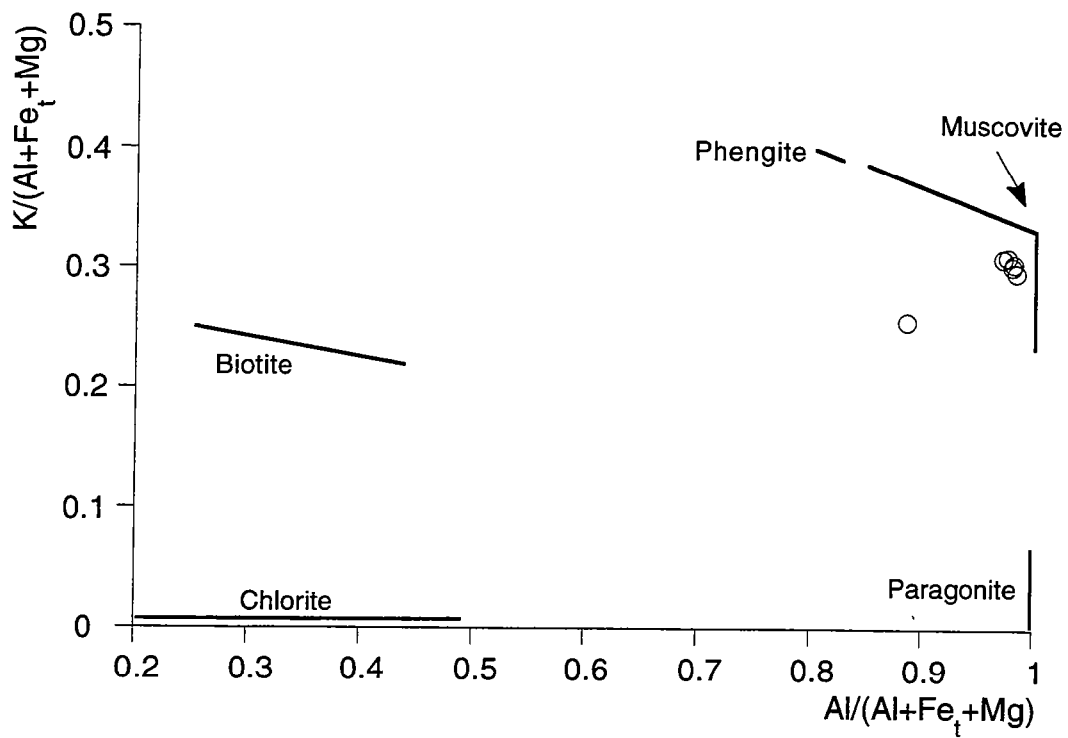


Fig. 2.65. Classification des muscovites de l'échantillon AG26 dans le diagramme de Goujou (1991).

rééquilibrage chimique incomplet sous une  $fO_2$  différente de celle de la formation des muscovites.

### *La tourmaline.*

La composition des tourmalines est reportée tableau 2.7. Ce sont des solutions solides schorl-dravite riches en FeO et très pauvres en MgO, donc proches du pôle pur schorl. La teneur en MgO des tourmalines augmente avec la température (Bernard et al., 1985), ce sont donc des minéraux de basse température. Leur teneur en alcalins est faible ( $Na_2O=1,65$  à  $1,8\%$  et  $K_2O\approx 0\%$ ). Le domaine de stabilité des tourmalines pauvres en alcalins est très vaste : de  $300$  à  $800^\circ C$  pour une Pfluide faible et un excès de  $B_2O_3$  (Werding et Schreyer, 1984). La présence et la composition de ces tourmalines nous indiquent donc uniquement des minéraux de relativement basse température et un fluide riche en bore.

### II-6-2-3/ Discussion-interprétation.

Les granites peralumineux à  $Bt \pm Mu \pm Grt \pm Tour$  peuvent se former dans de nombreux contextes :

- ils constituent les produits de différenciation extrême des magmas granitiques, y compris des magmas calco-alcalins de type I (e.g. Cawthorn, 1976 ; Abbott, 1981 ; 1985) ;

- la minéralogie (et la chimie, voir chapitre IV) du granite d'Ioulgueud peuvent également le placer dans la catégorie des granites de type S (Chapell et White, 1974) ou de type LG (Pichavant et Stussi, 1986) ;

- enfin, la cristallisation de grenat (ou de tourmaline) dans les granites peut provenir de réactions hydrothermales affectant des granitoïdes de composition et d'origine variables (e.g. Kontak et Corey, 1988 ; Puziewicz, 1990).

Cependant, dans le cas de l'Amsaga, plusieurs arguments semblent indiquer une origine métasédimentaire du protolithe de ce granite :

- le grenat contient environ  $14\%$  de spessartine, ce qui est en accord avec la composition des grenats des granites S (e.g. Miller et Stoddard, 1981), alors que dans le cas de grenats hydrothermaux ou de fin de cristallisation la teneur en spessartine est généralement plus élevée (jusqu'à  $40\%$ , e.g. Abbott, 1981 ; 1985 ; Puziewicz, 1990) ;

- la muscovite présente peu de substitution céladonite, contrairement aux muscovites hydrothermales (e.g. Puziewicz, 1990) ;

- nous n'avons jamais observé l'association stable à  $Grt-Tour-Bt$ , ce qui est en accord avec la séquence de cristallisation des magmas per-alumineux et fortement per-alumineux (Bernard et al., 1985).

Ces arguments sont des indices mais ne permettent pas de classer sans ambiguïté le granite d'Ioulgueud. Cependant, nous verrons que la composition chimique et surtout les rapports isotopiques du Sr et Nd de ce



N°	19	20	21
Na <sub>2</sub> O	1,65	1,8	1,76
K <sub>2</sub> O	0,05	0,03	0,03
FeO	13,18	12,24	12,2
SiO <sub>2</sub>	34,65	34,8	35,1
MgO	1,33	1,3	1,23
CaO	0,16	0,14	0,1
MnO	0,12	0,27	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,95	33,56	34,01
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,17	0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0
Total	85,23	84,31	84,73

Tab.2.7. Composition chimique des tourmalines de l'échantillon AG26.

granite sont également en accord avec une classification du granite d'Ioulgueud dans les granites de type S (ou LG, voir chapitres III et IV).

Les granites de type S sont très peu décrits dans les terrains archéens, alors qu'en réalité ils existent dans de nombreux cratons. L'exemple le mieux documenté de granites peralumineux archéens est celui de la province supérieure du Québec (e.g. Percival, 1989 ; Rive et al., 1990 ; Southwick, 1991). Dans cette région, les granites de type S (au sens large) se mettent en place à la fin de l'histoire tectono-métamorphique ( $\approx 2,7$  Ga), ce sont donc des plutons syn à tardi-tectoniques, tardi-archéens. Nous verrons (chapitre III et IV) qu'un tel modèle peut également être retenu pour expliquer l'origine du granite d'Ioulgueud. Le granite contient de nombreuses phases de basse température sans que l'on puisse dire si ces dernières cristallisent lors d'un événement hydrothermal tardif ou lors des réactions deutériques.

### II-6-3/ LE GABBRO DES IGUILID.

Le gabbro des Igulid forme le guelb le plus important de l'Amsaga. Long d'environ 10 km et large de 1,5 km dans sa plus grande largeur, il se présente sous forme d'un croissant globalement orienté NS (c'est-à-dire parallèlement aux accidents mylonitiques situés à l'Ouest du guelb, c.f. fig.2.54). Le long de sa bordure ouest, le gabbro est déformé (Barrère, 1967 et II-1) ce que nous avons interprété en terme de mise en place syn à tardi-tectonique. A l'extrême SW du guelb, le gabbro acquiert une couleur verte due à un développement massif d'épidote. Cette épidotisation se retrouve également dans les gneiss migmatitiques encaissants sous forme de nombreux filonets verdâtres. Barrère (1967) note également la présence de "zones faillées riches en épidotes et chlorites" dans la masse du pluton. Il semble donc que le gabbro soit soumis à un métamorphisme hydrothermal en faciès schiste vert et que celui-ci s'accompagne d'une déformation cassante. Enfin, une des particularités du gabbro des Igulid est d'être recoupé par de nombreux filons de pegmatites à quartz-feldspath-muscovite-tourmaline-béryl, ces pegmatites ont été très largement décrites (Barrère, 1967) en particulier à cause de la taille exceptionnelle des minéraux qu'elles contiennent (pluricentimétrique, voire métrique). La mise en place de ces pegmatites est tardive par rapport à la mise en place du gabbro qu'elles recoupent (Barrère, 1967).

#### *a/ Description pétrographique.*

La texture est intergranulaire, les plagioclases millimétriques forment des lattes jointives séparées par les pyroxènes également millimétriques. Sur les quelques échantillons récoltés, un seul (AG3) est très peu hydrothermalisé ; il sera donc pris comme référence.

### *Le plagioclase.*

Le plagioclase est un labrador ( $\approx An_{65}$ ). Dans l'échantillon AG3, le plagioclase est très peu séricitisé, dans tous les autres échantillons, il est très "nuageux", très largement séricitisé et même parfois intégralement transformé en épidotes secondaires (zoïsite, clinozoïsite). Dans un échantillon (AG179, c.f. photo 13), le plagioclase cristallise dans une fracture, en association avec de l'amphibole verte secondaire et présente un "clouding" très particulier avec le développement de petits minéraux bleus (quelques microns), aciculaires et à extinction oblique. Ces petits minéraux aciculaires pourraient être des amphiboles sodiques (riébeckites ou crossites). L'existence d'amphiboles sodiques a déjà été signalée dans le gabbro des Iguilid puisque Barrère (1967) note l'existence de "pegmatite à glaucophane". Il semble plus logique de penser que dans le cas décrit par Barrère (1967), l'amphibole sodique était également une riébeckite (étant données les conditions de pression requises pour cristalliser le/la glaucophane). L'échantillon AG179 qui présente ce clouding particulier du plagioclase contient des phases hydrothermales de basse température : séricite, zoïsite, clinozoïsite. La cristallisation de cette amphibole secondaire pourrait également être due à cet hydrothermalisme. Cet échantillon nous indique donc une rétomorphose en deux temps : d'abord en faciès amphibolite (cristallisation de Pl+Amph verte dans les fractures) puis en faciès schiste vert avec la cristallisation des phases hydrothermales.

### *Les pyroxènes.*

Les pyroxènes constituent les phases ferro-magnésiennes les plus abondantes. L'Opx et le Cpx sont en proportion sensiblement identiques. L'Opx présente souvent des lamelles d'exsolution de Cpx ce qui confirme l'origine magmatique de ces minéraux. Dans l'échantillon AG3, les pyroxènes ne sont quasiment pas déstabilisés, seule une fine bordure d'amphibole verte se développe autour des Cpx, l'Opx étant légèrement déstabilisé en Bt. Dans les autres échantillons, les pyroxènes sont totalement remplacés par des clin amphiboles secondaires incolores. Dans l'échantillon AG179, les pyroxènes ont presque totalement disparu et sont remplacés par des amas d'amphiboles fibreuses optiquement identiques à celles déjà rencontrées dans les metabasites et charnockites déstabilisées en faciès schiste vert (c.f. II-3 et II-4).

### *La biotite.*

En plus des biotites secondaires issues de la déstabilisation des Opx, nous trouvons également quelques biotites primaires, millimétriques, de teinte brun-orangé et très pléochroïques.

### *Le quartz.*

Quelques plages de quartz sont visibles dans la lame AG3 et présentent une extinction roulante ou en damier. Le quartz se trouve également sous forme de filonets secondaires dans les échantillons présentant des évidences de rétro-morphose.

### *b/ Discussion et conclusion.*

Le gabbro des Iguilid est donc un gabbro à deux pyroxènes. La texture de l'échantillon AG3, ses faibles indices de déformation ainsi que la conservation de textures magmatiques dans les minéraux (lamelles de Cpx dans l'Opx) nous permettent d'affirmer que la mise en place de ce massif est postérieure au métamorphisme granulitique.

En revanche, les autres échantillons nous indiquent que le gabbro a été métamorphisé dans des conditions évoluant depuis celles du faciès amphibolite jusqu'à celles du faciès schiste vert. L'amphibolitisation peut être syn-mise en place le gabbro étant tardi-tectonique, il peut être métamorphisé pendant sa mise en place au court de la remonté des séries. L'hydrothermalisme lui peut être tardif, puisqu'il affecte également les pegmatites qui recourent le gabbro (Barrère, 1967).

## II-6-4/ CONCLUSION DE L'ETUDE DES ROCHES MAGMATIQUES POST-GRANULITES.

Le granite de Touijenjert, le granite d'Ioulguend et le gabbro des Iguilid constituent les ensembles magmatiques les plus tardifs se mettant en place dans la région de l'Amsaga, si l'on excepte les filons de dolérites qui recourent la région. Deux de ces massifs sont, au moins partiellement, d'origine mantellique (le gabbro et le granite de Touijenjert) alors que le granite d'Ioulguend semble être lié à l'événement migmatitique qui affecte la région. Ces trois massifs montrent des évidences de métamorphisme hydrothermal de basse température sans qu'il soit possible de trancher entre une évolution rétro-morphique du métamorphisme granulitique régional ou un épisode métamorphique tardif, indépendant du premier événement (voire des phénomènes deutériques dans le cas du granite d'Ioulguend).

## II-7/ CONCLUSIONS GENERALES DE L'ETUDE PETRO-STRUCTURALE : RELATIONS MIGMATITE-GRANULITE DANS L'AMSAGA.

Nous avons vu au début de ce chapitre que d'un point de vue structural la granulitisation et la migmatisation des séries métamorphiques de l'Amsaga semblaient se faire de façon synchrone. Nous allons maintenant examiner cette question au vu des renseignements fournis par l'étude pétrologique. Dans un premier temps nous rappellerons les principales hypothèses invoquées dans la littérature pour expliquer la formation des granulites. Puis nous confronterons nos observations à ces hypothèses afin de déterminer l'explication la plus probable dans le cas de l'Amsaga. Enfin nous établirons un modèle permettant de rendre compte des relations existantes entre granulites et migmatites dans l'Amsaga.

### II-7-1/ LES DIFFERENTES HYPOTHESES DE FORMATION DES GRANULITES.

Les conditions de température du métamorphisme granulitique sont généralement supérieures aux températures de fusion des diverses lithologies crustales pour  $PH_2O=Ptot$ . Pour expliquer la stabilité des séries granulitiques vis-à-vis de la fusion nous devons donc raisonner en fonction de la composition et de l'activité de la phase fluide et plus particulièrement de l'activité de l'eau ( $aH_2O$ ) cette dernière étant faible pendant le métamorphisme granulitique, généralement de l'ordre de  $0,2 \pm 0,1$  (Valley, 1992).

L'activité de l'eau lors du métamorphisme peut être contrôlée de deux façons : 1/ soit  $aH_2O$  est tamponnée par les apports de fluides liés au milieu extérieur (i.e. external buffering) ; 2/ soit  $aH_2O$  est tamponnée par les réactions intervenant dans le système lui-même (i.e. internal buffering) au cours du métamorphisme (voir Powell, 1983 par exemple).

Dans l'hypothèse d'un tamponnage externe, la diminution de  $aH_2O$  nécessite l'existence d'un réservoir de dimension similaire au milieu tamponné pour que l'effet soit significatif, cette condition permet de rejeter certains processus comme la simple diminution d' $aH_2O$  par diffusion par exemple (Powell, 1983). La diminution de  $aH_2O$  pour être significative peut se faire par un apport massif de  $CO_2$  (Newton et al., 1980 ; Janardhan et al., 1982), ou par le passage, à l'intérieur des séries granulitiques, d'un liquide silicaté anhydre qui incorporera l'eau disponible.

L'hypothèse d'un apport important de  $CO_2$  provient en grande partie de quatre observations :

- dans la carrière de Kabbal, dans le Sud de l'Inde, des "bouffés" ("patches") de charnockites se développent dans les migmatites (Janardhan et al., 1982). Ce type de charnockitisation "in situ" se retrouve dans de nombreux terrains granulitiques (Californie, Compton, 1966 ; Est de

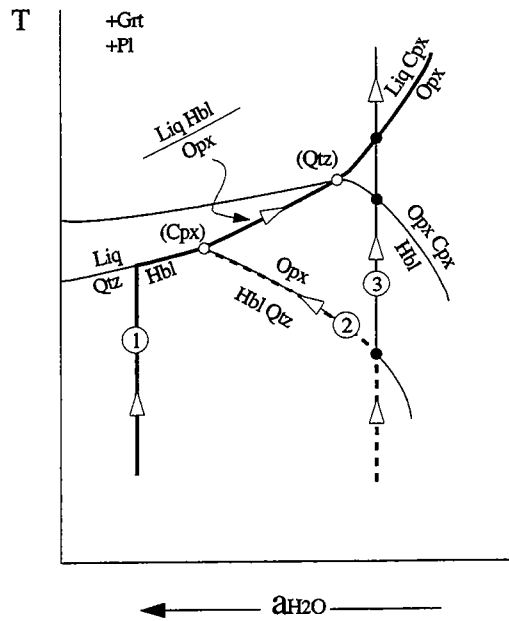


Fig. 2.66. Evolution d'un assemblage minéralogique à Grt+Pl+Hbl+Qtz en réponse à une augmentation de T. 1/Trait épais, tamponnage interne avec une  $a_{H_2O}$  initiale élevée; 2/ trait pointillé, tamponnage interne avec une  $a_{H_2O}$  initiale faible; 3/ trait fin tamponnage externe. Modifié d'après Powell (1983).

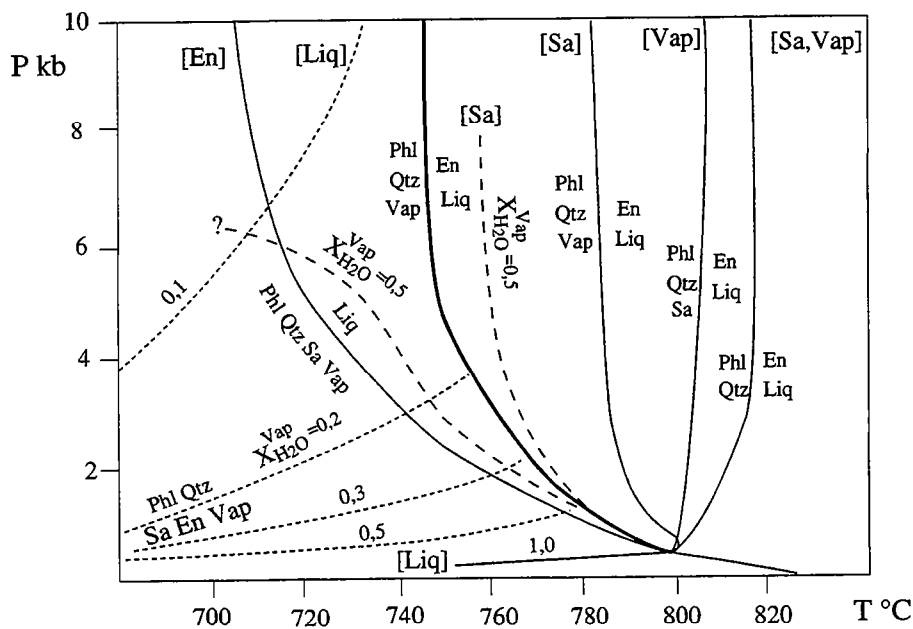


Fig.2.67. Equilibre univariant dans le système KMASH et KMASH-CO<sub>2</sub> mettant en évidence le rôle du CO<sub>2</sub> sur la réaction [Sa] (trait gras). Les courbes tiretées indiquent le domaine de la réaction [Sa] pour une composition de la phase Vap = (H<sub>2</sub>O)<sub>0,5</sub>(CO<sub>2</sub>)<sub>0,5</sub>. Les lignes pointillées indiquent la position de la réaction [Liq] en fonction du X<sub>H<sub>2</sub>O</sub> de la phase Vap. D'après Peterson et Newton (1989; 1990) et Wendlandt (1981).

l'Inde, Park et Dash, 1984 ; Sud du Groënland, McGregor et al., 1986 ; Sri Lanka, Hansen, 1987 ; Limpopo, Van Reenen et al., 1988). Ce développement ponctuel de charnockites à l'intérieur des migmatites semble, d'après ces auteurs, être lié à l'action locale de CO<sub>2</sub> ;

- les zones de mylonites des terrains granulitiques sont fréquemment jalonnées de roches indiquant une cristallisation sous une aCO<sub>2</sub> élevée (carbonates, carbonatites, voir Newton, 1989) ;

- les inclusions fluides contenues dans de nombreuses granulites sont souvent riches en CO<sub>2</sub> (e.g. Touret, 1971 ; Newton et al., 1980 ; Lamb et Valley, 1987). Cependant, de nombreux auteurs pensent désormais que ces inclusions ont été piégées postérieurement au pic du métamorphisme, l'augmentation de l'aCO<sub>2</sub> proviendrait, en particulier, de l'incorporation de l'eau dans le liquide magmatique formé au cours des réactions de fusion (e.g. Morrison et Valley, 1988 ; Lamb et al., 1991 ; Valley, 1992) ;

- les dO<sup>18</sup> et dC<sup>13</sup> des granulites sont souvent bas, ce qui suppose une contamination importante par un réservoir ayant des rapports isotopiques bas (e.g. Fourcade et Javoy, 1973 ; Chacko, 1987 ; Baker et Fallick, 1988). Cependant, de nombreuses formations granulitiques ont également conservé les rapports isotopiques de leurs protolithes, ce qui est en contradiction avec l'influence importante d'un réservoir extérieur (e.g. Valley et O'Neil, 1984 ; Baker, 1988). De plus, les causes permettant l'obtention de valeurs basses des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène sont multiples. Nous ne pouvons donc pas simplement raisonner en terme de mélange binaire entre l'échantillon et un contaminant à bas rapport isotopique, comme le manteau (Fourcade, communication personnelle).

Dans le cas d'un tamponnage interne, l'activité de l'eau (et des divers composants) est contrôlée par les réactions métamorphiques ayant lieu dans le système. Par exemple, si le chemin suivi par les séries intersecte une réaction de fusion ayant H<sub>2</sub>O comme réactant, la température augmentant, le chemin suivi par l'assemblage va se faire le long de la courbe correspondant à cette réaction et à T croissante nous aurons une diminution d'aH<sub>2</sub>O (fig.2.66 ; Powell, 1983). Ce processus aura plusieurs conséquences :

- la quantité de produit de réaction sera fonction de la teneur en eau du système au départ (e.g. Powell, 1983) ;

- la fusion partielle débutera à plus basse température (e.g. Powell, 1983) ;

- la composition du liquide magmatique produit évoluera au cours du temps : aux premiers incréments de fusion le liquide aura une composition granitique, il évoluera par la suite vers une composition de leucotonalite (e.g. Powell, 1983 ; Kenah et Hollister, 1983) ;

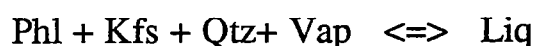
L'hypothèse la plus fréquemment invoquée pour rendre compte d'un tamponnage interne de l'aH<sub>2</sub>O est l'incorporation de l'eau dans le liquide magmatique produit par les réactions de fusion (e.g. Fyfe, 1973 ; Powell, 1983 ; Vielzeuf et Holloway, 1988 ; Clemens et Vielzeuf, 1987 ;

Clemens, 1992). Dans cette hypothèse, le liquide magmatique est généralement produit en faible quantité, mais il déshydrate le système, et parfois même les formations encaissantes. Les phases hydratées (biotite, amphibole...) sont conservées et la fusion a généralement lieu in situ, à moins que la quantité de liquide produit soit suffisamment importante pour envisager sa ségrégation (e.g. Clemens, 1992).

Si le rôle de l'aH<sub>2</sub>O vis à vis des réactions de fusion semble bien admis, il n'en est pas de même de celui du CO<sub>2</sub>. Selon certains auteurs (e.g. Wendlandt, 1981 ; Peterson et Newton, 1989 ; 1990 ; Ebadi et Johannes, 1991) un apport de CO<sub>2</sub> diminuera la température de certaines réactions de fusion par rapport aux systèmes purement aqueux. La réaction :



par exemple, a lieu à 800°C pour 5kb avec XH<sub>2</sub>O= 0,35 (Bohlen, 1983), à 771°C pour XH<sub>2</sub>O= 0,5 et à 755°C pour XH<sub>2</sub>O=XCO<sub>2</sub>=0,5 (Peterson et Newton, 1990). En revanche, sur certaines réactions telles que, par exemple :



la teneur en CO<sub>2</sub> de la phase fluide n'aurait pas d'influence (fig. 2.67).

Cependant, cette interprétation du rôle du CO<sub>2</sub> ne fait pas l'unanimité. Pour Clemens (1992) par exemple, elle est en désaccord avec les résultats obtenus sur la solubilité du CO<sub>2</sub> dans les liquides magmatiques (Holloway et Lewis, 1974 ; Egglar et Kadik, 1979).

Enfin, Clemens et Vielzeuf (1987) introduisent la notion de "fertilité" des différentes lithologies vis-à-vis des réactions de fusion. En effet, dans le cas d'une fusion en condition fluide absent (i.e. PH<sub>2</sub>O < P<sub>tot</sub>) avec un tamponnage interne, la teneur en eau du système sera fonction de la nature et des proportions des phases hydratées contenues dans le système. Les différents ensembles lithologiques n'auront donc pas tous le même comportement, celui-ci dépendant essentiellement de leur teneur en biotite, muscovite et amphibole (principales phases hydratées). Ces auteurs établissent un ordre décroissant de fertilité des lithologies :

Pélites à Bt-Mu -> Pélites à Bt -> Roches intermédiaires à Bt -> Roches intermédiaires à Bt-Hbl

Ce classement des "meilleurs candidats à la fusion" est fonction de la teneur en H<sub>2</sub>O de leurs phases hydratées. Le fait que la composition du protolithe influe sur sa fertilité semble être un point acquis. Néanmoins, le classement retenu par Clemens et Vielzeuf (1987) n'est pas unanimement reconnu. Pour Patino Douce et Dana Johnston (1991), les métapélites sont peu susceptibles de fondre (en condition fluide absent), les arkoses et



métagrauwakes étant de meilleurs candidats. Le résidu de fusion sera enrichi en grenats et silicates d'alumine. Les tonalites peralumineuses mafiques seront également de bons précurseurs pour la fusion partielle (Patino et Patino Douce, 1987). Quoiqu'il en soit, la fusion en condition fluide absent ne peut pas débiter avant 650°C et ne peut pas être importante avant 850°C, et ce quelle que soit la nature du protolithe (Clemens, 1992). De plus, la fusion incongruente de la biotite en condition fluide absent provoque un tamponnage de la température, aussi celle-ci sera-t-elle bloquée aux environs de 850°C dans le cas d'une première phase de métamorphisme granulitique (e.g. Vielzeuf et Holloway, 1988). Les conditions extrêmes du métamorphisme granulitique (>1000°C, e.g. Kiénast et Ouzgane, 1987 ; Nicollet, 1988 ; Mouri et al., 1993) ne pourront être atteintes que lors d'un deuxième métamorphisme granulitique, une fois ces réactions de fusion achevées.

Nous pouvons donc voir que si les granulites et leur mode de formation intéressent de nombreux auteurs, les problèmes liés à leur genèse sont loin d'être résolus.

## II-7-2/ LE CAS DE L'AMSAGA.

Dans le cas de l'Amsaga, les travaux antérieurs supposaient la présence de deux blocs métamorphisés selon des conditions P-T différentes : amphibolitiques pour les gneiss migmatitiques et granulitiques de la Série de la Saouda (Barrère, 1967 ; Bronner, 1992 ; Auvray et al., 1992a et b). Cependant, cette hypothèse est en contradiction avec nos propres observations, puisque nous avons montré que l'ensemble des séries supracrustales (y compris les ceintures volcano-sédimentaires situées dans le domaine migmatitique) était métamorphisé en faciès granulite (leurs paragenèses actuelles indiquent uniquement des degrés de rétrogenèse différents) et que la paragenèse des gneiss migmatitiques (Qtz+Pl+Kfs+Bt), si elle n'est pas typique du faciès granulite, n'est pas non plus en contradiction avec ce dernier. De plus, la présence d'Opx dans deux gneiss migmatitiques nous permet de penser qu'une partie au moins de ces gneiss a été métamorphisée en faciès granulite. Si l'ensemble de la région est affecté par le métamorphisme granulitique, nous pouvons nous demander pourquoi une partie du terrain est migmatité alors que l'autre partie est typiquement granulitique.

Les différentes hypothèses discutées précédemment vont être testées afin de déterminer si elles peuvent rendre compte de la dualité granulite-migmatite observée dans l'Amsaga.

### *a/ Métamorphisme affectant des séries anhydres.*

Cette hypothèse semble difficilement envisageable dans le cas de l'Amsaga, étant donné que les séries granulitiques sont en grande partie constituées de métasédiments. D'autre part, toutes les lithologies

rencontrées contiennent des phases hydratées (Bt-Amph) ce qui est également en désaccord avec des protolithes anhydres.

*b/ Diminution de  $aH_2O$  par le passage d'un magma anhydre.*

Différents massifs de charnockites affleurent à l'intérieur des séries granulitiques de l'Amsaga. La mise en place de ces massifs, si elle se fait pendant le métamorphisme, pourrait provoquer la diminution de  $aH_2O$  dans les séries adjacentes. Ces massifs de charnockites étant absents du bloc migmatitique, cette hypothèse pourrait rendre compte de la juxtaposition de séries granulitiques et migmatitiques. Cependant, des critères de terrain (les charnockites de Bou Rhzama sont affectées par la fusion partielle, c.f. II-3) et géochronologiques (la mise en place du massif de Snine Kembo se fait vers 3,0 Ga alors que le métamorphisme granulitique doit avoir lieu aux environs de 2,7 Ga) nous indiquent que les deux principaux massifs sont anté-métamorphiques. Cette hypothèse ne semble donc pas acceptable en ce qui concerne ces deux massifs.

Cependant, nous ne pouvons pas rejeter définitivement cette hypothèse. En effet :

- les autres massifs de "gneiss à hypersthène" (Barrère, 1967) n'ont pas été étudiés. Ces différents pointements, bien que de dimensions réduites, pourraient peut-être expliquer la déshydratation des séries ;

- le passage d'un pluton qui se serait mis en place dans un niveau structural plus élevé que le niveau actuellement observable à l'affleurement ne peut évidemment pas être écarté.

*c/ Diminution de  $aH_2O$  par un flux de  $CO_2$ .*

Nous avons vu lors de l'étude des paragneiss alumineux que l'hypothèse d'un apport important de  $CO_2$  pendant le métamorphisme granulitique n'était pas envisageable dans le cas de l'Amsaga (c.f. II-2). D'autres arguments sont en désaccord avec l'hypothèse d'une  $aCO_2$  élevée :

- la granulitisation affecte toute la région, nous n'observons pas de "patches" de charnockite. Si la granulitisation est liée à un apport massif de  $CO_2$ , cela signifie que ce fluide doit traverser toute la portion de croûte considérée, or les travaux expérimentaux montrent que le  $CO_2$  n'est généralement pas une phase pénétrative (e.g. Watson et Brenan, 1987) ;

- les zones mylonitiques, nombreuses dans l'Amsaga, ne sont jamais jalonnées de roches carbonatées ;

- la présence de minéraux tels que le graphite ou les scapolites souligne localement l'influence du  $CO_2$ , mais ces minéraux sont en faible quantité, ce qui est en désaccord avec une  $aCO_2$  élevée à l'échelle de la région ;

- si nous devons en croire les expériences de Peterson et Newton (1990), le  $CO_2$  abaisse la température de fusion incongruente de

l'assemblage Bt+Kfs+Qtz en Opx+Liq. Donc, la fusion étant toujours présente dans l'Amsaga (même dans les séries typiquement granulitiques), si le CO<sub>2</sub> forme la phase fluide majeure, nous devons avoir de l'Opx comme produit de fusion, or ce n'est jamais le cas. D'autre part, si nous nous référons aux travaux qui considèrent que le CO<sub>2</sub> augmente considérablement les températures de fusion (e.g. Clemens, 1992), une aCO<sub>2</sub> élevée devrait interdire la fusion partielle des séries granulitiques, or celle-ci a été observée dans toutes les lithologies (y compris les charnockites) ;

Pour toutes ces raisons, l'influence d'un apport massif de CO<sub>2</sub> lors du métamorphisme granulitique ne semble pas plausible dans le cas de l'Amsaga.

#### *d/ Dilution de H<sub>2</sub>O dans le liquide magmatique.*

Plusieurs arguments semblent jouer en faveur de cette dernière hypothèse :

- la température lors du métamorphisme est relativement peu élevée (T≈800°C) et la fusion affecte toutes les formations. Ces faits semblent en accord avec un modèle de tamponnage interne de aH<sub>2</sub>O, puisque celui-ci provoque une diminution de la température des réactions de fusion. La fusion a donc lieu plus tôt, mais elle s'arrête assez rapidement, dès que l'eau est incorporée dans le liquide (Powell, 1983) ;

- le modèle de tamponnage interne expliquerait également la persistance des phases hydratées (i.e. Bt-Hbl, Powell, 1983) ;

- la fusion qui affecte les gneiss migmatitiques et les paragneiss alumineux est relativement peu développée et elle semble se faire in situ. Ceci est en accord avec un modèle de fusion en conditions fluide absent pour une température inférieure à 850°C (e.g. Vielzeuf et Holloway, 1988 ; Clemens 1992) ;

- les séries sont affectées par la migmatisation à divers degrés. Le développement des réactions de fusion semble suivre l'ordre de fertilité croissant suggéré par Clemens et Vielzeuf (1987) et Patino Douce et Dana Johnston (1991). Les métagrauwakes sont migmatisées (le résidu de fusion est à Grt+Sil, c.f. photo 16 et 17), les orthogneiss à Bt également. En revanche, les orthogneiss à Hbl le sont peu. Cet ordre de fertilité expliquerait l'apparition des Px dans les charnockites par le biais de réactions sub-solidus. Cela expliquerait également la présence d'Opx uniquement dans les orthogneiss migmatitiques à Hbl sans Bt (AG4 a et b) et la fusion dans les charnockites de Bou Rhzama riches en Qtz+Kfs+Pl (i.e. proches de l'eutectique ternaire, c.f. II-2) ;

Ces différents arguments nous permettent donc d'envisager un modèle de fusion en condition fluide absent pour les migmatites de l'Amsaga.

## II-7-3/ RELATION GRANULITE-MIGMATITE DANS L'AMSAGA.

L'étude des divers ensembles métamorphiques (paragneiss, charnockites, orthogneiss migmatitiques) de l'Amsaga nous permet de proposer un modèle d'évolution pour cette région.

L'ensemble de la région a donc été soumis à un métamorphisme granulitique. Les conditions P-T de ce métamorphisme se situent aux environs de  $800 \pm 50^\circ\text{C}$  pour  $5 \pm 1\text{kb}$ . La pression d'eau lors de l'événement granulitique est faible. La valeur du  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  ne peut être fixée, mais elle est sans doute proche de 0,4 (c.f. fig.2.39).

La fusion partielle affecte les différentes séries à divers degrés en fonction de leur fertilité. Les métasédiments (métagrauwakes et peut-être métapélites) et les orthogneiss à biotite sont les plus mobilisés, alors que les orthogneiss à amphibole ( $\pm\text{Bt}$ ) sont essentiellement charnockitisés. La muscovite disparaît dans les paragneiss pendant cet événement migmatitique prograde. Les liquides produits incorporant le peu d'eau disponible, les réactions de fusion s'arrêtent rapidement. La température atteinte lors du pic du métamorphisme permet le début de la fusion incongruente de la biotite, mais est trop faible pour permettre la fusion totale de ce minéral. De plus, la quantité de liquide magmatique n'est pas assez importante pour permettre la ségrégation de ce dernier.

Ce modèle rend compte à la fois des données pétrographiques (i.e. granulitisation de l'ensemble de la région) et structurales (i.e. un seul événement majeur, synchrone du métamorphisme granulitique).

Il convient cependant de noter que notre étude pétrographique est trop qualitative pour que le modèle proposé puisse être considéré comme définitif. Une étude complémentaire (campagne de terrain, analyses microsondes, inclusions fluides et éventuellement étude des isotopes stables) serait nécessaire pour confirmer (ou infirmer) ce modèle. Néanmoins, le schéma évolutif proposé permet, malgré son côté spéculatif, de rendre compte de l'ensemble des observations effectuées, il sera adopté comme base de réflexion pour la suite de ce travail.

## II-7-4/ RESULTATS OBTENUS. PROBLEMES SOULEVES.

L'étude pétro-structurale de la région de l'Amsaga nous apporte un certain nombre de résultats et de contraintes sur l'évolution tectono-métamorphique de cette zone :

- Les données structurales nous indiquent que la région est structurée lors d'un événement de déformation majeur, s'effectuant en grande partie en climat granulitique. L'évolution rétrograde syn-tectonique est limitée aux zones de cisaillements mylonitiques qui découpent la région.

- Aucune structure tangentielle ne semble liée à cet événement tectonique. Le raccourcissement est essentiellement accommodé par le

biais de structures verticales (foliation, plis) et de mouvements transcurrents, en fin d'évolution, le tout en régime globalement coaxial.

- L'ensemble des structures peut s'expliquer en terme de déformation progressive. Il n'y a donc pas de déformation ultérieure ou, si celle-ci existe, elle n'est pas visible à l'échelle de l'étude effectuée.

- Le métamorphisme qui affecte la région est de HT-BP. Les conditions physiques du pic de métamorphisme se situent aux environs de  $800 \pm 50^\circ\text{C}$  pour  $5 \pm 1$  kb, la  $\text{PH}_2\text{O}$  est faible ( $< 0,4 P_{\text{tot}}$ ) de même que la  $f\text{O}_2$ .

- L'ensemble de la région subit cet épisode granulitique, y compris les domaines jusqu'à présent considérés comme amphibolitiques.

- La migmatisation qui affecte une partie importante des séries s'effectue également en conditions granulitiques, elle est synchrone de l'événement principal.

- L'évolution rétrograde est en général très peu développée et se caractérise par un début d'évolution en décompression isotherme. Dans la majeure partie de la région, le chemin rétrograde enregistré dans les échantillons s'achève à la limite granulite-amphibolite supérieure. Localement, essentiellement le long des zones mylonitiques, l'évolution rétrograde se poursuit jusqu'au faciès amphibolite et même schiste vert.

- L'ensemble de ces observations nous indique un chemin P-T-t horaire et nous permet de calculer un gradient géothermique moyen lors du pic du métamorphisme d'environ  $55^\circ\text{C km}^{-1}$ , à l'échelle de la région.

- La remontée et la mise à l'affleurement des séries se fait rapidement comme l'indique :

- la présence d'assemblages à Crd-Opx dans les paragneiss (e.g. Harris et Holland, 1984 ; Nicollet, 1988) ;

- l'absence de transformation polymorphe Sil-And (e.g. Nicollet, 1988) ;

- la généralement bonne conservation des compositions chimiques de HT. Ce dernier point étant également un argument pour un chemin P-T-t horaire (Anovich, 1991).

- L'étude géochronologique va nous montrer que la région de l'Amsaga est le siège de plusieurs perturbations thermiques postérieures à l'événement principal (et peut être un événement antérieur à 3,4 Ga). Ces différents événements ne peuvent pas être mis en évidence grâce à notre étude pétrologique et structurale. Seul le caractère statique et localisé de certaines paragenèses de BT peut indiquer un épisode hydrothermal, indépendant de la tectonique principale.

- Les roches magmatiques postérieures au faciès granulite se mettent en place de façon syn à tardi-tectonique pendant la remontée et l'évolution rétrograde des séries. Deux de ces massifs (gabbro des Igulid et granite de Touijenjert) sont d'origine mantellique (au moins en partie), le troisième massif (granite d'Ioulguend) semble d'origine crustale.

Cependant, un certain nombre de problèmes demeure ou a été soulevé par cette étude :

- Les chemins P-T-t horaires suivis d'une décompression isotherme sont généralement reliés à des épisodes d'épaississement impliquant un charriage crustal (e.g. Bohlen, 1987 ; 1991). Ceci ne cadre pas avec nos données structurales.

- Le gradient moyen calculé est très élevé et ne peut être relié à un simple épaississement crustal, mais nécessite un apport de chaleur externe, via un plume mantellique, par exemple (e.g. England et Thompson, 1984 ; Thompson et England, 1984). Or le chemin P-T-t typique d'un phénomène "d'underplating" est théoriquement anti-horaire et s'accompagne d'un refroidissement isobare (e.g. Bohlen, 1987 ; 1991).

- Si l'épaississement est limité lors de l'épisode tectonique, quel phénomène permet la mise à l'affleurement (rapide) des séries ?

Ces questions seront abordées en conclusion de cette étude en fonction des contraintes géochimiques et géochronologiques.

## **CHAPITRE III**

# **GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS ET EN TRACES**

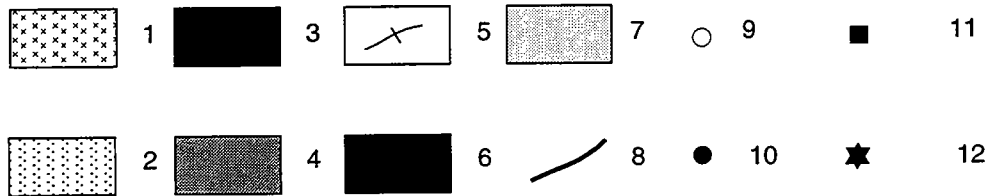
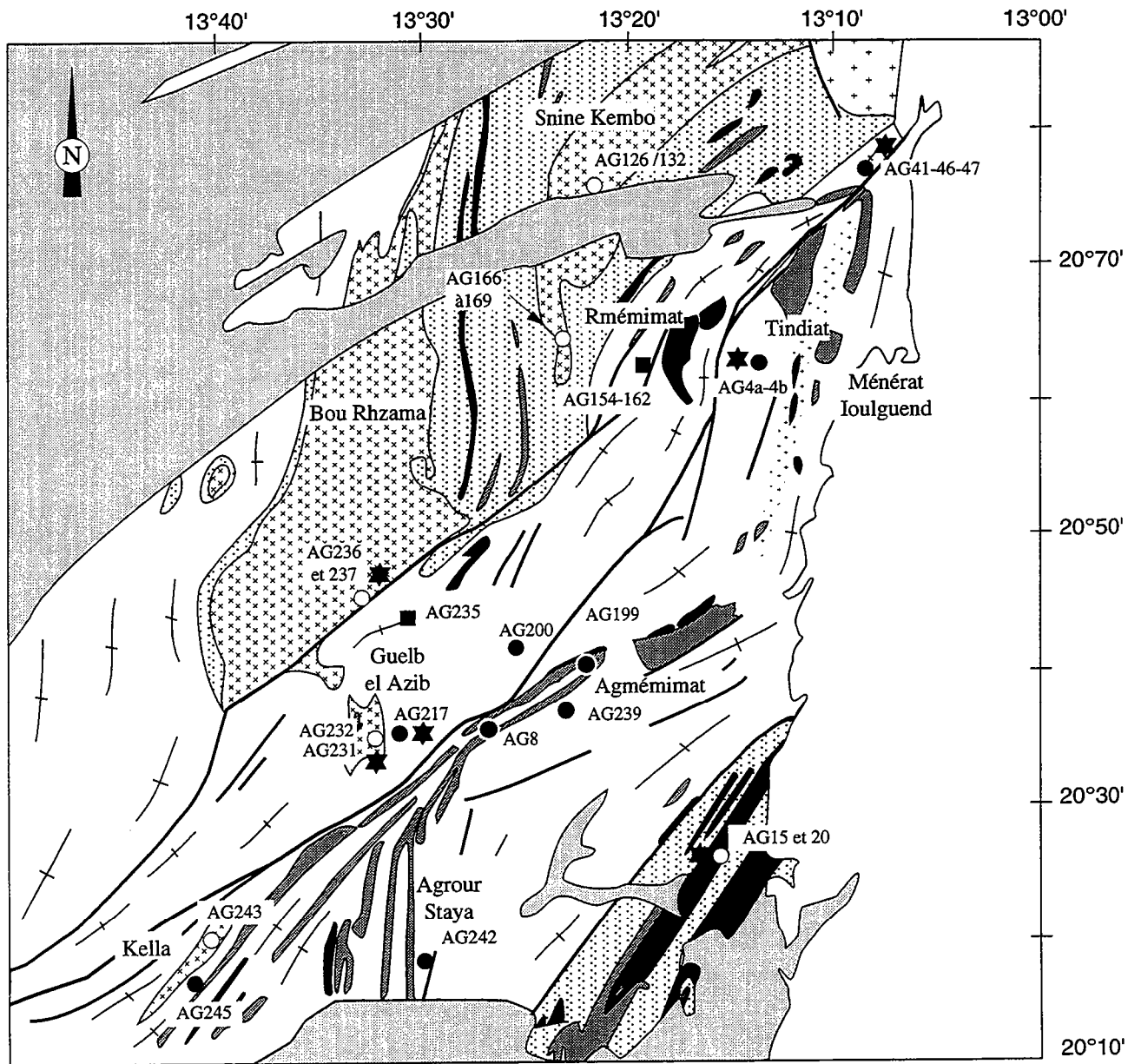


Fig.3.1. Localisation des échantillons d'orthogneiss acides de l'Amsaga.  
 1/ Charnockites; 2/ Métagrauwakes; 3/ Métapélites; 4/ Métabasites;  
 5/Gneiss migmatitiques; 6/ Gabbro des Iguilid; 7/ Dunes; 8/ Zones  
 mylonitiques; 9/ Echantillons de charnockite; 10/ Echantillons de  
 granodiorite; 11/ Echantillons de trondhjémite; 12/ Echantillons de  
 composition altérée.



Après avoir défini les principaux groupes lithologiques constitutifs de l'Amsaga et avoir établi les traits caractéristiques de leur histoire tectono-métamorphique, nous allons maintenant aborder leur étude géochimique grâce aux éléments majeurs et en traces. L'étude pétrographique nous a appris que les différents ensembles magmatiques de l'Amsaga n'étaient pas homogènes, mais qu'ils pouvaient être subdivisés en sous-groupes en fonction de leur répartition géographique et de la nature de leurs protolithes. D'autre part, les âges de mise en place de nombreux massifs ou ensembles pétrographiques sont jusqu'à présent inconnus (voir chapitre suivant). Enfin, l'ensemble de la région étant métamorphisé, les caractères géochimiques primaires des ensembles magmatiques sont rarement conservés. Toutes ces raisons font qu'il ne saurait être question au cours de ce chapitre de caractériser avec précision les processus pétrogénétiques à l'origine des différents ensembles magmatiques. Aussi, nous attacherons-nous plutôt à dégager la typologie des différents ensembles en les comparant avec des suites magmatiques classiques, puis nous discuterons de la mobilité des éléments durant le/les événement(s) métamorphique(s).

Ce chapitre s'organisera en trois paragraphes :

- dans un premier temps nous nous intéresserons aux orthogneiss acides (charnockites et orthogneiss migmatitiques) ;
- puis nous étudierons les metabasites ;
- enfin nous nous intéresserons aux roches magmatiques post-granulite : le granite de Touijenjert et le granite d'Ioulgwend.

Une seule analyse du gabbro des Iguilid ayant été effectuée, ce dernier sera étudié à titre comparatif en même temps que les metabasites.

Les compositions en éléments majeurs des roches de l'Amsaga ont été analysées par fluorescence X à Rennes. La majorité des éléments en traces a été obtenue par fluorescence X à Rennes, excepté pour les terres rares (que nous nommerons REE, LREE et HREE) qui ont été obtenus soit : 1/ par dilution isotopique à Rennes, 2/ par ICPMS à Southampton (au même titre que U, Sc et Hf), 3/ par ICP-AES à St Étienne. Les diverses techniques analytiques sont décrites en annexe.

### III-1/ LES ORTHOGNEISS ACIDES.

#### II-1-1/ Les éléments majeurs.

La composition chimique des différents échantillons est reportée tableau 3.1. Les échantillons analysés sont reportés figure 3.1. Les compositions en éléments majeurs sont reportées dans des diagrammes de Harker (fig. 3.2). La silice a été choisie comme index de différenciation étant donnée que c'est l'oxyde qui présente la gamme de variation la plus large (de 58,78 à 75,10%). Plusieurs observations peuvent être dégagées de ces diagrammes :

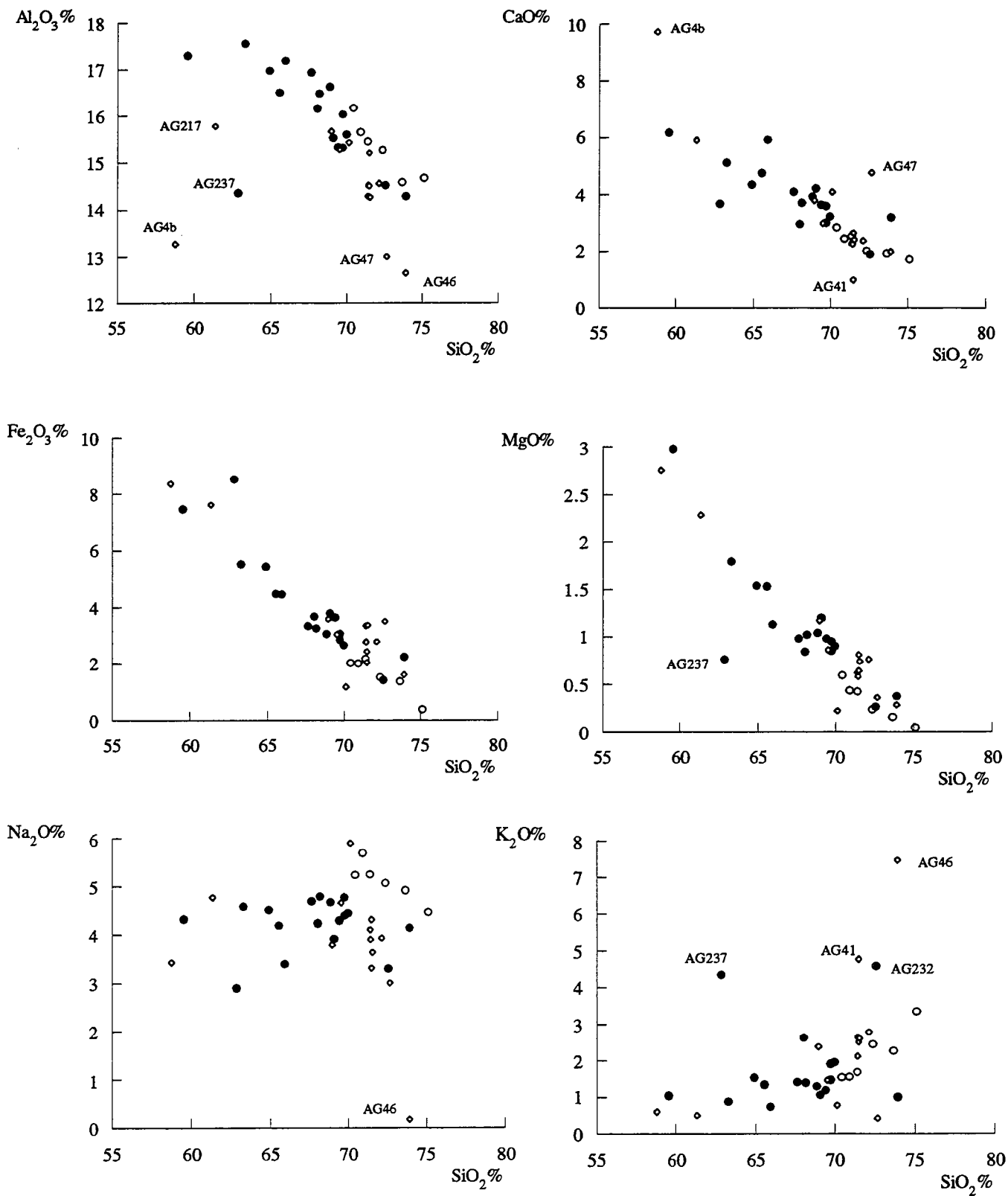


Fig.3.2. Diagrammes de Harker des orthogneiss acides de l'Amsaga. Les échantillons d'orthogneiss migmatitiques altérés sont représentés selon le même figuré que les granodiorites.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F	TOTAL
<i>Charnockites</i>	AG132	17,29	7,46	0,10	2,98	6,17	4,32	1,04	0,67	0,13	-0,01	99,70
	AG128	63,30	5,51	0,08	1,79	5,12	4,58	0,88	0,62	0,14	0,24	99,80
	AG126	64,91	16,93	3,34	1,54	4,34	4,51	1,53	0,57	0,13	0,40	100,36
	AG127	67,64	16,93	3,34	0,06	4,09	4,69	1,41	0,39	0,10	0,22	99,85
	AG167	68,18	16,48	3,25	0,06	3,71	4,79	1,39	0,29	0,08	0,30	99,55
	AG166	68,86	16,63	3,06	0,03	3,93	4,67	1,29	0,33	0,07	0,39	99,55
<i>Snine Kembo Rmémimat</i>	AG125	69,08	3,80	0,05	1,20	4,21	3,91	1,06	0,40	0,13	0,38	99,75
	AG129	69,42	3,64	0,05	0,98	3,64	4,29	1,19	0,38	0,08	0,22	99,22
	AG169	69,73	2,83	0,04	0,95	3,59	4,39	1,91	0,29	0,06	0,48	100,30
	AG168	69,97	2,66	0,04	0,90	3,22	4,44	1,96	0,32	0,06	0,65	100,30
	AG243	65,57	4,47	0,07	1,53	4,75	4,19	1,34	0,53	0,12	0,69	99,82
	AG15	73,92	2,23	0,05	0,37	3,19	4,14	1,00	0,15	0,04	0,17	99,55
<i>Bou Rhzama</i>	AG20	65,94	4,46	0,07	1,13	5,91	3,40	0,73	0,15	0,03	0,97	99,97
	AG237	62,87	8,53	0,16	0,76	3,67	2,90	4,35	0,70	0,19	0,26	98,75
	AG236	68,05	16,16	0,05	0,84	2,95	4,23	2,63	0,50	0,18	0,40	99,66
	AG231	69,73	15,32	0,05	0,85	3,00	4,77	1,47	0,35	0,10	0,38	99,08
	AG232	72,56	14,52	1,41	0,26	1,89	3,30	4,58	0,17	0,03	0,60	99,33
	AG154	70,42	16,17	2,02	0,59	2,83	5,23	1,54	0,26	0,06	0,74	99,88
<i>Trondhjemites</i>	AG235	70,90	2,00	0,02	0,43	2,44	5,69	1,55	0,26	0,05	0,41	99,40
	AG162	71,37	2,17	0,03	0,42	2,52	5,24	1,68	0,23	0,08	0,53	99,72
	AG159	72,35	1,51	0,02	0,23	2,01	5,06	2,45	0,13	0,04	0,42	99,48
	AG158	73,65	1,36	0,01	0,15	1,92	4,91	2,27	0,11	0,03	0,31	99,30
	AG161	75,10	1,467	0,38	0,04	1,72	4,46	3,35	0,03	0,01	0,25	100,02
	AG217	61,34	15,78	7,62	0,11	5,90	4,77	0,50	0,84	0,15	0,64	99,93
<i>Granodiorites</i>	AG242	68,97	3,59	0,06	1,17	3,80	3,79	2,39	0,41	0,13	0,73	100,71
	AG245	69,52	3,04	0,05	0,86	2,99	4,66	1,46	0,35	0,10	0,79	99,10
	AG239	71,39	3,35	0,04	0,62	2,29	4,10	2,12	0,29	0,08	0,64	99,21
	AG200	71,41	2,77	0,03	0,58	2,25	3,90	2,65	0,26	0,09	0,82	99,28
	AG240	71,46	2,04	0,03	0,64	2,65	4,31	2,52	0,23	0,06	0,41	99,56
	AG199	71,52	3,37	0,02	0,74	2,41	3,64	2,62	0,28	0,07	0,54	99,48
	AG8	72,11	14,56	2,78	0,03	0,76	2,37	2,79	0,24	0,06	0,56	100,19
	AG4B	58,78	13,27	8,37	0,12	2,76	9,72	3,43	1,08	0,17	0,81	99,11
	AG4A	70,12	15,43	1,18	0,02	0,22	4,09	5,90	1,26	0,06	0,43	99,49
	AG41	71,46	14,51	2,43	0,04	0,81	1,00	3,31	0,47	0,06	0,48	99,34
	AG47	72,65	13,00	3,50	0,07	0,36	4,76	3,01	0,37	0,09	0,68	98,91
	AG46	73,90	12,65	1,61	0,08	0,28	1,98	0,18	0,17	0,05	1,11	99,48

Tab.3.1. Composition chimique en éléments majeurs des orthogneiss acides de l'Amsaga obtenues par fluorescence X (Rennes).

	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn	Th	Pb	Nd/Dl	Sm/Dl
<i>Charnockites</i>	10	100	12	268	17	21	121	34	35	467	23	18	84	<1	4	12,13	2,929
AG132	9	179	8	300	9	14	72	18	31	322	22	26	66	<1	6	11,90	2,331
AG128	11	154	11	260	35	11	63	14	25	705	21	13	72	<1	6	15,64	2,99
AG126	7	138	6	323	26	6	30	8	22	704	19	9	49	<1	6	-	-
AG127	6	125	4	367	26	8	33	6	23	643	19	4	53	<1	7	9,688	1,852
AG167	6	126	2	331	23	10	32	9	17	581	18	3	47	<1	7	11,91	1,704
AG166	6	126	4	306	32	10	43	11	14	644	19	3	46	<1	3	-	-
AG125	8	143	8	236	43	8	41	10	31	606	18	14	47	3	6	13,42	2,376
AG129	7	130	4	306	32	7	34	8	20	914	17	5	41	<1	8	10,19	1,683
AG169	6	136	4	264	26	7	31	7	20	940	17	10	29	<1	7	12,89	2,093
AG168	11	200	16	256	40	11	64	17	24	665	19	10	70	<1	4	13,61	2,765
AG243	6	157	18	143	15	4	10	4	21	194	19	2	34	9	16	-	-
AG15	3	156	2	235	26	11	31	3	11	243	20	7	53	<1	3	2,785	0,4603
AG20	41	459	92	182	132	10	16	8	15	1828	21	16	119	20	19	77,29	15,73
AG237	5	226	8	340	62	6	30	7	34	1598	22	12	81	13	12	40,65	4,991
AG236	5	158	8	198	108	2	9	3	18	1634	21	2	33	24	37	27,76	5,116
AG231	4	115	4	172	70	<1	4	3	24	1570	19	<1	23	11	32	22,09	3,151
AG232	6	121	<1	518	33	7	28	4	12	985	19	<1	45	2	8	-	-
AG154	9	134	2	499	49	5	16	2	8	621	20	8	32	4	5	10,83	1,80
AG235	6	158	2	545	30	4	14	2	14	1026	18	<1	42	4	10	13,36	1,92
AG162	5	95	4	438	38	2	14	<1	7	1324	18	<1	28	<1	11	8,63	1,43
AG159	4	106	<1	343	35	1	17	2	17	1351	17	2	27	3	11	8,28	1,24
AG158	4	46	<1	453	47	<1	7	<1	19	1353	17	<1	8	<1	11	-	-
AG161	9	140	20	281	8	24	156	20	11	195	18	29	70	5	6	17,17	3,60
AG217	9	139	14	342	77	9	53	12	13	1015	18	4	58	5	7	19,85	3,45
AG242	8	151	8	249	61	7	36	5	22	334	21	17	71	10	14	17,75	2,87
AG245	10	165	15	114	162	9	24	8	21	610	19	2	38	38	32	24,94	4,37
AG239	9	169	15	176	111	7	21	6	18	853	18	2	34	28	34	20,94	3,65
AG200	6	97	3	309	69	2	29	5	12	875	20	6	43	8	8	-	-
AG240	10	165	16	125	129	8	29	9	35	650	19	<1	40	35	38	20,31	3,30
AG199	9	155	11	150	148	6	24	7	31	749	19	<1	48	36	31	23,57	4,03
AG8	48	156	240	173	17	10	56	26	60	153	21	2	56	23	6	76,48	26,01
AG4b	61	173	238	183	30	2	25	14	37	216	24	2	13	22	9	78,00	27,43
AG4a	6	117	11	117	117	9	46	9	27	2535	15	2	67	38	30	62,14	10,13
AG41	19	348	60	135	10	2	2	9	6	107	32	4	50	34	18	103,6	16,36
AG47	14	192	51	48	211	2	10	9	16	1937	16	12	15	41	11	50,66	9,33
AG46																	

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	(La/Th)N	Eu/Eu*	Sc**	HF**	U**	Th**	TbU
<i>Charnockites</i>	14,70	28,12	13,99	3,45	1,14	3,09	2,12	1,26	1,08	0,17	8,99	1,08	10,09	2,28	0,27	0,50	1,85
AG128**	20,35	37,69	17,89	4,17	1,13	3,58	2,56	1,50	1,43	0,24	9,40	0,90	9,90	0,86	0,19	0,59	3,11
AG126**	14,07	24,63	9,69	1,85	0,55	1,56	1,07	0,49	0,38	0,06	24,74	1,00	-	-	-	-	-
AG166**	21,14	36,88	14,02	2,51	0,82	1,76	1,02	0,61	0,51	0,09	27,37	1,20	4,87	1,83	0,40	2,35	5,88
AG129**	20,93	36,06	14,74	3,05	1,08	2,54	1,80	1,09	1,03	0,20	13,42	1,20	6,71	2,53	0,73	3,49	4,78
AG243**	23,59	46,38	22,12	5,08	1,17	4,52	3,40	2,10	1,45	0,22	10,74	0,75	10,72	1,55	0,17	1,55	9,12
AG231 DI	-	93,30	31,86	5,78	0,92	4,13	2,49	0,95	0,88	0,15	-	0,58	-	-	-	-	-
AG235 DI	12,34	28,21	9,66	1,58	0,46	1,27	0,87	0,32	0,22	-	37,04	1,00	-	-	-	-	-
AG162 DI	18,43	31,60	10,64	1,61	0,58	0,96	0,63	0,33	0,18	-	67,61	1,44	-	-	-	-	-
AG158 DI	10,65	20,01	6,34	1,01	0,51	0,60	0,32	0,14	0,11	0,02	63,93	2,02	-	-	-	-	-
AG217 DI	21,22	44,35	17,72	3,74	1,12	3,80	3,69	2,19	2,11	0,33	6,64	0,92	-	-	-	-	-
AG242**	29,11	52,42	21,52	4,57	1,17	3,98	3,02	1,59	1,51	0,24	12,73	0,85	10,19	2,52	0,58	5,64	9,72
AG245**	30,63	55,44	21,16	4,19	0,79	3,45	2,07	1,31	1,00	0,18	20,23	0,64	7,61	3,45	2,86	10,00	3,50
AG199 DI	33,15	59,01	19,84	3,29	0,65	3,04	2,51	1,35	1,21	0,19	18,09	0,63	-	-	-	-	-
AG8**	42,48	72,77	25,25	4,68	0,90	4,24	2,67	1,40	1,11	0,16	25,27	0,62	5,70	5,08	10,00	39,20	3,92
AG4b+	20,20	62,00	61,50	25,00	1,73	38,30	33,60	18,60	17,10	-	0,78	0,17	-	-	-	-	-
AG4a+	18,40	70,20	90,00	25,30	1,79	32,20	35,40	19,70	17,40	-	0,70	0,19	-	-	-	-	-
AG41 DI	106,6	208,2	83,60	14,01	1,34	8,45	3,38	0,99	0,59	0,16	119,3	0,38	9,81	4,86	2,56	35,40	13,83

Tab.3.1. (suite) Compositions en éléments en trace des orthogneiss acides de l'Amsaga.

(DI) dilution isotopique

(\*\*) ICPMS

(+) ICP-AES les autres éléments ont été obtenus par F.X.

- la plupart de nos valeurs analytiques présente des variations linéaires de pentes négatives dans les diagrammes de Harker ;
- seuls Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O montrent une dispersion importante en fonction de SiO<sub>2</sub> ;

- quelques points se détachent des principaux trends et présentent des teneurs anormales en un certain nombre d'oxydes.

Ces différents échantillons appartiennent à la fois au groupe des charnockites et à celui des orthogneiss migmatitiques. Il s'agit, pour les charnockites :

- de l'échantillon AG20 qui présente un appauvrissement important en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et TiO<sub>2</sub> (respectivement 0,03 et 0,15% pour 65,94% de SiO<sub>2</sub>). Cet échantillon a été remarqué lors de l'étude pétrographique par ses textures de déstabilisation concentriques de l'Opx en amphibole actinolitique (c.f. photos 38 a et b) ;

- de l'échantillon AG237 qui présente un enrichissement en K<sub>2</sub>O, MnO et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (respectivement 4,35, 0,16 et 0,19% pour 62,87% de SiO<sub>2</sub>) et un appauvrissement en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14,36) et MgO (0,76%) ;

- de l'échantillon AG232 qui est enrichi en K<sub>2</sub>O (4,58% pour 72,56% de SiO<sub>2</sub>) ;

- de l'échantillon AG15 qui est légèrement enrichi en MnO (0,05% pour 73,92% de SiO<sub>2</sub>) ;

- et enfin de l'échantillon AG236 qui présente une teneur élevée en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,19%) pour 68,05% de SiO<sub>2</sub>.

Il convient de noter que la majorité de ces échantillons provient des massifs de Bou Rhzama et du guelb el Azib (voir fig. 3.1). Les échantillons collectés à l'intérieur du massif de Snine Kembo ne semblent pas présenter ce type de signature. D'autre part certains de ces échantillons ont déjà été remarqués lors de l'étude pétrographique, en particulier par le caractère presque entièrement déstabilisé de leurs Opx (AG20 et AG232 entre autre).

En ce qui concerne les orthogneiss migmatitiques, les échantillons analysés semblent montrer une variation cohérente de leurs teneurs en éléments majeurs en fonction de leur indice de différenciation. Seuls quelques échantillons présentent des compositions anormales. Ces échantillons anormaux sont ceux qui s'éloignent du groupe principal des trondhémites (que nous nommerons désormais Tdj) et granodiorites dans les diagrammes de classification utilisés lors de l'étude pétrographique (c.f. fig. 2.44 et 2.45). A savoir :

- l'échantillon AG46 qui présente des teneurs aberrantes en K<sub>2</sub>O (7,47%) et Na<sub>2</sub>O (0,18%) et qui montre également un enrichissement en MnO (0,06%) et un appauvrissement en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,65%) ;

- l'échantillon AG41 qui est enrichi K<sub>2</sub>O (4,77% pour 71,46% de SiO<sub>2</sub>) et appauvri en CaO (1%) ;

- l'échantillon AG47 qui est légèrement enrichi en MnO (0,07% pour 72,65% de SiO<sub>2</sub>) et qui est appauvri en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(13%) ;

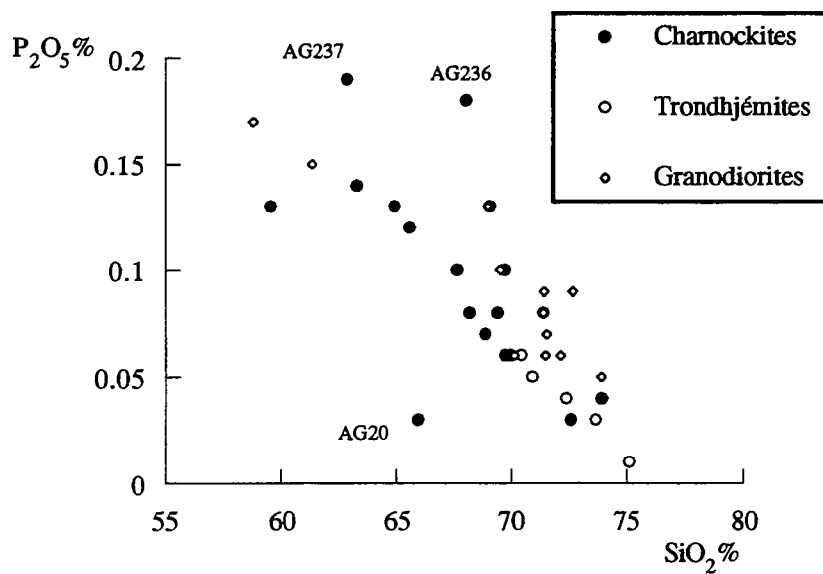
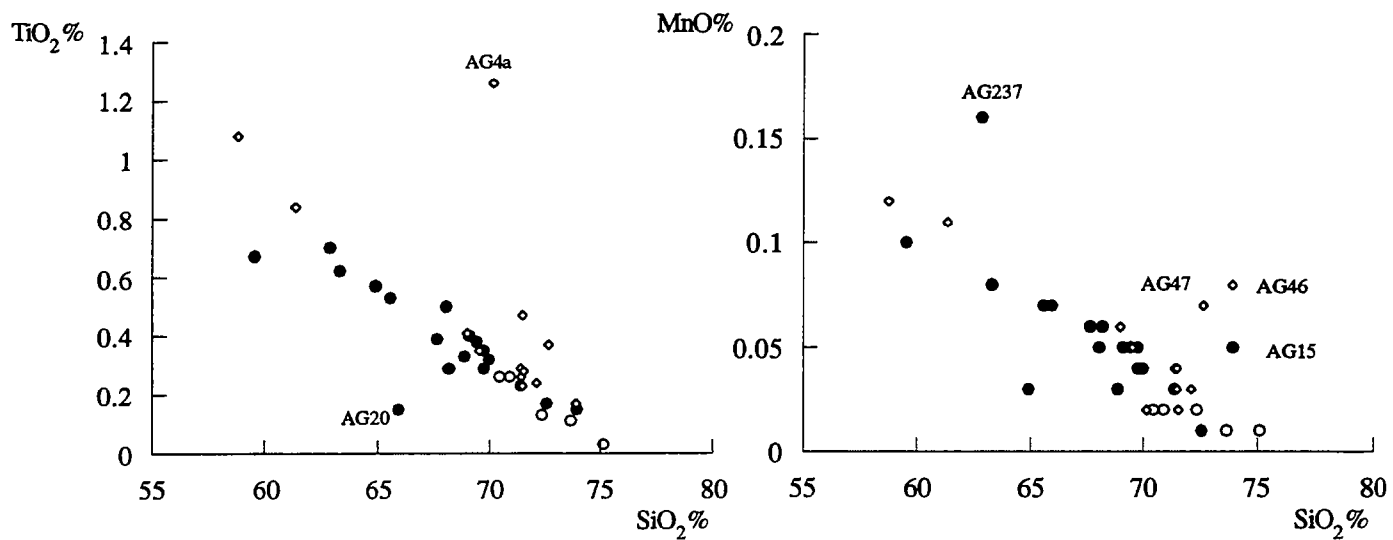


Fig.3.2. Diagrammes de Harker des orthogneiss acides de l'Amsaga (suite).

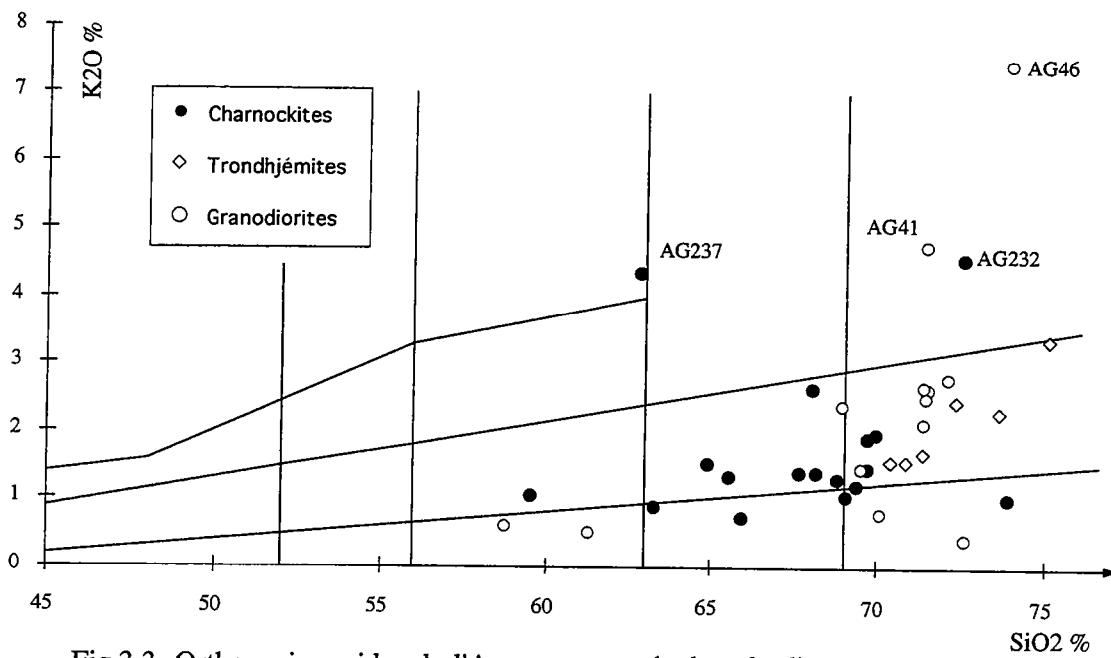


Fig.3.3. Orthogneiss acides de l'Amsaga reportés dans le diagrammes  $K_2O$ - $SiO_2$  de Ewart (1982).

