



HAL
open science

Les métaleucogranites du Haut Vivarais et leur environnement. Évolution et implications géodynamiques

Patrick Lochon

► **To cite this version:**

Patrick Lochon. Les métaleucogranites du Haut Vivarais et leur environnement. Évolution et implications géodynamiques. Minéralogie. Université Claude Bernard - Lyon 1, 1985. Français. NNT : . tel-02052924

HAL Id: tel-02052924

<https://theses.hal.science/tel-02052924>

Submitted on 28 Feb 2019

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.

AUTEUR

T H E S E

présentée

devant l'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I

pour obtenir

LE DOCTORAT DE TROISIEME CYCLE

SPECIALITE PETROLOGIE et MINERALOGIE

par

Patrick LOCHON



LES METALEUCOGRANITES DU HAUT VIVARAIS
ET LEUR ENVIRONNEMENT

EVOLUTION ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

soutenue le 14 novembre 1985 devant

la Commission d'Examen :

| | | | |
|----|-------------|---|------------|
| MM | M. CHENEVOY | : | Président |
| | A. AUTRAN | | |
| | J. DIDIER | | |
| | J.L. DUTHOU | : | Examineurs |
| | M. GAY | | |

UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I

Président honoraire : M. le Professeur J. BOIDIN

Administrateur provisoire : M. le Professeur C. DUPUY

Administrateur provisoire adjoint : M. le Professeur J. CHANEL

Administrateur provisoire adjoint : M. le Professeur R. MORNEX

Secrétaire Général de l'Université : M. F. MARIANI

U.E.R. DE MEDECINE GRANGE-BLANCHE M. le Pr. Paul ZECH
U.E.R. DE MEDECINE ALEXIS CARREL M. le Pr. René MORNEX
U.E.R. DE MEDECINE LYON NORD Mme le Pr. PINET
U.E.R. DE MEDECINE LYON SUD M. le Pr. Jean NORMAND
U.E.R. Faculté de PHARMACIE M. le Pr. C.A. BIZOLLON
U.E.R. DES TECHNIQUES DE READAPTATIONS M. le Pr. EYSSETTE
U.E.R. DE BIOLOGIE HUMAINE M. le Pr. P.A. BRYON
U.E.R. Faculté d'ODONTOLOGIE M. le Pr. Jean LABE
U.E.R. E.P.S. M. C. JACQUEMOUD, Pr. d'E.P.S.
U.E.R. DE MATHÉMATIQUES M. René REDON, Assistant
U.E.R. DE PHYSIQUE M. le Pr. Robert UZAN
U.E.R. DE CHIMIE ET BIOCHIMIE Mme A. VARAGNAT, M.A.
U.E.R. DES SCIENCES DE LA NATURE M. le Pr. ELMI
U.E.R. DES SCIENCES PHYSIOLOGIQUES Mme le Pr. J.F. WORBE
U.E.R. DE PHYSIQUE NUCLEAIRE M. le Pr. E. ELBAZ
U.E.R. DE MECANIQUE M. le Pr. GAY
I.U.T. I M. le Pr. J. GIELLY
I.U.T. II M. le Pr. P. MICHEL
OBSERVATOIRE DE LYON M. MONNET, Astronome

Janvier 1985

SOMMAIREINTRODUCTION

| | | |
|----|--|----|
| 1- | Situation géographique | 1 |
| 2- | Situation géologique | 2 |
| | a) Situation générale : | 2 |
| | . Travaux anciens | 2 |
| | . Travaux récents | 3 |
| | b) Situation régionale | 4 |
| | . Pétrographie générale | 4 |
| | . Les séries métamorphiques et leur base granito- anatectique | 9 |
| | . Données chronologiques dans le dôme du Velay | 12 |
| | c) Situation locale | |
| | . Pétrographie | 15 |
| | . Lithologie originelle | 15 |
| | . Minéralogie | 17 |
| | . Conditions thermodynamiques du métamorphisme | 18 |
| 3- | But de l'étude | 18 |

1^{ère} PARTIEA- LITHOSTRATIGRAPHIE

| | | |
|----|--|----|
| 1- | Présentation de la carte "lithologique" | 21 |
| 2- | Les principaux faciès du complexe leptyno-gneissique stratifié et leurs relations | 22 |
| | a) Le granite clair et ses différents faciès | 23 |
| | b) Anatexites hololeucocrates à cordiérite et/ou grenat | 23 |
| | c) Leptynite nébulitique | 24 |
| | d) Le gneiss leptynique lité | 24 |
| | e) Leptynite ocellée à "biotite en larmes" | 25 |
| | f) Gneiss ocellé à rubans quartzeux | 25 |
| | g) Leptynite à spéroïdes micacés et muscovite | 32 |
| | h) Gneiss ocellé | 32 |
| 3- | Les métamorphites sombres | 33 |
| | a) Les amphibolites | 33 |
| | b) Gneiss fins | 34 |
| | c) Gneiss hétérogène sombre | 34 |
| | d) Anatexites sombres | 35 |

| | |
|---|----|
| 4- Les formations plutoniques | 35 |
| a) Granite homogène sombre | 35 |
| b) Granite à feldspath en tablettes | 36 |
| c) Granite à deux micas | 36 |
| d) Granite à cordiérite prismatique de Baudinet | 36 |
| e) Les vaugnérîtes | 37 |
| 5- Conclusions | |
| . Reconstitution lithostratigraphique | 45 |
| . La mobilisation | 47 |

B- ETUDE MICROSCOPIQUE DES DIFFERENTS ENSEMBLES

| | |
|---|----|
| 1- La lignée claire | 49 |
| a) Le granite hétérogène clair | 49 |
| b) Les anatexites hololeucocrates à cordiérite et/ou grenat. | 51 |
| c) La leptynite nébulitique | 56 |
| d) Le gneiss leptynique lité | 57 |
| e) La leptynite oeuillée | 61 |
| f) Le gneiss oeuillé | 65 |
| g) Le gneiss oeuillé à rubans quartzeux | 65 |
| h) Leptynite à sphéroïdes micacés | 68 |
| 2- Les roches basiques | 76 |
| a) Les amphibolites | 76 |
| b) Les pyroxénites | 78 |
| 3- Les gneiss fins | 80 |
| a) Le faciès massif | 80 |
| b) Le faciès lité | 82 |
| c) Le faciès schisteux | 83 |
| 4- Conclusions de l'examen microscopique de la lignée claire et des lentilles associées (amphibolites, gneiss fins)..... | 85 |
| a) Les textures microscopiques héritées de l'anatexie | 85 |
| b) Caractères microscopiques des minéraux liés à la mobili- sation | 85 |
| c) Comportement des minéraux felsiques | 86 |
| d) Comportement des minéraux dits réfractaires | 88 |
| e) Conclusion | 90 |
| 5- Les formations plutoniques | 91 |
| a) Le granite à deux micas | 91 |
| b) Le granite à cordiérite de Baudinet | 92 |
| c) Le granite homogène sombre | 93 |
| d) Le granite à feldspath en tablettes et cordiérite prismatique | 95 |

2ème PARTIE

A- INVENTAIRE STRUCTURAL

| | |
|--------------------------------|----|
| 1- Foliation et linéation..... | 97 |
|--------------------------------|----|

| | | |
|----|--|-----|
| 2- | Les plis mésoscopiques | 100 |
| | a) Localisation | 100 |
| | b) Style | 100 |
| | c) Caractère séquentiel et figures d'interférences | 102 |
| | d) Relation avec le boudinage | 102 |
| 3- | Les mégaplis | 102 |
| | a) Localisation | 102 |
| | b) Style | 103 |
| | c) Relations avec les mésoplis | 103 |
| | d) Problème d'un mégapli antérieur | 103 |
| 4- | Autres structures | 106 |
| | a) Les grandes ondulations | 106 |
| | b) Les failles | 106 |
| 5- | En résumé | 106 |

B- GEOMETRIE D'ORIENTATION

| | | |
|----|---------------------------|-----|
| 1- | Secteur de Baudinet | 107 |
| 2- | Reste du terrain | 109 |

C- PLACE DE LA DEFORMATION DANS L'EVOLUTION

| | | |
|----|--|-----|
| 1- | Relations avec le métamorphisme | 110 |
| | a) Le quartz | 110 |
| | b) Le plagioclase | 114 |
| | c) Le feldspath potassique | 114 |
| | d) La biotite | 115 |
| | e) La muscovite | 116 |
| | f) La hornblende | 116 |
| | g) La cordiérite | 117 |
| | h) La sillimanite | 117 |
| 2- | Relations avec la mobilisation | 120 |
| | a) A l'échelle cartographique | 120 |
| | b) A l'échelle de l'affleurement | 120 |
| | c) A l'échelle de la lame mince | 120 |
| | d) Conclusion | 121 |

D- CONCLUSION

3ème PARTIE

| | | |
|----|--|-----|
| 1- | Les différents objectifs de l'étude géochimique..... | 123 |
| 2- | Echantillonnage géochimique | 123 |

| | | |
|----|---|-----|
| 3- | Le problème de l'origine ignée ou sédimentaire des matériaux.. | 125 |
| | a) Choix des diagrammes dispersifs | 126 |
| | b) Diagramme de saturation en alumine par les feldspaths (SAF) | 126 |
| | c) Diagramme des roches totales (RT) : $0,7 \text{ SiO}_2 : ((\text{Fe}_2\text{O}_3)_t + \text{CaO} + \text{TiO}_2) : \text{Al}_2\text{O}_3$ | 128 |
| | d) Diagramme des alcalins (ALNK) : $\text{Al}/3 - \text{K} : \text{Al}/3 - \text{Na}$.. | 128 |
| | e) Diagramme AM : $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{MgO}$ | 133 |
| | f) Les diagrammes complémentaires : $\text{Qz} : \text{Ab} : \text{Or}$; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ | 133 |
| | g) Conclusion | 135 |
| 4- | Une origine ignée acide : volcanique ou plutonique | 137 |
| | A) L'hypothèse d'une origine volcanique | 137 |
| | a) Les travaux de Winchester et Floyds | 137 |
| | b) Les diagrammes $\text{Y}, \text{TiO}_2, \text{Nb}$ en fonction de Zr | 139 |
| | B) L'hypothèse d'une origine granitique | 141 |
| | a) Classification chimico-minéralogique | 143 |
| | b) Les variations des teneurs en éléments traces | 146 |
| | C) Conclusion | 146 |
| 5- | Les amphibolites du Vivarais occidental témoins d'un stade de distension crustale | 148 |
| 6- | Conclusion | 150 |

4^{ème} PARTIE

| | |
|--------------------|-----|
| Introduction | 151 |
|--------------------|-----|

A- L'EVOLUTION METAMORPHIQUE DES AMPHIBOLITES ET DES GNEISS FINS

| | | |
|----|---|-----|
| 1- | Minéralogie des amphibolites | 152 |
| | a) Les amphiboles | 152 |
| | b) Les pyroxènes | 157 |
| | c) Les grenats | 158 |
| | d) Les plagioclases | 160 |
| 2- | Conditions physiques | 160 |
| 3- | Les réactions d'équilibre dans les amphibolites | 163 |

| | | |
|----|--|-----|
| 4- | Minéralogie des gneiss fins | 165 |
| | a) Les biotites | 165 |
| | b) Les grenats | 167 |
| | c) Les plagioclases | 169 |
| | d) Les cordiérites | 169 |
| 5- | Conditions physiques | 169 |
| | a) Le géothermomètre grenat-biotite | 170 |
| | b) Le géobaromètre grenat-plagioclase | 171 |
| 6- | Les réactions d'équilibre dans les gneiss fins | 173 |
| 7- | Conclusion..... | 175 |

| |
|--|
| <p>B- LE METAMORPHISME DU COMPLEXE LEPTYNO-GNEISSIQUE ET L'INDIVIDUALISATION DE LA LIGNEE CLAIRE</p> |
|--|

| | | |
|----|--|-----|
| 1- | Etude minéralogique | 175 |
| | a) Le feldspath potassique | 175 |
| | * Les mégacristaux | 176 |
| | * Les perthites films | 178 |
| | b) Les plagioclases | 179 |
| | c) Les biotites | 179 |
| | d) Les grenats | 181 |
| | e) Le spinelle | 183 |
| 2- | Etude géochimique des faciès mobilisés | 185 |
| | a) L'apparition des faciès mobilisés correspond-t-elle à un isograde ? | 185 |
| | b) La séquence de fusion | 188 |
| | c) Les conditions physiques de l'anatexie | 191 |
| | * La température de début de fusion | 191 |
| | * L'intervalle de fusion | 193 |
| | * La pression | 194 |
| 3- | Les réactions | 196 |
| 4- | Conclusion..... | 197 |

| |
|--|
| <p>C- LES MOBILISATS HOLOLEUCOCRATES : CARACTERES GEOCHIMIQUES ET GENESE</p> |
|--|

| | | |
|----|---|-----|
| 1- | Caractères géochimiques des mobilisats hololeucocrates..... | 198 |
| 2- | Mode de genèse des mobilisats hololeucocrates..... | 201 |
| | a) Les trois stades de la fusion..... | 201 |

| | |
|--|-----|
| b) La formation des mobilisats hololeucocrates concordants | 207 |
| c) Extension à l'ensemble des mobilisats hololeucocrates.. | 207 |
| 3- Conclusion..... | 208 |

D- CONCLUSION

5ème PARTIE

ETUDE RADIOMETRIQUE DU GRANITE DE BAUDINET

| | |
|--|-----|
| Introduction..... | 211 |
| 1- Caractères géochimiques..... | 211 |
| 2- Etude radiométrique du granite de Baudinet..... | 213 |

CONCLUSIONS GENERALES

| | |
|---|--------|
| 1- Les empreintes de la phase hercynienne s.s. dans les matériaux clairs..... | 217 |
| 2- Caractéristiques du métamorphisme dans les matériaux sombres et roches basiques associées..... | 218 |
| 3- Géochimie et site de mise en place des roches parentes des métamorphites du Vivarais occidental..... | 218 |
| 4- Implications géodynamiques..... | 219 |
| a) Les hypothèses..... | 219 |
| b) Les contraintes géochimiques..... | 219 |
| c) Les contraintes pétrographiques et structurales..... | 220 |
| d) Hypothèse retenue..... | 220 |
| e) Implications régionales..... | 221 |
| CARTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR ETUDIE. (éch. 1/50000)..... | 223 |
| BIBLIOGRAPHIE..... | 225 |
| ANNEXES : Tableaux d'analyses des minéraux..... | A1-A8 |
| Tableaux d'analyses des roches..... | A8-A10 |

CARTE GEOLOGIQUE A 1/10000 DU SECTEUR DE BAUDINET
 CARTE LITHOLOGIQUE A 1/25000 DU SECTEUR ETUDIE
 CARTE STRUCTURALE A 1/25000 DU SECTEUR ETUDIE

Au terme de ces deux années, je suis heureux de pouvoir témoigner ici ma reconnaissance à tous ceux qui, de près ou de loin ont contribué au bon achèvement de ce mémoire :

- Monsieur le professeur M.CHENEVOY, qui m'a accueilli dans son laboratoire et à qui j'exprime ma plus vive reconnaissance pour ses nombreux et précieux conseils scientifiques.

- Monsieur M.GAY, qui par un dialogue de tous les instants, m'a patiemment guidé dans les problèmes structuraux, tant sur le terrain les jours de "grand vent", que durant l'évolution finale de ce mémoire.

- Monsieur J.L.DUTHOU, qui s'est intéressé à l'étude géo-chronologique.

- Messieurs A. AUTRAN et J.DIDIER qui m'honorent en acceptant de juger ce travail.

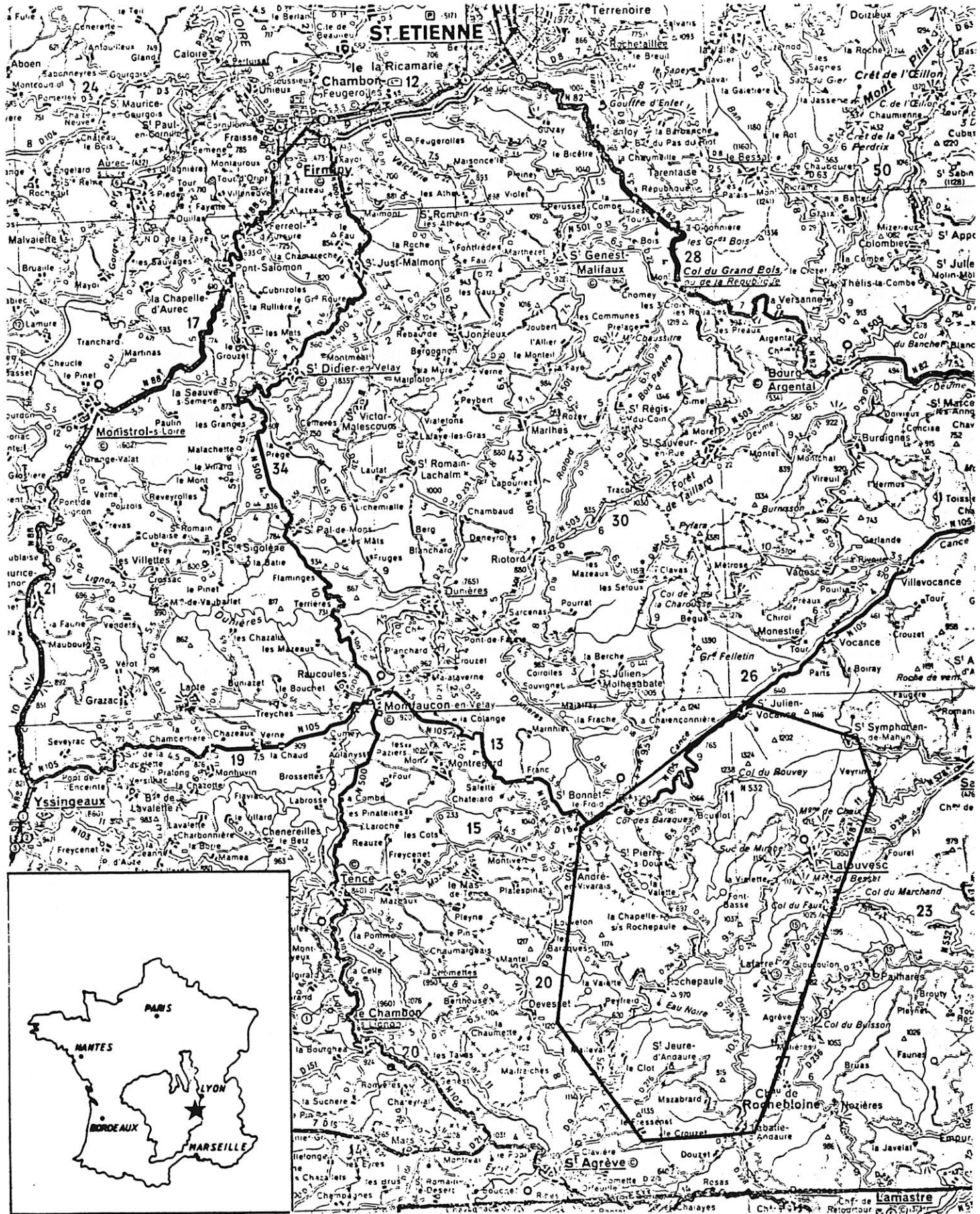
Mes remerciements vont tout naturellement aux nombreuses personnes dont j'ai eu à solliciter la compétence :

- Mademoiselle M.BOUDEULLE pour son aide minéralogique ; Messieurs B.BRIAND et J.M.LARDEAUX, Mademoiselle D.SANTALLIER pour leur collaboration bibliographique et les discussions fructueuses que nous avons eues ; Monsieur J.M.CARON qui a mis gracieusement à ma disposition le matériel de l'UA 726 et notamment l'ordinateur H.P.85 ; Messieurs D.COFFRANT et J.L.POTDEVIN pour leur disponibilité informatique.

- Tous ceux et celles qui ont contribué à la réalisation technique de ce travail : Madame H. TRUNDE qui a patiemment dactylographié la plus grande partie de ce Mémoire et ses nombreux tableaux ; Monsieur F.BERLANDI pour la qualité de ses lames minces dans des matériaux parfois difficiles ; Madame M.EMERY, Messieurs P.CAPIEZ et J.C.GERMANIQUE pour les analyses chimiques ; Monsieur N. PODEVIGNE pour son aide et ses conseils photographiques.

- Les différents collègues "thésards" dont la patience à parfois été mise à rude épreuve et qui, par leur jovialité ont toujours su prendre les choses du bon côté et m'ont beaucoup aidé : A.BOURGUIGNON, P.BRULA, N.MAILLET, J.MARTELAIN, B.MASMEJEAN, D.PILLET, P.PITIOT, P.VUAGNAT, sans oublier le soutien et la patience d'Emmanuelle, de la famille et de nos amis, sans qui cette thèse n'aurait pas vu le jour.

Localisation du secteur étudié



ST ETIENNE

Chambon 12

Fournier-Ville

St Didier-en-Velay

St Romain-Lachalm

Montfaucon-en-Velay

Yssingieux

Tence

Chambon

St Agrevé

St Genest-Malifaux

Col du Grand Bois

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

St Julien-Molhac

INTRODUCTION

1) Situation géographique

Les terrains granitiques et cristallophylliens étudiés dans ce mémoire se situent sur le rebord est du Massif Central, à l'Ouest de Tournon, dans la partie centrale des Cévennes septentrionales. Limité au Nord par la vallée de la Cance, au Sud par celle du Douzet, à l'Ouest par le rebord du plateau de Haute Loire et à l'Est par une ligne Labatie d'Andaure - le col du Faux - St-Symphorien-de-Mahum - St-Julien-de-Vocance (carte 1), le secteur cartographié couvre le centre de la feuille St-Agrève à 1/50.000e. C'est une zone d'environ 150 km², au relief accusé, faite de hautes croupes allongées culminant entre 1000 et 1300 m et séparées par de profondes vallées dont l'altitude varie de 850 à 500 m. L'ensemble de ces terres se situe à l'Est de la ligne de partage des eaux entre Méditerranée et Atlantique. Le réseau hydrographique qui les draine vers le Rhône s'est étendu à l'Ouest du fait de l'érosion régressive. Au Nord, les eaux s'écoulent vers la Cance et l'Ay, deux rivières parallèles calquées sur de grandes cassures de direction NE-SW. Le reste du terrain est drainé par le Doux, orienté ici grossièrement NNW, qui de sa source à Labatie d'Andaure tranche profondément "le complexe leptyno-gneissique stratifié" en fournissant d'excellentes conditions d'affleurement. De ce point de vue, les environs de Lalouvesc et surtout la vallée de la Cance sont très médiocres : c'est le domaine des "chirats". Ces éboulis de gros blocs qui couvrent le flanc et même le sommet de bon nombre de monts (suc de Combe Noire, suc de Salair, mont Chaix, suc de Boidel, suc de Mirabel, serre de Sardier) résulteraient de l'action conjuguée du gel, de la gravité et du froid sur des affleurements en domaine périglaciaire (Etlicher, 1977).

2) Situation géologique

a) Situation générale

● Travaux anciens

Pour Demay (1948), les environs de St-André-en-Vivarais et les montagnes de Lalouvesc constituent des lambeaux tectoniques. Il y distingue trois nappes cristallophylliennes superposées (carte 2) séparées les unes des autres par une frange continue laminée ou mylonitique et par des injections granitiques. Enracinées sous le Houiller stéphanois, ces nappes chevaucheraient vers le Sud un socle autochtone de gneiss migmatitiques.

Cette théorie mobiliste, étendue à l'ensemble du Massif Central, est rejetée dès 1954 par Jung. Celui-ci, conservant à l'échelle du Massif Central un dessin architectural voisin, distingue un domaine septentrional qu'il dénomme "Noyau arverne" cerné par un domaine dit des "chaînes périphériques".

Cette distinction, reprise par Roques (1971) est précisée par Chenevoy et Ravier (1971-1977) à la suite de leurs travaux sur le métamorphisme dans le Massif Central. Les terrains cristallophylliens de ce massif seraient à rapporter à deux ensembles métamorphiques et structuraux différents (carte 3) :

- le Noyau arverne serait formé par des séries stratigraphiques anté-dévonniennes modelées par un métamorphisme de moyenne pression de type barrovien. Sa base, migmatisée, correspondrait aux célèbres "gneiss d'Aubusson". La structuration majeure de ce noyau se serait faite au cours du cycle cadomien.
- les domaines périphériques s'identifieraient à deux ensembles : l'ensemble ruténo-limousin et la ceinture cévenole.

A l'ensemble ruténo-limousin sont rapportées les séries métamorphiques de la partie ouest du Massif Central (Bas Limousin, Rouergue, Lot). Ces séries reposeraient sur les matériaux du noyau arverne et leur surface limite aurait valeur de discordance stratigraphique. Elles doivent leurs caractères à un métamorphisme de moyenne pression, d'âge probablement calédonien.

CARTE GÉOLOGIQUE

des montagnes de la Louvesc
et des lambeaux du Vivarais.



Gneiss ocellés du Pilat.

Gneiss ocellés supérieurs des lambeaux du Vivarais.

Gneiss à mica noir, amphibolites et granite de Pourcu-
dière. Gneiss à mica noir, amphibolites et granite de
la série moyenne des lambeaux du Vivarais.

Gneiss ocellés des Trois-Dents.

Gneiss ocellés inférieurs des lambeaux du Vivarais.

Substratum granitique et gneissalique du complexe
tectonique cévenol.

Contact lithologique ou stratigraphique normal.

Surface de poussée ou de charriage.

— 3 —

NOTE. — Les granites (gneiss à deux micas) sont postérieurs à
la phase essentielle des mouvements hercyniens et n'ont pas été
figués pour que le dessin tectonique soit plus clair.

Échelle : 1/80.000

Carte 2 d'après DEMAY (1932)

ST AGREVE

Dans la ceinture cévenole (Cévennes, Montagne Noire, Albigeois), l'évolution aurait été pour ses débuts comparable à celle de l'ensemble ruténo-limousin, mais les marques essentielles y sont dues à un métamorphisme de basse pression (cordiérite, andalousite) d'âge hercynien moyen.

Dans ce schéma, les divers éléments du domaine granito-gneissique du Vivarais sont répartis entre deux séries métamorphiques (Chenevoy, 1973) (carte 4) :

- . la Série du Vivarais oriental qui présente les caractères lithostratigraphiques et métamorphiques types des séries du Noyau arverne ;
- . la Série du Vivarais occidental qui, par ces mêmes caractères, a sa place au sein de la ceinture cévenole.

Notre étude intéresse principalement des formations de la Série du Vivarais occidental.

● Travaux récents

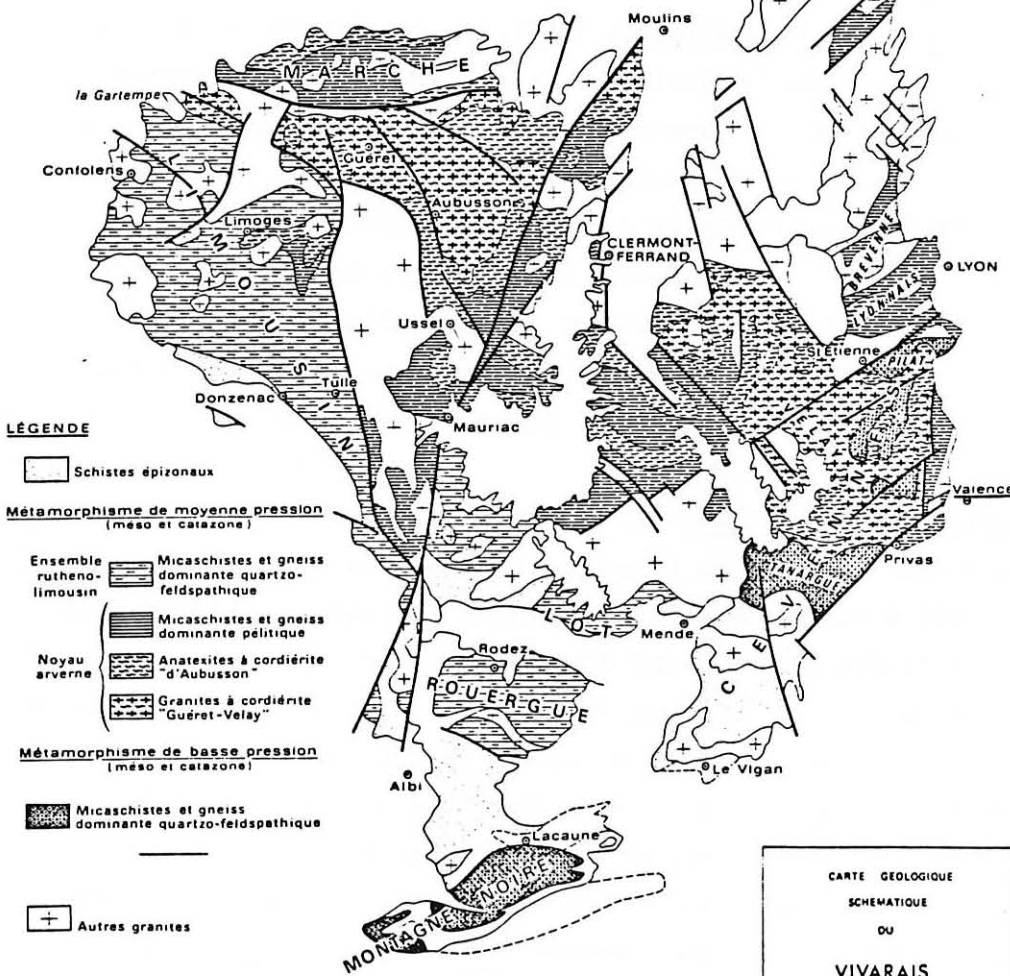
Les études structurales et de géochronologie isotopique effectuées durant les dix dernières années ont conduit à modifier largement ce schéma d'évolution tectono-métamorphique du Massif Central (cf Pitiot, 1984). Toutefois, les mesures géochronologiques récentes effectuées par Levêque (1985) dans le Rouergue relancent la discussion sur l'évolution antéhercynienne de cette région. En proposant un âge de mise en place antécambrien (600 ± 10 MA) pour un granite (orthogneiss des Palanges) à tendance alcaline nette, cet auteur démontre la présence, dans le Massif Central, d'un socle structuré lors de l'orogénèse cadomienne. Le problème de la nature des terrains dans lesquels se sont insérés les granites ensuite orthogneissifiés dont l'âge radiométrique (545-410 MA) est réputé être celui de leur mise en place (Duthou et al., 1984) semble donc résolu. Par conséquent, l'évènement métamorphique rapporté au Dévonien (Cantagrel, Duthou, Bernard Griffiths, 1978) n'est pas le premier épisode de l'évolution tectono-métamorphique du Massif Central. Le cycle varisque se surimpose à une structuration précambrienne dont l'empreinte reste à ce jour indéfinie. Des études structurales ont précisé les caractères de l'évolution hercynienne du Massif Central ; deux évènements tectono-métamorphiques ont été décrits :

- 5 -
**LES GRANDS ENSEMBLES CRISTALLOPHYLLIENS
 DU MASSIF CENTRAL**

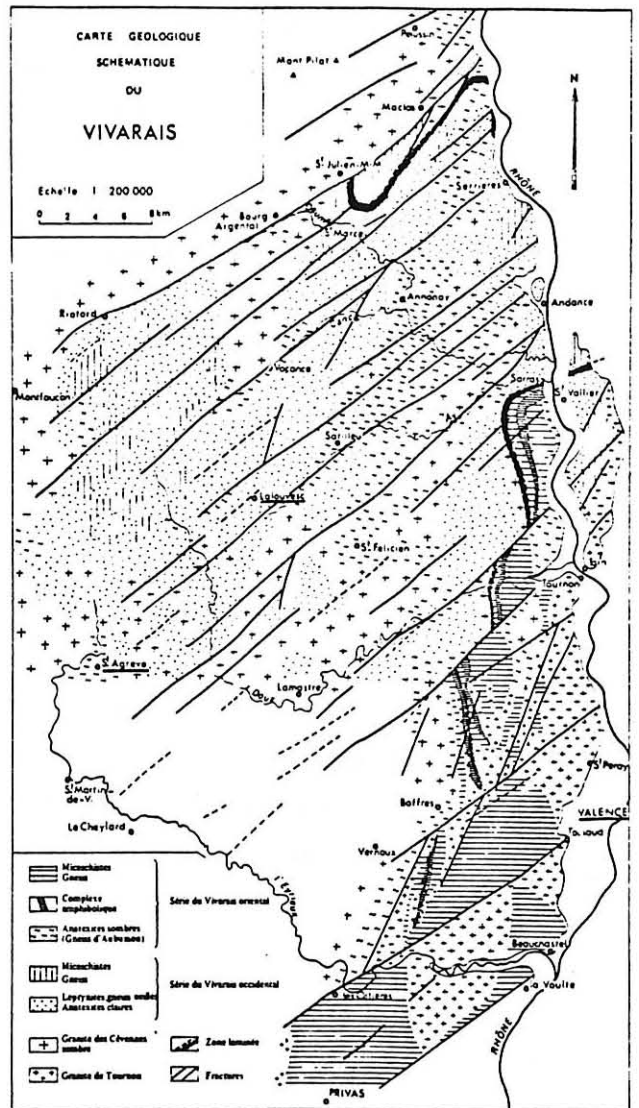
(Ce sont les paragenèses anciennes qui ont été indiquées lorsque les recristallisations postérieures permettent de les reconnaître.)

0 50 100 km

Carte 3 d'après
**CHENEVOY et
 RAVIER (1971)**



**Carte 4
 d'après CHENEVOY (1977)**



- l'un, éohercynien (anté-Viséen supérieur), correspond à la phase acadienne des Appalaches (Autran et Peterlongo, 1980). Il aurait conduit à la structuration de terrains cambro-ordoviciens et au remodelage de matériaux précambriens, les uns et les autres encore non dissociés dans ce qui a été qualifié antérieurement de Noyau arverne et d'ensemble ruténo-limousin. Les transformations métamorphiques de caractère barrovien auraient alors été fréquemment précédées par un stade granulitique de haute pression, l'ensemble s'inscrivant dans l'évolution continue d'un bâti en cours de remontée. Le passage des conditions de haute pression aux conditions barroviennes coïnciderait avec le développement de la foliation régionale.

- l'autre, hercynien sensu stricto, se serait déroulé de la fin du Viséen au Carbonifère dans la ceinture cévenole. Ce n'est qu'en cette région que se serait alors développé un métamorphisme de basse pression à fort gradient de température, accompagné d'une restructuration tectonique marquée par une schistosité sub-horizontale. Dans la partie nord de cette région, ce métamorphisme se serait surimposé au métamorphisme éohercynien. Enfin, on observe une migration vers le Sud et le Sud-Ouest de l'âge et de l'intensité des événements tectono-métamorphiques, les formations méridionales (Montagne Noire) étant les moins métamorphiques et celles dont la structuration est la plus récente (Autran et Peterlongo, 1980).

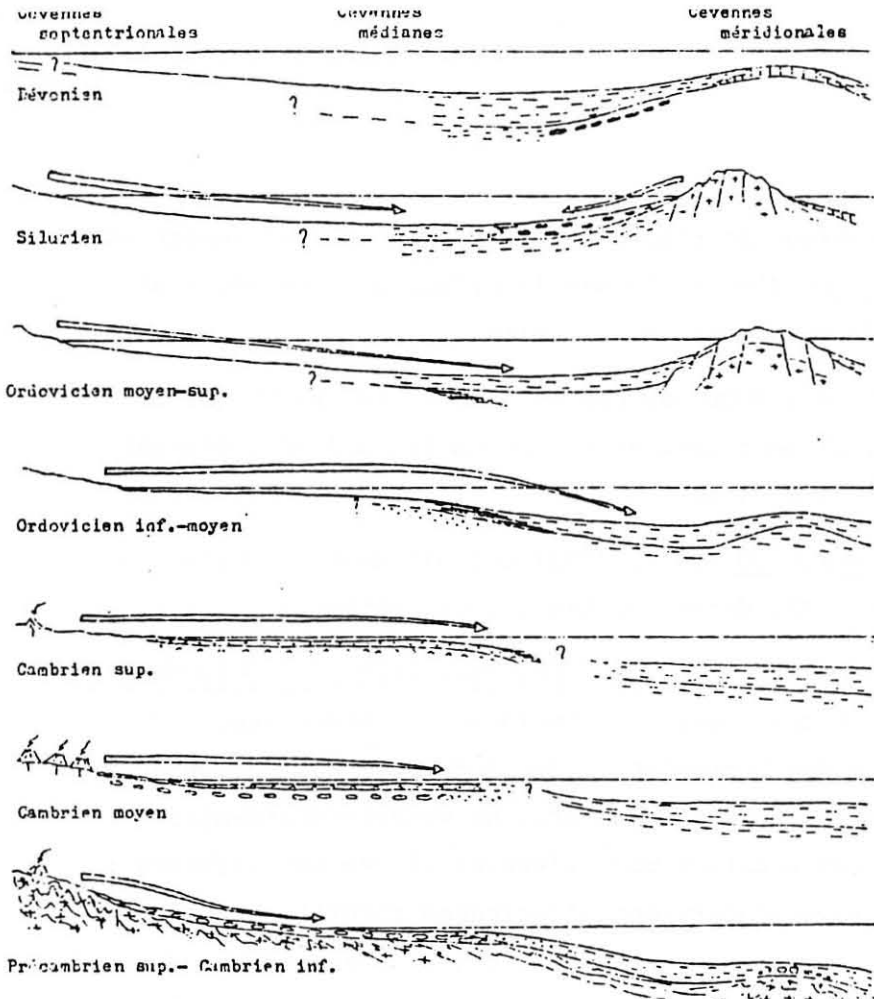
Ces observations, qui ont permis à différents auteurs d'établir un parallélisme entre l'évolution du Massif Central et celle des Alpes (Burg et Matte, 1978 ; Autran et Peterlongo, 1980 ; Autran et Cogné, 1980 ; Bard et al., 1980) ne modifient pas le découpage du domaine granito-gneissique du Vivarais proposé par Chenevoy (1973).

b) Situation régionale

● Pétrographie générale

- Dès les premières études cartographiques, Bertrand-Roux (1823), Malbosc (1848) et Pascal (1865) distinguent dans le Velay deux grands ensembles :

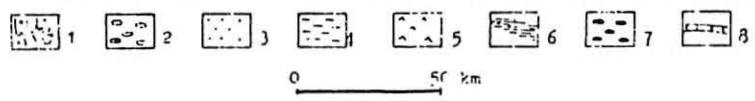
- . un ensemble à cordiérite et biotite, faciès complexe riche en enclaves ;
- . des formations quartzofeldspathiques.



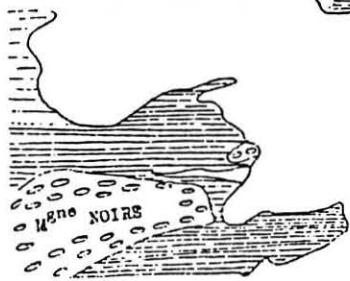
Coupe d'après WEISBROD (1970)

Evolution anté-orogénique des Cevennes médianes, dans l'hypothèse d'une série paléozoïque.

- 1, socle cadomien; 2, série de piec mont (gneiss oillés); 3, formations schistogréseuses paraliques (gneiss et micaschistes); 4, formations schistogréseuses de type flysch (série cévenole); 5, volcanisme acide (leptynites); 6, formations de passage (micaschistes alumineux); 7, conglomérats, etc.. (série de Joyeuse); 8, calcaires et dolomies.



Carte 5: Esquisse géologique du Sud Est du Massif Central (WEISBROD 1970)



- Pascal (1865) remarque le passage progressif entre le granite et les gneiss, tandis que Tournaire (1869) signale la présence de roches basiques surmicacées et de filons de granite à muscovite.

- Demay (1932,1948) distingue au dessus d'un socle granitique et gneissique des unités principalement tectoniques de gneiss ocellés, d'amphibolites et de gneiss à micas noirs (carte 2).

- Plus récemment, Weisbrod (1967, 1970) définit dans les Cévennes méridionales (carte 5 , coupe 1), de bas en haut, trois séries :

* une série catazonale de basse pression, dite Série Ardéchoise.

L'auteur y décrit trois unités lithologiques superposées : des gneiss ocellés ; des leptynites ; des amphibolites, gneiss et micaschistes. Elles auraient une origine volcano-sédimentaire ; les gneiss ocellés seraient pour l'essentiel des méta-arkoses ; les leptynites représenteraient d'anciennes rhyolites et autres volcanites acides ; les amphibolites et gneiss associés correspondraient à des venues volcaniques basiques intercalées d'épisodes de sédimentation détritique fine.

* une série méso- à épizonale, dite Série Cévenole relayerait la précédente au Sud. Elle débute par un épais ensemble de mica-schistes (micaschistes de la Beaume) relayés par les schistes rubanés de la Drobie surmontés eux-mêmes par les schistes des Cévennes. Tout cet ensemble dériverait de flysch pélitique, peu dégradé et peu évolué.

* une série épizonale, dite de la Joyeuse, formée de schistes amygdalaires. Interstratifiée dans la précédente à l'Est, elle dériverait de formations intermédiaires entre un wildflysch et un hyperflysch ou flysch grossier et serait sans doute plus proche de ce dernier.

- A la suite des différentes études de 3ème cycle réalisées dans les Cévennes, Chenevoy (1973) intègre les deux faciès granitiques décrits dans le Velay par Didier (1964) à deux lignées pétrographiques, l'une sombre et l'autre claire. Ces deux lignées, qui vont d'un pôle granitique à un pôle ectinique auraient des relations de type socle-couverture. Leurs constituants principaux sont :

■ lignée sombre

- + granite sombre à biotite ou cordiérite nodulaire, dit granite du Velay sensu stricto (Chenevoy et Ravier, 1977) ;
- + anatexites sombres à cordiérite, comparables aux gneiss d'Aubusson de l'Ouest du Massif Central ;
- + métapélites de la série métamorphique de moyenne pression du Vivarais oriental.

■ lignée claire

- + granite clair à cordiérite en châtaignes, dit granite des Cévennes ;
- + anatexites claires à cordiérite et/ou grenat ;
- + formations quartzofeldspathiques de la série métamorphique de basse pression du Vivarais occidental.

● Les séries métamorphiques et leur base granito-anatectique

La Série du Vivarais Oriental

Principalement représentée dans la synforme d'axe N-S qui s'étend de Sarras à Privas, elle a été décrite en 1973 par Chenevoy (fig. 1). A l'origine, il s'agirait d'une succession de pélites argileuses ou argilo-quartzueuses, de produits volcaniques basiques et de sédiments flyschoides. Ces matériaux ont été transformés par un métamorphisme de pression moyenne en une puissante série cristallophyllienne où s'observe la succession d'isogrades + Biotite, + Almandin, + Staurotide, + Disthène, + Sillimanite, + Cordiérite.

D'après Chenevoy et Ravier (1977), les anatexites sombres à cordiérite qui forment le plancher des faciès à sillimanite de la partie basale seraient l'expression profonde, anatectique, du métamorphisme barrovien.

La Série du Vivarais occidental

De faible épaisseur, elle est représentée par des panneaux (St-Marcel-les-Annonay, Le Cheylard, Pyfara, Lamastre, Pouzat) qui flottent sur les matériaux granito-gneissiques du Vivarais. Définie au Nord dans la synforme de St-Marcel-les-Annonay (fig. 2), la série est rarement complète :

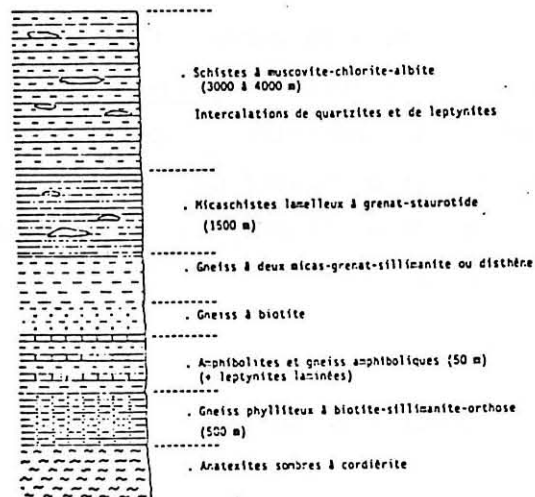


Fig.1: Série type du VIVARAIS ORIENTAL
(CHENEVOY 1973)

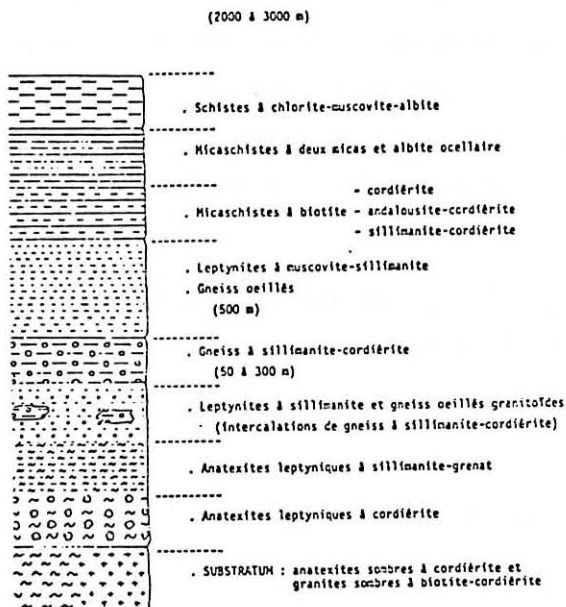


Fig.2: Série type du VIVARAIS
OCCIDENTAL (CHENEVOY 1973)

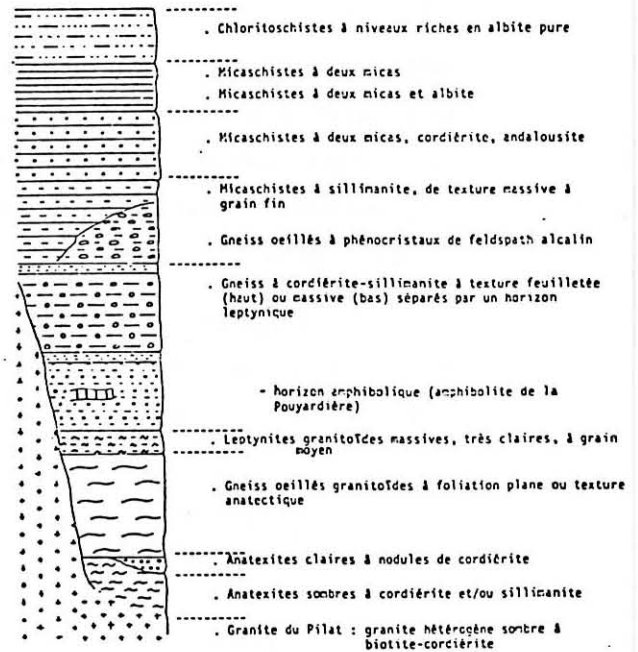


Fig.3: Série type du PILAT
(CHENEVOY 1970)

on y observe fréquemment le granite sombre à biotite du substratum au contact de l'horizon gneissique médian ; de même, la partie supérieure micaschisteuse a généralement été enlevée par l'érosion. Au Sud, dans les panneaux du Pyfara, de Lalouvesc et de Rochepaule, mais également dans les régions du Cheylard et de Lamastre, des amphibolites s'intercalent dans l'horizon gneissique médian.