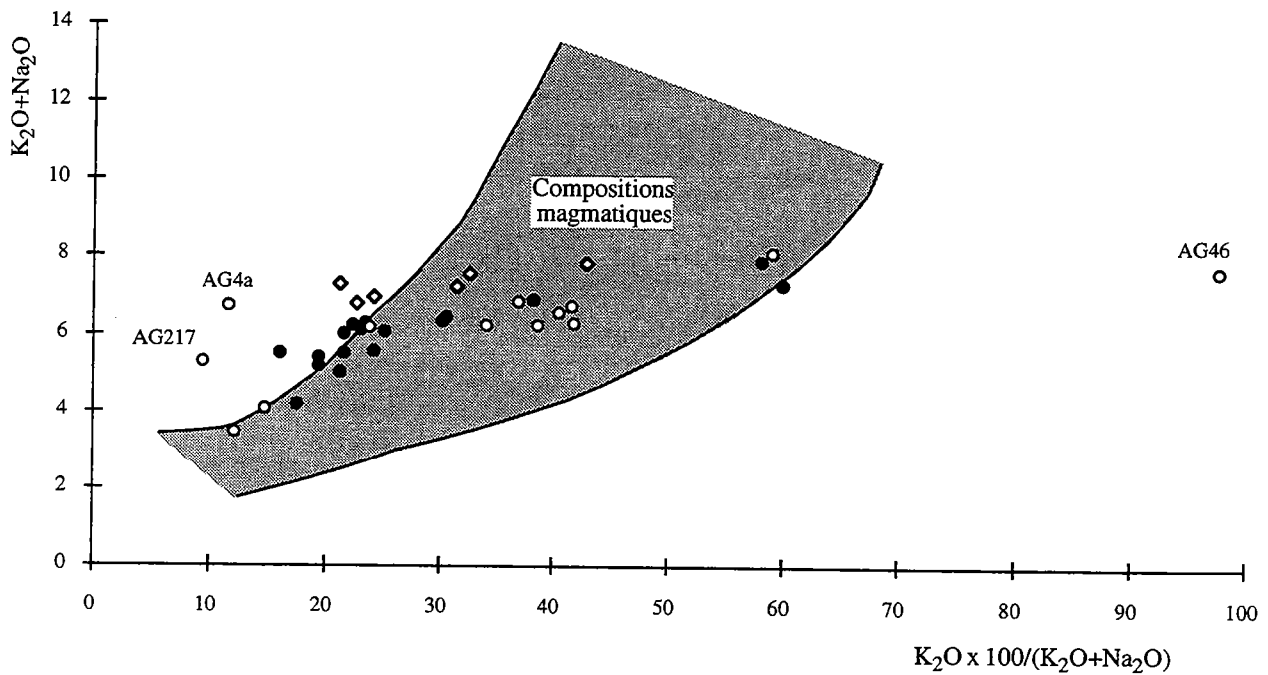


Fig.3.4. Orthogneiss acides de l'Amsaga reportés dans un diagramme  $K_2O+Na_2O$  en fonction de  $K_2O \times 100 / (K_2O+Na_2O)$  de Hugues (1973) mettant en évidence le caractère anormal de certains échantillons (même légende que la figure 3.3).

- l'échantillon AG217 qui semble appauvri en  $Al_2O_3$  (15,78% pour 61,34% de  $SiO_2$ ) ;
- et enfin, l'échantillon AG4a, enrichi  $TiO_2$  (1,26 pour 70,12% de  $SiO_2$ ) et l'échantillon AG4b, appauvri en  $Al_2O_3$  (13,27% pour 58,78% de  $SiO_2$ ).

Nous voyons donc d'ores et déjà grâce à ces diagrammes que certains échantillons ont des compositions chimiques très anormales. Ceci se confirme si nous reportons nos analyses dans le diagramme de classification de Ewart (1982 ; fig.3.3.). En effet, dans ce diagramme nous voyons que la majorité des points se situe à l'intérieur du champ des lignées calco-alcalines ou calco-alcalines pauvres en potassium. Néanmoins certains échantillons montrent un enrichissement anormal en  $K_2O$  et se reportent dans le champ des lignées calco-alcalines potassiques, voire alcalines. Ce type de composition est anormal, étant donné qu'il n'existe pas de granite alcalin dans la région de l'Amsaga (c.f. chapitre précédent).

Si nous regardons un diagramme ( $K_2O+Na_2O$ ) versus  $K_2O \times 100 / (K_2O+Na_2O)$  (fig. 3.4) nous voyons qu'un certain nombre de points s'écarte notablement des compositions magmatiques définies par Hughes (1973). Il s'agit des échantillons AG46, AG217 et AG4a. Les autres échantillons ayant des compositions anormales dans la figure 3.2 se situent trop proches de la limite des compositions magmatiques pour que nous puissions apporter une conclusion définitive quant à leur caractère magmatique ou non. En revanche dans le diagramme A/CNK versus  $SiO_2$  (fig.3.5) nous voyons immédiatement que les échantillons AG41, AG47 et AG4a et b ont des compositions différentes des compositions magmatiques. L'échantillon AG46 se situe lui dans le champ des compositions magmatiques, mais sa teneur en  $K_2O$  (7,47%) est, comme nous l'avons déjà dit, trop élevée pour être magmatique. Il convient de noter que, dans ce diagramme, les échantillons qui ont semble-t-il conservé leur caractère magmatique définissent une lignée calco-alcaline classique.

Enfin, dans le diagramme K% versus Na% (fig. 3.6) nous voyons que les échantillons qui forment le groupe des Tdj dans les figures 2.44 et 2.45 sont alignés selon une corrélation négative de pente -1. Il semble en être de même pour certains échantillons de charnockites et de granodiorites. Une telle corrélation peut indiquer une substitution  $K \rightleftharpoons Na$  lors de l'altération métamorphique ou hydrothermale, et correspond à un remplacement orthose  $\rightleftharpoons$  albite sans que l'on puisse en préciser le sens (Drummond et al., 1986 ; Ragland, 1989).

Tous ces diagrammes nous indiquent donc une mobilité des éléments majeurs lors du métamorphisme. Certains échantillons ont subi une perturbation importante de leur composition chimique, le reste des roches analysées étant peu ou pas modifié, excepté en ce qui concerne les alcalins. Les échantillons présentant les compositions les plus anormales sont généralement ceux qui montraient les phénomènes rétro-morphiques les plus développés lors de l'étude pétrographique (déstabilisation complète des Opx, cristallisation de phase de basse température : calcite, zoïsite,



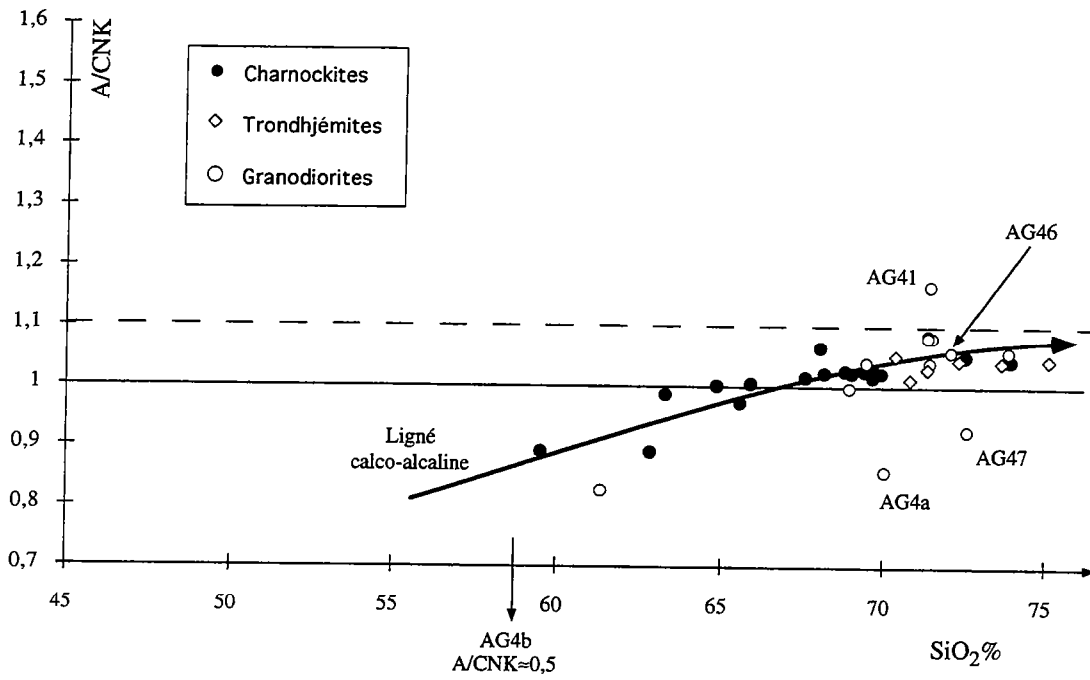


Fig3.5. Diagrammes A/CNK en fonction de SiO<sub>2</sub> des orthogneiss acides de l'Amsaga.

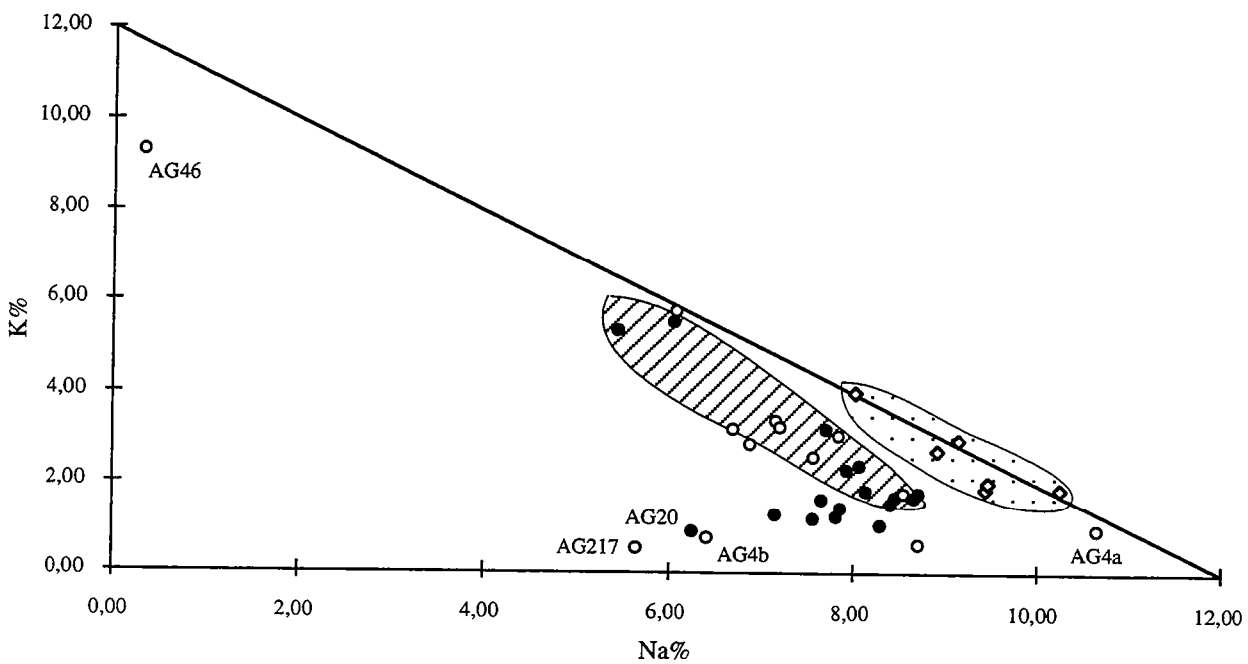


Fig.3.6. Orthogneiss acides de l'Amsaga reportés dans un diagramme Na% en fonction de K%. Les trondhjemites s'alignent selon une corrélation négative de pente -1, ainsi que quelques échantillons de charnockites et granodiorites. Ceci indique un remplacement  $K \rightleftharpoons Na$  lors de l'altération hydrothermale (Ragland, 1989). Les figurés sont les mêmes que dans la figure 3.5.

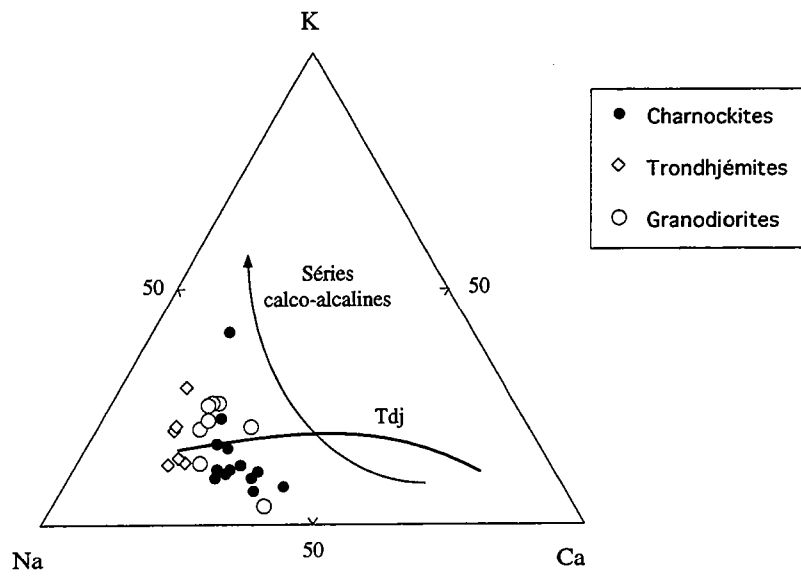


Fig.3.7. Diagramme K-Na-Ca d'après Barker et Arth (1976) des orthogneiss acides de l'Amsaga.

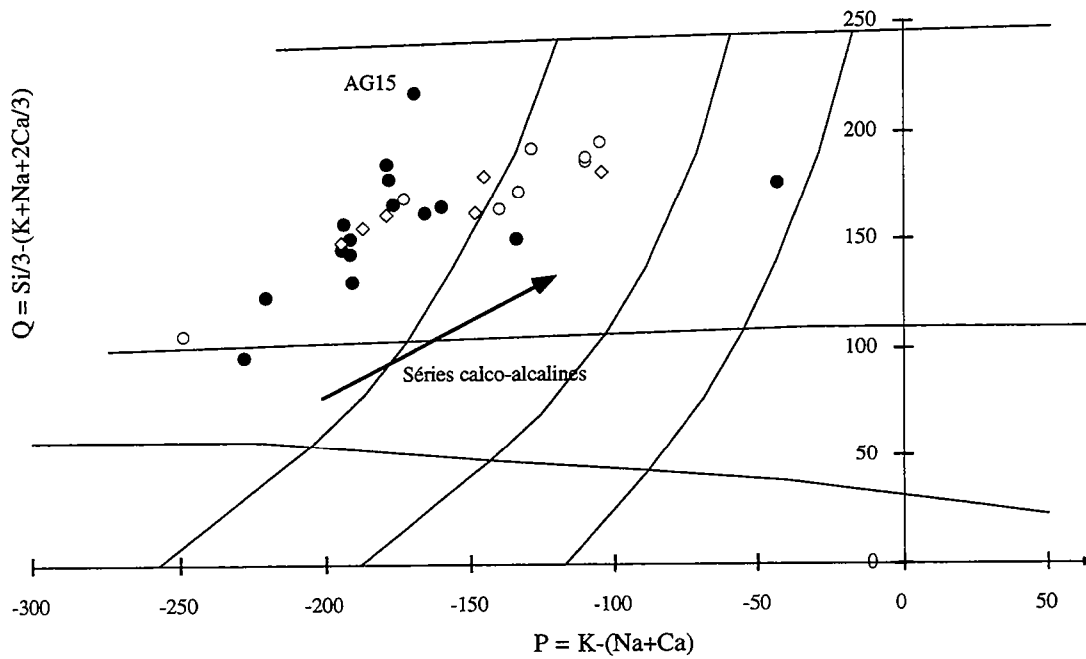


Fig.3.8. Orthogneiss acides de l'Amsaga reportés dans le diagramme Q-P de Debon et Lefort (1988).

sphène secondaire...). Il convient de noter que ces échantillons sont groupés géographiquement, puisque les orthogneiss migmatitiques qui ont subi cette altération ont été collectés le long des accidents mylonitiques, essentiellement dans la région de Ménéral-Ioulgueud. Les charnockites proviennent quant à elles des massifs de Bou Rhzama et du guelb el Azib (sauf les échantillons AG15 et AG20 qui proviennent d'Aïdzidine ; voir fig. 3.1).

Si nous reportons les différents échantillons qui ne semblent pas avoir subi de variations importantes de leurs compositions magmatiques dans les diagrammes K-Na-Ca (fig.3.7 ; Barker et Arth, 1976), Q-P (fig.3.8 ; Debon et Lefort, 1988) et  $\text{Log}(\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}))$  versus  $\text{SiO}_2$  (fig.3.9 ; Brown, 1982), nous voyons que ces échantillons forment généralement des corrélations, à la limite entre les suites calco-alcalines et calciques, mais qu'ils sont généralement appauvris en alcalins (ou CaO). Ce caractère confirme la perturbation de la teneur en alcalin mise en évidence dans la figure 3.6.

### III-1-1/ Les éléments en traces.

La composition des différents échantillons est reportée dans un diagramme Y versus Nb (Pearce et al., 1984 ; fig.3.10). Nous voyons que la majorité des échantillons analysés se reporte dans le champ des granites de collision ou d'arc insulaire (syn-COLG + VAG) ce qui est cohérent avec le caractère de suite calco-alcaline mis en évidence grâce aux éléments majeurs. Nous voyons de plus que l'échantillon AG41 qui présente des teneurs anormales en éléments majeurs se situe également dans ce champ. Ce diagramme confirmerait donc le caractère orthodérivé de cet échantillon (ce qui n'était pas évident au vu de sa composition en éléments majeurs). Cependant, les quatre autres échantillons d'orthogneiss qui présentent des compositions anormales en éléments majeurs (AG46, AG47, et AG4a et b) montrent également des anomalies de leurs teneurs en éléments traces, puisqu'ils se situent dans le champs des granites intraplaques, à la limite des granites océaniques. Il en est de même de l'échantillon de charnockite AG237.

De plus, nous voyons que les échantillons de Tdj collectés à l'Ouest du guelb des Iguilid (AG154, AG158 et AG161) sont également anormaux puisqu'ils contiennent moins de 1 ppm d'Y, ce qui est inférieur à la teneur des chondrites (e.g. Hofmann, 1988). Ce diagramme nous permet donc de mettre en évidence une perturbation de la composition chimique des échantillons de Tdj qui n'apparaît pas au niveau des éléments majeurs. Le diagramme Rb versus Y+Nb (Pearce et al., 1984) nous permet de distinguer le champ des granites de collision et des granites d'arc. Nous voyons que les échantillons de l'Amsaga se reportent dans le champ des granites d'arc (fig. 3.11). Les cinq échantillons présentant des compositions anormales dans la figure 3.10, se situent de nouveau dans les champs des granites océaniques ou des granites intraplaques, ce qui

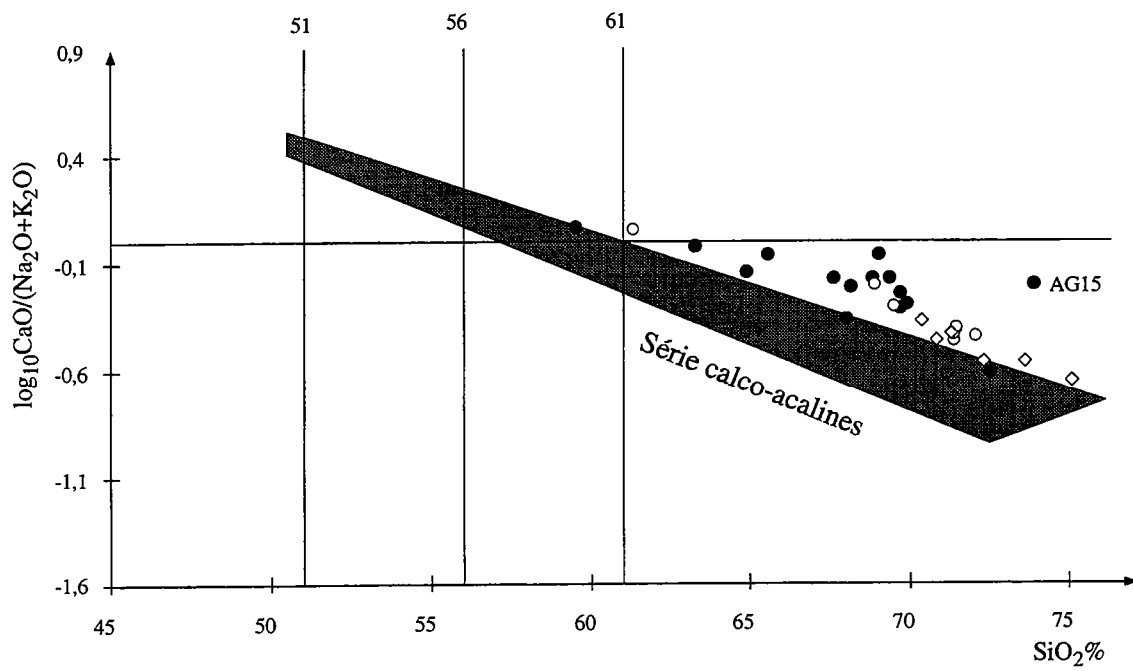


Fig.3.9. Diagramme de Brown (1982) montrant l'affinité des orthogneiss acides de l'Amsaga avec les séries calco-alkalines. Les échantillons d'orthogneiss altérés ne sont pas reportés.

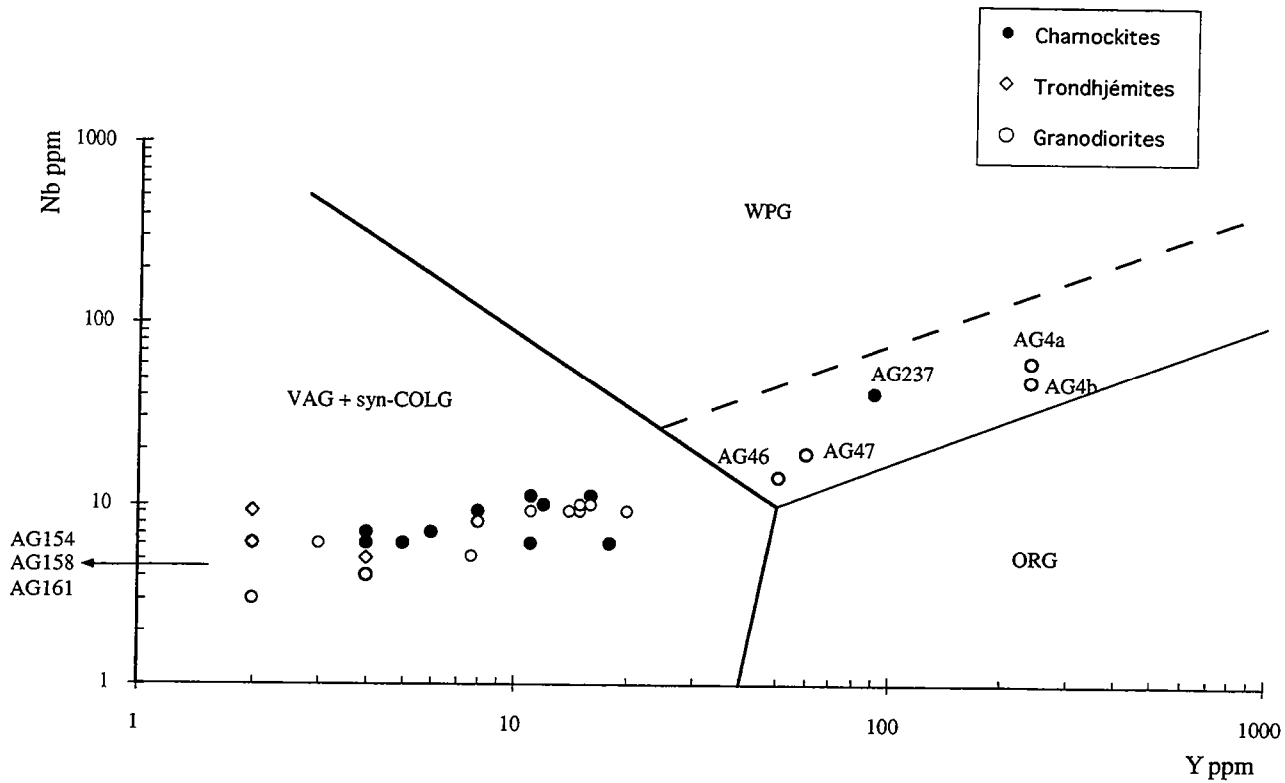


Fig.3.10. Compositions chimiques des orthogneiss acides de l'Amsaga reportées dans un diagramme Y en fonction de Nb (Pearce et al., 1984) mettant en évidence le caractère d'arc ou de collision du magmatisme. Certains échantillons présentent des compositions anormales.

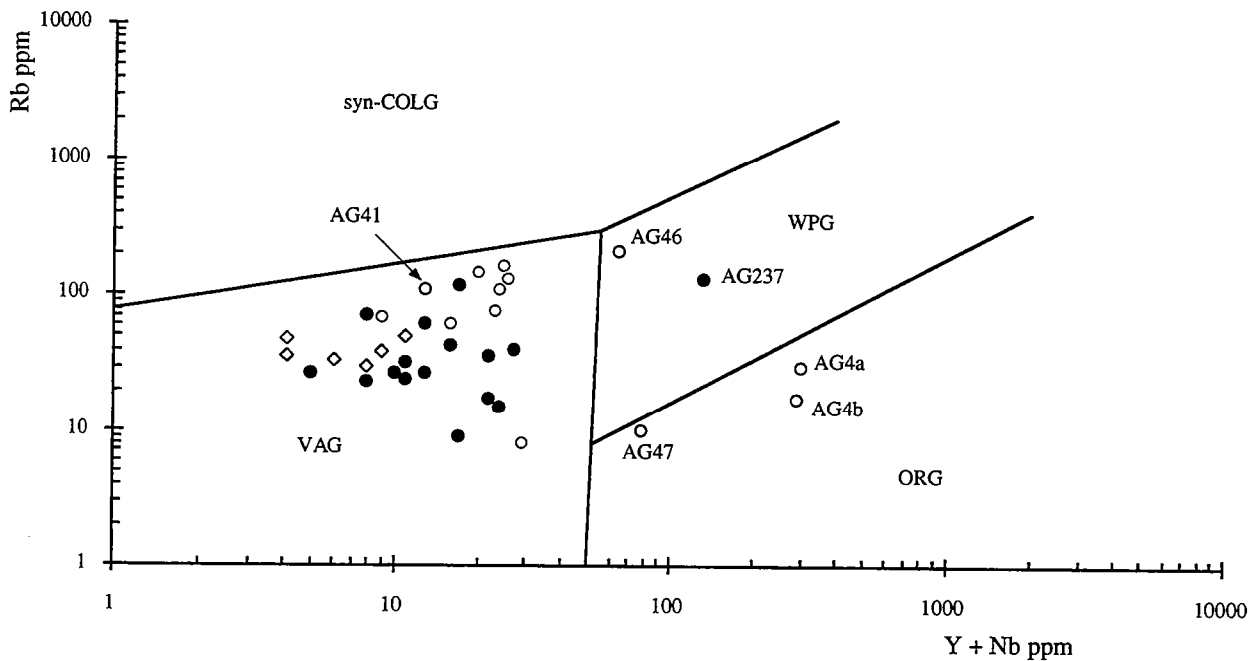


Fig.3.11. Compositions chimiques des orthogneiss acides de l'Amsaga reportées dans un diagramme Y+Nb en fonction de Rb (Pearce et al., 1984) permettant de distinguer entre magmatisme d'arc ou de collision. Les figurés sont les mêmes que dans la figure 3.10.

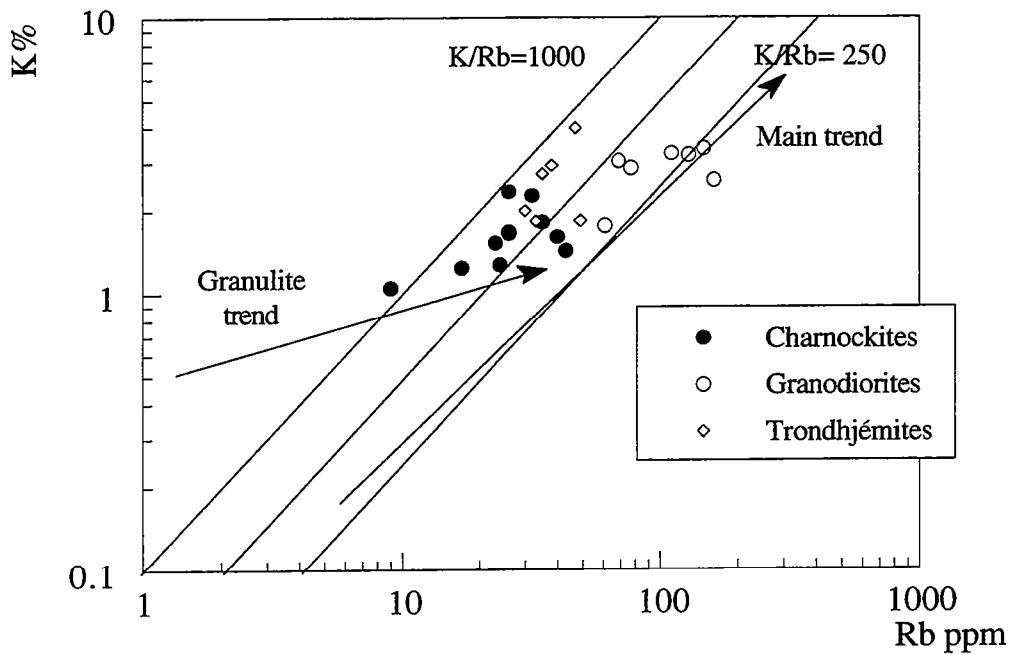


Fig.3.12. Diagramme K en fonction de Rb des orthogneiss acides de l'Amsaga. Le trend des principales des roches continentales est celui de Shaw, (1968).

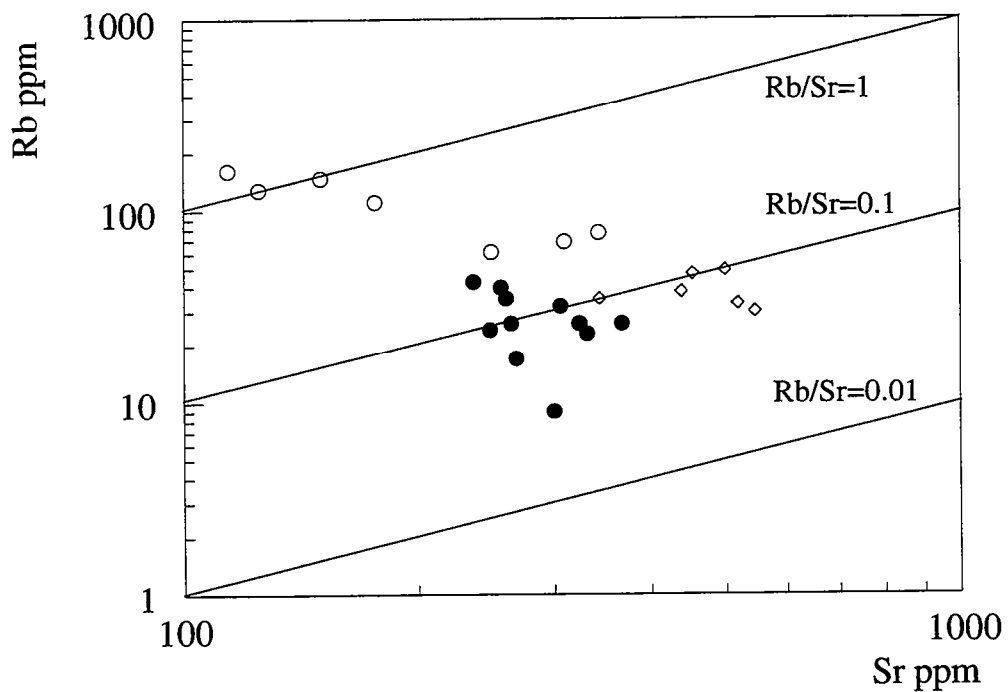


Fig.3.13. Othogneiss acides de l'Amsaga reportés dans un diagramme Rb en fonction de Sr mettant en évidence l'hétérogénéité des rapports Rb/Sr.

confirme la perturbation de leur composition chimique. En revanche, les échantillons de Tdj qui contiennent moins de 1 ppm d'Y se situent dans cette figure dans le champ des granites d'arc.

Ces diagrammes nous permettent de confirmer au niveau des éléments en traces les anomalies chimiques mises en évidence grâce aux éléments majeurs. La suite de ce paragraphe se subdivisera donc en deux parties :

- dans un premier temps nous étudierons les échantillons dont la composition chimique semble la moins perturbée, à savoir : les charnockites de Snine Kembo et, pour les orthogneiss migmatitiques, les Tdj et les granodiorites. Les échantillons de Tdj qui présentent des teneurs anormales en Y seront traités en même temps puisque seules leurs teneurs en Y sont nettement anormales ;

- puis nous nous intéresserons aux échantillons dont la composition semble très altérée, à savoir : les charnockites de Bou Rhzama, du guelbel Azib et d'Aïdzidine, et les orthogneiss migmatitiques AG41, AG47, AG46, AG217 et AG4 a et b.

#### *a/ Les charnockites, les Tdj et les granodiorites.*

Nous avons vu figure 3.3 que certains échantillons de l'Amsaga se reportent dans le champ des suites calco-alcalines pauvres en potassium. Cependant, de nombreuses granulites étant appauvries en éléments lithophiles, en particulier K, Rb, Th et U (e.g. Tarney et Windley, 1977 ; Weaver et Tarney, 1978), il s'agit de déterminer si cette pauvreté en K<sub>2</sub>O est d'origine magmatique ou métamorphique. La figure 3.12 représente la variation de K en fonction de Rb. Nous voyons que le rapport K/Rb est variable en fonction des groupes d'échantillons :

- les charnockites et les Tdj ont des rapports K/Rb variables et généralement élevés (entre 403 et 1167 pour les charnockites et entre 376 et 846 pour les Tdj), cependant, ces rapports sont plus bas que les rapports classiques des granulites appauvries (>1000, Heier, 1973) ;

- les granodiorites ont des rapport bas, compris entre 159 et 437.

Ces différences se retrouvent au niveau des teneurs en Rb, puisque les charnockites et les Tdj sont pauvres en Rb (entre 9 et 49 ppm) alors que les granodiorites sont enrichies en Rb par rapport aux TTG archéennes : entre 62 et 162 ppm alors que les TTG archéennes contiennent 65 ppm en moyenne (Condie, 1992).

Les rapports K/Rb élevés des granulites sont généralement interprétés en terme de lessivage préférentiel du Rb par rapport au K (Heier, 1973). Les rapports relativement faibles des granulites de l'Amsaga peuvent signifier : 1/ soit un faible appauvrissement, 2/ soit un appauvrissement similaire en K et en Rb, 3/ soit un rétablissement du rapport initial pendant la rétro-morphose (Moorlock et al., 1972 ; Drury, 1973 ; 1974). Dans le cas des charnockites et des Tdj, les teneurs basses en Rb indiquent un appauvrissement, nous pouvons donc en déduire que ces

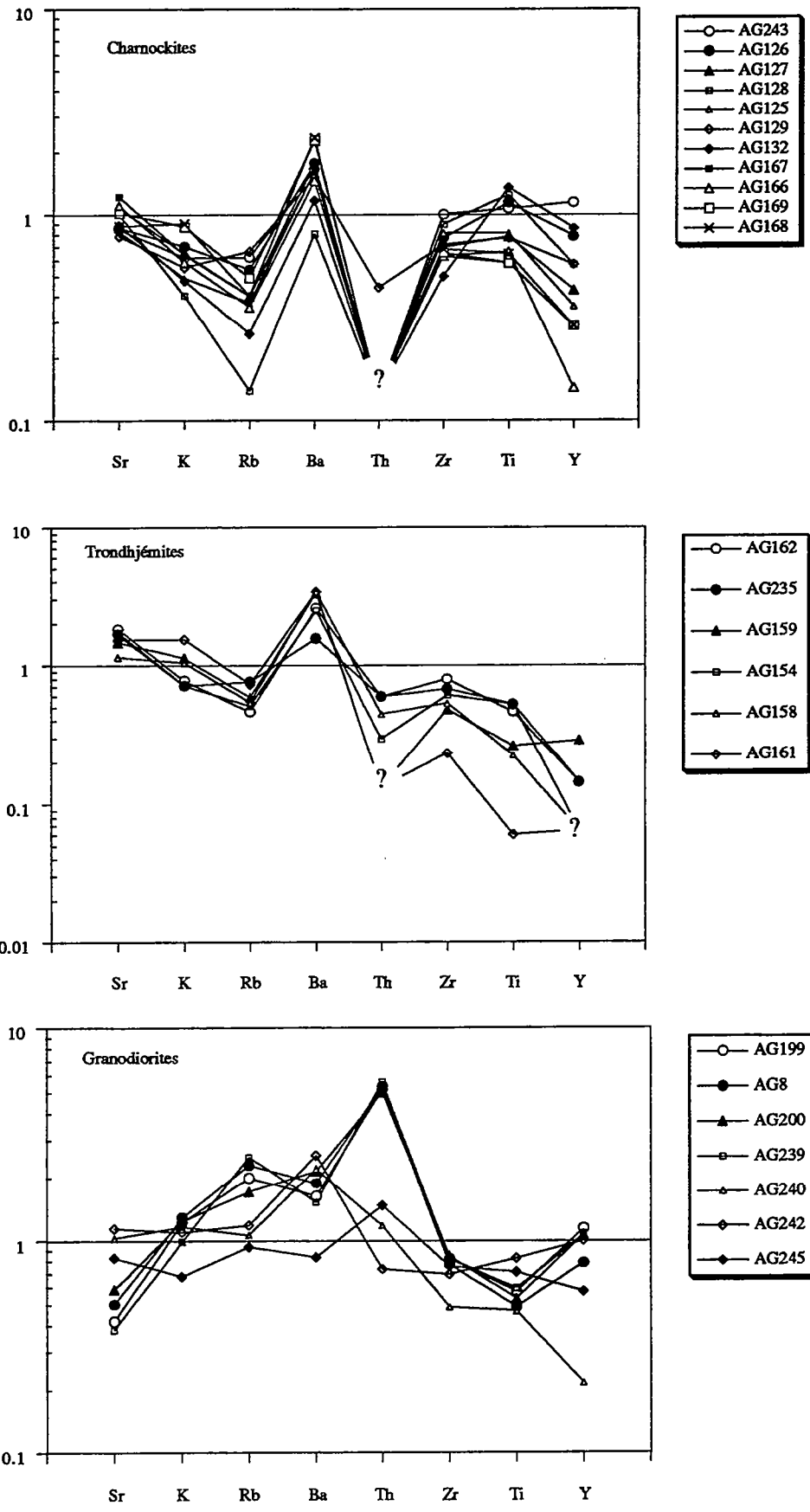


Fig.3.14. Diagrammes multiéléments normés à la moyenne des roches acides archéennes (Taylors et McLennan, 1985) des orthogneiss acides de l'Amsaga.



échantillons ont également subi un appauvrissement important en K et donc que leur rapport reste faible.

En ce qui concerne les rapports Rb/Sr nous voyons sur la figure 3.13 que les orthogneiss de l'Amsaga se répartissent de nouveau en deux groupes : les charnockites et les Tdj ont des rapports bas (respectivement entre 0,03 et 0,16 et 0,06 et 0,1) alors que les granodiorites ont des rapports plus élevés : entre 0,22 et 1,42. Ceci provient à la fois d'une teneur en Rb plus élevée dans les granodiorites et d'une teneur plus faible en Sr (entre 114 et 342 ppm pour les granodiorites et entre 143 et 545 ppm pour les charnockites et les Tdj).

Cette répartition en deux groupes distincts se retrouve sur l'ensemble de la composition chimique comme le montrent les diagrammes d'incompatibilité normés à la moyenne des roches acides (69,7% SiO<sub>2</sub>) archéennes (Taylor et McLennan, 1985) (fig.3.14). En effet, nous voyons sur cette figure que :

- les charnockites et les Tdj sont appauvries (à divers degrés) en : Rb, Th et Y et qu'elles sont relativement riches en Sr. Certains échantillons ont des teneurs en Th et Y inférieures aux limites analytiques (1 ppm), dans ce cas la teneur a été fixée à 0,9 ppm et les échantillons sont marqués par un point d'interrogation sur la figure ;

- les granodiorites sont généralement appauvries en Sr mais enrichies en Rb, Th et K (dans une moindre mesure). De plus, excepté l'échantillon AG240, elles ne présentent pas d'anomalie en Y.

Les trois types d'échantillons présentent de plus un enrichissement en Ba et un appauvrissement en Zr et Ti (sauf pour quelques échantillons de charnockites).

L'enrichissement en Ba pourrait être lié à l'événement granulitique (Barbey et Cuney, 1982), alors que l'appauvrissement en Ti pourrait être dû à la rétrogenèse puisque nous avons vu lors de l'étude pétrographique que les micas et les amphiboles de haute température incorporent une quantité importante de TiO<sub>2</sub> et que celui-ci est exsolvé lors de l'évolution rétrograde, il peut dans ce cas être lessivé. De plus, l'appauvrissement en K, Rb, Th très net des charnockites et des Tdj peut également s'expliquer par le biais d'un appauvrissement en éléments lithophiles lors de l'événement granulitique (e.g. Heier, 1973 ; Weaver et Tarney, 1978 ; Jahn et Zhang, 1984). L'enrichissement en ces mêmes éléments dans les granodiorites peut s'expliquer de deux façons :

- soit les granodiorites servent de récepteurs lors de l'appauvrissement des charnockites et des Tdj pendant le métamorphisme granulitique, leurs spectres présenteront dans ce cas des anomalies inversées par rapport à ces dernières ;

- soit les granodiorites sont enrichies lors de l'événement hydrothermal mis en évidence lors de l'étude pétrographique.

Notre étude pétrographique nous apporte quelques arguments en faveur de la deuxième hypothèse. En effet, nous avons mis en évidence :

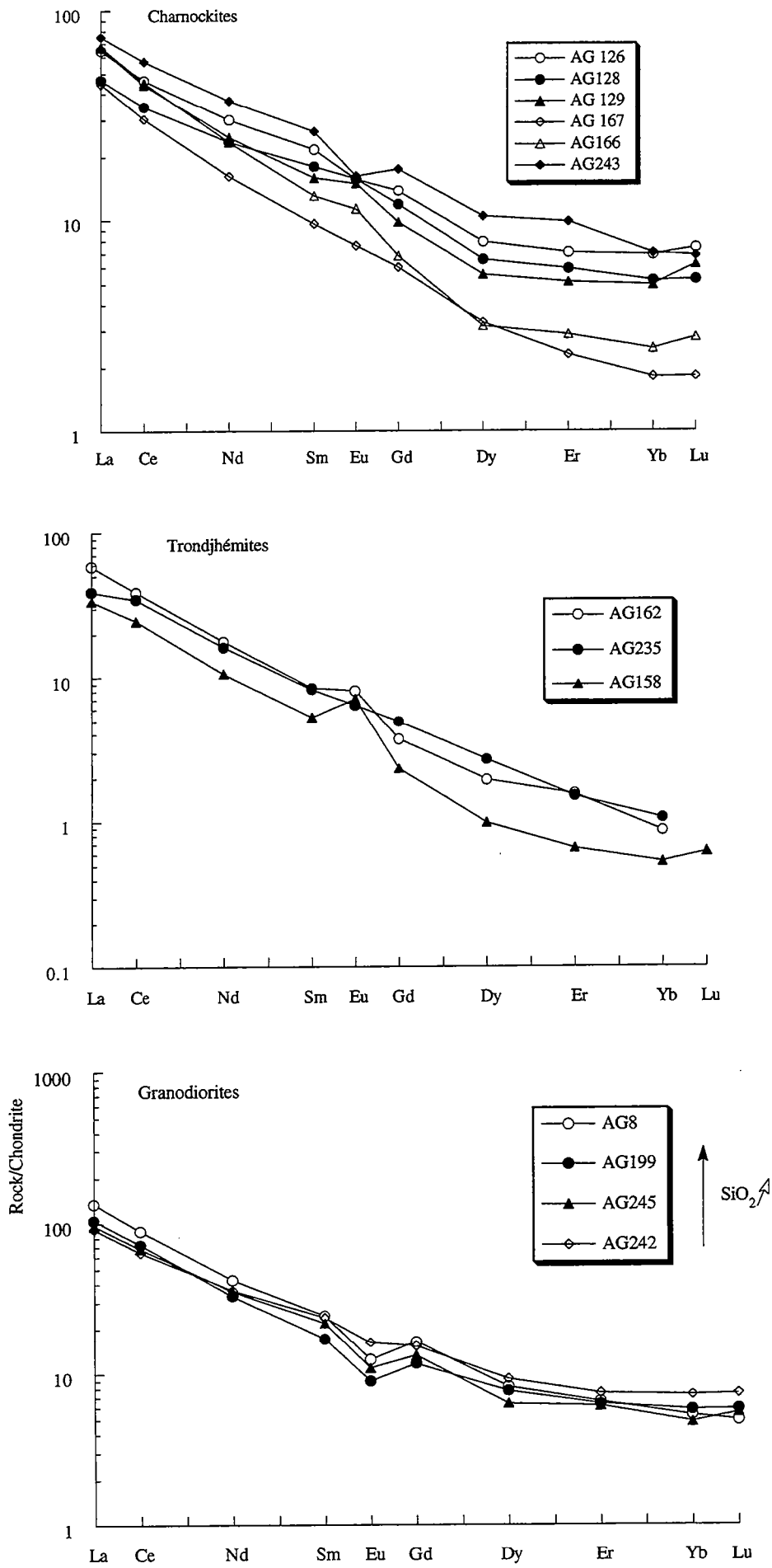


Fig.3.15. Spectres de REE normés aux chondrites (Taylor et Gorton, 1977) des différents groupes d'orthogneiss acides de l'Amsaga.

- des recristallisations de micas blancs et parfois de biotites secondaires (c.f. photo 41) dans les orthogneiss, ces recristallisations pourraient expliquer l'enrichissement en K et Rb des échantillons ;

- les feldspaths, et surtout le plagioclase sont généralement fortement séricitisés, ce qui pourrait entraîner le lessivage du Sr, le Ba quant à lui étant généralement moins mobile, sa teneur resterait à peu près inchangée (e.g. Drummond et al., 1986) ;

- l'enrichissement en Th (et en Y par rapport aux charnockites et Tdj) pourrait s'expliquer par la cristallisation de phases accessoires secondaires (sphène et épidote essentiellement) ;

- nous avons vu que les charnockites de Sniné Kembo sont très peu rétro-morphosées, la conservation de leurs textures granulitiques pourrait expliquer leur appauvrissement très net en K et Rb, si l'on considère que ces caractéristiques proviennent bien de l'événement granulitique.

Si cette hypothèse est exacte elle pourrait expliquer les principales différences existant entre les granodiorites et le reste des orthogneiss. Cependant, cette hypothèse doit être envisagée avec de nombreuses précautions, puisque les phénomènes hydrothermaux se superposent aux phénomènes granulitiques ce qui rend toute interprétation délicate.

Quelques échantillons de charnockites et de granodiorites ont été analysés en Sc, Hf et U (tab.3.1). Tous les échantillons analysés sont riches en Sc (de 4,87 à 10,72 ppm alors que la moyenne des TTG archéennes se situe à 5 ppm, Taylor et McLennan, 1985 ; Condie, 1992). La teneur en Hf est variable (de 0,86 à 5,08 ppm) et ne semble pas dépendre de la nature des échantillons (charnockites ou granodiorite). En ce qui concerne l'uranium, les charnockites sont appauvries en U (<1 ppm) alors que la teneur en U des granodiorites est variable, certains échantillons étant même enrichis (2,86 et 10 ppm d'U alors que la moyenne des TTG archéennes en contient  $\approx 2$  ppm, Condie, 1992). Si nous calculons le rapport Th/U de ces échantillons en tenant compte des teneurs en Th obtenues par ICPMS, nous voyons qu'il est variable et qu'il ne dépend pas de la nature des échantillons (entre 1,9 et 9,11 pour les charnockites et entre 3,5 et 9,7 pour les granodiorites).

Enfin les spectres de REE de plusieurs échantillons de chaque groupe de roche ont été analysés et sont reportés figure 3.15 (les valeurs de normalisation employées au cours de cette étude sont celles de Taylor et Gorton, 1977 ; i.e. valeurs des chondrites de Masuda et al. (1973) divisées par 1,2). Nous voyons de nouveau deux types de spectre : les charnockites et les Tdj ont des spectres assez fractionnés ( $(La/Yb)_N$  respectivement entre  $\approx 9$  et 27,3 et  $\approx 37$  et 67,6) et n'ont généralement pas d'anomalie, ou une anomalie positive, en Eu ( $Eu/Eu^*$  entre 0,9 et 2,02). Un seul échantillon (AG243) présente une anomalie légèrement négative en Eu ( $Eu/Eu^* = 0,75$ ). Les granodiorites présentent un spectre moins fractionné que les Tdj (ce fractionnement étant comparable à celui des charnockites,  $La/Yb_N$  entre 12,7 et 25,3) et une anomalie négative en Eu ( $Eu/Eu^*$  entre 0,62 et 0,85). Cette différence dans l'allure générale des spectres de REE se

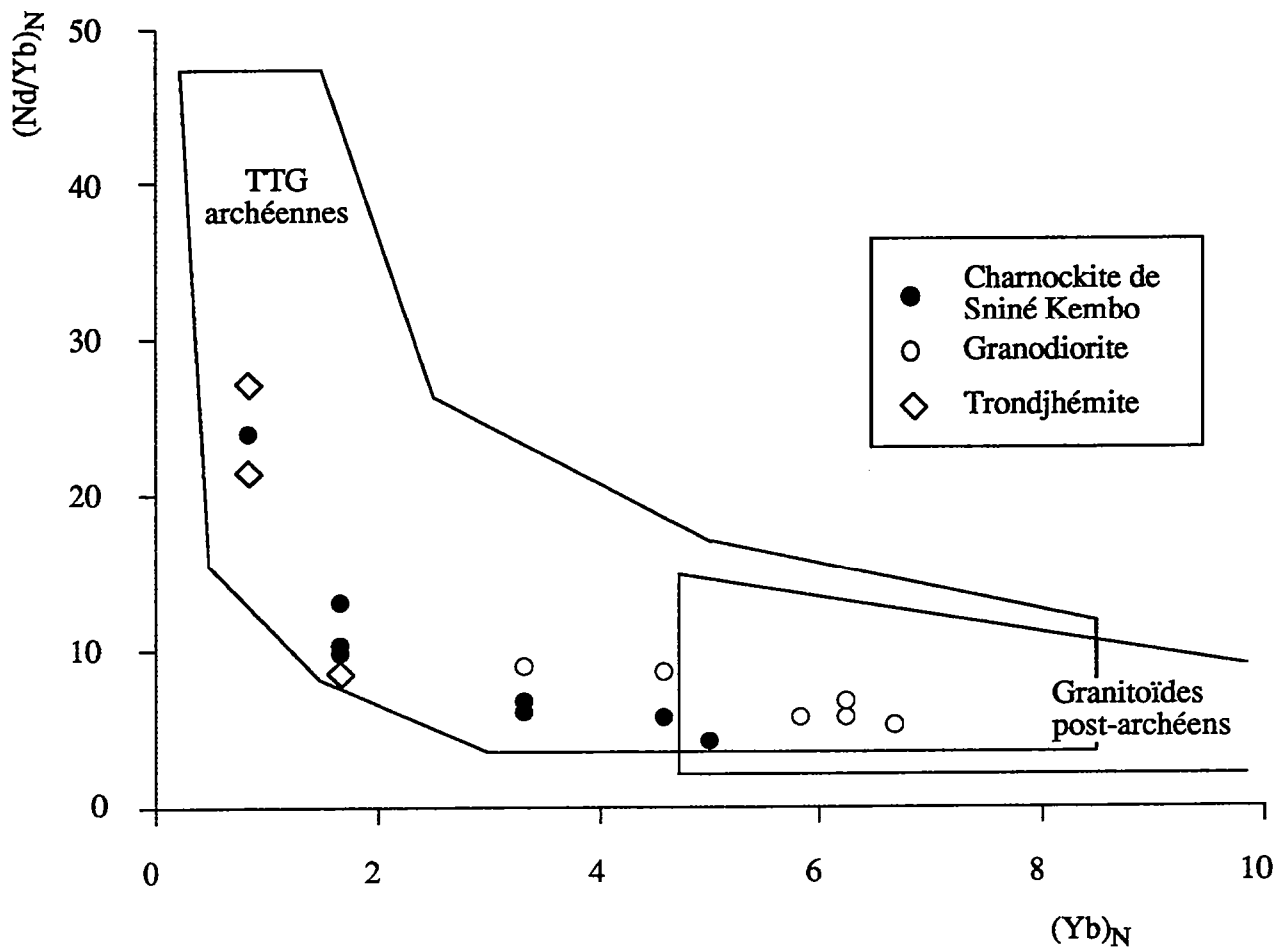


Fig.3.16. Orthogneiss acides de l'Amsaga reportés dans un diagramme Nd/Yb en fonction de Yb permettant de distinguer les granitoïdes archéens des granitoïdes post-archéens. Les champs sont modifiés d'après Martin (1985).

retrouve si nous reportons les échantillons analysés dans un diagramme (Nd/Yb)N en fonction de YbN. Le fractionnement important des spectres de REE est une caractéristique des TTG archéennes et permet de définir deux champs dans un diagramme (La/Yb)N en fonction de YbN (Martin, 1985). Etant donné que nous disposons d'un nombre plus important d'analyses du Nd des orthogneiss de l'Amsaga que de spectres de REE complets, nous avons recalculé la position des champs des TTG et des granites post-archéens proposés par Martin (1985). Pour faire ce calcul le spectre a été considéré linéaire et la teneur en YbN a été obtenue en divisant la concentration en Y par 2,4 (Defant et Drummond, 1990). Nous voyons figure 3.16 que les charnockites et les Tdj se reportent généralement dans le champ des TTG archéennes (avec deux échantillons de charnockites à la limite des deux champs), seul l'échantillon AG243 (qui présente une anomalie négative en Eu) se reporte dans la zone de recouvrement entre TTG archéennes et granitoïdes post-archéens. Les granodiorites se placent toutes dans la zone d'intersection entre le champ des TTG et le champ des granitoïdes post-archéens.

Cette distinction entre ces deux groupes se retrouve également au niveau des teneurs en REE, mais dans ce cas ce sont les granodiorites qui sont comparables aux TTG archéennes puisqu'elles contiennent entre 17,75 et 24,94 ppm de Nd (i.e. dans la moyenne de la croûte ou des TTG archéennes qui en contiennent  $\approx 20$  ppm, Taylor et McLennan, 1985 ; Condie, 1992), les charnockites et les Tdj sont, en revanche, appauvries (au moins en LREE) par rapport à la croûte archéenne (entre 8,28 et 15,26 ppm de Nd).

D'autre part, la teneur en LREE des charnockites et des Tdj est indépendante du degré de différenciation des échantillons, alors que pour les granodiorites la teneur en REE des échantillons augmente avec le degré de différenciation (%SiO<sub>2</sub>). Il en est de même pour l'anomalie négative en Eu. Ces caractéristiques peuvent être interprétées en terme de différenciation magmatique par cristallisation fractionnée. L'augmentation progressive de l'anomalie en Eu en fonction du degré de différenciation pourrait indiquer un fractionnement de feldspath (Kfs ou Pl). Le comportement incompatible des LREE nous indiquerait que les minéraux accessoires riches en REE (apatite, allanite, monazite) ne participent pas à la cristallisation (e.g. Miller et Mittlefehldt, 1982).

L'étude des éléments en traces semble donc indiquer la présence de deux groupes d'orthogneiss dans l'Amsaga : les charnockites et les Tdj d'une part, les granodiorites d'autre part. Les différences essentielles entre ces deux groupes se situent au niveau :

- des éléments lithophiles : les charnockites et les Tdj étant appauvries en K, Rb, Th alors que les granodiorites sont généralement enrichies ;

- du Sr : les granodiorites montrant une anomalie négative en cet élément ;

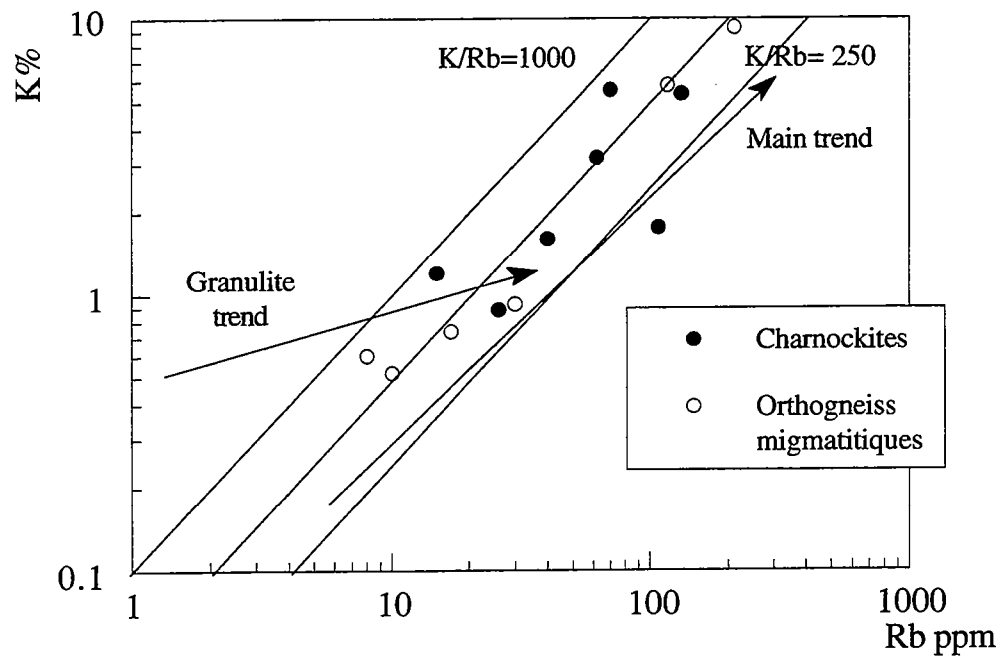


Fig.3.17. Diagramme K en fonction de Rb des orthogneiss de composition altérée de l'Amsaga. Le trend des principales des roches continentales est celui de Shaw, 1968).

- des teneurs en REE (et donc de Y) : les charnockites et les Tdj étant relativement pauvres en REE par rapport aux granodiorites.

D'autre part, la composition chimique des échantillons (que ce soit en éléments majeurs ou en traces) a visiblement subi des modifications pendant le (ou les) événements métamorphiques. Malheureusement, la complexité de ces perturbations et la méconnaissance de la composition initiale des magmas ne nous permet pas de préciser les mécanismes de ces modifications.

#### *b/ Les échantillons altérés.*

Les rapports K/Rb de ces échantillons sont variables et ne dépendent pas de la nature des échantillons (entre 164 et 803 pour les charnockites et entre 434 et 751 pour les orthogneiss migmatitiques). Dans un diagramme K-Rb (fig.3.17) les échantillons définissent approximativement une corrélation linéaire comprise entre les droites de pente  $K/Rb = 1000$  et  $K/Rb = 250$ , c'est-à-dire parallèle au trend principal des roches continentales magmatiques (Shaw, 1968), mais décalée vers les basses teneurs en Rb. Dans les diagrammes multiéléments (fig.3.18), nous voyons que les anomalies en alcalins et alcalino-terreux marquent les différences principales entre les échantillons, et que dans chaque groupe existe deux types d'échantillons.

En ce qui concerne les charnockites, si l'on excepte l'échantillon AG20, elles semblent montrer une variation relativement cohérente de leur composition :

- elles ne présentent pas (ou peu) d'anomalie en Sr et sont enrichies en Ba et, dans une moindre mesure Th, K et Rb. Les autres éléments présentent des teneurs plus contrastées : de quasiment pas d'anomalie à un enrichissement en Nd et Sm, surtout pour l'échantillon AG237 (respectivement 77,29 et 15,73 ppm), le même phénomène se retrouvant au niveau du Zr. Enfin, les échantillons sont généralement appauvris en Y sauf l'échantillon AG237 ( $Y = 92$  ppm). De plus, nous pouvons voir que deux des échantillons (AG236 et AG232) présentent un rapport Sm/Nd bas (respectivement 0,123 et 0,143), ce qui se traduit par une pente négative de leurs spectres et indique un spectre de REE très enrichi en LREE. Les deux autres échantillons présentent des rapports Sm/Nd plus élevés (AG231 = 0,184 et AG237 = 0,203) ce qui se traduit par une pente positive ;

- l'échantillon AG20 quant à lui est appauvri en tous les éléments, et particulièrement en Th (<1 ppm), Nd (2,785 ppm), Sm (0,4603 ppm) et HREE ( $Y = 2$  ppm).

L'échantillon AG20 présente en réalité un spectre similaire à celui des charnockites de Sniné Kembo mais avec généralement des anomalies plus marquées, excepté en Rb et Zr (fig.3.19). Comme l'échantillon AG20 montre un stade très avancé de rétro-morphose alors que les charnockites de Sniné Kembo sont très peu rétro-morphosées, nous pouvons supposer

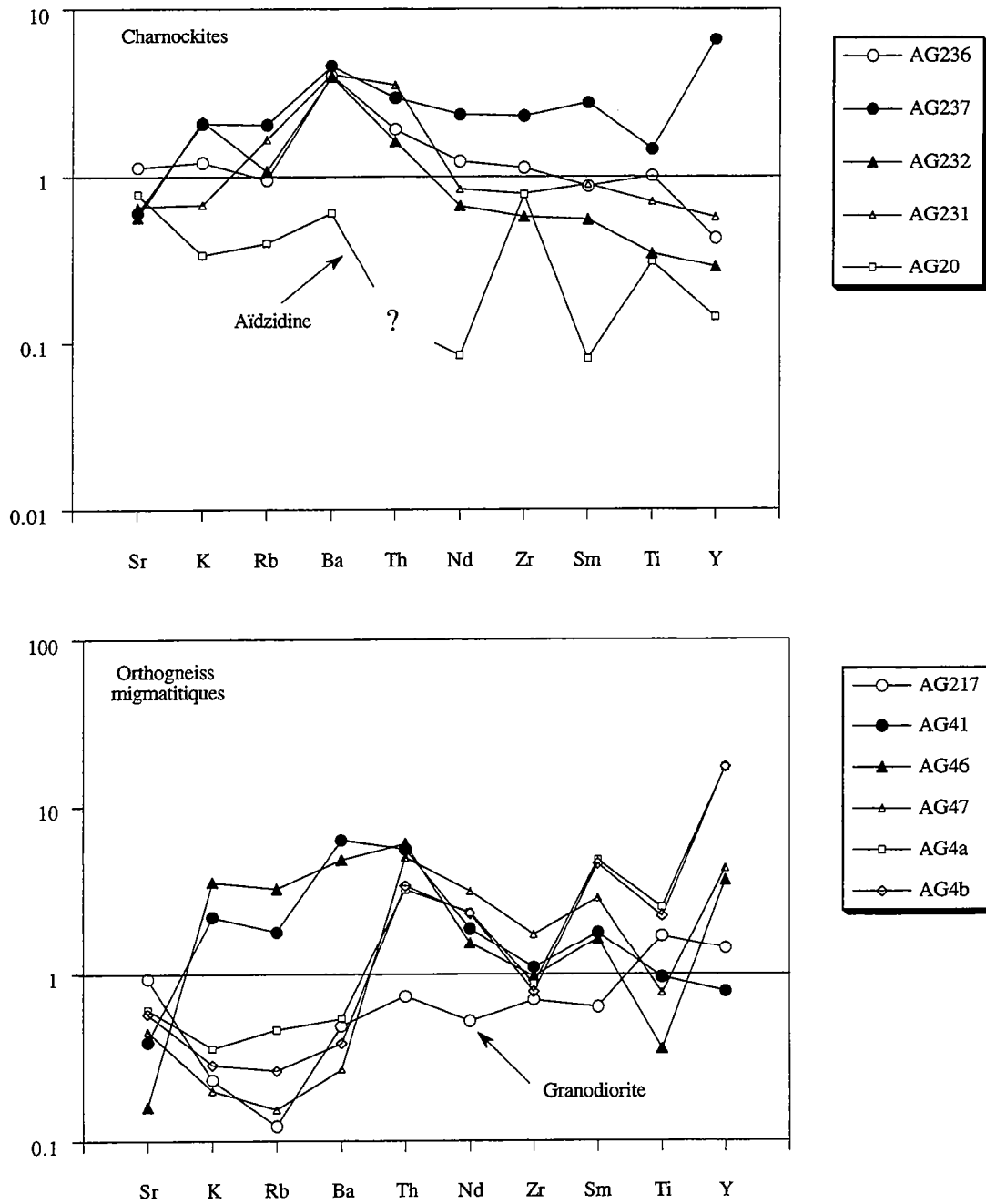


Fig.3.18. Diagrammes multiéléments des échantillons de composition chimique altérée de l'Amsaga normalisés à la moyenne des roches acides archéennes (Taylor et McLennan, 1985).



que cet appauvrissement accru est dû à une amplification pendant la rétro-morphose d'anomalies acquises pendant le pic du métamorphisme (ou de caractéristiques magmatiques).

En ce qui concerne les charnockites de Bou Rhzama, leur enrichissement en Ba est à peu près de même amplitude que celui observé sur les charnockites de Sniné Kembo. En revanche elles sont enrichies en Rb, K et Th. Cet enrichissement est relativement faible par rapport à la valeur de normalisation (excepté pour Th), mais il devient non négligeable si on le compare aux charnockites de Snine Kembo qui sont appauvries (voire très appauvries) en ces éléments. Nous avons vu lors de l'étude pétrographique que les échantillons de Bou Rhzama et du guelb el Azib ne sont pas particulièrement affectés par les phénomènes rétro-morphiques ou hydrothermaux (excepté l'échantillon AG232). Un enrichissement en K, Rb; Th via des processus hydrothermaux, comme celui envisagé pour les granodiorites, ne semble donc pas pouvoir expliquer les différences entre ces deux massifs. En revanche, les échantillons de Bou Rhzama et du guelb el Azib sont plus riches en biotites, et surtout en feldspaths potassiques et en sphènes que les échantillons de Snine Kembo (c.f. chapitre II). Les différences existantes entre les deux massifs peuvent peut-être dans ce cas être reliées à une différence dans la proportion modale des phases primaires, ainsi que dans la résistance de ces phases au métamorphisme granulitique (le Kfs et le Spn en particulier). Ces différences minéralogiques peuvent peut-être également expliquer la teneur anormalement élevée de ces échantillons en REE (et donc en Y pour certains), mais cette discussion sera reprise au cours du chapitre suivant grâce aux arguments de la géochimie isotopique.

Les orthogneiss migmatitiques présentent quant à eux des compositions plus contrastées. Si l'on excepte l'échantillon AG217 tous les échantillons sont enrichis en Th (entre 22 et 41 ppm) et en LREE (entre 50,66 et 103,61 ppm de Nd et 9,33 et 27,43 ppm de Sm). Seul l'échantillon AG41 a été analysé en U et Th par ICPMS, son rapport Th/U est de 13,8 ce qui confirme l'enrichissement important en Th de cet échantillon (le rapport moyen de la croûte continentale variant de 3,8 à 4,2, Taylor et McLennan, 1985). Quatre de ces échantillons sont de plus enrichis en Y (et donc en HREE), avec, en particulier, les échantillons AG4a et AG4b qui contiennent environs 240 ppm d'Y. En ce qui concerne les alcalins et les alcalino-terreux, deux groupes se distinguent :

- les échantillons AG41 et AG46 sont enrichis en K, Rb et Ba et appauvris en Sr ;

- les échantillons AG47, AG4a et AG4b sont appauvris en K, Rb et Ba, leur teneur en Sr étant normale ou légèrement appauvrie.

Ces différences se traduisent aux niveaux des rapports Rb/Sr qui varient entre 0,07 et 4,4.

Donc de nouveau les alcalins et les alcalino-terreux marquent la principale différence entre les échantillons. Nous avons vu lors de l'étude pétrographique que tous les échantillons d'orthogneiss migmatitiques

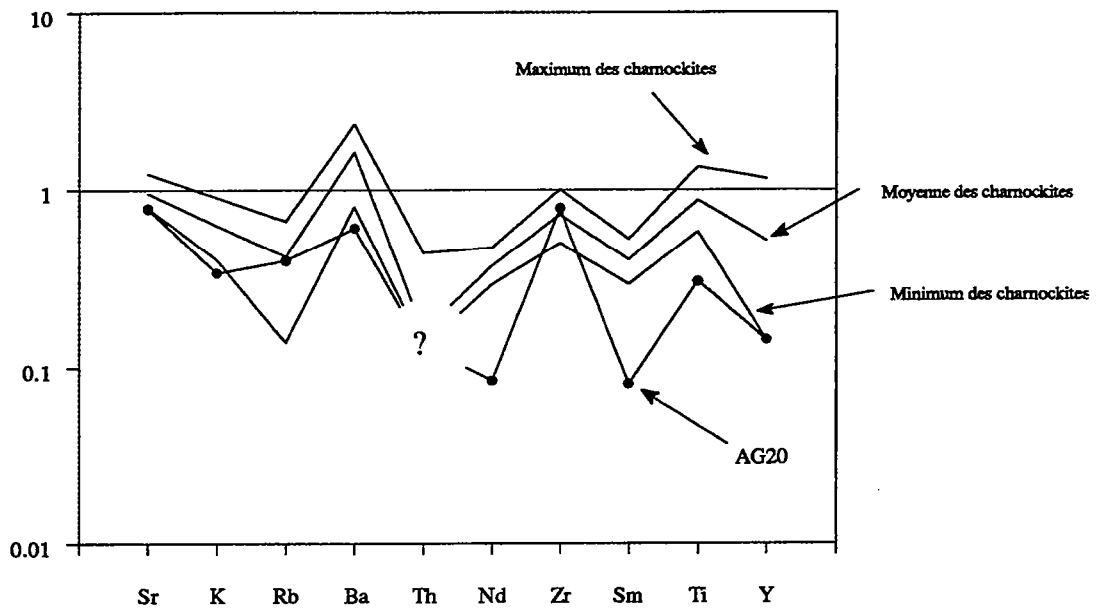


Fig.3.19. Diagrammes multiéléments normés aux roches acides archéennes (Taylor et McLennan, 1985) permettant de comparer l'échantillons AG20 aux charnockites de Sniné Kembo.

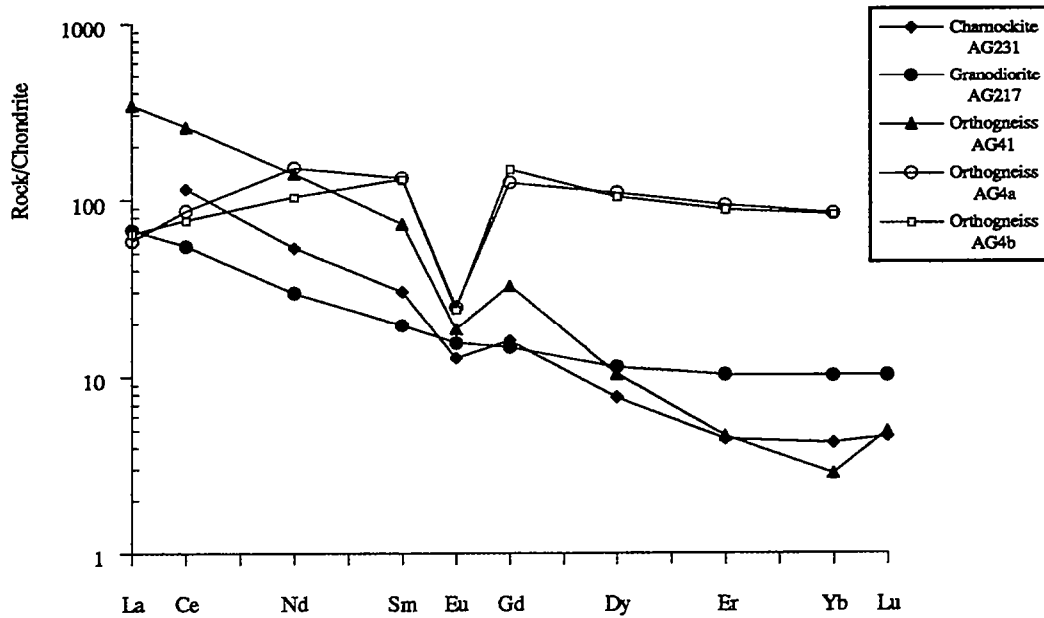


Fig.3.20. Spectres de REE normés aux chondrites (Taylor et Gorton, 1977) des orthogneiss de composition chimique altérée de l'Amsaga.

altérés sont affectés par des recristallisations hydrothermales de basse température (sauf pour l'échantillon AG217 pour lequel nous n'avons pas de lame). Parmi ces phases de basse température nous trouvons en particulier de nombreux minéraux accessoires accepteurs de REE (épidote et sphène en particulier). La cristallisation de ces phases secondaires pourrait expliquer l'enrichissement important de ces échantillons en REE, Th et Y. En ce qui concerne les REE nous confirmerons cette hypothèse. De plus, nous avons vu que les échantillons AG41 et AG46 contiennent des minéraux accepteurs de K, Rb et Ba (en particulier Bt, Ms et Kfs) alors que les échantillons AG4 a et b et AG46 ne contiennent pas ou peu de phase potassique. D'autre part, l'analyse des Ms de l'échantillon AG41 nous a suggéré que celles-ci cristallisent à basse température. Donc nous pouvons supposer que les variations chimiques présentées par ces échantillons sont liées aux phénomènes hydrothermaux observés en lame mince, la cristallisation de phases potassiques secondaires, telle que la muscovite (dont nous avons vu qu'elles avaient un rapport  $Na/(Na+K)$  faible), provoquerait une augmentation de la teneur en alcalin des échantillons déjà riches en minéraux potassiques. Dans les autres échantillons K, Rb et Ba serait lessivés faute de phase acceptrice.