Rattachée par ses caractères lithostratigraphiques et métamorphiques à la Série du Pilat (fig. 3), elle aurait la même nature originelle volcano-sédimentaire acide. Ces deux séries sont rapportées à la zone de métamorphisme de basse pression à caractère essentiellement thermique qui cerne le dôme granito-migmatitique du Velay et où un gradient géothermique de 55°C/km a été estimé (Weisbrod, 1970 ; Chenevoy et Ravier, 1971).

Le granite du Velay s.l.

On regroupe généralement sous cette expression les deux faciès granitiques du Velay s.s. et des Cévennes (Chenevoy et Ravier, 1977) qui s'observent à la base des séries métamorphiques du Vivarais oriental et occidental. Ce granite du Velay s.l. constitue le plus grand massif granitique français (6000 km²) dont le domaine d'extension est connu sous le terme de "dôme du Velay". Un caractère à peu près constant de ce domaine est la présence de cordiérite.

Ce minéral se rencontre sous trois habitus principaux :

- * prismatique, la cordiérite est décrite dans le granite du Velay s.s. ;
- * en globules, elle est connue dans le complexe granito-anatectique sombre où elle grêle la roche ;
- * nodulaire, elle est entourée d'une auréole hololeucocrate et caractérise les formations granito-anatectiques claires. Ce sont les "pattes de chien" décrites par Beurrier (1976) et Passeron (1976) dans les Cévennes.

Son origine est discutée. Si les auteurs s'accordent pour une origine

magmatique de la cordiélite prismatique, il n'en est pas de même pour ses autres habitus. Considérée soit comme un résidu de l'assimilation des roches par le granite (Boule, 1892 ; Brousse, 1957 ; Weisbrod, 1962), soit comme un minéral symptomatique de conditions physiques précises (Didier, 1964 ; Chenevoy, 1973), la cordiélite a été interprétée comme métasomatique par Dupraz (1983). Ce mécanisme de formation, déjà envisagé par Passeron (1976) pour certaines cordiélites liées à des diaclases, est étendu par Dupraz (1983) à l'ensemble des cordiélites nodulaires. Ce dernier pense donc la cordiélite tardive par rapport à l'anatexie vellave.

Weisbrod (1970), pour sa part, conçoit la cordiélite, "résidu de fusion", comme contemporaine de la formation du granite du Velay. Il pense que la granitisation vellave est due à un phénomène rhéologique avec recristallisation de la roche à l'état pâteux, sans fusion, sous l'effet de contraintes.

Didier (1964) et Chenevoy (1973) envisagent une origine anatectique : *le granite des Cévennes serait le résultat de la fusion de la partie basale de la Série du Vivarais occidental ; le granite du Velay s.s. aurait pour origine la palingénèse des anatexites sombres.*

- Données chronologiques dans le dôme du Velay

Chronologie relative

L'évènement le plus ancien reconnu dans le Vivarais est celui qui a formé la Série du Vivarais oriental : c'est le métamorphisme de moyenne pression, caractéristique du Noyau arverne. Il a conduit, à la base de la série, à des roches anatectiques assimilées aux gneiss d'Aubusson. Puis, dans l'environnement immédiat du dôme du Velay, ces terrains métamorphiques de moyenne pression ont été repris par un métamorphisme de basse pression.

Mais, dans la Série du Vivarais occidental et dans celle, plus au Nord du Pilat, seule cette dernière phase de métamorphisme est aujourd'hui reconnaissable. Aucune trace de métamorphisme barrovien n'y a été signalée.

Ce caractère spécifique des matériaux de la lignée claire conduit à plusieurs hypothèses :

- * Nous n'envisagerons pas l'hypothèse de Demay (1942) qui voyait dans les Cévennes un empilement de nappes. Les travaux de Lapadu-Hargues (1955) et Chenevoy et Ravier (1963) ont montré le jeu vertical à subvertical des accidents réputés tangentiels par Demay.
- * Chenevoy envisage que les matériaux de la lignée claire appartiennent à une série de couverture : d'origine volcano-détritique acide, ils se seraient déposés sur un substratum sombre déjà structuré par le métamorphisme barrovien. Ils seraient structurés tardivement par le métamorphisme de basse pression.
- * Didier pour sa part considère le Velay comme un secteur banal du Massif Central (Dupraz, 1983). L'anatexie vellave lui aurait conféré tardivement son originalité en reprenant des terrains tous déjà métamorphiques : les matériaux cristallophylliens vellaves auraient, d'après les auteurs cités, une histoire polymétamorphique. Les conclusions des récentes études de Pitiot (1984) à la limite des domaines du Lyonnais et du Pilat vont dans le sens de cette hypothèse : ... "il existe une possibilité que la Série du Pilat ait une histoire polymétamorphique compte tenu de la continuité géométrique entre domaine lyonnais et domaine du Pilat" ...

Chronologie absolue

- Les études radiochronologiques récentes, réalisées généralement sur roche totale par la méthode Rb-Sr, permettent de cerner les âges de quelques évènements.

- . Ainsi, il semble acquis que l'anatexie vellave est tardi-westphalienne. Les granites anatectiques clairs qui en sont le produit principal ont livré un âge de 298 ± 8 MA, et les granites tardi-migmatiques qui scellent son achèvement ont été datés de 274 ± 7 MA (Caen Vachette et al., 1982 ; Durand, 1976). Cette histoire est cohérente avec l'évolution thermique de la série métamorphique du Pilat telle que l'a retracée Pitiot (1984) à partir de l'étude structurale et géochronologique d'un granite syntectonique et des leucogranites inclus dans cette série. Cette évolution aurait débuté par une anatexie profonde à 322 MA et se serait terminée vers 288 MA par la fusion des leptynites parentes des granites à deux micas.

Ces âges sont comparables à ceux de nombreux granites syntectonique du Massif Central et du domaine armoricain (Autran et Peterlongo, 1980 ; Gay et al., 1981 ; Diot et al., 1983).

- . Le métamorphisme de moyenne pression dont les effets sont visibles en Vivarais oriental n'y a pas été daté. Par analogie avec les régions ouest du Massif Central où l'anatexie qui a affecté la partie basale des séries barroviennes a été datée à ≈ 400 MA, il est rapporté par certains (Autran et Peterlongo, 1980), à la phase acadienne éohercynienne.
- . Enfin, un âge de 550 MA a été obtenu (Caen Vachette, 1979) sur les leptynites du Pilat qui sont sans doute des métarhyolites (Chenevoy, 1973). Cet âge est interprété comme celui de la mise en place du protolite.

c) Cadre local

Les premiers travaux détaillés dans l'environnement immédiat de notre secteur d'étude ont été effectués par Pittion (1971) et Molina (1973). S'appuyant sur la cartographie à 1/50.000e de la totalité de la feuille St-Agrève et d'une partie de celle d'Annonay au Nord, ces auteurs ont tracé les grands traits géologiques de notre terrain

● Pétrographie

C'est un domaine entièrement inclus dans la Série du Vivarais occidental. Les formations feldspathiques y sont dominantes et forment un ensemble stratifié qui passe progressivement à sa base à des anatexites et des granites clairs, le tout correspondant à la lignée claire définie en 1973 par Chenevoy. Vers son sommet, l'ensemble stratifié inclut des lentilles d'amphibolites et de gneiss fins que Demay (1948) reliait jadis à la nappe de la Pouyardière.

Seuls témoins de la lignée sombre, on trouve quelques panneaux d'anatexites sombres à cordiérite liés spatialement à des massifs de granites intrusifs (granite à feldspath en tablettes, granite hétérogène sombre).

Enfin, un granite à deux micas forme quelques massifs allongés au sein de ces formations feldspathiques.

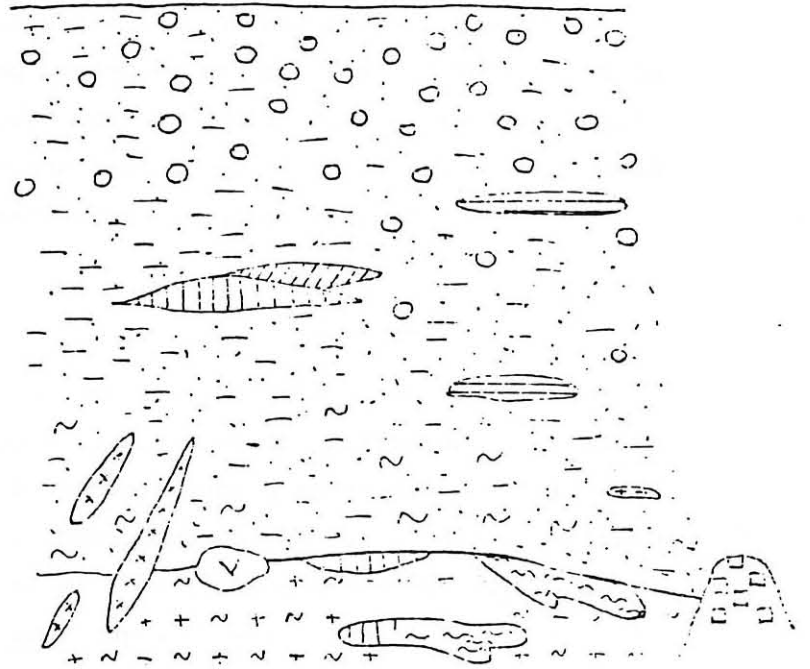
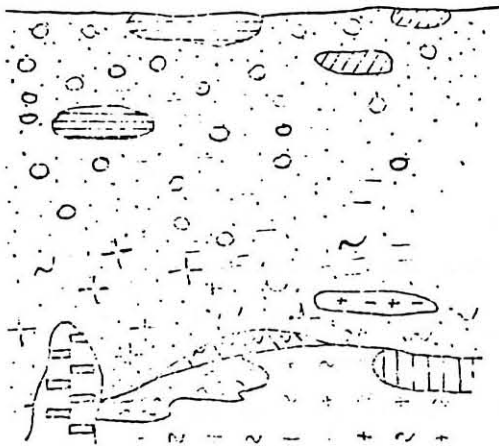
Ces faciès et leur disposition schématisée par Molina (fig. 4) ont été retrouvés plus au Sud sur la feuille Lamastre par Passeron (1976), Beurrier (1976) et Durand (1976).

● Lithologie originelle

Les études géochimiques menées par ces différents auteurs laissent supposer pour les formations feldspathiques une origine volcano-sédimentaire : ancien matériel rhyolitique calco-alkalin, remanié ou non, il pourrait s'agir d'une alternance d'anciennes coulées rhyolitiques et de niveaux détritiques peu dégradés déposés sur un socle métapélitique non visible dans le secteur qui nous intéresse. Les gneiss fins inclus dans les quartzo-feldspathites seraient d'anciennes grauwackes déposées dans des conditions particulières au sein du complexe volcano-sédimentaire acide. Quant aux amphibolites, habituellement associées à ces gneiss fins, elles sont séparées en deux









W

E



100 m

FELDSPHATIQUES

-  Gneiss Fins
-  Gneiss Hétéroènes
-  Amphibolites
-  Faciès Granitique
-  " Plissoté.
-  " Rubané.
-  " Cellé
-  Amphibolites Sombres.








-  Amphibolites Claires.
-  Granite Fondamental.
-  " à Feldspates en Tablettes
-  " " Prismatiques
-  " à deux Micas
-  " à biotites planaires.
-  Syenite

Fig. 4: Schéma lithostragaphique d'après MOLINA (1973)

groupes par Youssif (1980) : les unes, qui sont les amphibolites en bancs, seraient un matériau mixte d'origine volcano-sédimentaire à intercalations tufacées ; les autres, qui sont les amphibolites en massifs, seraient d'anciens basaltes transitionnels.

● Minéralogie

Les grenats analysés par nos prédécesseurs ont été extraits des différents faciès de la lignée claire. Les cordiérites et les biotites proviennent également des matériaux de cette lignée, mais aussi d'anatexites et de granites sombres.

* Le grenat, abondant dans les faciès anatectiques des formations feldspathiques peut y être associé à la cordiérite. Tous les grenats analysés par Molina, Passeron, Sahuc et Serrano sont des almandins pauvres en pyrope mais riches en spessartine (10 %). Ils se sont développés en équilibre avec biotite, sillimanite et orthose.

* La biotite

Les biotites analysées dans tous les faciès granito-gneissiques sont ferreuses ou à tendance ferreuse. D'après les positions dans le diagramme de Heinrich (1948), ce sont toutes des biotites de granite. Cependant, celles des anatexites sombres et du granite hétérogène ont une richesse en alumine qui les situe près du domaine des biotites métamorphiques (Beurrier, 1976) ; une hypothèse est qu'il s'agit de biotites paragneissiques dont l'anatexie aurait modifié la composition leur conférant des affinités granitiques. Si on relie leur composition à la paragenèse (Nockolds, 1974), les biotites du granite des Cévennes sont dans le champ des biotites associées à la muscovite, minéral absent mais remplacé ici par la cordiérite en tant que minéral alumineux.

* La cordiérite

Dans le secteur étudié elle peut, suivant le faciès, présenter tous les habitus déjà décrits.

L'ensemble des analyses dont on dispose révèle que la composition des cordiérites, qu'elles soient extraites de la lignée claire ou de la lignée sombre, varie peu : elles sont toujours ferreuses, leur indice de ferruginosité variant de 50 % pour les cordiérites de la lignée sombre (Beurrier, 1976) à 60 % pour celles de la lignée claire (Passeron, 1976).

● Conditions thermodynamiques du métamorphisme

Le caractère ferreux des biotites et des cordiérites ainsi que la richesse en manganèse du grenat évoquent pour tous ces minéraux une cristallisation dans des conditions de basse pression. Les valeurs de cette pression, pour des températures catazonales sont, suivant les auteurs, les suivantes en ce qui concerne les matériaux clairs :

| | P (kb) | T (°C) |
|---|--------|---------|
| Molina (1973) | 1,5 | 710 |
| Beurrier } Passeron } (1976) Durand } | 3-3,5 | 660-700 |
| Serrano (1979) | 3,3 | 660-720 |

Pour la formation des matériaux granito-anatectiques sombres, les résultats sont :

| | P | T |
|-----------------|-----|---------|
| Beurrier (1976) | 3-5 | 665-700 |
| Serrano (1979) | 2-4 | 690-740 |

Les conditions P-T de l'anatexie dans le domaine vivarois sont donc en accord avec celles généralement admises pour la formation du dôme du Velay : P = 3 kb pour T = 650-700°C (Weisbrod, 1970 ; Zimmermann, 1981 ; Dupraz, 1983).

3) But du travail

Ce travail se propose de préciser l'évolution tectono-métamorphique de la Série du Vivarais occidental et son insertion dans l'histoire du Massif Central telle qu'elle est actuellement envisagée.

Dans un premier temps, nos recherches ont été menées sur le terrain :

- La cartographie à 1/25.000 d'une partie de la feuille de St-Agrève

où dominant "les formations feldspathiques stratifiées" nous a permis de redéfinir la "lignée claire" qu'envisageaient Passeron (1976) et Chenevoy (1979) plus au Sud, sur le territoire de la feuille Lamastre (1ère partie).

- Une étude structurale poussée a été réalisée dans un secteur susceptible d'apporter des informations sur les caractères et la chronologie relative des événements qui ont marqué les diverses formations (2ème partie).

- Ces deux opérations nous ont permis de réaliser un échantillonnage homogène dans le double but de préciser l'origine anté-métamorphique de la série et de caractériser son évolution métamorphique.

Ainsi, dans un deuxième temps, le travail de laboratoire a été orienté selon quatre directions :

- Une étude microscopique détaillée a permis de compléter les observations macroscopiques faites sur le terrain. Elle nous a conduit à reconnaître le rôle primordial qu'a joué l'anatexie vellave dans l'individualisation de la lignée claire (1ère partie) et permet de déterminer les relations cristallisation-déformation-granitisation (2ème partie).

- A l'aval de ces observations micrographiques, une étude minéralogique détaillée a été entreprise (4ème partie). Portant sur les minéraux des amphibolites des gneiss fins et des faciès de la lignée claire, elle nous a permis, par l'application de divers géothermobaromètres, de définir les conditions métamorphiques paroxysmales enregistrées par l'ensemble amphibolites-gneiss fins d'une part et par la lignée claire d'autre part. Nous appuyant alors sur des données géochimiques et mettant l'accent sur les faciès mobilisés et quelques néosomes, nous avons caractérisé l'évènement thermique responsable de la structuration de la lignée claire.

- Une étude géochimique (majeurs + traces), portant sur les matériaux peu mobilisés de la lignée claire et sur les amphibolites, a permis, à l'aide de diagrammes classiques, de déterminer l'origine antémétamorphique probable de ces matériaux (3ème partie).

- Une étude radiochronométrique, menée en collaboration avec l'Université de Clermont-Ferrand, a porté en particulier sur un granite syn- à tardi P3 intrusif dans la lignée claire (5ème partie).

L'objectif final de ce mémoire est de reconnaître l'évolution géodynamique de la région considérée, en intégrant nos résultats et les données de la littérature.

Iere PARTIE



A. LITHOSTRATIGRAPHIE

1) Présentation de la carte lithologique (carte synthétique p.223)

Dans le secteur d'étude, deux régions limitées par une ligne Molières (x = 771 ; y = 308) Malleval (x = 765 ; y = 308) peuvent être distinguées du point de vue lithologique.

- Au Nord, un vaste domaine où dominant les "formations feldspathiques stratifiées". Ces formations décrivent à l'échelle du terrain une vaste antiforme dont l'axe de direction N20 plonge faiblement au Nord. Décrites par Pittion (1971) et Molina (1973), elles sont connues au Sud sur la feuille Lamastre où Chenevoy (1979) les baptise "complexe leptyno-gneissique stratifié". Ici comme là-bas, ce complexe inclut des niveaux d'amphibolites et de gneiss fins, précieux niveaux repères et marqueurs structuraux. Ainsi, dans le secteur de St-André-en-Vivarais (x = 764 ; y = 314), les amphibolites nous permettent d'appréhender la structure régionale : elles sont déformées par des plis d'amplitude plurihectométrique, déversés à l'Est, dont les axes plongent généralement d'une vingtaine de degrés au Nord-Nord-Ouest. Cette structure se prolonge sur toute la bordure occidentale du terrain à la limite du plateau de Haute Loire.
- Au Sud, on passe progressivement à des anatexites et des granites clairs qui forment la base du complexe leptyno-gneissique stratifié (Passeron, 1976 ; Chenevoy, 1979). Ils marquent le coeur de l'antiforme et, à l'Est comme à l'Ouest, cèdent progressivement la place aux formations feldspathiques stratifiées mais peuvent parfois prendre place dans des niveaux supérieurs du complexe.

D'importants massifs de granites intrusifs se disposent çà et là dans les métamorphites :

- le granite leucocrate à cordiérite prismatique, intrusif à Malleval, voit ses contours engagés dans des plis métriques à Baudinet ;

- le granite à feldspaths en tablettes associé à des anatexites sombres recoupe toute la série ; il présente parfois un faciès homogène sombre dépourvu de tablettes feldspathiques ;
- le granite à deux micas, souvent associé spatialement au granite à feldspaths en tablettes, se présente généralement en massifs allongés Est-Ouest.

En outre, des vaugnérites et roches assimilées, spécialement abondantes à Molières, se disposent au sein du complexe leptyno-gneissique en petits massifs d'apparence intrusive ou en essais d'enclaves.

2) Les principaux faciès du complexe leptyno-gneissique stratifié et leurs relations

Les roches métamorphiques essentiellement quartzofeldspathiques couvrent 70 % du secteur étudié et appartiennent au "complexe leptyno-gneissique stratifié". Cette expression s'applique à un ensemble de faciès, généralement ordonnés en bancs irréguliers à limites floues, qui vont d'un pôle ectinique à un pôle granitique et comportent toute une suite de roches de degré de migmatisation variable. Toutes possèdent d'ailleurs des caractères communs et en particulier : teneur en biotite relativement faible d'où un caractère leptynique cependant plus ou moins marqué ; foliation régulière habituellement nette et qui porte généralement une linéation minérale (sillimanite) de direction subméridienne.

Le faciès le plus répandu est un gneiss leptynique lité à foliation bien régulière, parfois riche en yeux feldspathiques. Ce gneiss, dont l'épaisseur varie de 50 à 150 m, repose sur les formations claires anatectiques ou granitiques auxquelles il passe toujours progressivement par l'intermédiaire d'une leptynite à structure nébulitique. Cette dernière, localement riche en grenat et/ou cordiérite, constitue avec les anatexites hololeucocrates à cordiérite et/ou grenat le soubassement du complexe leptyno-gneissique stratifié. L'ensemble passe très progressivement au granite hololeucocrate hétérogène, plancher de la formation, mais qui peut se disposer en bouffées dans des niveaux supérieurs du complexe.

Un autre faciès quartzofeldspathique banal mais toutefois abondant est une leptynite oeuillée caractérisée par la disposition "en larmes" de ses biotites, sa richesse en yeux feldspathiques et son grain millimétrique. Elle forme le toit du complexe leptyno-gneissique et renferme des niveaux amphiboliques d'une trentaine de mètres d'épaisseur au maximum, auxquels sont souvent associés des gneiss fins à biotite-cordiérite.

Bien qu'ils soient parfois mêlés et que leurs limites soient floues, ces faciès sont cartographiables et la succession décrite s'observe bien dans la partie ouest et au centre du terrain. A l'Est, aux alentours de Lalouvesc et de Lafarre, d'autres formations quartzo-feldspathiques viennent compliquer la série. Ainsi, relayé vers le haut par une leptynite

à sphéroïdes micacés, un gneiss oeuillé à rubans quartzeux distinct du gneiss leptynique lité par l'abondance des yeux feldspathiques et la disposition en rubans du quartz apparaît vers le sommet de la leptynite oeuillée, souvent à proximité des niveaux amphiboliques. Un magnifique gneiss oeuillé forme quelques massifs épars dont le plus beau se situe entre St-Symphorien-de-Mahun et le col de Rouvey, en contrebas du point 1060 (x = 772,5 ; y = 319).

a) Le granite clair et ses différents faciès

Ce granite, qui forme la partie basale du complexe leptyno-gneissique stratifié, affleure largement dans la partie sud du terrain étudié, aux environs de St-Jeurre-d'Andaure. Aux bords du Doux, il se dispose en petits massifs au sein du gneiss leptynique. Son contact, toujours progressif avec les anatexites, la leptynite nébulitique ou le gneiss leptynique, est parfois rapide. Toujours clair, il est remarquable par son hétérogénéité liée à des variations de composition minéralogique et de texture. Ainsi, le faciès hétérogène sensu stricto se caractérise par la coexistence à l'échelle de l'affleurement de zones équantes à fines biotites éparses et plagioclases automorphes avec parfois des mégacristaux de feldspath potassique, de passées à rubanement discret dessiné par des cloisons micacées discontinues, de parties riches en nodules pluricentimétriques de cordiérite entourés ou non d'une auréole blanche (pl. 6, ph. 2). Ces divers faciès, agencés d'une manière confuse, peuvent s'ordonner en bancs parallèles au rubanement et à la foliation des gneiss hétérogènes sombres inclus : on est alors en présence d'un granite clair rubané dont l'anisotropie est aussi marquée par une alternance de lits décimétriques dont la teneur en biotite et la granulométrie varient.

Au sein de ce granite hétérogène, un faciès hololeucocrate, où les plagioclases en grains millimétriques subautomorphes forment avec le quartz une matrice homogène, s'individualise en massifs cartographiables à Balaron : c'est le granite clair homogène. La biotite, rare, éparses ou parfois regroupée en amas, se présente en lamelles millimétriques ; la muscovite, peu abondante, est en plages inframillimétriques. La bordure du massif est souvent marquée par un faciès homogène à cordiérite prismatique : des prismes millimétriques de cordiérite se surimposent à la matrice hololeucocrate homogène. Disséminés dans la roche, leur abondance est toutefois variable.

Au faciès clair hétérogène plus ou moins rubané sont localement associés des gneiss hétérogènes sombres qui s'intercalent souvent entre le granite et la base du complexe leptyno-gneissique.

b) Anatexites hololeucocrates à cordiérite et/ou grenat

Mal représentées sur le territoire cartographié, elles apparaissent à la base du complexe leptyno-gneissique qu'elles frangent de manière discontinue au contact des granites (clairs, sombres ou à feldspaths en tablet-

tes) ; elles se disposent aussi en bouffées métriques dans la leptynite nébulitique. Ces anatexites sont toujours très claires, d'aspect granitique, hétérogènes sur le plan de la granulométrie : dans le type prédominant, les grains de quartz et de feldspath millimétriques, bien individualisés, forment une matrice hololeucocrate dans laquelle apparaissent des nodules centimétriques de cordiérite et/ou de grenat. Ce dernier forme des agrégats avec du quartz et quelques biotites, mais peut également se développer en petits cristaux automorphes.

c) Leptynite nébulitique (pl. 6, ph. 3 et 4)

Ce matériel est toujours clair, mais hétérogène sur les plans de la répartition de la biotite et de la composition minéralogique. Le faciès dominant est vaguement folié et pauvre en mégacristaux de feldspath potassique. Il présente des cloisons de biotite et sillimanite discontinues, relayées par des zones d'architecture nébulitique parfois riches en agrégats de grenat et/ou passant à des bouffées hololeucocrates diffuses à nodules de cordiérite. Dans tous les cas, les grains millimétriques de quartz et de feldspath sont bien individualisés : dans les zones grenues, ils font ressortir les agrégats et les petits cristaux de grenat et/ou les nodules de cordiérite qui s'alignent souvent parallèlement à la foliation (planche 1, ph.1) ; dans les parties nébulitiques où la biotite souligne vaguement la foliation, ils forment une auréole hololeucocrate autour des nodules de cordiérite.

Le passage ménagé de cette leptynite au gneiss leptynique lité sus-jacent se fait quelquefois par l'intermédiaire d'une leptynite litée dépourvue de bouffées hololeucocrates à cordiérite, dans laquelle les zones nébulitiques sont subordonnées. Elle ne présente pas les caractéristiques du gneiss leptynique lité : la biotite orientée parallèlement à la foliation est trop uniformément répartie pour qu'un quelconque rubanement soit observable.

La leptynite nébulitique forme donc une zone de transition d'épaisseur variable (0 à 100 m) entre le granite de base (clair ou sombre) et le gneiss leptynique.

d) Le gneiss leptynique lité

Le gneiss leptynique lité est, dans le complexe leptyno-gneissique, le faciès dominant. A son sommet, il passe progressivement à une leptynite oeuillée à "biotite en larmes". Il affleure largement sur les bordures est et ouest du secteur étudié, mais également dans la partie nord. C'est une roche toujours relativement claire, de grain moyen inframillimétrique, caractérisée par un double rubanement, rubanement à l'échelle de l'affleurement (planche 3, ph.1) marqué par l'alternance décimétrique à métrique de bancs clairs et de bancs sombres, rubanement à l'échelle de l'échantillon (planche 1, ph.3), dû à la répartition et à l'orientation des minéraux. Des

mobilisats concordants hololeucocrates (planche 1, ph.4) parfois riches en grenat, soulignent la foliation ; ils sont de grain plus grossier et forment des amygdales centimétriques, voire des lits d'épaisseur plurimillimétrique à pluricentimétrique. Leur bordure est marquée par un fin liseré de biotite. En dehors de ces liserés, la biotite, éparse dans les lits plurimillimétriques quartzofeldspathiques, peut se regrouper en lits millimétriques avec la sillimanite. Cette dernière, qui par ailleurs peut former des amandes centimétriques, marque alors la linéation.

Des plis décimétriques ouverts déforment la foliation ; des zones nébulitiques et des mobilisats en marquent le plan axial.

Ce gneiss possède un faciès oeilé (planche 1, ph.5) dont les monocristaux de feldspath alcalin de petite taille (3 cm x 1 cm) sont disposés suivant la foliation ; ils sont moulés par un liseré millimétrique de biotite et leurs queues de cristallisation sont souvent noyées dans des mobilisats concordants hololeucocrates grenus.

e) Leptynite oeilée à "biotite en larmes" (pl.2, ph.3)

Bien représentée sur la bordure ouest du terrain, elle forme dans le reste du territoire cartographié des panneaux hectométriques à kilométriques disposés au toit du gneiss leptynique lité. Contrairement à ce dernier, la leptynite oeilée ne forme pas un horizon continu ; elle peut être absente, laissant le gneiss leptynique au contact des lentilles d'amphibolite et de gneiss fin qui jalonnent son sommet. Le contact très tranché leptynite oeilée - lentilles d'amphibolite et de gneiss fin contraste fortement avec les contacts toujours progressifs et diffus qui marquent le passage au gneiss leptynique sous-jacent ou à l'ensemble quartzofeldspathique indifférencié susjacent.

La leptynite oeilée est une roche relativement claire, jaune à l'altération, dont le faciès banal est à foliation fruste marquée par des paquets de biotite et de sillimanite ("biotite en larmes") d'extension centimétrique et par la disposition des mégacristaux de feldspath potassique. Grumeleuse au toucher, elle doit son aspect grenu aux grains millimétriques de feldspath et de quartz. Le grenat y est exceptionnel. Un faciès subordonné, toujours riche en yeux feldspathiques et dont la trame quartzofeldspathique est également grenue, a, du fait de l'absence de paquets de biotite, un aspect granitique. Il apparaît sporadiquement au sommet du faciès banal sans toutefois que la répartition se plie à une règle stricte.

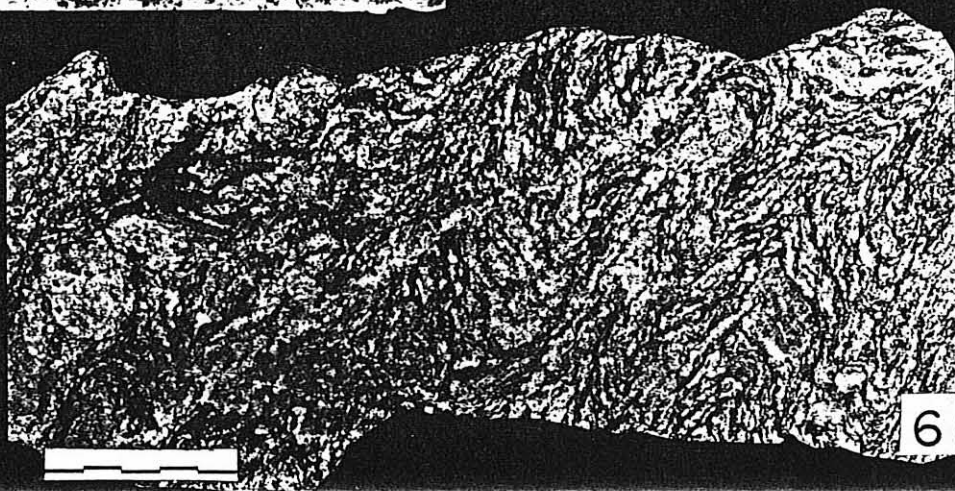
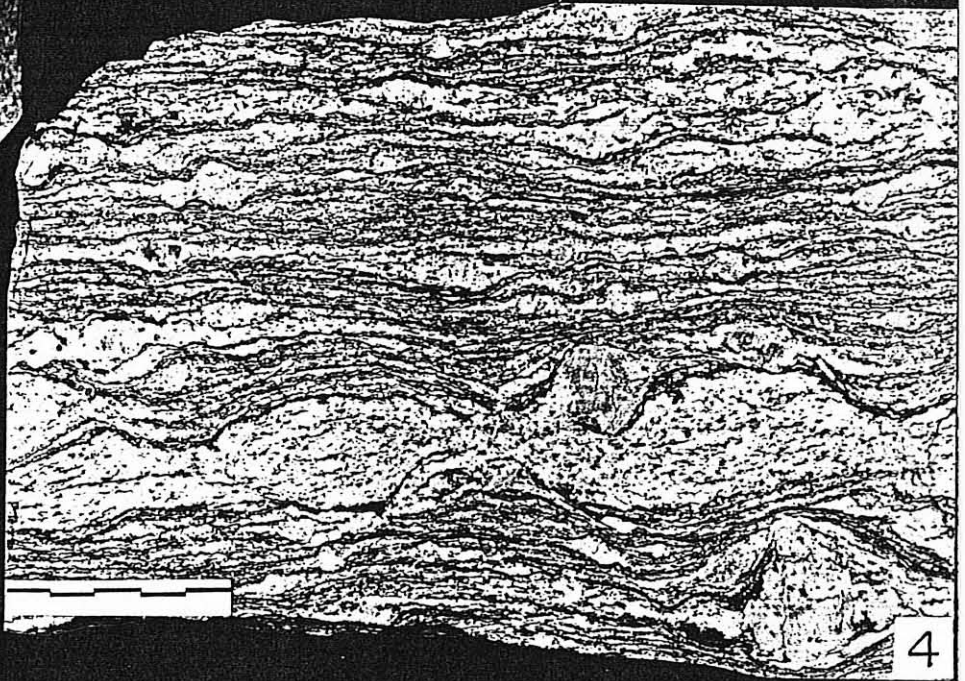
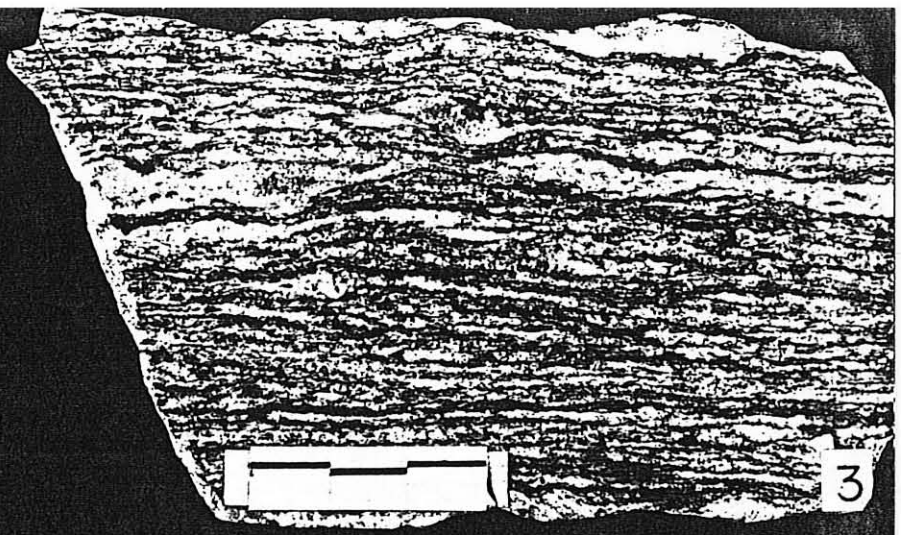
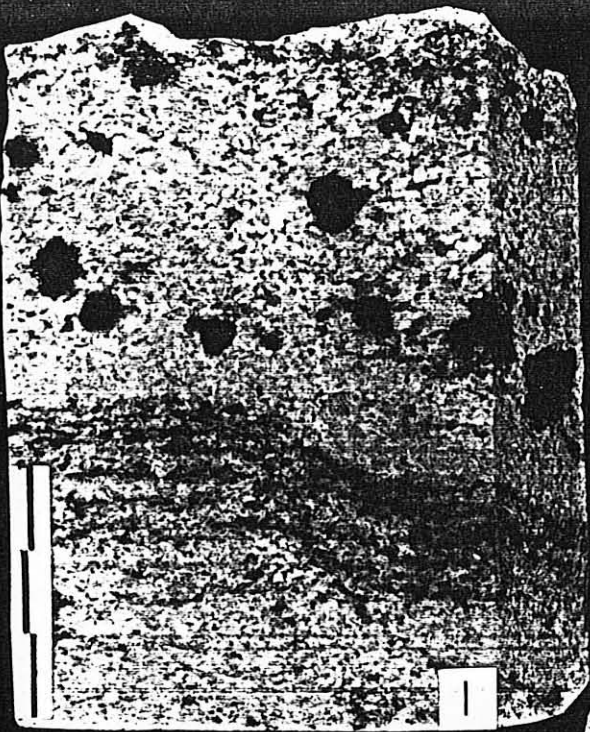
f) Gneiss oeilé à rubans quartzeux (pl.2, ph.2)

Ce gneiss est développé seulement dans la partie est du secteur étudié où il relaie le gneiss leptynique (oeilé ou lité). A Lafarre, il

P L A N C H E 1

Le complexe leptyno-gneissique stratifié :
leptynite nébulitique et gneiss leptynique.

- Photo 1 : Leptynite nébulitique. Mobilisat hololeucocrate concordant à grenat. Structure en schlieren.
- Photo 2 : Leptynite nébulitique. Mobilisat pegmatitique concordant à grenat recoupant une fracture tapissée de cordiérite. Structure stictolitique.
- Photo 3 : Lithotype de gneiss leptynique lité à structure stromatique.
- Photo 4 : Gneiss leptynique lité avec mobilisat hololeucocrate concordant bordé d'un liseré biotitique et boudiné. Structure stromatique.
- Photo 5 : Gneiss leptynique ocellé. Structure ocellée.
- Photo 6 : Gneiss leptynique lité. Structure plissée.



P L A N C H E 2

Le complexe leptyno-gneissique stratifié :
gneiss ocellé à rubans quartzeux, leptynite
ocillée, gneiss ocellé et leptynite à sphé-
roïdes.

Photo 1 : Gneiss ocellé à rubans de quartz mobilisé (zone à sillimanite).

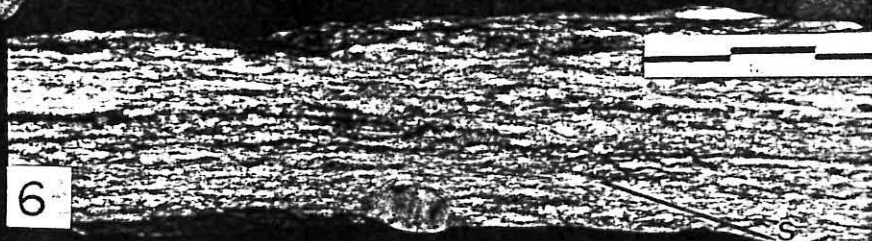
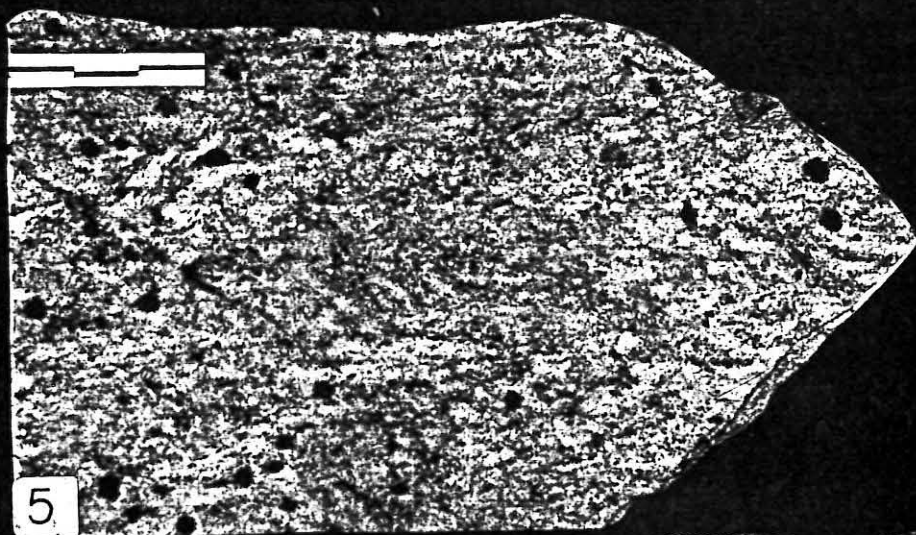
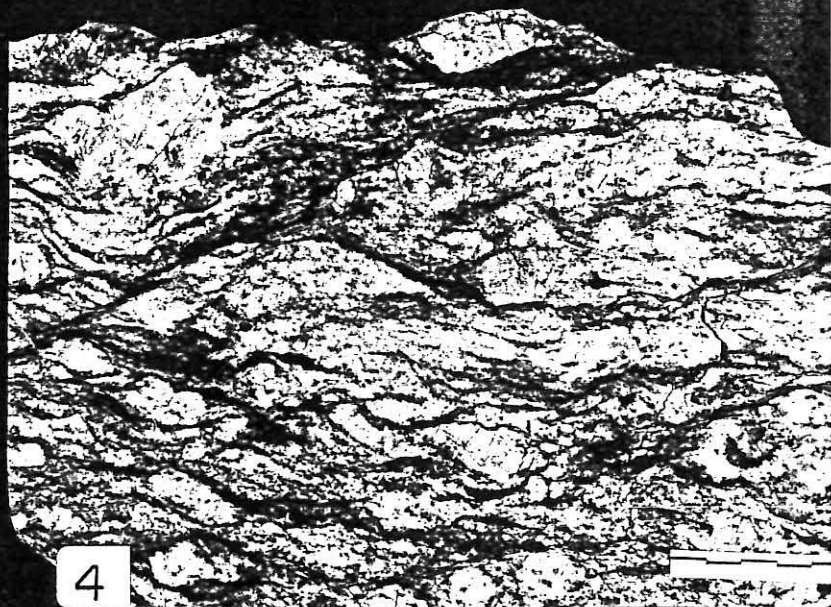
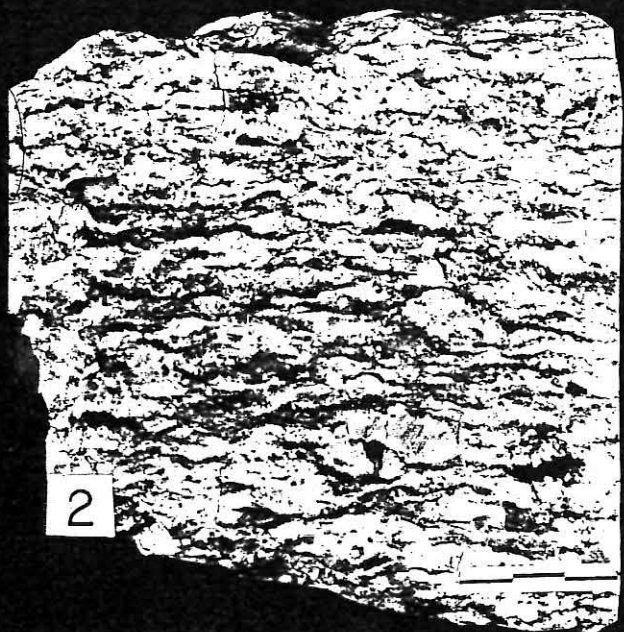
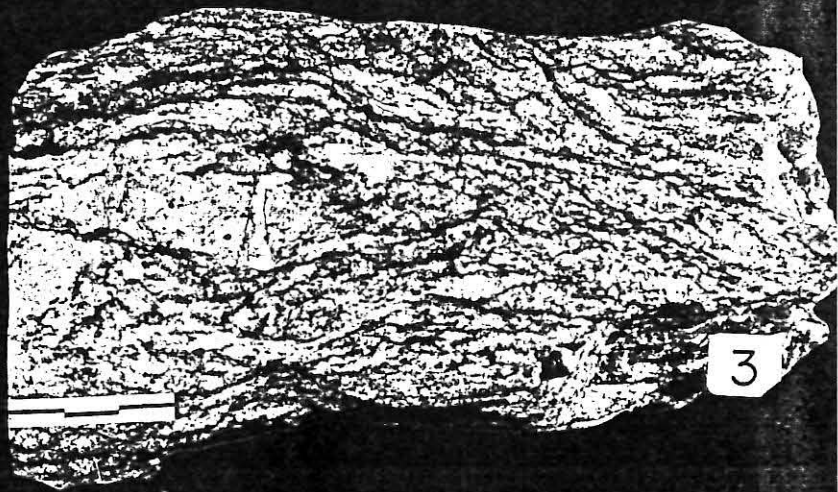
Photo 2 : Lithotype de gneiss ocellé à rubans de quartz (métagranite).
Echantillon prélevé à Lafarre (zone à muscovite + sillimanite).