L'échantillon AG217 quant à lui est différent des autres échantillons d'orthogneiss migmatitiques en ce sens qu'il est en général appauvri en tous les éléments excepté Sr, Ti et Y. L'appauvrissement de cet échantillon est particulièrement marqué en ce qui concerne K, Rb et Ba (comparable aux échantillons AG41, AG4b et AG4a).

Les spectres de REE de cinq échantillons (4 orthogneiss migmatitiques et 1 charnockite) ont été analysés, et sont représentés figure 3.20.

L'échantillon d'orthogneiss migmatitique AG217 présente un spectre peu fractionné (rapport  $La/YbN = 6,6$ ) et ne montre pas d'anomalie en Eu (rapport  $Eu/Eu^* = 0,92$ ). Si nous comparons ce spectre avec ceux des orthogneiss migmatitiques de composition granodioritique (fig.3.21), nous voyons que ces spectres sont relativement similaires et que l'échantillon AG217 s'intègre bien à l'hypothèse d'une différenciation magmatique émise dans le paragraphe précédent. L'absence d'anomalie en Eu du spectre de l'échantillon AG217 pourrait provenir de son faible taux de différenciation, le plagioclase n'ayant pas encore fractionné. Ceci semble confirmé par la corrélation linéaire positive qui existe entre les rapports  $CaO/Al_2O_3$  et  $Eu/Eu^*$  des échantillons (fig. 3.22). Il semble donc au vu de ces spectres de REE que l'échantillon AG217 appartienne au même ensemble magmatique que les orthogneiss migmatitiques de composition granodioritique. Les différences qu'il montre au niveau des éléments majeurs et en trace par rapport à ces granodiorites (appauvrissement en K, Th, Ba et Rb alors que les autres sont enrichis en ces éléments) peuvent s'expliquer par un lessivage de ces éléments lors du métamorphisme.

Les échantillons AG4a et AG4b montrent des spectres appauvris en LREE ( $La/YbN = 0,7$  et  $0,8$ ) et une anomalie en Eu très importante

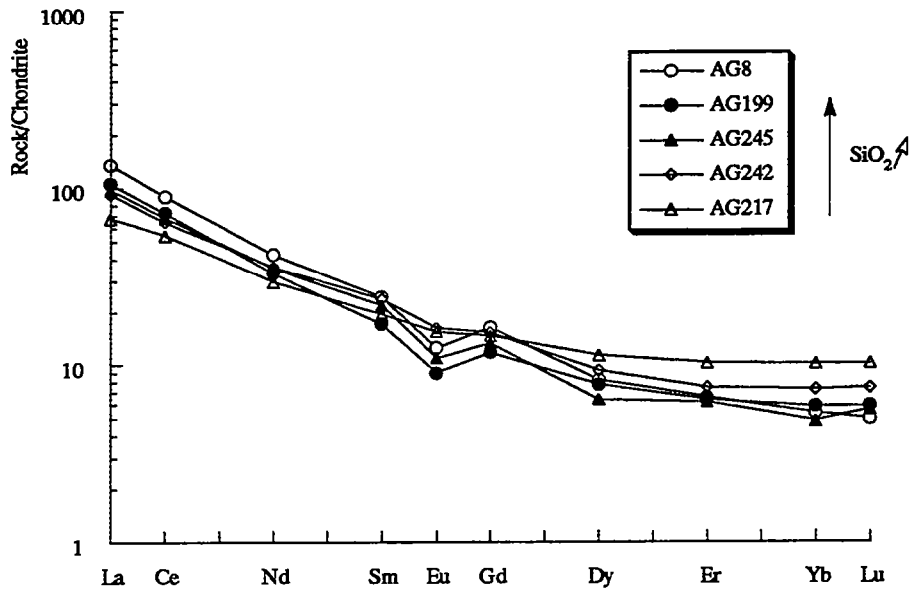


Fig.3.21. Spectre de REE normés aux chondrites (Taylor et Gorton, 1977) des orthogneiss de composition granodioritique mettant en évidence l'appartenance de l'échantillon AG217 aux groupe des granodiorites.

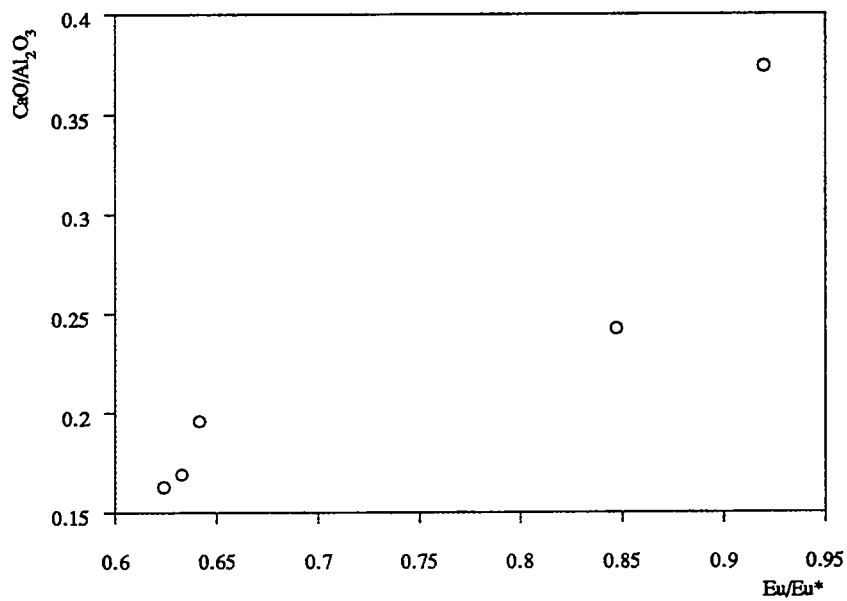


Fig.3.22. Diagramme  $(CaO/Al_2O_3)$  en fonction de  $Eu/Eu^*$  permettant de mettre en évidence le rôle du plagioclase dans la différenciation des granodiorites.

(Eu/Eu\* = 0,19 et 0,17). Leurs rapports Sm/Nd sont très élevés ( $\approx 0,34$ ), supérieurs à ceux du CHUR ( $\approx 0,32$ ). De plus, ces deux échantillons sont également très riches en REE (SREE  $\approx 300$ ). Enfin, ces deux échantillons présentent des spectres quasiment confondus alors qu'ils contiennent respectivement 70,12 et 58,78% de SiO<sub>2</sub>. Toutes ces caractéristiques sont anormales pour des roches magmatiques. Les teneurs anormales en REE et en Y ( $\approx 240$  ppm) de ces gneiss s'expliquent par leur minéralogie secondaire (épidotes, sphène), ces phases étant généralement enrichies en REE et présentant des spectres souvent peu fractionnés (e.g. Fourcade, 1981 ; Cocherie, 1984 ; Grauch, 1989). Ces deux échantillons nous indiquent clairement qu'une partie au moins des anomalies géochimiques observées dans les teneurs et les spectres de REE des gneiss de l'Amsaga peut être reliée à ces phénomènes d'altération hydrothermale de basse température et ne provient pas directement de l'événement granulitique.

L'échantillon AG41 montre un spectre de REE très fractionné (rapport La/YbN = 119) et une anomalie négative importante en Eu (Eu/Eu\* = 0,38). D'autre part, cet échantillon (mais également les échantillons AG46 et AG47 collectés au même endroit, c.f. fig.3.1) présente des teneurs très élevées en LREE. Ces teneurs élevées en LREE se retrouvent également au niveau des charnockites de Bou Rhzama et s'accompagnent généralement de rapports Sm/Nd très bas (souvent  $< 0,17$  voire  $< 0,6$  alors que la croûte continentale supérieure à un rapport de  $\approx 0,18$  ; Taylor et McLennan, 1985). L'enrichissement anormal en LREE de certains échantillons de l'Amsaga a déjà été décrit (Boher, 1992). Le spectre que présente cet échantillon semble trop fractionné pour être d'origine magmatique sans que l'on puisse le relier clairement à un processus métamorphique précis.

L'échantillon de charnockite AG231 présente un spectre enrichi en LREE et une anomalie négative en Eu (Eu/Eu\* = 0,58). Nous n'avons pas sa teneur en La, mais si nous l'extrapolons de façon linéaire à partir de sa teneur en Ce cela nous permet de calculer un rapport (La/Yb)N variant de 40 à 50 pour une teneur en YbN de 4,24 fois les chondrites. Ces valeurs placent l'échantillon AG231 dans le champ des TTG archéennes défini par Martin (1985). Il en est de même pour trois des quatre échantillons de charnockites de Bou Rhzama et du guelb el Azib, seul l'échantillon AG237 sort du diagramme à cause de sa très forte teneur en HREE. Cependant, nous avons vu que la majorité de ces échantillons est enrichie en K et se reporte dans le champ des quartz monzonites et des granites dans le diagramme de An-Ab-Or (c.f. fig.2.44). Ces teneurs élevées en K<sub>2</sub>O sont en contradiction avec une composition de TTG archéennes (Martin, 1985). Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette contradiction : soit les échantillons ont été enrichis en K<sub>2</sub>O pendant le métamorphisme, soit ils ont été enrichis en LREE pendant l'événement granulitique. Cette deuxième hypothèse sera discutée lors de l'étude géochronologique grâce aux données isotopiques.

### III-1-2/ Conclusion.

L'étude de la composition en éléments majeurs et en trace des orthogneiss acides de l'Amsaga nous permet de mettre en évidence plusieurs points :

- la majorité des roches analysées semble appartenir à une lignée calco-alcaline classique, les échantillons appartenant généralement au groupe des granites d'arc ;

- le massif de charnockite de Sniné Kembo et les orthogneiss de composition trondhjémitique ont des spectres de REE qui les rapprochent des TTG archéennes alors que les orthogneiss de composition granodioritique ressemblent plus à des granitoïdes post-archéens (bien que leur âge soit probablement archéen, voir chapitre suivant). Ces caractéristiques nous permettent donc de distinguer plusieurs groupes dans les orthogneiss migmatitiques de l'Amsaga alors que ceux-ci ont toujours été considérés comme formant un ensemble homogène dans les travaux antérieurs (e.g. Barrère, 1967 ; Bronner, 1992 ; Auvray et al., 1992a ; 1992b) ;

- la composition chimique des échantillons a subi des perturbations importantes lors du métamorphisme, en éléments majeurs mais également en éléments en traces, y compris les REE pour certains échantillons (AG4a et AG4b au moins) ;

- certaines de ces perturbations peuvent être reliées à l'événement granulitique (appauvrissement en K, Rb, Th ; enrichissement en Ba et peut être LREE), alors que d'autres pourraient provenir de la rétro-morphose (lessivage presque complet de l'échantillon AG20 par exemple) ou d'un événement hydrothermal tardif (spectre de REE anormaux des échantillons AG4a et b). Les mécanismes impliqués dans ces perturbations semblent de natures variées et doivent se superposer. De plus, aucune lithologie n'a conservé a priori sa composition magmatique (puisque tous les ensembles ont au moins subi l'événement granulitique). Il est donc très délicat de proposer une interprétation générale de ces différents processus ;

- les échantillons les plus fortement affectés par ces modifications chimiques ont été collectés le long des accidents mylonitiques. Ceci nous confirme le rôle important joué par ces structures préexistantes dans la localisation des phénomènes de basse température déjà mis en évidence lors de l'étude pétrographique.

### III-2/ LES METABASITES.

Les metabasites de l'Amsaga se présentent, comme nous l'avons vu, de différentes manières : soit en filons concordants dans la foliation, associés aux paragneiss dans les ceintures volcano-sédimentaires, soit sous forme de massifs individualisés (guelb el Azib, Iguilid), soit sous forme de filons obliques sur la foliation (gabbro porphyroïde; fig. 3.23). Deux questions se posent donc : 1/ à quel contexte géodynamique se rattachent ces metabasites ? ; 2/ les différentes metabasites forment-elles un groupe homogène ?

La composition chimique des metabasites de l'Amsaga est reportée tableau 3.2. Ces échantillons ont globalement une composition basaltique et définissent une lignée calco-alkaline dans le diagramme de Jensen (1976, fig.3.24).

La composition en éléments en traces et REE de 5 échantillons a été analysée par ICPMS à Southampton. Ces échantillons appartiennent aux différents groupes de metabasites rencontrés, il s'agit : du gabbro des Iguilid (AG3), du gabbro du guelb el Azib (AG227), des metabasites des ceintures volcano-sédimentaires de Ménéral-Ioulgued (AG53 et AG30) et d'Aïdzidine (AG17). Il est à noter que les échantillons de metabasites analysés sont ceux qui ont conservé leur caractère granulitique (c.f. chapitre précédent). Ces échantillons sont reportés dans un diagramme d'incompatibilité normé au manteau primitif (Hofmann, 1988 ; fig.3.25). Nous voyons sur ces figures que les spectres des metabasites de l'Amsaga sont très homogènes, seul le gabbro des Iguilid présente une composition différente des autres. En ce qui concerne les roches basiques autres que le gabbro des Iguilid nous pouvons donc conclure : 1/ soit qu'elles ont une source et donc une origine commune, 2/ soit que leurs compositions étaient hétérogènes à l'origine, mais qu'elles ont été homogénéisées par les processus métamorphiques. Cependant, l'extrême similitude présentée par ces spectres semble en désaccord avec la deuxième hypothèse, puisque nous avons vu lors du paragraphe précédent que le métamorphisme loin de les homogénéiser avait plutôt tendance à disperser les compositions chimiques. Plusieurs points se retrouvent dans tous les spectres :

- les spectres présentent des anomalies négatives en Nb et positives en Pb, cette dernière étant particulièrement forte ;
- ils présentent une anomalie négative très marquée en Hf, Zr et Ti ;
- nous notons une anomalie négative en Th, excepté pour l'échantillon AG17, ce qui confère aux autres échantillons un rapport Ba/Th élevé (entre 228 et 290) ;
- leurs spectres de REE sont faiblement pentés (La/YbN entre 1,8 et 2,6) et ils présentent une légère anomalie en Eu (Eu/Eu\* entre 0,84 et 1,17)

Si nous considérons que la chimie de ces roches n'a pas été trop fortement perturbée par le métamorphisme et représente donc la composition magmatique, les anomalies en Nb et Pb mises en évidence

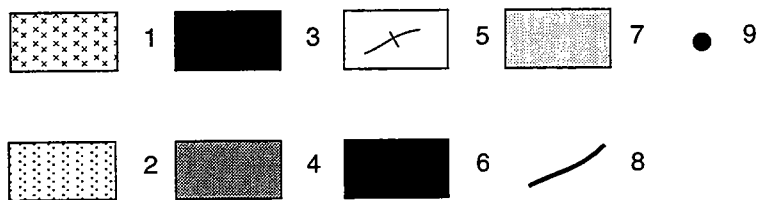
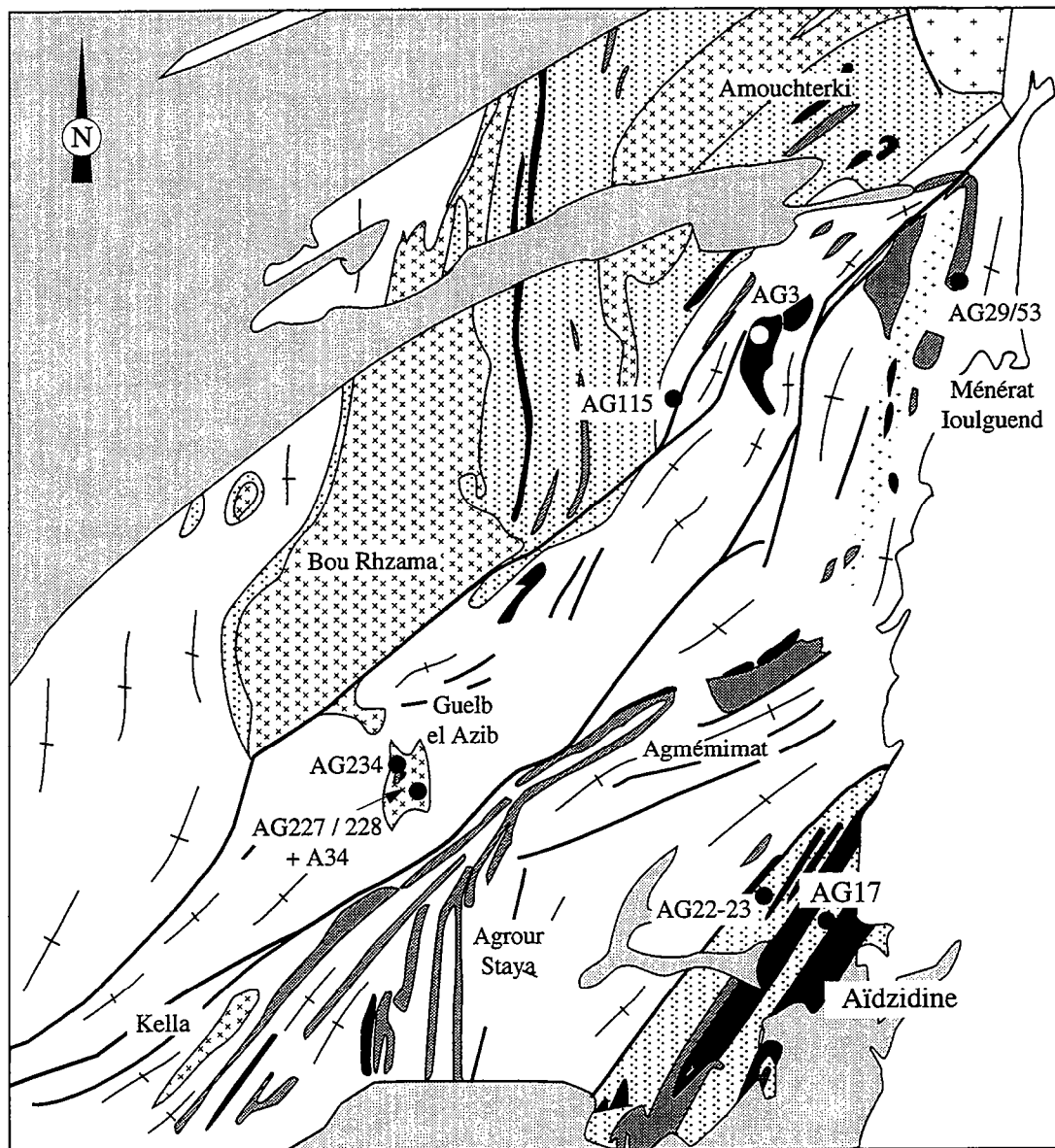


Fig.3.23. Localisation des échantillons de métabasite de l'Amsaga.  
 1/ Charnockites; 2/ Métagrauwakes; 3/ Métapélites; 4/ Métabasites; 5/Gneiss migmatitiques; 6/ Gabbro des Iguilid; 7/ Dunes; 8/ Zones mylonitiques; 9/ Echantillons.



	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F	TOTAL
AG29	48,66	15,06	14,71	0,21	6,43	10,09	2,20	0,48	1,35	0,14	0,61	99,94
AG30	53,34	15,40	12,31	0,21	5,92	6,72	1,20	1,69	1,25	0,13	1,45	99,62
AG31	50,08	14,74	15,00	0,11	15,58	1,08	0,32	0,06	1,70	0,14	1,58	100,39
AG48	48,22	15,19	11,72	0,18	7,71	11,72	2,44	0,45	0,79	0,05	0,72	99,19
AG53	47,00	16,51	14,92	0,16	8,50	9,37	1,07	0,30	1,12	0,10	0,48	99,53
AG17	47,05	15,57	13,92	0,20	8,37	11,28	1,78	0,87	1,03	0,06	0,00	100,13
AG227	49,06	15,32	15,09	0,22	8,38	9,32	1,74	0,23	1,00	0,07	-0,40	100,03
AG228	52,38	17,76	9,90	0,13	4,78	8,26	3,43	1,14	0,78	0,46	0,26	99,28
A34	53,41	18,95	6,49	0,11	5,96	10,05	2,58	0,95	0,24	0,06	0,38	99,18
AG22	46,56	24,07	6,73	0,12	3,94	13,42	2,05	0,63	0,39	0,04	1,90	99,85
AG23	46,36	19,01	11,08	0,18	8,50	11,80	1,52	0,21	0,61	0,05	0,69	100,01
AG32	46,22	25,32	6,42	0,08	3,72	12,78	2,55	0,55	0,37	0,03	1,62	99,66
AG234	46,11	22,96	5,72	0,10	5,80	12,11	1,19	2,37	0,14	0,01	3,01	99,52
AG115	45,02	27,47	2,87	0,06	2,37	13,96	1,68	2,39	0,19	0,00	2,76	98,77
AG3	52,78	16,94	7,72	0,13	9,22	9,99	1,92	0,38	0,23	0,04	0,47	99,82

	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn	Th	Pb
AG29	9	95	31	131	22	47	295	105	199	151	18	51	107	3	9
AG30	10	92	36	177	84	42	301	83	205	822	19	294	112	5	5
AG31	9	93	34	6	8	49	394	57	161	15	19	3	139	1	1
AG48	6	57	17	110	9	44	198	92	-	267	18	29	69	1	7
AG53	7	71	29	100	22	54	302	110	205	227	19	97	116	2	2
AG17	7	50	20	102	32	58	270	168	250	83	16	25	99	2	6
AG227	6	52	20	137	8	53	315	104	255	98	18	59	132	1	3
AG228	9	114	21	473	29	35	158	81	146	1006	20	118	109	<1	12
AG22	5	35	9	164	21	24	118	72	127	91	17	6	86	<1	10
AG23	5	41	13	135	8	48	171	217	258	32	17	124	102	<1	<1
AG32	5	37	9	188	21	23	114	78	100	108	17	30	40	<1	11
AG234	4	22	6	205	59	24	74	116	89	465	15	12	49	<1	6
AG115	5	20	5	226	78	10	66	46	64	466	18	11	27	2	3
AG3	4	36	5	235	13	43	117	143	364	197	14	47	55	1	3

	Sc	Hf	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Eu/Eu*	(La/Yb)N
AG17	42,98	1,6	0,86	5,73	13,83	10,08	3,35	1	4	3,77	2,09	2,1	0,37	0,84	1,80
AG30	42,79	1,6	0,66	12,46	25,83	16,19	4,79	1,95	5,53	6,02	3,71	3,2	0,46	1,17	2,57
AG53	48,47	1,4	0,28	5,06	12,15	9,92	3,43	1,24	4	4,81	3,25	2,9	0,39	1,03	1,15
AG227	53,91	1,2	0,15	4,34	10,02	7,53	2,89	1,07	3,09	3,83	2,54	2,27	0,36	1,11	1,26
AG3	29,38	0,78	0,49	5,73	11,21	6,12	1,64	0,57	1,71	1,51	1,01	1,1	0,13	1,05	3,44

Tab.3.2. Composition chimique des metabasites de l'Amsaga. Les éléments majeurs et traces ont été obtenus par fluorescence X, exceptés Sc, U, Hf et les REE qui ont été analysés par ICPMS.

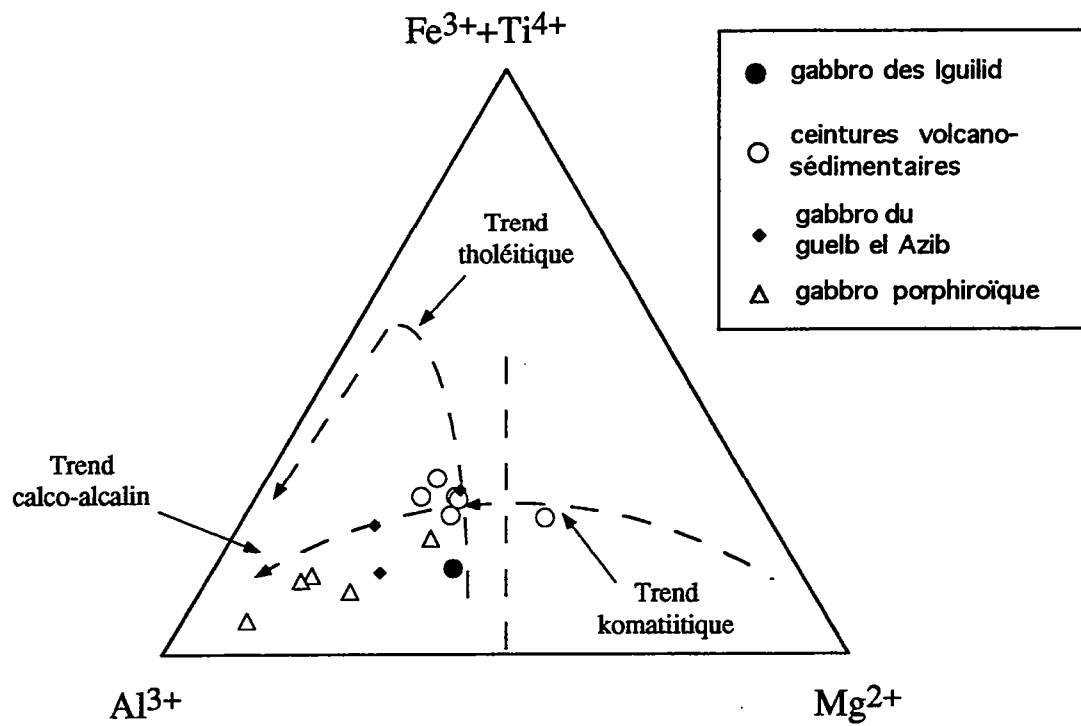


Fig.3.24. Diagramme de Jensen (1976) montrant le caractère calco-alcalin des metabasites de l'Amsaga.

peuvent être interprétées en terme de contamination crustale et nous indique que les roches basiques de l'Amsaga sont de type CFB ou de volcanisme de marge (e.g. Wooden et al., 1993). Les anomalies en Hf-Zr-Ti peuvent être interprétées en terme de présence de perovskite au résidu lors de la génèse des magmas par fusion partielle du manteau profond (Kato et al., 1988 ; Xie et al., 1993), ce qui favoriserait l'hypothèse de magmas de type CFB ou de plume mantellique. Cependant, certains auteurs ont également montré que ces anomalies existent dans le magmatisme d'arc (Pearce et Cann, 1973 ; Pearce et Norry, 1979 ; Salters et Shimizu, 1988). Enfin, une dernière hypothèse serait d'envisager une mobilité de ces éléments pendant le métamorphisme et/ou l'altération (Lahaye, in prep). Quoiqu'il en soit, le caractère continental de ce magmatisme basique est en accord avec l'hypothèse d'une ligné calco-alcaline proposée grâce à la figure 3.24 ainsi qu'avec leur position intracontinentale.

Le gabbro des Iguilid présente un spectre très différent, ce qui s'explique puisque ce gabbro est tardif par rapport aux autres metabasites et qu'il n'a donc pas subi la même histoire (il n'est pas granulitisé). Cependant, par de nombreux points il ressemble aux metabasites précédentes : forte anomalie positive en Ba, K et Pb, anomalie négative en Nb et en Ti, cette dernière étant particulièrement importante, rapport Ba/Th élevé (169). Les différences principales sont : des anomalies positives en Sr et Zr (ce qui allié à l'anomalie en Ti confère à cet échantillon un rapport Zr/Ti très élevé), un spectre de REE plus fractionné ( $La/YbN = 3,4$ ) ainsi que l'ampleur généralement plus importante des anomalies communes aux deux types de roches. Cependant, les différentes anomalies nous indiquent de nouveau une interaction avec la croûte continentale, et donc les mêmes contextes géodynamiques de mise en place (CFB ou magmatisme de marge). Dans le cas du gabbro des Iguilid sa position (pluton syn à tardi-tectonique mis en place le long d'un décrochement, c.f. chapitre II) joue en faveur de la première interprétation.

Nous ne disposons pas des REE ni de Hf pour les autres échantillons de roches basiques. Cependant, si nous reportons les analyses en éléments traces dans des diagrammes multiéléments simplifiés (fig.3.26), nous voyons que globalement les anomalies majeures observées dans les cinq échantillons précédents sont conservées, à savoir : anomalie positive en Pb et le plus souvent en K et Ba, anomalies négatives en Nb et Ti (parfois Zr). Seuls quelques échantillons se distinguent largement par un appauvrissement très net en Th (AG228), Ba et K (AG31). Nous pouvons donc en conclure que toutes les metabasites de l'Amsaga ont été contaminées pendant leurs mises en place, et donc se forment toutes en contexte continental. Les différences existantes entre les spectres peuvent s'expliquer : soit par des différences primaires (natures des sources, des mode de génèse des magmas, du contexte géotectonique) soit par des effets liés au(x) métamorphisme(s) postérieur(s). Les éléments qui montrent le

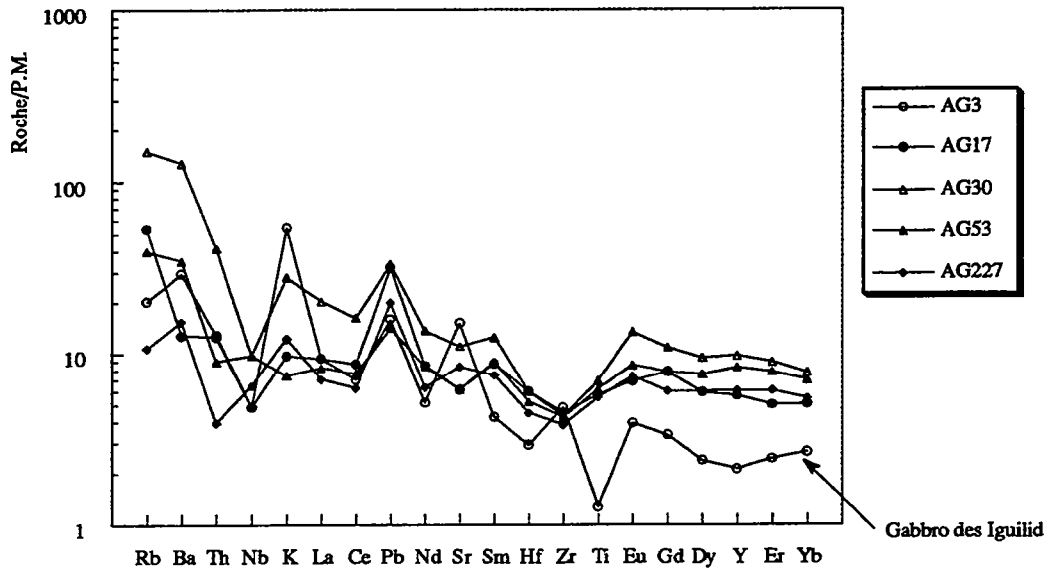


Fig.3.25. Diagramme multiélément normé au manteau primitif (Hofmann, 1988) des metabasites de l'Amsaga.

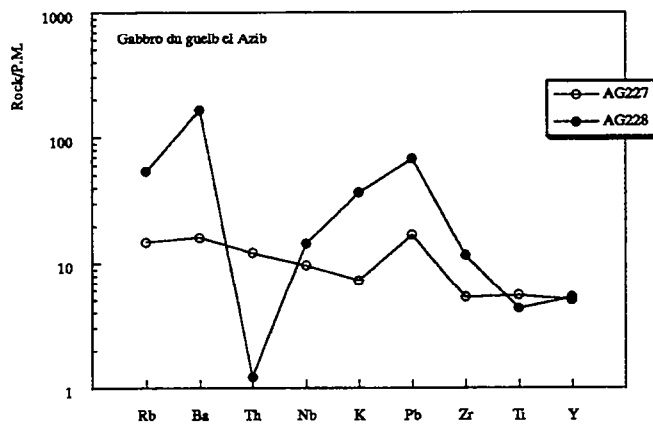
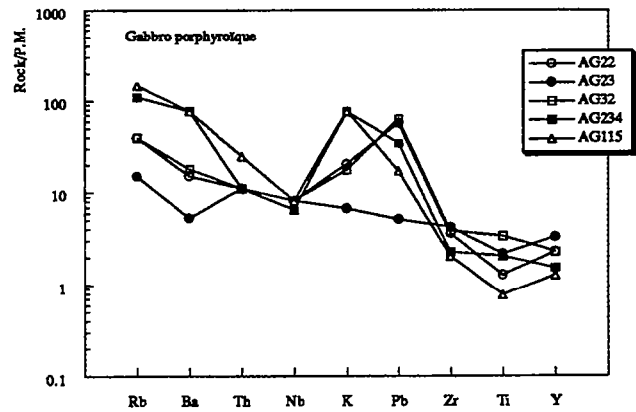
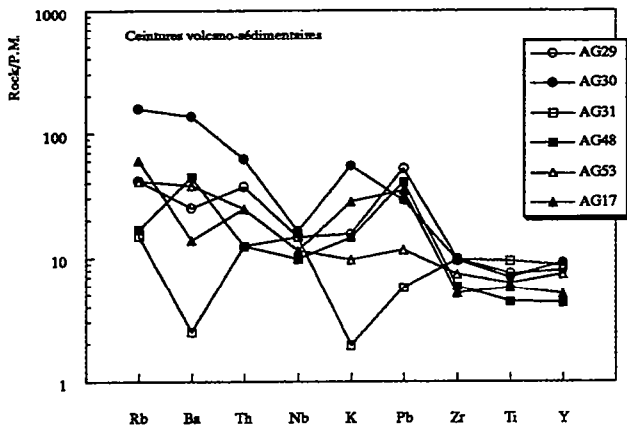


Fig.3.26. Diagrammes multiéléments simplifiés des metabasites de l'Amsaga. Les valeurs de normalisation sont celles de Hofmann (1988).

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	P.F	TOTAL	A/CNK
Toujienjert	AG79	65,61	1,18	13,01	7,01	0,10	1,15	3,59	3,09	0,34	0,82	99,03	0,87
	AG60	68,00	0,76	13,48	5,27	0,07	0,85	2,45	2,99	0,25	0,75	99,12	0,96
	AG69	68,50	0,84	13,29	5,39	0,07	0,67	2,64	3,17	0,24	0,40	99,12	0,93
	AG72	68,69	0,84	13,01	5,36	0,08	0,61	2,83	3,00	0,20	0,59	99,09	0,91
	AG67	68,84	0,67	13,33	5,19	0,06	0,81	2,14	2,77	0,20	0,70	99,37	0,99
	AG73	69,25	0,68	13,59	4,21	0,05	0,82	1,97	2,72	0,19	0,75	99,38	1,00
	AG77	69,35	0,69	13,19	4,53	0,04	0,60	2,22	4,34	0,16	1,36	98,97	1,02
	AG71	70,70	0,69	13,03	4,44	0,07	0,45	2,49	3,84	0,16	0,32	99,15	0,96
	AG74	70,90	0,63	12,81	4,30	0,04	0,70	1,87	4,29	0,17	0,73	99,12	1,03
Ioulguend	AG54	73,33	0,09	14,51	0,93	0,02	0,37	2,05	2,22	0,07	2,18	100,13	1,09
	AG56	73,72	0,06	14,33	0,90	0,00	0,64	0,24	1,14	0,07	0,65	99,08	1,40
	AG26	74,82	0,01	14,44	0,95	0,09	0,04	0,72	3,27	0,10	0,40	99,19	1,20
	AG182	76,50	0,01	13,83	0,72	0,03	0,04	0,91	4,74	0,07	0,32	100,72	1,10
	AG184	77,59	0,05	11,73	0,76	0,00	0,17	2,34	5,41	0,06	0,48	99,15	1,09

	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn	Th	Pb
Toujienjert	AG79	4	35	6	172	<1	<1	1	11	9	21	<1	21	1	30
	AG60	21	491	235	76	7	16	3	20	1923	17	8	67	4	15
	AG69	21	430	156	143	9	46	10	22	1420	17	12	58	21	21
	AG72	27	466	168	92	6	20	6	14	1654	18	11	32	16	10
	AG67	25	616	226	75	7	19	6	11	1900	18	9	82	2	13
	AG73	22	393	226	62	12	74	10	12	1765	18	13	76	10	14
	AG77	3	64	30	248	<1	17	5	15	280	18	3	28	28	103
	AG71	16	353	147	129	7	37	8	21	1066	18	7	47	45	25
	AG74	16	54	52	82	<1	1	3	22	144	17	<1	21	25	65
Ioulguend	AG54	5	43	64	151	<1	<1	2	8	553	11	1	9	4	52
	AG56	13	153	53	188	<1	<1	4	17	545	15	<1	20	23	56
	AG26	4	35	6	172	<1	<1	1	11	9	21	<1	21	1	30
	AG182	5	43	64	151	<1	<1	2	8	553	11	1	9	4	52
	AG184	13	153	53	188	<1	<1	4	17	545	15	<1	20	23	56

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Eu/Eu*
Toujienjert	AG69	78,1	149	79,7	15,8	2,16	16,7	-	9,26	-	-	-	4,13	-	0,41
	AG67	132	206	90,8	14,4	1,51	15,0	-	7,92	-	-	-	3,78	-	0,32
Ioulguend	AG182	-	20,7	8,17	1,73	0,48	1,55	0,24	1,64	0,35	1,03	0,15	0,92	0,12	0,91
	AG54	-	34,0	13,7	3,87	0,35	3,65	0,57	3,11	0,50	1,20	0,15	0,86	0,11	0,28
	AG184	-	83,3	38,6	8,99	0,48	8,31	1,03	4,80	0,69	1,59	0,19	1,14	0,17	0,17
	AG26	-	3,40	1,19	0,48	0,03	0,52	0,15	1,19	0,26	0,83	0,15	1,09	0,16	0,16

Tab.3.3. Composition chimique des granitoïdes post-granulite de l'Amsaga. Les analyses ont été effectuées par fluorescence X, excepté les REE qui ont été obtenues par ICPMS pour le granite d'Ioulguend et par ICP-AES pour le granite de Toujienjert.

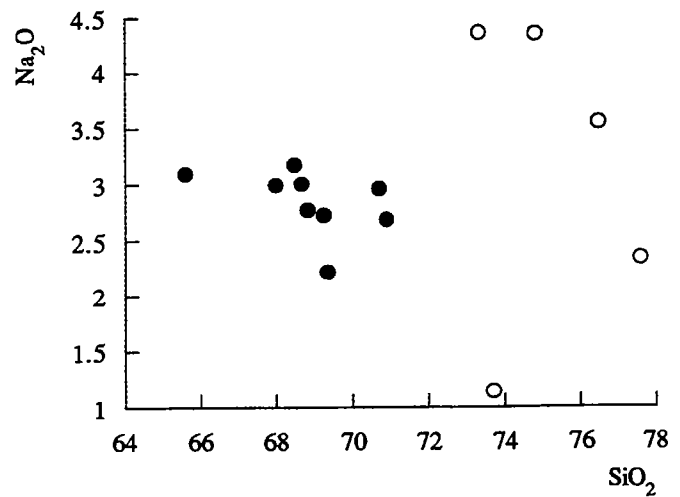
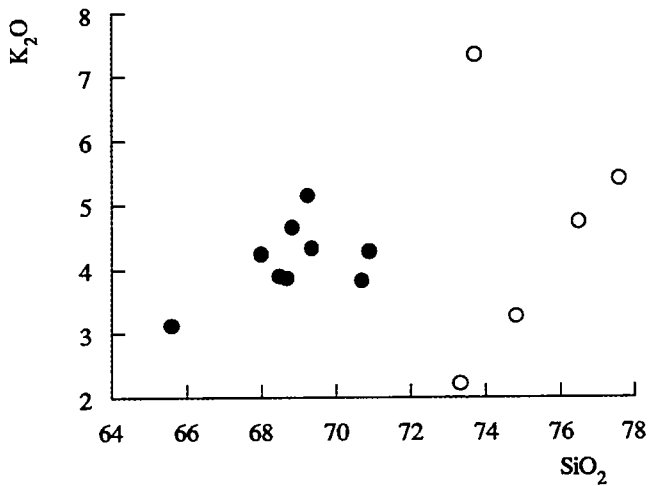
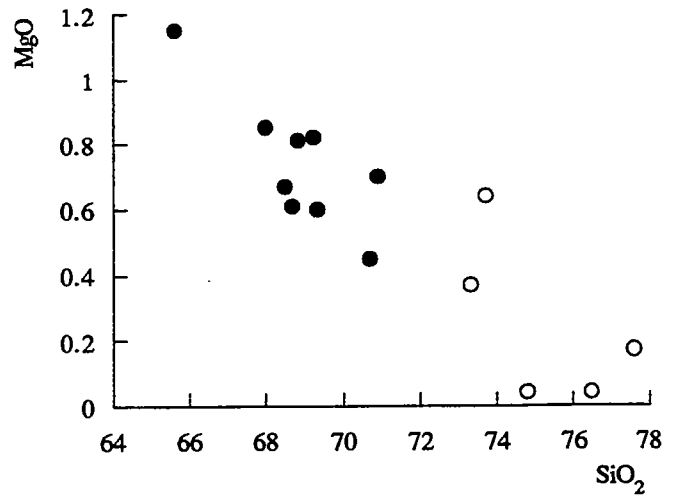
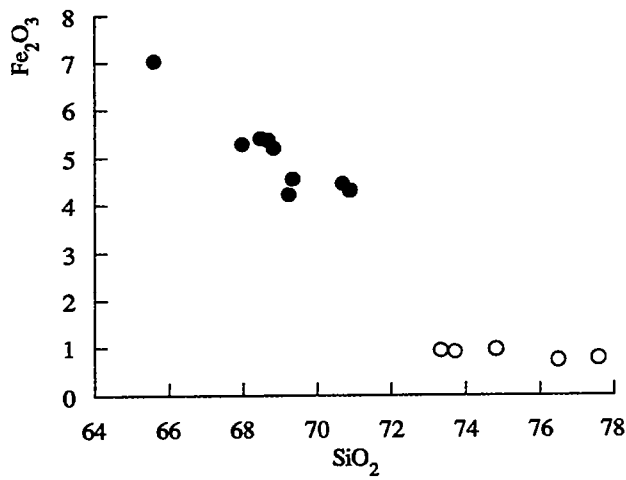
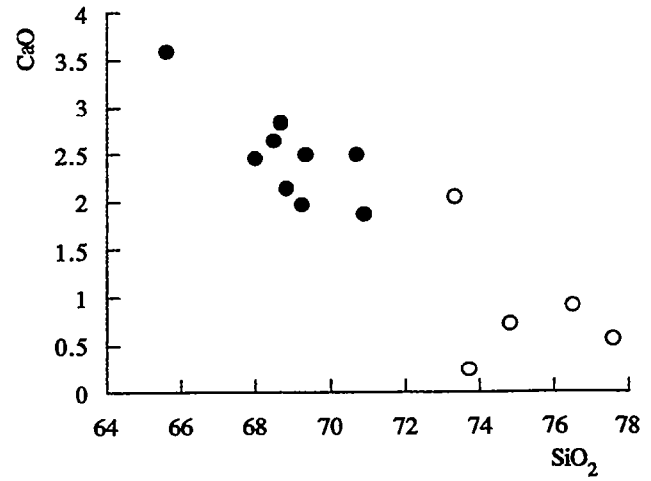
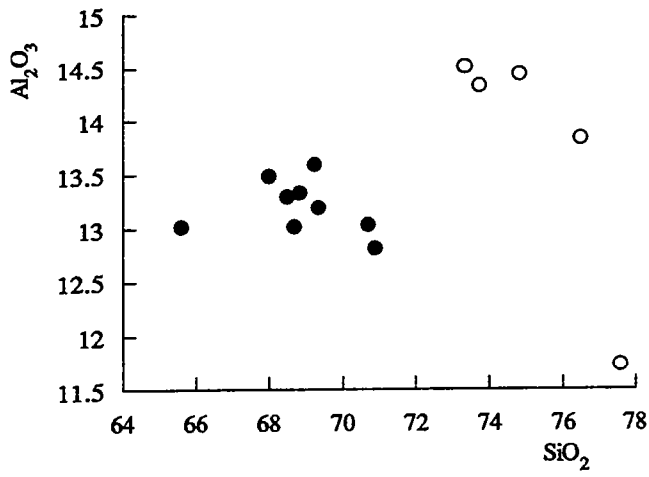


Fig.3.27. Diagrammes de Harker des granitoïdes post-granulite de l'Amsaga. Les ronds noirs représentent le granite de Touijenjert et les ronds blancs le granite d'Ioulgued

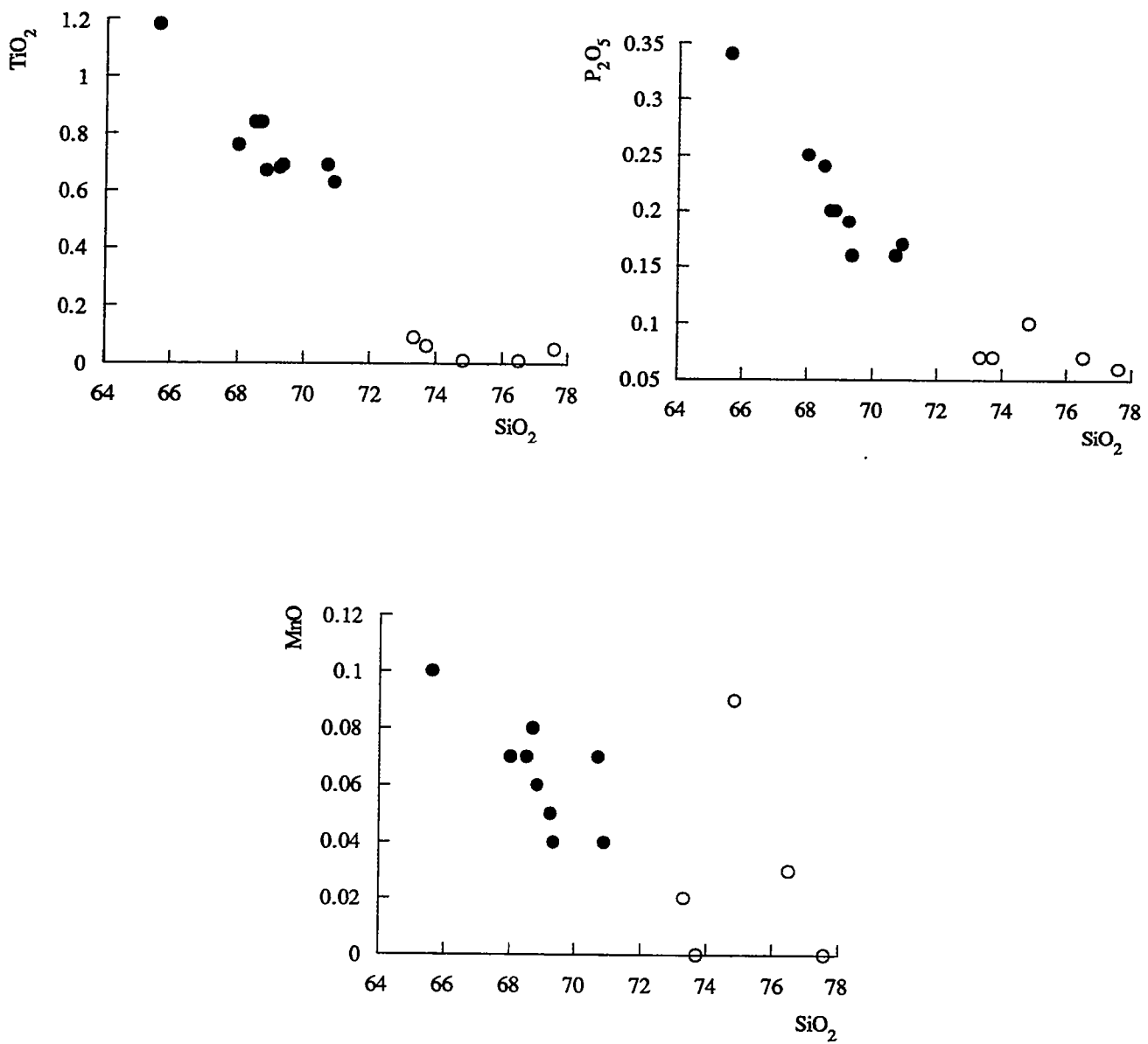


Fig.3.27. Diagrammes de Harker des granitoïdes post-granulite de l'Amsaga suite.

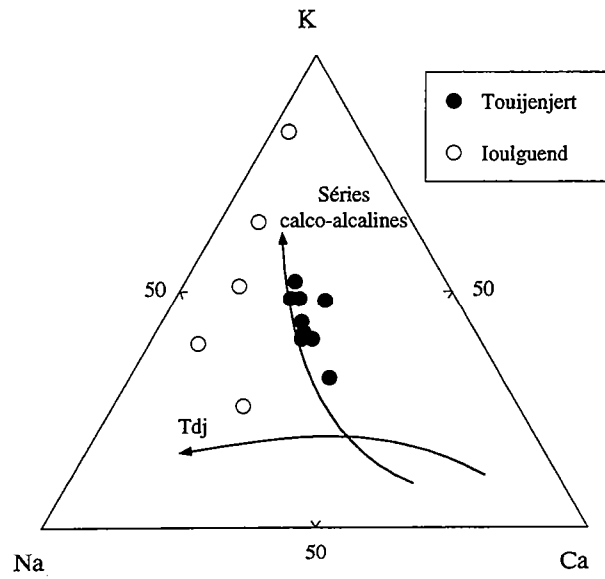


Fig.3.27a. Diagramme K-Na-Ca d'après Barker et Arth (1976) des granitoïdes post-granulite de l'Amsaga.

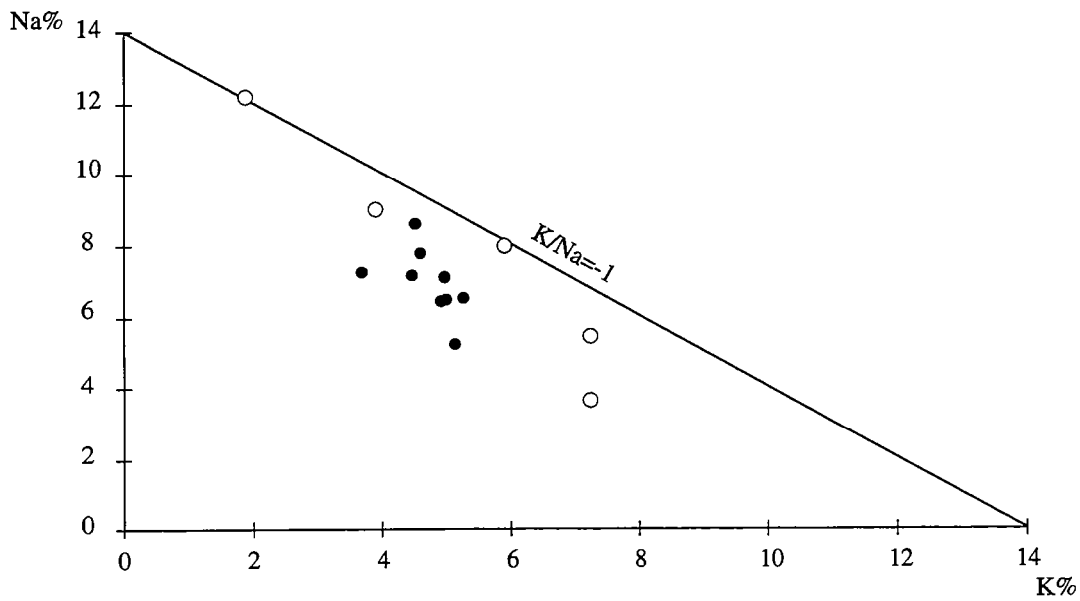


Fig. 3.27b. Diagramme Na% en fonction de K% mettant en évidence la substitution hydrothermale  $K \rightleftharpoons Na$  dans le granite d'Ioulguend (même figuré que la fig.3.27a).



plus de différence entre les spectres sont Ba, Th et K, c'est-à-dire des éléments très mobiles pendant le métamorphisme, ce qui pourrait être un critère en faveur de la deuxième hypothèse.

Donc grâce à notre étude géochimique succincte nous pouvons déduire que l'ensemble des metabasites de l'Amsaga s'est formé en domaine continental. Les arguments géochimiques dont nous disposons sont insuffisants pour pouvoir trancher entre des magmas de types CFB ou du magmatisme d'arc. Nous pouvons supposer que les échantillons dont nous disposons de l'analyse de REE représentent la composition moyenne des roches juste après avoir subi le métamorphisme granulitique (ces échantillons étant les moins rétro-morphiques, c.f. chapitre précédent), dans ce cas, les différences présentées par les autres échantillons pourraient représenter les variations de compositions liées aux phénomènes rétro-morphiques ou aux cristallisations hydrothermales de basse température. Cette hypothèse demanderait évidemment à être testée par des données géochimiques complémentaires.

### III-3/ LES GRANITOÏDES POST-GRANULITE.

Nous allons désormais étudier le groupe des granitoïdes n'ayant pas subi l'événement granulitique. Ce groupe est constitué de deux plutons : le granite de Touijenjert (9 échantillons) et le granite d'Ioulguend (5 échantillons). Les compositions chimiques en éléments majeurs et en trace de ces deux granites sont reportées tableau 3.3. Barrère (1967) regroupe ces deux massifs sous le terme de "granite finaux" et il en fait des stades ultimes de la migmatisation des orthogneiss. Notre étude pétrographique nous a montré qu'en réalité ces deux plutons ont certainement une origine différente : granite I ou M pour le massif de Touijenjert, granite S pour le massif d'Ioulguend, nous allons confirmer cette interprétation grâce à la géochimie.

#### III-3-1/ Les éléments majeurs.

La composition en éléments majeurs des deux massifs est reportée dans des diagrammes de Harker (fig.3.27). Nous remarquons que le granite de Touijenjert est relativement peu différencié par rapport au granite d'Ioulguend, ce qui se marque par une teneur en SiO<sub>2</sub> intermédiaire et une faible variation de ses teneurs en oxyde, en particulier SiO<sub>2</sub> (de 65,61 à 70,90%) et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (de 12,81 à 13,59%). Le granite d'Ioulguend est beaucoup plus différencié mais sa gamme de variation en pourcentage d'oxydes est également assez faible (de 73,33 à 77,59% de SiO<sub>2</sub> pour 11,73 à 14,51% d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Nous remarquons également une relativement bonne corrélation entre l'indice de différenciation et les pourcentages d'oxydes pour le granite de Touijenjert (excepté en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O et Na<sub>2</sub>O) alors que les analyses du granite d'Ioulguend ne montrent pas de tendance évolutive évidente.

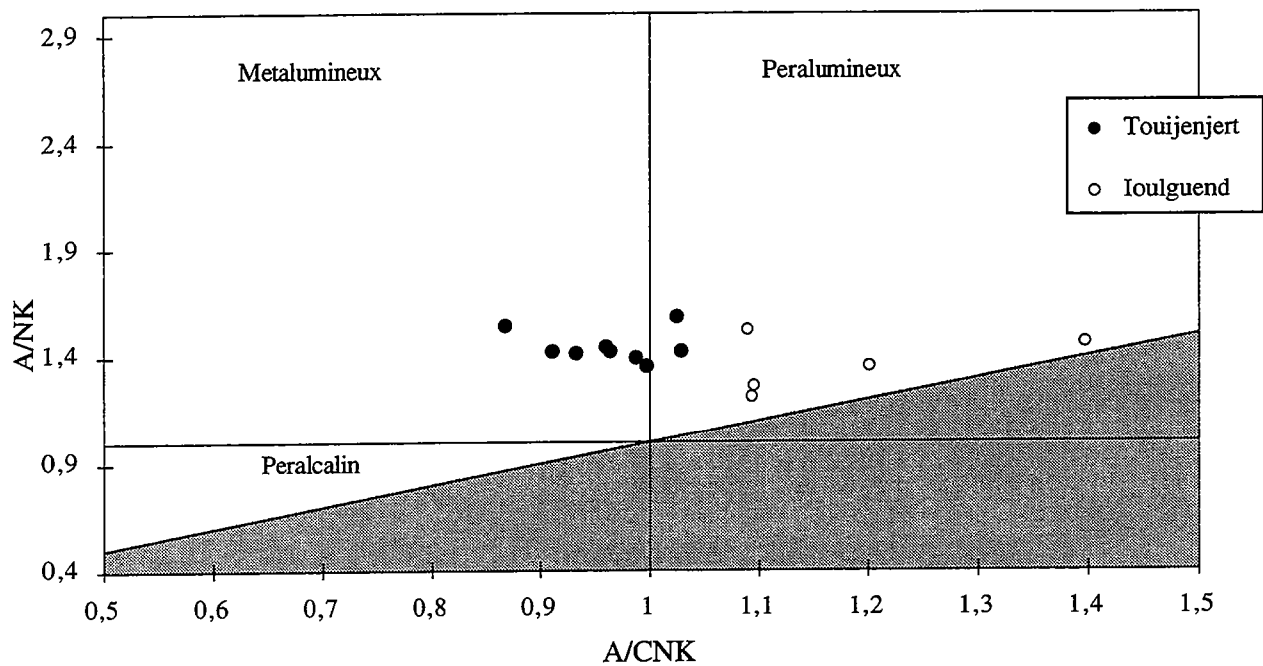


Fig.3.28. Diagramme A/CNK en fonction de A/NK de Maniard et Piccoli (1989) mettant en évidence le caractère fortement peralumineux du granite d'Ioulgueud et le caractère calco-alcalin du granite de Touijenjert.

Dans le diagramme triangulaire K-Na-Ca (fig.3.27a), nous voyons que les échantillons du granite de Touijenjert définissent globalement une lignée calco-alkaline potassique, alors que les échantillons du granite d'Ioulgueud sont très dispersés, leur teneur en Ca est très faible et ils s'alignent généralement le long de l'axe Na-K, excepté pour l'échantillon AG54 (CaO=2,05%). Si l'on excepte cet échantillon cet alignement pourrait nous suggérer une métasomatose  $Na \rightleftharpoons K$  (Ragland, 1989). Ceci semble se confirmer dans le diagramme Na% en fonction de K% (fig.3.27b) où les échantillons du granite d'Ioulgueud définissent approximativement une corrélation négative de pente -1 (excepté l'échantillon AG54 qui est enrichi en CaO par rapport aux autres).

Le rapport A/CNK (Shand, 1927) des échantillons est reporté en fonction du rapport A/NK (fig.3.28, Maniar et Piccoli, 1989). Nous voyons que le granite d'Ioulgueud se caractérise par un rapport A/CNK élevé (>1,1) avec deux échantillons présentant des rapports supérieurs à 1,2. Les échantillons du granite de Touijenjert présentent un rapport A/CNK variable (de 0,87 à 1,03), globalement ils définissent une lignée calco-alkaline et évoluent depuis le champ des granites métalumineux jusqu'au champ des granites peralumineux. Ce type de comportement est classique dans le cas d'une lignée calco-alkaline (Cawthorn et Brown, 1976).

Donc les échantillons du granite d'Ioulgueud présentent des caractéristiques typiques de granites d'anatexies. Leur rapport A/CNK élevé (>1,2), leur faible teneur en CaO ( $\leq 0,9\%$ ) et leur teneur élevée en Na<sub>2</sub>O (2,34 à 4,35%) les rapprochent plus des granites de type C (Didier et al., 1982 ; Pichavant et Stussi, 1986) ou des leucogranites himalayens (Vidal et al., 1982 ; 1984 ; Le Fort et al., 1987 ; France-Lanord et Le Fort, 1988) que des granites de type S (Chappell et White, 1974). Le granite de Touijenjert se rapproche plus des granites de type I (Chappell et White, 1974) et semble appartenir à une lignée calco-alkaline classique. Ces caractéristiques chimiques confirment les observations effectuées lors de l'étude pétrographique.

### III-3-2/ Les éléments en traces.

Les échantillons analysés sont reportés dans les diagrammes géotectoniques de Pearce et al. (1984) Nb versus Y et Rb versus Y+Nb (fig. 3.29 a et b). Nous voyons que le granite de Touijenjert se situe généralement à la limite des champs des granites d'arc et des granites intraplaques, alors que le granite d'Ioulgueud se reporte à la limite entre les champs des granites de collision et des granites d'arc (fig.3.29b). Nous notons également que 2 échantillons du granite de Touijenjert se distinguent par leur teneur anormalement basse en Y (1 et 3 ppm).

La figure 3.30 représente les variations en divers éléments en traces en fonction de SiO<sub>2</sub>. Si nous nous intéressons au granite de Touijenjert nous remarquons plusieurs points :

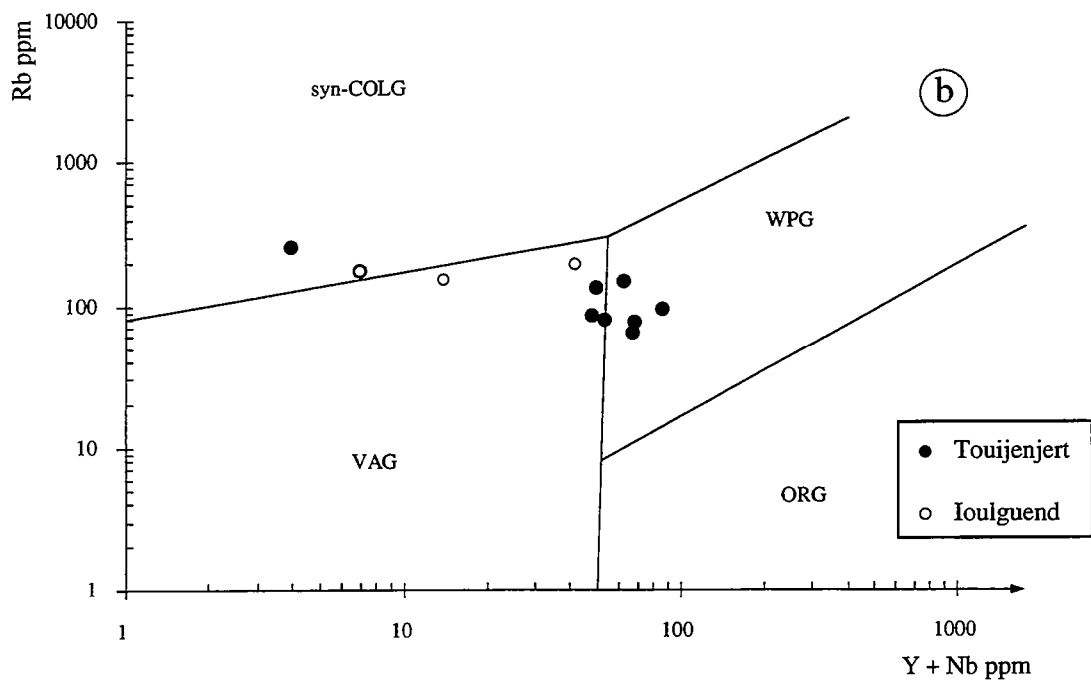
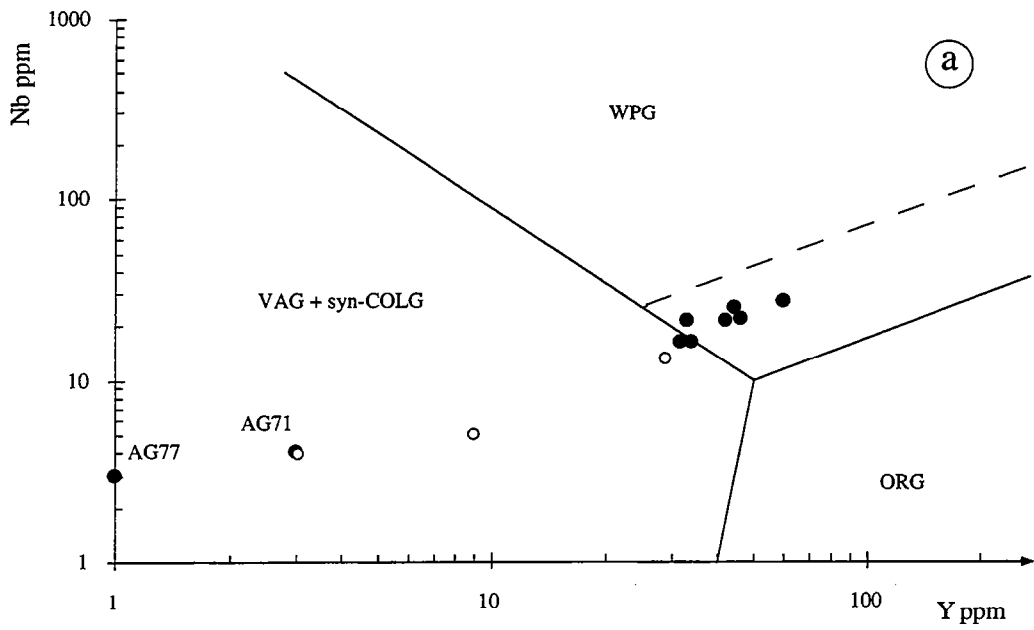


Fig.3.29. Diagrammes de Pearce et al. (1984) : a/ Y en fonction de Nb ; b/ Y+Nb en fonction de Rb. Dans les deux cas le granite de Touijenjert se situe à la limite des champs des granites intraplaques et des granites d'arc et le granite d'Ioulgueud se situe à la limite des champs des granites de collision et des granites d'arc. Les échantillons AG71 et AG77 se distinguent par leur pauvreté en Y.

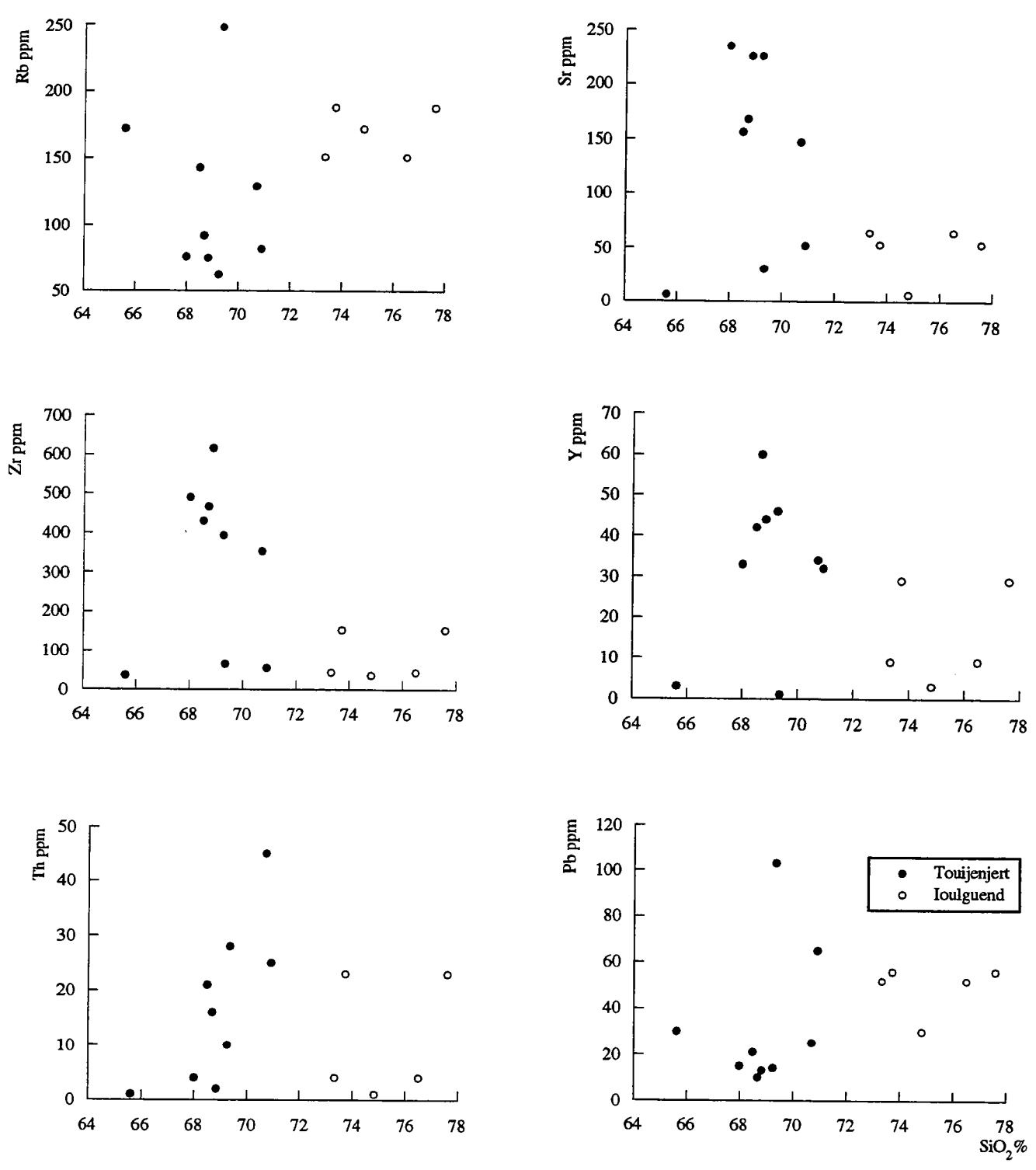


Fig3.30. Diagrammes de variation de quelques éléments en trace en fonction de SiO<sub>2</sub> dans les granitoïdes post-granulites de l'Amsaga.

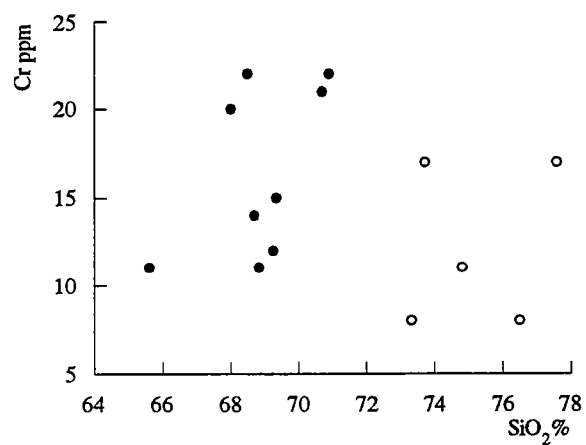
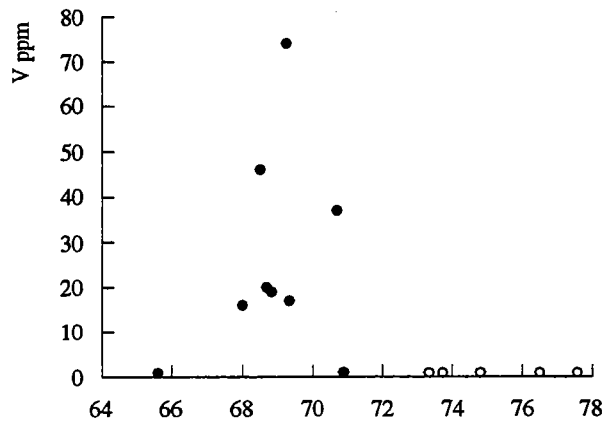
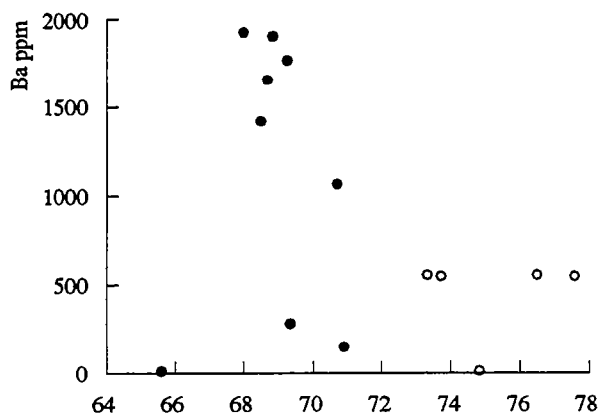


Fig3.30. Diagrammes de variation de quelques éléments en trace en fonction de SiO<sub>2</sub> dans les granitoïdes post-granulites de l'Amsaga (suite).

- les gammes de variations des différents éléments en traces sont généralement élevées (e.g. 35 à 616 ppm de Zr, 1 à 60 ppm d'Y, 10 à 103 ppm de Pb, 9 à 1923 ppm de Ba...) et ne peuvent s'expliquer par une différenciation magmatique puisque la gamme de variation de la teneur en SiO<sub>2</sub> est très étroite ;

- nous ne notons aucune corrélation linéaire entre la teneur en SiO<sub>2</sub> et les teneurs en éléments traces ;

- trois échantillons (AG79, AG77 et AG74) se distinguent systématiquement du groupe principal. Ces échantillons sont pauvres en Nb, Zr, Y, Sr, Ba et enrichis en Rb et Pb. Il est intéressant de noter que ces compositions anormales concernent à la fois des éléments considérés comme mobiles pendant le métamorphisme (Rb, Sr, Pb) mais également des éléments réputés immobiles (Zr en particulier). Ces teneurs anormales se répercutent sur les rapports élémentaires, le rapport Rb/Sr de ces 3 échantillons par exemple varie de 1,58 à 28,6 alors que pour les autres échantillons il est toujours <1.