Photo 3 : Leptynite ocellée.

Photo 4 : Gneiss ocellé.

Photo 5 : Leptynite à sphéroïdes peu déformée.

Photo 6 : Faciès mylonitique de la leptynite à sphéroïdes. Noter l'apparition de la schistosité de crénulation mylonitique (S').



P L A N C H E 3

Le complexe leptyno-gneissique stratifié ;
détails d'affleurements et lentilles d'amphi-
bolites incluses.

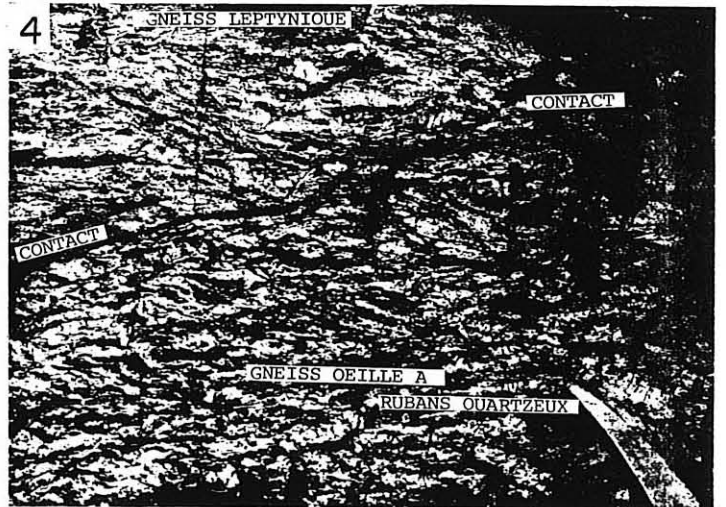
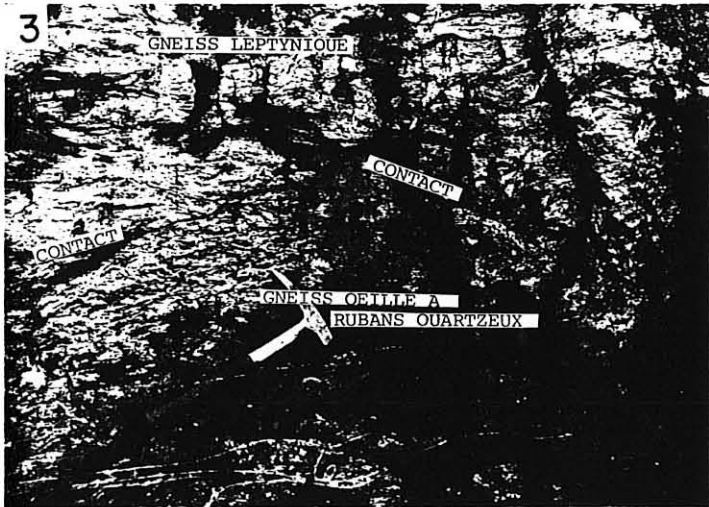
Photo 1 : Gneiss leptynique : rubanement décimétrique à métrique observé à l'affleurement.

Photo 2 : Chirat couvrant le flanc du Mont Chaix aux environs de La Louvesc.

Photos 3 et 4 : Relation observée entre le gneiss leptynique lité et le gneiss ocellé à rubans de quartz : le contact est net et recoupe la foliation.

Photo 5 : Amphibolites litées montrant des traces de boudinage.

Photo 6 : Reprise de plis post-foliaux P_2 par des plis P_3 dans les amphibolites litées à Bergeron.



forme sous les amphibolites un massif hectométrique dont les contours recoupent la limite gneiss leptynique lité - leptynite oeuillée. Le contact avec les amphibolites est net. Visible dans le bois de Rochepine ($x = 770,5$; $y = 310,5$), le contact gneiss leptynique - gneiss oeuillé à rubans de quartz est net et recoupe la foliation qu'il ne perturbe pas (planche 2, ph. 3-4). Enfin, on observe dans ce secteur des filons-couches métriques de gneiss oeuillé à rubans quartzeux dans le gneiss leptynique lité. Ce dernier faciès se distingue par la grande homogénéité à l'échelle de l'affleurement du gneiss oeuillé à rubans quartzeux ainsi que par sa richesse en yeux feldspathiques dont la taille est toutefois variable, la disposition en rubans du quartz et celle des biotites, non disséminées mais regroupées en lits ou en amas. Ces derniers, tout comme les rubans de quartz et les yeux, soulignent la foliation qui porte une linéation à silliminite. Ce dernier minéral est toujours présent dans ce faciès où il coexiste parfois à l'équilibre avec la muscovite (Lafarre).

Par ailleurs, la foliation est quelquefois déformée par des plis décimétriques ouverts dont le plan axial est marqué par une zone d'architecture nébulitique. Une leptynite à muscovite et sphéroïdes micacés succède vers le haut à ce gneiss sans que le passage de l'un à l'autre soit visible. La disposition des affleurements laisse supposer qu'il est rapide.

g) Leptynite à sphéroïdes micacés et muscovite (pl.2, ph.5)

Hormis quelques pierres volantes dans le secteur du col des Barraques ($x = 766$; $y = 318$), cette leptynite se rencontre au Nord de Lalouvesc. Elle s'y observe rarement à l'affleurement mais constitue, aux flancs et au sommet du mont Chaix, des chirats plurihectométriques (planche 3, ph.2). Cette position singulière ne permet pas d'observer ses relations avec les autres faciès métamorphiques. C'est un matériau toujours clair, blanc ou rosé, homogène, ne présentant à l'échelle de l'affleurement que des variations concernant la densité en sphéroïdes micacés et la granulométrie qui demeure toutefois inframillimétrique.

Agrégats ellipsoïdaux vert sombre, les sphéroïdes, dont le grand axe dépasse rarement 5 mm, possèdent parfois un cœur millimétrique brun. Disséminés dans la roche, ils y marquent discrètement la foliation, tout comme les rubans centimétriques de quartz dont l'épaisseur n'excède pas 3 mm, les plagioclases ovalaires millimétriques et les phénocristaux infracentimétriques de feldspaths.

h) Gneiss oeuillé (pl.2, ph.4)

Ce gneiss, très peu développé, affleure en quelques massifs hectométriques à plurihectométriques dispersés dans le quartz nord-est du terrain (Champaurie : $x = 770$; $y = 317$; point 1060 $x = 772,5$; $y = 319$). Ces affleurements épars ne permettent pas d'observer les relations qu'il présente vis-à-vis des amphibolites et du gneiss à rubans quartzeux.

C'est une roche gris clair, de grain moyen, qui possède une foliation fruste, marquée par des cloisons sinueuses et discontinues de biotite et par l'orientation des yeux feldspathiques très abondants dans ce faciès. Moulés par des paquets de biotite et des rubans de quartz, ces yeux atteignent fréquemment 6 à 7 cm de long pour une largeur de 2 à 3 cm, le monocristal faisant rarement plus de 5 cm. De nombreux mobilisats granitiques, généralement concordants et dont la bordure est soulignée par des amas de biotite, relaient latéralement les yeux : la limite entre la queue de cristallisation et le mobilisat est alors très floue. La foliation, parfois déformée par des plis décimétriques, porte une linéation minérale discrète marquée par l'orientation des yeux et de la biotite.

3) Les métamorphites sombres

Au stade descriptif, nous regroupons sous cette expression les niveaux basiques d'amphibolites et les gneiss fins disposés en lentilles au sein du complexe quartzofeldspathique stratifié avec les formations métamorphiques sombres qui jalonnent la bordure des divers granites sombres intrusifs dans les formations claires.

a) Les amphibolites

Les amphibolites forment quelques lentilles épaisses de 30 m au maximum, qui atteignent 2 à 3 km d'extension latérale et sont toutes situées, semble-t-il, au même niveau. Leurs contacts avec les formations quartzofeldspathiques encaissantes, ou les gneiss fins qui leur sont souvent associés, sont toujours nets. Le long de la bordure occidentale du territoire étudié, elles dessinent une structure régionale et sont incluses dans la leptynite oeuillée. A l'Est, aux environs de Lafarre, la série est compliquée par le gneiss oeuillé à rubans quartzeux qui se dispose ici au-dessus de la leptynite oeuillée, et peut inclure des lentilles métriques à pluridécamétriques d'amphibolites et de gneiss fins.

Celles-ci ont été étudiées en détail par Youssif (1980) qui, dans le secteur de Lafarre, en a distingué dix types éventuellement répétés (coupe de Fromentoux). Notre étude cartographique régionale ne s'attache pas à de telles distinctions ; aussi ne décrirons-nous que les principaux caractères de ces matériaux.

De grain habituellement fin, avec parfois des hornblendes poecilites, les amphibolites se présentent sous plusieurs faciès : principalement rubanées et/ou litées (pl.3,ph.5-6), elles peuvent être massives mais également riches en lentilles boudinées de pyroxénites à grenat. Le faciès rubané, bien représenté à Fromentoux (x = 771 ; y = 310) et à Baudinet (x = 765 ; y = 314,5), est une alternance centimétrique de lits feldspathiques et de lits amphibolo-pyroxéniques parfois

riches en cristaux sombres trapus. Les différents faciès s'agencent en bancs. Cette organisation, ainsi que le débit général en plaquettes, marquent une foliation très nette, déformée par des plis isoclinaux décimétriques ou des plis ouverts à charnière ronde, décimétriques, métriques et même plurihectométriques. Une linéation minérale à hornblende est toujours bien marquée.

b) Gneiss fins

Bien réglés, de grain fin avec toutefois des passées plus grossières, ces gneiss sombres à biotite, cordiérite et orthose sont rapportables à plusieurs types pétrographiques, mais ces types, agencés en bancs irréguliers d'épaisseur centimétrique à métrique, ne sont pas différenciables cartographiquement. Les gneiss fins constituent, au sein du complexe leptyno-gneissique, soit des lentilles d'extension métrique à kilométrique dont les plus grandes forment avec les amphibolites un horizon repère, soit des panneaux hectométriques localisés à la base du complexe, dans la vallée du Doux (x = 769 ; y = 310).

De loin le plus fréquent, le type massif (planche 4, ph.5 et 6) où se mêlent intimement biotite et matériel quartzofeldspathique isogranulaire a, malgré un débit net, une foliation souvent estompée à l'échelle de l'échantillon. Par contre, dans le type lité (planche 4, ph.1-2-3), les variations de teneur en biotite et de granulométrie, fine à moyenne, permettent de définir des lits centimétriques à décimétriques qui marquent une foliation souvent déformée par des plis décimétriques subisoclinaux à charnière légèrement épaissie. L'alternance de lits quartzofeldspathiques plurimillimétriques, où les feldspaths peuvent s'individualiser en ocelles, et de cloisons millimétriques micacées caractérise le type schisteux (planche 4, ph.4), peu développé. Ce faciès est souvent déformé : les cloisons micacées dessinent des plis centimétriques ouverts à charnière arrondie, à flanc droit dissymétrique, donnant parfois naissance à une schistosité de crénulation, alors que l'ensemble du banc est engagé dans un pli métrique ouvert ou subisoclinal.

c) Gneiss hétérogène sombre

Observé dans la vallée du Doux (x = 769 ; y = 310) et à Labatie d'Andaure, ce gneiss constitue à la base du complexe leptyno-gneissique des lentilles concordantes d'extension décimétrique à hectométrique et d'épaisseur variable (50 m au maximum). Son passage aux formations anatectiques qui le renferment se fait par une zone décimétrique à pluri-décimétrique dans laquelle des lits clairs, largement grenus, alternent avec des cloisons épaisses et flexueuses de biotite, sillimanite et cordiérite marquant une foliation fruste.

C'est un gneiss à biotite, sillimanite et cordiérite en grains, de granulométrie grossière, remarquable par la forme amygdalaire de ses feldspaths disposés en chapelets ou en lits associés alors au quartz et séparés par des feuilletés micacés millimétriques. La foliation fruste

est marquée, à l'échelle de l'affleurement, par un litage irrégulier, alternance lenticulaire métrique de gneiss fins massifs, de micaschistes à biotite et de mobilisats leucocrates grenus. Une linéation minérale (biotite-feldspath) est toujours visible.

d) Anatexites sombres

Peu développées sur l'ensemble du territoire cartographié, elles s'associent toujours aux granites intrusifs sombres (homogène ou à feldspaths en tablettes) ; elles forment aussi des panneaux hectométriques concordants qui, à la base du complexe leptyno-gneissique stratifié, jalonnent le contact intrusif des granites sombres. Leur contact avec les formations claires est progressif mais toujours rapide, celui avec les granites sombres étant généralement tranché.

Hétérogènes à l'échelle métrique, ces anatexites présentent, étroitement mêlées, des zones schisteuses bien foliées et des parties grenues où les minéraux ont tendance à l'automorphisme. Riches en biotite, dispersée ou regroupée en lentilles, et en cordiérite, prismatique ou concentrée en nodules centimétriques, elles sont bleutées à la cassure fraîche et deviennent rouille à l'altération.

4) Les formations plutoniques

a) Granite homogène sombre (pl.5, ph. 1)

Nettement intrusif dans les formations claires, ce granite forme des massifs de taille variable (hectométrique à kilométrique) dont le contour est souvent marqué par des panneaux d'anatexites sombres. Sous son faciès le plus typique, ce granite homogène, équant, de granulométrie moyenne, se caractérise par l'automorphisme de ses feldspaths : leurs sections millimétriques (1 à 3 mm), trapues pour les plagioclases, plus allongées pour les feldspaths potassiques, se détachent nettement d'une matrice fine à quartz et biotite parfois discrètement orientée. Il renferme souvent des lentilles centimétriques à décimétriques surmicacées, finement grenues et aux contours diffus mais nets, mais également des panneaux décamétriques d'anatexites sombres dont les contours n'ont pu être observés faute d'affleurement. D'un massif à l'autre, la granulométrie et la teneur en biotite varient, la présence locale de cordiérite ajoutant encore à la diversité de ce faciès.

b) Granite à feldspath en tablettes (pl.5, ph. 2-3-4)

Ce granite semble se distinguer du précédent par la présence de tablettes d'orthose allongées de tailles diverses (0,5 x 0,2 cm à 2 x 0,4 cm). A l'échelle du territoire cartographié, il montre des variations notables dans la répartition et le pourcentage de ces tablettes d'orthose, de la cordiérite prismatique et de la biotite. Le faciès riche en cordiérite prismatique est pauvre en biotite. Les tablettes d'orthose, orientées parallèlement, se regroupent en lits décimétriques alternant avec des lits riches en prismes plurimillimétriques de cordiérite, mais peuvent également être absentes. S'individualisent alors au sein du massif des zones granitiques isogranulaires à feldspaths automorphes millimétriques et à cordiérite prismatique. Ce faciès particulier, qui se développe dans la vallée du Douzet (x = 767,2 ; y = 303,5) mais également au Chifflet (x = 772 ; y = 313) est rarement cartographiable ; son passage au faciès à tablettes d'orthose est souvent progressif.

Ce granite intrusif se rencontre à tous les niveaux du complexe leptyno-gneissique stratifié. Toutefois, au sein d'un même massif, le faciès à cordiérite prismatique s'individualise plutôt à la base du complexe. Il est généralement en liaison étroite avec des anatexites sombres vis-à-vis desquelles il présente deux types de relations : il peut soit y former des filons, associés en lacis, dans lesquels les tablettes feldspathiques se disposent parallèlement aux épontes généralement nettes, soit inclure des panneaux métriques à décamétriques aux limites floues. Les massifs qui intrudent les niveaux supérieurs du complexe leptyno-gneissique stratifié ne sont généralement pas associés à des panneaux d'anatexites sombres.

c) Granite à deux micas

Ce granite hololeucocrate, homogène et équant, est de grain fin, moucheté de biotite et de muscovite millimétriques. Ses massifs à limites nettes sont encaissés dans le complexe leptyno-gneissique stratifié. Allongés suivant une direction Nord 60 à Nord 90, ils ont des dimensions variables n'excédant pas 250 m pour la largeur et quelques kilomètres pour la longueur. De rares loupes centimétriques surmicacées sont disséminées au sein de la roche.

d) Granite à cordiérite prismatique de Baudinet (pl. 5, ph.5)

Le granite de Baudinet, clair et jaunissant à l'altération, est homogène, de granulométrie fine et discrètement porphyrique de par la présence de feldspaths automorphes et de prismes et globules de cordiérite plurimillimétriques. Ce dernier minéral, ubiquiste, est fortement altéré, parfois cerné d'une auréole rouille peu marquée. De la muscovite

très discrète lui est parfois associée. Elle est également dispersée dans la roche comme la biotite dont les paillettes millimétriques à plurimillimétriques sont aussi regroupées en amas lenticulaires centimétriques.

Ce massif est globalement encaissé dans les gneiss fins et concordant à leur foliation. Son contour, très net, est engagé dans des plis métriques déversés à l'Est. Sa base est localement soulignée par des lentilles concordantes décamétriques de gneiss leptynique plus ou moins oeuillé, mal typé, auquel il passe parfois progressivement par une zone métrique où la biotite se dispose en schlieren parallèles à la foliation générale. Localement, en bordure du massif, cordiérite et biotite marquent une linéation minérale parallèle à la linéation minérale régionale.

A Malleval, un massif de granite du même type est nettement intrusif dans le gneiss leptynique lité : le contact granite - gneiss leptynique est franc.

e) Les vagnérites

Spécialement abondantes à Molières (x = 771 ; y = 308), elles se disposent au sein du complexe leptyno-gneissique en petits massifs d'apparence intrusive ou en essaims d'enclaves. Elles ont été étudiées en détail par Michon (1979) et leurs caractères sont résumés de la manière suivante dans la notice explicative de la carte à 1/50.000e Lamastre (Chenevoy, 1979) :

σ_7 . **Vagnérites et roches assimilées.** On a regroupé sous le terme de vagnérites des roches éruptives plus ou moins basiques, largement cristallisées le plus souvent mais qui peuvent être de grain fin, d'architecture équante ou discrètement foliée, voire gneissique, et qui se présentent en essaims d'enclaves arrondies de dimensions variées (décimétriques à plurimétriques), ou en grandes masses lenticulaires allongées sur plusieurs dizaines à centaines de mètres.

Dans ces vagnérites, la fréquence des minéraux varie dans des proportions considérables et les associations minérales ne sont pas identiques d'un gisement à l'autre et même d'une enclave à l'autre d'un essaim ; mais on retrouve partout les constituants essentiels suivants : le quartz xénomorphe, subordonné et sporadique ; le plagioclase, constituant majeur mais dont la basicité varie de l'oligoclase au labrador basique ; le feldspath potassique, orthose ou microcline, qui peut faire défaut ou être le seul feldspath présent ; la biotite, minéral le plus caractéristique des vagnérites, en principe en grandes lames poecilites ; l'amphibole, qui est une actinote, une hornblende verte, une pargasite ou une anthophyllite suivant les cas ; le pyroxène, peu fréquent mais abondant dans certaines enclaves ; l'apatite et le sphène. Le chimisme est évidemment variable, et d'ailleurs exceptionnel, hors du domaine éruptif classique.

Sur le territoire de la feuille, les vagnérites et roches assimilées, en particulier des norites, sont spécialement abondantes dans les environs de Lamastre, en essaims d'enclaves dans les anatexites claires et les granites hololeucocrates ou en petits massifs d'apparence intrusive dans le Complexe leptyno-gneissique. Un autre ensemble important de gisements s'observe dans la région sud-est, où les vagnérites se situent dans le complexe gneisso-leptynique de la Dunière et le granite porphyroïde.

P L A N C H E 4

Les différents faciès des gneiss fins

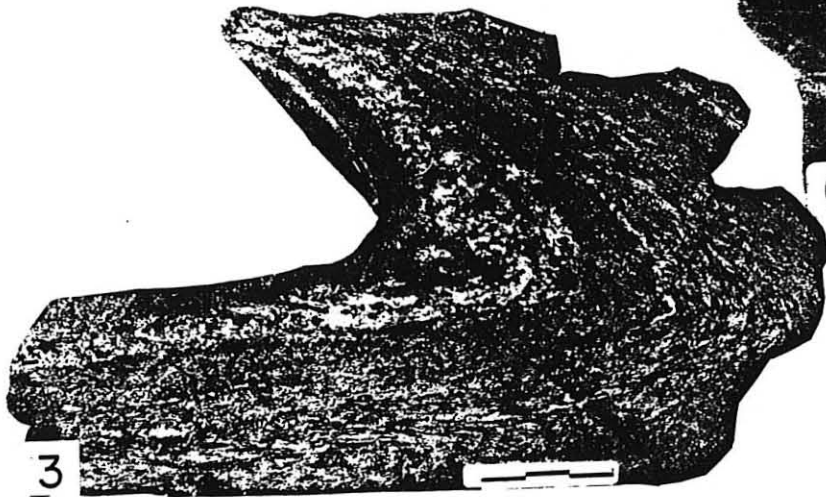
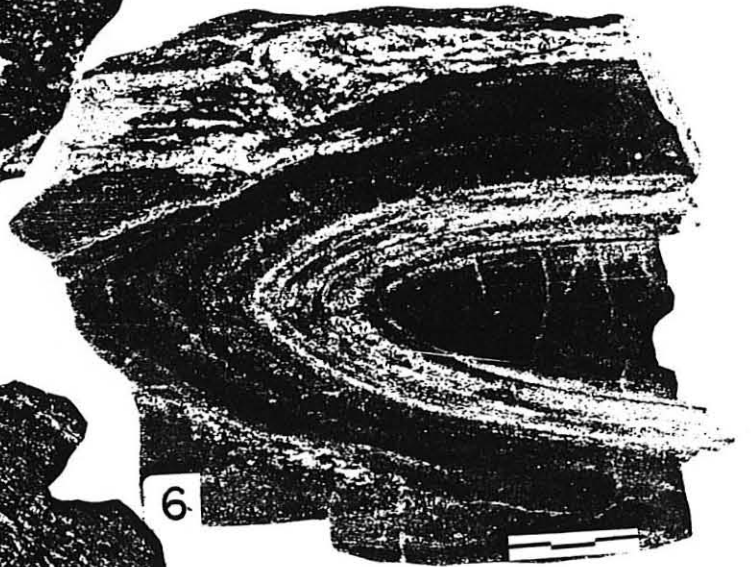
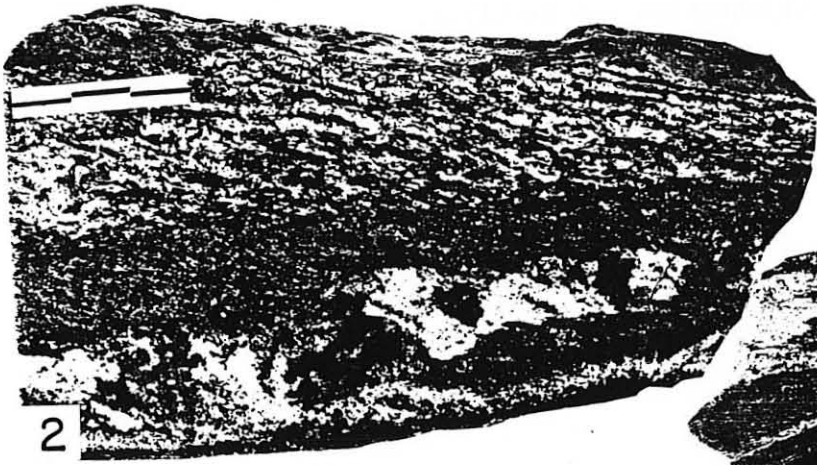
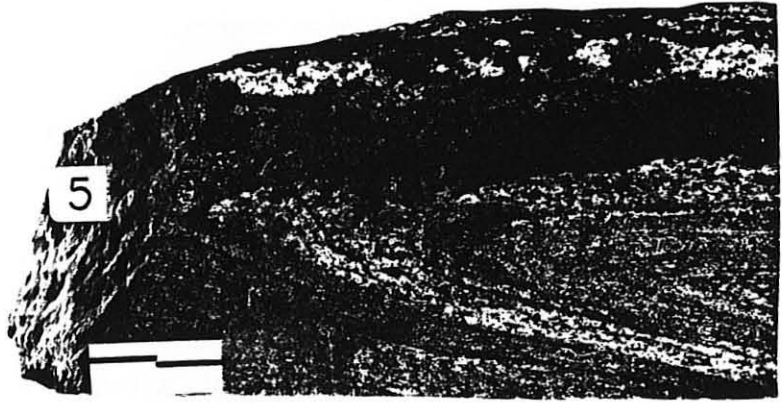
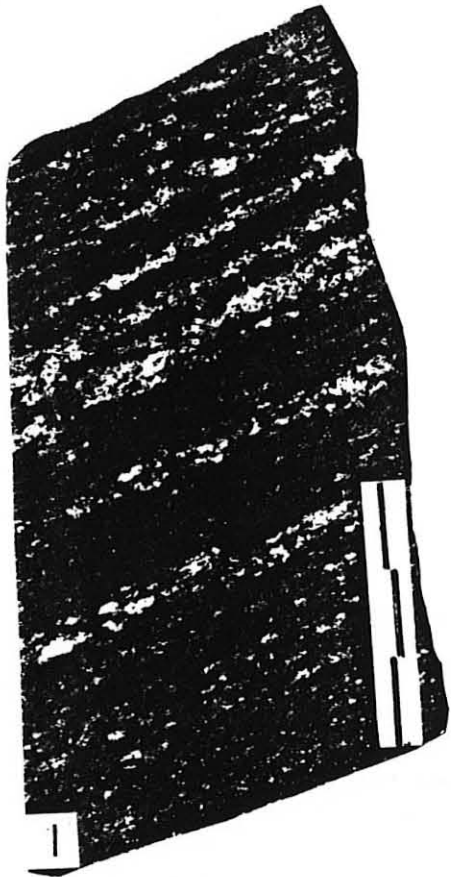
Photo 1 : Gneiss fin lité : variations centimétriques de granulométrie et de minéralogie typiques de ce faciès.

Photo 2 : Gneiss fin lité : schistosité de flux (S_2) recoupant le litage originel.

Photo 3 : Gneiss fin lité. Pli post-folial anisopaque.

Photo 4 : Gneiss fin schisteux : développement d'une schistosité de crénelation S_3

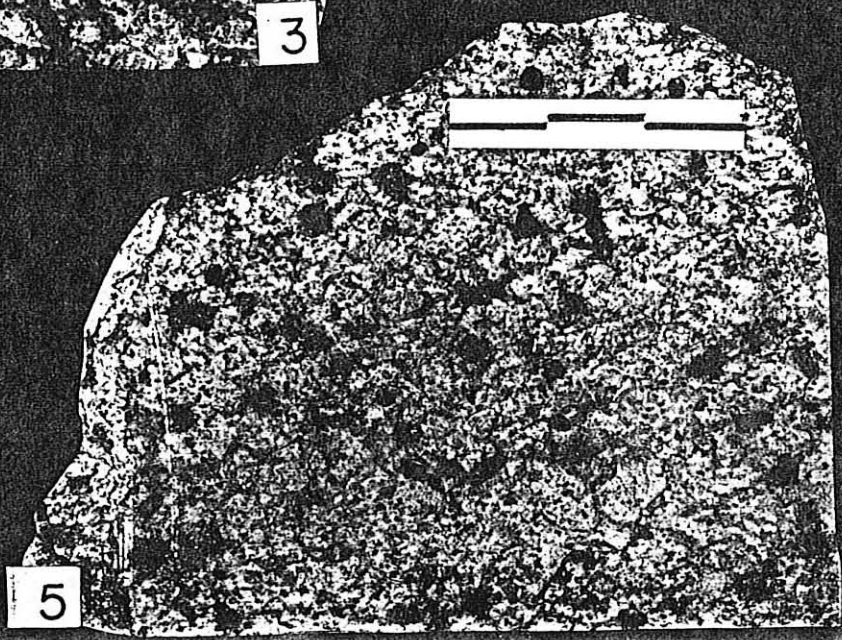
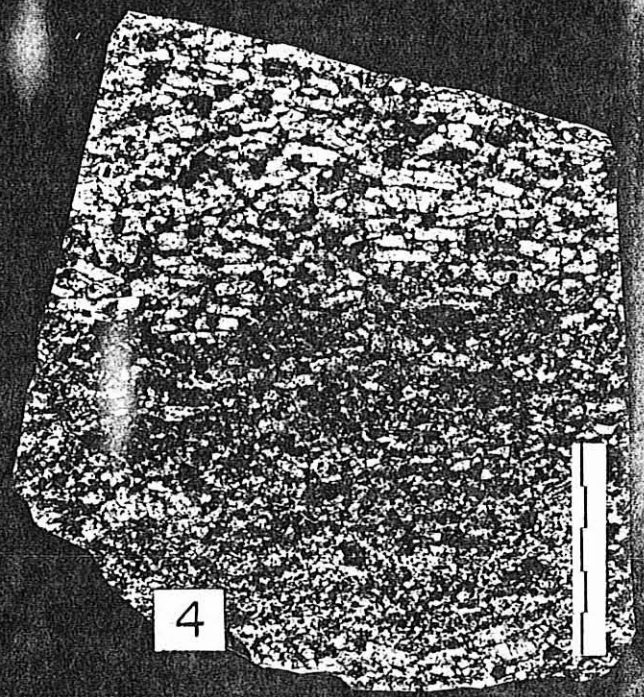
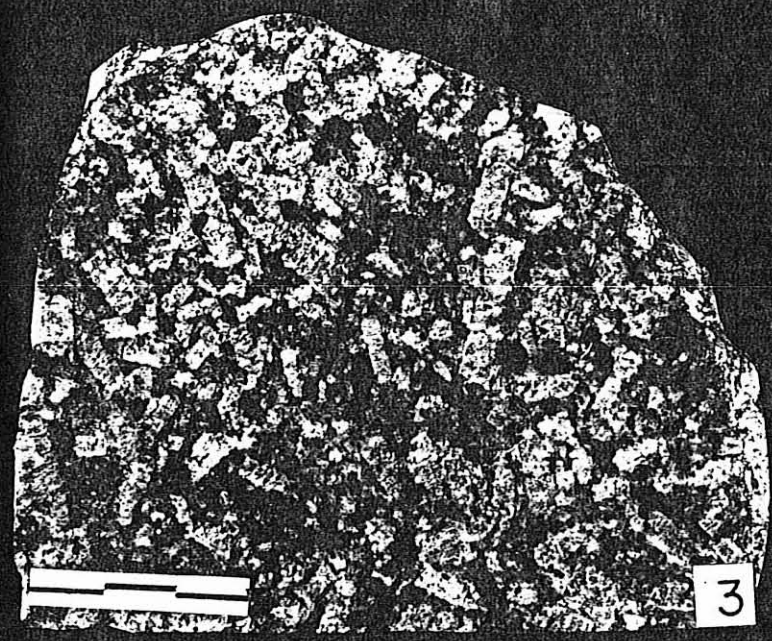
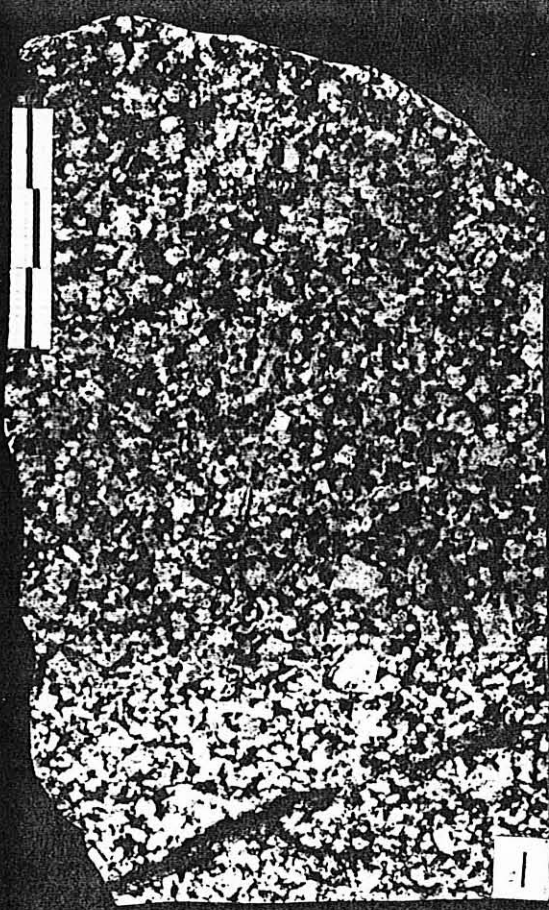
Photos 5 et 6 : Gneiss fin massif engagé dans les plis post-foliaux isoclinaux P_2 .



P L A N C H E 5

Les granites sombres

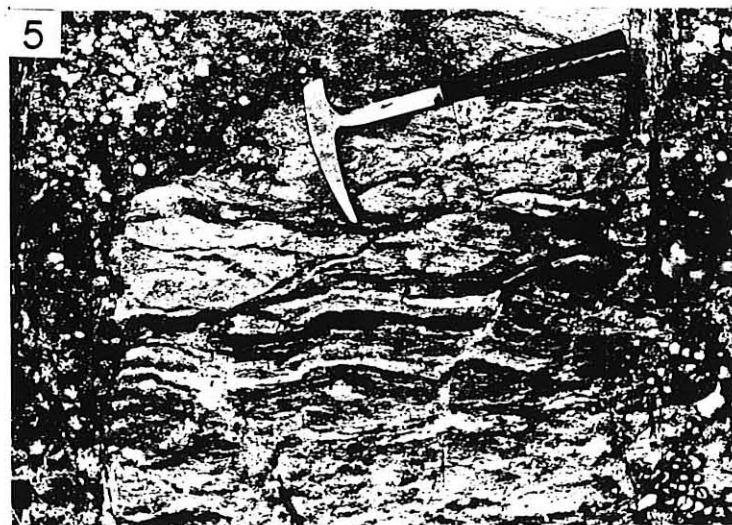
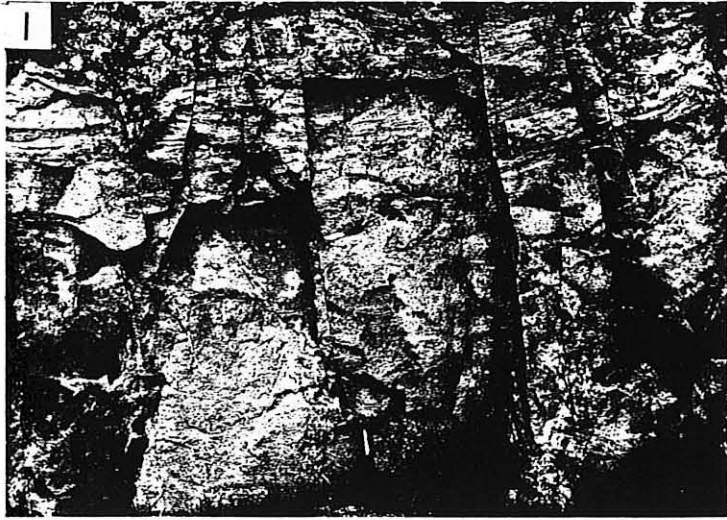
- Photo 1 : Granite homogène sombre.
- Photo 2 : Aspect à l'affleurement du granite à feldspath en tablettes. Noter l'orientation des tablettes.
- Photo 3 : Granite à feldspath en tablettes et cordiérite prismatique : feldspath et cordiérite sont mêlés.
- Photo 4 : Granite à feldspath en tablettes et cordiérite prismatique. On notera le litage dû à la répartition des tablettes et de la cordiérite et l'orientation des tablettes.
- Photo 5 : Granite à cordiérite prismatique de Baudinet. Remarquer une très discrète orientation des biotites.



P L A N C H E 6

Quelques figures de mobilisation



- Photo 1 : Granite hétérogène clair au contact du gneiss leptynique. L'ensemble est recoupé par des fractures hololeucocrates à cordiérite (structure stictolitique).
- Photo 2 : Granite hétérogène clair : développement de cordiérite en "châtaigne" entourée d'une auréole claire.
- Photo 3 : Leptynique nébulitique à l'affleurement. Structure nébulitique.
- Photo 4 : Leptynite nébulitique avec un mobilisat hololeucocrate concordant à grenat.
- Photo 5 : Gneiss leptynique lité montrant, au contact du granite hétérogène clair, une structure en schlieren.












LA SERIE DU VIVARAIS OCCIDENTAL DANS LE SECTEUR ETUDIE

LEGENDE




SIGNES CONVENTIONNELS

-  contacts tranchés (1: observés, 2: supposés)
-  passages progressifs


LIGNEE CLAIRE

-  leptynite à sphéroïdes et mus.
-  gneiss oëillé
-  gneiss oëillé à rubans quartzeux
-  gneiss quartzofeldspathique indifférencié
-  leptynite oëillée
-  gneiss leptynique lité plus ou moins oëillé
-  leptynite nébulitique
-  anatexite hololeucocrate à cordiërite
-  granite hétérogène clair
- 1 mobilisat concordant à grenat
- 2 fracture à cordiërite
- 3 filon aplitique

METAMORPHITES SOMBRES

-  gneiss fin massif schisteux lité à orthose, bio. et cord., parfois sill.
-  gneiss hétérogène sombre à orthose, bio., cord., sill.
-  anatexites sombres foliées ou grenues à bio. cord.

ROCHES BASIQUES

-  amphibolites massives ou litées parfois rubanées

FORMATIONS PLUTONIQUES






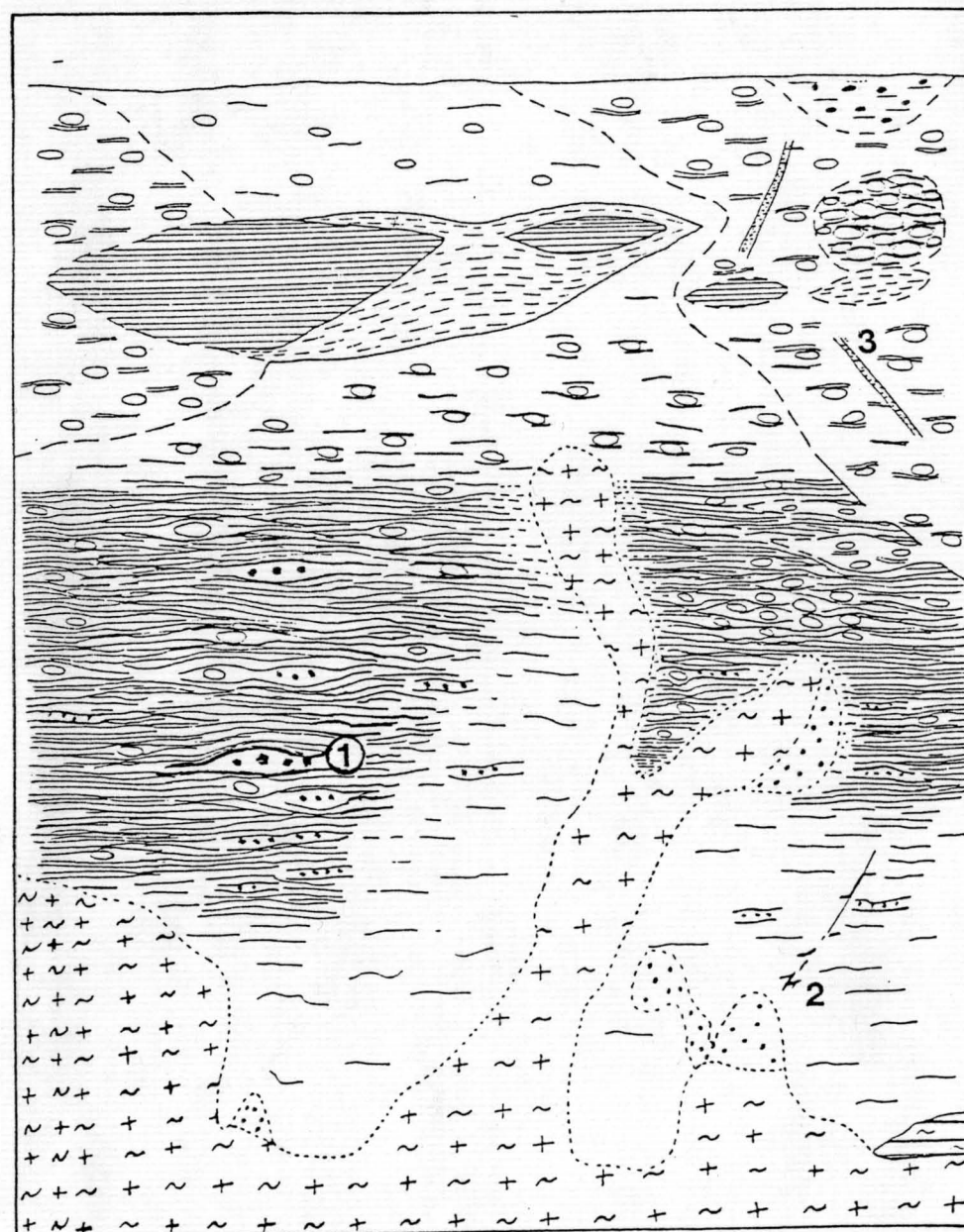
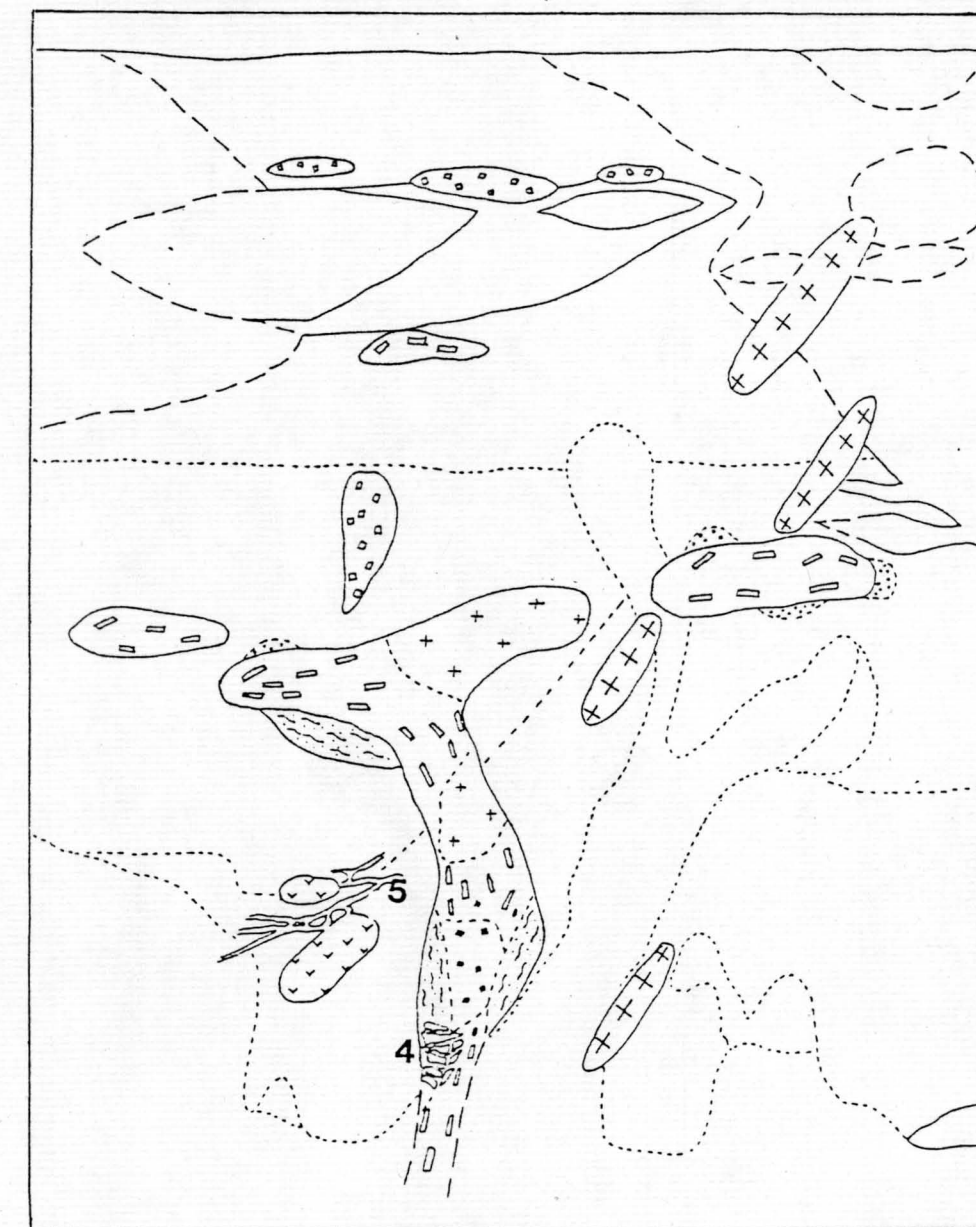
-  granite à cord. prismatique de Baudinet
-  granite homogène sombre
-  granite à feldspaths en tablettes et/ou cord. prismatique
-  granite à deux micas
-  vaugnérîtes et roches assimilées
- 4 lacis filonien de granite à feldsp. en tablettes et cord. prismatique dans l'anatexite sombre.
- 5 lacis filonien de vaugnérîte à la base de la lignée claire.

Schéma lithostrathigraphique de la lignée claire



échelle non respectée pour 1, 2 et 3

Disposition des formations plutoniques



échelle: 0 50 100m

5) Conclusion

● Reconstitution lithostratigraphique

Nous appuyant sur la cartographie au 1/25.000e nous pouvons, au terme de cette présentation des divers faciès cartographiés, proposer un schéma lithostratigraphique d'une partie de la Série du Vivarais occidental et des formations plutoniques qui l'intrudent (p. 44).