Les spectres de REE de deux échantillons du granite de Touijenjert sont reportés figure 3.31. Ces spectres sont globalement identiques à des spectres de granites archéens, mais ils sont légèrement plus fractionnés (La/YbN = 19,8 et 23, contre 15,2 pour la moyenne des granites archéens, Condie, 1992) et présentent un anomalie en Eu plus importante (Eu/Eu\* = 0,41 et 0,32, au lieu de 0,48, Condie, 1992). Les teneurs en Sm et Nd de 6 échantillons du granite ont été analysées, ces teneurs (respectivement de 9,26 à 17,33 ppm et de 52,51 à 94,05 ppm) et surtout les rapports Sm/Nd (de 0,16 à 0,18) sont assez constants. Nous pouvons donc supposer que les REE sont restées relativement immobiles et que les spectres reportés fig.3.31 sont caractéristiques de la composition magmatique. Cependant, les spectres des échantillons présentant les plus grandes perturbations dans la figure 3.30 seraient nécessaires pour confirmer cette hypothèse.

La dispersion des compositions chimiques peut avoir de nombreuses causes : interaction des processus de fusion partielle, cristallisation fractionnée, mélange magmatique, processus AFC, métasomatose... Nous ne disposons pas d'un nombre suffisant d'analyses pour pouvoir trancher entre ces différents phénomènes. Seuls les trois échantillons qui se détachent systématiquement du groupe d'analyse nous permettent d'envisager une mobilité élémentaire, puisqu'ils présentent des teneurs anormales (ne pouvant pas s'expliquer par des processus magmatiques dans ce type de granite) en un certain nombre d'éléments : Nb (3 et 4 ppm), Y (1 et 3 ppm), Sr (de 6 à 52 ppm), Co (moins de 1 ppm) et Ba (de 9 à 280 ppm).

En ce qui concerne le granite d'Iounguend, nous voyons figure 3.30 qu'il n'existe pas de corrélation entre la teneur en éléments en traces et le %SiO<sub>2</sub> des échantillons, mais cette caractéristique est classique dans les granites de types C ou S (e.g. Chappell et White, 1974). Deux échantillons (AG56 et AG184) se distinguent par des teneurs relativement élevées en Th, Nb, Zr, et Y et un échantillon (AG26) se distingue par des teneurs

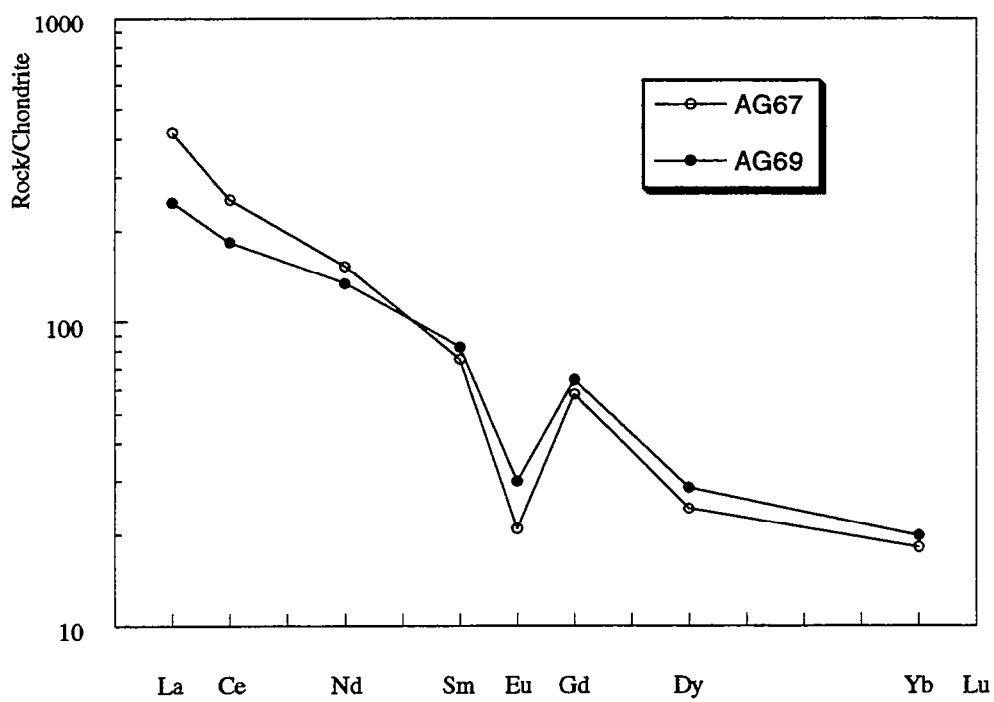


Fig.3.31. Spectres de REE normés aux chondrites (Taylor et Gorton, 1977) de deux échantillons du granite de Touijenjert.



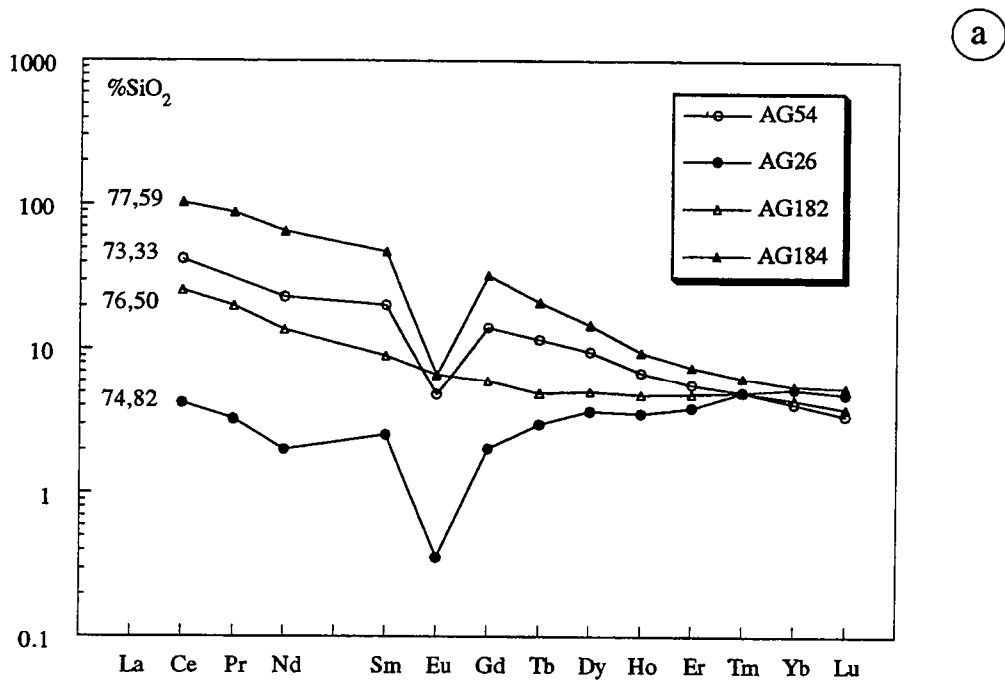


Fig.3.32a. Spectres de REE normés aux chondrites (Taylor et Gorton, 1977) de quatre échantillons du granite d'Ioulgwend.

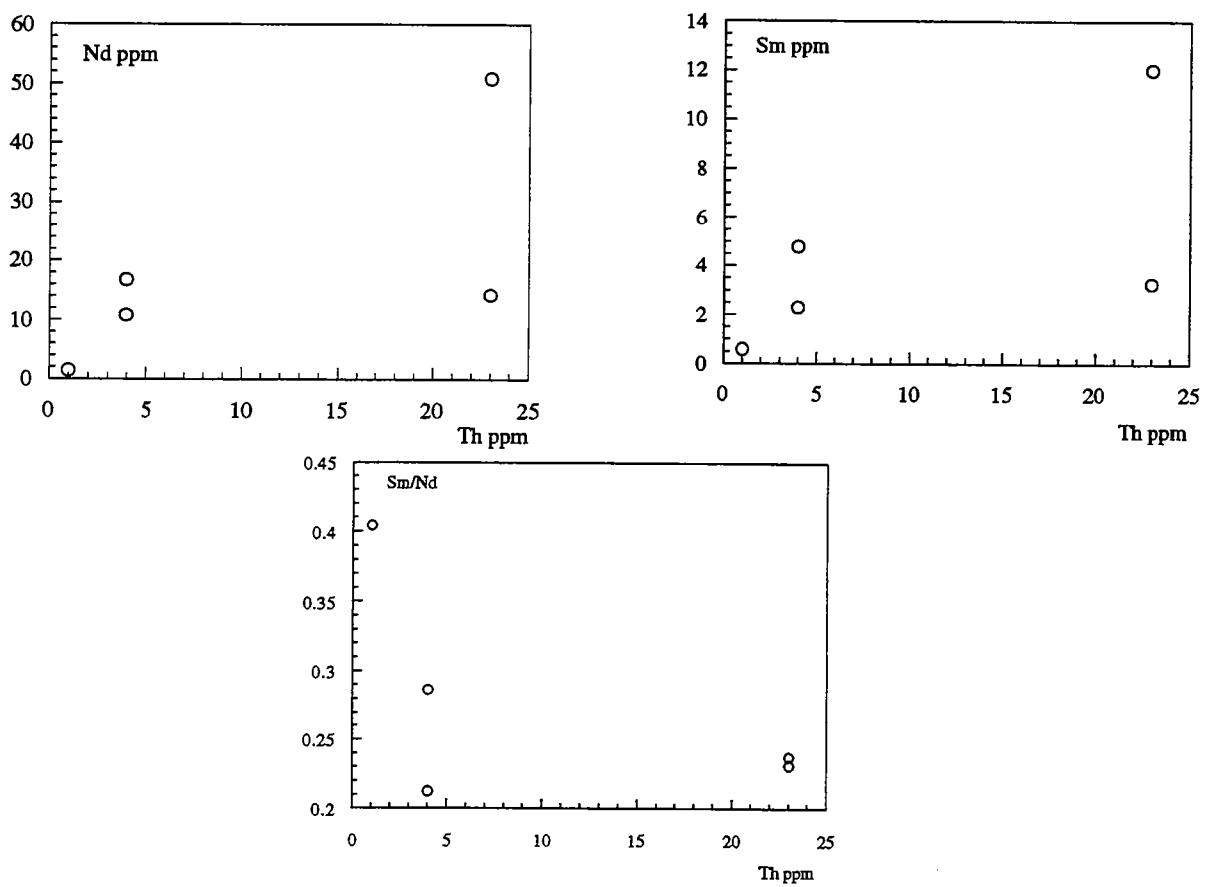


Fig.3.32b. Diagrammes Nd, Sm et Sm/Nd en fonction de Th mettant en évidence l'absence de fractionnement de monazite dans la différenciation des échantillons du granite d'Ioulgwend.

faibles en Sr, Ba et Pb, ces variations étant indépendantes du degré de différenciation. De nouveau nous observons des teneurs en éléments traces anormales pour un granite (éch. AG26 : Y=3 ppm, Ba= 9 ppm, Th= 1 ppm). Ces valeurs anormales peuvent être reliées aux processus hydrothermaux mis en évidence grâce aux éléments majeurs.

Les spectres de REE de 4 échantillons sont reportés figure 3.32a. Le La n'a pas pu être analysé. Nous voyons que ces spectres sont très différents les uns des autres :

- les échantillons AG184 et AG54 ont des spectres classiques pour des leucogranites, c'est-à-dire relativement fractionnés, avec un rapport Ce/YbN de respectivement 18,6 et 10,1, et présentant une anomalie négative forte en Eu (Eu/Eu\* de 0,17 et 0,28 respectivement) ;

- l'échantillon AG182 est également enrichi en LREE (Ce/YbN= 5,74) mais il ne présente pas d'anomalie en Eu (Eu/Eu\*= 0,90) ce qui est anormal pour un granite d'origine crustale ;

- enfin, l'échantillon AG26 est enrichi en HREE (Ce/YbN= 0,80) et il présente une forte anomalie négative en Eu (Eu/Eu\*= 0,16), son spectre ressemble à celui des plagiogranites océaniques, mais ces derniers présentent généralement une anomalie positive en Eu (ou pas d'anomalie) et un rapport (Ce/Nd)N<1 (e.g. Cocherie, 1978) ce qui n'est pas le cas de l'échantillon AG26.

L'évolution du fractionnement des spectres de ces quatre échantillons mis en évidence par la variation du rapport (Ce/Yb)N se marque par un basculement des spectres par rapport à un point fixe situé au niveau des HREE ( $\approx$ Tm). Ce type de comportement peut s'expliquer par le fractionnement de minéraux accessoires riches en LREE, monazite ou allanite (e.g. Miller et Mittlefehldt, 1982 ; Yurimoto et al., 1990). Cependant, si c'était le cas, nous devrions observer une corrélation entre la pente du spectre et la teneur en SiO<sub>2</sub> des échantillons, ce qui n'est pas le cas. De plus, la monazite (qui est la phase accessoire susceptible de cristalliser dans ce type de granite) étant un phosphate de Th et REE nous devrions observer une bonne corrélation entre la teneur en Th des échantillons et la teneur en LREE, ainsi qu'entre la teneur en Th et la pente du spectre de REE au niveau des LREE. Or nous voyons figure 3.32b qu'il n'existe pas de corrélation entre la teneur en Th et les teneurs en Sm et Nd ou le rapport Sm/Nd. Nous notons de plus sur cette figure que deux échantillons ont des rapports Sm/Nd anormalement élevés pour des granites (0,286 pour AG54 et 0,404 pour AG26). De tels rapports s'observent parfois dans les produits de différenciation extrêmes des leucogranites himalayens (e.g. Déniel et al., 1987) mais là encore ils sont liés au fractionnement de monazite. Le granite d'Ioulgueud présente donc à la fois des teneurs et des spectres anormaux pour un leucogranite. Ces caractéristiques ne semblent pas pouvoir être reliées à un processus magmatique. Comme d'autre part ce granite présente des anomalies de l'ensemble de sa composition chimique (éléments majeurs et en trace) et que ces anomalies sont apparemment dues aux phénomènes

hydrothermaux, nous pouvons supposer que les variations mises en évidence aux niveaux des REE sont également liées aux phénomènes hydrothermaux. Il est à noter que les échantillons AG4a et AG4b d'orthogneiss migmatitiques qui présentent également des modifications hydrothermales de leurs spectres de REE (c.f. III-1) ont été collectés dans la même région de l'Amsaga que les échantillons du granite d'Ioulgueud, et que de plus c'est dans cette région que les phénomènes rétro-morphiques hydrothermaux sont le plus développés (c.f. chapitre II). Cependant, cette hypothèse doit être nuancée, étant donné le peu d'échantillons dont nous disposons. En effet, les leucogranites se caractérisent fréquemment par une chimie délicate à interpréter, de nombreux processus pouvant intervenir au moment de leurs formations (e.g. Euzen, 1993) :

- hétérogénéité de la zone source ;
- interaction avec l'encaissant ;
- fractionnement magmatique ;
- interaction avec les fluides deutériques ou hydrothermaux ;
- mélanges avec des restites...

### III-3-3/ Conclusion.

L'étude géochimique des granites post-granulite de l'Amsaga nous permet de confirmer (au moins sur quelques échantillons) les mobilités élémentaires mise en évidence dans les autres lithologies étudiées. Ce point est intéressant puisqu'il nous indique qu'une partie au moins des anomalies géochimiques mises en évidence précédemment est postérieure au métamorphisme granulitique.

Malgré les anomalies géochimiques observées nous pouvons confirmer la différence d'origine entre ces deux massifs mise en évidence grâce à l'étude pétrographique, à savoir : un pluton granitique de type I pour le granite de Touijenjert et un leucogranite de type C pour le granite d'Ioulgueud.

### III-4/ CONCLUSION GENERALE DE L'ETUDE GEOCHIMIQUE.

Le fait principal qui se dégage de notre étude géochimique est l'extrême perturbation de la composition chimique des orthogneiss de l'Amsaga. Les modifications chimiques mise en évidence peuvent être rattachées à deux types de phénomènes : le métamorphisme granulitique et le métamorphisme hydrothermal (ou la rétro-morphose). Un des points important est de noter que même les REE semblent affectés par ces phénomènes. Là encore plusieurs types de perturbations peuvent être envisagées :

- certains échantillons montrent des teneurs anormalement élevées en REE et surtout des rapports Sm/Nd anormalement bas (certains charnockites de Bou Rhzama et du guelb el Azib par exemple) ;

- d'autres échantillons montrent des teneurs très basses en REE, beaucoup plus basses que celles de leurs équivalents non altérés (échantillon de charnockites AG20 par exemple) ;

- enfin certains échantillons présentent des rapports Sm/Nd très élevés, supérieurs aux CHUR, voire supérieurs au DM (orthogneiss migmatitiques AG4a et b, éch. AG26 du granite d'Iouluend).

Plusieurs phénomènes peuvent rendre compte de ces différentes anomalies :

- mobilité des REE lors de l'événement granulitique pour le premier type de perturbation (e.g. DePaolo et al., 1982 ; McCulloch et Black, 1983) ;

- lessivage des REE lors de la rétro-morphose complète des échantillons granulitiques et/ou l'hydrothermalisme pour le deuxième type de perturbation ;

- cristallisation de phases secondaires riches en REE lié à un événement hydrothermal pour les échantillons AG4a et b par exemple.

Ces résultats sont intéressants puisqu'ils nous permettent de mettre en évidence la mobilité des REE pendant le métamorphisme et l'altération. Or s'il est désormais admis que les REE peuvent être mobiles lors de l'altération des roches basiques ou ultrabasiques (e.g. Tourpin, 1992, Gruau, 1992), ils sont le plus souvent considérés comme immobiles dans les roches de compositions granitiques, même si certains auteurs ont démontré leur mobilité lors de l'hydrothermalisme de roches acides (e.g. Martin et al., 1978 ; Alderton et al., 1980). Cependant, dans le cas de l'Amsaga, la superposition de trois phénomènes (granulitisation, rétro-morphose, recristallisation hydrothermale) ainsi que le manque de données adéquates ne nous permet pas de contraindre les processus de mobilité élémentaires. De plus, nous devons noter, que si quelques échantillons semblent présenter une perturbation importante de leurs teneurs en REE, la grande majorité des échantillons étudiée semble avoir conservé sa composition magmatique.

Un autre point important est d'avoir mis en évidence l'existence de plusieurs types d'orthogneiss migmatitiques alors que dans les travaux antérieurs (e.g. Barrère, 1967 ; Bronner, 1992 ; Auvray et al., 1992a ; 1992b) tous les orthogneiss de l'Amsaga étaient considérés comme homogènes. La répartition géographique de ces gneiss n'est pas précisément définie, mais il semble que les gneiss de type TTG affleurent au Nord des accidents N40E dextres (excepté l'échantillon AG235) alors que les granodiorites affleurent entre les branches des cisaillements dextres et au Sud de ces derniers (voir fig.3.1).

Les échantillons qui semblent avoir conservé leur composition magmatique peuvent être rattachés à plusieurs séries magmatiques calco-acalines. Enfin, la nature et l'origine du granite d'Iouluend (leucogranite C ou de type himalayen) confirme l'hypothèse émise lors de l'étude pétrostructurale, à savoir une mise en place syn-tectonique de ce granite par fusion partielle des séries adjacentes.

## **CHAPITRE IV**

# **GEOCHRONOLOGIE-GEOCHIMIE ISOTOPIQUE**

La compréhension de l'histoire géologique d'une région passe obligatoirement par la connaissance des différents événements qui l'affectent. Deux questions se posent alors :

- quels sont les âges de mise en place des différentes formations ?
- quel est l'âge du (ou des) événement(s) métamorphique(s) ?

Pour répondre à ces questions nous disposons de différents chronomètres, basés sur plusieurs systèmes isotopiques. Dans le présent chapitre nous allons définir la géochronologie de l'Amsaga. Dans les terrains comme l'Amsaga, ayant subi une histoire longue et complexe seule une approche pluri-méthodologique permet de comprendre l'histoire géologique. Pour notre étude nous nous servirons de trois systèmes isotopiques : U-Pb ; Rb-Sr et Sm-Nd sur roches totales et minéraux. Les constantes de désintégration employées sont les suivantes :

<i>Rb/Sr</i>	$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$	$\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$
<i>Sm/Nd</i>	$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$	$\lambda = 6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$
<i>U / Pb</i>	$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	$\lambda = 0,155125 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$
	$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$	$\lambda' = 0,98485 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$

Les principes des méthodes employées dans ce travail sont rappelés dans de nombreux ouvrages (e.g. Roth et Poty, 1985 ; Faure, 1986).

Dans un premier temps nous discuterons des données issues des travaux antérieurs (obtenues sur l'ensemble de la dorsale Réguibat archéenne). Puis, nous présenterons nos propres résultats, et nous dégagerons un schéma d'évolution globale de la région.

#### IV-1/ RESUME DES TRAVAUX ANTERIEURS.

Les premiers travaux disponibles sur la partie archéenne de la dorsale Réguibat proviennent de Bonhomme (1962) et Vachette (1964) et sont cités dans Barrère (1967). Il s'agit d'âges conventionnels Sr obtenus sur différents granites et gneiss migmatitiques de l'Amsaga et du Tasiat, ainsi que des âges conventionnels sur les biotites et les muscovites de ces échantillons. Barrère (1967) en déduit deux groupes d'âges principaux : pour les roches totales et les muscovites un âge vers 2,6 Ga et pour les biotites un groupe d'âges autour de 2,1-1,85 Ga. La méthode des âges conventionnels consiste à fixer une valeur théorique du rapport initial du Sr de l'échantillon. La valeur retenue pour ce rapport initial est 0,712 dans les travaux existants sur la dorsale Réguibat (Cahen et al., 1984). Un échantillon très ancien, ou de rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  très élevé (biotite par exemple) aura un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  très radiogénique, donc dans ce cas, calculer un âge conventionnel revient, quelque soit le rapport initial

retenu, à calculer à quel moment l'échantillon avait un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  "normal" (c'est-à-dire proche de 0,712). Si le rapport actuel de l'échantillon est vraiment très élevé cet âge sera à peu près celui de sa fermeture. Par exemple, les biotites de l'échantillon AG184 ont un rapport ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) de  $2,642 \pm 1$  et un rapport ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ) de 81,09. Si nous calculons l'âge conventionnel de ces biotites en faisant varier le rapport initial de 0,700 à 1 nous obtenons des âges compris entre 1,66 et 1,41 Ga, or la paire roche totale-biotite de cet échantillon donne 1,53 Ga. Nous voyons donc que dans ce cas l'âge conventionnel est à peu près l'âge de cristallisation (ou de fermeture) de la biotite. En revanche dans le cas d'une roche totale, dont le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est généralement moins radiogénique que celui d'une biotite et qui, de plus, n'a pas forcément évolué en système clos, calculer un âge conventionnel correspond uniquement à calculer à quel moment l'échantillon avait un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  égal à celui que nous lui avons fixé au départ ce qui peut conduire à des résultats aberrants.

D'autres âges conventionnels (Vachette, 1964 et Giraudon et Vachette, 1964) sont cités dans Cahen et al. (1984) et Bronner (1992) et donnent un âge moyen autour de 2,7 Ga. Mais comme dans ces différents cas les valeurs analytiques ne sont pas publiées, nous ne pouvons pas estimer l'influence du choix du rapport initial.

Lameyre et Lassere (1967) trouvent pour le groupe de Chegga (à l'extrême Est de la dorsale Réguibat) un âge isochrone Rb-Sr (3 points) de  $2707 \pm 312$  avec un rapport initial de 0,6969 et un MSWD de 27,71. Le rapport initial aberrant ainsi que la valeur élevée du MSWD rendent ces données difficilement acceptables et laissent supposer une ouverture du système isotopique.

Vachette et Bronner (1973) publient deux âges isochrones Rb-Sr sur roches totales : un âge à  $3016 \pm 135$  Ma pour des "gneiss granulitiques non migmatisés" de l'Amsaga et un âge à  $2779 \pm 83$  Ma pour des granulites du gueb El Rhein (Tiris). Les données analytiques ne sont pas publiées, mais le cogénéisme des échantillons est douteux, puisque un âge a été recalculé à partir de ces échantillons en retirant du calcul "une pegmatite et deux amphibolites" (Vachette cité dans Cahen et al., 1984). Les "isochrones" ainsi recalculées donnent respectivement  $2706 \pm 71$  Ma pour le Tiris et  $2400 \pm 279$  Ma pour l'Amsaga. D'autre part, une isochrone obtenue en regroupant les données obtenues dans ces deux régions donne un âge de  $2708 \pm 65$  Ma (Vachette cité dans Cahen et al., 1984). Le Tiris et l'Amsaga étant séparés par plusieurs centaines de kilomètres, ce calcul est sans valeur.

Un certain nombre de résultats géochronologiques est cité dans Bessoles (1977) et provient pour la plupart de travaux non publiés de Vachette. Ces données concernent :

- des gneiss migmatitiques de la région du Ghallaman, ou une isochrone Rb-Sr sur roches totales (3 points) a fourni un âge de  $3270 \pm 347$  Ma. Mais des travaux plus récents (Boher, 1991) montrent que ces

formations ne sont pas restées en système clos en ce qui concerne le couple Rb-Sr et qu'elles sont d'âge protérozoïque ( $T_{DM}^{Nd}$  entre 1,94 et 2,12 Ga).

- toujours dans le Ghallaman, un âge isochrone Rb-Sr de  $2539 \pm 54$  Ma a été obtenu sur un granite recoupant les gneiss précédemment décrits (Vachette non publié dans Bessoles, 1977). Mais le rapport initial de l'isochrone ( $ISr=0,6994$ ) semble confirmer l'hypothèse d'une ouverture du système isotopique avancée par Boher (1991).

Les résultats les plus récents obtenus sur la dorsale Réguibat archéenne sont :

- des âges modèles Nd (DePaolo, 1981) s'échelonnant entre 2,86 et 3,11 Ga pour un granite à biotite et/ou amphibole (certainement le granite de Touijenjert) de l'Amsaga et des âges  $T_{DM}$  compris entre 3,04 et 3,18 Ga dans le Tiris (Boher, 1991) ;

- un âge U-Pb sur zircon de  $2709 \pm 139$  Ma obtenu sur le socle archéen de la fenêtre de Bou Naga (Blanc et al., 1992).

Enfin des âges protérozoïques ont été obtenus sur des noyaux réputés archéens de la dorsale. C'est le cas de migmatites situées à 50 km au S des Sfariat (isochrone Rb-Sr de  $2363 \pm 101$  Ma) et d'une zone de mylonites située à la limite entre les Sfariat et le Ghallaman (isochrone Rb-Sr de  $2198 \pm 78$  Ma, mais avec un  $ISr$  de 0,6987) (Vachette non publié, cité dans Bessoles, 1977). Nous avons également analysé deux échantillons (leptynites) provenant des Sfariat (échantillons fournis par G. Bronner). Les résultats obtenus semblent confirmer l'existence d'un métamorphisme protérozoïque (âge roche totale-grenat :  $1537 \pm 10$  Ma ;  $\epsilon_{Nd(t)} = -6,4$ ) affectant des séries dont les protolithes pourraient être archéens ( $T_{DM} = 2,94$  et  $2,70$  Ga). Ces résultats ne concernant pas directement le présent travail, ils sont reportés en annexe (annexe II).

Nous voyons donc que les travaux antérieurs existants sur la géochronologie de la partie archéenne de la dorsale Réguibat sont pour le moins sporadiques et que leur interprétation n'est pas toujours évidente. Il semble se dégager de ces diverses études que l'histoire de la dorsale débute vers 3,0 Ga (avec peut-être une histoire antérieure, ce que nous confirmerons), qu'un événement important a lieu vers 2,7 Ga et qu'un ou plusieurs événements thermiques affectent la dorsale au Protérozoïque (vers 2,3-2,5,  $\approx 2,0$  et  $\approx 1,6$  Ga). Cette synthèse des données existantes rejoint celle présentée dans les différents ouvrages traitant du craton ouest africain (Bessoles, 1977 ; Cahen et al., 1984 ; Dallmeyer et Lécorché, 1990 ; Goodwin, 1991 ; Bronner, 1992). Notre travail va nous permettre de confirmer cette évolution en ce qui concerne la région de l'Amsaga.



## IV-2/ RESULTATS OBTENUS SUR LA REGION DE L'AMSAGA.

Dans la suite de ce chapitre nous allons étudier les différents ensembles lithologiques séparément en regardant les résultats obtenus en fonction de chaque système isotopique. Ce paragraphe s'organisera en quatre parties :

- les orthogneiss acides (orthogneiss migmatitiques et charnockites ; IV-2-1) ;
- les roches basiques (gabbros du guelb el Azib et des Iguilid ; IV-2-2) ;
- les granitoïdes post-granulite (granite de Touijenjert et d'Ioulgueud ; IV-2-3) ;
- les séries paradérivées (IV-2-4) ;

Dans chaque groupe lithologique nous nous attacherons à déterminer ce qui peut être interprété en terme d'âge de mise en place ou en terme d'âge de métamorphisme (ou de refroidissement).

### IV-2-1/ LES ORTHOGNEISS ACIDES.

#### IV-2-1-1/ Les orthogneiss migmatitiques.

##### *a/ Système U-Pb sur zircons.*

Les échantillons d'orthogneiss migmatitiques de l'Amsaga sont souvent assez pauvres en Zr (c.f. chapitre III) et donc assez pauvres en zircon. Aussi n'avons pas pu appliquer la méthode U-Pb sur zircon par voie chimique classique. Deux méthodes ont donc été employées dans cette étude :

- méthode en monozircon par évaporation directe (Kober, 1986 ; 1987) ;
- analyse par sonde ionique à la SHRIMP de Camberra (méthode analytique dans Compston et al., 1984).

Deux échantillons d'orthogneiss migmatitiques ont été datés en U-Pb sur zircon : l'échantillon AG41 et l'échantillon AG154 (fig.4.1).

L'échantillon AG41 a été collecté au sud d'Amouchterki, non loin de la zone mylonitique N40E dextre, il appartient au groupe des échantillons qui se distinguent par leurs compositions chimiques anormales dans le chapitre précédent. L'échantillon AG154 appartient au groupe des Tdj, il a été collecté à l'Ouest du gabbro des Iguilid.

##### *Echantillon AG41.*

Deux monozircons ont été analysés. Il s'agit de zircons ronds, seules quelques facettes sont visibles à la surface du minéral, ils sont translucides et de couleur rose foncé.

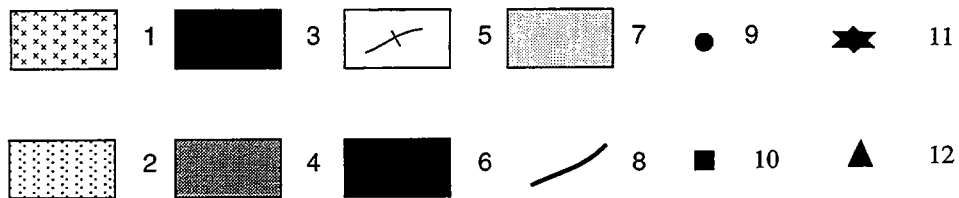
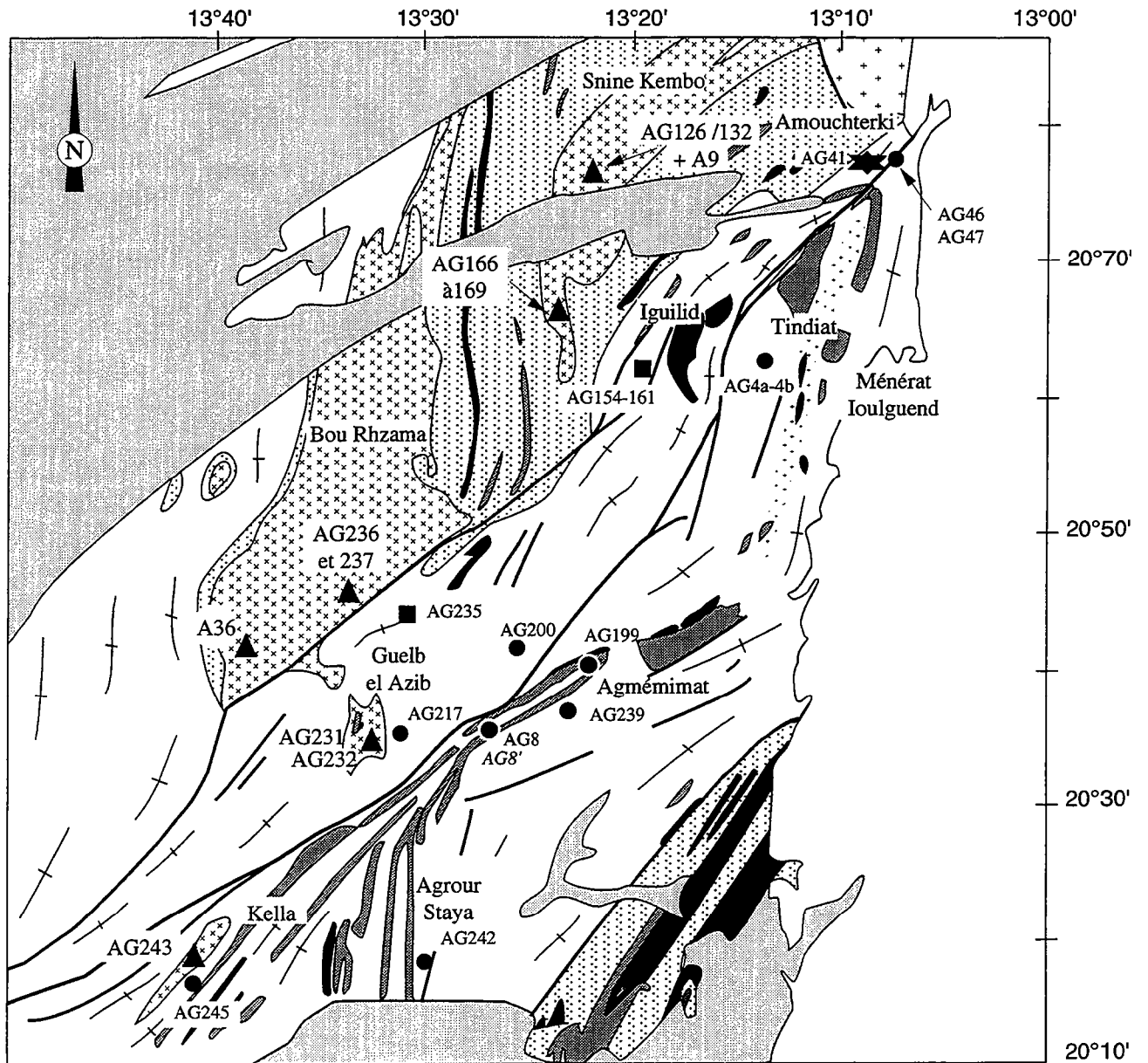


Fig.4.1. Localisation des échantillons d'orthogneiss acides analysés au cours de l'étude géochronologique. 1/ Charnockites; 2/ Métagrauwakes; 3/ Métapélites; 4/ Métabasites; 5/Gneiss migmatitiques; 6/ Gabbro des Iguilid; 7/ Dunes; 8/ Zones mylonitiques; 9/ Granodiorites; 10/ Trondhjémites; 11/ Echantillon daté à 3,5 Ga; 12/ Charnockite. L'échantillon de leucosome est noté en italique.

Le premier zircon analysé donne des résultats relativement bien groupés : les âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  varient de  $3511 \pm 54$  à  $3488 \pm 40$  Ma (tab. 4.1). Ceci nous permet de calculer un âge moyen à  $3488 \pm 42$  Ma (fig.4.2a, la méthode employée pour le calcul d'erreur sur les âges monozircons est reportée en annexe).

Le deuxième zircon fournit deux paliers de mesures aux environs de 3,45 Ga ( $3457 \pm 66$  et  $3415 \pm 29$  Ma) et un palier significativement différent à  $3089 \pm 36$  Ma (fig.4.2b). Cependant, ce deuxième groupe d'âges a été obtenu sur un nombre restreint de mesures et avec le rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  le plus bas. La correction apportée pour tenir compte du plomb primaire est donc importante. Le calcul d'erreur tient compte de cette correction. Cependant, l'effet de cette correction importante fragilise l'âge obtenu.

D'autres grains ont été analysés, mais la très faible intensité du signal n'a pas permis de mesure précise. Dans les deux cas les rapports  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  mesurés présentent une assez grande variabilité. Ce type de résultats très dispersés ne permet pas d'obtenir un âge fiable et suggère une histoire complexe de l'échantillon.

Aucun âge fiable supérieur à 3,0 Ga n'ayant pour le moment été obtenu sur la dorsale Réguibat archéenne (ainsi d'ailleurs que sur l'ensemble du craton ouest africain) ces résultats devaient être confirmés. Les zircons de l'échantillon AG41 ont donc été analysés à la SHRIMP (20 zircons ; tab. 4.1). De nouveau les données sont dispersées puisque les âges obtenus s'échelonnent entre  $3498 \pm 4$  et  $3423 \pm 5$  Ma (fig. 4.3). Ces résultats confirment ceux obtenus en monozircon, à savoir : une mise en place du protolithe de ce gneiss vers 3,5 Ga suivie d'une histoire complexe. Cette roche pourrait avoir subi un événement thermique antérieur à 3,4 Ga, ce qui définirait deux intercepts sur la concordia : un vers 3,5 et un vers 3,4 Ga et expliquerait la dispersion observée. Tous les zircons analysés sauf un (analyse 4.1) semblent concordants. Ceci peut être dû au fait que la durée séparant la mise en place et le métamorphisme éventuel est très courte (inférieure à 100 Ma) ce qui, aux erreurs analytiques près, confère une apparente concordance aux valeurs analytiques.

Le zircon 4.1 présente un fort taux de discordance (36%) mais ne permet pas d'envisager un événement postérieur à 3,4 Ga. Cette discordance est le résultat d'une perte de Pb par diffusion. En effet, ce zircon est plus riche en U et Th que les autres minéraux analysés (respectivement 617 et 306 ppm, soit de deux à trois fois plus) il est probable que son réseau cristallin a été le plus fortement endommagé par la désintégration, la diffusion de Pb en est donc facilitée. Malgré sa forte discordance, il donne un âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $3442 \pm 5$  Ma, c'est-à-dire dans la même gamme que les autres.

La relative identité des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  mesurés, ainsi que la constance du rapport Th/U des minéraux analysés indiquent que nous avons affaire à une population homogène de zircons. L'événement

	Temp. (A)	(206/204)m	(207/206)m	Erreur (2 sig)	(208/206)m	(207/206)*	Age 7/6	Erreur (1 sig.)
AG41a	3,2	426	0,327	0,003	0,1229	0,304	3488	40
	3,2	969	0,309	0,002	-	0,299	3465	31
	3,2	5821	0,328	0,006	-	0,311	3511	54
AG41b	3,2	217	0,297	0,003	0,1945	0,235	3089	36
	3,2	4754	0,316	0,005	-	0,298	3457	66
	3,2	>10000	0,291	0,002	-	0,290	3415	29
AG154	3,2	1552	0,210	0,005	0,1109	0,201	2836	14

Tab.4.1. Résultats obtenus en monozircon par évaporation directe sur les orthogneiss migmatitiques de l'Amsaga. Les âges sont en Ga, l'erreur sur l'âge est en 1 sigma. Les valeurs retenues pour la correction du plomb primaire sont celles de Stacey et Kramers (1975).

Echantillons	206/204	±	207/204	±	208/204	±	μ2
AG154	15,118	1	15,047	1	36,966	2	3,55
AG158	15,255	1	15,101	1	36,573	4	3,79
AG159	14,677	1	14,97	1	34,439	3	2,76
AG162	15,398	1	15,147	1	36,291	3	4,05
AG235	17,154	10	15,497	11	42,02	34	7,21
NBS981	16,905	2	15,445	2	36,558	5	

Tab.4.1. (suite) Résultats obtenus en Pb commun sur les orthogneiss de composition trondhémitique. Les erreurs sont en 2 sigma, le rapport m2 est calculé à partir de 2,85 Ga. blanc total ≈ 0,45 ng.

Analyse	U/ppm	Th/ppm	Th/U	Pb*/ppm	204/206	% £206	206/238	±	207/235	±	207/206	±	AGE 6/38	±	AGE 7/35	±	AGE 7/6	±	% CONC
1,1	166	71	0,43	143	0,000069	0,043	0,7105	0,0149	29,57	0,65	0,3019	0,0012	3460	56	3473	22	3480	6	99
2,1	151	66	0,44	131	-	<0,01	0,7154	0,0150	29,14	0,64	0,2954	0,0012	3479	57	3458	22	3446	6	101
3,1	180	89	0,50	162	0,000048	0,026	0,7339	0,0153	30,79	0,67	0,3043	0,0011	3548	57	3512	21	3492	6	102
4,1	617	306	0,50	318	0,000563	0,055	0,4098	0,0083	16,65	0,35	0,2947	0,0010	2214	38	2915	20	3442	5	64
5,1	292	155	0,53	260	0,000028	0,017	0,7209	0,0148	29,62	0,63	0,2980	0,0009	3499	56	3474	21	3460	5	101
6,1	161	81	0,50	140	-	<0,01	0,7069	0,0148	29,14	0,63	0,2990	0,0012	3447	56	3458	22	3465	6	99
7,1	222	110	0,49	194	-	<0,01	0,7171	0,0149	28,77	0,62	0,2910	0,0010	3485	56	3446	21	3423	5	102
8,1	278	132	0,48	232	-	<0,01	0,6831	0,0140	28,17	0,59	0,2991	0,0009	3356	54	3425	21	3466	5	97
9,1	213	103	0,48	186	0,000001	0,004	0,7104	0,0147	29,20	0,62	0,2982	0,0010	3460	56	3460	21	3461	5	100
10,1	227	95	0,42	195	-	<0,01	0,7120	0,0147	29,18	0,62	0,2973	0,0010	3466	56	3460	21	3456	5	100
11,1	194	89	0,46	168	0,000002	0,011	0,7084	0,0147	29,47	0,63	0,3017	0,0011	3452	56	3469	21	3479	6	99
12,1	319	142	0,45	273	-	<0,01	0,6994	0,0143	29,46	0,62	0,3055	0,0009	3418	54	3469	21	3498	4	98
13,1	190	106	0,55	165	0,000016	0,02	0,6974	0,0144	28,99	0,62	0,3015	0,0011	3411	55	3453	21	3478	5	98
13,2	255	119	0,47	210	0,000219	0,071	0,6556	0,0183	26,99	0,78	0,2985	0,0016	3250	71	3383	29	3463	8	94
14,1	233	122	0,52	196	-	<0,01	0,6795	0,0140	28,33	0,60	0,3024	0,0009	3342	54	3431	21	3482	5	96
15,1	103	81	0,79	96	0,000168	0,112	0,7288	0,0212	29,70	0,93	0,2956	0,0024	3529	79	3477	31	3447	13	102
16,1	129	93	0,72	118	0,000333	0,099	0,7191	0,0205	29,31	0,88	0,2956	0,0021	3493	77	3464	30	3447	11	101
17,1	206	104	0,50	183	0,000167	0,054	0,7206	0,0201	29,70	0,86	0,2990	0,0015	3498	76	3477	29	3465	8	101
19,1	181	98	0,54	164	0,000370	0,097	0,7363	0,0207	29,89	0,88	0,2945	0,0019	3557	77	3483	29	3441	10	103
18,1	205	110	0,54	180	0,000272	0,073	0,7162	0,0200	29,38	0,86	0,2975	0,0017	3482	76	3466	29	3457	9	101

Tab.4.1. (suite) Résultats obtenus en U-Pb sur zircon à la sonde ionique de Camberra sur l'orthogneiss migmatitique AG41.

1/ - signifie 204Pb indétectable.

2/ les erreurs sont données en 1 sigma.

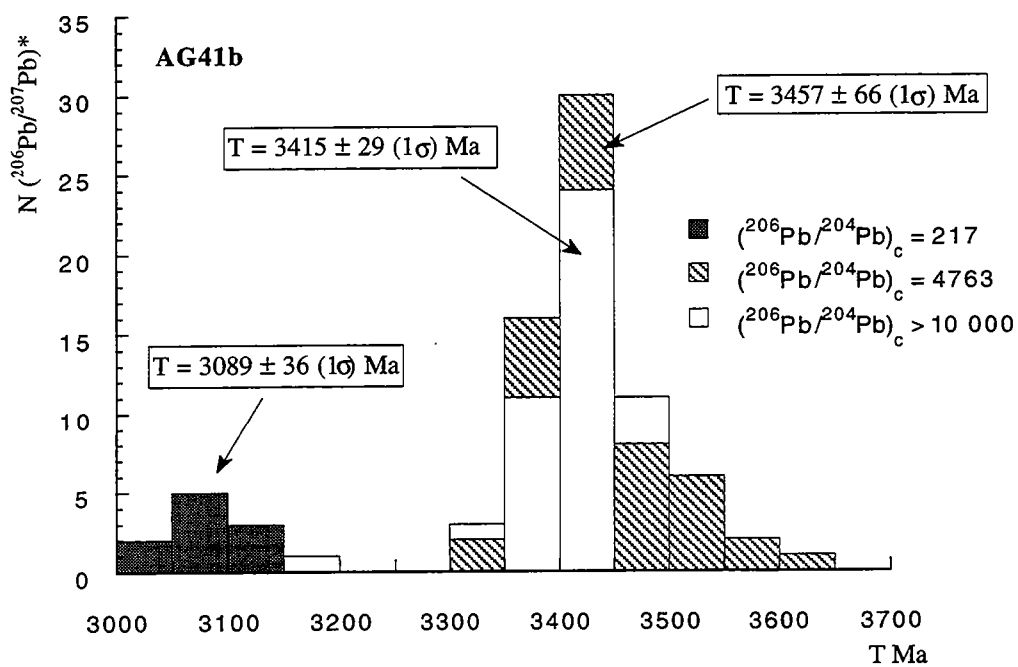
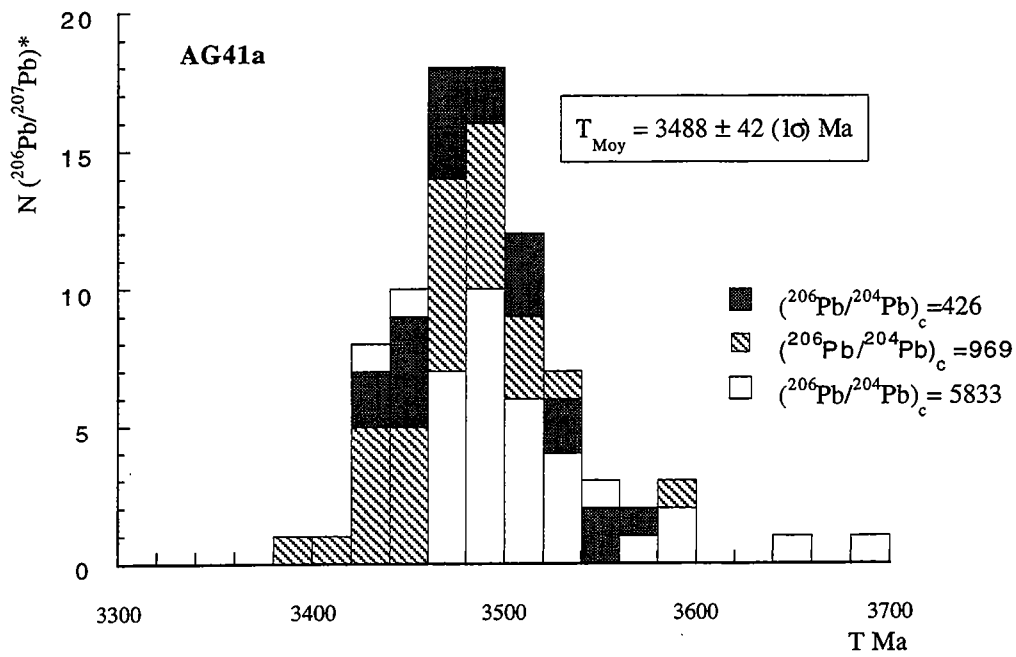


Fig. 4.2. Histogrammes des âges ( $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ) obtenus en monozyrcron par évaporation directe sur l'orthogneiss AG41. Les groupes d'âges sont calculés en tenant compte des différents rapports (6/4).

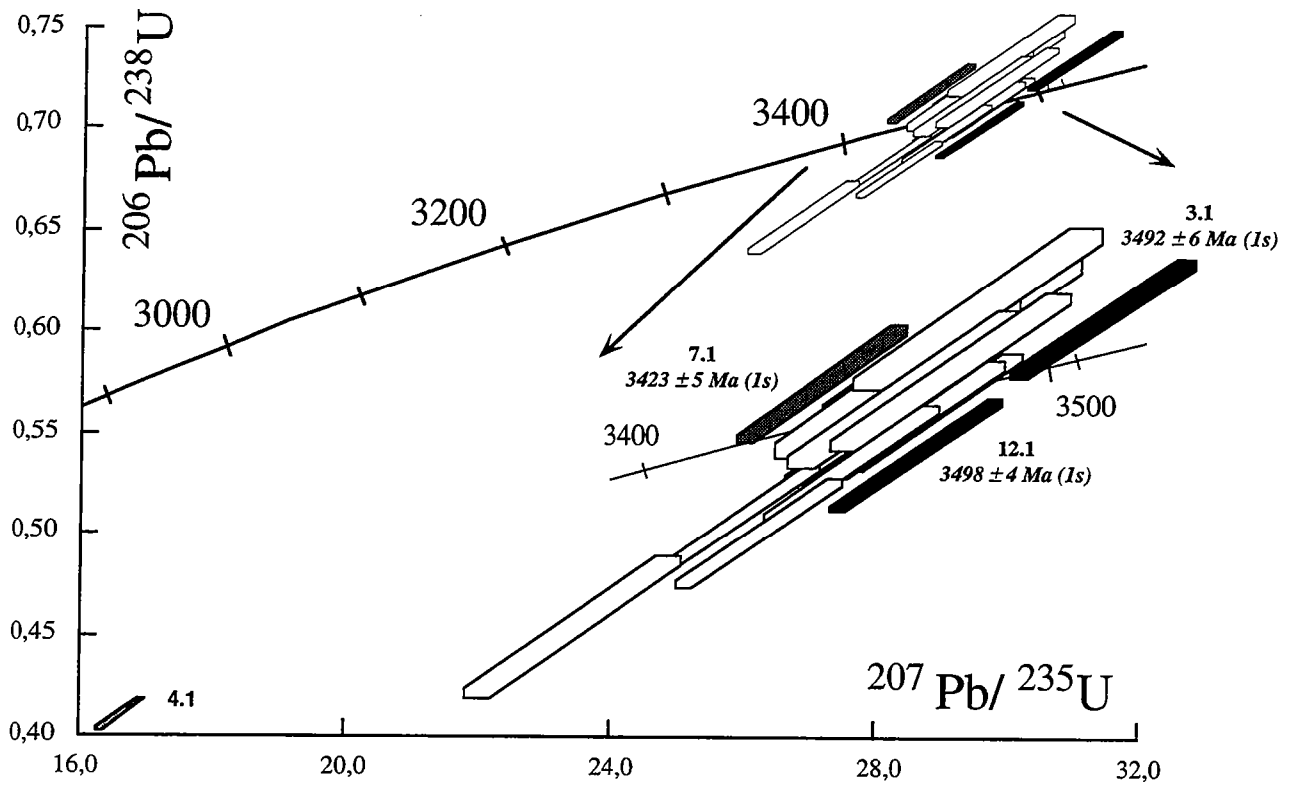


Fig. 4.3. Diagramme concordia effectué à partir des données obtenues à la microsonde ionique sur les zircons de l'échantillon de gneiss migmatitique AG41. Les analyses sont reportées dans des boites représentant l'erreur à  $1\sigma$ . Les analyses concordantes ombrées définissent la gamme de variation des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

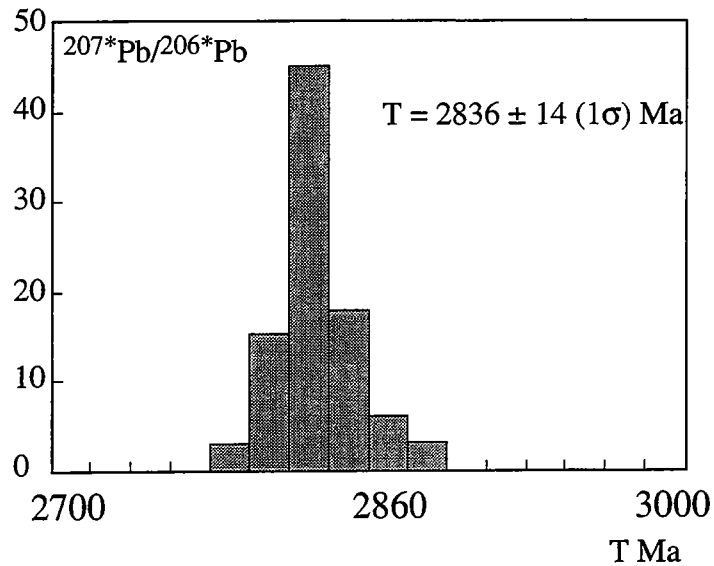


Fig.4.4. Histogramme des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  mesurés en monozircon sur l'échantillon de Tdj AG154.

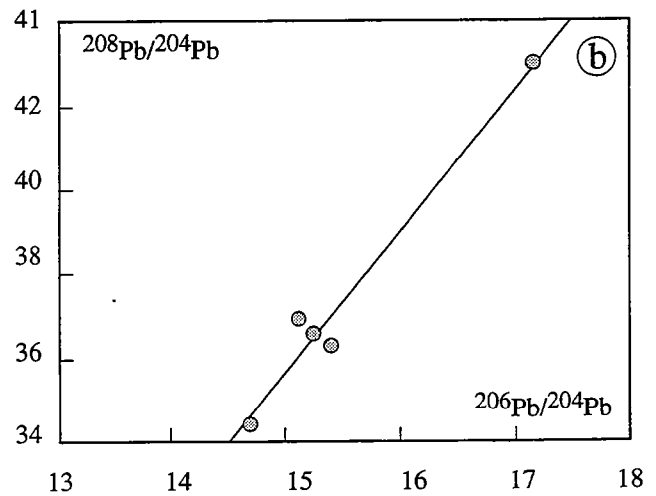
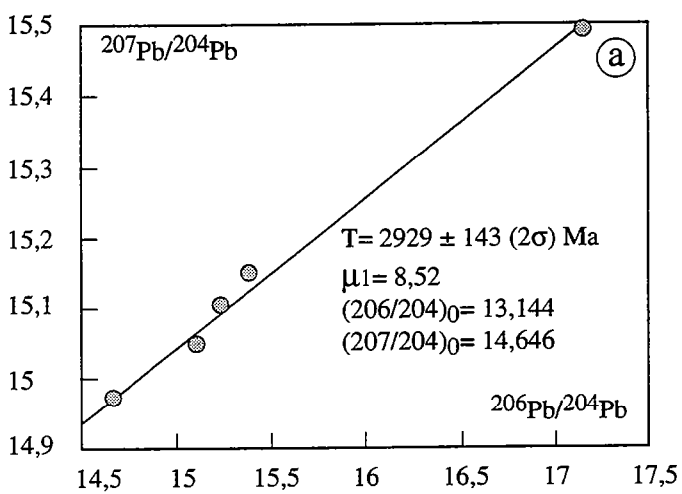


Fig.4.5. Diagrammes des compositions isotopiques du Pb pour les échantillons d'orthogneiss de composition trondhjémitique de l'Amsaga. a/ diagramme isochrone Pb-Pb. b/ diagramme  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  permettant de calculer un rapport  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  1 pour trois des cinq échantillons.



migmatitique qui affecte ce gneiss (dont l'âge est beaucoup plus récent, voir plus loin) ne semble pas provoquer de recristallisation secondaire ou de réouverture significative du système U-Pb sur zircon.

#### Echantillon AG154.

Un zircon de l'échantillon AG 154 (cf. fig.4.1) a été analysé en monozircon par évaporation directe (tab.4.1 ; fig.4.4). Le minéral analysé est automorphe, plus ou moins arrondi et de couleur rose pâle. Les rapports isotopiques du Pb mesurés sont très homogènes et donnent un âge unique de  $2836 \pm 14$  Ma. Ces gneiss TTG sont recoupés par le gabbro tardif des Iguilid. L'âge obtenu en monozircon est cohérent avec l'âge de mise en place du gabbro ( $\approx 2,7$  Ga, voir paragraphe IV-2-2). Etant données les incertitudes liées à la méthode en monozircon dans les régions polymétamorphiques comme l'Amsaga l'âge de 2,84 Ga obtenu indique l'âge minimum de mise en place. D'autres grains ont été analysés mais leur teneur trop faible en Pb n'a pas permis d'obtenir de mesures fiables.

#### *b/ Système Pb-Pb.*

La composition isotopique du Pb de cinq échantillons de Tdj a été analysée en roche totale (tab.4.1 ; fig. 4.1). Les rapports isotopiques mesurés nous permettent de calculer un âge isochrone de  $2929 \pm 143$  Ma avec un MSWD de 1,8 (fig.4.5). Etant donnée l'erreur sur l'âge obtenu (liée à la trop faible dispersion des données analytiques), cet âge est cohérent avec celui obtenu en monozircon sur l'échantillon AG154.

Les rapports isotopiques du Pb mesurés sont très peu radiogéniques ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  entre 14,66 et 17,13 et  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  proches de 15) et plaident en faveur d'un rapport U/Pb faible. En effet, si nous calculons le rapport  $\mu 2$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  actuel) nous obtenons des valeurs basses : entre 2,76 et 7,21 (tab. 4.1). Si nous reportons les valeurs mesurées dans un diagramme  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en fonction de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig.4.5), nous voyons que seuls trois échantillons sont alignés, cela signifie que les cinq échantillons analysés ont des rapports Th/U différents.

Le rapport  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  (proche du rapport élémentaire) calculé pour les trois échantillons alignés est de 1,06. Etant données les teneurs en Th de ces échantillons (entre 1 et 3 ppm), cela nous indique des teneurs très faibles en U (entre 0,25 et 1 ppm). Ce type de rapport Th/U et de teneur en Th et U est faible pour des TTG archéennes (valeurs moyennes : Th= 8 ppm, U= 2 ppm ; Condie, 1992) et peut s'expliquer si nous avons un lessivage de ces éléments lors du métamorphisme responsable de la migmatisation de ces séries. Cela expliquerait également les faibles valeurs du rapport  $\mu 2$ . Dans ce cas l'âge obtenu n'aurait pas de signification géologique. Des analyses supplémentaires devraient permettre de trancher entre un âge de mise en place et un âge lié à une perturbation du système

Système  
Sm-Nd

Echantillons	Nd ppm	Sm ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}_0$	$\text{ENdt}$	TDM
AG41	62,14	10,13	0,0985	0,510376±6	-44	0,24	3,64
AG46	50,66	9,325	0,1113	0,511100±5	-30	-	3,03
AG47	103,61	16,36	0,0954	0,510780±4	-36,24	-	3,03
AG8	23,57	4,025	0,1032	0,510866±5	-34,57	-	3,13
AG239	24,94	4,365	0,1058	0,510967±3	-32,6	-	3,06
AG200	20,94	3,646	0,1053	0,510962±5	-32,69	-	3,05
AG245	17,75	2,870	0,0977	0,510722±11	-37,38	-	3,16
AG242	19,85	3,450	0,1050	0,510818±5	-35,5	-	3,24
AG199	20,31	3,300	0,0980	0,510949±7	-32,95	-	2,88
AG217	17,17	3,597	0,1266	0,511429±5	-23,58	-	2,99
AG4a	78,00	27,43	0,2126	0,512825±10	3,65	-	-
AG4b	76,48	26,01	0,2056	0,512854±6	4,21	-	-
AG8'	5,612	1,467	0,1563	0,511830±5	-15,76	-	3,47
AG158	8,279	1,237	0,0903	0,510766±14	-36,52	1,85	2,92
AG159	8,626	1,427	0,1000	0,510992±7	-32,11	2,77	2,87
AG162	13,36	1,923	0,0870	0,510658±9	-38,62	0,93	2,98
AG235	10,83	1,804	0,1006	0,510937±4	-33,18	1,47	2,96

Système  
Rb-Sr

Nature	Echantillons	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Ist0
Roche totale	AG41	129	118	3,199	0,831829±11	0,6688
Feldspath	AG41	98	142	2,008	0,793370±12	-
Muscovite	AG41	288	16,8	58,9	2,62291±4	-
Biotite	AG41	639	10,7	205	2,62595±6	-
Granodiorites	AG46	240	47,85	15,243	1,232055±13	0,6363
	AG47	6,605	135	0,142	0,716289±10	0,7107
	AG8	153	156	2,884	0,815888±9	0,7032
	AG239	178	115	4,537	0,865512±13	0,6882
	AG200	117	180	1,897	0,772258±9	0,6981
	AG245	59	250	0,685	0,731578±9	0,7048
	AG242	77,5	348	0,646	0,728957±11	0,7037
	AG199	138	127	3,176	0,819189±10	0,6950
	AG217	7,70	274	0,081	0,705451±21	0,7023
Leucosome	AG8'	232	62,27	11,197	1,087132±17	0,6495
Trondhjémites	AG154	31,40	493	0,184	0,708522±10	0,7016
	AG158	35,71	344	0,300	0,713141±9	0,7010
	AG159	39,30	444	0,256	0,712296±9	0,7019
	AG162	30,06	565	0,154	0,707716±9	0,7015
	AG235	48,97	514	0,276	0,712739±8	0,7015

Tab.4.2. Résultats obtenus en Sm-Nd et Rb-Sr sur les orthogneiss migmatitiques de l'Amsaga. L'échantillon de leucosome est en noté en italique. Les rapports  $\epsilon\text{Nd}_0$  et  $\text{Ist}_0$  ont été calculés à 3,5 Ga pour l'échantillon AG41 et 2,8 Ga pour les Tdj. Le rapport  $\text{Ist}_0$  a été calculé à 2,7 Ga pour les granodiorites. Les TDM sont en Ga, les erreurs sont en  $2\sigma$ .

Pb-Pb lors du métamorphisme. Les résultats de l'étude en Pb commun ne permettent pas d'affiner l'âge obtenu en monozircon sur ces gneiss.

#### *c/ Système Sm-Nd.*

Seize échantillons d'orthogneiss migmatitiques ont été analysés en Sm-Nd sur roche totale (fig. 4.1). Les résultats analytiques sont reportés tableau 4.2. Il s'agit :

- de 4 échantillons de Tdj ;
- de 7 échantillons de granodiorite ;
- des 5 échantillons qui se distinguent du groupe des orthogneiss migmatitiques par leurs composition chimique anormale (c.f. chapitre II et III). Un de ces échantillon (AG41) est le gneiss daté à 3,5 Ga en U-Pb sur zircon.

L'échantillon AG41 a un âge modèle Nd de 3,63 Ga, c'est-à-dire très proche de son âge U-Pb. La bonne concordance entre l'âge U-Pb sur zircon et l'âge TDM nous permet d'interpréter ce dernier en terme d'âge d'extraction du protolithe magmatique à partir du manteau. Ce caractère juvénile du protolithe magmatique est confirmé par la valeur de l' $\epsilon_{Nd(3,5)}$  de l'échantillon (+0,24). Nous notons de plus que l'âge modèle de cet échantillon ne semble pas avoir été perturbé, alors que sa composition chimique a subi des modifications importantes (c.f. chapitre III). Ceci peut s'expliquer si une perturbation de REE ne provoque qu'une augmentation de la teneur en LREE sans changer notablement le rapport Sm/Nd (De Paolo et al., 1982).

Les échantillons AG4a et AG4b ont des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0,2$ , ce qui ne nous permet pas de calculer leurs âges modèles. Ces valeurs aberrantes des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  pour des gneiss acides leur confèrent des  $\epsilon_{Nd(0)}$  positifs. Ces caractéristiques nous confirment les perturbations chimiques importantes subies par ces gneiss et déjà mises en évidence lors du chapitre précédent et s'expliquent par leur proportion de phases secondaires (épidote et sphène entre autres). Les similitudes à la fois au niveau des teneurs en REE et des rapports isotopiques nous indiquent que lors du métamorphisme la composition initiale de ces gneiss a été totalement tamponnée par les fluides responsables de la cristallisation des phases secondaires. Ceci explique que nous ne puissions pas calculer l'âge de cette perturbation (en calculant un âge avec ces deux échantillons), leurs compositions actuelles étant trop proches.

Les autres échantillons analysés ont des âges TDM assez homogènes : entre 2,88 et 3,24 Ga. Il n'est pas possible d'obtenir d'isochrone avec ces échantillons ( $T = 3149 \pm 438$  Ma, MSWD= 47), et ce malgré un bon étalement des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (entre 0,1266 et 0,0870). Cette absence de résultat s'explique puisque nous voyons dans un diagramme  $\epsilon_{Nd}$  en fonction du temps qu'à aucun moment nous n'avons d'homogénéité isotopique (fig.4.6).

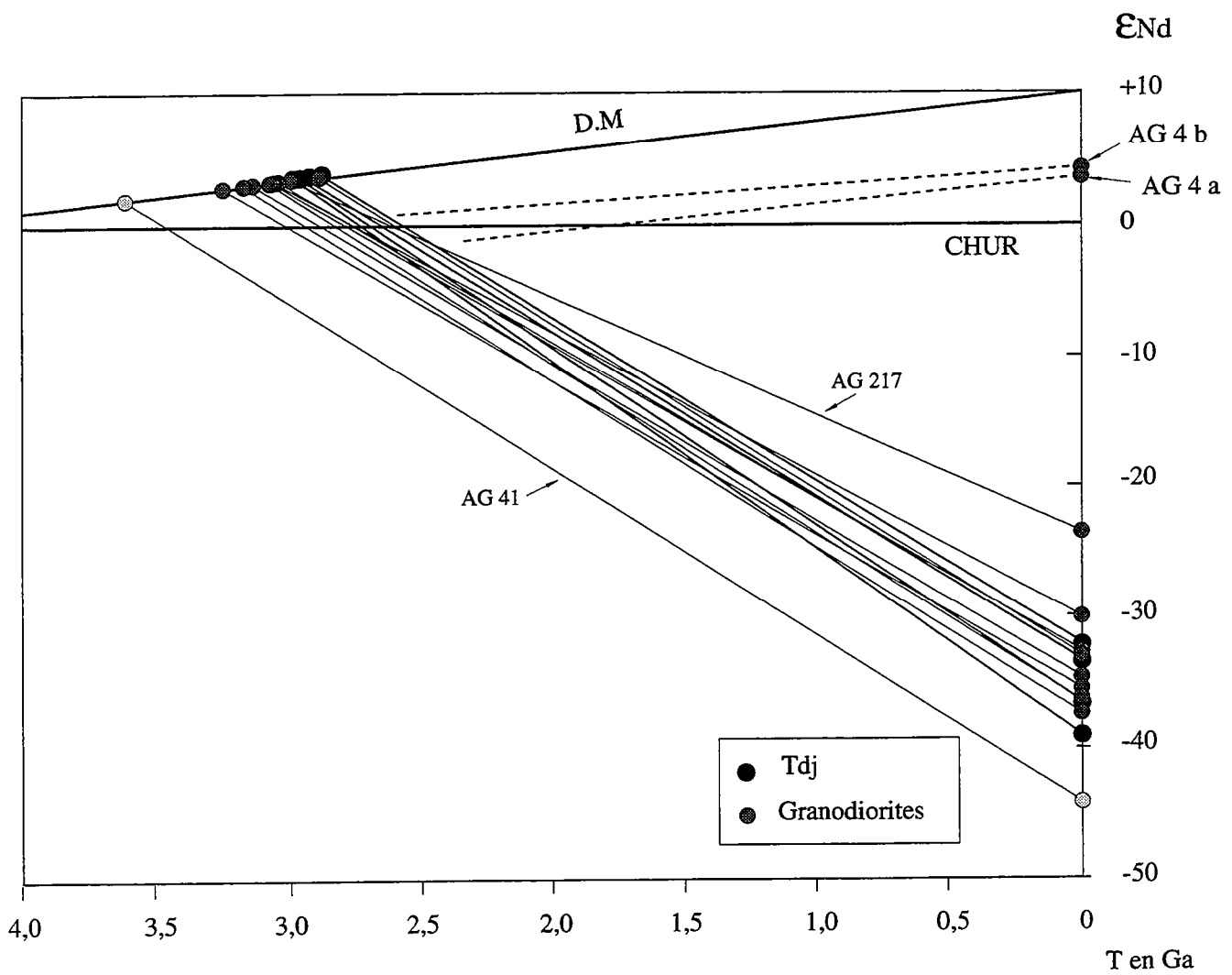


Fig. 4.6. Diagramme montrant l'évolution des rapports  $\epsilon_{Nd}$  en fonction du temps des orthogneiss migmatitiques de l'Amsaga. L'évolution des échantillons AG 4 a et b nécessite une histoire en deux temps.

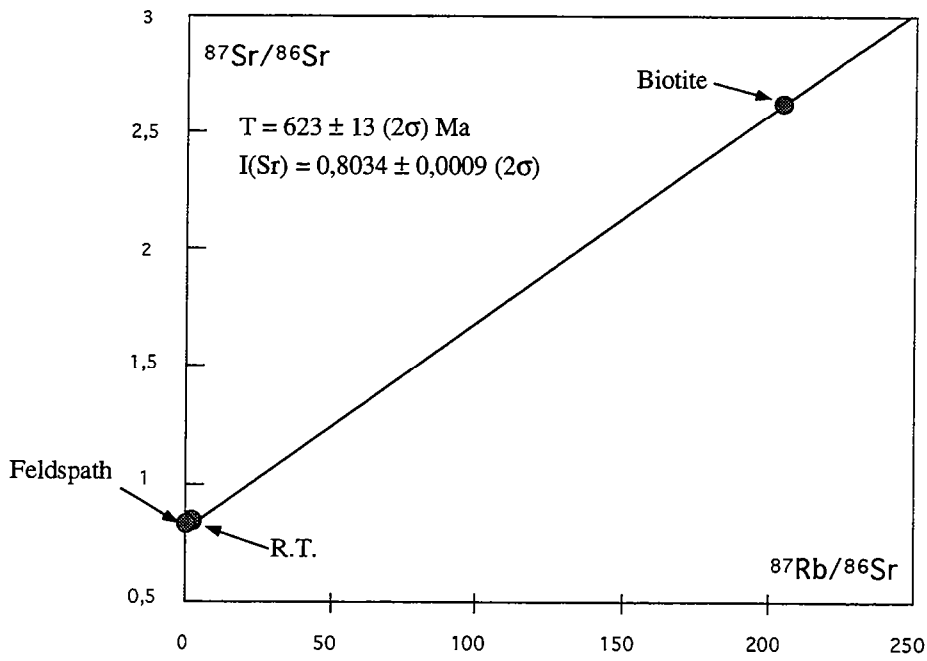
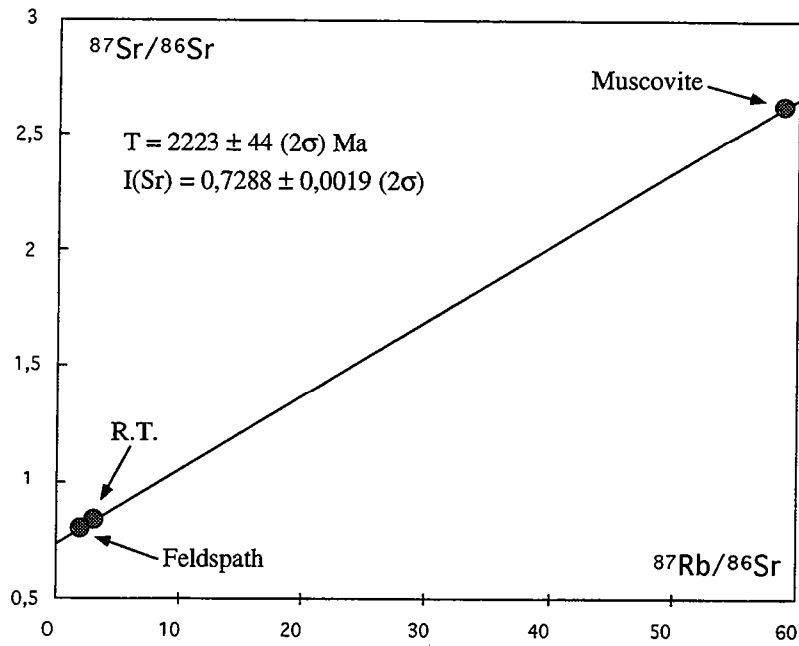


Fig. 4.7. Isochrones Rb-Sr minéraux/roche totale obtenues à partir de l'orthogneiss migmatitique AG 41.

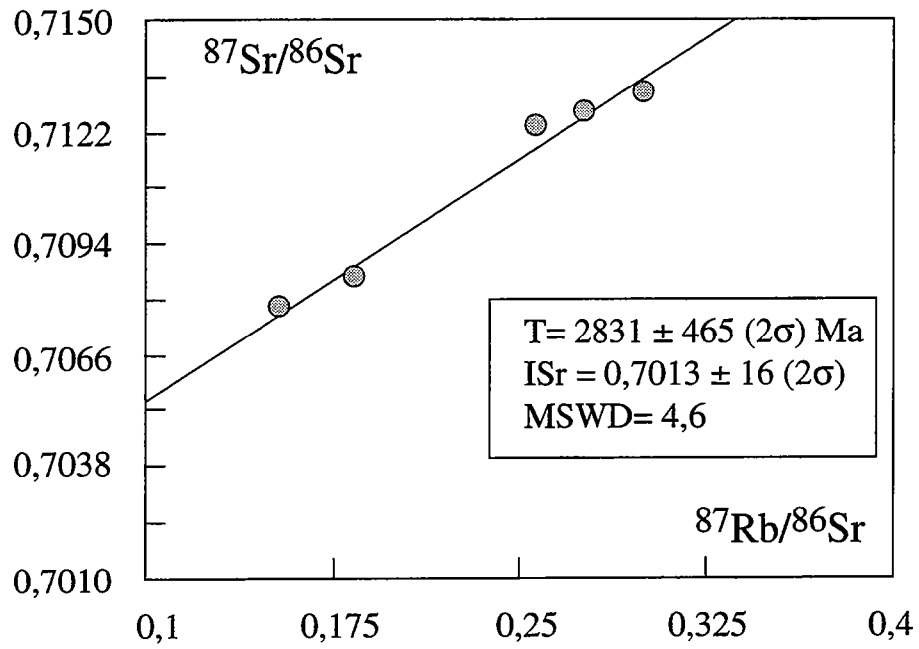


Fig.4.8. Diagramme isochrone Sr obtenu en roche totale sur les gneiss migmatitiques de composition trondhjémitique de l'Amsaga.

Les échantillons de Tdj ont fourni un âge monozircon de 2,83 Ga. La bonne concordance entre leurs âges modèles (entre 2,96 et 2,87 Ga) et leur âge monozircon nous indique une origine juvénile de ces gneiss et confirme le résultat obtenu en monozircon.

En ce qui concerne les échantillons de granodiorites, la méconnaissance de leur âge de mise en place ne nous permet pas d'apporter de conclusion définitive quant à leur origine, nous pouvons uniquement conclure que leurs protolithes magmatiques sont d'âges archéens. L'homogénéité des âges modèles obtenus (que ce soit entre les Tdj ou les granodiorites) ne permet pas de confirmer l'existence de plusieurs groupes d'orthogneiss migmatitiques dans l'Amsaga. Seuls les compositions chimiques de ces gneiss (surtout en REE) permettent cette distinction.

Un échantillon de leucosome (AG8') a également été analysé (tab. 4.2). Si nous calculons un âge grâce à cet échantillon et le paléosome correspondant (AG8) nous obtenons  $2751 \pm 52$  Ma avec un  $\text{INd}$  de 0,5089 et un  $\text{ENd}(t)$  de -1,5. Cet âge correspond peut-être à l'âge de la migmatisation.

#### *d/ Système Rb-Sr.*

Les feldspaths, muscovites et biotites de l'orthogneiss migmatitique daté à 3,5 Ga (AG41) ont été analysés en Rb-Sr (Tab.4.2). Il n'est pas possible d'obtenir d'isochrone interne à partir des données analytiques des minéraux et de la roche totale ( $T=1892 \pm 1287$  Ma). En revanche, une paire muscovite-roche totale fournit un âge de  $2223 \pm 44$  Ma avec un  $\text{ISr} = 0,7288 \pm 0,0019$  et la paire biotite-roche totale donne un âge de  $623 \pm 13$  Ma ( $\text{ISr} = 0,8034 \pm 0,0009$  ; voir fig.4.7). La composition du feldspath est très proche de celle de la roche totale, il s'ensuit que les âges obtenus ne varient pas que l'on tienne compte de ce minéral ou non. Ces résultats nous indiquent un âge de refroidissement aux environ de 450-500°C (température de blocage des muscovites, e.g. Hanson et Gast, 1967 ; Jäger et al., 1967 ; Purdy et Jäger, 1976 ; Wagner et al., 1977) vers 2,22 Ga et un âge de refroidissement aux environs de  $\approx 350^\circ\text{C}$  (e.g. Dodson, 1979 ; Harrison et McDougall, 1982) vers 600 Ma.

Les cinq échantillons de Tdj analysés en Pb commun ont également été étudiés en Rb-Sr sur roche totale (tab.4.2). Une isochrone peut être calculée et fournit un âge de  $2879 \pm 434$  Ma avec un  $\text{ISr}$  de  $0,70114 \pm 0,00068$  et un  $\text{MSWD}$  de 4,78 (fig.4.8). L'erreur importante sur l'âge calculé est due au fait que les rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  de ces échantillons sont très bas et très peu dispersés (entre 0,3 et 0,154). Cette valeur basse des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  provient du fait que ces échantillons sont pauvres en Rb (de 30 à  $\approx 49$  ppm) pour de fortes teneurs en Sr (entre 344 et 564 ppm). Ces valeurs basses des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , ainsi que les valeurs mantelliques des  $\text{ISr}_0$  peuvent être interprétées : 1/ soit comme caractéristiques de TTG archéennes (e.g. Condie, 1992), 2/ soit comme

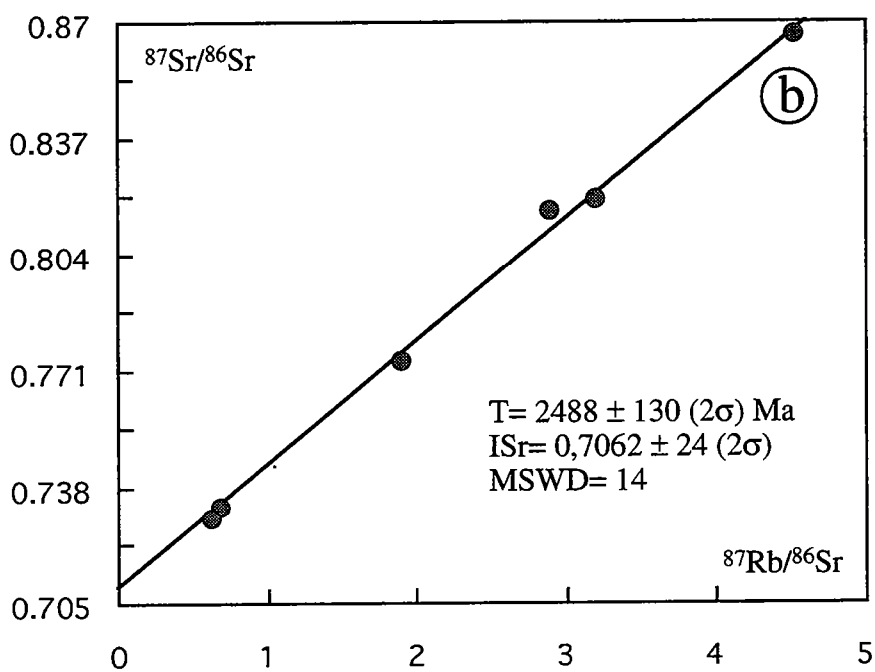
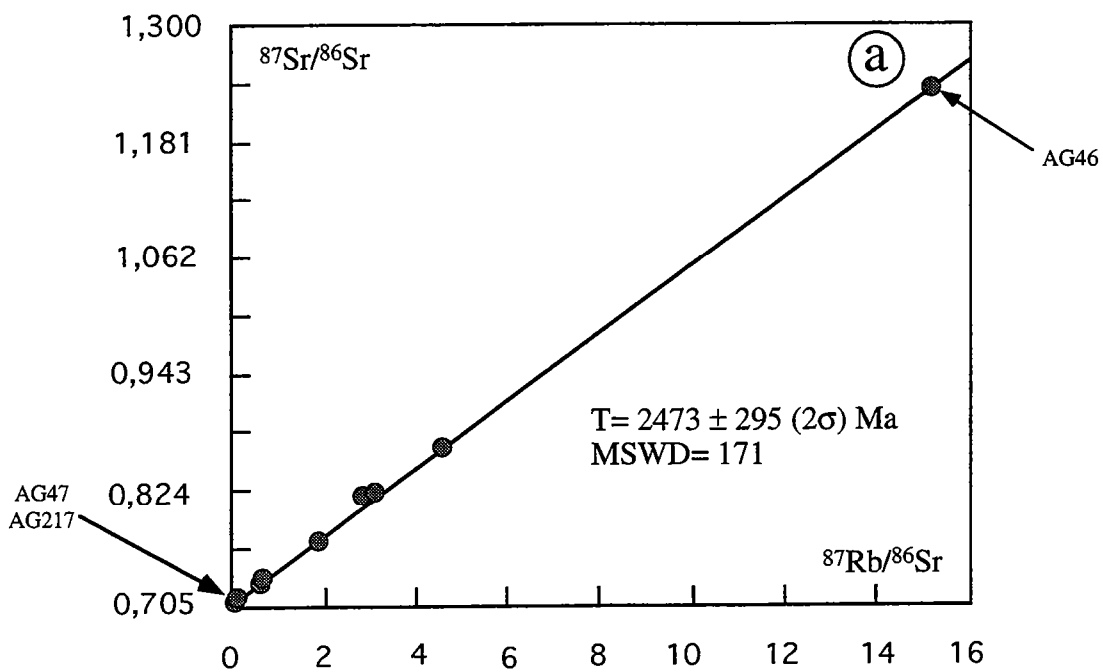


Fig.4.9. Diagrammes isochrones Sr obtenus sur les gneiss migmatitiques de composition granodioritique de l'Amsaga : a/ en conservant toutes les analyses; b/ en retirant AG46, AG47 et AG217 du calcul.



résultant d'un lessivage du Rb, lors de leur migmatisation par exemple. Cette deuxième hypothèse explique également leurs rapports Th/U bas.

Neuf des onze échantillons de granodiorite étudiés en Sm-Nd ont été analysés en Rb-Sr, les gneiss AG 4 a et b n'ont pas été analysés (tab.4.2). Il est impossible d'obtenir d'isochrone avec ces neuf analyses. En effet, nous obtenons une erreurchrone de  $2473 \pm 295$  avec un MSWD de 171 (fig.4.9). Si nous enlevons du calcul les échantillons AG 47, AG 46 et AG 217 (qui présentent soit des teneurs, soit des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  différents des autres ; cf. tab. 4.2 et qui montrent des perturbations importantes de leurs compositions chimiques c.f. chapitre III) nous obtenons sensiblement le même résultat, mais avec un MSWD plus faible :  $T = 2488 \pm 130$  Ma,  $I_{\text{Sr}} = 0,7062 \pm 0,0024$  et  $\text{MSWD} = 14$  (fig.4.9).

Si nous calculons les rapports initiaux des différents échantillons à 2,7 Ga (âge minimum du métamorphisme qui affecte ces gneiss, voir plus loin), nous voyons que les  $I_{\text{Sr}}$  calculés sont très hétérogènes et fréquemment inférieur au BABI (tab. 4.2). Donc l'homogénéisation partielle du système Rb-Sr vers 2,5 Ga peut être attribuée à une réouverture du système isotopique postérieurement à la mise en place de ces gneiss.

Si nous calculons un âge à partir de la paire leucosome-paléosome (AG 8 et 8') précédemment étudiée en Sm-Nd nous obtenons  $2261 \pm 62$  Ma avec un  $I_{\text{Sr}}$  de  $0,7218 \pm 0,0036$ . Ce type d'âge correspond souvent aux âges micas et est souvent influencé par les événements thermiques postérieurs à la migmatisation (Peucat et Martin, 1985). Il nous confirme l'âge de refroidissement mis en évidence avec les muscovites de l'échantillon AG41.

#### *e/ Discussion et conclusion.*

Plusieurs résultats peuvent être dégagés de cette étude des orthogneiss migmatitiques de l'Amsaga :

- le premier événement de croissance crustale a lieu vers 3,5 Ga avec la mise en place de matériel magmatique juvénile ;
- un premier événement thermique à probablement lieu vers 3,4 Ga ;
- les gneiss de type TTG se mettent en place aux environs de 2,8-2,85 Ga et sont également d'origine juvénile. Ils marquent donc un deuxième événement de croissance crustale. Le fait qu'ils ne subissent apparemment pas d'ouverture de leurs système isotopiques Rb-Sr et Pb-Pb peut indiquer : 1/ soit qu'ils sont effectivement restés en système clos à l'échelle de la roche totale, 2/ soit que les événements thermiques ultérieurs sont trop proches de leur âge de mise en place pour avoir été enregistrés. Une étude supplémentaire sur minéraux est nécessaire pour trancher entre ces hypothèses ;

A		Température (A)	( <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb) <sub>m</sub>	( <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb) <sub>m</sub>	Erreur 2σ <sub>m</sub>	( <sup>207</sup> Pb/ <sup>236</sup> Pb)*	Age 207/206 Ma	Erreur ± 1σ
A9(1)	2,6	2669	0,2053	0,2011	0,0008	2835	7	
	2,7	3366	0,2041	0,2006	0,0004	2832	2	
	2,9	7443	0,2111	0,2096	0,0002	2902	8	
A36(1)	2,6	-	0,199	0,199	0,0003	2826	-	
AG 128(2)	2,6	14968	0,2143	0,2136	0,0003	2933	8	

(1) Auvray et al., 1992.

(2) Ce travail.

### B

Fractions	U ppm	Pb* ppm	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	Age 206/238	Age 207/235	Age 207/206
>100μ (1)	146,4	56,61	940	0,21513	0,13760	0,3449	9,633	1910	2400	2847
>100μ (2)	224,9	97,3	2025	0,21062	0,11266	0,3863	10,94	2105	2518	2869
47< >60μ	244,9	98,22	2845	0,20762	0,11710	0,3563	9,996	1965	2434	2854
<47μ	115,9	47,21	583	0,22272	0,16712	0,3615	10,088	1989	2443	2846

Bianc total en Pb = 1,4 ng

(1) Zircos automorphes.

(2) Zircos arrondis.

### C

Analyse	U/ppm	Th/ppm	Th/U	Pb*/ppm	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	% <sup>1206</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	AGE 6/38	AGE 7/35	AGE 7/6	±	% CONC
1,1	142	53	0,37	94	-	<0,01	0,58099	0,0121	17,90	0,39	0,2235	0,0010	2953	3006	7	98
2,1	125	57	0,46	81	-	<0,01	0,56945	0,0120	16,30	0,36	0,2076	0,0011	2906	2887	8	101
3,1	112	40	0,35	73	-	<0,01	0,58037	0,0123	17,59	0,40	0,2198	0,0012	2950	2979	9	99
4,1	116	55	0,48	78	-	<0,01	0,57843	0,0122	17,48	0,39	0,2192	0,0011	2942	2975	8	99
4,2 rim	226	85	0,38	135	-	<0,01	0,53109	0,0148	14,77	0,43	0,2207	0,0011	2746	2840	9	97
5,1	140	49	0,35	96	0,000043	0,052	0,60594	0,0127	18,42	0,41	0,2205	0,0012	3054	2984	9	102
5,2 rim	363	112	0,31	144	-	<0,01	0,35564	0,0098	9,78	0,28	0,1994	0,0012	1961	2821	10	70
6,1	77	30	0,39	53	0,000018	0,092	0,60121	0,0130	18,42	0,44	0,2222	0,0017	3035	2997	12	101
7,1 n rim	105	37	0,35	68	-	<0,01	0,57061	0,0165	17,00	0,52	0,2161	0,0016	2910	2952	12	99
8,1	155	56	0,36	106	0,000215	0,093	0,60669	0,0172	18,36	0,56	0,2195	0,0017	3057	2977	13	103
8,2 rim	168	56	0,33	77	0,000063	0,089	0,41133	0,0116	11,34	0,35	0,1999	0,0018	2221	2825	15	79
9,1 rim	317	104	0,33	167	-	<0,01	0,46961	0,0130	13,94	0,40	0,2152	0,0011	2482	2945	8	84
9,2	114	42	0,37	84	0,000604	0,196	0,66175	0,0194	20,45	0,68	0,2241	0,0029	3274	3011	21	109
10,1 rim	513	102	0,20	144	0,000245	0,075	0,25789	0,0070	6,74	0,19	0,1894	0,0013	1479	2737	11	54
10,2	148	62	0,42	99	0,000093	0,055	0,5852	0,0167	17,83	0,54	0,2210	0,0015	2970	2988	11	99
11,1 rim	171	56	0,33	108	0,000098	0,079	0,56038	0,0157	16,98	0,50	0,2197	0,0016	2868	2979	11	96
11,2	129	47	0,36	88	0,000167	0,090	0,60318	0,0171	18,35	0,56	0,2207	0,0018	3043	2985	13	102

1/ - signifie <sup>204</sup>Pb indétectable

2/ erreurs en 1 sigma

Tab. 4.3. Résultats obtenus en U-Pb sur zircon sur l'échantillon AG128 de charnockite de Snine Kembo : a/ en mono-zircon par évaporation directe ; b/ en U-Pb par voie chimique ; C/ par sonde ionique. Les rapports (<sup>207</sup>/<sup>206</sup>) mesurés en mono-zircon sont corrigés du plomb commun. 3,0 Ga de Stacey et Kramers (1975).

- les âges obtenus en Rb/Sr sur minéraux et sur la paire leucosome-paléosome indiquent deux événements thermiques et des âges de refroidissement vers 2,2-2,3 Ga et 600 Ma.

Plusieurs points restent problématiques :

- l'âge de mise en place des orthogneiss de composition granodioritique est inconnu, nous savons uniquement que leur(s) protolithe(s) est (sont) d'âge archéen ;

- ces orthogneiss ne sont apparemment pas cogénétiques. Plusieurs hypothèses peuvent donc être invoquées : 1/ ces gneiss représentent plusieurs générations d'intrusions, 2/ ils sont produits par recyclage d'une croûte préexistante, 3/ ils n'ont pas évolué en système clos.

- l'âge de la migmatisation qui affecte la région de l'Amsaga est également inconnu. L'âge d'environ 2,75 Ga obtenu en Sm-Nd sur la paire leucosome-paléosome pourrait correspondre à cet événement. Cependant, l'âge de 2,4-2,5 Ga obtenu en Rb-Sr sur les granodiorites pourrait également correspondre à ce métamorphisme ou être un âge intermédiaire de signification problématique.

#### IV-2-1-2/ Les charnockites.

Les échantillons de charnockites étudiés appartiennent essentiellement aux massifs de Sniné Kembo et de Bou Rhzama-guelb el Azib. Un échantillon du guelb de Kella (à l'extrême Sud de la région) à également été étudié. Nous allons présenter les résultats obtenus sur chaque massif en étudiant chaque système isotopique successivement.

##### Massif de Snine Kembo.

###### *a/ Système U-Pb sur zircon.*

Deux échantillons ont été datés en monozircon par évaporation directe (éch. A9 et AG128, fig.4.1). Les résultats obtenus sur l'échantillon A9 ont fait l'objet d'une publication (Auvray et al., 1992b) : deux âges correspondant à deux paliers de température différents ont été obtenus :  $2834 \pm 5$  Ma et  $2902 \pm 8$  Ma. Ces résultats étaient interprétés en terme d'âge minimum de mise en place des massifs de charnockites.

L'échantillon (AG 128) a été daté en monozircon par évaporation directe. Les zircons de cet échantillon sont de couleur rose pâle, prismatiques mais arrondis à leurs extrémités. Ils ne contiennent apparemment pas de coeur hérité mais présentent un zoning optique net. Les résultats obtenus (tab. 4.3 et fig. 4.10) confirment les données préliminaires (Auvray et al., 1992). En effet, nous obtenons un âge de  $2933 \pm 8$  Ma, ce qui est en accord avec l'âge de  $2902 \pm 8$  Ma précédemment obtenu pour l'échantillon A9. En revanche, les zircons de l'échantillon AG 128 ne fournissent pas de deuxième palier d'âge, contrairement à

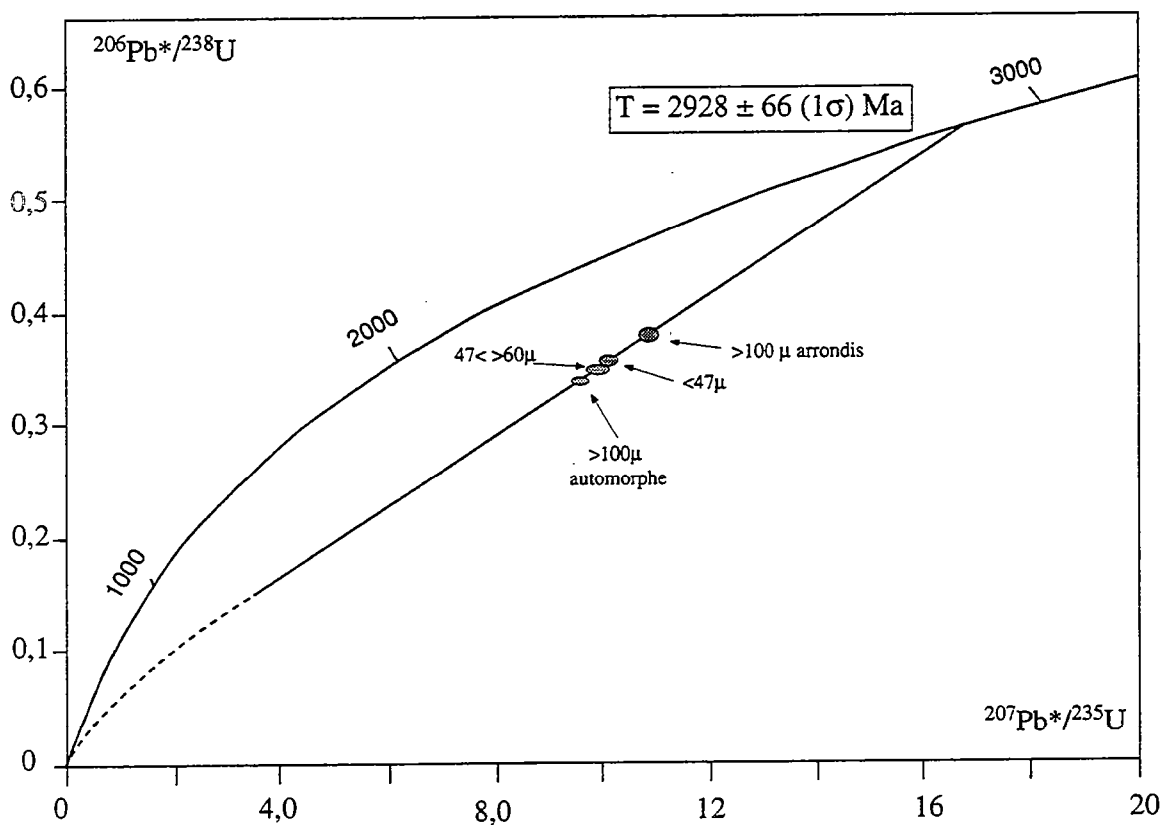
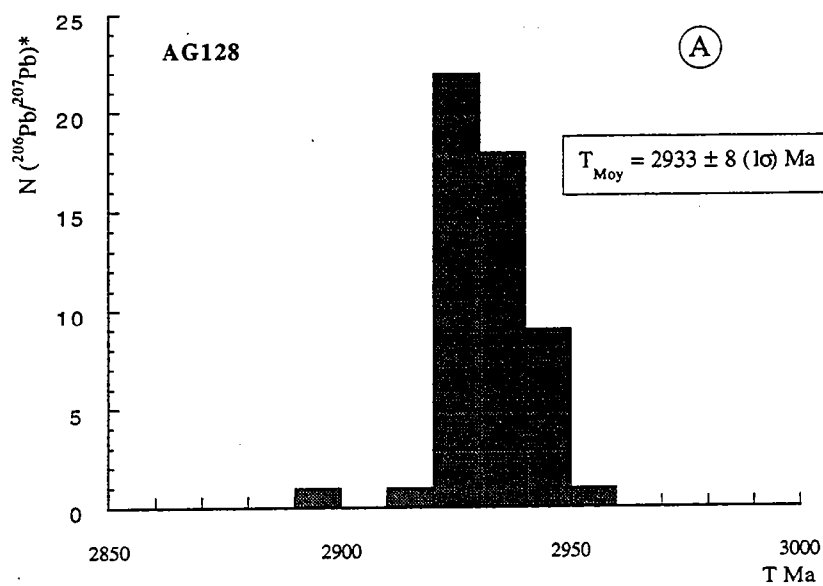


Fig.4.10. Résultats obtenus a/ en monozircon par évaporation directe; 2/ en U-Pb sur zircon sur l'échantillon AG128 de charnockite de Snine Kembo. L'intercept bas à  $330 \pm 200 \text{ Ma}$  (1s) est interprété en terme de perte récente de Pb et n'a pas de signification géologique.

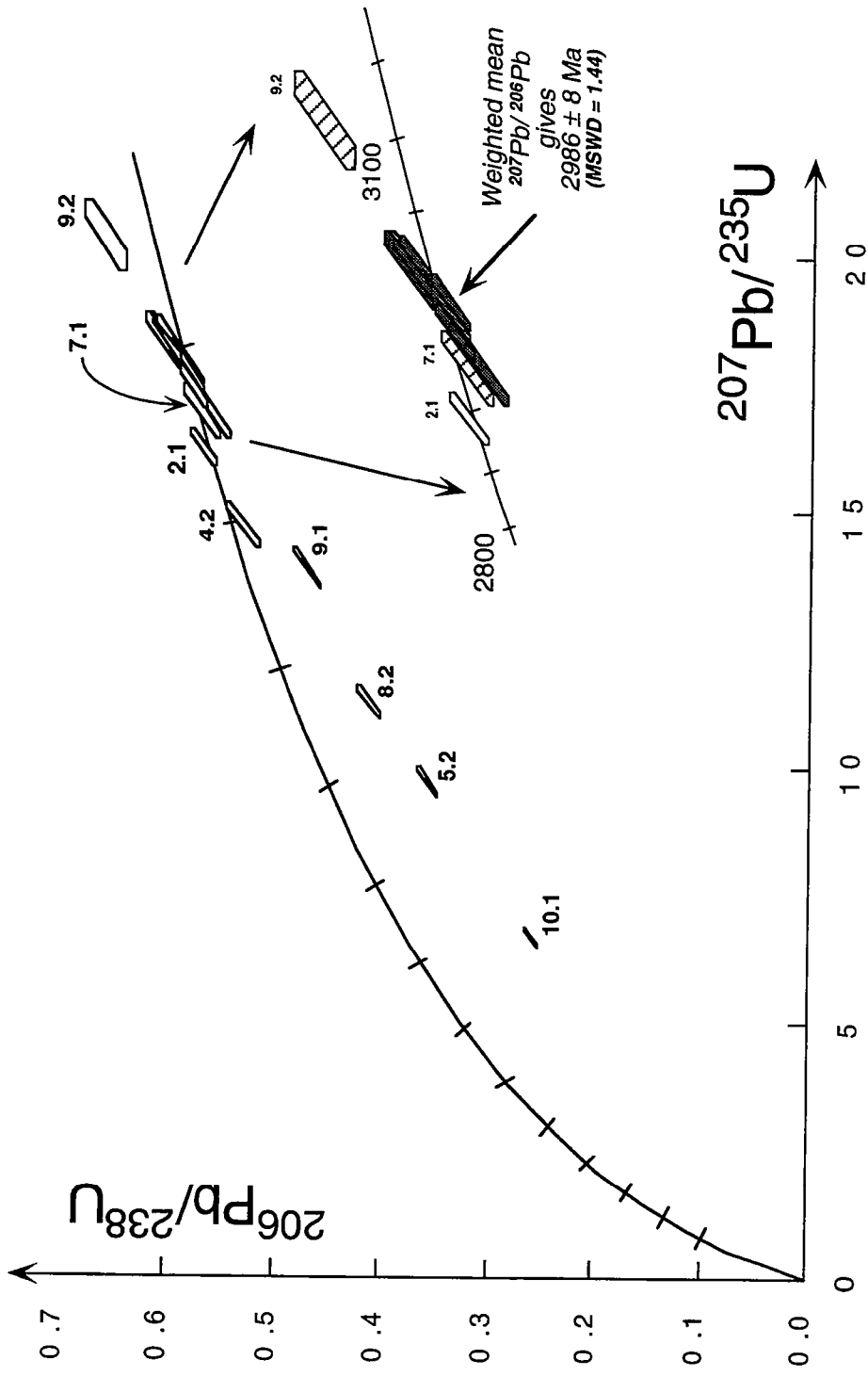


Fig.4.11. Diagramme concordia effectué à partir des analyses obtenues à la sonde ionique. Les analyses concordantes (boîtes ombrées) permettent de calculer un âge moyen de  $2988 \pm 11$  Ma. Les données analytiques sont reportées dans des boîtes représentant l'erreur à  $1\sigma$ .

Système  
Sm-Nd

	Echantillons	Nd ppm	Sm ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ENd0	ENdt	TDM
Rmémimat	AG 169	10,19	1,683	0,0998	$0,510783 \pm 6$	-36,19	+1,27	3,14
	AG 168	12,89	2,093	0,0981	$0,510784 \pm 4$	-36,19	+1,95	3,10
	AG166	11,91	1,704	0,0865	$0,510500 \pm 5$	-41,71	+0,89	3,15
Snine Kembo	AG 128	11,90	2,331	0,1184	$0,511140 \pm 6$	-29,22	+1,04	3,19
	AG 132	12,13	2,929	0,1459	$0,511701 \pm 5$	-18,28	+1,36	3,23
	AG 126	15,64	2,990	0,1155	$0,511099 \pm 5$	-30,02	+1,37	3,16
Guelb el Azib	AG 231	27,76	5,116	0,1114	$0,510754 \pm 5$	-36,75	-	3,54
	AG 232	22,09	3,151	0,0862	$0,510380 \pm 5$	-44,05	-	3,28
Bou Rhzama	AG 236	40,65	4,991	0,0742	$0,510111 \pm 5$	-49,29	-	3,29
	AG 237	77,29	15,73	0,1230	$0,511080 \pm 4$	-30,39	-	3,45
Kella	AG 243	13,61	2,765	0,1228	$0,511168 \pm 7$	-28,68	-	3,29

Système  
Rb-Sr

	Echantillons	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Isr	
Rmémimat	AG 169	31,90	309,4	$0,714740 \pm 13$	0,299	0,7017	UR à 3 Ga 0,701001
	AG 167	24,79	358,8	$0,709607 \pm 9$	0,200	0,7009	
	AG 168	26,68	265,5	$0,714931 \pm 15$	0,291	0,7023	UR à 2,74 Ga 0,701328
	AG166	22,62	333,4	$0,710490 \pm 9$	0,196	0,7019	
Snine Kembo	AG 128	6,852	293,6	$0,704981 \pm 11$	0,068	0,7020	
	AG 132	14,90	260	$0,709148 \pm 8$	0,166	0,7019	
	AG 129	42,0	236,9	$0,723019 \pm 9$	0,514	0,7007	
Guelb el Azib	AG 231	112,7	199,4	$0,772421 \pm 11$	1,646	0,7081	
	AG 232	83,1	183	$0,760327 \pm 8$	1,321	0,7087	
Bou Rhzama	AG 236	61,8	347,1	$0,724075 \pm 8$	0,516	0,7039	
	AG 237	136,1	173,6	$0,789826 \pm 12$	2,286	0,7005	
Kella	AG 243	39,97	255,3	$0,721300 \pm 10$	0,454	0,7035	
	AG 243 bio	440,1	34,01	$2,038545 \pm 22$	42,31	-	

Roche totale-  
biotite (AG243) T=2183±43 Ma  
Isr=0,7062 ± 4

Tab.4.4. Résultats obtenus en Sm-Nd et Rb-Sr sur les charnockites de l'Amsaga. Les erreurs sont en 2  $\sigma$ m. Les valeurs de l'ENd(t) et de l'Isr sont calculées à 3,0 Ga pour les échantillons de Snine Kembo et Rmémimat (âge U-Pb), les Isr des échantillons de Bou Rhzama et du guelb Kella sont calculés à 2,7 Ga (âge minimum du métamorphisme granulitique).

ceux de l'échantillon A9. Cependant, l'ensemble des résultats obtenus sur les deux échantillons suggère un modèle d'évolution complexe.

Les zircons de cet échantillon ont été analysés en U-Pb par voie chimique classique (Krogh, 1973). Quatre fractions ont été séparées et analysées (tab. 4.3). Les résultats, reportés dans un diagramme concordia (Wetherill, 1956 ; fig. 4.10), nous permettent de définir un intercept haut à  $2928 \pm 66$  ( $1\sigma$ ) Ma avec un MSWD de 1,6. Les données analytiques sont très discordantes mais relativement groupées, l'intercept bas ( $330 \pm 200$  Ma,  $1\sigma$ ) est donc très mal défini et ne peut être relié à un phénomène géologique : il semble qu'il soit dû à une perte récente de Pb par diffusion. Le taux de discordance des valeurs analytiques ne dépend pas de la taille des fractions analysées. L'âge calculé est cohérent avec les résultats obtenus en monozircon, la discordance importante des fractions analysées semble confirmer l'évolution complexe de l'échantillon.

Ces premiers résultats indiquant une histoire complexe de l'échantillon, des analyses SHRIMP ont été effectuées sur ces zircons (population  $>100 \mu\text{m}$ ). 17 mesures ont été effectuées : 10 mesures correspondent à des minéraux et les 7 autres ont été obtenues sur des surcroissances à la bordure de ces derniers. Les résultats sont reportés tableau 4.3 et figure 4.11.

- sur les 10 minéraux analysés, 8 sont concordants et permettent de calculer un âge moyen de  $2986 \pm 8$  Ma interprété en terme d'âge de mise en place du protolithe magmatique ;

- les deux autres zircons analysés sont relativement concordants mais fournissent des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  s'éloignant de l'âge moyen calculé (analyses 9.2 :  $T = 3011 \pm 21$  Ma et 2.1 :  $T = 2887 \pm 8$  Ma) ;

- les âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  des 7 zones de surcroissance analysées s'échelonnent entre  $2952 \pm 12$  Ma et  $2737 \pm 11$  Ma. La moyenne de ces analyses se situe aux environs de 2850 Ma, mais le taux de discordance élevé des mesures ne nous permet pas de proposer un âge unique pour la cristallisation de ces zones de bordure. De plus, nous voyons figure 4.11 que les analyses obtenues sur les zones de surcroissance semblent définir une discordia dans le diagramme concordia, sans toutefois nous permettre de définir un intercept bas.

Ces résultats nous expliquent la présence de deux paliers d'âges obtenus sur certains monozircons (Auvray et al., 1992), ainsi que la forte discordance des résultats en U-Pb par voie chimique. Dans les deux cas nous avons des âges de mélange entre les différentes populations de zircons.

Les résultats obtenus en U-Pb sur zircon sur le massif de Sniné Kembo nous permettent donc de définir un âge de cristallisation du protolithe magmatique à  $2986 \pm 6$  Ma. Cette mise en place est suivie d'une histoire complexe provoquant apparemment des réouvertures successives du système U-Pb. Nous ne pouvons, pour le moment, pas trancher entre deux hypothèses : 1/ un seul événement métamorphique entraînant deux intercepts sur la concordia ; 2/ plusieurs événements provoquant des

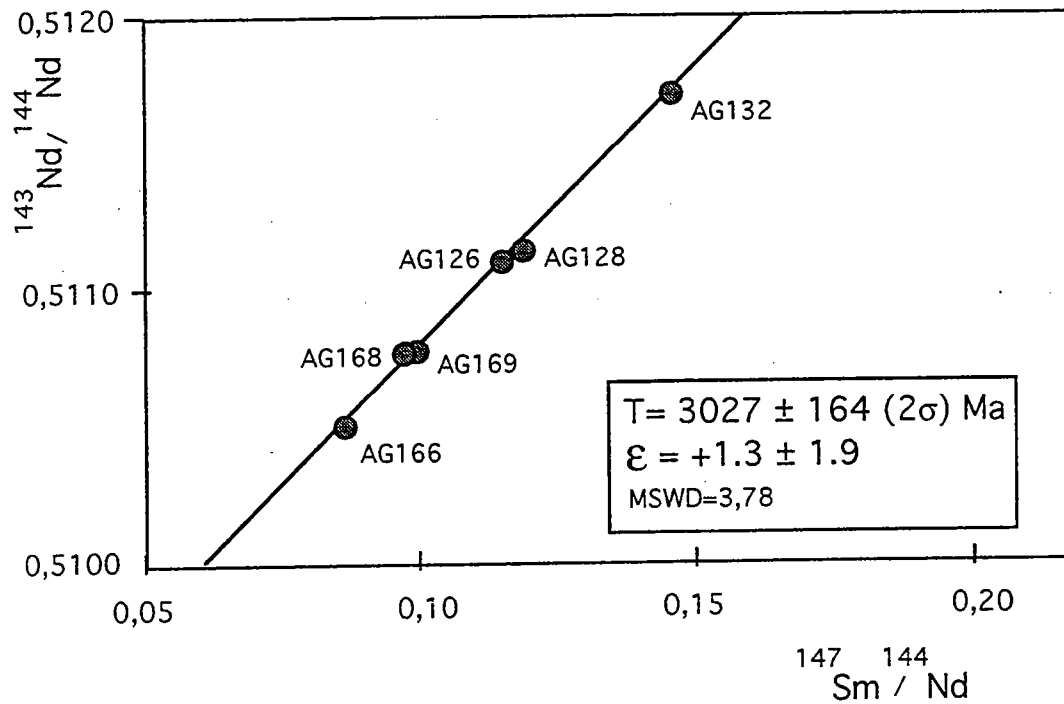


Fig.4.12. Isochrone Sm-Nd sur roche totale obtenue sur les charnockites de Snine Kembo.

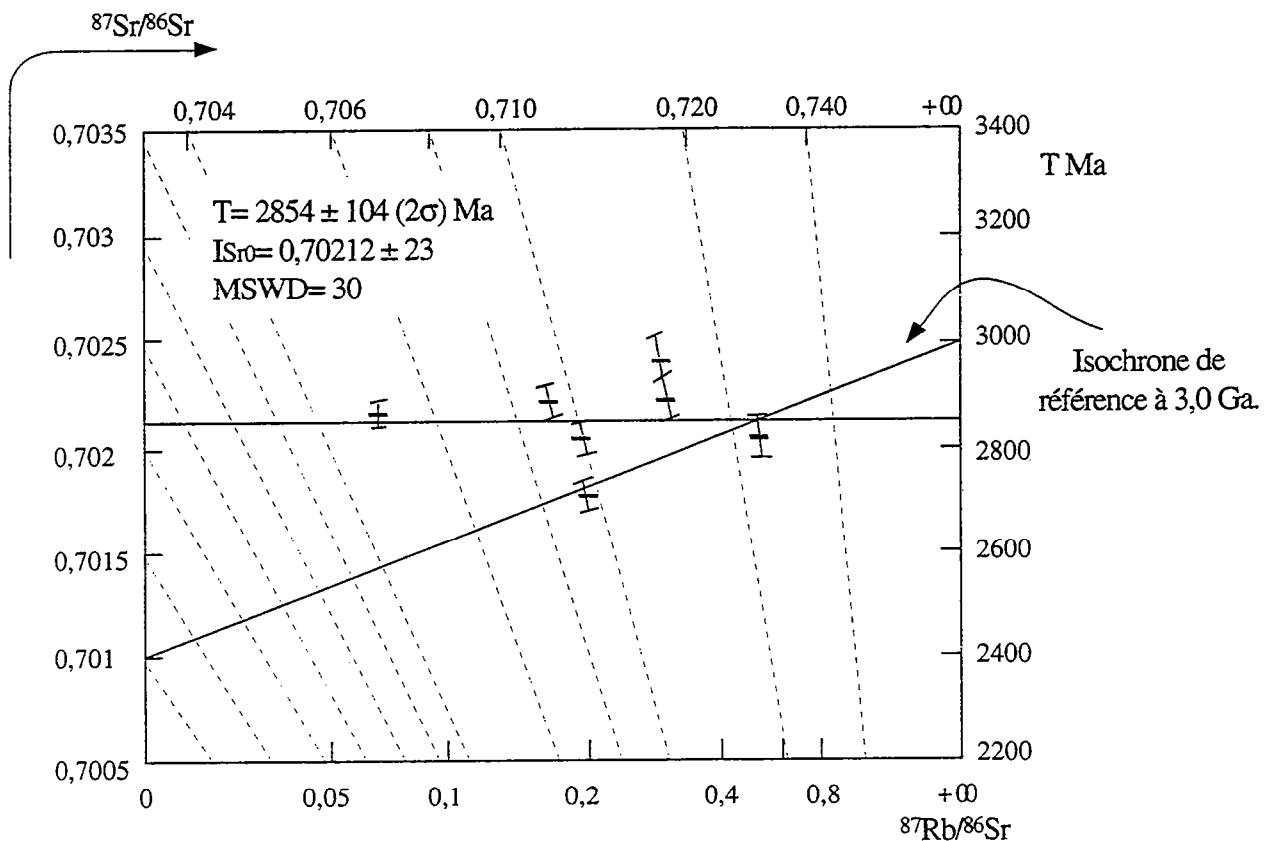


Fig. 4.13 Données analytiques obtenues en Rb-Sr sur les charnockites de Snine Kembo reportées dans un "best isochron diagram" (Provost, 1990). Ce type de représentation permet de visualiser les hétérogénéités isotopiques initiales et l'écart par rapport à une isochrone de référence calculée à 3,0 Ga (âge U-Pb et Sm-Nd). La réouverture du système Rb-Sr est clairement visible.



réouvertures successives du système U-Pb. Dans le cadre de cette deuxième hypothèse, un événement pourrait se situer aux environs de 2,85 Ga (âge moyen des surcroissances sur les zircons et âge approximatif de mise en place des orthogneiss de type Tdj) et un deuxième épisode vers 2,73 Ga (âge minimum obtenu). Les événements thermiques mis en évidence en Rb-Sr sur minéraux et sur la paire leucosome-paléosome ne provoquent pas de réouverture du système U-Pb sur zircon.

#### *b/ Système Sm-Nd.*

Six échantillons ont été analysés en Sm-Nd sur roche totale (tab. 4.4). Les rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  présentent un bon étalement (entre 0,0865 et 0,1459) dû à la présence dans ce massif de faciès de chimismes variés (entre 59,55 et 69,97% de  $\text{SiO}_2$ ). Cet étalement des rapports Sm/Nd nous permet de définir une isochrone (fig. 4.12). Nous obtenons un âge de  $3027 \pm 164$  Ma avec un  $\text{INd} = 0,508789 \pm 59$  et un  $\text{MSWD} = 3,78$ . L'âge obtenu est identique à l'âge U-Pb obtenu à la SHRIMP. Il est donc interprété en terme d'âge isochrone et confirme l'âge de mise en place du massif.

Les  $\text{ENd}_{(3,0)}$  de ces échantillons sont très homogènes et positifs (entre +0,89 et +1,95 ; tab. 4.4), tout en étant inférieurs aux valeurs du DM à 3,0 Ga. Ces valeurs, ainsi que les TDM calculés (entre 3,10 et 3,20 Ga), indiquent une origine juvénile du protolithe magmatique de ces charnockites à partir d'un manteau faiblement appauvri. La mise en place de ce massif s'effectue peu de temps après l'extraction du protolithe à partir du manteau.

#### *c/ Système Rb-Sr.*

Sept échantillons du massif de Snine Kembo ont été analysés en Rb-Sr sur roche totale (tab.4.4). Il n'est pas possible d'obtenir d'isochrone avec les valeurs obtenues. En effet, nous obtenons  $2854 \pm 208$  Ma,  $\text{ISr} = 0,70212 \pm 0,00023$  et un  $\text{MSWD}$  de 30. Si nous reportons les données analytiques dans un "best isochron diagramme" (Provost, 1990 ; fig.4.13) nous voyons que les données analytiques s'écartent de façon notable de l'isochrone de référence à 3,0 Ga (âge isochrone Sm-Nd et U-Pb sur zircons). Donc, les résultats obtenus en Rb-Sr sur roche totale nous confirment l'épisode métamorphique mis en évidence grâce aux données U-Pb sur zircon. Nous ne pouvons cependant pas proposer d'âge pour le métamorphisme, l'âge de  $\approx 2,85$  Ga obtenu pouvant correspondre à un âge intermédiaire.

Nous avons vu lors de l'étude géochimique que les charnockites de l'Amsaga sont appauvries en éléments lithophiles. Le fait que nous n'obtenions pas d'isochrone en Rb-Sr nous indique que l'appauvrissement en Rb largement après la mise en place du massif. En effet, dans le cas d'une mise en place synmétamorphe nous aurions des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$

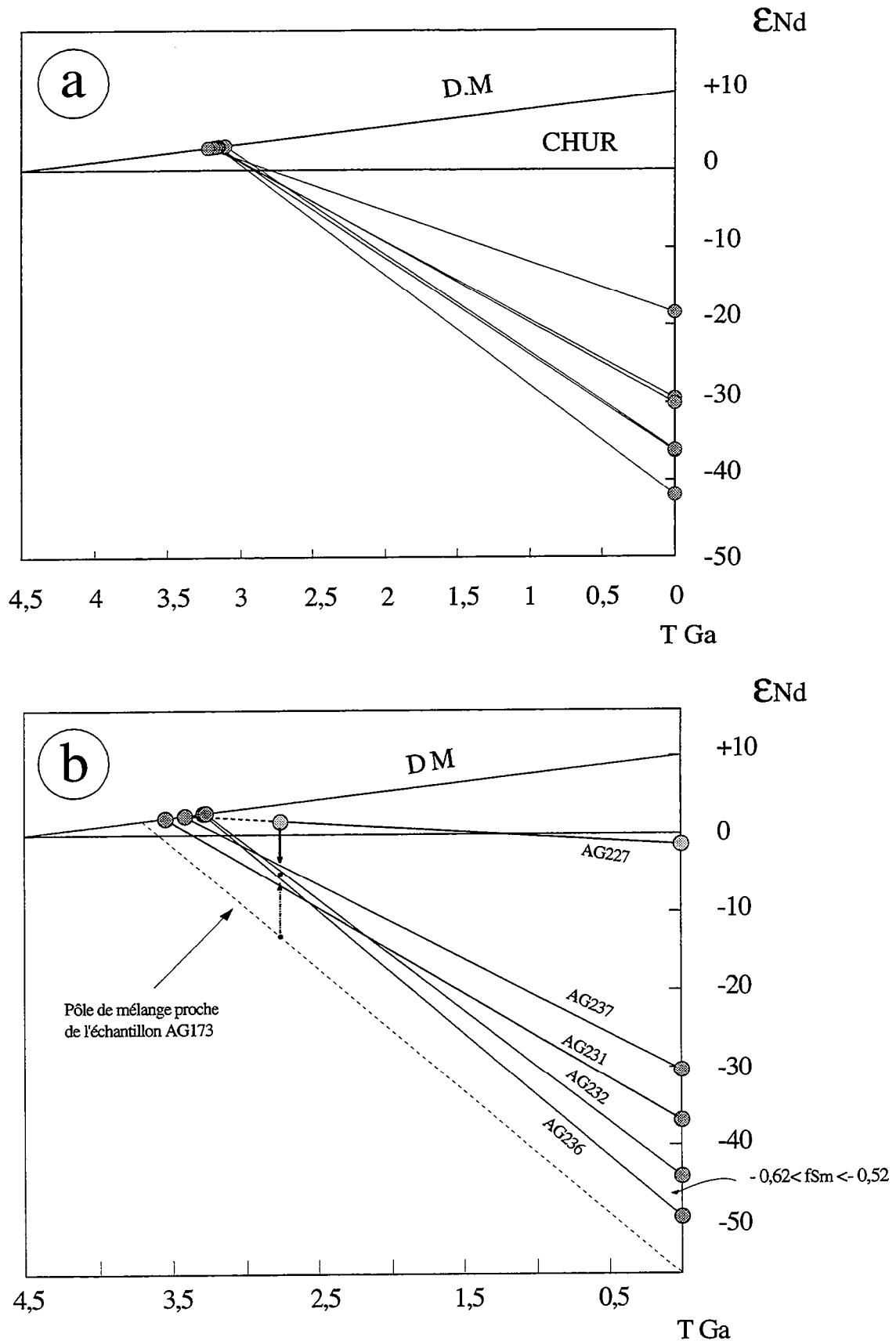


Fig.4.14. Evolution des rapports  $\epsilon_{Nd}$  des charnockites de l'Amsaga en fonction du temps. a/ massif de Snine Kembo-Rmémimat; b/ massifs de Bou Rhzama et Guelb el Azib. Les hypothèses pouvant rendre compte de l'origine de ces gneiss par un mélange entre une source basique (du type du gabbro AG227) et une source enrichie (gneiss AG173) sont également représentées. La zone en grisé délimite le domaine de composition des orthogneiss acides.

bas mais nous obtiendrions une isochrone à 3,0 Ga, les rapports initiaux n'étant pas perturbés (e.g. Peucat et al., 1989).

### Massifs de Bou Rhzama, du guelb el Azib et de Kella.

Cinq échantillons ont été analysés (tab. 4.4 et fig.4.1), il s'agit de deux échantillons de Bou Rhzama (AG 237 et 236), deux échantillons du guelb el Azib (AG 231 et 232) et un échantillon de Kella (AG 243). Un échantillon du massif de Bou Rhzama (A36) a fait l'objet d'une étude préliminaire en monozircon (Auvray et al., 1992b ; annexe I) et donne un âge de 2826 Ma. L'erreur sur l'âge n'est pas calculée, le rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  n'ayant pas pu être mesuré.

#### *a/ Système Sm-Nd.*

Il n'est pas possible d'obtenir d'isochrone en tenant compte des cinq échantillons analysés ( $T = 3042 \pm 232$  Ma, MSWD= 38). Si l'on retire du calcul l'échantillon AG243 qui provient du guelb de Kella, c'est-à-dire de l'extrême Sud de la région, l'âge calculé avec les 4 échantillons restant est de  $2867 \pm 218$  Ma et le MSWD est de 28. Nous notons que cet âge, qui ne peut pas être considéré comme un âge isochrone, est sensiblement identique à l'âge monozircon obtenu par Auvray et al. (1992b).

Plusieurs points se dégagent des données analytiques obtenues sur les massifs de Bou Rhzama et du guelb el Azib :

- les rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  des différents échantillons sont très variables à l'intérieur de chaque massif (0,0742 et 0,1230 pour Bou Rhzama, 0,0862 et 0,1114 pour le guelb el Azib), or ces échantillons présentent une gamme de variation très étroite en  $\text{SiO}_2$  (de  $\approx 63$  à 73% avec trois échantillons entre  $\approx 68$  et 73%) ;

- deux échantillons montrent un enrichissement très important en LREE et donc un spectre très fractionné ( $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} = -0,62$  et  $-0,56$  ;  $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} = (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{échantillon}} / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$ ), ce type de rapport fait partie des plus bas connus (e.g. McCulloch et Wasserburg, 1978 ; DePaolo, 1988), la moyenne de la croûte continentale se situant aux environs de  $-0,35$  (Taylor, 1977) ;

- la gamme de variation des  $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$  de ces échantillons est très étendue (entre  $\approx -30$  et  $-49$ ) et les droites d'évolution  $\epsilon_{\text{Nd}}$  en fonction du temps décrites par les échantillons divergent à partir d'un point situé aux environs de 2,8 Ga (âge "isochrone" ; fig.4.14) ;

Trois hypothèses peuvent rendre compte de ces résultats :

- les échantillons ne sont pas cogénétiques. Cette hypothèse expliquerait la gamme de variation des  $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ , des  $\epsilon_{\text{Nd}}$  et des TDM. Cependant, elle n'explique pas les très basses valeurs des rapports Sm/Nd mesurés. De plus, cette hypothèse est en contradiction avec les critères de

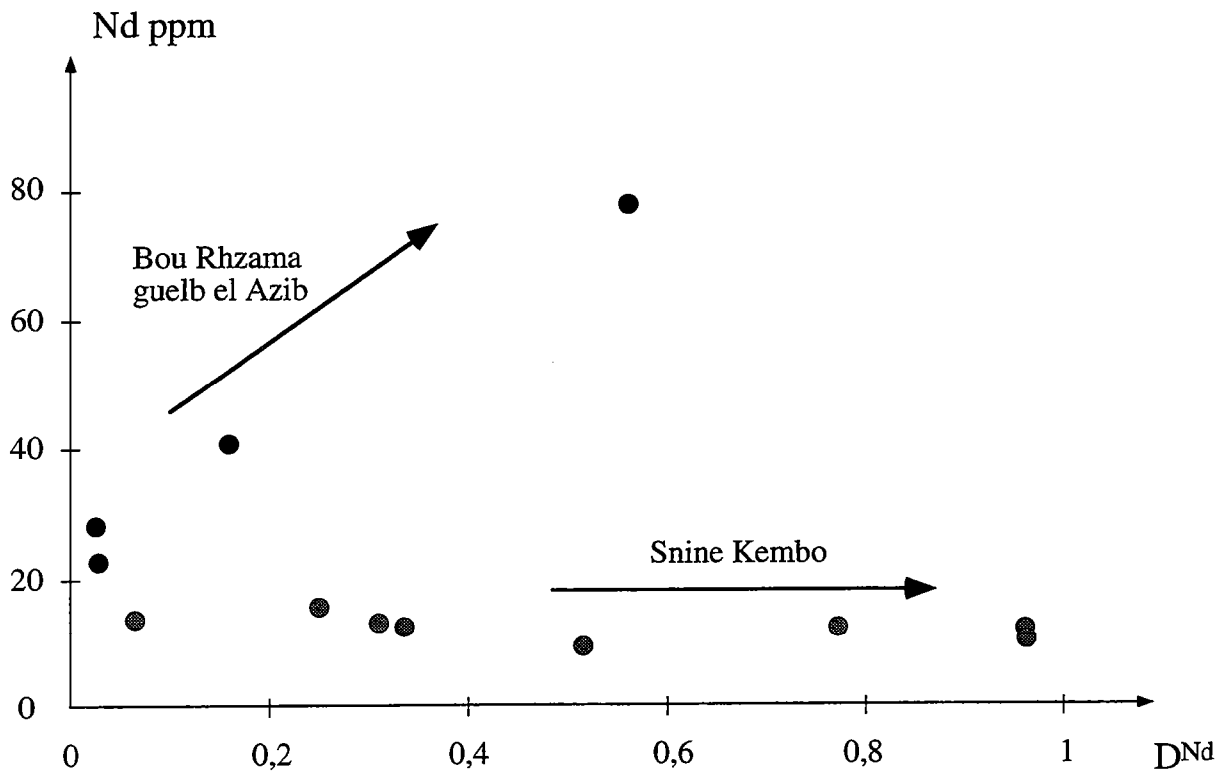


Fig.4.15. Diagramme représentant la teneur en Nd en fonction du coefficient de partage global pour les charnockites de l'Amsaga. Ce diagramme permet de mettre en évidence le contrôle de la minéralogie sur les teneurs en REE des charnockites de Bou Rhzama et du guelb el Azib.

terrains : les échantillons ont été collectés deux par deux à quelques dizaines de mètres de distance à l'intérieur des massifs de charnockites ;

- les échantillons analysés proviennent d'un mélange entre différentes sources (e.g. Arndt et Goldstein, 1987). Cette hypothèse rend compte de la variabilité des  $\epsilon_{Nd}$  et des TDM à l'intérieur d'un même massif. Cependant, elle ne permet pas d'expliquer les valeurs des  $f_{Sm/Nd}$  mesurés. En effet, il existe dans l'Amsaga des échantillons ayant des rapports Sm/Nd aussi bas (paragneiss AG173 par exemple  $f_{Sm/Nd} = -0,62$ , voir paragraphe IV-2-4), mais pour produire des échantillons semblables à la charnockite AG236 il faudrait que le contaminant forme 100% du mélange ce qui est impossible (fig.4.14) ;

- les rapports Sm/Nd sont modifiés pendant le métamorphisme granulitique. Cette dernière hypothèse rend compte des variations de rapports Sm/Nd à l'échelle de l'affleurement, indépendamment du degré de différenciation des échantillons. De plus, elle rend également compte des rapports  $^{147}Sm/^{144}Nd$  mesurés. En effet, de tels rapports (et une telle variabilité de ces derniers) sont rares, exceptés dans les granulites (e.g. DePaolo et al., 1982 ; McCulloch et Black, 1983 ; Burton et O'Nions, 1990 ; Cohen et al., 1991 ; Harris et al., in prep). Cette dernière hypothèse peut expliquer les spectres de REE très fractionnés en LREE généralement rencontrés dans l'Amsaga (c.f. chapitre III et Boher, 1991).

Un moyen de tester cette troisième hypothèse est de montrer l'influence de la minéralogie sur les teneurs en REE (DePaolo et al., 1982). Nous avons reporté figure 4.15 les teneurs en Nd en fonction du coefficient de partage global des échantillons vis-à-vis du Nd. Ce coefficient a été calculé à partir de la composition minéralogique des échantillons (obtenue par comptage de point) et des valeurs des coefficients de partage des minéraux vis-à-vis des liquides magmatiques disponibles dans la littérature (compilations dans Hanson, 1980 ; Euzen, 1993). Le coefficient de partage global des minéraux est calculé en faisant la somme des coefficients minéraux-magma multiplié par la proportion modale de chaque phase minérale. Si les REE sont mobiles pendant le métamorphisme, leur concentration sera contrôlée par des interactions fluide-roche. Cependant, les coefficients de partages des REE entre minéraux et fluides, ainsi que la composition de ces derniers, étant très mal connus, les coefficients minéraux-magmas représentent une bonne approximation de ce phénomène (DePaolo et al., 1982). Les échantillons de Snine Kembo, sur lesquels nous avons une isochrone Sm-Nd identique à l'âge U-Pb et qui présentent des rapports Sm/Nd moins fractionnés que les échantillons de Bou Rhzama et du guelb el Azib, sont également reportés sur la figure 4.15. Nous voyons que la concentration en Nd des échantillons de Snine Kembo est indépendante du coefficient de partage calculé, alors qu'elle augmente fortement en fonction du  $D_{Nd}$  dans les échantillons de Bou Rhzama et du guelb el Azib. La différence de comportement entre les deux massifs pourrait s'expliquer par la présence dans les échantillons de Bou Rhzama et du guelb el Azib de phases

acceptrices de REE comme l'amphibole ou le sphène. La dernière hypothèse invoquée semble donc rendre compte de nos observations. Cependant, cette hypothèse ne peut être vérifiée tant que l'âge de mise en place du massif de Bou Rhzama n'est pas connu précisément.

Si cette hypothèse est exacte, les âges modèles et les  $\epsilon_{Nd(t)}$  calculés sur les échantillons de Bou Rhzama et du guelb el Azib n'ont pas de signification géologique, Harris et al. (in prep) montrant qu'une variation de l'ordre de 340 Ma peut être causée par l'altération du rapport Sm/Nd lors du métamorphisme dans les granulites du Sud de l'Inde.

#### *b/ Système Rb-Sr.*

Les 5 échantillons précédemment étudiés en Sm-Nd ont également été analysés en Rb-Sr. De plus, les biotites de l'échantillon AG243 ont été analysées. Les résultats sont reportés tableau 4.4.

Seul l'échantillon AG237 (Bou Rhzama) nous indique clairement une perturbation du système Rb-Sr en roche totale, puisqu'en effet, son rapport initial recalculé à 2,7 Ga (âge minimum du métamorphisme granulitique, c.f. IV-2 et IV-3) est inférieur au manteau (U.R) de l'époque. Cette valeur du rapport ISr nous indique que le rapport  $^{87}Rb/^{86}Sr$  de cet échantillon a augmenté au cours du métamorphisme ce qui lui confère une évolution plus rapide et lui donne donc un âge apparent inférieur à son âge réel. Ce comportement indique un appauvrissement préférentiel en Sr par rapport au Rb pendant le métamorphisme et peut expliquer les rapports initiaux généralement élevés des autres échantillons. Ce résultat confirme les données géochimiques, puisque nous avons vu que les échantillons de Bou Rhzama et du guelb el Azib sont généralement enrichis en Rb et appauvris en Sr par rapport aux roches acides archéennes (c.f. fig. 3.18).

L'âge obtenu sur la paire roche totale-biotite pour l'échantillon AG243 est de  $2183 \pm 43$  Ma avec un ISr de  $0,7062 \pm 0,0004$ . Cet âge est cohérent avec celui obtenu sur les muscovites de l'échantillon d'orthogneiss AG 41 et nous confirme un refroidissement des séries à  $\approx 2,22$  Ga.

#### Conclusions.

L'étude des charnockites de l'Amsaga nous permet de mettre en évidence un troisième épisode de croissance crustale à 3,0 Ga avec la mise en place du massif de Snine Kembo-Rmémimat. Le protolithe magmatique de ces gneiss est directement issu d'un réservoir mantellique légèrement appauvri. Les résultats obtenus en U-Pb et Rb-Sr nous indiquent que ce massif est métamorphisé postérieurement à sa mise en place, ce qui confirme son caractère anté-tectonique (c.f. chapitre II). Les données actuellement disponibles ne nous permettent pas de fixer d'âge pour le métamorphisme granulitique, nous savons uniquement que celui-ci a lieu

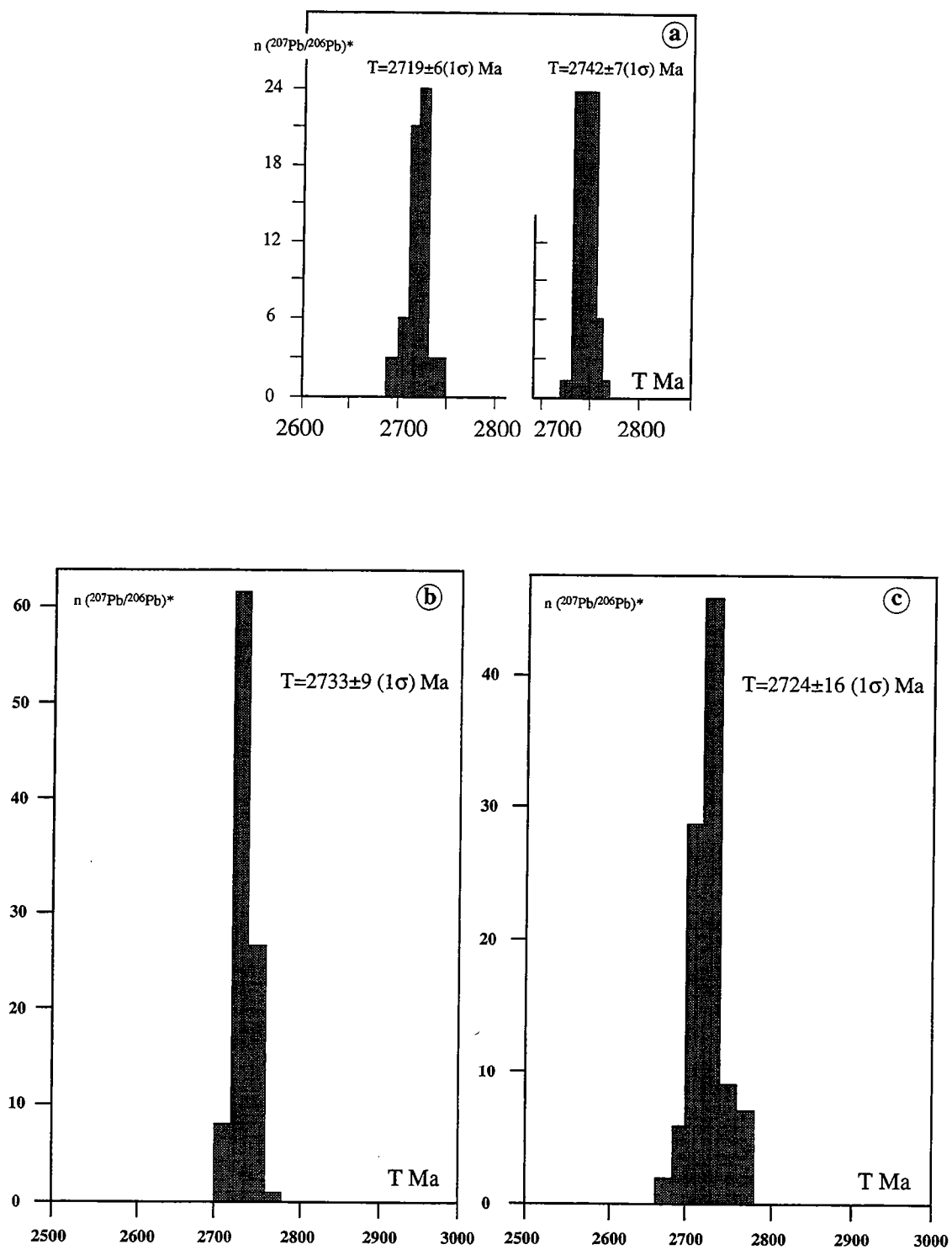


Fig.4.16. Histogrammes des âges obtenus en monozircon sur l'échantillon A34 du métagabbro du guelb el Azib : a/ Auvray et al. (1992a); b/ ce travail, zircon xénomorphe; c/ ce travail, zircon automorphe.

Méta-gabbro A34	Palier temp.	ampère	nombre de rapports	206Pb/204Pb mesuré	207Pb/206Pb mesuré	erreur 2 $\sigma$ m	207Pb/206Pb corrigé	Age 207/206	erreur $\pm 1 \sigma$							
Grain 1 (automorphe) Cameca	2,6	20	3631	0,1905	4	0,1872	2719	6	6							
										19218	0,1906	4	0,1899	2742	7	
	3,2	36	5565	0,1912	3	0,1889	2732	14	14							
	Grain 3 (xénomorphe) finnigan	2,8a	20	1724	0,1925	5	0,1857	2704	10	10						
											1682	0,1927	3	0,1858	2705	5
											1664	0,1924	3	0,1853	2701	6
											1657	0,1909	4	0,1838	2687	7
											1643	0,1922	2	0,1850	2698	3
	1674	0,1921	2	0,1851	<b>2699</b>	<b>10</b>										
Grain 4 (automorphe) finnigan	3,1a	20	6315	0,1911	4	0,1895	2738	8	8							
										6320	0,1909	5	0,1892	2735	9	
	3,1b	20	6224	0,1908	1	0,1886	2730	9	9							
										6139	0,1901	1	0,1884	2729	6	
	3,1d	20	5931	0,1911	7	0,1894	2737	12	12							
										6249	0,1907	2	0,1889	<b>2733</b>	<b>9</b>	
	2,8a	20	6503	0,1865	4	0,1849	2697	8	8							
										6137	0,1861	4	0,1843	2692	8	
	2,8b	20	5510	0,1865	3	0,1845	2694	5	5							
										6050	0,1864	2	0,1846	<b>2694</b>	<b>7</b>	
3,1a	20	10395	0,1894	12	0,1882	2726	20	20								
									12040	0,1894	10	0,1886	2730	21		
									13429	0,1894	11	0,1891	2734	19		
									14294	0,1879	6	0,1872	2718	12		
									14810	0,1878	8	0,1873	2719	14		
12994	0,1888	5	0,1879	<b>2724</b>	<b>16</b>											

Tab.4.5. Résultats obtenus en monozircon par évaporation directe sur le méta-gabbro du guelb el Azib (éch. A34).  
Les grains 1 et 2 sont ceux de Auvray et al. (1992b).



au minimum vers 2,73 Ga. L'âge de refroidissement aux environs de 2,2 obtenu sur les muscovites de l'échantillon AG41 et sur la paire leucosome-paléosome est confirmé grâce à la paire roche totale-biotite de l'échantillon AG243 de Kella.

La mise en place des massifs de Bou Rhzama et du guelb el Azib n'a pas pu être datée. L'étude de ces massifs semble indiquer une perturbation du système Sm-Nd pendant le métamorphisme granulitique. Apparemment le comportement des massifs de Bou Rhzama-guelb el Azib et de Snine Kembo pendant le métamorphisme semble différent tant du point de vue de la géochimie élémentaire (c.f. chapitre III) que de la géochimie isotopique. Cette différence peut s'expliquer de plusieurs façons. La minéralogie primaire des échantillons peut être une des causes invoquées, mais également la proximité des zones de cisaillement, les échantillons de Bou Rhzama et du guelb el Azib ayant été collectés non loin de ces derniers.

#### IV-2-2/ LES ROCHES BASIQUES.

##### *a/ Système U-Pb sur zircon.*

Le gabbro du guelb el Azib (éch. A34) a fait l'objet d'une étude préliminaire en monozircon par évaporation directe (Auvray et al., 1992b) et donne un âge de  $2742 \pm 7$  Ma, interprété par ces auteurs comme l'âge de mise en place (grains 1 et 2, tab.4.5, fig.4.16). Un deuxième palier d'âge à  $2719 \pm 6$  Ma était obtenu sur un des grains analysés.

Deux nouveaux grains ont été analysés (tab.4.5). Un de ces grains est automorphe et fournit deux paliers d'âge : un à  $2694 \pm 7$  Ma et un à  $2724 \pm 16$  Ma. Le deuxième grain est xénomorphe et il fournit également deux paliers d'âge : un à  $2699 \pm 10$  Ma et un à  $2733 \pm 9$  Ma.

Les deux âges les plus anciens obtenus sont indistingables de l'âge obtenu précédemment (Auvray et al., 1992b) et confirment donc l'âge de 2,74 Ga retenu pour la mise en place de ce gabbro. Les paliers d'âge plus récents (aux environs de 2,7 Ga) indiquent peut-être une perte de Pb ancienne. Dans ce cas ils pourraient marquer une réouverture du système U-Pb sur zircon lors de l'événement granulitique qui affecte le gabbro.

##### *b/ Système Sm-Nd.*

Un échantillon du massif du guelb el Azib a été analysé en Sm-Nd (tab. 4.6). L' $\epsilon_{Nd(2,74)}$  de cet échantillon est de +1,74. La valeur de l' $\epsilon_{Nd(t)}$  de cet échantillon et son rapport  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0,1880) nous indique une origine du protolithe magmatique à partir d'un manteau appauvri, le gabbro étant lui même légèrement enrichi.

Un échantillon du gabbro des Iguilid a été analysé en Sm-Nd sur roche totale et minéraux (tab. 4.6). Nous obtenons une isochrone interne

Nature	Nd ppm	Sm ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}0}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$
Roche totale AG3	4,659	0,973	0,1263	$0,511349 \pm 8$	-25,14	-0,69
Orthopyroxène	2,137	0,504	0,1427	$0,511681 \pm 13$	-18,67	-
Clinopyroxène	11,98	3,412	0,1721	$0,512165 \pm 6$	-9,23	-
Plagioclase	1,42	0,136	0,0578	$0,510135 \pm 6$	-48,83	-
AG227	6,007	1,868	0,1880	$0,512570 \pm 8$	-1,33	+1,76

Tab.4.6. Résultats obtenus en Sm-Nd sur les gabbros de l'Amsaga. L'échantillon AG3 provient du guelb des Iguilid, son TDM est de 3,12 Ga, son  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  est calculé à 2,7 Ga (âge isochrone interne). L'échantillon AG227 vient du guelb el Azib, son  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  est calculé à 2,74 Ga (âge monozircon).