Ce schéma visualise les relations observées entre les différents faciès du complexe leptyno-gneissique stratifié. Les passages progressifs décrits entre gneiss leptynique et leptynites (oeillée ou nébulitique), entre leptynite nébulitique et granite, ainsi que la position basale des termes granito-anatectiques clairs suggèrent une filiation de ceux-ci vis-à-vis de ceux-là. Nous reconnaissons donc dans le secteur d'étude une lignée claire déjà définie par l'école lyonnaise lors d'études antérieures.

Cette lignée claire comprend :

- Des gneiss et leptynites pour lesquels une origine volcano-détritique acide a été avancée (gneiss leptynique, leptynite oeillée, gneiss quartzofeldspathique indifférencié) ; ces faciès dominant dans le complexe et passent à leur base à des roches anatectiques (leptynite nébulitique, anatexite hololeucocrate à cordiérite, granite hétérogène clair). L'examen attentif du gneiss leptynique permet parfois de discerner, à l'échelle de l'affleurement, un double rubanement (planche 3, ph.1). Cette observation étaye l'hypothèse d'une origine volcano-détritique de cette roche.
- Des gneiss orthodérivés (gneiss oeillé à rubans quartzeux, gneiss oeillé, leptynite à sphéroïdes) qui sont probablement d'anciennes plutonites. Le gneiss oeillé à rubans quartzeux présente à Lafarre tous les caractères d'un métagranite ; mais il peut, lorsqu'il est mobilisé (environs de Lalouvesc), acquérir un aspect très proche de celui du gneiss leptynique (planche 2, ph.1). L'anatexie conduit ainsi à la convergence des deux faciès et, s'il semble vraisemblable que la leptynite nébulitique et les faciès granito-anatectiques clairs dérivent en grande partie du gneiss leptynique, on ne peut exclure que des massifs de gneiss oeillé à rubans quartzeux situés à des niveaux plus profonds de la série aient pu, au cours de l'anatexie, conduire à des migmatites identiques : une partie de la leptynite nébulitique et des faciès granito-anatectiques clairs pourrait ainsi dériver du gneiss oeillé à rubans quartzeux. De même, les niveaux plus oeillés du gneiss leptynique peuvent représenter d'anciens massifs de métagranites dont les caractères seraient fortement oblitérés par l'anatexie.

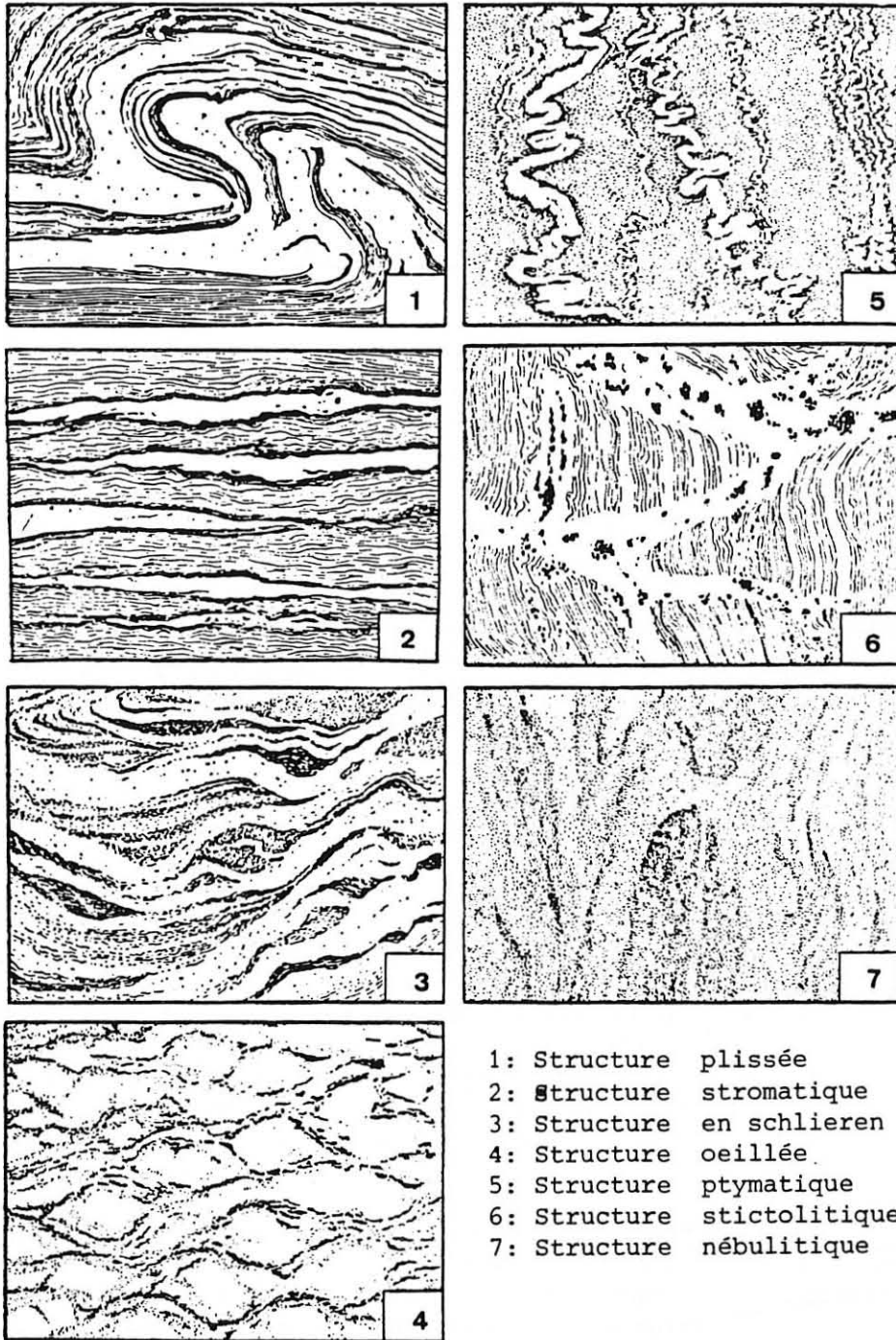


Fig.5: Quelques structures typiques de migmatites
(MEHNERT 1968)

Au sein de cette lignée claire, des lentilles d'importance variable de gneiss sombres à sillimanite et cordiérite et d'amphibolites forment un horizon discontinu. Disposées dans les gneiss d'origine volcano-sédimentaire, parfois à leur limite avec les orthogneiss, elles témoigneraient de venues volcaniques basiques et d'épisodes de sédimentation détritique fine, voire argileuse.

Différents types de granites intrudent la lignée claire :

- * les granites à deux micas dériveraient de matériel clair (Chenevoy, 1966). Ils seraient l'ultime manifestation de l'anatexie claire et leur liquide parent se développerait en profondeur avant de s'injecter dans la lignée claire.
- * les granites sombres (homogène ou à feldspath en tablettes) auxquels s'associent des anatexites sombres sont liés génétiquement au substratum sombre (Chenevoy, 1975).
- * le granite à cordiérite prismatique de Baudinet fera l'objet d'une étude plus approfondie. L'examen de son gisement indique qu'il ne s'est pas formé "in situ".

Les différents granites intrusifs traduisent donc la fusion en profondeur de matériaux différents, sombres ou clairs. Ils sont, au même titre que les termes mobilisés de la lignée claire et le granite hétérogène associé, une expression cartographique régionale de l'anatexie.

● La mobilisation

A l'échelle de l'affleurement, l'anatexie se traduit, suivant la position spatiale de la roche, par des figures de mobilisation et des mobilisats variés.

* Les figures de mobilisation

Si l'on s'en rapporte à la classification de Mehnert (1968), les principales structures typiques des migmatites que l'on peut observer au sein de la lignée claire sont (fig. 5 et planches 1 et 6) :

- des structures en schlieren développées principalement au sein du faciès rubané du granite hétérogène clair, de l'anatexite hololeucocrate à cordiérite et de la leptynite nébulitique ;
- des structures nébulitiques qui caractérisent la leptynite nébulitique et s'observent localement dans les gneiss fins ;
- des structures stromatiques ou plissées qui s'observent fréquemment dans le gneiss leptynique et dans le gneiss oillé à rubans quartzeux ainsi que dans les gneiss fins ;

- des structures stictolitiques, assez rares, qui ne sont guère présentes que dans le granite hétérogène clair, la leptynite nébulitique et le gneiss leptynique ;
- des structures oeillées dans le gneiss et la leptynite oeillée ;
- des structures ptygmatisées cantonnées dans les gneiss fins.

* Les mobilisats

Aux différentes structures décrites s'associent parfois différents types de mobilisats (planche 1) :

- des mobilisats en bouffées ou en veines décimétriques à métriques s'observent au sein de la leptynite nébulitique. Matériel quartzo-feldspathique de grain subautomorphe plurimillimétrique, ces mobilisats constituent la partie claire des zones à structure en schlieren ou nébulitique. Leurs limites sont donc diffuses, jamais marquées par des mélanosomes. Ces bouffées sont pauvres en biotite alors que la cordiérite nodulaire et/ou le grenat s'y développent en amas centimétriques, plus rarement en cristaux isolés.
- des mobilisats en filons-couches soulignant la foliation confèrent au gneiss leptynique (et parfois au gneiss oeillé à rubans quartzeux) sa structure stromatique. Les limites de ces mobilisats sont nettes, généralement soulignées par un mélanosome bordier. Le leucosome, matériau quartzofeldspathique, est à grain très variable et l'on peut distinguer :

- . des mobilisats à leucosome grenu, de grain inférieur à 2 mm. Très répandus dans le gneiss leptynique lité, ils sont pauvres en biotite et le grenat y est exceptionnel. Leur épaisseur est au plus centimétrique, leur extension latérale atteint parfois le décimètre. Ils peuvent se disposer à l'ombre des mégacristaux de feldspath potassique.

Dans les gneiss fins (faciès lité), ce type de mobilisat s'observe fréquemment. Toutefois, l'absence de mélanosome bordier leur confère des limites diffuses. Ils sont parfois relayés latéralement par des bouffées centimétriques diffuses, pauvres en biotite, où se développent des nodules de cordiérite.

- . des mobilisats à leucosome granitoïde, nombreux à la base du gneiss leptynique où ils participent à la structure stromatique. Leur grain varie de 2 à 5 mm, leur épaisseur de pluricentimétrique à pluridécimétrique. Moins répandus que les précédents, ils sont parfois riches en biotite qui marque alors discrètement la foliation. Toutefois, le minéral ferromagnésien inclus dans ces leucosomes est généralement le grenat. Ce dernier se dispose, au sein d'une

matrice quartzo-feldspathique hololeucocrate grenue, en amas ou en cristaux isolés alignés parallèlement à la foliation.

- des mobilisats visualisant de fines diaclases confèrent localement une structure stictolitique au gneiss leptynique, mais s'observent également dans la leptynite nébulitique et parfois dans le granite hétérogène clair. Ces diaclases rectilignes, exceptionnelles dans le secteur étudié, ont été décrites par Passeron (1976) et étudiées en détail par Dupraz (1983) dans la carrière de Chalencon. Elles sont "minéralisées" par une cordiérite fortement pinitisée et, aux épontes de "ces veines à cordiérite" on note la disparition de la biotite et l'accroissement de la proportion de feldspath potassique sur 1 à 2 cm. Enfin, la cordiérite semble s'être développée latéralement à partir des diaclases en suivant la foliation.

Ainsi, à l'échelle de l'affleurement, la mobilisation s'exprime par des figures variées et différents types de mobilisats. Ceux-ci sont essentiellement quartzofeldspathiques, pauvres en biotite et contiennent fréquemment de la cordiérite et/ou du grenat.

B. ETUDE MICROSCOPIQUE DES DIFFERENTS ENSEMBLES

Pour chaque faciès, l'examen microscopique nous permettra de dresser, dans un tableau synoptique, une chronologie relative de la cristallisation des minéraux. Les différents tableaux obtenus sont regroupés p.79,84. Suite à cette description microscopique des faciès cartographiés, nous proposerons une interprétation générale reliant ces observations aux conclusions tirées de l'examen macroscopique des différentes lithologies.

1) La lignée claire

a) Le granite hétérogène clair

Sous son faciès le plus fréquent, il présente une texture grenue, fortement hétérogranulaire et possède peu de mégacristaux.

La composition modale d'un faciès relativement homogène est la suivante :

| | | | |
|----------------------|--------|-----------------|-------|
| Quartz | 27,9 % | Biotite | 6,5 % |
| Feldspath potassique | 33,6 % | Minéraux acces- | 1,1 % |
| Plagioclase | 30,6 % | soires | |

* Quartz

Présent sous deux habitus, il est toujours fortement hétérométrique.

Le quartz 1 est en plages xénomorphes parfois déformées, riches en sous-grains ; il forme la quasi-totalité du quartz de la mésostase. Ses contours, parfois droits, peuvent être lobés et sont alors moulés par le feldspath alcalin perthitique et le plagioclase automorphe (pl.1, photos 1 et 2). Dans certains cas se développe entre un feldspath alcalin perthitique et une plage de quartz xénomorphe une frange de quartz exempt de défauts qui moule le quartz 1 et est elle-même moulée par la biotite. Ce type de figure (pl.8, ph.1), très rare, permet d'individualiser un quartz 1', postérieur au quartz 1, mais qui présente le même habitus. Toutefois, on peut lui relier des plages aux contours droits qui moulent le plagioclase automorphe et se disposent aussi dans les fractures du feldspath potassique.

Le quartz 2 est en cristaux subautomorphes ou arrondis exempts de défauts ; il est principalement inclus dans le feldspath potassique ou le plagioclase, plus rarement disséminé dans la mésostase.

* Feldspath potassique

Toujours xénomorphe, il est dans la plupart des cas perthitique à films et/ou fuseaux et/ou taches d'albite. Il moule le quartz lobé (quartz 1) et le plagioclase automorphe. Il est riche en inclusions automorphes ou arrondies de plagioclase, quartz (quartz 2) et biotite qui sont parfois orientées suivant des directions cristallographiques.

* Plagioclase

Abondant, on l'observe sous deux habitus :

Le plagioclase 1 est, dans la mésostase, en cristaux automorphes ou à tendance automorphe qui peuvent atteindre 2 mm. Fortement séricitisé au coeur, il possède une bordure acide fraîche. Ses macles polysynthétiques parfois tordues sont fines. Moulé par la biotite et les plages de quartz aux contours droits (quartz 3), il est corrodé par la cordiérite et il inclut par ailleurs du quartz 2 et quelques biotites. Enfin il moule les contours lobés du quartz 1.

Le plagioclase 3, bordant le feldspath potassique, forme un chapelet de bourgeons myrmékinitiques plus ou moins automorphes.

* Biotite

Elle est présente sous deux habitus :

La biotite 1 est incluse dans les plagioclases ou dans les feldspaths alcalins en plages xénomorphes ou automorphes, parfois orientées parallèlement aux directions cristallographiques de son cristal hôte.

La biotite 2, xénomorphe, est interstitielle, moulant le plagioclase 1 et le quartz 1.

* Cordiérite

Elle est fortement pinitisée, mais on distingue toutefois quelques fantômes de faces cristallographiques (pl.8, ph.2). Elle moule et corrode les quartz 1 et les plagioclases 1. Ces derniers peuvent parfois la mouler.

* Muscovite

Localisée à proximité de la cordiérite, c'est une muscovite d'altération qui se dispose parfois en amas de plages xénomorphes enchevêtrées.

* Minéraux accessoires

Le zircon, en inclusion dans la biotite.

b) Les anatexites hololeucocrates à cordiérite et/ou grenat

Les anatexites hololeucocrates présentent une texture grano-blastique avec de rares mégacristaux (15 mm à 25 mm sur 10 mm de dimensions moyennes) associés à une mésostase généralement hétérogranulaire. A l'échelle de la lame mince, aucune orientation n'est visible.

Leur composition minéralogique s'établit ainsi :

| | | | |
|-------------|---------|------------|-------|
| Quartz | 30-35 % | Biotite | 1-3 % |
| Orthose | 40-45 % | Grenat | 1-4 % |
| Plagioclase | 10-18 % | Cordiérite | 0-3 % |

* Quartz

Fortement hétérométrique, il apparaît sous deux habitus :

Le quartz 1, constituant majeur de la mésostase, forme de grandes plages xénomorphes souvent déformées. Généralement, au contact des feldspaths, elles présentent des contours extrêmement lobés alors que les contacts entre plages de quartz sont souvent

rectilignes (pl.7, ph.2 et 3). L'extrémité des lobes a souvent une extinction différente de celle de la plage à laquelle ils sont rattachés. Plusieurs lobes voisins peuvent d'ailleurs présenter la même extinction (pl.7, ph.3). Il en est de même lorsque les lobes sont coupés de la plage dont ils dérivent : ils forment alors dans le feldspath un chapelet d'inclusions qui possèdent la même extinction. Tous les intermédiaires existent entre un lobe rattaché à une plage de quartz d'extinction identique à la sienne et une goutte de quartz d'extinction quelconque noyée dans le feldspath le long du contact quartz-feldspath.

Le quartz 2 - Inclus dans la plagioclase, le feldspath potassique et la cordiérite, le quartz 2 se présente en plages xénomorphes (\neq 0,2 mm) arrondies ou subautomorphes. Ces inclusions, parfois exemptes de défauts, peuvent également présenter des sous-grains, des bandes de déformations et se disposer en rubans dans les mégacristaux de feldspath potassique et dans le grenat.

* Feldspath potassique

On le trouve sous trois habitus :

Les rares mégacristaux d'orthose 1 sont perthitiques à taches de plagioclase. Ils contiennent des inclusions de quartz 2, de perthite 2, de biotite et de plagioclase discrètement disposées en zone . Le contact des mégacristaux avec la mésostase est relativement rectiligne et son pourtour est enrichi en inclusions de quartz et de perthite par rapport à son coeur.

L'orthose 3 est, avec le quartz 1, le principal constituant de la mésostase où elle apparaît en plages xénomorphes, parfois subautomorphes, perthitiques à fuseaux et films d'albite. De petites perthites de ce type, dans lesquelles les films sont denses, constituent l'orthose 2. Incluses dans les mégacristaux d'orthose 1, elles sont automorphes et se disposent discrètement en zone.

* Plagioclase (An₁₀₋₁₆)

Il est en grains subautomorphes à automorphes de toutes tailles, finement maclé, généralement disséminé dans la mésostase, parfois inclus dans les mégacristaux de feldspath potassique. Il possède presque systématiquement une bordure acide fraîche, le coeur calcique étant souvent altéré. Au contact orthose-plagioclase se développent de belles myrmékites en lobes ou en franges discontinues à quartz vermiculaire.

* Biotite

Fortement pléochroïque, la biotite est en lamelles (2-4 mm) de forme plus ou moins irrégulière, aux bords parfois effrangés. Elle

contient de nombreuses inclusions de zircon et parfois de quartz. Disséminée dans la mésostase, elle peut également se disposer en amas centimétriques à pluricentimétriques allongés. La chloritisation affecte plus souvent les individus aux bords effrangés sans que cela soit une règle.

* Le silicate d'alumine est présent sous trois habitus :

- de la fibrolite (sillimanite 1) extrêmement flexueuse et plissée forme de rares amas (0,5 cm) ;
- de petites aiguilles de sillimanite 2 inframillimétriques sont incluses dans l'orthose et dans le grenat ;
- exceptionnellement, de l'andalousite incluse dans de l'orthose 3 (Lame P^tD4) a été observée. Elle est fracturée et fortement altérée en fins produits micacés.

* Le grenat se trouve sous deux habitus :

Le grenat 1, en petits cristaux automorphes, craquelés, isolés dans la mésostase, est moulé par le quartz 1, l'orthose 3, la biotite et la cordiérite. Il inclut généralement quelques plages de quartz 2 dont la disposition apparaît parfois en zone.

Le grenat 2 forme de grandes plages poecilitiques subautomorphes riches en inclusions de quartz 2 et de sillimanite dont la disposition est quelconque. Il se groupe en amas centimétriques aux contours très irréguliers. Les inclusions de quartz sont de deux types : peu ou pas déformées, elles sont alors assez grandes et arrondies ; fortement déformées, elles sont plus petites, vermiculaires, et rappellent les quartz des myrmékites (pl.8, ph.3). Des produits sériciteux mêlés de micas blancs, parfois de biotite verte ou d'hématite, occupent les nombreuses fractures du grenat 2 et peuvent parfois former une couronne millimétrique autour des grenats 1 (pl. 8, ph. 4).

* La cordiérite, toujours fortement pinitisée, poecilitique, subautomorphe, forme avec le quartz 2 des agrégats centimétriques aux contours irréguliers.

Elle inclut du grenat 2 et du quartz 2. Elle corrode le quartz 1 qui par ailleurs la moule.

* La muscovite, très peu abondante, est secondaire. Elle se développe dans les fractures du grenat, en paillettes dans l'orthose et la cordiérite et parfois en lamelles associées à la biotite, à la cordiérite, ou formant avec des micas blancs des amas centimétriques flexueux.

* Minéraux accessoires

Le zircon, communément inclus dans les biotites, se rencontre également en cristaux automorphes dans la mésostase.