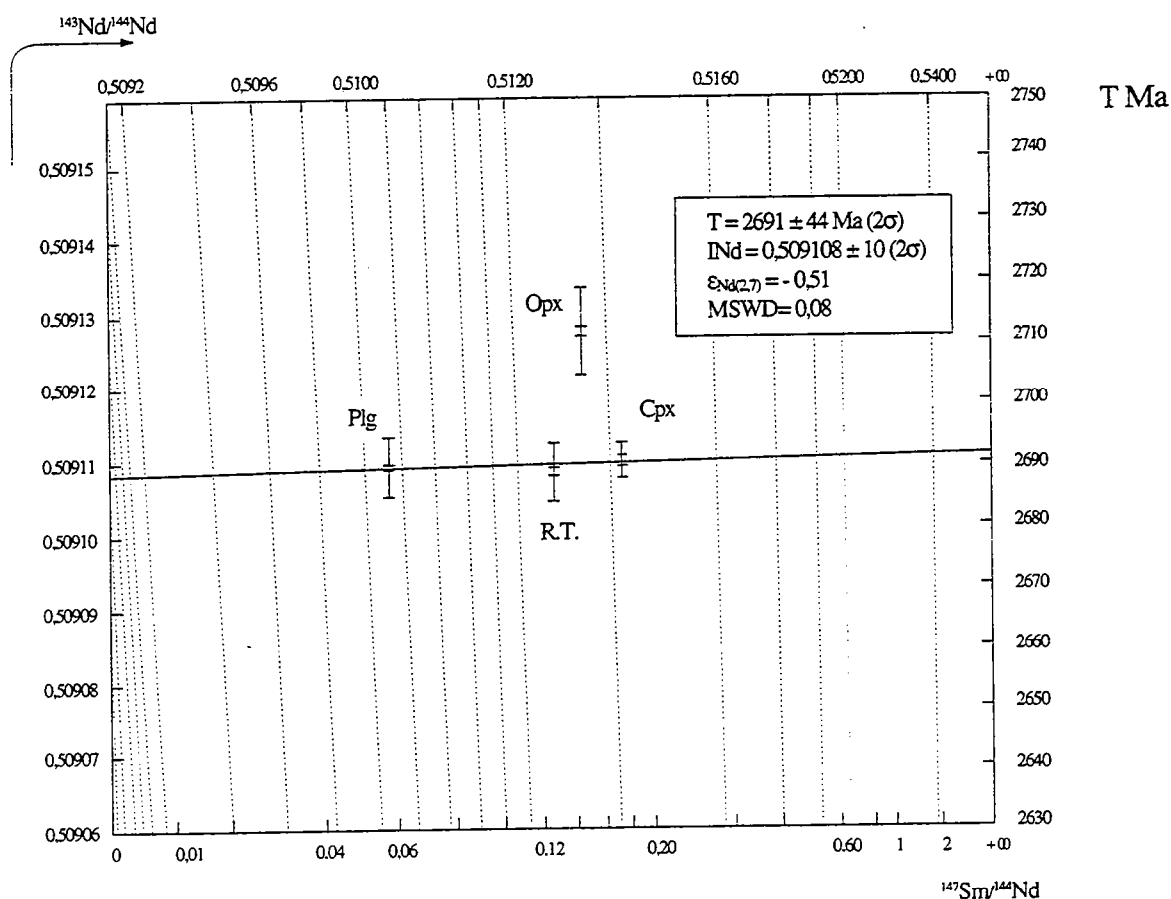


Fig.4.17. Données analytiques obtenues en Sm-Nd sur roche totale et minéraux du gabbro des Iguilid reportés dans un "best isochron diagram" (Provost, 1990. Le point représentatif de l'orthopyroxène n'a pas été pris en compte dans le calcul de l'âge étant donné qu'il s'écarte significativement de l'alignement défini par les autres analyses. Cette représentation permet de suspecter une évolution en système ouvert de l'orthopyroxène.

donnant un âge de  $2706 \pm 54$  Ma avec un INd de  $0,50910 \pm 0,000019$  et un MSWD de 1,8 (fig.4.7). Nous voyons sur cette figure que les orthopyroxènes s'éloignent de l'alignement obtenu (en dehors de l'erreur analytique). Si nous retirons ce point du calcul nous obtenons un âge de  $2691 \pm 44$  Ma, le rapport initial est le même et le MSWD est égal à 0,02. Donc l'âge ne varie pas, seule l'erreur diminue. L'échantillon analysé est le moins affecté par les phénomènes de basse température observés en lame mince. Cependant, il présente tout de même une légère rétro-morphose, celle-ci s'exprimant essentiellement au niveau des orthopyroxènes qui se déstabilisent en amphiboles. Ces minéraux ne sont donc peut être pas restés totalement en système clos vis-à-vis du système Sm-Nd. Quoiqu'il en soit, le résultat obtenu peut être interprété en terme d'âge isochrone et date la mise en place du gabbro.

La valeur de l' $\epsilon_{Nd(2,7)}$  de la roche totale (-0,69), ainsi que son âge modèle TCHUR (2,77 Ga), indiquent une origine juvénile du magma. Cependant, le rapport  $^{147}Sm/^{144}Nd$  du gabbro (0,1263), ainsi que son TDM (3,12 Ga) indiquent un magma enrichi en LREE, ce qui avait déjà été remarqué grâce au spectre de REE de ce gabbro (c.f. chapitre III).

#### Discussion et conclusion.

La datation de ces deux massifs est fondamentale en ce qui concerne l'histoire de la région de l'Amsaga. En effet, nous avons vu lors de l'étude pétrographique que le gabbro du guelb el Azib a subi l'événement granulitique alors que le gabbro des Iguilid est interprété comme syn à tardi-tectonique mais post-granulite. Les âges obtenus sur ces deux massifs étant interprétés comme représentant leurs âges de mise en place respectif, le métamorphisme granulitique se situe donc entre 2,74 Ga et 2,7 Ga. Ce résultat est cohérent avec l'âge minimum du métamorphisme granulitique retenu grâce à l'étude U-Pb sur zircon des charnockites de Sniné Kembo, ainsi qu'avec les âges de réouverture en roche totale mis en évidence sur les orthogneiss acides étudiés précédemment (qui se situent aux environs de  $2,8 \pm 0,2$  Ga) et avec l'âge Sm-Nd leucosome-paléosome obtenu sur les orthogneiss migmatitiques ( $2751 \pm 52$  Ma). De plus, ceci nous explique les paliers d'âge aux environs de 2,7 Ga obtenus sur les zircons du gabbro du guelb el Azib, et cela confirme l'hypothèse d'une réouverture (ou une recristallisation) du système U-Pb lors de l'événement granulitique.

## IV-2-3/ LES GRANITOÏDES POST-GRANULITE.

### IV-2-3-1/ Le granite de Touijenjert.

#### *a/ Système U-Pb sur zircon.*

Le granite de Touijenjert a fait l'objet d'une étude préliminaire en monozircon qui donne un âge de mise en place pour ce pluton de  $2715 \pm 11$  Ma, avec un palier d'âge à  $2589 \pm 2$  Ma (Auvray et al., 1992b ; voir annexe I). Un deuxième minéral a été analysé, il fournit deux paliers d'âges à  $2675 \pm 8$  et  $2736 \pm 11$  Ma, indistingables et cohérents avec l'âge obtenu sur le premier zircon (tab.4.7).

Etant donné l'importance de ce granite vis-à-vis de l'histoire géologique de la région (post-granulite mais syn à tardi-tectonique, c.f. chapitre II) des analyses SHRIMP ont été effectuées pour dater sa mise en place. Quatorze zircons ont été analysés (tab.4.7). Douze de ces zircons sont concordants et permettent de définir un âge unique de  $2726 \pm 7$  ( $1\sigma$ ) Ma (fig.4.18). Cet âge, qui est en accord avec les résultats obtenus en monozircon, est interprété comme l'âge de mise en place du massif de Touijenjert. Deux analyses sont discordantes : les zircons 10.1 et 4.1.

- le zircon 10.1 est légèrement discordant, mais son rapport  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  donne un âge de  $2694 \pm 14$  Ma ( $1\sigma$ ) et son rapport Th/U est de 0,62, il est donc dans la moyenne de la gamme des rapports mesurés sur l'ensemble de la population. Nous pouvons donc supposer que sa discordance est due à une perte récente de Pb par diffusion;

- le zircon 4.1 quand à lui s'écarte significativement de l'ensemble de la population. En effet, son âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  est de  $2590 \pm 34$  Ma ( $1\sigma$ ), ses teneurs en Th (207 ppm), U (518 ppm) ainsi que son rapport Th/U (0,4) sont notablement différents des autres analyses (cf.tab.4.7). Etant donné qu'un seul minéral de ce type a été analysé, il n'est pas possible d'apporter une conclusion définitive. Cependant, la discordance de cette analyse pourrait s'expliquer par une réouverture du système isotopique lors d'un événement ancien, postérieur à la mise en place du granite. Cette hypothèse peut expliquer le palier d'âge à  $2589 \pm 2$  Ma obtenu en monozircon (Auvray et al., 1992b, annexe I). L'âge de la réouverture (si elle a lieu) ne peut pas être précisé.

#### *b/ Système Sm-Nd.*

Six échantillons ont été analysés en Sm-Nd sur roche totale. Les résultats sont reportés tableau 4.8. Il n'est pas possible d'obtenir d'isochrone étant donné le faible étalement des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (de 0,0962 à 0,1115). Les âges TDM calculés se situent tous aux environs de 3,2 Ga (entre 3,13 et 3,23 Ga). De telles valeurs sont en accord avec les résultats de Boher (1991) sur l'Amsaga. Les valeurs d' $\epsilon_{\text{Nd}}(2,7)$  sont négatives et varient entre - 1,93 et - 4,14. Etant donné l'âge de mise en

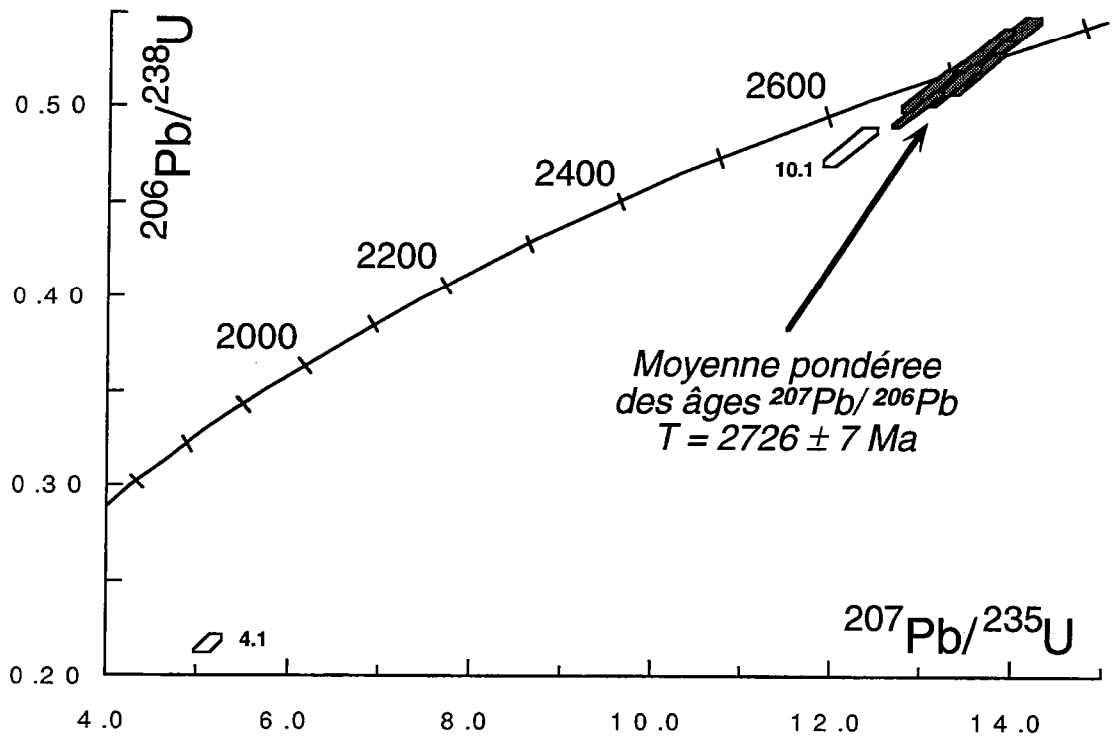


Fig.4.18. Diagramme concordia obtenu à partir analyses effectuées à la microsonde ionique sur les zircons du granite de Touijenjert (éch.A1). Les résultats sont reportés dans des boites définissant l'erreur à 1 sigma. Les analyses ombrées représentent les points concordants ayant servis à calculer l'âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  moyen.

Temp. (A)	6/4 mesuré	7/6 mesuré	± 2sigma	8/6 mesuré/6 corrigé	Age 7/6	±1 sigma
Grain						
2,9	11554	0,1911	0,0003	0,2154	2742	7
3,2	1494	0,1877	0,004	-	2650	46
3,2	3212	0,1979	0,002	-	2779	23
Grain						
2,9	5097	0,1848	0,0003	0,1769	2675	8
3,2	48179	0,1895	0,0005	0,1948	2736	11

Tab.4.18. Résultats obtenus en monozircon par évaporation directe sur l'échantillon A1 du granite de Touijenjert.

Analyse	U/ppm	Th/ppm	Th/U	Pb*/ppm	204/206	% f206	206/238	±	207/235	±	207/206	±	AGE 6/38	AGE 7/35	AGE 7/6	±	% CONC
1.1	163	123	0,76	101	0,000012	0,08	0,5179	0,0109	13,51	0,31	0,1892	0,0013	2690	2716	2735	11	98
2.1	199	154	0,77	122	0,000041	0,05	0,5086	0,0106	13,06	0,29	0,1862	0,0010	2650	2684	2709	9	98
3.1	127	106	0,84	80	-	<0,01	0,5186	0,0111	13,59	0,31	0,1901	0,0011	2693	2722	2743	10	98
4.1	518	207	0,40	130	0,004493	0,29	0,2158	0,0044	5,158	0,158	0,1734	0,0035	1259	1846	2590	34	49
5.1	343	211	0,62	200	0,000066	0,04	0,4991	0,0102	12,94	0,28	0,1880	0,0008	2610	2675	2725	7	96
6.1	114	73	0,64	69	0,000035	0,08	0,5196	0,0111	13,58	0,32	0,1896	0,0014	2697	2721	2739	12	98
7.1	47	53	1,13	31	0,000031	0,11	0,5129	0,0119	13,28	0,36	0,1878	0,0022	2669	2700	2723	20	98
8.1	97	76	0,78	63	0,000053	0,10	0,5369	0,0116	13,96	0,34	0,1886	0,0017	2771	2747	2730	15	101
9.1	95	79	0,83	61	-	<0,01	0,5248	0,0113	13,68	0,32	0,1891	0,0013	2720	2728	2734	11	99
10.1	120	74	0,62	66	0,000036	0,09	0,4792	0,0102	12,20	0,29	0,1846	0,0016	2524	2620	2694	14	94
11.1	179	119	0,66	108	0,000073	0,05	0,5116	0,0107	13,35	0,30	0,1893	0,0011	2663	2705	2736	10	97
12.1	169	139	0,82	108	0,000020	0,11	0,5240	0,0110	13,65	0,32	0,1889	0,0015	2716	2726	2733	13	99
13.1	92	77	0,84	59	-	<0,01	0,5310	0,0114	13,69	0,32	0,1870	0,0013	2746	2729	2716	11	101
14.1	142	111	0,78	89	0,000020	0,10	0,5227	0,0110	13,58	0,32	0,1885	0,0015	2710	2721	2729	13	99

Tab.4.7. (suite) Résultats obtenus à la microsonde ionique sur les zircons de l'échantillon A 1.

Note : 1. - signifie 204Pb indétectable.  
2. les erreurs sont données en 1 sigma.

**Système Sm/Nd**

Echantillons	Nd ppm	Sm ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ENd (2,7)	ENd0	TDM
AG 60	89,17	16,45	0,1115	0,511013 ± 4	-2,11	-31,70	3,16
AG 71	52,52	9,26	0,1065	0,510933 ± 3	-1,93	-33,26	3,13
AG 67	84,54	13,46	0,0962	0,510637 ± 4	-4,14	-39,03	3,23
AG 77	94,05	17,32	0,1113	0,510998 ± 3	-2,33	-31,99	3,18
AG 69	81,69	14,24	0,1053	0,510901 ± 4	-2,14	-33,88	3,14
A 1	68,31	11,91	0,1053	0,510876 ± 4	-2,63	-34,37	3,17

**Système Rb/Sr**

Echantillons	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	ISr(2,25)
AG 60	150	174	2,512	0,789762 ± 9	0,7082
AG 71	76,8	235	0,949	0,738772 ± 9	0,7080
AG 67	177	169	3,060	0,805712 ± 11	0,7064
AG 77	92,4	170	1,581	0,766559 ± 8	0,7152
AG 69	88,6	223	1,155	0,745306 ± 10	0,7078
A 1	93,7	171	1,597	0,762512 ± 9	0,7107

Tab. 4.8. Résultats analytiques obtenus sur le granite de Touijenjert en Sm-Nd et Rb-Sr.

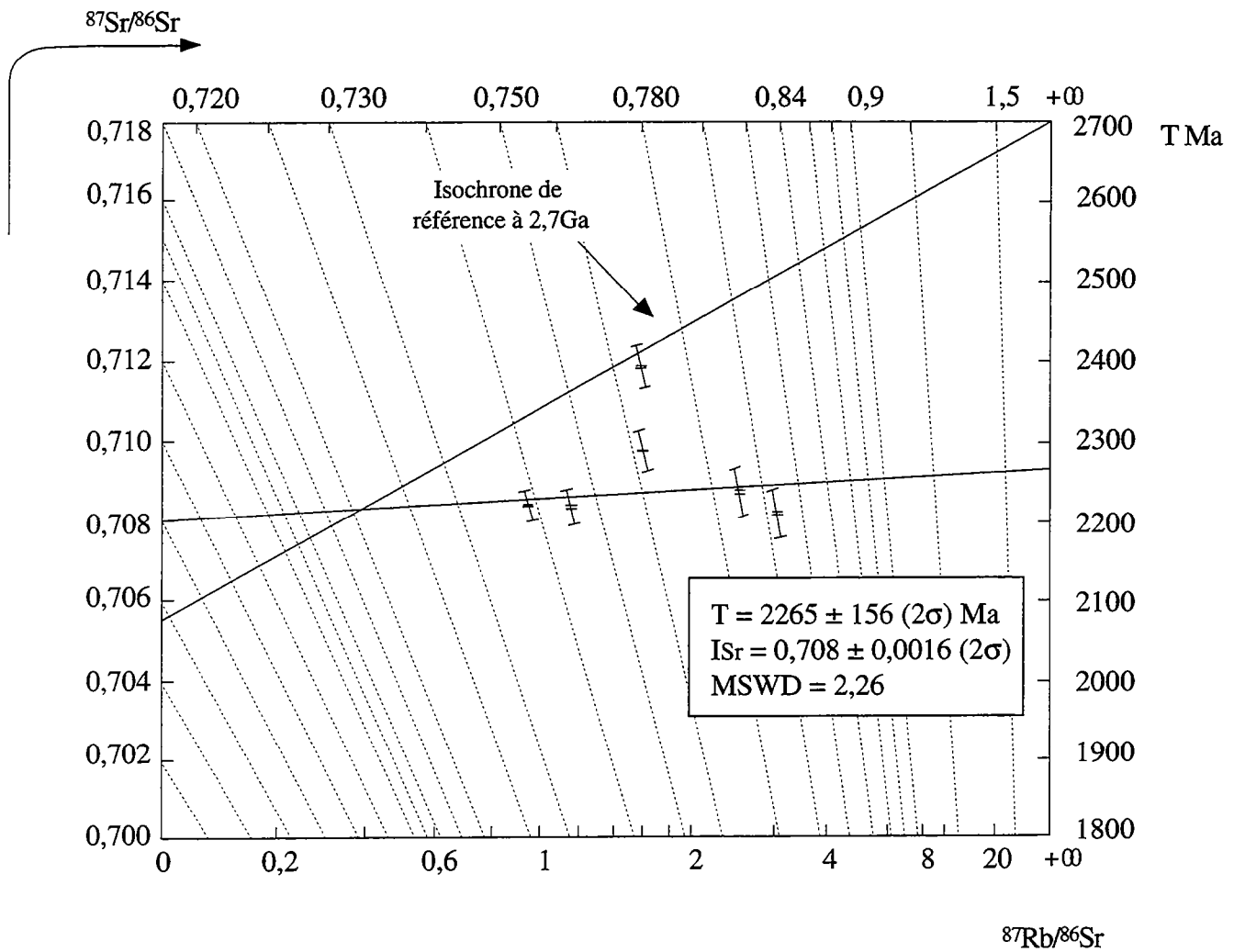


Fig.4.19. Données analytiques obtenues en Rb-Sr sur roches totales sur le granite de Touijenjert reportées dans un "best isochron diagram" (Provost, 1990). Les valeurs analytiques sont dispersées entre l'âge à 2,7 Ga (âge U-Pb) et l'isochrone à 2,26 Ga ce qui met en évidence la réouverture du système. L'âge isochrone est calculé sans tenir compte de l'échantillon AG77.



place du pluton ( $2726 \pm 7$  Ma), nous pouvons conclure que le magma n'est pas directement issu d'une source mantellique mais : 1/ soit qu'il provient d'un événement de recyclage crustal ; 2/ soit que le protolithe juvénile de ce massif est contaminé au moment de sa mise en place. Etant donné les très fortes teneurs en REE de ce granite (entre  $\approx 50$  et  $\approx 95$  ppm de Nd) l'hypothèse d'un mélange est peu probable. En effet, dans ce cas il faudrait imaginer qu'un des pôles du mélange présente des teneurs encore plus élevées en REE, seul l'échantillon d'orthogneiss AG47 (103 ppm de Nd) répond à cette condition. En revanche, les REE ayant un comportement incompatible lors de la fusion partielle (excepté si une phase riche en REE reste au résidu), le liquide produit sera plus riche en REE que la source. Donc dans le cas du granite de Touijenjert, bien que l'hypothèse d'un mélange ne puisse pas être définitivement écartée, il semble plus probable d'imaginer une genèse du magma par fusion d'une source orthodérivée, ce qui est en accord avec un granite de type I comme Touijenjert (e.g. Chappell et White, 1974). Ce granite pourrait provenir de la fusion de la base de la croûte. Ce type de magma est classique en fin d'évolution des cratons archéens (e.g. Martin, 1985).

#### *c/ Système Rb-Sr.*

Les six échantillons précédemment décrits ont également fait l'objet d'une étude Rb-Sr sur roche totale (tab. 4.8). Une isochrone calculée avec ces six valeurs donne un âge de  $2365 \pm 342$  Ma avec un MSWD de 10,3 (fig. 4.19). Cet âge de mauvaise qualité peut être amélioré si nous enlevons du calcul l'échantillon AG77 dont nous avons vu qu'il présente de nombreuses anomalies géochimiques (c.f. chapitre III). Nous obtenons alors  $2265 \pm 156$  Ma avec un ISr de  $0,7080 \pm 0,0016$  et un MSWD de 2,26. Quand nous retirons l'échantillon AG 77 (qui s'écarte notablement des autres analyses) du calcul nous obtenons donc une isochrone au sens strict (MSWD inférieur au critère de Wendt et Carl ; 1991). La présence ou l'absence de l'échantillon AG77 n'influe pas sur l'âge calculé (étant donné l'erreur sur cet âge), mais sur l'erreur. L'âge de mise en place du pluton étant de  $2726 \pm 7$  Ma, cet âge Rb-Sr d'environ 2,26 Ga est interprété comme un âge de réouverture, ce qui se visualise bien sur la figure 4.19, les valeurs analytiques se situant entre l'isochrone de référence à 2,7 Ga et l'isochrone calculée à 2,26 Ga. L'erreur faible sur l'âge calculé, ainsi que la faible dispersion des rapports initiaux (si l'on ne tient pas compte de l'échantillon AG77) nous indiquent une réhomogénéisation presque totale du système Rb-Sr sur roche totale lors d'un l'événement thermique postérieur à la mise en place du pluton.

## *d/ Conclusion.*

L'âge de mise en place du granite de Touijenjert est donc de  $2726 \pm 7$  Ma. Cet âge est identique à celui obtenu pour la mise en place du massif de gabbro des Iguilid. L'âge du métamorphisme granulitique n'est pas connu précisément mais il se situe entre 2,73 et 2,7 Ga (c.f. paragraphes précédents). Donc, les âges de mise en place obtenus sur les plutons de Touijenjert et des Iguilid sont en accord avec l'hypothèse d'une mise en place de ces massifs, de façon syn à tardi-tectonique, mais postérieurement à l'événement granulitique, pendant la remontée des séries.

L'étude effectuée en Sm-Nd nous indique que le protolithe de ce granite n'est pas directement issu du manteau, mais provient d'un épisode de recyclage crustal. Ce type de granite diffère des granitoïdes archéens de type TTG par une plus forte teneur en potassium (c.f. chapitres II et III). La mise en place de ce genre de plutons durant l'histoire tardi-archéenne des cratons indique une évolution au cours du temps depuis des magmatismes calco-alcalins pauvres en  $K_2O$  jusqu'à des magmas calco-alcalins intermédiaires. Ce type d'évolution a fait l'objet de nombreuses études (Windley et Bridgwater, 1971 ; Glikson, 1976, 1979 ; Goodwin, 1981 ; Condie, 1981 ; Martin, 1985 ; 1986 ; entre autres) et est classiquement interprété comme résultant d'un mode de genèse différent des magmas. Alors que les TTG proviendraient de la fusion d'amphibolite à grenat, les granitoïdes potassiques tardi-archéens peuvent provenir du recyclage de roches ortho peu différenciées (base de croûte par exemple, e.g. Martin, 1985). Ce type de modèle est cohérent avec les données isotopiques obtenues sur le granite de Touijenjert.

L'âge d'environ 2,26 Ga obtenu en Rb-Sr sur roche totale étant différent de l'âge de mise en place du pluton, il nous faut envisager une réouverture et une réhomogénéisation du système Rb-Sr à l'échelle du massif. Etant donnés les très faibles coefficients de diffusion du Sr, y compris dans les liquides silicatés, la réhomogénéisation isotopique à l'échelle d'un massif comme Touijenjert est difficile à envisager (e.g. Hofmann, 1973). Pour expliquer l'obtention d'âges isochrones sur roche totale différents de l'âge de mise en place de massifs datés par ailleurs Roddick et Compston (1977) proposent de considérer qu'un massif ayant un rapport Rb/Sr moyen peut être décomposé en sous-ensembles de rapport Rb/Sr moyen identique à celui du massif. Lors d'un événement métamorphique postérieur à la mise en place la réhomogénéisation des différents sous-ensembles donnera l'illusion d'une réhomogénéisation à l'échelle du massif. Un tel modèle est envisageable dans le cas du granite de Touijenjert où la gamme de variation des rapports Rb/Sr est relativement restreinte (de  $\approx 0,95$  à 3,06). D'autre part, de nombreux facteurs favorisent la réhomogénéisation isotopique, en particulier : la déformation accompagnant le métamorphisme (e.g. Black et al., 1979), la présence d'une phase fluide (e.g. McCulloch et Black, 1983), la

composition chimique de la roche (e.g. Bell et Blenkinsop, 1978)... Dans le cas du granite de Touijenjert, nous avons vu lors de l'étude pétrostructurale que le massif n'est pas (ou peu) déformé postérieurement à sa mise en place. En revanche, il est le siège de nombreuses recristallisations hydrothermales, ce qui souligne le rôle d'une phase fluide importante. Donc l'âge obtenu, s'il a une signification géologique, pourrait nous indiquer l'âge de ce métamorphisme hydrothermal. Le fait que cet âge ait une signification géologique semble suggéré par l'identité entre l'âge Rb-Sr obtenu sur Touijenjert et les âges Rb-Sr obtenus sur certaines paires roche totale-micas et sur la paire leucosome-paléosome. Cet âge semble donc marquer donc un phénomène important à l'échelle de la région.

#### IV-2-3-2/ Le granite d'Iouguend.

##### *a/ Système U-Th-Pb.*

Le granite d'Iouguend n'a pas été directement daté par la méthode U-Th-Pb. Cependant, 9 monazites d'une enclave sédimentaire de ce granite (éch. AG190) ont été analysées par S. Foret et J.M. Montel à Clermont-Ferrand. Les monazites ont été analysées à la microsonde électronique, ce qui permet le dosage de U, Th et Pb. L'âge est calculé en tenant compte du fait que les monazites sont généralement des minéraux concordants et qu'elles n'incorporent pas de Pb primaire (celui-ci étant de toute façon négligeable étant données les très fortes teneurs en U et Th). Tout le Pb contenu dans les minéraux est donc du Pb radiogénique. Le détail du calcul est décrit dans Montel et al. (1994) et Foret (1994). Deux groupes d'âge ont été obtenus :

- 3 des minéraux analysés donnent un âge de  $2888 \pm 61$  Ma ;
- les 6 autres minéraux donnent un âge de  $2712 \pm 33$  Ma.

Ces deux âges sont identiques aux âges de réouverture U-Pb sur zircon obtenus sur le massif de Sniné Kembo.

La température de blocage de la monazite vis-à-vis du système U-Pb est généralement estimée à  $600^{\circ}\text{C}$ , parfois  $700-750^{\circ}\text{C}$  (Parrish, 1990). De plus, la monazite recristallisant pendant le métamorphisme, elle date généralement le dernier événement thermique. Cependant, ces minéraux peuvent également conserver la mémoire d'un événement thermique antérieur (e.g. Zykov et al., 1964 ; Gebauer et al., 1981).

Dans le cas de l'échantillon AG190, le fait que nous obtenions deux âges distincts nous indiquerait donc deux événements thermiques. De plus, les très fortes teneurs en U (entre 1,3 et 2,0%) des minéraux analysés nous indiquent des monazites de haute température (Overstreet, 1967 ; Cuney, 1981).

L'âge de  $2712 \pm 33$  Ma obtenu marque le dernier événement thermique supérieur à  $600^{\circ}\text{C}$  subit par l'enclave et peut donc être interprété en terme d'âge d'incorporation de l'enclave dans le granite et donc en terme d'âge de mise en place de ce dernier. Cette interprétation

est en accord avec une mise en place syntectonique du granite et un métamorphisme granulitique entre environ 2,74 et 2,7 Ga. L'âge d'environ 2,9 Ga est problématique et peut être interprété : 1/ soit en terme d'âge intermédiaire entre la cristallisation de la monazite et sa recristallisation au moment de l'enclavement de la roche ; 2/ soit en terme d'âge de métamorphisme, dans ce cas il nous indiquerait un événement de relativement haute température antérieur au métamorphisme à  $\approx 2,7$  Ga. Cette deuxième interprétation est en accord avec les teneurs en U et Th des minéraux et avec les âges d'ouvertures aux environs de 2,8 Ga obtenus précédemment.

#### *b/ Système Sm-Nd.*

Cinq échantillons de ce granite ont été analysés en Sm-Nd sur roche totale (tab.4.9). Comme nous l'avons vu lors du chapitre précédent ce granite est très hétérogène, tant en ce qui concerne ces teneurs en REE (Nd de 1,385 à 50,81 ppm et Sm de 0,560 à 12,02 ppm), qu'en ce qui concerne ces rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (de 0,1283 à 0,2443). L'extrême hétérogénéité des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ne nous permet cependant pas de calculer une isochrone puisque nous obtenons  $2369 \pm 194$  Ma avec un INd de  $0,50933 \pm 0,00010$  et un MSWD de 11,6 (voir fig. 4.20).

Les  $\epsilon_{\text{Nd}(2,7)}$  (âge minimum du granite) de ces échantillons varient entre - 1,15 et - 7,11. Ces  $\epsilon_{\text{Nd}}$  négatifs, ainsi que le caractère typiquement hyperalumineux (cf. chapîtres II et III) du granite confirme l'origine par fusion crustale du magma. Le TDM de ces échantillons peut être recalculé en prenant un modèle d'évolution en deux stades :

- un premier stade en prenant un rapport  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de 0,11 jusqu'à 2,7 Ga. En effet, les rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  mesurés ne peuvent pas être considérés comme représentatifs de la source du protolithe magmatique et indiquent un fractionnement pendant la formation du magma, ou postérieurement à celle-ci (Vidal et al., 1984 ; Bernard-Griffith et al., 1985). Pour cette raison, un rapport de 0,11 (caractéristique des sédiments) est généralement utilisé pour calculer le TDM (Liew et McCulloch, 1985) ;

- un deuxième stade de 2,7 à 0 Ga en conservant les rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  mesurés ;

Nous obtenons des âges TDM compris entre 3,09 et 3,54 Ga. Ces valeurs nous confirment l'hétérogénéité du granite et peuvent être dues à une hétérogénéité de la zone source, ce qui serait en accord avec notre étude géochimique. En effet, nous avons vu que les spectres de REE de ce granite étaient très différents les uns des autres et que ces différences ne pouvaient pas s'expliquer par des processus magmatiques.

### *b/ Système Rb-Sr.*

Les cinq échantillons ont été analysés en Rb-Sr (tab 4.9), reportés dans un diagramme isochrone, ils donnent un âge de  $2141 \pm 158$  Ma avec un ISr de  $0,7615 \pm 0,0096$  et un MSWD de 6,3 (fig. 4.21). Nous voyons figure 4.21 que l'échantillon AG26 s'écarte notablement de l'isochrone. Si nous calculons l'âge conventionnel de cet échantillon (ce que nous pouvons faire étant donné son rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  très radiogénique :  $4,8148 \pm 1$ ) nous voyons que quelque soit le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial adopté, l'âge ne varie pas beaucoup (de 2,04 à 1,89 Ga), et qu'il est toujours inférieur à l'âge isochrone. De plus, il est également inférieur à un âge obtenu en Rb-Sr sur muscovite dans ce granite (voir plus loin). Nous pouvons en conclure que l'échantillon AG26 n'a pas évolué en système clos. L'événement thermique ayant provoqué la réouverture de cet échantillon à lieu vers 2,0 Ga.

Si nous calculons une isochrone avec les 4 échantillons restants (sans tenir compte de AG26) nous obtenons  $2259 \pm 108$  Ma, avec un ISr =  $0,7504 \pm 0,0059$  et un MSWD = 1,36. Cet âge est cohérent avec les âges Rb-Sr sur biotite et avec l'âge de réhomogénéisation obtenu sur le granite de Touijenjert. Il nous confirme donc l'existence d'un événement thermique important vers 2,26 Ga.

Les minéraux de l'échantillon AG184 ont été analysés (biotite, muscovite, feldspath potassique ; voir tab.4.9). Nous n'obtenons pas d'isochrone avec ces trois minéraux et la roche totale ( $2013 \pm 564$  Ma, MSWD = 333). En revanche :

- la paire muscovite-roche totale donne un âge de  $2269 \pm 46$  Ma avec un ISr de  $0,7407 \pm 0,011$ ;

- la paire biotite-roche totale donne  $1527 \pm 36$  Ma, ISr =  $0,8640 \pm 0,008$ ;

- la paire feldspath-roche totale donne  $885 \pm 96$  Ma ; ISr =  $0,970 \pm 0,017$  (voir fig.4.22).

L'âge obtenu sur les muscovites est donc identique à l'âge en roche totale, aux erreurs près. L'échantillon analysé n'a donc pas subi d'événement supérieur à  $500^\circ\text{C}$  (température de fermeture de la muscovite) postérieurement à 2,26 Ga.

Le granite a subi un métamorphisme dont la température se situe entre  $350$  et  $450^\circ\text{C}$  (températures de fermeture de la biotite et de la muscovite) vers 1,5 Ga, comme l'indique l'âge biotite-roche totale. Ce deuxième épisode provoque peut être la réouverture de l'échantillon AG 26 discutée précédemment. Cet âge de 1,5 Ga est connu dans le craton ouest africain et marque la fin de l'orogénèse éburnéenne (Bessoles, 1977 ; Cahen et al., 1984 ; Goodwin, 1991 ; Bronner, 1992 ; par exemple). De plus, il correspond à l'âge de mise en place de filons de dolérite dans la région de l'Amsaga (Dosso et al., 1979).

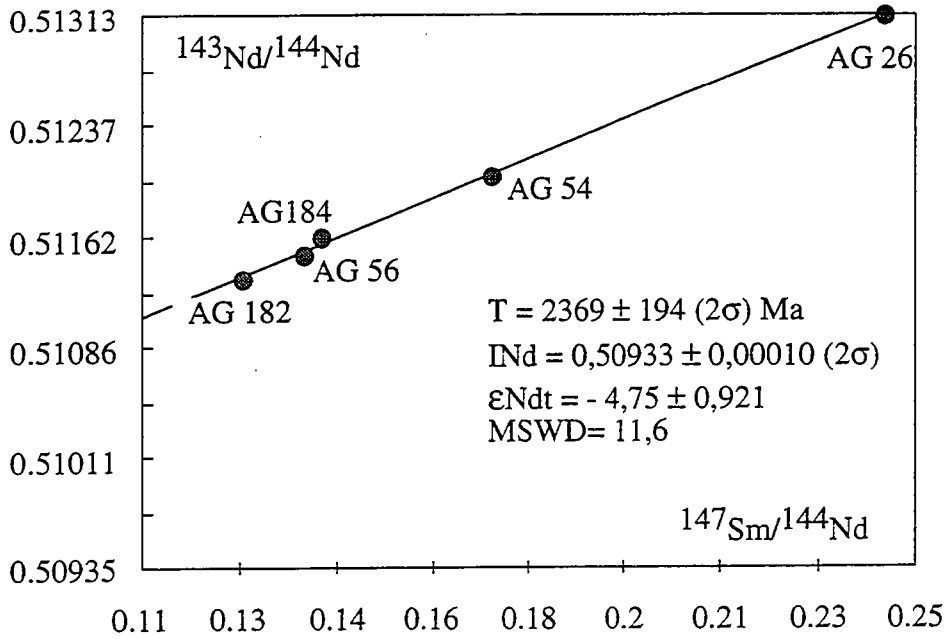


Fig.4.20. Isochrone Sm-Nd sur roche totale obtenue sur le granite d'Iounguend.

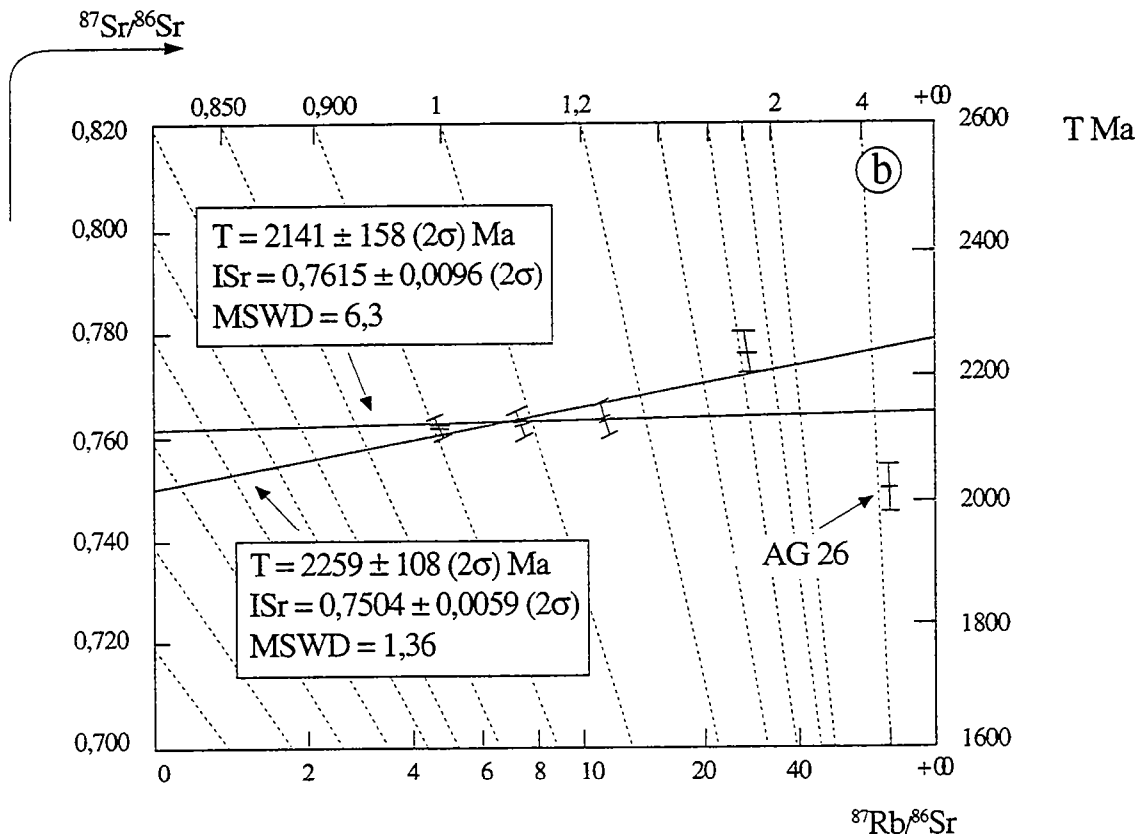


Fig.4. 21. Isochrones Rb-Sr sur roches totale obtenues sur le granite d'Iounguend. Les âges sont calculés avec et sans l'échantillon AG26 qui s'écarte notablement de l'isochrone.

### Système Sm-Nd

Echantillons	Nd ppm	Sm ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}_{(2,7)}$	$\epsilon\text{Nd}_0$	TDM
AG 26	1,385	0,560	0,2443	$0,513124 \pm 7$	-7,11	+9,48	3,54
AG 54	16,64	4,761	0,1730	$0,512038 \pm 5$	-3,50	-11,70	3,27
AG 56	14,13	3,261	0,1395	$0,511481 \pm 6$	-2,71	-22,57	3,21
AG 182	10,68	2,266	0,1283	$0,511312 \pm 6$	-2,11	-25,87	3,16
AG 184	50,81	12,02	0,1430	$0,511623 \pm 4$	-1,15	-19,80	3,09

### Système Rb-Sr

Echantillons	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\text{ISr}_{(2,25)}$
AG 26	187	5,43	139,7	$4,8148 \pm 1$	-
AG 54	88,9	55,4	4,733	$0,906610 \pm 10$	0,7529
AG 56	256	30,1	26,86	$1,642334 \pm 28$	0,7703
AG 182	153	62,3	7,299	$0,985840 \pm 20$	0,7489
AG 184	195	51,4	11,41	$1,114230 \pm 28$	0,7438
<i>minéraux de AG184</i>					
Muscovite	550	9,78	340,4	$11,885 \pm 1$	-
Biotite	806	34,2	81,09	$2,642 \pm 1$	-
Feldspath	445	90	14,94	$1,158876 \pm 15$	-

âge conventionel Sr de l'échantillon AG 26.

Rapport initial	T calculé
0,700	2,04
0,750	2,02
0,800	1,99
0,850	1,97
0,900	1,94
0,950	1,92
1,000	1,89

Tab.4.9. Données isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr obtenues sur le granite à grenat, muscovite, tourmaline d'Ioulgueud en roches totales et minéraux. Les âges sont donnés en Ga. L'âge modèle Nd est calculé en deux temps en prenant un rapport  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de 0,11 à partir de 2,7 Ga.

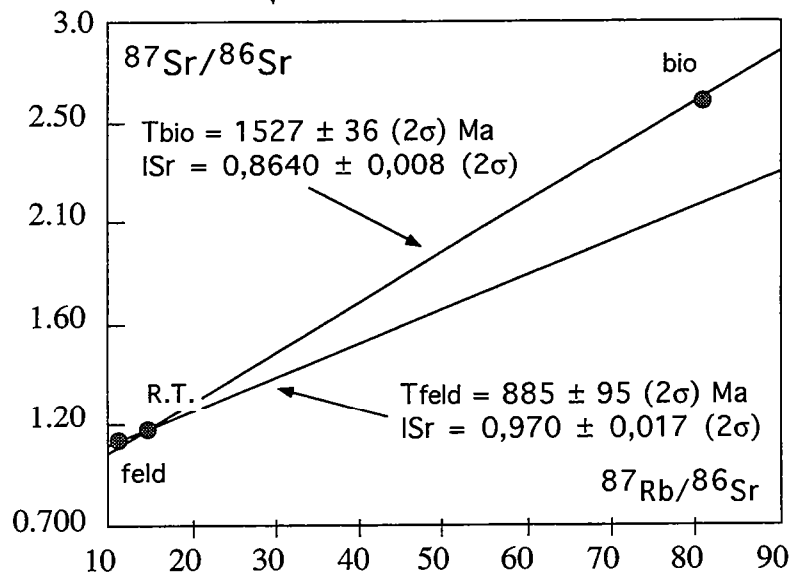
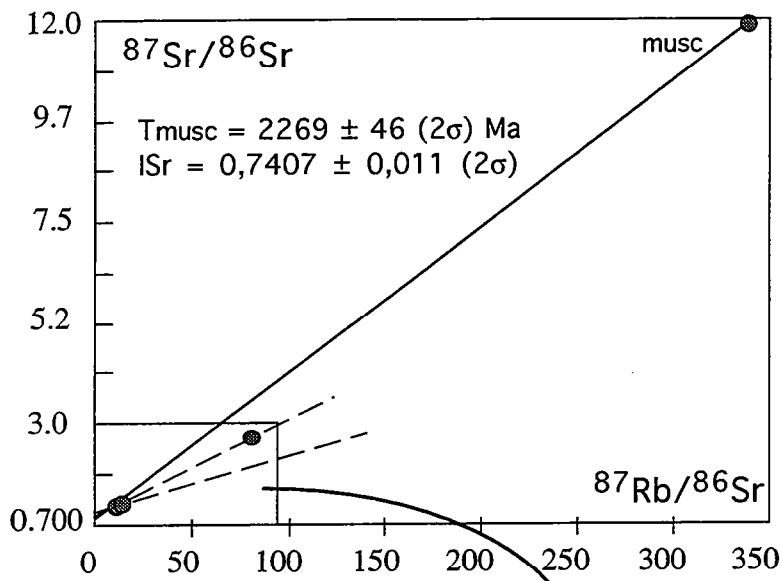


Fig. 4.22. Ages obtenus sur les paires roche totale-minéraux de l'échantillon AG184 du granite d'Ioulguend.



Echantillons	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	TDM	Age RT-Grt (Ma)
AG 14	3,261	10,09	0,1953	$0,512727 \pm 5$	+1,74	-	2392±13
Gt AG 14	18,73	5,946	1,9768	$0,540663 \pm 10$	-	-	-
AG 173	3,86	31,43	0,0742	$0,509864 \pm 4$	-54	3,56	2451±15
Gt AG 173	16,55	21,04	0,4760	$0,516342 \pm 8$	-	-	-
AG 82	2,031	13,06	0,0940	$0,510394 \pm 5$	-44	3,48	2501±13
Gt AG 82	4,916	2,289	1,3036	$0,530346 \pm 15$	-	-	-
AG 89	3,993	25,42	0,0949	$0,510290 \pm 9$	-46	3,63	1922±10
Gt AG 89	5,747	2,489	1,4004	$0,526802 \pm 7$	-	-	-
AG 6	1,136	4,008	0,1713	$0,513199 \pm 7$	+10,9	-	1554±17
Gt AG 6	1,484	2,471	0,3633	$0,515160 \pm 4$	-	-	-
AG190	4,341	17,15	0,1530	$0,511592 \pm 5$	-20,4	3,86	-

Tab. 4.10. Résultats obtenus en Sm-Nd les métasédiments de l'Amsaga et âges roche totale-grenat. Les TDM sont en Ga. les erreurs sont en  $2\sigma$ .

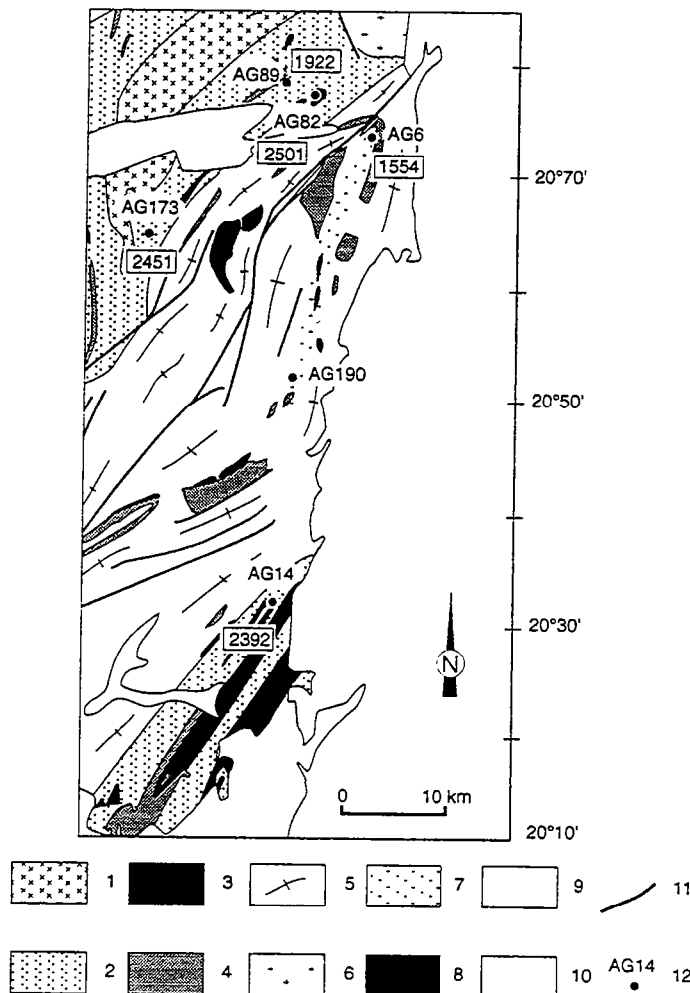


Fig.4.23. Localisation des échantillons et résultats obtenus sur les paires roche totale-grenat analysés en Sm-Nd. Les âges sont en Ma.

1/ charnockites; 2/ métagrauwakes; 3/ métapélites; 4/ métabasites; 5/ gneiss migmatitiques; 6/ granite de Touijenjert; 7/ granite d'Ioulgend; 8/ gabbro des Iguild; 9/ falaises protérozoïques; 10/ dunes; 11/ zones de mylonites; 12/ échantillons.

L'âge de  $885 \pm 96$  Ma obtenu sur les feldspaths ne correspond pas à un événement connu dans le craton ouest africain. Deux hypothèses peuvent donc expliquer ce résultat :

- soit cet âge n'a pas de signification, les rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des minéraux et de la roche totale étant trop peu différents ;
- soit cet âge indique une réouverture partielle des feldspaths lors de l'orogénèse pan-africaine (vers 600 Ma) dont l'influence a déjà été montrée grâce aux biotites du gneiss AG41 (cf. paragraphe IV-2-1-1). La valeur d'environ 900 Ma calculée représenterait, dans ce cas, un âge intermédiaire entre 1500 et 600 Ma.

#### *c/ Discussion.*

Nous avons vu précédemment (chapître II et III) que le granite à grenat, tourmaline, muscovite d'Ioulgouend peut être interprété comme un granite d'anatexie typique, et que sa mise en place est syn-tectonique. La datation des monazites de l'échantillon AG190 nous permet d'envisager un âge de mise en place d'environ 2,7 Ga pour ce granite. Cet âge est en accord avec l'hypothèse d'un métamorphisme granulitique synchrone de l'événement migmatitique dont l'âge serait situé entre 2,74 Ga et 2,7 Ga (mise en place du gabbro du guelb el Azib et des massifs de Touijenjert et des Iguilid respectivement). Cependant, pour confirmer cette hypothèse la datation précise du granite d'Ioulgouend serait nécessaire.

De plus, l'étude géochronologique du granite d'Ioulgouend (et de sont enclave) nous permet de confirmer l'histoire géologique complexe de la région de l'Amsaga. En effet, nous retrouvons un âge de 2,9 Ga, qui pourrait nous indiquer un événement thermique de relativement haute température antérieurement au métamorphisme principal, ainsi qu'une succession d'âge de refroidissement à 2,26 Ga, 2,0 Ga et 1,5 Ga et peut-être un dernier événement postérieur à 1,0 Ga.

#### IV-2-4/ LES METASEDIMENTS.

Six échantillons de métasédiments ont été analysés en Sm-Nd, et ce pour deux raison : 1/ l'étude Sm-Nd des sédiments nous renseigne sur l'âge moyen de la croûte exposée (McLennan et Hemming, 1992) ; 2/ ces métasédiments contenant du grenat (excepté l'échantillon AG190) nous devons pouvoir dater le métamorphisme granulitique en calculant des paires roche totale-grenat.

Les résultats sont reportés tableau 4.10 et la localisation figure 4.23. Nous voyons que les TDM obtenus sur 4 des 6 échantillons se situent entre 3,46 et 3,87 Ga. Le TDM de l'échantillon AG14 n'a pas été calculé, son rapport  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  étant trop proche de celui du DM (0,1953). Etant donné que certains échantillons de l'Amsaga semblent avoir subi une perturbation de leurs rapports Sm/Nd, nous pouvons nous interroger sur la validité des âges modèles calculés. Cependant, trois des échantillons

analysés ayant un rapport  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  bas, si ce rapport est acquis pendant le métamorphisme, l'âge modèle obtenu représente un âge minimum. De plus, l'âge modèle des sédiments correspond souvent à un mélange entre différentes sources. Cependant, de nombreuses études ont montré que dans l'Archéen et dans le Protérozoïque ancien, l'âge modèle des sédiments est souvent proche de l'âge stratigraphique de l'échantillon (Goldstein et al., 1985 ; Allègre et Rousseau, 1984 ; Miller et O'Nions, 1984 ; Michard et al., 1985 ; Dia et al., 1990). Donc les résultats obtenus sur ces 5 échantillons nous confirment l'existence d'un socle archéen ancien dans la région de l'Amsaga déjà mis en évidence par la datation à 3,5 Ga de l'échantillon d'orthogneiss AG41.

En revanche, le TDM de l'échantillon AG6 ne peut pas être calculé étant donné que cet échantillon a un rapport  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  inférieur au manteau appauvri (0,1713) mais un  $\epsilon$  actuel de + 10,9, son âge modèle se situe donc dans le futur. Ce type de comportement nécessite une évolution en deux stades de l'échantillon. Dans un premier temps l'échantillon doit évoluer avec un rapport Sm/Nd élevé qui lui fait acquérir un rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  élevé. Puis l'échantillon subit une perturbation qui diminue son rapport Sm/Nd et qui fait donc évoluer son rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  dans un sens opposé. L'échantillon AG6 est riche en grenat et en amphibole de type trémolite-actinote. Une hypothèse serait donc d'envisager que cet échantillon a dans un premier temps évolué avec un rapport Sm/Nd très fort (proche de celui des grenats), puis avec son rapport Sm/Nd actuel lors de la rétro-morphose des grenats et la cristallisation des phases secondaires de basse température. Ce schéma nécessite une ouverture du système à l'échelle de la roche totale lors de la rétro-morphose. Cette dernière doit avoir lieu relativement longtemps après la cristallisation du grenat.

Les grenats de 5 des 6 échantillons ont également été analysés. Les résultats ainsi que les âges calculés grâce au paires roche totale-grenat sont reportés tableau 4.10. Les résultats obtenus ne permettent pas de fixer un âge pour l'événement granulitique puisque les âges s'échelonnent entre  $2501 \pm 13$  Ma et  $1554 \pm 17$  Ma. Trois des âges obtenus sont assez groupés entre 2,4 et 2,5 Ga, les deux autres s'écartent significativement de ce groupe. Donc les résultats obtenus en Sm/Nd sur roche totale-grenat ne nous permet pas de dater le métamorphisme granulitique. Ils nous confirment les différentes réouvertures mises en évidence précédemment. Les trois âges groupés autour de 2,45 Ga peuvent indiquer : 1/ soit un événement thermique vers 2,5-2,4 Ga, cet âge ayant déjà été obtenu en Rb/Sr sur roche totale sur les gneiss migmatitiques de composition granodioritiques ; 2/ soit ils n'ont pas de signification géologique et correspondent à un âge intermédiaire entre l'âge du métamorphisme granulitique et l'âge à 2,26 Ga rencontré dans de nombreuses lithologies.

L'âge à 1,55 Ga a été obtenu sur un métasédiment de la ceinture de Ménéral-Ioulguend, or les biotites du granite d'Ioulguend donnent également un âge à 1,53 Ga. Cet épisode à 1,55 Ga est bien connu dans le craton Ouest africain, il marque la fin de l'orogénèse Eburnéenne (e.g.

Bessole, 1977 ; Cahen et al., 1984 ; Dallmeyer et Lécorché ; 1991). Comme de plus il correspond à l'âge de mise en place de certains dykes doléritiques dans la région de l'Amsaga (Dosso et al., 1979), il semble que l'on puisse considérer que cet âge a une signification géologique. Il pourrait nous indiquer que la mise en place des dykes doléritiques est associée à un événement thermique, au moins ressenti au niveau de la région de Ménérat-Ioulguend.

L'âge à 1,9 Ga obtenu sur l'échantillon AG89 peut correspondre : 1/ soit à un âge intermédiaire entre l'âge de cristallisation du grenat et l'âge à 1,55 Ga, l'échantillon AG89 ayant été collecté à Amouchterki, c'est-à-dire non loin de la ceinture de Ménérat ; 2/ soit à un autre événement thermique, mais cette deuxième hypothèse est en contradiction avec le fait que cet âge à 1,9 Ga n'a pour le moment jamais été rencontré dans la région.

#### IV-2-5/ CONCLUSIONS DE L'ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE.

L'étude géochronologique de la région de l'Amsaga nous permet de mettre en évidence un certain nombre de points. Certains de ces faits sont bien établis, d'autres restent plus hypothétiques.

L'histoire de la région débute dès 3,5 Ga par la mise en place de magmas juvéniles issus d'un manteau faiblement appauvri. Cette protocroûte subit probablement un premier épisode métamorphique antérieur à 3,4 Ga. Les différents sédiments analysés peuvent provenir du démantèlement de cette croûte.

La région est ensuite le siège de mises en place successives de magmas juvéniles. Trois périodes ont été clairement définies : 3,0 Ga et vers 2,84 Ga avec la mise en place du massif de Sniné Kembo et des orthogneiss migmatitiques de composition trondhjémitique. L'âge mise en place du massif de Bou Rhzama et des gneiss de composition granodioritique est pour le moment inconnu. Le dernier épisode de croissance crustale a lieu vers 2,74-2,7 Ga avec la mise en place du gabbro du guelb el Azib et du gabbro des Iguilid. Les granites de Touijenjert et d'Ioulguend se mettent également en place à cette période, mais ces magmas ne sont pas directement issus du manteau et ils marquent le début du recyclage crustal dans la région. Ces derniers épisodes de mise en place accompagnent l'événement tectono-métamorphique principal, le gabbro du guelb el Azib étant anté- à syn-métamorphe alors que les massifs de Touijenjert, des Iguilid et d'Ioulguend sont postérieurs au métamorphisme mais syn- à tardi-tectoniques.

Les différents systèmes isotopiques utilisés nous permettent d'envisager plusieurs événements thermiques successifs. Le premier épisode a lieu vers 3,4 Ga comme nous venons de le voir, mais nous n'en trouvons aucune trace. L'événement granulitique et migmatitique principal a lieu entre 2,74 et 2,7 Ga. Il est responsable de la déformation régionale. Les épisodes suivants semblent avoir lieu vers 2,26 Ga, 1,55 Ga et 600

Ma. De plus, nous avons peut-être un événement thermique vers 2,8-2,9 Ga (il s'accompagnerait de la mise en place d'une partie des gneiss migmatitiques), un autre vers 2,4-2,5 Ga et enfin un vers 1,9 Ga. Mais ces événements peuvent correspondre à des âges intermédiaires sans signification géologique. Quoiqu'il en soit, les différents épisodes mis en évidence semblent se faire sans déformation associée et se localisent le long des zones mylonitiques qui découpent la région. Ces différents épisodes peuvent provoquer les nombreux phénomènes hydrothermaux observés en lame mince et expliquent la zonation géographique des paragenèses rétro-morphiques. De plus, nous avons vu chapitre III que ces différents épisodes entraînent une perturbation importante de la chimie des échantillons. Ces perturbations sont également marquées au niveau des systèmes isotopiques, y compris le système Sm/Nd.

Les travaux antérieurs ont montré que la partie protérozoïque du craton Ouest africain se forme aux environs de 2,1 Ga et que les protolithes magmatiques de cette partie du craton sont juvéniles, le craton archéen n'étant pas recyclé (e.g. Boher et al., 1989 ; Abouchami et al., 1990 ; Boher, 1991). De la même façon, notre étude montre qu'aucun épisode de croissance crustale important n'a lieu dans la partie archéenne du craton après c.a. 2,7 Ga (en ce qui concerne la région de l'Amsaga au moins), mais que cette partie du craton est thermiquement affectée pendant toute la période de formation du craton protérozoïque.



## **CHAPITRE V**

# **DISCUSSION ET MODELE GEODYNAMIQUE**

Vertical text or markings along the right edge of the page, possibly a page number or header.



Notre étude de la région de l'Amsaga nous a apporté un certain nombre de renseignements et de contraintes. Ces différentes observations sont issues d'une approche pluridisciplinaire, il s'agit donc de les rappeler et de les intégrer dans un modèle d'évolution global.

## PRINCIPAUX RESULTATS.

Nous avons mis en évidence 4 épisodes de croissance crustale dans la région de l'Amsaga : 1/ vers 3,5 Ga ; 2/ à 3,0 ; 3/ vers 2,83 Ga ; 4/ vers 2,74-2,7 Ga.

Le dernier épisode de croissance crustale s'accompagne d'un événement tectono-métamorphique majeur en faciès granulite et de la mise en place d'ensembles magmatiques : soit d'origine directement mantellique (gabbro anté-tectonique du guelb el Azib, gabbro syn à tardi-tectonique des Iguilid), soit d'origine mixte (granite de Touijenert dont les caractères géochimiques sont en accord avec un modèle de genèse par fusion de la base de la croûte).

Cet événement granulitique s'accompagne d'un épisode migmatitique plus ou moins développé. La localisation des phénomènes migmatitiques est essentiellement fonction de la nature des protolithes impliqués, en particulier de leurs teneurs en phases hydratées qui détermine leur degré de fertilité (e.g. Clemens et Vielzeuf, 1987 ; Patino Douce et Dana Johnston, 1991). Cette migmatisation induit la formation de magmas granitiques d'origine purement crustale (granite d'Ioulgound), mais ces derniers sont peu importants en volume.

L'étude structurale nous a montré que la structuration de la région est essentiellement acquise au cours de cet événement granulitique. La déformation et le métamorphisme de plus bas grade se localisent dans les zones mylonitiques, essentiellement transcurrentes, lors de la remontée des séries.

Deux modèles sont actuellement proposés pour rendre compte de la structure des cratons archéens :

- un modèle de tectonique similaire à la tectonique actuelle où la déformation se fait par le biais de structures tangentielles (e.g. Bickle et al., 1980 ; Newton, 1990 ; Treloar et al., 1992) ;

- un modèle considérant que la structure des cratons archéens résulte essentiellement de forces de volume engendrant des instabilités gravitaires de type diapirique (e.g. Mc Gregor, 1951 ; Anhaeusser et al., 1969 ; Anhaeusser, 1975 ; Choukroune et al., 1993 ; Bouhalier, 1994).

Nous avons montré qu'aucune structure tangentielle ne pouvait être reliée clairement à l'événement granulitique et que l'architecture de la région résulte d'un fort raccourcissement NE-SW en régime globalement coaxial. Nos observations sont en accord avec le deuxième modèle proposé. Dans ce modèle, le champ de déformation qui caractérise les terrains de haut grade (comme l'Amsaga) est interprété comme faisant suite à un premier champ de déformation lié aux instabilités gravitaires de

type diapirique qui provoquent l'enfouissement (sagduction) des ceintures volcano-sédimentaires. Les structures diapiriques ne sont plus reconnaissables dans la région de l'Amsaga. En revanche, nous les retrouvons dans la région du Tasiast située à environ 200 km à l'Ouest.

Les conditions physiques du pic de l'événement granulitique se situent aux environs de  $800 \pm 50^\circ\text{C}$  et  $5 \pm 1\text{kb}$ . Le chemin P-T suivit au cours de cet événement est un chemin horaire dont la rétro-morphose s'effectue dans un premier temps par décompression isotherme.

La remontée des séries granulitiques est rapide comme l'indique entre autre : 1/ la préservation des assemblages à Crd-Opx dans les paragneiss (e.g. Harris et Holland, 1984 ; Nicollet, 1988) ; 2/ l'absence de transformation polymorphe  $\text{Sil} \rightleftharpoons \text{And}$  (Nicollet, 1988) ; 3/ la bonne conservation des paragénèses granulitiques sur l'ensemble de la région, les phénomènes rétro-morphiques de basse température pouvant être reliés à des événements thermiques ultérieurs (c.f. chapitre IV). Ces phénomènes rétro-morphiques se localisent essentiellement au niveau des zones mylonitiques. La rétro-morphose s'accompagne de réouvertures des différents systèmes isotopiques (mises en évidence par une succession d'âges de refroidissement) et de perturbations, parfois importantes, des caractères géochimiques primaires des ensembles magmatiques.

Les conditions P-T du pic du métamorphisme granulitique nous permettent de calculer un gradient géothermique régional moyen de l'ordre de  $55^\circ\text{C km}^{-1}$ . Ce type de gradient est incompatible avec un modèle d'épaississement crustal par empilement de nappes et nécessite un apport de chaleur via un plume mantellique (e.g. England et Thompson, 1984 ; Thompson et England, 1984). Ceci est en accord avec le modèle structural retenu.

## DISCUSSION.

Pour la plupart des auteurs, les conditions thermiques de la lithosphère continentale archéenne stable devaient être sensiblement identiques à celles de la lithosphère actuelle (e.g. England et Bickles, 1984 ; Bickle, 1986 ; Delor et al., 1991). Cependant, la quantité de chaleur produite à l'Archéen était supérieure à la quantité de chaleur produite dans les périodes post-archéennes (e.g. Wasserburg et al., 1964 ; McKenzie et Weiss, 1975 ; Lambert, 1976 ; Richter, 1984 ; 1985). Afin d'expliquer ce paradoxe, les différents auteurs ont suggéré que la dissipation de chaleur à l'Archéen s'effectue par le biais d'une convection mantellique plus rapide. Les conséquences de cette convection mantellique plus actives sont discutées selon deux modèles :

- pour certains auteurs la tectonique des plaques telle que nous la définissons actuellement était déjà active à l'Archéen. Aussi proposent-ils de dissiper l'excès de chaleur par le biais de rides médio-océaniques plus longues et plus rapides que dans les périodes post-archéennes (e.g. Bickle, 1978 ; Sleep et Windley, 1982) ;

- pour d'autres, en revanche, la tectonique des plaques n'était pas active à l'Archéen (tout au moins selon les modalités que nous lui connaissons actuellement ; e.g. Vlaar et al., 1994) et la chaleur devait essentiellement se dissiper sous forme de plume ou hot spot mantellique (e.g. Schubert, 1980 ; Kröner, 1991 ; Kröner et Layer, 1992 ; Davies, 1993).

L'hypothèse d'un plume ou hot spot mantellique à l'aplomb de l'Amsaga pendant l'événement tectono-métamorphique granulitique rend compte de nos observations et interprétations. En effet :

- elle est en accord avec le gradient géothermique moyen de  $55^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$  calculé grâce aux conditions physiques du pic du métamorphisme (e.g. England et Thompson, 1984) ;

- cette hypothèse est a priori en désaccord avec l'allure du chemin P-T déduit des assemblages minéralogiques (horaire avec un début de rétro-morphose en décompression isotherme) généralement relié à un épaississement crustal par empilement de nappes (e.g. Bohlen, 1991). Cependant, dans le cadre d'un modèle de tectonique archéenne de type gravitaire, le développement des structures diapiriques s'accompagne d'un enfouissement des séries supracrustales. Ceci se traduit par une augmentation de pression suivie d'une augmentation de température, ce qui implique un chemin P-T horaire ;

- de plus, cette hypothèse permet d'expliquer la mise à l'affleurement rapide des séries (qui semble en désaccord avec le faible épaississement crustal mis en évidence dans l'Amsaga). En effet, la mise en place d'un plume mantellique provoque un "uplift" lié à l'érosion thermique de la lithosphère (e.g. White et McKenzie, 1989 ; Lachenburg et Morgan, 1990). Ce réajustement thermique s'accompagne d'un métamorphisme dont le chemin P-T, de sens horaire, débute par une décompression isotherme (e.g. Bohlen, 1991) ;

- l'existence d'un plume mantellique au niveau de l'Amsaga au moment du métamorphisme granulitique est en accord avec la mise en place et la nature des différents ensembles magmatiques anté à post-granulites (gabbros et granites "tardifs") ;

- enfin, la modélisation thermo-mécanique des processus de sagduction (Chardon, 1993) montre que le gradient de densité inverse existant entre les ceintures volcano-sédimentaires et leur soubassement granito-gneissique est insuffisant pour engendrer les phénomènes diapiriques. Un apport de chaleur et/ou un raccourcissement aux limites du système est indispensable pour initier ces mouvements verticaux. En revanche, une fois le processus enclenché, la sagduction est un phénomène rapide à l'échelle des temps géologiques. Ceci permet d'expliquer à la fois le caractère métastable du système (la croissance crustale débute environ 1 Ga avant le métamorphisme granulitique dans l'Amsaga) et la brièveté de l'épisode granulitique (i.e. entre  $\approx 2,74$  Ga, mise en place du gabbro granulitisé du guelb el Azib et  $\approx 2,7$  Ga mise en place des roches magmatiques post-granulites).

## MODELE GEODYNAMIQUE.

L'existence d'un plume mantellique au niveau de l'Amsaga pendant l'événement granulitique semble donc en accord avec nos principaux résultats. Les données structurales ayant montré par ailleurs que les modèles de tectoniques des plaques tel que nous les connaissons actuellement semblent inefficaces pour expliquer l'architecture de la région, le deuxième modèle proposé est donc retenu.

Nous pouvons donc proposer le schéma d'évolution suivant (fig. 5.1) :

- la croissance crustale débute dans l'Amsaga aux environs de 3,5 Ga et se poursuit par des mises en place ponctuelles de magmas juvéniles jusqu'à 2,7 Ga (fig. 5.1a). Les modalités de formation de la croûte sont actuellement débattues. Pour certains auteurs elles nécessitent un environnement de type arc océanique ou marge continentale de type andine (e.g. Tarney, 1976 ; Jahn et al., 1981 ; Condie, 1981 ; Taylor et McLennan, 1985), pour d'autres la croissance crustale se fait par le biais "d'underplating" liés à des plumes mantelliennes (e.g. Shubert, 1980 ; Kröner, 1985 ; 1991 ; Kröner et Layer, 1992 ; Grégoire et al., 1993). La deuxième hypothèse est en accord avec le modèle tectonique que nous avons retenu. Cependant, les caractéristiques géochimiques primaires des ensembles magmatiques de l'Amsaga ont été trop profondément altérées pour que nous puissions nous prononcer sur leurs environnements géodynamiques ;

- vers 2,74 Ga la mise en place d'un plume mantellique à l'aplomb de l'Amsaga provoque le réchauffement de cette protocroûte et entraînerait la sagduction des ceintures volcano-sédimentaires. Cet épisode métamorphique s'effectue en faciès granulite et s'accompagne d'un fort raccourcissement NW-SE qui oblitérerait les structures diapiriques (fig.5.1b). Le raccourcissement est accommodé par le biais de structures verticales : foliation, plis et décrochements en fin d'évolution. Le bombement thermique induit par la mise en place du plume mantellique peut provoquer la remontée des séries granulitiques. Ce mouvement peut-être amplifié par le serrage aux limites du système. Différents plutons d'origine partiellement mantellique se mettent en place durant cet épisode tectono-métamorphique ;

- l'architecture principale de la région de l'Amsaga n'évolue plus après 2,7 Ga. Cependant, la croissance crustale reprend dans le craton Ouest africain avec la formation de la partie protérozoïque du craton aux environs de 2,2 Ga avec une période d'accrétion maximale vers 2,1 Ga (e.g. Boher et al., 1992). Cette période d'accrétion débute par du magmatisme de type plume mantellique et se poursuit par une période de convergence continentale et du magmatisme de type marge active (fig.5.1c et 5.1d ; Boher et al., 1992). La collision entre les parties archéenne et protérozoïque de la dorsale Réguibat n'est pour le moment pas datée précisément, mais pourrait avoir lieu vers 1,5 Ga (fig. 5.1e ; voir annexe

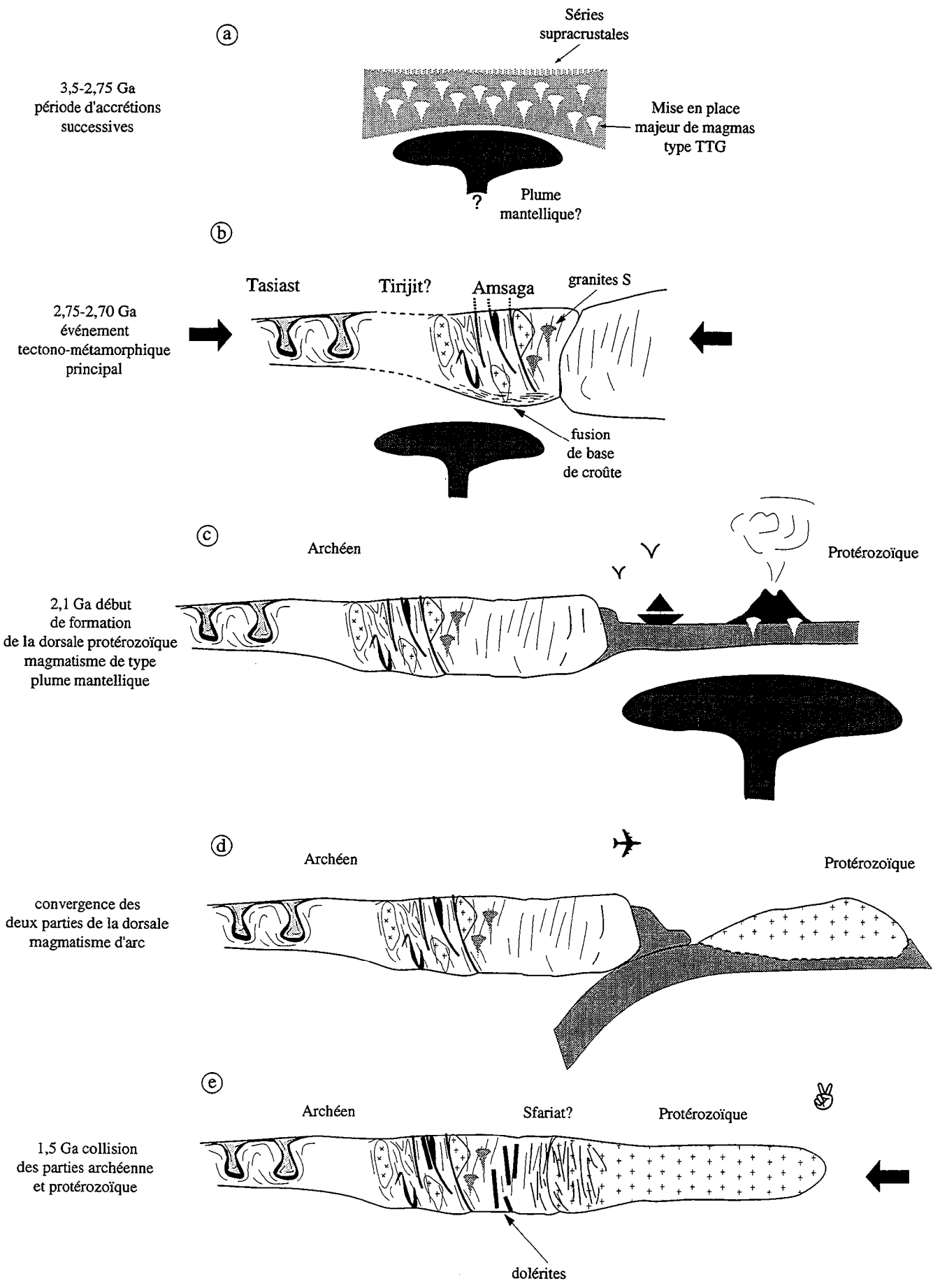


Fig. 5.1. Essai de reconstitution géodynamique, voir les explications dans le texte.

II). La région de l'Amsaga est thermiquement réactivée pendant toute la période de formation du craton protérozoïque et pendant la collision entre ces deux parties du craton comme l'indiquent les différents âges de refroidissement mis en évidence lors de notre étude géochronologique.

De plus, des travaux récents (Haddoum et al., 1994) tentent d'établir une corrélation entre la partie archéenne du craton Ouest africain et la région d'In Ouzzal (Sahara central, Algérie). Nos propres observations apportent quelques arguments en faveur de cette corrélation même si elles ne permettent pas de la confirmer :

- l'âge des protolithes magmatiques archéens du môle In Ouzzal se situe aux environs de 3,1-3,0 Ga (Ferrara et Gravelle, 1966 ; Allègre et Caby, 1972 ; Haddoum et al., 1994), ce qui correspond à un des épisodes de croissance crustale mis en évidence dans l'Amsaga (charnockites de Snine Kembo) ;

- un deuxième événement magmatique a lieu à In Ouzzal vers 2,6 Ga et correspond à la mise en place de magmas issus d'un recyclage crustal (Peucat et al., 1991 ; Haddoum et al., 1994), ce qui pourrait correspondre à un magmatisme du même type que celui du granite de Touijenjert ;

- l'événement granulitique majeur qui affecte la région d'In Ouzzal a lieu vers 2,0 Ga, il est caractérisé par une très haute température ( $T > 1000^{\circ}\text{C}$ ) et par l'absence de fusion partielle (Giraud, 1966 ; Le Fur, 1966 ; Kiénast et Ouzegane, 1987 ; Bertrand et al., 1992). De plus, cet événement majeur fait suite à un premier événement granulitique d'âge inconnu (évolution primaire relique ou événement distinct ; Ouzegane, 1987). Or Vielzeuf et Holloway (1988) proposent que pour avoir un métamorphisme de très haute température comme celui-ci il est nécessaire d'avoir un premier événement granulitique associé à de la fusion partielle, ce dernier pourrait correspondre à l'événement tectono-métamorphique majeur qui affecte l'Amsaga vers 2,74 Ga.

Si ce modèle se vérifie, l'Amsaga et le môle In Ouzzal subirait la même évolution archéenne, mais alors que la région d'In Ouzzal est affectée par un événement tectono-métamorphique majeur au Protérozoïque, la région de l'Amsaga n'en subit que le contrecoup thermique.

# **BIBLIOGRAPHIE**





- Abbot, R.N., 1985. Muscovite-bearing granites in the AFM liquidus projection. *Canadian Mineralogist*, 23: 553-561.
- Abbott, R.N.J., 1981. AFM liquidus projection for granitic magmas, with special reference to hornblende, biotite and garnet. *Canadian Mineralogist*, 19: 103-110.
- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A. and Albarède, F., 1990. A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.*, 95: pp.17605-17629.
- Alderton, D.H.M., Pearce, J.A. and Potts, P.J., 1980. Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from southwest England. *Earth and Planetary Science Letters*, 49: 149-165.
- Allègre, C.J. and Caby, R., 1972. Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. *C. R. Acad. Sci. Paris*, D275: 2095-2098.
- Allègre, C.J. and Rousseau, D., 1984. The growth of the continent through geological time studied by Nd analysis of shales. *Earth and Planet. Science Lett.*, 19-34.
- Andersen, D.J. and Lindsley, D.H., 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides : Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73: 714-726.
- Andrieux, P., 1982. La charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly, Pyrénées orientales) : mise en place et évolution paragénétique. Introduction à l'étude des équilibres grenat-orthopyroxène. Clermont-Ferrand.
- Anhaeusser, C.R., 1975. Precambrian tectonic environments. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, V: 31-53.
- Anonyme, 1960. Geological map of Sierra Leone (1/1 000 000), Sierra Leone Geol. Surv. dept.,
- Anovitz, L.M., 1991. Al zoning in pyroxene and plagioclase : window on late prograde to early retrograde P-T paths in granulite terranes. *American Mineralogist*, 76: 1328-1343.
- Arndt, N.T. and Goldstein, S.L., 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, 15: 893-895.
- Arndt, N.T. and Goldstein, S.L., 1992. Evolution of continental crust from Nd isotopic and ion-microprobe zircon studies of modern river sediments. *ABSTRACT Dynamique et Bilan de la Terre*,
- Atkin, B.P., 1978. Hercynite as a breakdown product of staurolite from within the aureole of the Ardara Pluton, Co. Donegal, Eire. *Mineralogical Magazine*, 42: 237-239.
- Auvray, B., Burg, J.P., Caruba, C., Dars, R. and Lo, K., 1992 b. L'Amsaga (Mauritanie), fragment Archéen du grand craton Ouest-Africain : observations et hypothèses nouvelles. *Journal of African Earth Sciences*, 2: 183-190.
- Auvray, B., Peucat, J.J., Potrel, A., Burg, J.P., Caruba, C., Dars, R. and Lo, K., 1992. Données géochronologiques nouvelles sur l'Archéen de l'Amsaga (Dorsale Réguibat, Mauritanie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.315: 63-70.
- Bagarre, E. and Tagini, B., ? Carte géologique de la Côte d'Ivoire à 1/1 000 000, Direction des Mines et de la Géologie, Côte-d'Ivoire,
- Baker, A.J., 1988. Stable isotope evidence for limited fluid infiltration of deep crustal rocks from the Ivrea zone, Italy. *Geology*, 16: 492-495.
- Baker, A.J. and Fallick, A.E., 1988. Evidence for CO<sub>2</sub> infiltration in granulite facies marbles from Lofoten-Vesteralen, Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, ??:
- Barbey, P., 1974. Etude pétrologique d'une série volcano-sédimentaire catazonale archéenne : le groupe de Temmimichate Tsabya (Mauritanie du Nord) et de sa couverture éburnéenne. 3ème cycle, 105p., Nancy.
- Barbey, P. and Cuney, M., 1982. K, Rb, Sr, Ba, U and Th geochemistry of the Laplands granulites (Fennoscandia). LILE fractionation controlling factors. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81: 304-316.
- Bard, J.P., 1969. Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sud-ibérique. Thèse d'Etat, 398 p., Montpellier.
- Barker, F., 1979. Trondhjemite : definition, environment and hypothesis of origin. In: F. Barker (Eds), *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 414.
- Barker, F. and Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4: 596-600.
- Barrat, J.A., 1992. Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique: géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge-Afar) et Arabie. Rennes.

- Barrère, J., 1967. Le groupe précambrien de l'Amsaga entre Atar et Akjoujt (Mauritanie). Etude d'un métamorphisme profond et de ces relations avec la migmatisation. 278 pp.
- Barrère, J., 1969. Aperçu sur le métamorphisme et la migmatisation dans les séries précambriennes de l'Amsaga (Mauritanie sud-occidentale). Bulletin de la Société Géologique de France, 7, XI: 150-159.
- Barrère, J. and Blanchot, A., 1964. Données nouvelles sur le groupe de l'Amsaga. XXII Congr. géol. int., New Dehli, Part X, 210-220.
- Barrère, J. and Slansky, M., 1965. Notice explicative de la carte géologique à 1/2 000 000 de l'Afrique Occidentale française (Républiques de Côte-d'Ivoire, du Dahomey, de Guinée, de Haute-Volta, du Mali, de Mauritanie, du Niger, du Sénégal, du Togo). Mém. B.R.G.M. Fr., 29: 120 p.
- Beckinsale, R.D., Gale, N.H., Pankhurst, R.J., Macfarlane, A., Crow, M.J., Arthurs, J.W. and Wilkingson, A.F., 1980. Discordant Rb-Sr and Pb-Pb whole rock isochron ages for the Archean basement of Sierra Leone. Precamb. Res., 13: 63-76.
- Bell, K. and Blenkinsop, J., 1978. Reset Rb-Sr whole-rock systems and chemical control. Nature, 273: 533-534.
- Ben Othman, D., Polvé, M. and Allègre, C.J., 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. Nature, 307: 510-515.
- Benard, F., Moutou, P. and Pichavant, M., 1985. Phases relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas. Journal of Geology, 93: 271-291.
- Bernard-Griffith, J., Peucat, J.J., Sheppard, S. and Vidal, P., 1985. Petrogenesis of Hercynian leucogranites from southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. Earth and Planetary Science Letters, 74: 235-250.
- Berthé, D., Choukroune, P. and Gapais, D., 1979b. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification en régime cisailant: l'exemple du cisaillement Sud armoricain. Bull. Minéral., 102: 265-272.
- Berthé, D., Choukroune, P. and Jegouzo, P., 1979a. Orthogneiss and non coaxial deformation of granites: example of the South Armorican shear zone. Journal of structural Geology, 1: 31-42.
- Bertrand, P. and Mercier, J.-C.C., 1985. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system ? Earth and Planetary Science Letters, 76: 109-122.
- Bertrand, P., Ouzegane, K. and Kienast, J.R., 1992. P-T-X relationships in the Precambrian Al-Mg rich granulites from the In Ouzzal, Hoggar, Algeria. Journal of Metamorphic Geology, 10: 17-31.
- Bessoles, B., 1977. Géologie de l'Afrique. Le Craton ouest africain. Orléans, 404 pp.
- Bhattacharya, A., Krishnakumar, K.R., Raith, M. and Sen, S.K., 1991. An improved set of a-X parameters for Fe-Mg-Ca garnets and refinements of the orthopyroxene-garnet thermometer and the orthopyroxene-garnet-plagioclase-quartz barometer. Journal of Petrology, 32: 629-656.
- Bickle, M., 1986. Global thermal histories. Nature, 319: 13-14.
- Bickle, M.J., 1978. Heat loss from the earth: a constrain on Archean tectonic from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production. Earth Planet. Sci. Lett., 40: 301-315.
- Bickle, M.J., Bettenay, L.F., Boulter, C.A., Groves, D.I. and Morant, P., 1980. Horizontal tectonic interactions of an Archean gneiss belt and greenstones, Pilbara Block, Western Australia. Geology, 8: 525-529.
- Binns, R.A., 1964. Zones of progressive regional metamorphism in the Willyana complex, Broken Hill district, New South Wales. Journal of the Geological Society of Australia, II: 283-330.
- Black, L.P., Bell, T.H., Rubenach, M.J. and Withnall, I.W., 1979. Geochronology of discrete structural metamorphic events in a multiply deformed Precambrien terrain. Tectonophysics, 54: 103-137.
- Blanc, A., Bernard-Griffith, J., Caby, R., Caruba, C., Caruba, R., Dars, R., Fourcade, S. and Peucat, J.J., 1992. U-Pb dating and isotopic signature of the alkaline ring complexes of Bou Naga (Mauritania): its bearing on the late Proterozoic plate tectonics around the West African Craton. Jour. Afr. Earth Sci., 14: 301-311.
- Blanchot, A., 1955. Le Précambrien de Mauritanie occidentale (esquisse géologique). 308 p., Nancy et Bull. Dir. Féd. Min. Géol. AOF, Dakar, 17.
- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., 104: 208-224.

- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., 1992. "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase thermometer"-reply to the comment of Poli and Schmidt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111: 278-282.
- Boher, M., 1991. Croissance crustale en Afrique de l'Ouest à 2.1 Ga. Apport de la géochimie isotopique. Thèse de 3ème cycle Nancy I. 180p.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarede, F. and Arndt, N.T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of geophysical research*, 97: 345-369.
- Boher, M., Michard, A., Albarède, F., Rossi, M. and Milési, J.P., 1989. The crustal growth in West Africa at ca 2.1 Ga. In: (Eds), *Terra Cognita* (abstract). pp. 362.
- Bohlen, S.R., 1987. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology*, 95: 617-632.
- Bohlen, S.R., 1991. On the formation of granulites. *Journal of metamorphic Geology*, 9: 223-229.
- Bonhomme, M., 1962. Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest Africain. Thèse d'état, Clermont-Ferrand.
- Bouhalier, H., 1994. Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (craton de Dharwar, Inde du Sud). 3ème cycle, Rennes I.
- Bouhallier, H., Choukroune, P. and Ballèvre, M., 1993. Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archean Dharwar craton: the Holenarsipur area, southern India. *Precambrian Research*, 63: 43-58.
- Brey, G.P. and Köhler, T., 1990. Geothermobarometry in four-phases lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31: 1353-1378.
- Bronner, G., 1975. Structure du Précambrien du Tiris (dorsale Réguibat, Mauritanie). *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille, B*, 11: 147-148.
- Bronner, G., 1992. Structure et évolution d'un craton archéen, la Dorsale Réguibat Occidentale (Mauritanie) tectonique et métallogénie des formations ferrifères. Thèse d'état Marseille. 448 pp.
- Bronner, G., Chauvel, J.-J. and Triboulet, C., 1992. Les formations ferrifères du Précambrien de Mauritanie : origine et évolution des quartzites ferrugineux. *Chronique de la recherche minière*, 508: 3-27.
- Bronner, G. and Chauvel, J.J., 1979. Precambrian banded iron formations of the Ijil Group (Kediat Ijil, Réguibat shield, Mauritania). *Economic Geology*, 74: 77-94.
- Brown, G.C., 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanics arcs. In: W.e. Sons. (Eds), *Andesites*. pp. 438-461.
- Brown, W.L. and Parsons, I., 1981. Towards a more practical two feldspars geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76:
- Burnham, C.W., 1979. The importance of volatile constituents. In: H.S. Yoder (Eds), *The evolution of the igeous rocks (Fiftieth anniversary perspectives)*. Princeton University Press, Princeton, pp.
- Burton, K.W. and O'Nions, R.K., 1990. The timescale and mechanism of granulite formation at Kurunegala, Sri Lanka. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106: 66-89.
- Caen-Vachette, M., 1986. Apport de la géochronologie isotopique à la connaissance du Protérozoïque Inférieur de l'Afrique de l'Ouest. *Publ. occas. CIFEG*, 10: 25-44.
- Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J. and Vail, J.R., 1984. *The geochronology and evolution of Africa*. Clarendon press Oxford. 512 pp.
- Cassidy, K.F., Groves, D.I. and Binns, R.A., 1988. Manganoan ilmenite formed during regional metamorphism of Archean mafic and ultramafic rocks from western Australia. *Canadian Mineralogist*, 26: 999-1012.
- Cawthorn, R.G. and Brown, P.A., 1976. a model for the formation and crystallization of corundum normative calc-alkaline magmas through amphibole fractionation. *Journal of Geology*, 84: 467-476.
- Cawthorn, R.G., Strong, D.F. and Brown, P.A., 1976. Origin of corundum-normative intrusive and extrusive magmas. 259: 102-104.
- Chacko, T., 1987. Petrologic, geochemical and isotopic studies in the charnockite-khondalite terrain of southern Kerala, India: the deposition and metamorphism of a Precambrian granulite-facies sedimentary sequence. Ph.D. Thesis, 191 p., Univ. N.C.

- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific. Geol.*, 8: 173-174.
- Chardon, D., 1993. Approche mécanique des déformations gravitaires de la protocroûte continentale archéenne. D.E.A. Rennes,
- Chautard, J., 1907. Contribution à l'étude des roches éruptives et métamorphiques de la Côte-d'Ivoire. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4: 459-461.
- Choukroune, P., Auvray, B., Jahn, B.M., Chen, T., Geng, Y. and Liu, D., 1993. Coupe structurale de la croûte archéenne en Hebei (craton sino-coréen, Chine du Nord). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316: 669-675.
- Choukroune, P., Bouhallier, H. and Arndt, N.T., sous presse. Soft Archean lithosphere during periods of crustal growth or reworking. *Spec. Publ. of Geol. Soc. of London*,
- Chudeau, R., 1910. Notes sur la Mauritanie. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4: 10.
- Chudeau, R., 1911. Notes sur la géologie de la Mauritanie. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 412-428.
- Clarke, D.B., 1981. The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Canadian Mineralogist*, 19: 3-17.
- Clemens, J.D., 1988. The granulite-granite connection. *Petrology and Geochemistry of granulites*, Clermont-Ferrand,
- Clemens, J.D., 1992. partial melting and granulite genesis: a partisan overview. *Precambrian Research*, 55: 297-301.
- Clemens, J.D. and Vielzeuf, D., 1987. Constraints on melting and magmas production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 86: 287-306.
- Clinckx, C. and Deynoux, M., 1969. Etude géologique du Précambrien de l'Amsaga en bordure de l'Adrar mauritanien (Région de Touerma). *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille*.
- Cocherie, 1984. Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'association plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du Sr et O). Thèse d'état, Rennes.
- Cocherie, A., 1978. Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. Thèse de 3ème cycle, Rennes I.
- Cohen, A.S., O'Nions, R.K. and O'Hara, M.J., 1991. Chronology and mechanism of depletion in Lewisian granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106: 142-153.
- Compston, W., Williams, I.S. and Myer, C., 1984. U-Pb geochronology of zircons from Lunar Breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J. Geophys. Res.*, 89: 525-534.
- Compton, R.R., 1966. Granitic and metamorphic rocks of the Salinian block, California Coast Ranges. *Calif. Div. Mines Geol. Bull.*, 190: 270-287.
- Condie, K.C., 1981. Archean greenstone Belt. Amsterdam, 434 pp.
- Condie, K.C., 1992. Changes in the Chemical Composition of continents at the end of the Archean: contrasting results from shales and exposed basement. 29th IGC, Kyoto,
- Convert, J., 1981. Les granulites à orthopyroxènes de Laponie (Finlande et Norvège). *Pétrologie et géochimie. Doctorat de Troisième Cycle*, 181 p., Rennes.
- Cuney, M., 1981. Comportement de l'uranium et du thorium au cours du métamorphisme. Rôle de l'anatexie dans les magmas riches en radioéléments. Thèse INPL, Nancy.
- Czamanske, G.K. and Wones, D.R., 1973. Oxydation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway : Part 2, The mafic silicates. *Journal of Petrology*, 14: 349-380.
- Dallmeyer, R.D. and Lécorché, J.P., 1991. The west African orogens and circum Atlantic correlatives. 405 pp.
- Davies, G.F., 1993. Conjectures on the thermal and tectonic evolution of the Earth. *Lithos*, 30: 281-289.
- De Waard, D., 1965. A proposed subdivision of the granulite facies. *American Journal of Science*, 263: 445-461.
- De Waard, D., 1967. The occurrence of garnet in the granulite terrane of the Adirondack Highlands and elsewhere, an amplification and a reply. *Journal of Petrology*, 8: 210-232.
- Debon, F. and Lefort, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principes, method, applications. *Bull. Minéral.*, 111: 493-510.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1977. An introduction to the rock-forming minerals. Longman group Ltd, 528 pp.

- Defant and Drummond, 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665.
- Delhal, J. and Ledent, D., 1973. Résultats de quelques mesures d'âges radiométriques par la méthode Rb/Sr dans les pegmatites de la haute Luanyi, région du Kasai (Zaire). In: (Eds), *Rapp. Annu. Mus. R. Afr. Centr. Tervuren Belg, Dépt. Géol. Min.* 1972. pp. 102-103.
- Delor, C., Burg, J.P. and Clarke, G., 1991. Relations diapirisme-métamorphisme dans la province de Pilbara (Australie Occidentale): implications pour les régimes thermiques et tectoniques à l'Archéen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312: 257-263.
- Deniel, C., Vidal, P., Fernandez, A., Le Fort, P. and Peucat, J.J., 1987. Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 78-92.
- Deniel, C., Vidal, P., Fernandez, A., Le Fort, P. and Peucat, J.J., 1987. Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 78-92.
- DePaolo, D.J., 1981. Nd isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193-196.
- DePaolo, D.J., 1983. The mean life of continents: estimates of continent recycling rates from Nd and Hf isotopic data and implications for mantle structure. *Geophysical Research Letters*, 10: 705-708.
- DePaolo, D.J., 1988. Neodymium Isotope Geochemistry. In: P.J. Wyllie (Eds), *Minerals and Rocks*. Springer-Verlag, 20: 187.
- DePaolo, D.J., Manton, W.I., Grew, E.S. and Halpern, M., 1982. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of granulite facies rocks from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica. *Nature*, 298: 614-618.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J., 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . *Geophysical Research Letters*, 3: 743-746.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic model. *Geophysical Research Letters*, v.3: p. 733-736.
- Dia, A., Allègre, C.J. and Erlank, A.J., 1990. The development of continental crust through geological time: the South African case. *Earth and Planetary Science Letters*, 98: 74-89.
- Didier, J., 1983. Indications génétiques fournies par la distribution des principaux types d'enclaves dans les granitoïdes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296: 765-767.
- Didier, J., 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rundsch.*, 76: 41-50.
- Didier, J., Duthou, J.L. and Lameyre, J., 1982. Mantle and crustal granites : genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Journal of volcanology and Geothermal research.*, 14: 125-132.
- Dillon, W.P. and Sougy, J.M.A., 1974. Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands. In: A.E.M. Nairn and F.G. Stehl (Eds), *The ocean basins and margins*. Plenum Press, New York - London, pp. p.p.315-390.
- Dodson, M.H., 1979. Theory of cooling ages. In: E. Jäger and J.C. Hunzinger (Eds), *Lectures in isotope geology*. Springer Verlag, pp. 194-202.
- Dosso, L., Vidal, P., Sichler, B. and Bonifay, A., 1979. Age précambrien de dolérites de la Dorsale Réguibat (Mauritanie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 288: 739-742.
- Drummond, M.S., Ragland, P.C. and Wesolowski, D., 1986. An example of trondhjemite genesis by of alkali metasomatism : Rockford granite, Alabama Apalachians. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93: 98-113.
- 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.
- Dunn, J.A., 1932. Reaction minerals in a garnet-cordierite gneiss from Mogok. *Geol. Survey of India records*, 65: 221-253.
- Ebadi, A. and Johannes, W., 1991. Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz-Ab-Or-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106: 286-295.
- Eggler, D.H. and Kadik, A.A., 1979. The system NaAl-Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> to 20kbar pressure: I. Compositional and thermodynamic relations of liquids and vapours coexisting with albite. *American Mineralogist*, 64: 1036-1048.

- England, P. and Bickle, M., 1984. Continental thermal and tectonic regimes during the Archean. *J. Geology*, 92: 353-367.
- England, P.C. and Thompson, A.B., 1984. Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25: 894-928.
- Eskola, P., 1914. On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 40: 274.
- Euzen, T., 1993. Pétrogénèse des granites de collision post-épaississement : Le cas des granites crustaux et mantelliques du complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricain, France). *Mémoires de Géosciences Rennes n° 51*, 420p., Rennes.
- Ewart, A., 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In: (Eds), *Andesites*. pp. 25-95.
- Faure, G., 1986. *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, New York, 589 pp.
- Ferrara, G. and Gravelle, M., 1966. Radiometric ages from Western Ahaggar (Sahara) suggesting and eastern limits for the West African Craton. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1: 319-324.
- Ferry, J.M. and Spear, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 113-117.
- Fourcade, S., 1981. *Géochimie des granitoïdes*. 189 p., Paris 7.
- Fourcade, S. and Javoy, M., 1973. Rapports  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  dans les roches du vieux socle d'In Ouzal (Sahara Algérien). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42: 235-244.
- France-Lanort, C. and Le Fort, P., 1988. Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 79: 183-195.
- French, B.M., 1966. Some geologic implications of equilibrium between graphite and C.H.O. gas at high temperatures and pressures. *Rev. Geophys.*, 4: 223-253.
- Fyfe, W., 1973. The granulite facies, partial melting and the Archean crust. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A273: 457-461.
- Gapais, D., 1987. Les orthogneiss : structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. Thèse Doctorat d'Etat, Rennes.
- Gapais, D. and Barbarin, 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite. *Tectonophysics*, 125: 357-370.
- Gebauer, D., Bernard-Griffiths, J. and Grunefelder, M., 1981. U-Pb zircon and monazite dating of a mafic-ultramafic complex and its country rocks. Exemple: Sauviat sur Vige, French Central Massif. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76: 292-300.
- Ghent, E.D. and Stout, M.Z., 1984.  $\text{TiO}_2$  activity in metamorphosed pelitic and basic rocks: principles and applications to metamorphism in south-eastern Canadian Cordillera. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 248-255.
- Gilbert, M.C., Helz, R.T., Popp, R.K. and Spear, F.S., 1982. Chapter 2. Experimental studies of amphibole stability. In: D.R.V.e.P.H. Ribbe (Eds), *Amphiboles: petrology and experimental phase relations*. Shelsea, Virginia, pp. 390.
- Giraud, P., 1966. Les charnockites et les roches associées du Suggarien à faciès In Ouzal (Sahara Algérien). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3: 165-170.
- Giraudon, R. and Vachette, M., 1964. Mesures d'âges absolus sur des formations de Mauritanie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 258: 3520-3523.
- Glikson, A.Y., 1976. Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones. Significance of data from shields of the southern hemisphere. In: (Eds), *The early history of the Earth*. J. Wiley and Sons, New York, pp. 257-278.
- Glikson, A.Y., 1979. Early precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei. *Earth-Science Reviews*, 15: 1-73.
- Goldsmith, J.R., 1982. Review of the behaviour of plagioclase under metamorphic conditions. *American Mineralogist*, 6: 643-652.
- Goldstein, S.L., O'Nions, R.K. and Hamilton, P.J., 1984. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dust and particulates from major river system. *Earth and Planetary Science Letters*, 70: 221-236.
- Goodwin, A.M., 1981. Archean plates and greenstones belts. In: (Eds), *Precambrian plates tectonics*. Elsevier, Amsterdam, pp. 105-135.
- Goodwin, A.M., 1991. *Precambrian geology*. 666 pp.

- Gorman, B.E., Pearce, T.H. and Birkette, T.C., 1978. On the structure of Archean greenstone belts. *Precambrian Research*, 6: 23-41.
- Goujou, J.C., 1991. Analyse pétro-structurale d'un avant pays métamorphique : Influence du plutonisme tardi-orogénique varisque sur l'encaissant épi à mésozonal de Vendée. Montpellier II.
- Grant, J.A., 1985. Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. In: J.R. Ashworth (Eds), *Migmatites*. Blackie, Glasgow, pp. 86-144.
- Grauch, R.I., 1989. Rare earth elements in metamorphic rocks. In: B.R. Lipin and G.A. McKay (Eds), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. The mineralogical society of America., Washington D.C., pp. 147-167.
- Green, T.H., 1977. Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65: 59-67.
- Grégoire, M., Nicollet, C., Cottin, J.Y., Mattielli, N., Weis, D., Shimizu, N. and Giret, A., 1993. Sapphirine bearing xenoliths of Kerguelen (indian ocean): evidences for continental nucleation in oceanic within-plate setting. *Terra Abstract*, 5: 545.
- Gruau, G., 1992. Etude du manteau archéen. Apports et limites des traceurs géochimiques (REE, Nd, Hf, Sr et O). Thèse d'état, Rennes.
- Guerrot, C., 1989. Archéen et Protérozoïque dans la chaîne Hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur Zircons. Rennes.
- Gunter, A.E., 1974. An experimental study of iron-magnesium exchange between biotite and clinopyroxene. *Can. Mineralogist*, 12: 258-261.
- Haddoum, H., Choukroune, P. and Peucat, J.J., 1994. Evolution of the Precambrian In Ouzzal block (Central Sahara, Algeria). *Precambrian Research*, 65: 155-166.
- Hafid, A., 1992. Granites et dolérites protérozoïques de la boutonniere d'Irhem (Anti-Atlas occidental, Maroc). 234 p., Paris 6.
- Hamarstrom and Zen, 1992. Discussion of Blundy and Holland's (1990) "calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase thermometer". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111: 264-266.
- Hansen, E.C., Janardhan, A.S., Newton, R.C., Prame, W.K.B.N. and Ravindra Kumar, G.R., 1987. Arrested charnockite formation in southern India and Sri Lanka. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 225-244.
- Hanson, G.N., 1980. Rare-earth-elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8: 371-406.
- Hanson, G.N. and Gast, P.W., 1967. Kinetic studies in contact metamorphic zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31: 1119-1153.
- Harley, S., 1985. Paragenetic and mineral-chemical relationships in orthoamphibole-bearing gneisses from Enderby land, east Antarctica: a record of Proterozoic uplift. *Journal of Metamorphic Geology*, 3: 179-200.
- Harley, S.L., 1984. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 359-373.
- Harley, S.L., 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.*, 126: 215-247.
- Harley, S.L. and Green, D.H., 1982. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature*, 300: 697-701.
- Harris, N.B.W. and Holland, T.J.B., 1984. The significance of cordierite-hypersthene assemblages from the Beitbridge region of the Central Limpopo Belt; evidence for rapid decompression in the Archean? *American Mineralogist*, 69: 1036-1049.
- Harris, N.B.W., Santosh, M. and Taylor, P.N., in prep. Crustal evolution in south India: constraints from neodymium isotopes. *Journal of Geology*,
- Harrison, T.M. and McDougall, I., 1982. The thermal significance of potassium feldspar K-Ar ages inferred from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  spectrum results. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 1811-1820.
- Haselton, H.T., Hovis, G.L., Hemingway, B.S. and Robie, R.A., 1983. Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid-solutions: lack of evidence of Na, K-short-range and implications for two feldspar thermometry. *American Mineralogist*, 68: 398-413.
- Hébert, R., 1993. Evolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de saint-Brieuc (Massif armoricain). Rennes I.
- Heier, K.S., 1973. Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 273: 429-442.
- Helgeson, H.C., Delany, J.M., Nesbitt, H.W. and Bird, D.K., 1978. Summary and critique of the thermodynamic properties of rocks-forming minerals. *American Journal of Science*, 278A: 1-229.

- Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at  $\text{PH}_2\text{O} = 5\text{Kb}$  as a function of oxygen fugacity. 1. Mafic phases. *Journal of Petrology*, 14: 249-302.
- Herd, R.K., Windley, B.F. and Ghislair, M., 1969. The mode of occurrence and petrogenesis of the sapphirine bearing and associated rocks of West Greenland. *Gron. Geol. Udersogelse.*, 24: 1-44.
- Hickman, A.H., 1984. Archean diapirism in the Pilbara block, Western Australia. In: A. Kröner (Eds), *Precambrian tectonics illustrated*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 113-127.
- Hofmann, A.W., 1973. Strontium diffusion in a basalt melt and implications for Sr isotopic geochemistry and geochronology. Report of D.T.M. Carnegie Institut, 935-941.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 297-314.
- Hofmann, P.F., 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America. In: A.W. Bally and A.R. Palmer (Eds), *The geology of North America*. Geological Society of America, pp. 447-512.
- Holdaway, M.J., 1971. Stability of andalousite and the aluminium silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271: 97-131.
- Holdaway, M.J. and Lee, S.M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade metapelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63: 175-198.
- Holland, R. and Powell, T., 1990. Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH ( $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ ). *American Mineralogist*, 75: 367-380.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72: 231-239.
- Holloway, J.R. and Lewis, C.L., 1974.  $\text{CO}_2$  solubility in hydrous albite liquid at 5kb (abstract). *Trans. Am. Geophys. Union.*, 55: 483.
- Hsu, L.C., 1968. Selected phase relationships in the Al-Mn-Fe-Si-O-H : a model for garnet granulite equilibria. *Journal of Petrology*, 9: 40-83.
- Hubert, H., 1903. Sur une série de roches provenant des rapides du Niger. *Bull. Mus. Hist. Nat. Fr.*, Paris, 431-436.
- Hubert, H., 1934. Afrique occidentale française et Togo. In: (Eds), *Atlas des colonies françaises*. Paris, pp.
- Hugues, C.J., 1973. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geol. Mag.*, 109: 513-527.
- Hurley, P.M., Leo, G.W., White, R.W. and Fairbairn, H.W., 1971. Liberian age province (about 2700 My) and adjacent provinces in Liberia and Sierra Leone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82: 3483-3490.
- Indares, A., 1982. L'évolution des conditions de température et de pression pendant le métamorphisme catazonal dans la région de Maniwaki, Province de Grenville, Bouclier Canadien. 255 p., M. Sc. Thesis, Université of Montréal.
- Indares, A. and Martignole, J., 1985. Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, 70: 272-278.
- Jäger, E., Niggli, E. and Weiss, E., 1967. Rb-Sr alterbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. Geol. Karte d. Schweiz. M.F.*, 134:
- Jagoutz, E., 1988. Nd and Sr systematics in an eclogite xenolith from Tanzania: evidence for frozen mineral equilibria in the continentale lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 1285-1293.
- Jahn, B.M., Bernard-Griffith, J., Charlot, R., Cornichet, J. and Vidal, P., 1980. Nd and Sr isotopic compositions and REE abundances of cretaceous MORB (Hol 417b and 418a Legs 51,52 and 53). *Earth and Planetary Science Letters*, 48: 171-184.
- Jahn, B.M. and Zhang, Z.Q., 1984. Archean granulite gneisses from Eastern Hebei Province, China: Rare Earth Geochemistry and tectonic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85: 224-249.
- Jahn, B.M.J., Glikson, A.Y., Peucat, J.J. and Hickman, A.H., 1981. REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara block, Western Australia: implications for the early crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45: 1633-1652.
- Janardhan, A.S., Newton, R.C. and Hansen, E.C., 1982. The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in southern Karnataka and northern Tamil Nadu, India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 130-149.
- Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for clasifying subalkalic volcanic rocks. 22 pp.



- Johannes, W., 1969. An experimental investigation of the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. *Am. J. Sci.*, 267: 1083-1104.
- Johannes, W., 1988. What controls partial melting in migmatites ? *Journal of metamorphic Geology*, 6: 451-465.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminium in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17: 837-841.
- Kato, T., Ringwood, A.E. and Irifune, T., 1988. Experimental determination of element partitioning between silicate Perovskites, garnets and liquid: constraints on early differentiation of the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 89: 123-145.
- Keer, A., 1979. The retrogressive breakdown of orthopyroxene in granulite-facies rocks, Sutherland. *Mineralogical Magazine*, 43: 443-445.
- Kenah, C. and Hollister, L.S., 1983. Anatexis in the Central Gneiss Complex, British Columbia. In: M.P. Atherton and C.D. Gribble (Eds), *Migmatites, melting and metamorphism*. Shiva Publishing Limited, pp. 142-162.
- Khlestov, V.V., 1964. Garnets from cordierite bearing rocks of the sharyzhalgya complex (South Western Transbaikal). *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 154: 842-845.
- Kiênast, J.R. and Ouzegane, K., 1987. Polymetamorphic Al, Mg rich granulites with orthopyroxene-sillimanite and sapphirine parageneses in Archean rocks from Hoggar, Algeria. pp.
- Kober, B., 1986. Whole-grain evaporation for <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb-age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93: 482-490.
- Kober, B., 1987. Single-zircon evaporation combined with Pb<sup>+</sup> emitter bedding for <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb-age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 63-71.
- Kontak, D.J. and Corey, M., 1988. Metasomatic origin of spessartine rich garnet in the South Mountain batholith, Nova Scotia. *Canadian Mineralogist*, 26: 315-334.
- Korzinskii, 1959. *Physico-chemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals*. New York, 142 pp.
- Kretz, R., 1973. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Krogh, T.E., 1973. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 485-494.
- Kröner, A., 1985. Evolution of the Archean crust. *Ann. Rev. Earth and Planetary Science Letters*, 13: 49-74.
- Kröner, A., 1991. Tectonic evolution in the Archean and Proterozoic. *Tectonophysics*, 187: 393-410.
- Kröner, A. and Layer, P.W., 1992. Crust formation and plate motion in the Archean. *Science*, 256: 1405-1411.
- Lachenburg, A.H. and Morgan, P., 1989. Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb. In: I. Lucchita and P. Morgan (Eds), *Heat and detachment in the crustal extension on continents and planets*. pp. 39-62.
- Lacroix, A., 1911. Aperçu sur les roches éruptives de la Guinée et de la côte-d'Ivoire. *Nouv. Arciv. Mus.*, 5:
- Lahaye, Y., in prep. Altération des komatiites approche géochimique et isotopique. Thèse 3ème cycle, Rennes.
- Laird, J., 1982. Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks: greenschist facies to amphibolite facies. In: (Eds), *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*. Mineralogical Society of America, pp. 113-135.
- Laird, J. and Albee, A.L., 1981. Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal of Science*, 281: 127-175.
- Lal, R.K., Ackermann, D., Seifert, F. and Haldar, S.K., 1978. Chemographic relationships in sapphirine-bearing rocks from Sonapahar, Assam, India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67: 169-187.
- Lamb, V.M., Valley, J.V. and Brown, P.E., 1987. Post-metamorphic CO<sub>2</sub>-rich fluid inclusions in granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 485-495.
- Lamb, W.M., Brown, P.E. and Valley, J.W., 1991. Fluid inclusions in Adirondack granulites: implications for the retrograde P-T path. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107: 472-483.

Lambert, R.S.J., 1976. Archean thermal regimes, crustal and upper mantle temperatures, and a progressive evolutionary model for the earth. In: B.F. Windley (Eds), *The early history of the earth*. Wiley, London, pp. 363-373.

Lameyre, J. and Lassere, M., 1967. Etude géochronologique des syénites alcalines et néphéliniques du massif annulaire de Hassi el Fogra (Mauritanie du Nord). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 265: 733-736.

Lancelot, J.R., de Saint-André, B. and de la Boisse, H., 1984. Systématique U-Pb et Evolution du Gisement d'Uranium de Lodève (France). *Mineralium Deposita*, 19: 44-53.

Latouche, L. and Vidal, P., 1974. Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 16: 195-203.

Le Fur, Y., 1966. Nouvelles observations sur la structure de l'anté-Cambrien du Hoggar nord occidental. Thèse 3ème cycle, Nancy.

Le Goff, E., 1989. Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : modélisation et exemples naturels. Mémoires et Documents du Centre Armoricaïn d'Etudes Structurales des Socles, Rennes I.

Le Goff, E. and Ballèvre, M., 1990. Méthodes d'estimation des conditions pression-température dans les orthogneiss : analyse des relations de phases. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 311: 119-125.

Le Maitre, R.W., 1976. Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56: 181-189.

Leake, B.E., 1965. The relationships between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. *American Mineralogist*, 50: 843-851.

Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63: 1023-1052.

Lensch, G., 1971. *Die ultramafite der zone von Ivrea*. Berlin Stuttgart., pp.

Liew, T.C. and McCulloch, M.T., 1985. Genesis of granitoid batholiths of Peninsular from a Nd-Sr isotopic and U-Pb zircon study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 587-600.

Lipin, B.R. and McKay, G.A., 1989. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. In: P.H. Ribbe (Eds), *Reviews in mineralogy*. Mineralogical Society of America, 21: 348.

Lister, G.S. and Dornsiepen, U.F., 1982. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *Journal of Structural Geology*, 4: 81-92.

Ludden, J., Hubbert, C. and Gariépy, C., 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geol. Mag.*, 123: 153-166.

Ludwig, K.R., 1980. Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth and Planetary Science Letters*, 46: 121-220.

Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101: 635-643.

Martin, H., 1985. Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contrainte chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. Thèse d'état., Rennes.

Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14: 753-756.

Martin, R.F., Whitley, J.E. and Wooley, A.R., 1978. An investigation of the rare-earth mobility: fenitized quartzites, Borralan complex, N-W Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 69-73.

Maruyama, S., Suzuki, K. and Liou, J.G., 1983. Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressure. *Journal of Petrology*, 24: 583-604.

Marvier, L., 1953. Notice explicative de la carte géologique d'ensemble de l'Afrique Occidentale française, avec carte géologique à 1/600 000. *Bull. Dir. Féd. Min. Géol.*, Dakar, 16: 104 p.

Mason, G.H., 1985. The mineralogy and textures of the Coastal batholith, Peru. In: P.e.a. Eds (Eds), *Magmatism at plate edge, the Peruvian Andes*. Wiley, New York, pp. 156-166.

Masuda, A., Nakamura, N. and Tanaka, T., 1973. Fine structures of mutually normalised rare-earth patterns of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 239-248.

McCulloch, M.T. and Black, L.P., 1984. Sm-Nd isotopic systematics of Enderby Land granulites and evidence for the redistribution of Sm and Nd during metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, 71: 46-58.

McCulloch, M.T. and Wasserburg, G.J., 1978. Sm-Nd and Rb-Sr Chronology of Continental Crust Development. *Science*, 200: 100-1011.

- McGregor, A.M., 1951. Some milestones in the Precambrian of the Southern Rhodesia. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 54: 27-70.
- McGregor, V.R., Nutman, A.P. and Friend, C.R.L., 1986. The Archean geology of the Godthabsfjord region, southern West Greenland. In: L.P. Inst. (Eds), *Workshop on Early Crustal Genesis: The World's Oldest rocks*. Houston, pp. 113-169.
- McKenzie, D.P. and Weiss, N., 1975. Speculation on the thermal and tectonique history of the earth. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 42: 131-174.
- McLennan, S.M. and Hemming, S., 1992. Samarium/neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 887-898.
- Menchikoff, N., 1949. Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara Occidental. In: C. Jacob (Eds), *Annales Hébert et Hang*, 7, livre jubilé, pp. p.p.303-325.
- Mezger, K., Essene, E.J. and Halliday, A.N., 1992. Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets. *Earth and Planetary Science Letters*, 113: 397-409.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M. and Albarede, F., 1985. Nd isotopes in French shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 601-610.
- Michard-Vitrac, A., Albarède, F. and Allègre, C.J., 1981. Lead isotopic composition of Hercynian granitic K-feldspars constrains continental genesis. *Nature*, 291: 460-464.
- Miller, C.F. and Mittlefehldt, D.W., 1984. Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. *Geology*, 10: 129-133.
- Miller, C.F. and Stoddard, E.F., 1978. Origin of garnet in granitic rocks: An example of the role of Mn from the Old Woman-Piute Range, California. *Geol. Soc. America Abs. with Prog.*, 10: 456.
- Miller, F.C. and Stoddard, E.F., 1981. The role of manganese in the paragenesis of magmatique garnet : an example from the old Woman-Piute Range, California. *Journal of Geology*, 89: 233-246.
- Miller, R.G. and O'Nions, R.K., 1984. The provenance and crustal residence ages of British Isles. *Earth and Planetary Science Letters*, 68: 459-470.
- Miyashiro, A., 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. Allen et LTD, Londres, 492 pp.
- Moecher, D.P. and Essene, E.J., 1990. Phase equilibria for calcic scapolite, and implication of variable Al-Si disorder for P-T, T-XCO<sub>2</sub> and a-X relations. *Journal of Petrology*, 31: 11794-2100.
- Montel et al., sous presse. *C.R. Acad. Sci. Paris*,
- Montel, J.M., Weber, C. and Pichavant, M., 1986. Biotite-sillimanite-spinel assemblages in high grade metamorphic rocks: occurrences, chemographic analysis and thermobarometric interest. *Bull. Minéral.*, 109:
- Moorlock, B.S.P., Tarney, J. and Wright, A.E., 1972. K-Rb ratios of intrusive anorthosite veins from Angmagssalik, East Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, 14: 39-46.
- Morrison, J. and Valley, J.W., 1988. Post-granulite facies fluid infiltration in the Adirondack Mountains. *Geology*, 16: 513-516.
- Mouri, H., Guiraud, M. and Kienast, J.R., 1993. Les granulites Al-Mg d'Ihouhaouene, Môle In Ouzal, Hoggar (Algérie) : exemple de relation de phases dans le système KFMASH en l'absence de liquide anatectique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 316: 1565-1572.
- Muthuswami, T.N., 1949. Sapphirine. *Madura, Indian Acad. Sci. Proc.*, 30: 295-301.
- Newton, R.C., 1983. Geothermometry of high-grade metamorphic rocks. *American Journal of Science*, 283-A: 1-28.
- Newton, R.C., 1989. Metamorphic fluids in the deep crust. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17: 385-412.
- Newton, R.C., 1990. Fluids and shear zone in the deep crust. *Tectonophysics*, 182: 21-37.
- Newton, R.C., Charlu, T.V. and Kleppa, O.J., 1980. Thermochemistry of high structural state plagioclases. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 933-941.
- Newton, R.C. and Haselton, H.T., 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz geobarometer. In: (Eds), *Thermodynamics of mineral and melts*. Springer-Verlag, pp.
- Newton, R.C., Smith, J.V. and Windley, B.F., 1980. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, 288: 45-50.
- Nicollet, C., 1988. *Métabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure. Exemple pris à Madagascar et dans le Massif Central français. Arguments en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique. Thèse d'état.*, Clermont-Ferrand.
- O'Connors, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratio. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B: 79-84.

- Otten, M.T., 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 189-199.
- Ouzegane, K., 1987. Les granulites Al-Mg et les carbonatites dans la série de l'In Ouzal, NW Hoggar, Algérie. Paris VI.
- Overstreet, W.C., 1967. The geologic occurrence of monazite. *U.S. Geol. Survey Prof.*, 530: 327.
- Paquette, J.L., 1987. Comportement des systèmes U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne Alpine. Rennes.
- Park, A.B. and Dash, B., 1984. Charnockite and related neosome development in the Eastern Ghats, Orissa, India: petrographic evidence. *R. Soc. Edinburgh Proc: Earth Sci.*, 75: 341-352.
- Parrish, R.R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences.*, 27: 1431-1450.
- Parrish, R.R., Roddick, J.C., Loveridge, W.D. and Sullivan, R.W., 1987. Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory, Geological Survey of Canada. Geological Survey of Canada, Paper 87-2, Radiogenic Age and Isotopic Studies : Report 1:
- Passchier, C.W., 1985. Water-deficient mylonite - An example from the Pyrenees. *Lithos*, 18: 115-127.
- Patchett, J. and Chauvel, C., 1984. Comment: The mean life of continents is currently not constrained by Nd and Hf isotopes. *Geophysical Research Letters*, 11: 151-153.
- Patiño Douce, A.E. and Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107: 202-218.
- Patiño, M.L.G. and Patiño Douce, A.E., 1987. Petrologia y petrogenesis del Batolito de Achala, provincia de Cordoba, a la luz de la evidencia de campo. *Asoc. Geol. Argent. Rev.*, 42: 201-205.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: (Eds), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, pp. 230-249.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33-47.
- Percival, J.A., 1989. A regional perspective of the Quetico belt, Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 677-693.
- Percival, J.A., 1991. Granulite-facies metamorphism and crustal magmatism in the Ashuanipi complex, Quebec-Labrador, Canada. *Journal of Petrology*, 32: 1261-1297.
- Peterson, J.W. and Newton, R.C., 1989. CO<sub>2</sub>-enhanced melting of biotite-bearing rocks at deep-crustal pressure-temperature conditions. *Nature*, 340: 378-380.
- Peterson, J.W. and Newton, R.C., 1990. Experimental biotite-quartz in the K<sub>2</sub>MASH-CO<sub>2</sub> system and the role of CO<sub>2</sub> in the petrogenesis of granites and related rocks. *American Mineralogist*, 75: 1029-1042.
- Peucat, J.J., Bernard-Griffith, J., Ouzegane, K., Haddoum, H. and Kienast, J.R., 1991. Behaviour of Sr, Nd, Pb isotopic systems during a high temperature granulite metamorphism. *Terra abstr.*, EUG VI, 506.
- Peucat, J.J. and Martin, H., 1985. Are Rb-Sr thin slabs migmatite ages always meaningful? *N.Jb.Mineral.Abh.*, 152: 1-21.
- Peucat, J.J., Vidal, P., Bernard-Griffith, J. and Condie, K.C., 1989. Sr, Nd and Pb isotopic systematics in Archean low- to high-grade transition zone of Southern India: syn-accretion vs post-accretion granulites. *Journal of Geology*, 97: 537-550.
- Peucat, J.J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J. and Condie, K.C., 1989. Sr, Nd and Pb isotopic systematics in the Archean low- to high-grade transition zone of the southern India: syn-accretion vs. post-accretion granulites. *Journal of Geology*, 97: 537-550.
- Pichavant, M. and Stussi, J.M., 1986. Leucogranites a deux micas et granites "S" : deux types de magmatisme crustal. *Réunion des Sciences de la Terre, Clermond-Ferrand*, 147.
- Postaire, B., 1984. Systématique Pbcommun U-Pb sur Zircons. Application aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne Hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande). *Bull. soc. Min. Bretagne*, 15: 29-72.

- Poty, 1985. Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels. Applications. Masson, Paris, 631 pp.
- Powell, M. and Powell, R., 1977. Plagioclase-alkali-feldspar geothermometry revisited. *Mineralogical Magazine*, 41: 253-256.
- Powell, R., 1983. Process in granulite-facies metamorphism. In: M.P. Atherton and C.D. Gribble (Eds), *Migmatites, melting and metamorphism*. Shiva Publishing Limited, pp. 142-162.
- Powell, R. and Holland, T., 1990. Calculated minerals equilibria in the pelite system, KFMASH ( $K_2O$ -FeO-MgO- $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$ ). *American Mineralogist*, 75: 367-380.
- Powell, R. and Holland, T.J.B., 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 173-204.
- Powers, R.E. and Bohlen, S.R., 1985. The role of synmetamorphic igneous rocks in the metamorphism and partial melting of metasediments, Northwest Adirondacks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90: 401-409.
- Provost, A., 1990. An improved diagram for isochron data. *Chemical geology*, 80: 85-99.
- Purdy, J.W. and Jäger, E., 1976. K-Ar ages on rock forming minerals from the Central Alps. *Mem. Ist. Geol. Petrol. Univ. Padova*, 30: 1-321.
- Puziewicz, J., 1990. Post-magmatic origin of almandine-spessartine garnet in the Strzeblow alaskite (Strzegom-Sobotka granitic massif, SW Poland). *N. Jb. Miner. Mh.*, H.4: 168-175.
- Raase, P., 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature in regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45: 231-236.
- Ragland, P.C., 1989. *Basic analytical petrology*. Oxford University Press, pp.
- Ravindra Kumar, G.R. and Chacko, T., 1986. Mechanisms of charnockite formation and breakdown in southern Kerala: implications for the origin of the southern Indian granulite terrain. *J. Geol. Soc. India*, 28: 277-288.
- Reinhardt, J., 1987. Cordierite-anthophyllite rocks from north-west Queensland, Australia: metamorphosed magnesian pelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 5: 451-472.
- Reinhardt, J., 1992. Low-pressure, high-temperature metamorphism in a compressional tectonic setting: Mary Kathleen fold belt, northeastern Australia. *Geol. Mag.*, 129: 41-57.
- Richard, P., Shimizu, N. and Allègre, C.J., 1976.  $^{143}Nd/^{146}Nd$  a natural tracer : an application to oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 31: 269-278.
- Richardson, S.W., Gilbert, M.C. and Bell, P.M., 1969. Experimental determination of the kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *American Journal of Science*, 267: 259-272.
- Richter, F.M., 1984. Regionalised models for the thermal evolution of the earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68: 471-484.
- Richter, F.M., 1985. Models for the Archean thermal regime. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73: 350-360.
- Rive, M., Hillar, P. and Ludden, J., 1990. Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada. *L'Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume Spécial 43*: 65-76.
- Robinson, P. and Jaffe, H.W., 1969. Aluminous enclaves in gedrite-cordierite gneiss from southwestern New Hampshire. *American Journal of Science*, 267: 389-421.
- Robinson, P., Ross, M. and Jaffe, H.W., 1971. Compositions of the anthophyllite-gedrite series, comparisons of gedrite and hornblende and the anthophyllite-gedrite solvus. *American Mineralogist*, 56: 1005-1041.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W. and Doolan, B.L., 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles : natural occurrence and theory. In: D.R.V.e.P.H. Ribbe (Eds), *Amphiboles: petrology and experimental phase relations*. Shelsea, Virginia, pp. 390.
- Roddick, J.C. and Compston, W., 1977. Strontium isotopic equilibration: a solution to a paradox. *Earth and Planetary Science Letters*, 34: 238-246.
- Roth, E. and Poty, B., 1985. Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels applications. Masson, Paris, 631 pp.
- Russ-Nabeleck, C., 1989. Isochemical contact metamorphism of mafic schist, Laramie Anorthosite Complex, Wyoming: Amphibole compositions and reactions. *American Mineralogist*, 74: 530-548.

- Salters, V.J.M. and Shimuzi, N., 1988. World wide occurrence of HFSE depleted mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 2177-2182.
- Schreurs, J., 1985. Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite geothermometry and prograde changes of biotite chemistry in high-grade rocks of West Uusimaa southwestern Finland. *Lithos*, 18: 69-82.
- Schreurs, J. and Westra, L., 1985. Cordierite-orthopyroxene rocks: the granulite equivalents of cordierite-anthophyllite rocks in West Uusimaa, southwest Finland. *Lithos*, 18: 215-228.
- Schumacher, R., 1991. Compositions and phase relations of calcic amphiboles in epidote- and clinopyroxene-bearing rocks of the amphibolite and lower granulite facies, central Massachusetts, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108: 196-211.
- Sen, G. and Jones, R.E., 1988. Exsolved silicate and oxide phases from clinopyroxenes in a single Hawaiian xenolith: Implications for oxidation state of the Hawaiian upper mantle. *Geology*, 16: 69-72.
- Sen, S.K. and Bhattacharya, A., 1984. An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88: 64-71.
- Sen, S.K. and Oliver, R.L., 1981. Secondary hornblendes in some granulite facies rocks from the Mann Ranges, Australia. *Journal of the Geological Society of Australia*, 28: 137-140.
- Shand, S.J., 1927. *Eruptive rocks*. Thomas Murby and Co., London, pp.
- Shaw, D.M., 1968. A review of K-Rb fractionation trend by covariances analysis, Luanxian, Hebei. *geol. Rev.*, 27: 207-212.
- Shubert, G., Stevansson, D. and Cassen, P., 1980. Whole planet cooling and the radiogenic heat source contents of the Earth and Moon. *Jour. Geophys. Res.*, 85:
- Simpson, C. and Wintsch, R.P., 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 261-275.
- Sleep, N.H. and Windley, B.F., 1982. Archean plate tectonics: constraints and inferences. *J. Geol.*, 90: 363-379.
- Sorensen, H., 1955. On sapphirine from West Greenland. *Meddr. Groenland.*, 137: 1-32.
- Southwick, D.L., 1991. On the genesis of Archean granite through two-stage melting of the Quetico accretionary prism at a transpressional plate boundary. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 1385-1394.
- Spear, F.S., 1976. Ca-amphibole composition as a function of temperature, fluid pressure and oxygen fugacity in a basaltic system. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, 75: 775-779.
- Spear, F.S., 1980. The gedrite-anthophyllite solvus and the composition limits of orthoamphibole from the Post Pond Volcanics, Vermont. *American Mineralogist*, 65: 1103-1118.
- Spear, F.S., 1982. Phase equilibria of amphibolites from the Post Pond volcanics, Mt. Cube Quadrangle, Vermont. *Journal of Petrology*, 23: 383-426.
- Spear, F.S. and Florence, F.P., 1992. Thermobarometry in granulites: pitfalls and new approaches. *Precambrian Research*, 55: 209-241.
- Speer, J.A., 1987. Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks: The hornblende + melt = biotite reaction in the Liberty Hill pluton, South Carolina. *American Mineralogist*, 72: 863-878.
- Spray, J.G., 1985. Dynamothermal transition zone between Archean greenstone and granitoid gneiss at lake Dundas, western Australia. *Jour. Structural Geology*, 7: 187-203.
- Stacey, J.R. and Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221.
- Steiger, R.H. and Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 359-362.
- Stoddard, E.F., 1979. Zinc-rich hercynite in high-grade metamorphic rocks: a product of the dehydration of staurolite. *American Mineralogist*, 64: 736-741.
- Stormer, J.C.J., 1975. A practical two-feldspar geothermometer. *American Mineralogist*, 60: 667-674.
- Streckeisen, A. and Le Maitre, R.W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jahrb. Miner. Abh.*, 136: 169-206.
- Streckeisen, A.L., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neues Jb. Mineral. Abh. Dtsch.*, 107: 144-230.

- Taira, A., Pickering, K.T., Windley, B.F. and Soh, W., 1992. Accretion of Japanese island arcs and implications for the origin of greenstone belts. *Tectonics*, 11: 1224-1244.
- Tarney, J., 1976. Geochemistry of Archean high grade gneisses, with implications as to the origin and evolution of the Precambrian crust. In: B.F. Windley (Eds), *The early history of the earth*. Wiley, London, pp. 405-417.
- Tarney, J. and Windley, B.F., 1977. Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust. *Jour. Geol. Soc. London*, 134: 153-172.
- Taylor, P.N., Moorbath, S., Leube, A. and Hirdes, W., 1988. Geochronology and crustal evolution of early Proterozoic granite-greenstone terrains in Ghana/West Africa. *Abstr International Conference on the Geology of Ghana with Special Emphasis on Gold. Comm 75th Anniversary of Ghana. Geol. Surv. Dept., Accra.*, 43-45.
- Taylor, S.R. and Gorton, M.P., 1977. Geochemical application of spark source mass spectrography-III. Element sensitivity, precision and accuracy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41: 1375-1380.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.C., 1985. *The Continental Crust: its Composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312 pp.
- Thompson, A.B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*, 276: 425-454.
- Thompson, A.B. and Algor, J.R., 1977. Model systems for anatexis of pelitic rocks. I Theories of melting relations in the system  $KAlO_2$ - $NaAlO_2$ - $Al_2O_3$ - $H_2O$ . *Contrib. Mineral. Petrol.*, 3: 247-269.
- Thompson, A.B. and England, P.C., 1984. Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 929-955.
- Thompson, A.B. and Tracy, R.J., 1979. Model systems for anatexis of pelitic rocks. II Facies series melting and reactions in the system  $CaO$ - $KAlO_2$ - $NaAlO_2$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ . *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70: 429-438.
- Tilley, C.E., 1935. Metasomatism associated with greenstone-hornfelses of Kenidjack and Botallack, Cornwall. *Mineralogical Magazine*, 24: 181-202.
- Tilton, G.R., 1960. Volume diffusion as a mechanism of discordant lead ages. *J. Geophys. Res.*, 65: 2933-2945.
- Touret, J., 1971. Le faciès granulite en Norvège méridionale. II Les inclusions fluides. *Lithos*, 4: 423-436.
- Tourpin, S., 1992. Perte de mémoire isotopique (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme. Mémoires et documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles, Rennes.
- Treloar, P.J., Coward, M.P. and Harris, N.B.W., 1992. Himalayan-Tibetan analogies for the evolution of the Zimbabwe craton and Limpopo Belt. *Precambrian Research*, 55: 571-587.
- Vachette, M., 1964. Essai de synthèse des déterminations d'âges radiométriques de formations cristallines de l'Ouest Africain (Côte d'Ivoire, Mauritanie, Niger). *Ann. Vac.Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 25: 7-29.
- Vachette, M. and Bronner, G., 1975. Ages radiométriques Rb-Sr de 2900 et 2700 Ma des séries précambriennes de l'Amsaga et du Tiris, Dorsale Réguibat (Mauritanie). 7ème Coll. Géol. afric., Florence, It. Trav. Lab. Fac. Sci. Terre St Jérôme., B11: 147-148.
- Vachette, M., Rocci, C., Sougy, J., Caron, J.P.H., Marchand, J., Simon, B. and Tempier, C., 1973. Ages radiométriques Rb-Sr de 2000 à 1700 Ma, de séries métamorphiques et granites intrusifs précambriens dans la partie N et NE de la Dorsale Réguibat (Mauritanie septentrionale). 7ème Coll. Géol. afric., Florence.
- Valley, J.W., 1992. Granulite formation is driven by magmatic processes in the deep crust. *Earth-Science Reviews*, 32: 145-146.
- Valley, J.W. and O'Neil, J.R., 1984. Fluid heterogeneity during granulite facies metamorphism in the Adirondacks: stable isotope evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85: 158-173.
- Van Reenen, D., Roering, C., Smit, C.A., Van Schalkwyk, J.F. and Barton, J.M., 1988. Evolution of the northern high-grade margin of the Kaapvaal Craton, South Africa. *Journal of Geology*, 96: 549-560.
- Vernon, R.H., 1984. Microgranitoid enclaves in granites-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309: 438-439.

- Vernon, R.H., M.A., E. and Wall, v.J., 1988. shape and microstructure of microgranitoid enclaves : indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22: 1-11.
- Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., Cocherie, A., Le fort, P., Peucat, J.J. and Sheppard, S.M., 1984. Geochemical comparison between himalayan and hercynian leicogranites. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 35: 179-190.
- Vidal, P., Cocherie, A. and Le Fort, P., 1982. Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 2279-2292.
- Vielzeuf, D., 1980. Pétrologie des écaïlles granulitiques de la région de Lherz (Ariège-zone nord Pyrénées). Introduction à l'étude expérimentale de l'association grenat (Alm-Pyr)-feldspath potassique. 219 p., Clermont-Ferrand.
- Vielzeuf, D., 1982. The retrogressive breakdown of orthopyroxene in a intermediate charnockite from Saleix (French Pyrénées). *Bull. Minéral.*, 105:
- Vielzeuf, D., 1983. The spinel and quartz associations in high grade xenoliths from Tallente (S.E. Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82: 301-311.
- Vielzeuf, D., 1984. Relations de phases dans le facies granulite et implications geodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. Tome I. *Annales Scientifiques de l' Université de Clermont-Ferrand II*, Clermont-ferrand II.
- Vielzeuf, D. and Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 257-276.
- Vielzeuf, D. and Montel, J.M., sous presse. Partial melting of Al-metagreywackes Part I : Fluid-absent experiments and phase relationships.
- Vielzeuf, D. and Vidal, P., 1988. *Granulites and Crustal Evolution*. NATO Advanced Research Workshop on Petrology and Geochemistry of Granulites, Clermont-Ferrand, France, Kluwer Academic Publisher,
- Visser, D., 1992. On ammonium in upper-amphibolite facies cordierite orthoamphibole-bearing rocks from Rod, Bamble sector, South Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 385-388.
- Vlaar, N.J., Van Keken, P.E. and Van den Berg, A.P., 1994. Cooling of the earth in the Archean: consequences of pressure-release melting in a hotter mantle. *E.P.S.L.*, 121: 1-18.
- Wagners, G.A., Reimer, G.M. and Jäger, E., 1977. Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr, and K-Ar dating: the uplift and cooling history of Central Alps. *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova*, 30: 1-27.
- Wasserburg, G.J., MacDonald, G.L.F., Hoyle, F. and Flower, W.A., 1964. Relative contributions of uranium, thorium and potassium to heat production in the earth. *Sciences*, 143: 465-467.
- Watson, E.B. and Brenan, 1987. Fluids in the lithosphere. 1. Experimentally determined wetting characteristics of CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O fluids and their implications for fluids transport, host-rocks physical properties and fluid inclusions formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 85: 497-515.
- Weaver, B.L., 1980. Rare-Earth Element geochemistry of Madras granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71: 271-279.
- Weaver, B.L., Tarney, J., Windley, B.F., Saguwanam, E.B. and Vankata Rao, V., 1978. Madras granulites: Geochemistry and P-T conditions of crystallisation. In: B.F. Windley and S.M. Naqvi (Eds), *Archean geochemistry*. elsevier, Amsterdam, pp. 177-204.
- Wells, P.R.A., 1979. Chemical and thermal evolution of Archean sialic crust, Southern West Greenland. *Journal of Petrology*, 20: 187-226.
- Wells, R.A., 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 129-139.
- Wendlant, R.T., 1981. Influence of CO<sub>2</sub> on melting of model granulite facies assemblages: a model for the genesis of charnockites. *American Mineralogist*, 66: 1164-1174.
- Wendt, I., 1993. Isochron or mixing line? *Chemical Geology*, 104: 301-305.
- Wendt, I. and Carl, C., 1991. The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chemical Geology(Isotope Geoscience Section)*, 86: 275-285.
- Werding, G. and Schreyer, W., 1984. Alkali-free tourmaline in the system MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 1331-1344.
- Wetherill, G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 37: 320-326.



- White, R. and McKenzie, D., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Jour. Geophys. Res.*, 94: 7685-7729.
- Whitney, J.A., 1975. The effects of pressure, temperature and  $XH_2O$  on phase assemblages in four synthetic rock compositions. *Journal of Geology*, 83: 1-31.
- Whitney, J.A. and Stormer, J.R., 1977. The distribution of  $NaAlSi_3O_8$  between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. *American Mineralogist*, 62: 687-691.
- Wilks, M.E., 1988. The Himalaya-a modern analog for the Archean crustal evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 87: 127-136.
- Williams, M.L. and Grambling, J.A., 1990. Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite. *On n'a pas la revue !!!!!*, 75: 886-908.
- Windley, B.F., 1986. *The evolving continents*. John Wiley & Sons, Chichester, 399 pp.
- Windley, B.F. and Bridgwater, D., 1971. The evolution of Archean low and high grade terrains. *Geol. Soc. Aust. Spec. Publi.*, 3: 33-46.
- Winkler, H.G.F., 1976. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, New York, pp.
- Wood, B. and Banno, S., 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42: 109-124.
- Wood, B.J., 1987. Thermodynamics of multicomponent systems containing several solid solution. In: I.S.E. Carmichael and H.P. Eugster (Eds), *Thermodynamic modeling of geological materials, fluids and melts*. Washington D.C., pp. 71-95.
- Wooden, J.L., Czamanske, G.K., Fedorenko, V.A., Arndt, N.T., Chauvel, C., Bouse, R.M., King, B.S.W., Knight, R.J. and Siems, D.F., 1993. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochimica et cosmochimica acta.*, 57: 3677-3704.
- Wooden, J.L., Czasmanske, G.K., Fedorenko, V.A., Arndt, N.T., Chauvel, C., Bouse, R.M., King, B.-S.W., Knight, R.J. and Siems, D.F., 1993. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 3677-3704.
- Xie, Q., Kerrich, R. and Fan, J., 1993. HFSE/REE fractionations recorded in three komatiite-basalt sequences, Archean abitibi greenstone belt: implications for multiple sources and depths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 4111-4118.
- York, D., 1967. The best isochron. *Earth and Planetary Science Letters*, 2: 479-482.
- York, D., 1969. Least square fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, 5: 320-324.
- Yurimoto, H., Duke, E.F., Papike, J.J. and Shearer, C.K., 1990. Are discontinuous chondrite-normalized REE patterns in pegmatitic granite systems the result of monazite fractionation ? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2141-2145.
- Zakrutkin, V.V. and Griegorenko, M.V., 1968. Titanium and alkalies in biotite in metamorphic facies. *Doklady of the academy of Science USSR*. Translation by American Geol. Inst., 178 : 124-127,
- Zartman, R.E. and Doe, B.R., 1981. Plumbotectonics-The model. *Tectonophysics*, 75: 135-162.
- Zartman, R.E. and Haines, S.M., 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrials reservoirs-A case for bi-directional transport. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52: 1327-1339.
- Zykov, S.I., Tugarinov, A.I., Bel'kov, J.V. and Bibikova, E.V., 1964. The age of the most ancient formations of the Kola Peninsula. *Geokhimiya*, 4: 307-314.



# PLANCHES PHOTO

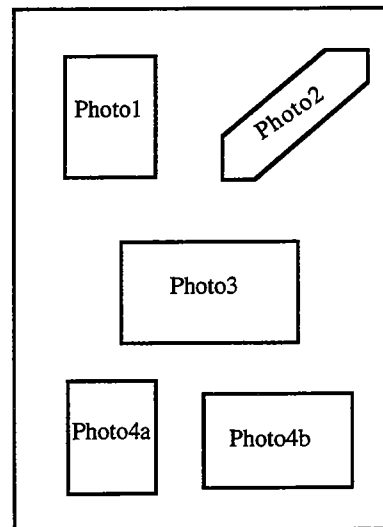


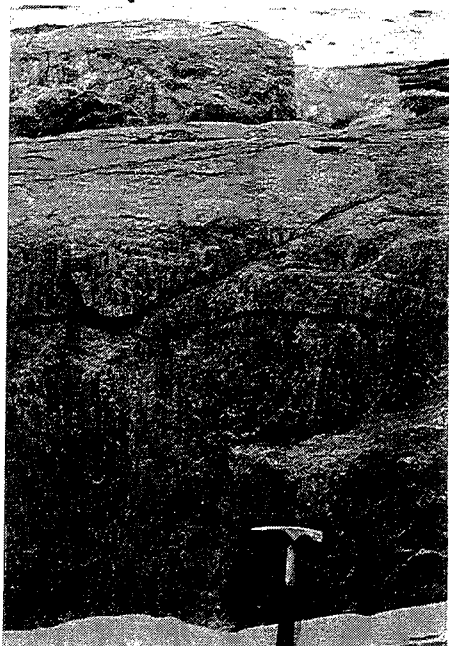
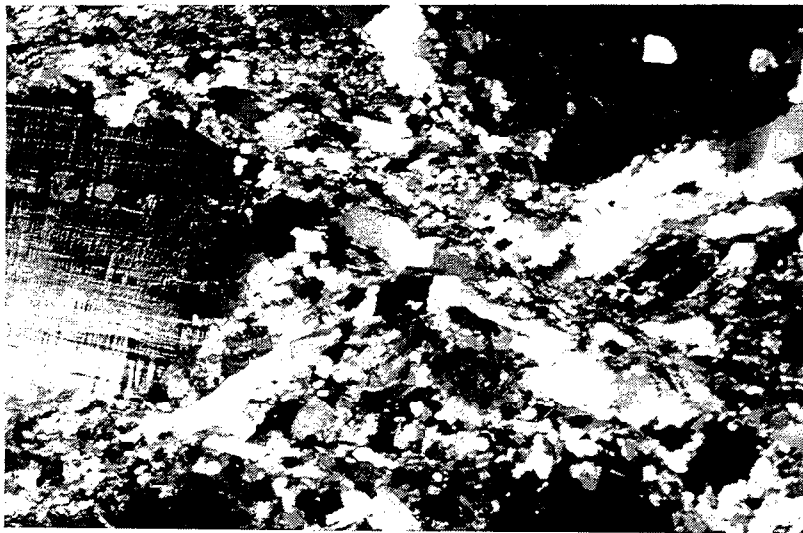
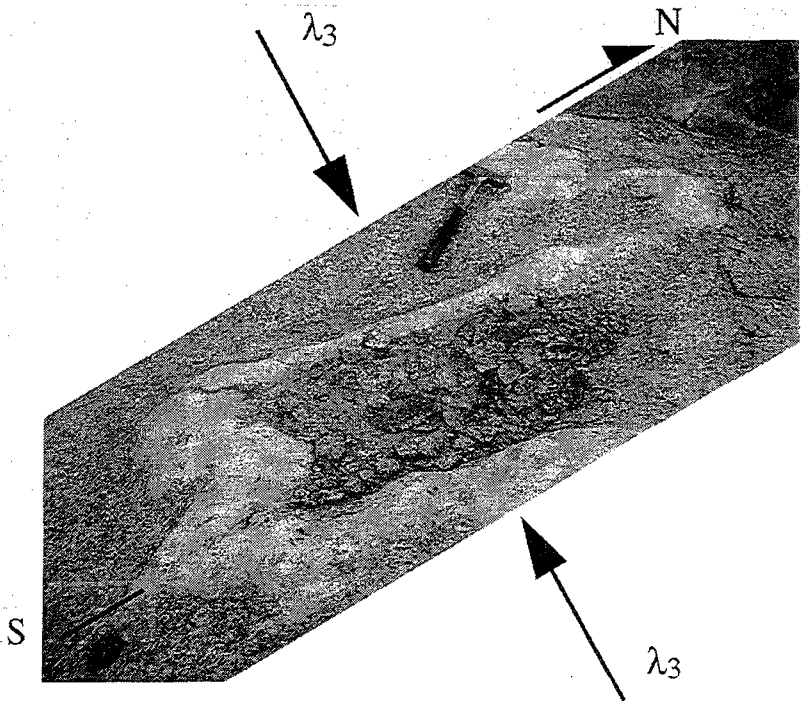
Photo 1 : foliation NS subverticale mise en évidence par l'aplatissement des enclaves microgrenues dans le granite de Touijenjert

Photo 2 : filon d'aplite plissé à proximité de la bordure W du granite de Touijenjert. Le plan axial des plis est parallèle à la foliation

Photo 3 : échantillon 3.1 du granite de Touijenjert. Des structures C/S accompagnées d'une recristallisation dynamique de Qtz + Pl + Kfs + Bt se développent autour de phénocristaux de microcline.

Photo 4a : zone de mylonite N160E subverticale dans les charnockites de Bou Rhzama.

Photo 4b : échantillon 5.2: mylonite de la photo 4a en lame mince. Monocristal de Qtz à extinction en damier et recristallisation dynamique d'une association à Qtz + Pl + Kfs indiquant une déformation de haute température et une augmentation progressive de l'activité de l'eau.



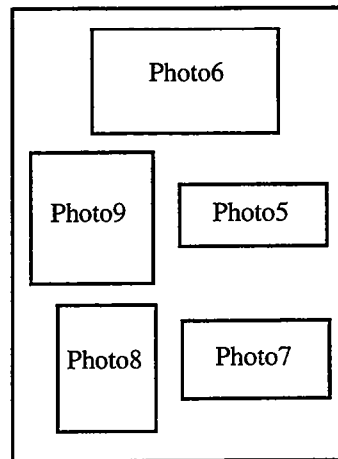


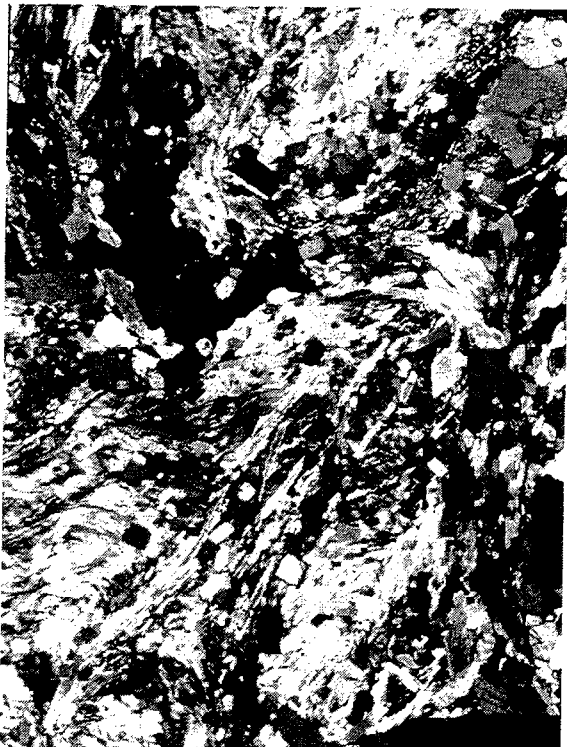
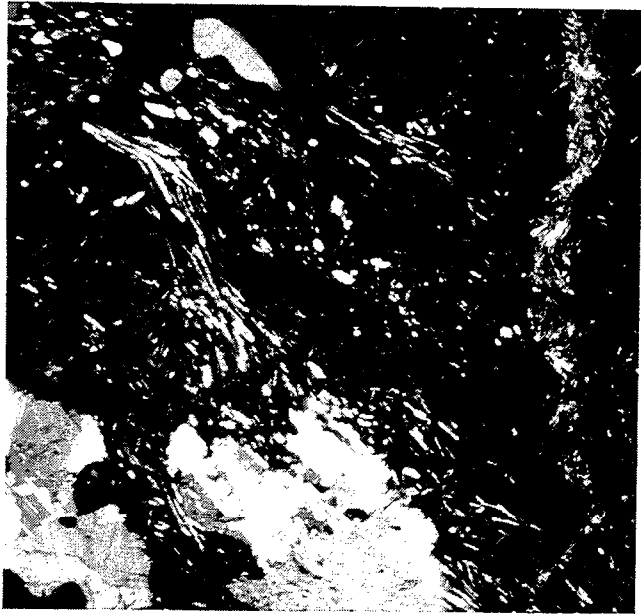
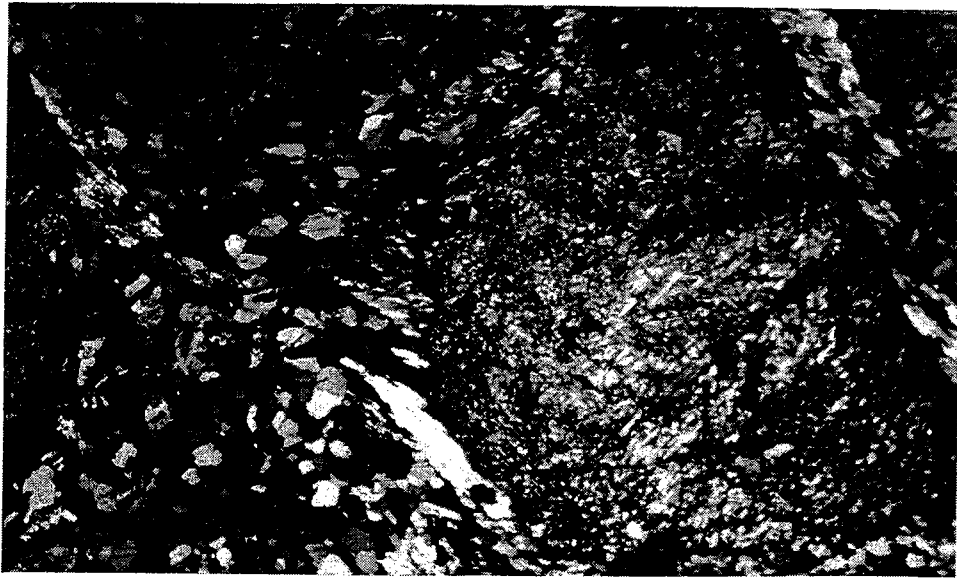
Photo 5 : échantillon 9.1: mylonite dans les orthogneiss migmatitiques. Recristallisation synchronisée de Qtz + Pl + Bt + Spn en zone abritée autour d'un phénocrystal de plagioclase dans les mylonites indiquant une déformation en faciès amphibolite.

Photo 6 : échantillon AG 164 de gabbro à phénocristaux. Recristallisation dynamique d'une association à Act + Zo en zone abritée autour d'un phénocrystal de plagioclase boudiné indiquant une déformation en faciès schiste vert. De l'actinote cristallise en remplissage des fractures.

Photo 7 : échantillon AG 81 de paragneiss alumineux à Qtz + Pl + Kfs + Grt + Crd + Sil + Bt. La foliation est soulignée par l'alignement des sillimanites, des grenats et des biotites. La localisation de la déformation est marquée par l'apparition de bandes C' à sillimanite et biotite.

Photo 8 : échantillon 4.1 de paragneiss alumineux. La foliation est marquée par l'alignement des sillimanites, reprises dans des petits plis post-foliaux. Une deuxième génération de sillimanite cristallise dans les plans axiaux de ces plis.

Photo 9 : échantillon 4.1 de paragneiss alumineux. Contact stable entre un grenat poéclblastique et de la cordiérite recoupé par des inclusions hélicitiques de sillimanite. Le grenat est boudiné et des sillimanites fibrolitiques cristallisent en remplissage des fractures.



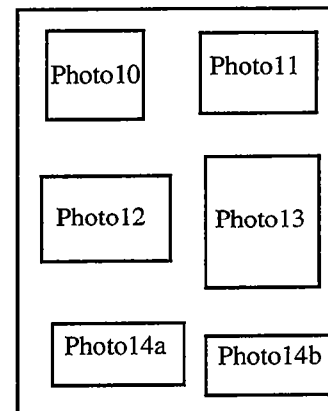


Photo 10 : Migmatization in situ dans les charnockites de Bou Rhzama.

Photo 11 : échantillon AG126 de la charnockite de Snine Kembo. La paragenèse est à Qtz + Pl + Kfs + Opx + Bt. Nous ne notons pas d'orientation préférentielle des différentes phases. L'orthopyroxène est légèrement déstabilisé en biotite secondaire.

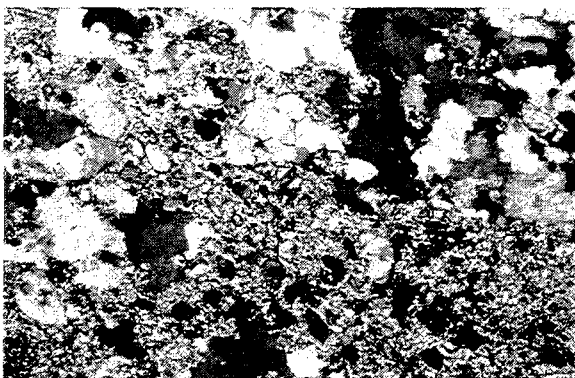
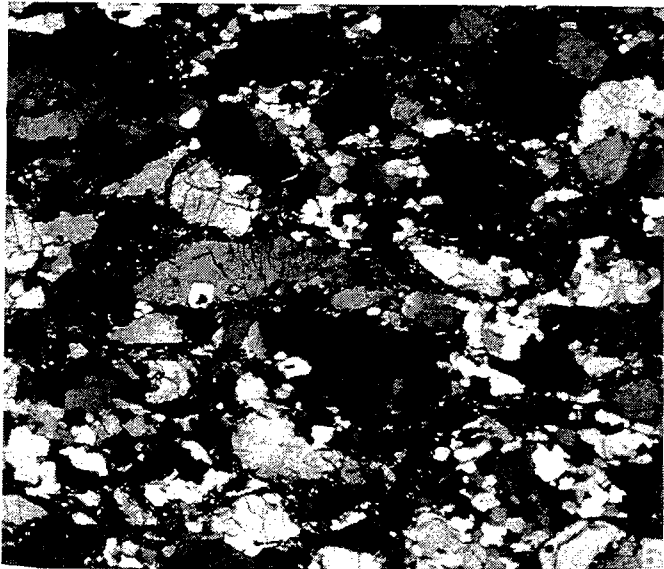
Photo 12 : échantillon AG236 de la charnockite de Bou Rhzama. La foliation est marquée par l'orientation des minéraux blancs en amandes, de nombreuses recristallisations dynamiques accompagnées d'une réduction nette de la taille des grains entourent ces derniers.

Photo 13 : échantillon AG179 du gabbro des Igulid x20 LN. Cristallisation secondaire d'une association à amphibole-plagioclase en remplissage de fractures indiquant une déformation cataclastique en faciès amphibolite, suivie par la cristallisation d'amphiboles bleues à l'intérieur des plagioclases indiquant des phénomènes hydrothermaux de basse température.

Photo 14a : échantillon AG84 de paragneiss alumineux. Recristallisations statiques de phases de basse température en remplacement de la paragenèse granulitique. Nous notons la persistance de quelques cristaux de sillimanite prismatique (en noir).

Photo 14b : Recristallisation statique d'amphibole secondaire dans les metabasites granulitiques.





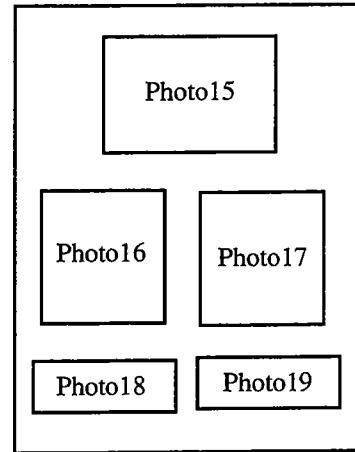
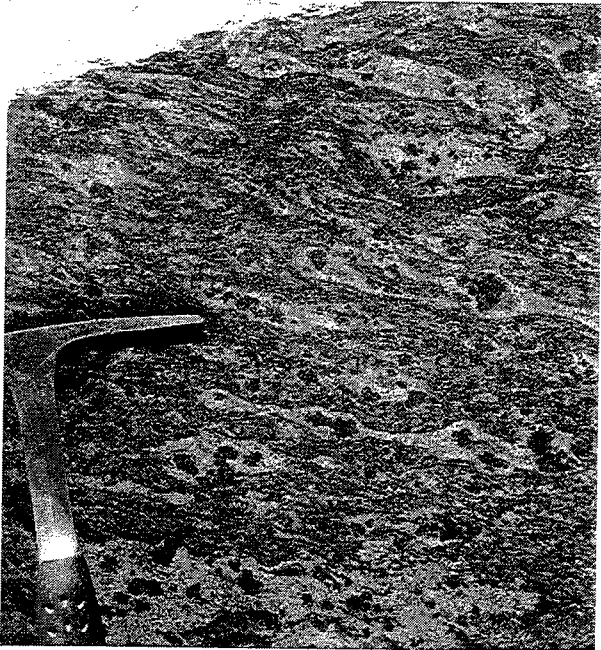
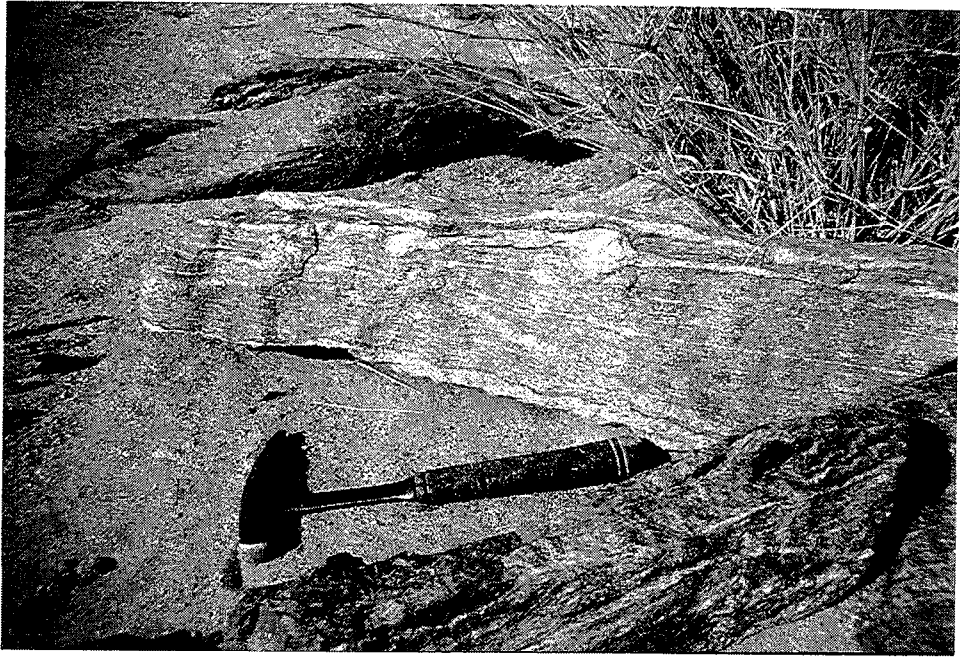


Photo 15 : critère de cisaillement marqué par la rotation des porphyroclastes de feldspath dans un orthogneiss migmatitique folié. L'orientation des niveaux de leucosome dans la foliation, ainsi que la compatibilité géométrique entre le cisaillement et la foliation indiquent un synchronisme entre la déformation et la migmatisation. L'échantillon n'est pas en place.

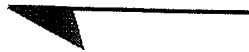
Photo 16 : migmatisation in situ des paragneiss alumineux.

Photo 17 : idem. Les niveaux restitiques sont essentiellement constitués de grenat et de sillimanite.

Photo 18 et 19 : sens de cisaillement plat 20 NE à Amouchterki mis en évidence : par des plis d'entraînement dans les leucosomes (photo 18) et par le boudinage assymétrique de grenat dans la foliation (photo 19).



SW



NE



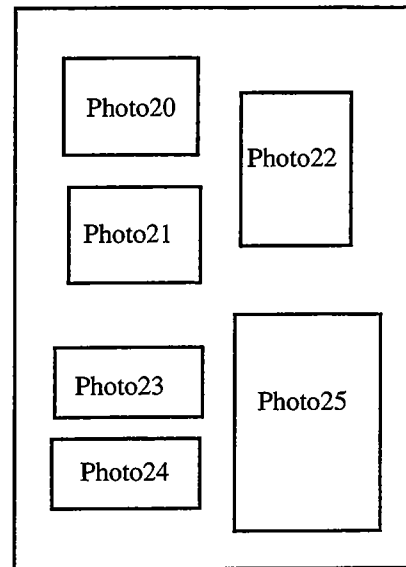


Photo 20 : échantillon AG81 de paragneiss alumineux sans Opx, x20 LN.  
 Réaction R1 :  $\text{Grt} + \text{Sil} + \text{Qtz} + \text{Vap} \rightleftharpoons \text{Crd}$

Photo 21 : échantillon AG81 de paragneiss alumineux sans Opx, x20 LN.  
 Réaction R2 :  $\text{Grt} + \text{Kfs} + \text{Vap} \rightleftharpoons \text{Crd} + \text{Bt} + \text{Qtz}$

Photo 22 : échantillon AG81 de paragneiss alumineux sans Opx, x20 LN.  
 Réaction R1'  $\text{Sil} + \text{Grt} + \text{Qtz} + \text{Vap} \rightleftharpoons \text{Crd} + \text{Bt}$

Photo 23 : échantillon AG91 de paragneiss alumineux sans Opx, x20 LN.  
 Paragénèse primaire à Sil + Spl.

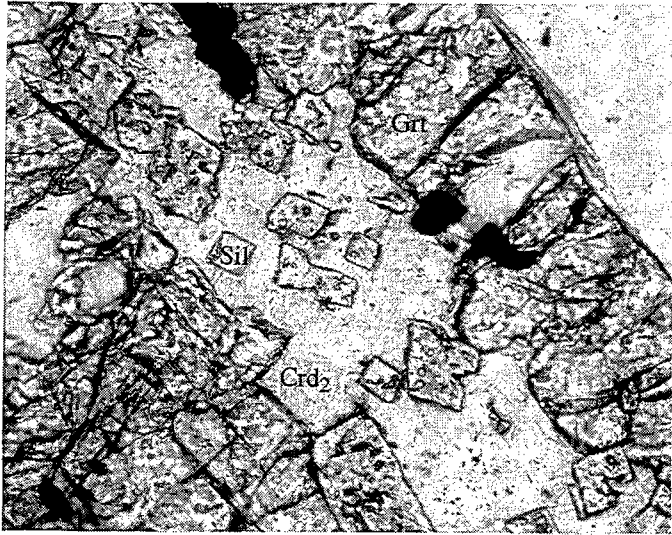
Photo 24 : échantillon AG91 de paragneiss alumineux sans Opx, x20 LN.  
 Spinelle primaire inclu dans du quartz et séparé de ce dernier par un liseré de cordiérite secondaire.

Réaction R4 :  $\text{Spl} + \text{Qtz} \rightleftharpoons \text{Crd}$

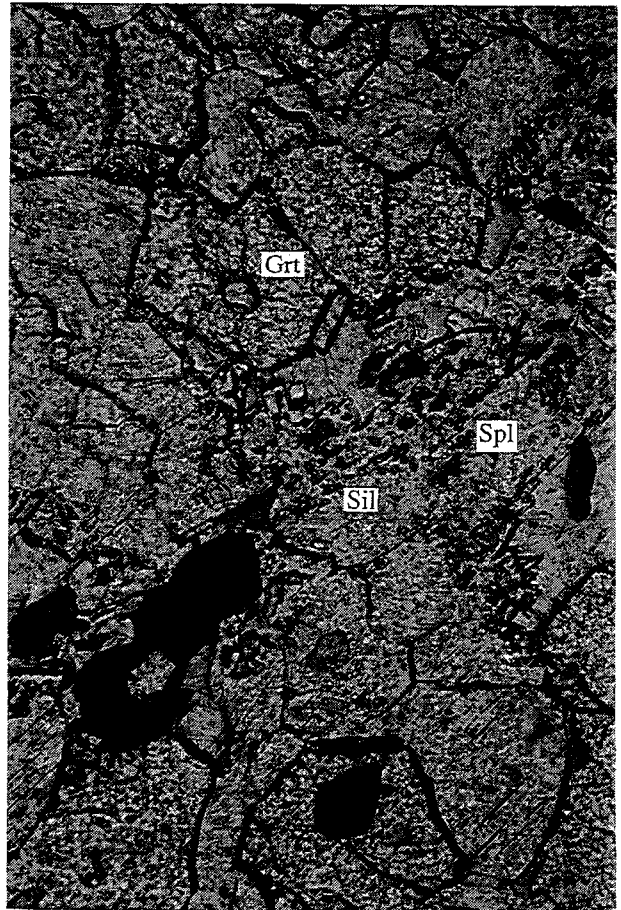
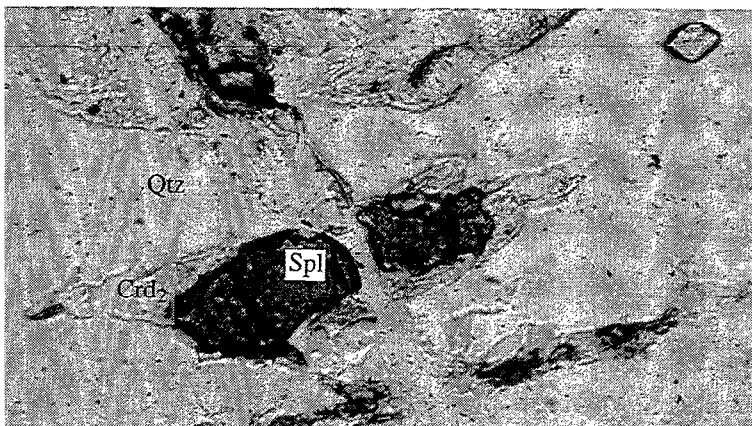
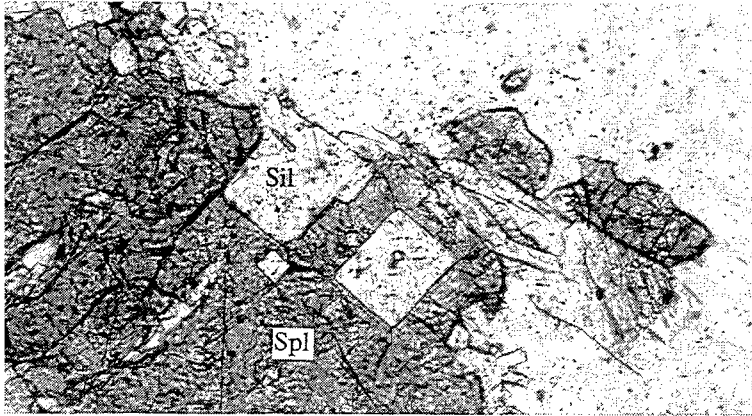
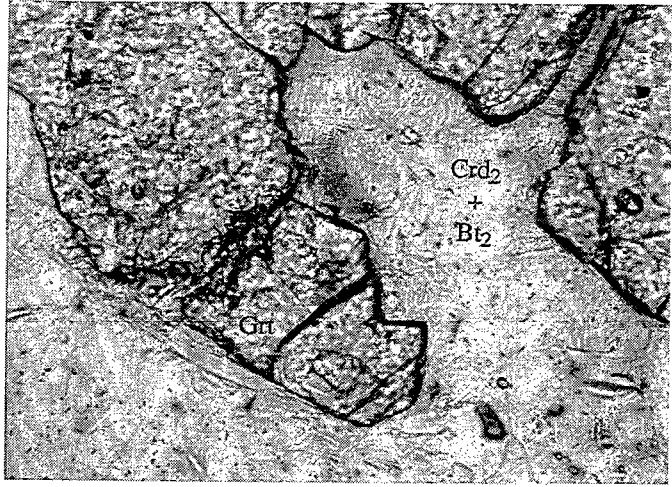
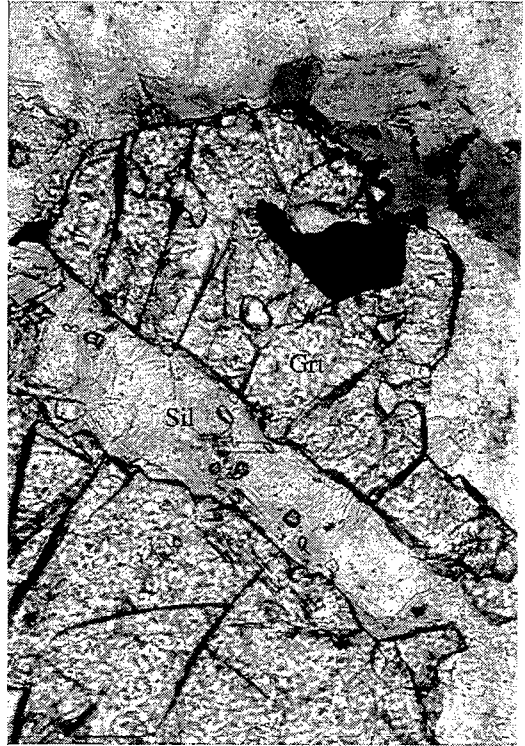
Photo 25 : échantillon AG91 de paragneiss alumineux sans Opx, x20 LN.  
 Déstabilisation de l'association Grt + Sil en Spl + Crd impliquant les réactions :

R3 :  $\text{Grt} + \text{Sil} \rightleftharpoons \text{Spl} + \text{Qtz}$

R4 :  $\text{Spl} + \text{Qtz} \rightleftharpoons \text{Crd}$



Crd<sub>2</sub>  
+  
Bt<sub>2</sub>



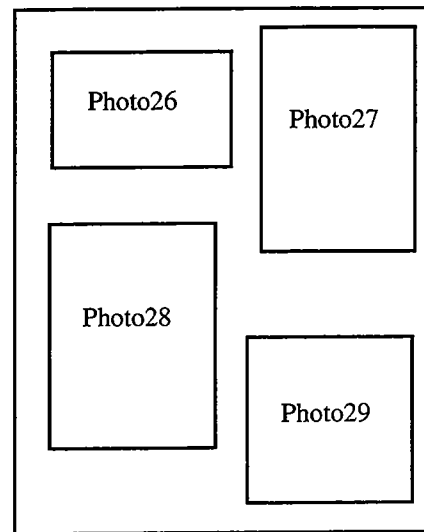


Photo 26 : échantillon 1649 (Barrère, 1967) x20 LN. Phénocristal d'orthopyroxène au contact d'une biotite primaire et entouré d'une bordure de déstabilisation de biotite secondaire indiquant la réaction :

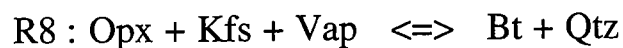


Photo 27 : échantillon AG172 x20 LN. Sympléctites à Opx + Crd se développant en remplacement de l'association Grt + Qtz et indiquant la réaction :

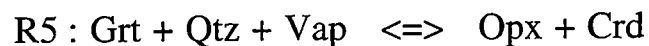
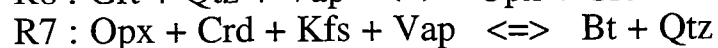
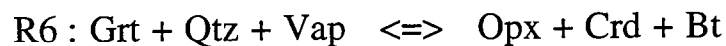
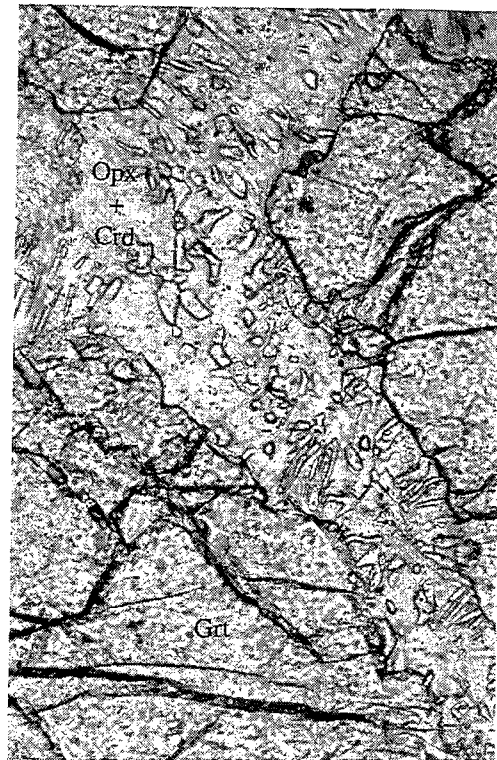


Photo 28 et 29 : échantillon AG172 x20 LN. Réaction d'apparition de l'association Opx + Crd + Bt à partir de la paragenèse à Grt + Qtz, puis déstabilisation de l'Opx en Bt. Réactions :





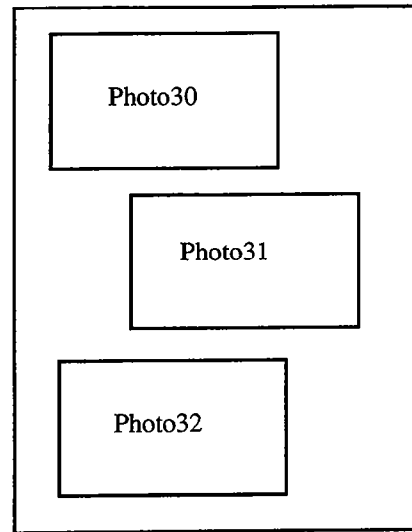
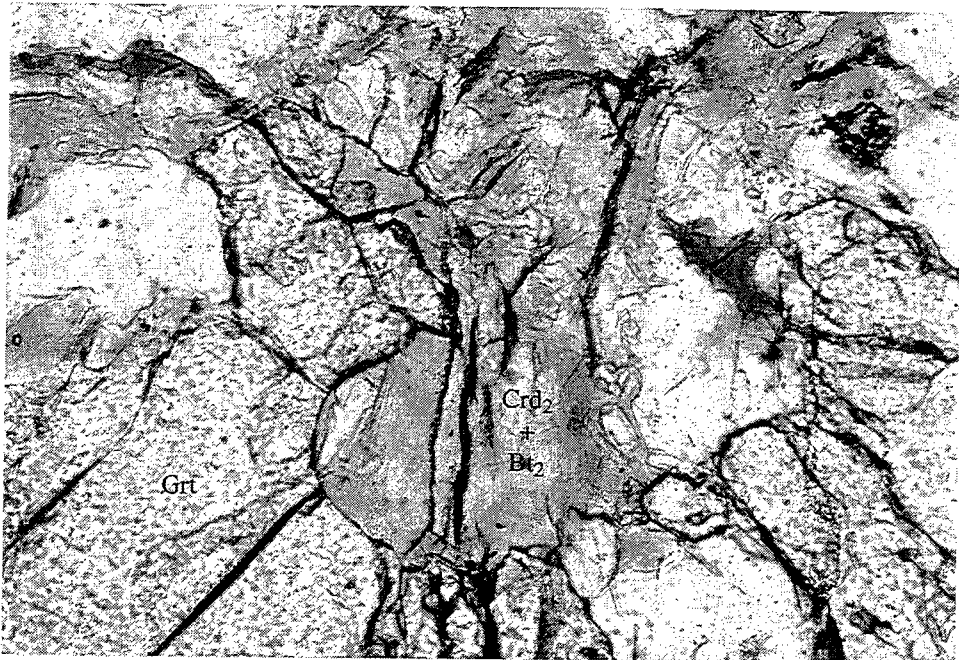
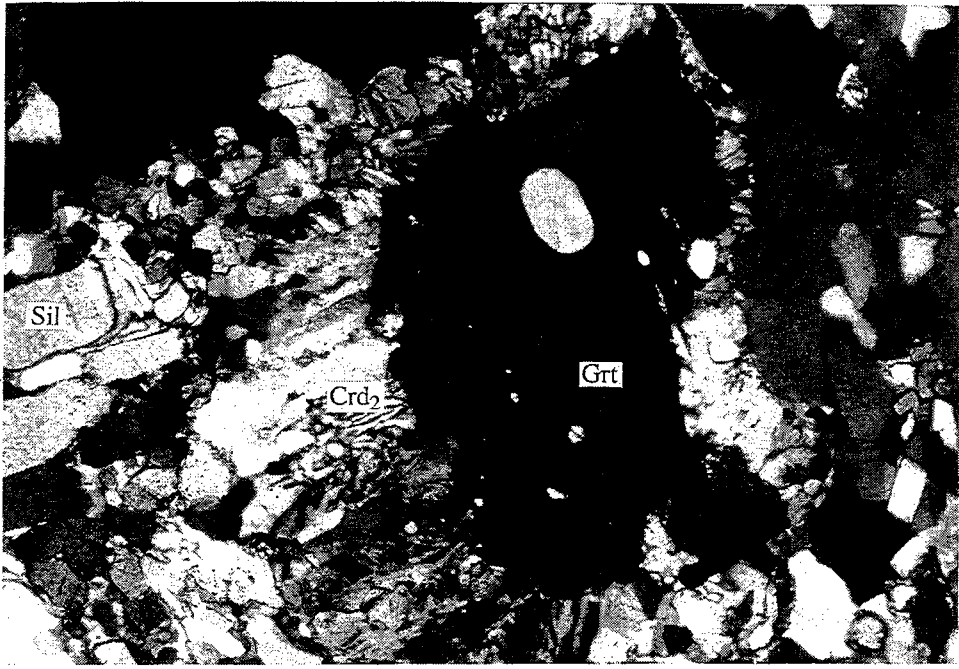


Photo 30 : échantillon AG172 x20 LN. Réaction R1 dans les échantillons à Opx.

Photo 31 : échantillon AG172 x20 LN. Réaction R2 dans les échantillons à Opx.

Photo 32 : échantillon AG172 x20 LN. Réactions R3 et R4 dans les échantillons à Opx.





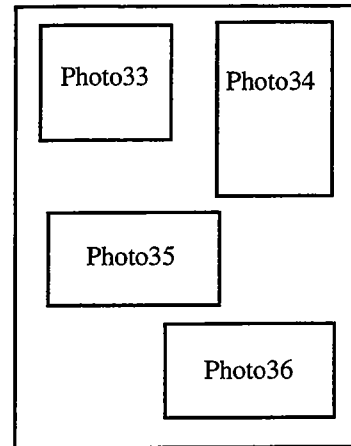
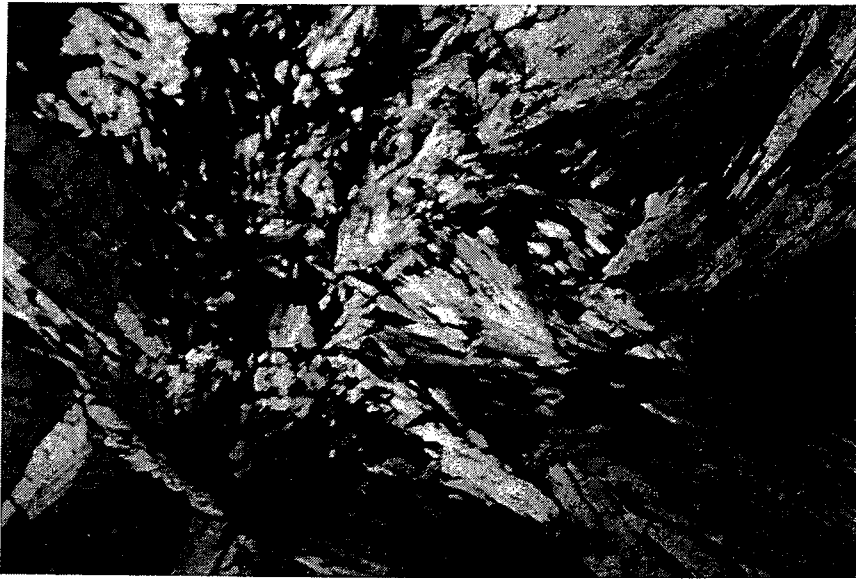
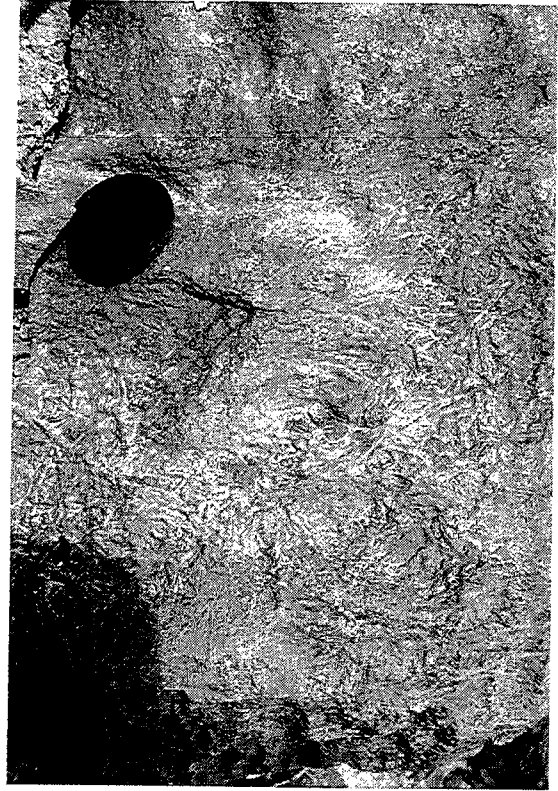


Photo 33 : affleurement de métapélite dans la ceinture volcano-sédimentaire de Ménéral-Ioulgend (échantillon AG39). Les nodules sombres sont exclusivement constitués de quartz.

Photo 34 : affleurement de gneiss à Crd-Oam dans la ceinture de Ménéral-Ioulgend. Noter les textures radiaires marquées par les cristaux d'orthoamphibole.

Photos 35 et 36 : échantillon AG58 de gneiss à Crd-Oam x4 (LN et LP). La photo 35 montre l'orientation radiaire des orthoamphiboles dans le plan  $\lambda_1\lambda_2$ . La photo 36 montre l'alignement des orthoamphiboles et des minéraux opaques dans la foliation dans le plan  $\lambda_3\lambda_2$ . La matrice est presque entièrement constituée de cordiérite.



Vertical text on the right edge of the page, likely a page number or document identifier, appearing as a series of small, illegible characters.

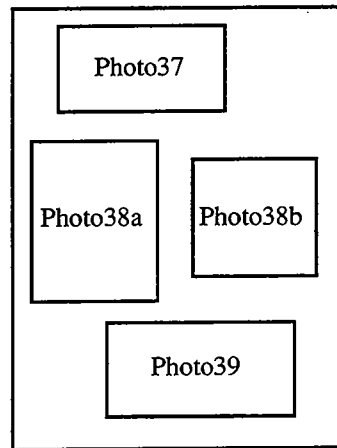


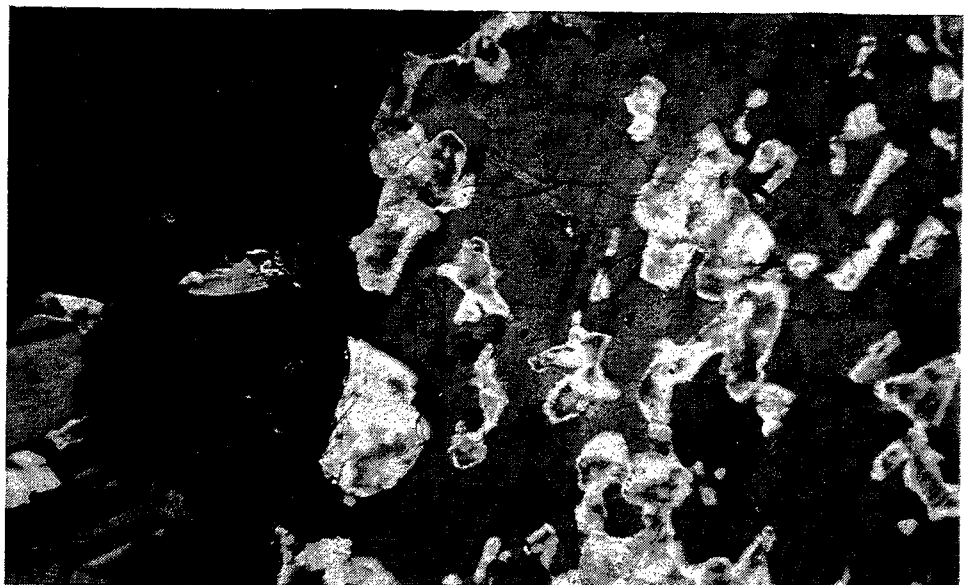
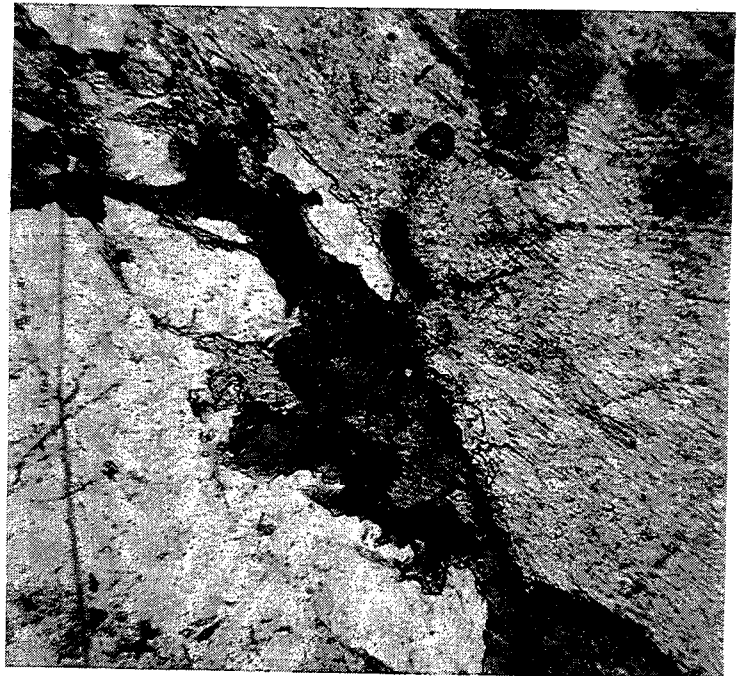
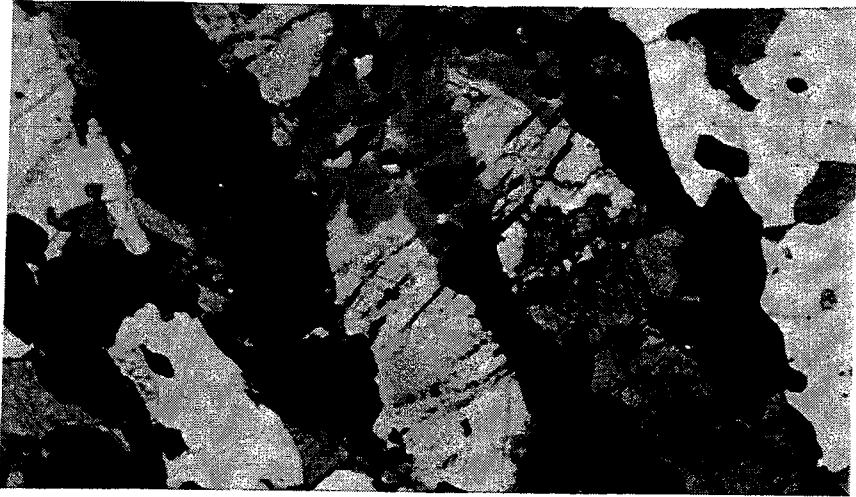
Photo 37 : échantillon 59 (Bronner et al., 1992) de quartzite à Qtz + Opx + Cpx + Amph + Mag de la ceinture d'Agmémimat. Le Cpx se déstabilise en amphibole secondaire vert pâle, l'Opx n'est pas déstabilisé.

Photo 38 : échantillon de charnockite AG20 (collecté à Aïdzidine) entièrement rétomorphosé :

a) reste d'Opx presque totalement transformé en amphibole et biotite secondaires x20 LN ;

b) détail de la bordure de la texture de déstabilisation en amas, nous notons la présence d'une amphibole secondaire incolore à brunâtre et d'une deuxième amphibole secondaire bleu-vert ; du quartz cristallise entre ces deux types d'amphibole. Cet échantillon représente peut-être l'expression ultime des réactions R10 à R13.

Photo 39 : échantillon AG228 du gabbro du guelb el Azib x20 LP. Scapolites se développant à la surface d'un plagioclase indiquant le caractère métamorphique du gabbro du guelb el Azib.



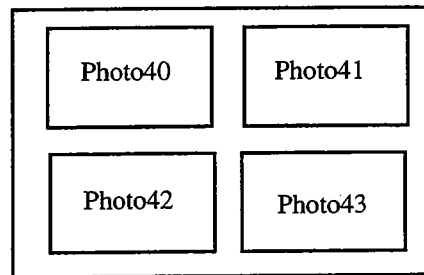


Photo 40 : échantillon AG194 de métabasite de la ceinture d'Amouchterki x4 LN. Développement de pyroxène sur la bordure d'une amphibole primaire et d'amphibole secondaire à partir de l'orthopyroxène mettant en évidence la réaction :

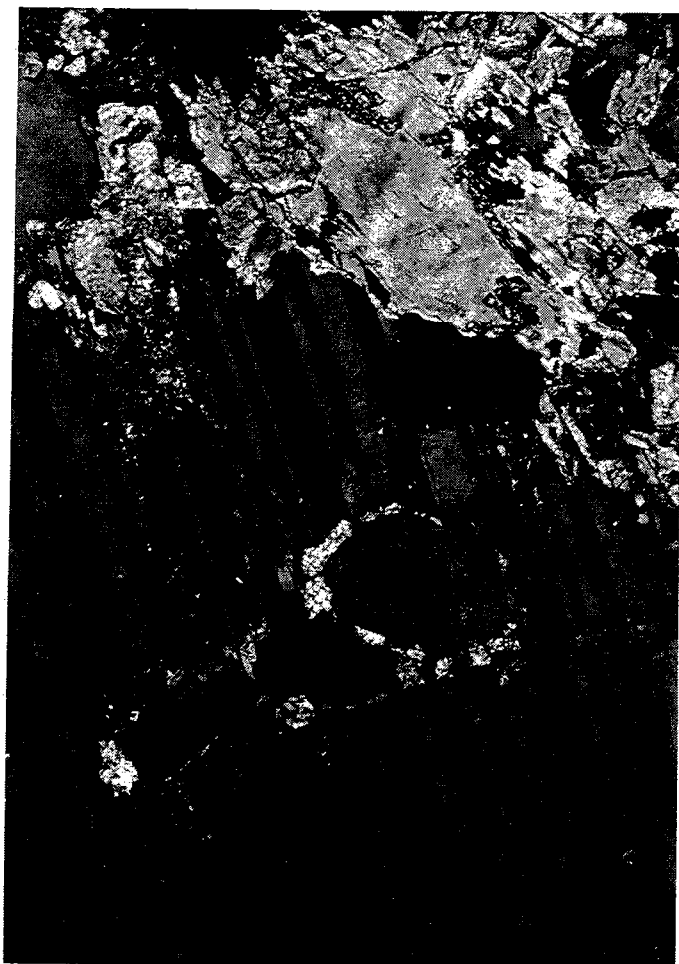
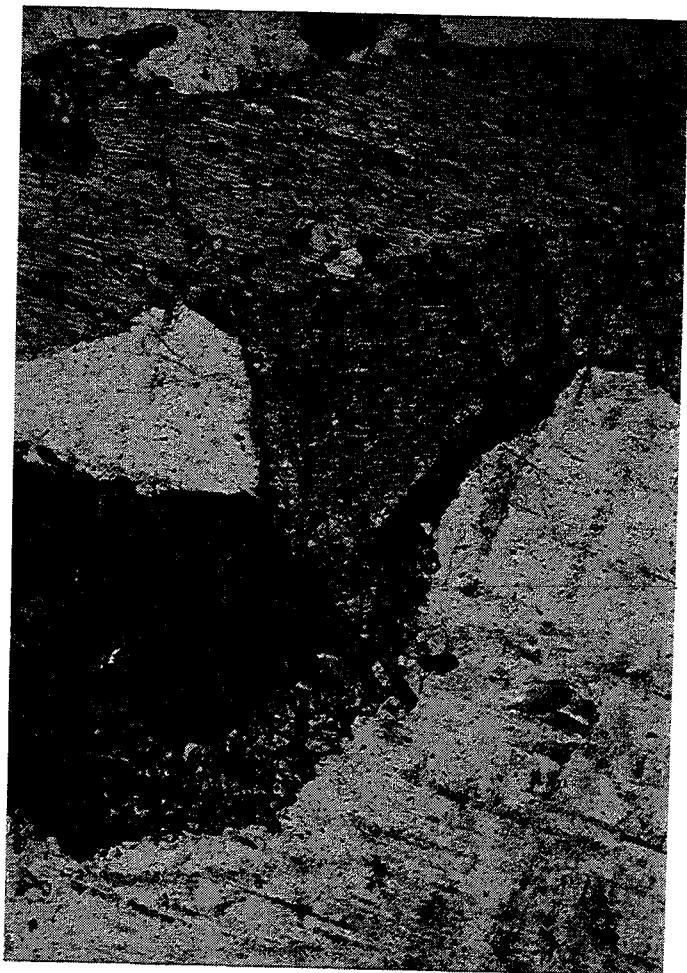


à la fois dans le sens prograde et rétrograde.

Photo 41 : échantillon de trondhjémite AG162 x20 LP. Sympléctite de Bt2 + Zo autour d'une Bt1 mettant en évidence le développement des phénomènes hydrothermaux de basse température.

Photo 42 : échantillon de granodiorite AG242 x20 LP. Couronne de zoïsite autour d'un cristal d'apatite inclus dans un plagioclase. De nombreuses épidotes cristallent également autour de la biotite.

Photo 43 : échantillon d'orthogneiss AG4b x20 LN. Mise en évidence de l'importance des phénomènes hydrothermaux de basse température par la cristallisation massive d'épidote et de sphène.







# ANNEXE 1



Analyse	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	TDM	Age Rt-Grt
1650 Rt	1,833	9,148	0,1211	$0,511349\pm 5$	-25,1	2,94	1537 $\pm$ 10 Ma
1631 Rt	2,776	13,13	0,1278	$0,511616\pm 6$	-19,9	2,70	
1631 Grt	13,74	9,319	0,8930	$0,519345\pm 20$	-	-	

Les TDM sont en Ga, les erreurs sont en  $2\sigma$ .

La région des Sfariat constitue une chaîne linéaire NE de l'Amsaga, à la limite entre les parties archéenne et protérozoïque de la dorsale. Cette région a subi un métamorphisme granulitique de sens horaire dont la pression maximale se situerait vers 10 kb et la température aux environs de 800°C (Bronner, 1992). L'âge de ce métamorphisme est pour le moment inconnu.

Nous avons analysé deux échantillons de leptynites provenant de cette région (échantillons fournis par G.Bronner), ainsi que les grenats d'un de ces échantillons. Les données analytiques sont reportées dans le tableau ci-dessus. Les âges modèles des gneiss analysés sont de 2,94 et 2,70 Ga. Nous pouvons donc en conclure que les protolithes de ces gneiss sont d'âge archéen. En revanche, l'âge obtenu sur la paire roche totale-grenat est de  $1537 \pm 10$  Ma.

D'après ces premiers résultats, nous pouvons donc supposer que la chaîne des Sfariat se forme à la fin de l'orogénèse Éburnéenne et reprend des terrains en partie archéens. Cette hypothèse est en accord avec la position intracratonique de la chaîne (à la limite entre la dorsale archéenne et la dorsale protérozoïque).

Ces données préliminaires demandent à être confirmées. Cependant, si cet âge correspond bien à l'âge de la collision entre ces deux parties du craton, il expliquerait les âges de refroidissement les plus récents obtenus dans la région de l'Amsaga et marquerait la fin de l'histoire géologique du craton Ouest africain.



## **ANNEXE 2**



Les procédures analytiques employées au cours de cette thèse sont celles décrites par Jahn et al., (1980), Guerrot (1989), Barrat, (1992) et Tourpin (1992). Elles seront brièvement rappelées ici.

### 1/ Préparation des échantillons.

Les échantillons sont dans un premier temps broyés grossièrement dans un broyeur à mâchoire. Ensuite il sont finement broyés dans un broyeur en agathe afin d'éviter les contaminations en éléments de transition (Co, Nb, Ni, Al). Si une séparation des phases est envisagée, ils sont broyés au broyeur à rouleaux (suite au broyeur à mâchoire) et tamisés : à 250  $\mu$  pour les zircons, entre 150 et 250  $\mu$  pour les autres phases.

### 2/ Séparation des minéraux.

Les poudres tamisées sont dans un premier temps lavées à l'eau afin d'éliminer les fractions fines. Elles sont ensuite séchées à l'étuve. Un premier tri consistant à éliminer les fractions les plus magnétiques est fait au CARPCO. Trois fractions sont ainsi obtenues : 1/ fraction non magnétique ; 2/ fraction magnétique pour une rotation du cylindre de 60 t/mn ; 3/ fraction magnétique pour une rotation du cylindre de 40 t/mn. La fraction non magnétique est ensuite triée par la méthode des liqueurs denses. Deux liqueurs ont été utilisées : bromoforme ( $d=2,9$ ) et iodure de méthylène ( $d=3,3$ ). Les zircons, pyroxènes et amphiboles sont récupérés dans la fraction lourde. Les plagioclases sont récupérés dans la fraction surnageante au bromoforme. Le tri est affiné au séparateur magnétique Frantz. Les différentes phases sont ensuite purifiées à la main sous la loupe binoculaire. Les micas, les grenats et les feldspaths des granites sont triés directement à partir de la poudre obtenue au broyeur à mâchoire et broyés grossièrement dans un mortier en agathe. Ils sont ensuite purifiés à la main sous la loupe binoculaire et enfin finement broyés au mortier en carbure de bore.

### 3/ Analyse en Fluorescence X.

*Les éléments majeurs* ont été analysés à partir de perles à base de tétraborate de lithium. Les pertes au feu ont été mesurées par pesée. Les erreurs sont de l'ordre de 2% exceptées pour les faibles teneurs (MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) où elles peuvent être de l'ordre de 10%. Les précisions analytiques, courbes d'étalonnage et limites de détection sont reportés ci-contre.

*Les éléments en traces* sont analysés à partir de pastille. Les précisions analytiques sont de l'ordre de 5% exceptées pour les teneurs <30ppm où elles sont de 10%.

ANALYSES CHIMIQUES PAR FLUORESCENCE X

Analyse des éléments majeurs : SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et la perte au feu

Analyse des éléments traces : Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Co, V, Ni, Cr, Ba, Zn, Cu

Limite de détection (LDD) :

	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Zn	Cu
t en secondes	30	30	30	30	30	30	100	30	100	100	30	30
LDD en ppm	1.4	1.2	0.6	1.6	0.5	1.1	1.9	1.3	1.4	5.6	1	1.4

Calcul de la limite de détection (LDD) =

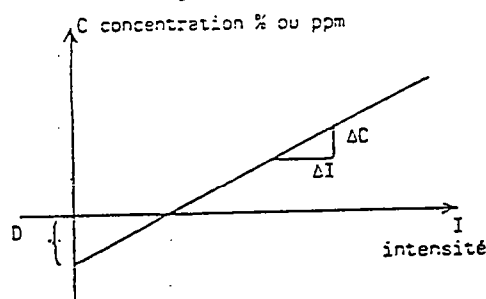
$$LDD = 3 \sqrt{\frac{-DE}{T}} \text{ à } 2 \sigma$$

avec  $E = \frac{\Delta C}{\Delta I}$  = pente de la droite d'étalonnage en % ou ppm/nbre de coups par seconde

D = l'ordonnée à l'origine

T = temps de mesure en secondes

droite d'étalonnage  $C = EI + D$  :



Précisions analytiques

L'erreur relative totale,  $\sigma_{total}$ , est fonction des erreurs :

- de préparations des échantillons,  $\sigma_{prep}$
- de l'appareillage,  $\sigma_{app}$
- sur le taux de comptage,  $\sigma_{taux\ compt}$
- sur l'analyse chimique des étalons de référence,  $\sigma_{analyse}$

avec :  $\sigma_{total} = \sqrt{\sigma_{prep}^2 + \sigma_{app}^2 + \sigma_{t. comp}^2 + \sigma_{anal}^2}$

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
gamme d'étalonnage en %	76-38	30-0.3	17-1	0.8-0	50-0	16-0	8.5-0	15-0	2.7-0	1.4-0
précision sur fortes teneurs	1 %	1.5 %	2 %		1 %	2 %	1.5 %	2 %	2 %	
précision sur faibles teneurs		3 %	3 %	10 %	3 %	5 %	3 %	5 %	5 %	5 %

	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Zn	Cu
gamme d'étalonnage en ppm	960 à 0	11000 à 10	150 à 0	4600 à 0	3600 à 0	210 à 0	320 à 0	2300 à 0	24000 à 0	2400 à 5	400 à 10	140 à 0
précision en % < 30 ppm	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
30 à 150 en %	3	3	3	3	3	5	5	3	5	5	3	3
> à 150 ppm en %	1	1		1	1	2	2	1	2	2	1	



#### 4/ Concentrations et composition isotopiques du Sr et du Nd.

La quantité de poudre attaquée chimiquement est de l'ordre de 50 à 100 mg. Pour la composition isotopique du Nd et la mesure des teneurs en Sm et Nd, deux attaques sont effectuées simultanément : une attaque spikée et une attaque non spikée. Cette procédure évite la ségrégation de colloïdes lors de l'aliquotage et permet une homogénéisation maximale du mélange spike-échantillon. Les mesures des teneurs et des compositions isotopiques du Sr se font sur une seule attaque grâce à l'emploi d'un spike  $^{84}\text{Sr}$ . L'attaque se fait dans des béchers clos en Téflon par un mélange  $\text{HF}+\text{HNO}_3+\text{HClO}_4$  pendant une semaine sur une plaque chauffante. Le résidu est repris en  $\text{HCl}$  6N pendant 2 à 3 jours puis évaporé de nouveau et repris en  $\text{HCl}$  2N. Les éléments sont ensuite séparés sur une colonne échangeuse d'ions à résine cationique Biorad AG50-X8, 200-400 mesh. Nous obtenons de la sorte les fractions Sr et REE. Le Nd, la fraction Sm-Nd et les différentes fractions REE (HREE de Eu à Lu ; MREE : Sm et Nd ; Ce et La) sont ensuite séparés par "reverse chromatography" (Richard, 1976) sur une deuxième colonne remplie de poudre de Téflon traitée au DEHP (Di-Ethyl Hexyl Phosphate). Les blancs totaux pour le Sr sont de l'ordre de 2ng, le Nd  $\approx 0,1$  ng et le Sm  $\approx 0,15$ ng. La mesure de la teneur en Rb se fait par dilution isotopique directement sur la solution d'attaque spikée.

Afin de s'assurer de la qualité de l'attaque chimique (des minéraux résistants riches en REE tel que le zircon ayant pu échappé à la dissolution) des duplicatas avec attaques en bombe ont été effectués. La reproductibilité de la constitution isotopique est estimée à  $\pm 0,0004\%$ .

#### 5/ Pb commun.

L'analyse se fait à partir d'une attaque individuelle de poudre. La méthode complexe de séparation est donnée dans Postaire (1984).

#### 6/ U-Pb sur zircon.

L'attaque se fait par un mélange  $\text{HF}-\text{HNO}_3$  très pure (acides distillés plusieurs fois par subboiling) dans une bombe en Téflon placée dans une jacquette acier et portée à  $180^\circ\text{C}$  pendant plusieurs jours. La description de la méthode est dans Paquette (1987). Les blancs totaux que ce soit en U-Pb sur zircon ou en Pb-Pb ont été donnés dans le texte en même temps que les résultats analytiques.

## 7/ Spectrométrie de masse.

*La composition isotopique et les teneurs en Sr* ont été mesurées sur un spectromètre de masse Finigan MAT 262 à multi-collection. L'émission se fait sur un simple filament en W. Le Sr est chargé en même temps qu'une goutte de fluorure de tantale afin de faciliter l'émission. Le fractionnement de masse est corrigé en normalisant le rapport  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mesuré à la valeur de 8,375. Le standard NBS 987 a été mesuré tout au long de cette étude :  $0,710188 \pm 3.10^{-5}$  (n=15). Les valeurs analytiques ont été corrigées en fonction à la déviation par rapport à la valeur certifiée (0,710240). L'erreur sur la composition isotopique ( $2\sigma$ ) est inférieure à 0,002%. L'erreur sur la teneur en Sr est essentiellement liée à la pesée : elle est de l'ordre de 1%.

*La composition isotopique du Nd* a également été mesurée sur un spectromètre de masse Finigan MAT 262 sur double filaments de Re. Le fractionnement de masse est corrigé en normalisant au rapport  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  à la valeur de 0,7219. Le standard La Jolla mesuré régulièrement au cours de cette étude donne une valeur moyenne de  $0,511785 \pm 0,0002$  (n=20). Les résultats sont corrigés par rapport à la valeur certifiée de 0,511860. Les erreurs ( $2\sigma$ ) sont inférieurs à 0,002%.

*La composition isotopique du Pb* a été mesuré (en Pb commun et U-Pb sur zircon) sur le spectromètre Finigan MAT 262. Une correction de 0,1% par unité de masse est appliquée aux rapports mesurés. Les rapports sont donnés relatifs aux standards mesurés en même temps :

Pb commun : NBS 981       $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,059042$   
    $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,91464$   
    $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2,1681$

U-Pb sur zircon : NBS 983       $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,000371$   
    $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,071201$   
    $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,013619$

Les erreurs ( $2\sigma$ ) sont données dans le texte. En U-Pb sur zircon le Pb commun de correction utilisé est caractérisé par les valeurs suivantes :

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,0$   
 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,5$   
 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,0$

*Les teneurs en REE et Rb* ont été mesurées sur un spectromètre de masse Cameca TSN 206 à simple collection. Pour les REE l'émission se fait sur double filaments (Ta latéral, Re central), pour le Rb elle se fait sur simple filament (Ta central). Les REE (sauf le La) sont émis sous forme métal. Le La et le Rb sont émis sous forme d'oxyde. Des corrections de contribution sont faites pour le La (contribution du Ce), Ce (contribution du Nd) et Lu (contribution de l'Yb). L'erreur analytique

sur la teneur en Rb (essentiellement due au fractionnement) est estimée à  $\approx 2\%$  et l'erreur sur les REE est également estimée à  $2\%$ . L'incertitude sur les rapports Sm/Nd est de l'ordre de  $0,5\%$ .

*Monozircon par évaporation directe.* La procédure analytique est décrite dans Kober (1986 ; 1987). Les zircons sont directement montés sur un filament de Re latéral. Les mesures ont été effectuées sur le TSN 206, exceptés pour les deux zircons du guelb el Azib où elles ont été faites sur le Finigan MAT 262. L'erreur sur l'âge obtenue par la méthode des monozircons par évaporation directe dépend de deux paramètres :

- de la qualité de la mesure au spectromètre de masse testée grâce à l'erreur sur les rapports mesurés (en  $2\sigma$ ) ;
- de la présence de plomb primaire, corrigée à partir du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  mesuré.

La correction apportée pour tenir compte du plomb primaire est faible si le rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  est fort à moyen, elle peut-être importante s'il est faible. Dans le cas où le rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  mesuré évolue de façon notable au cours de la mesure, chaque bloc de rapports  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  sera corrigé de la valeur du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  des blocs correspondants. Dans ce cas, un âge est calculé pour chaque groupe de rapports mesurés, corrigé de la même valeur du plomb primaire. Pour un même zircon analysé nous pourrions donc avoir plusieurs âges calculés. Si les différents âges sont identiques, alors un âge moyen pourra être obtenu. Le plomb de correction utilisé au cours de cette étude est celui de Stacey et Kramers (1975) rapporté à l'âge du zircon. L'erreur sur l'âge est donnée en  $\pm 1\sigma$ .

#### 8/ ICPMS et ICPAES.

Quelques échantillons ont été analysés en ICP-MS à Southampton et ICP-AES à Saint Etienne. L'attaque des poudres a été effectuée selon la technique employée en dilution isotopique. Le résidu est repris avec quelques ml d' $\text{HNO}_3$  5N pour l'ICP-MS, la solution est ensuite diluée dans l'eau quartex de façon à obtenir une dilution de 1/1000. Le résidu est repris en  $\text{HNO}_3$  6N pour l'ICP-AES cette solution étant directement analysée. Les résultats obtenus sur l'échantillon AG41 grâce à ces différentes techniques sont reportés dans le tableau suivant.

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
DI	106,6	208,2	83,68	14,01	1,335	8,451	3,376	0,986	0,590	0,162
ICP MS	79,23	156,4	65,37	12,5	1,48	8,12	3,27	1,18	0,85	0,16
ICP AES	70,6	118	56,8	9,96	0,973	9,04	2,78	0	0,78	-

## 9/ Microsonde électronique.

Les échantillons ont essentiellement été analysés à la microsonde électronique automatisée CAMEBAX (IFREMER, Brest) pour une tension de 15 kV, une intensité de 15 nA et un temps de comptage de 0,6s. Les analyses sont disponibles à géosciences Rennes.

**MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES**  
**Universite de Rennes I - Campus de Beaulieu**  
35042 - RENNES Cedex tel : 99.28.60.80

**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). **Epuisé**
- 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). **85F.**
- N°3 - J. DURAND** - Le Grès Armoricaïn. Sedimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). **Epuisé**
- 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). **55F.**
- 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). **Epuisé**
- 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). **55F.**
- 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). **Epuisé**
- N°8 - Ph. DAVY** - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **Epuisé**
- N°9 - Y. GEORGET** - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Petrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986). **Epuisé**
- N°10 - D. MARQUER** - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **120 F.**

N°11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). Epuisé

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfures a Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistere). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F

N°17 - J.P. COGNE - Contribution a l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). Epuisé

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F

- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, I pl. h.texte, (1989). 160F
- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., I pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., I pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.
- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué a l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée a un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.

N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig., (1989). 400 F.

N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.

N°36 - A. LE CLEACH - Contribution a l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO<sub>2</sub>. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.

N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.

N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.

N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl., (1990) . 130F.

N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.

N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar : étude combinée sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Trégor. (Massif Armoricain) . 261 p., 80 fig., 19 tabl., (1991). 120F.

N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl., (1991). 210F.

N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl., (1991). 130F.

N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur., (1991). 170F.

N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur., (1991). 180F.



- N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil), 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur, (1992). 300F.
- N° 47 - 5. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale 185 p., 53 fig., 23 tabl., (1992). 100F.
- N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab., (1992). 100F.
- N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl., (1993). 180F.
- N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte, (1993). 190F.
- N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post- épaisissement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.
- N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaïn). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.
- N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.
- N°54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.
- N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

**N°56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), Dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 Pl. photo (1994). 270 F.**

**Imprimé à l'Université de Rennes I**

**Dépot Légal**

**4ème trimestre 1994**



## BON DE COMMANDE

à retourner à : Mme FALAISE

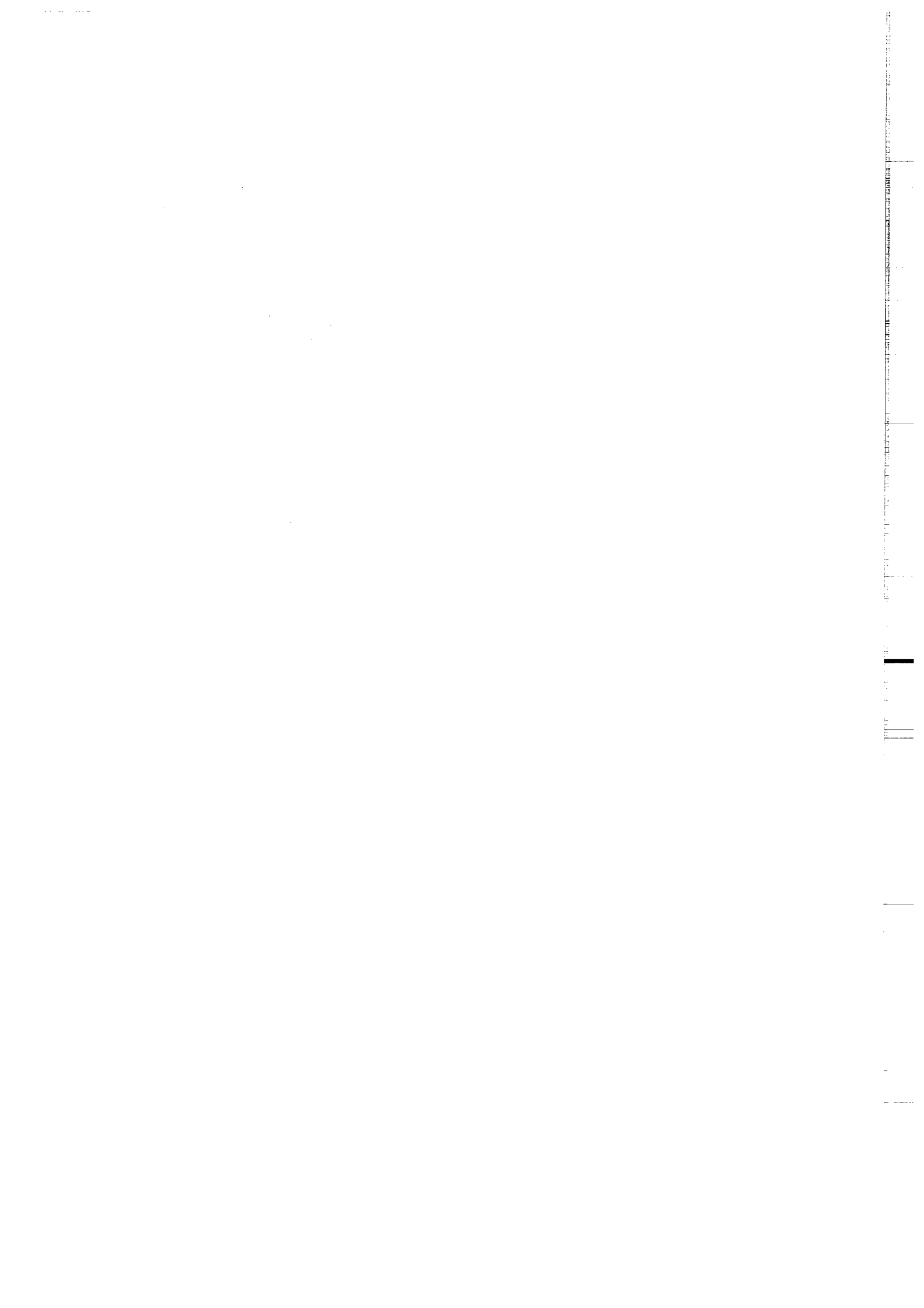
Mémoires de Géosciences - RENNES  
 Université de Rennes I - Campus de Beaulieu  
 35042 - RENNES Cédex (France)  
 Tél : 99.28.60.80 Fax : 99.28.67.80

NOM .....  
 ORGANISME .....  
 ADRESSE .....

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veillez établir votre chèque au nom de Monsieur l'Agent Comptable  
de l'Université de Rennes I et le joindre à votre bon de commande.



## Résumé :

Le but de cette thèse est de déterminer l'évolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. L'objet choisi est la région de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dans la Dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain).

L'étude géochronologique (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb et Pb-Pb) met en évidence au moins quatre épisodes de croissance crustale : vers 3,5 Ga; à 3,0 Ga; vers 2,85 Ga et vers 2,74 Ga. La région est affectée par un événement tectono-métamorphique majeur, synchrone (ou immédiatement postérieur) du dernier épisode de croissance crustale. L'étude pétro-structurale montre que cet épisode est caractérisé par un fort raccourcissement sub-horizontale NW-SE en régime globalement coaxial. La déformation est accommodée par le biais de structures verticales : foliations, plis et décrochements en fin d'évolution et s'accompagne d'un métamorphisme granulitique HT-BP ( $800 \pm 50^\circ\text{C}$ ,  $5 \pm 1 \text{ kb}$ ). La migmatisation d'une partie de la région au cours du métamorphisme provoque la diminution de  $a\text{H}_2\text{O}$  et permet l'acquisition des paragenèses granulitiques. Le chemin P-T suivi au cours du métamorphisme est un chemin horaire dont l'évolution rétrograde s'effectue dans un premier temps par décompression isotherme. Différents ensembles magmatiques (gabbro et granites), datés à 2,7 Ga se mettent en place, postérieurement au métamorphisme granulitique, pendant la remontée des séries. L'étude géochimique (majeurs, traces et isotopes) de ces massifs indique trois types de source pour les protholithes magmatiques : 1/ mantellique (gabbro des Igulid); 2/ fusion partielle de roches orthodérivées (granite de Touijenjert); 3/ fusion partielle de métasédiments (granite d'Ioulgwend). La mise en place de ces granites marque donc le début du recyclage crustal dans la région. Le gradient géothermique moyen au cours du métamorphisme granulitique ( $55^\circ\text{C.km}^{-1}$ ), en accord avec le caractère enrichi (LREE) de la source des magmas basiques et les données géochronologiques, permet d'envisager la présence d'un plume mantellique à l'aplomb de la région pendant l'événement tectono-métamorphique principal. L'étude géochronologique révèle que la région est le siège de plusieurs événements thermiques postérieurs au métamorphisme principal : vers 2,3 Ga, vers 1,5 Ga et peut-être vers 2,4-2,5 Ga. Ce réchauffement protérozoïque se fait apparemment sans déformation associée mais provoque : 1/ la rétro-morphose des paragenèses granulitiques; 2/ des perturbations géochimiques importantes (éléments majeurs, traces, REE), une partie de celles-ci pouvant également résulter de l'événement granulitique; 3/ des ouvertures successives des différents systèmes isotopiques. Ces phénomènes secondaires sont essentiellement localisés aux abords des grands accidents mylonitiques qui découpent la région.

La synthèse de ces différents résultats et des données existantes sur le reste de la Dorsale Réguibat archéenne et protérozoïque permet de suggérer un modèle d'évolution géodynamique de cette partie du craton Ouest africain.

## Mots clés :

Archéen, granulites, migmatites, hydrothermalisme, mobilité géochimique, géochronologie, réouvertures isotopiques, plume mantellique, Dorsale Réguibat.