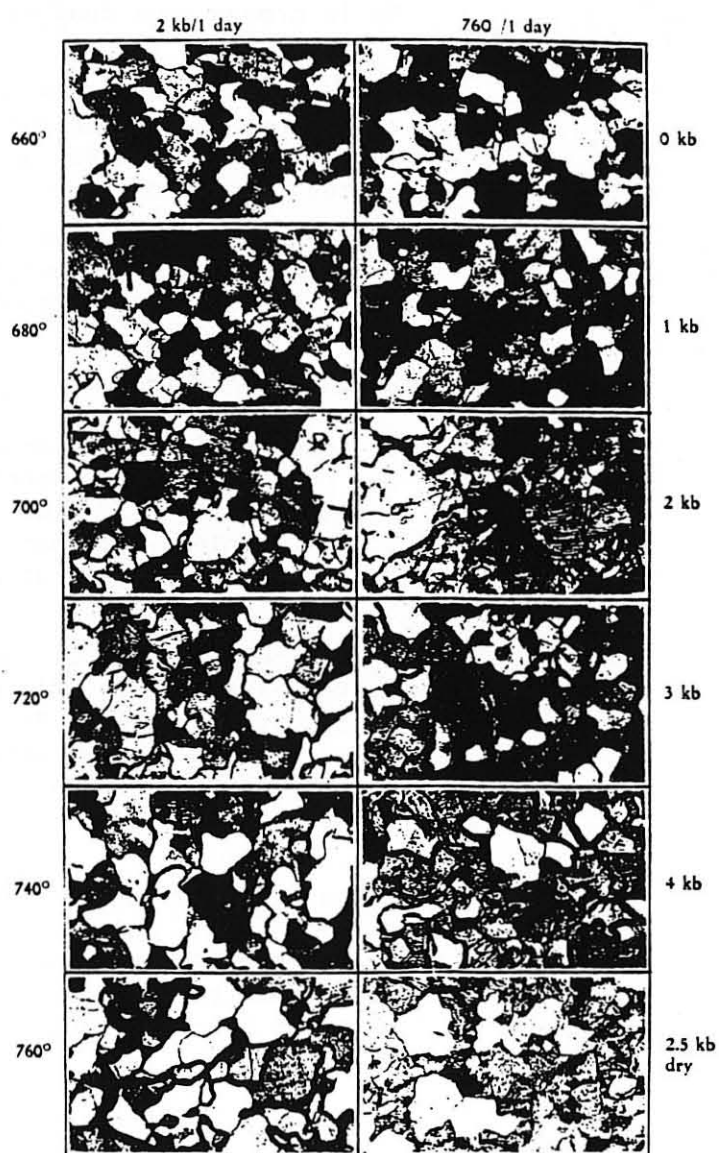
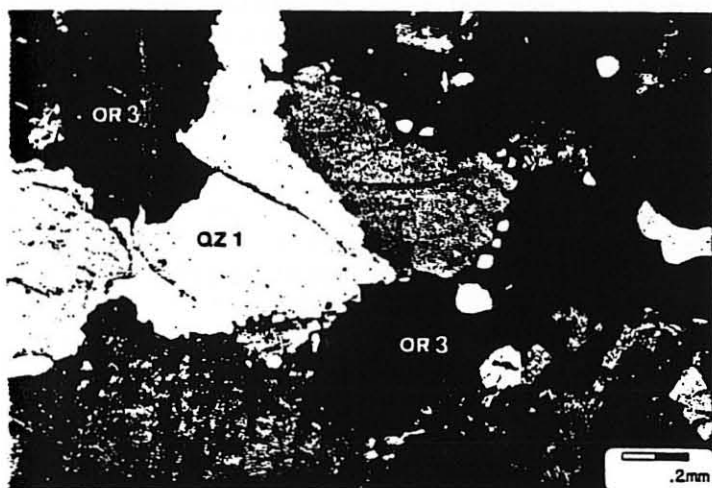
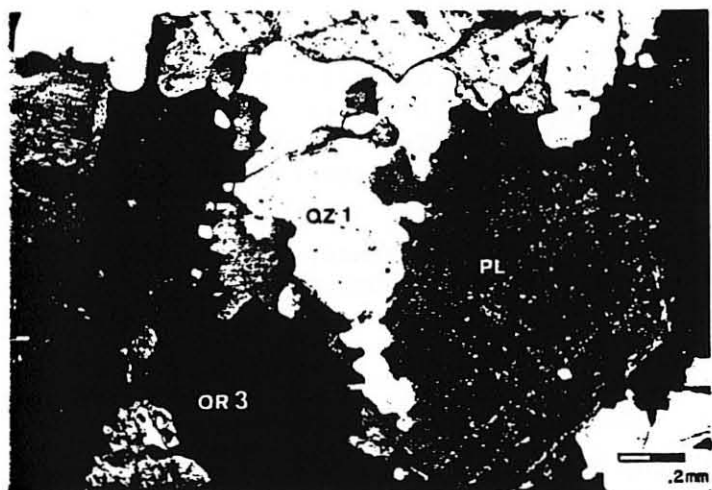
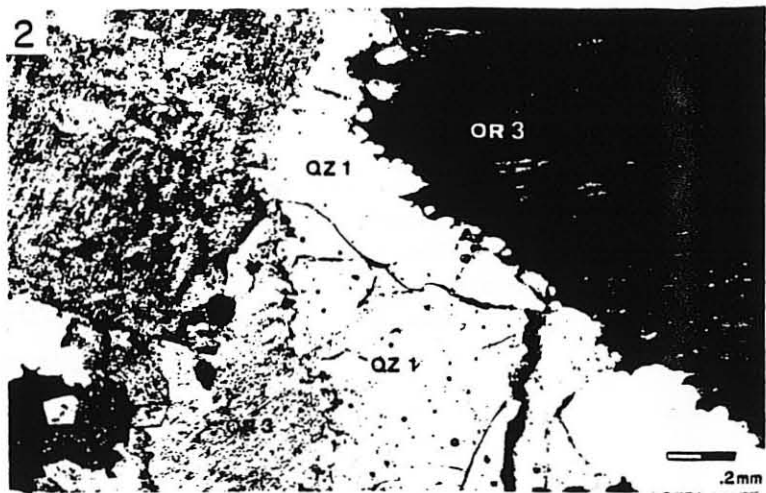
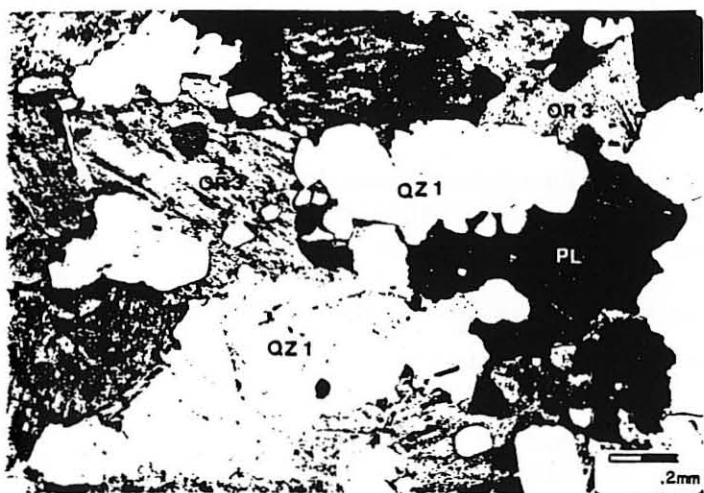
L'apatite ne s'observe que localement.

P L A N C H E 7

Le quartz lobé décrit dans l'anatexite hololeucocrate.

On remarque différents intermédiaires depuis des lobes rattachés à une plage de quartz d'extinction identique à la leur (photos 1 et 2) jusqu'à des gouttes de quartz d'extinction quelconque noyées dans le feldspath le long du contact quartz-feldspath (photos 3 et 4). Ces lobes se localisent au contact des feldspaths, les contacts entre quartz étant rectilignes (photos 1 à 4).

Photo 5 : (d'après Mehnert, 1973). - Fusion expérimentale d'une granulite sous différentes températures, mais à pression et temps constants (colonne de gauche 2 kb/1 day) et sous différentes pressions à température et temps constants (colonne de droite 760°C/1 day). Les deux séries montrent la formation d'un liquide initial le long des contacts entre grains de quartz et de feldspath.



c) La leptynite nébulitique

De texture granoblastique avec de rares mégacristaux associés à une mésostase fortement hétérométrique, la leptynite nébulitique possède sensiblement les mêmes caractéristiques microscopiques que l'anatexite hololeucocrate. Toutefois, à l'échelle de la lame mince, l'orientation des biotites et des amas de sillimanite marque une foliation discrète.

Sa composition minéralogique s'établit ainsi :

| | | | |
|-------------|---------|-------------|-------|
| Quartz | 25-30 % | Grenat | 1-3 % |
| Orthose | 40-45 % | Cordiérite | 0-2 % |
| Plagioclase | 15-20 % | Sillimanite | 0-1 % |
| Biotite | 1-4 % | Myrmékite | 1-3 % |

* Quartz

On le trouve sous deux habitus :

Le quartz 1, fortement hétérométrique, forme dans la mésostase de grandes plages xénomorphes aux contours irréguliers mais droits. Elles possèdent souvent des bandes de déformation. Les contours lobés du quartz décrits dans l'anatexite hololeucocrate sont rares.

Le quartz 2, inclus dans les minéraux de la mésostase, se présente en plages xénomorphes, arrondies ou subautomorphes, généralement exemptes de défauts.

* Feldspath potassique

Il présente les deux mêmes habitus que dans l'anatexite. Toutefois, les perthites de la mésostase (orthose 3) sont plus riches en fuseaux albitiques, alors que les plages de grande taille (3 x 1,5 cm) maclées Carlsbad ont parfois greffé sur le réseau de fuseaux albitiques un discret réseau de taches plagioclasiques.

* Le plagioclase (An_{8-15}) est en grains subautomorphes à automorphes de toutes tailles, finement maclé ; généralement disséminé dans la mésostase, il peut être également inclus dans les perthites films. Relativement frais, il est parfois frangé d'une bordure albitique. Les myrmékites en lobes sont abondantes au contact du feldspath potassique.

* La biotite, disséminée dans la mésostase ou regroupée en amas centimétriques qui définissent la foliation, est en lamelles fortement pléochroïques. Ses cristaux sont souvent déchiquetés et envahis par du quartz. Elle est rarement chloritisée et contient de nombreuses inclusions de quartz et de zircon.

- * La sillimanite se présente sous deux habitus :

La sillimanite 1, sous forme de fibrolite, se dispose en amas ou lentilles centimétriques orientées parallèlement aux biotites. Extrêmement flexueuse, elle contrôle la croissance des principaux minéraux de la mésostase : quartz, plagioclase et feldspath potassique.

La sillimanite 2 est en petites aiguilles prismatiques. Assez rare, elle se dispose quelquefois dans les amas.

- * Le grenat, souvent localisé dans les mobilisats concordants hololeucocrates, est toujours automorphe, poecilitique et craquelé. Il renferme des plages xénomorphes de quartz parfois allongées qui peuvent alors se disposer en zone (pl. 8, ph.5).

- * La cordiérite est assez rare dans ce faciès. Fortement pinitisée, elle est automorphe et inclut quelques plages de quartz. Elle est corrodée par quartz et feldspath potassique.

- * Le spinelle n'a été observé qu'en rares cristaux subautomorphes auréolés de micas (biotite et muscovite) (Lame LOB 15). De couleur vert d'eau, c'est un spinelle de la série hercynite-gahnite : $Her_{72} - Gah_{28}$.

- * La muscovite secondaire se développe en plages ou en paillettes dans la cordiérite, l'orthose et les plagioclase.

- * Minéraux accessoires

Le zircon est soit en inclusion dans les biotites, soit dans la mésostase en cristaux automorphes.

L'apatite est plus abondante dans certains faciès.

d) Le gneiss leptynique lité

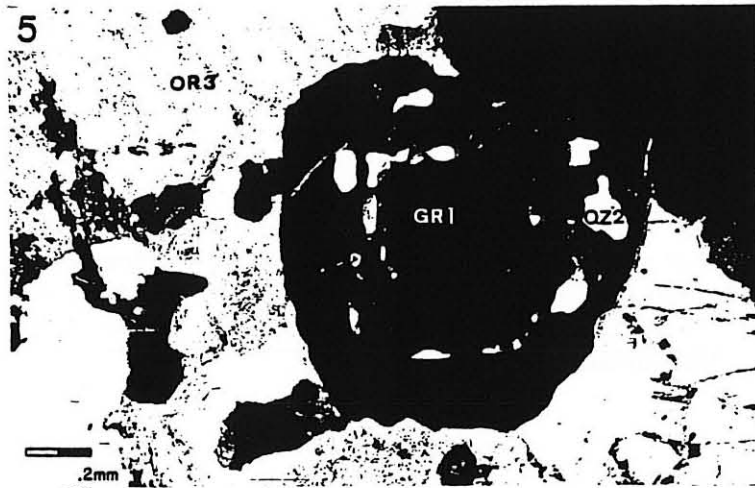
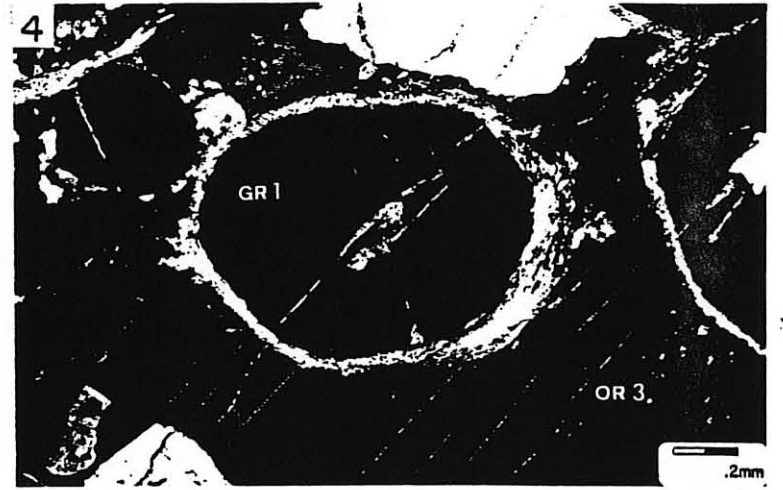
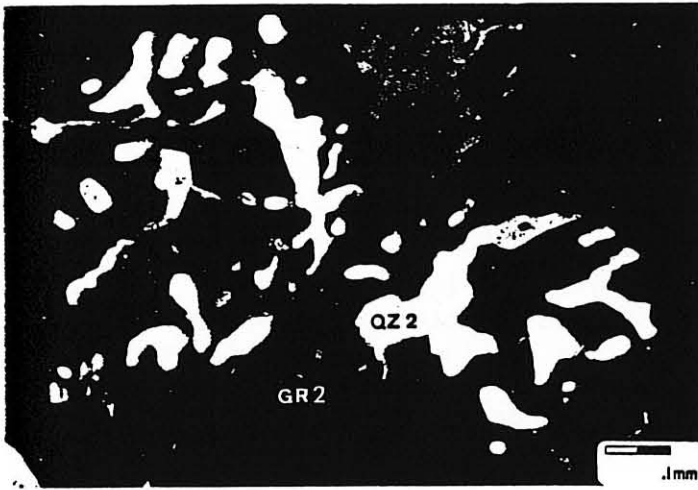
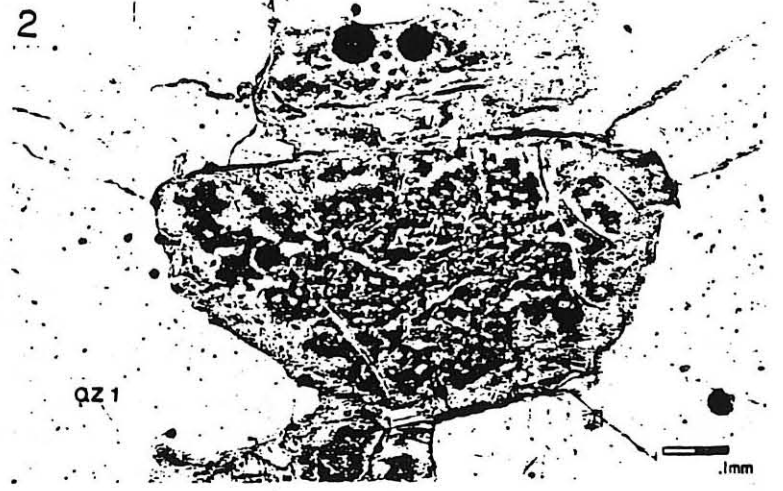
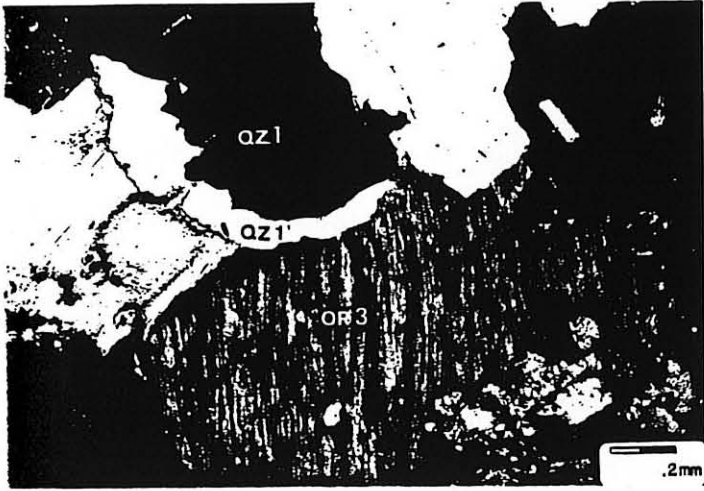
Il présente un texture granoblastique. Plus ou moins riche en mégacristaux (25 x 10 mm), il possède une mésostase fortement hétérogranulaire dans laquelle la foliation est marquée par l'orientation de l'ensemble des minéraux.

Sa composition minéralogique est la suivante :

| | | |
|----------------|---------|------------------|
| Quartz | 35-45 % | Grenat très rare |
| Orthose | 30 % | Muscovite |
| Plagioclase | 15-30 % | Apatite |
| Myrmékite rare | | Zircon |
| Biotite | 5-10 % | |
| Sillimanite | 1-5 % | |

P L A N C H E 8

- Photo 1 : Liseré de quartz 1' moulant une plage xénomorphe de quartz 1 (granite hétérogène clair).
- Photo 2 : Fantôme de cordiérite automorphe moulé par du quartz 1 (anatexite hololeucocrate).
- Photo 3 : Grenat 2 à inclusions de quartz 2 rappelant le quartz des myrmékites. Figure traduisant une cristallisation à l'eutectique (anatexite hololeucocrate).
- Photo 4 : Grenat 1 automorphe auréolé de produits sériciteux qui comblent également ses fractures. L'orthose 3 moule ces grenats (anatexite hololeucocrate).
- Photo 5 : Inclusions de quartz 2 disposées en zone dans un grenat 1 (leptynite nébulitique).



* Quartz

Il est présent sous trois habitus :

Dans la mésostase, fortement hétérométrique, le quartz 1 présente des contours irréguliers anguleux, relativement droits et quelquefois lobés au contact du feldspath potassique. Le quartz 3 forme des rubans polycristallins (1 mm x 0,1 mm) limités par de la fibrolite. Les contacts entre quartz y sont relativement droits et rectilignes : l'équilibre textural est presque atteint (pl. 10, ph. 1 et 2).

Le quartz 2 est inclus dans le feldspath potassique, le grenat et le plagioclase en petites plages xénomorphes exemptes de défauts, parfois en rubans (pl. 9, ph. 2).

* Feldspath potassique

Il se présente sous quatre habitus :

Des mégacristaux, abondants dans le faciès oeuillé, constituent l'orthose 1, perthitique, à taches de plagioclase et fuseaux d'albite. Ils incluent quartz, plagioclase, orthose 2 et biotite qui se disposent quelquefois en zone (pl. 9, ph. 1). La bordure des mégacristaux peut être marquée par le développement irrégulier d'une frange perthitique très propre où taches et fuseaux albitiques sont remplacés par un film albitique assez dense. Cette frange d'orthose 4, riche en inclusions à tendance automorphe, pénètre dans la mésostase (pl.9,ph.4).

Des perthites à film albitique dense forment dans la mésostase l'orthose 3 (pl. 9, ph. 3). Ces grandes plages (2 x 0,7 mm) xénomorphes, allongées parallèlement aux micas, montrent parfois une tendance à l'automorphisme. Incluse dans ou bordant les mégacristaux d'orthose, l'orthose 2 est en petites plages automorphes découpées par des golfes de corrosion ; ses films albitiques sont très denses (pl. 9, ph. 4).

* Le plagioclase (An₁₀₋₁₅), disséminé dans la mésostase ou inclus dans les mégacristaux, est subautomorphe à automorphe, en cristaux de toutes tailles. Les macles polysynthétiques sont très fines, parfois légèrement tordues. Les bordures albitiques et les myrmékites sont peu fréquentes. Enfin, quelques évidences prouvent l'existence de deux générations de plagioclase : des plagioclases 1 subautomorphes corrodés sont moulés par des plagioclases 2 zonés, non corrodés (pl.9, ph. 5). Ces deux générations ne montrent pas plus de différences morphologiques que de différences chimiques.

* La biotite, en plages xénomorphes, est pénétrée par de nombreux golfes de corrosion remplis de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique. Elle se regroupe et forme parfois avec la sillimanite et les rubans de quartz, de fins rubans qui soulignent la foliation (pl. 10, ph. 1 et 2). Elle y apparaît quelquefois fusiforme.

- * La sillimanite en fibres forme des rubans qui marquent la foliation. Elle peut être incluse dans le quartz ou dans le grenat : elle forme alors un enchevêtrement de fibres mais se dispose aussi aux joints des différents minéraux (pl. 10, ph. 4 et 5).
- * Le grenat, assez rare, est en cristaux poecilolithiques xénomorphes. Il forme parfois avec du quartz des agrégats centimétriques. Les contacts entre ces deux minéraux sont alors bien droits.
- * La muscovite en paillettes se développe dans les feldspaths, mais s'associe également à la sillimanite. Elle apparaît localement en plages xénomorphes associées à d'autres micas.
- * Minéraux accessoires
Le zircon est soit inclus dans les biotites, soit en cristaux automorphes dans la mésostase.

e) La leptynite ocellée

Elle présente presque les mêmes caractères que le gneiss leptynique : texture granoblastique riche en mégacristaux, mésostase fortement hétérogranulaire, foliation marquée à l'échelle de la lame mince par l'ensemble des minéraux.

Sa composition minéralogique approchée se rapporte d'ailleurs à ce gneiss.

* Quartz

Fortement hétérogranulaire, généralement exempt de défauts, il peut présenter au contact du feldspath potassique des contours lobés ; il moule les contours déchiquetés des biotites et possède généralement vis à vis des autres quartz des contacts droits, parfois même des joints triples. De grandes plages de quartz groupées en agrégats incluent de petites biotites orientées parallèlement à la foliation.

* Feldspath potassique

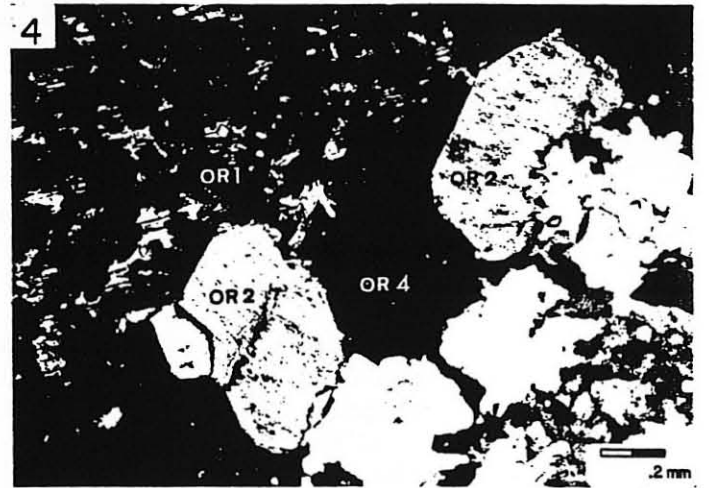
Essentiellement perthitique, nous pouvons en distinguer deux types qui se disposent comme dans le gneiss leptynique selon trois habitus :

- les mégacristaux d'orthose (orthose 1) sont abondants, perthitiques à taches de plagioclase et montrant parfois la même zonation que celle décrite dans le faciès précédent.
- les perthites à film d'albite dense sont soit en plages xénomorphes dans la mésostase (orthose 3), soit automorphes, incluses dans les mégacristaux d'orthose (orthose 2).

P L A N C H E 9

Habitus des feldspaths dans le gneiss leptynique

- Photo 1 : Mégacristal d'orthose 1 perthitique à taches de plagioclase incluant quartz et biotite qui se disposent en zone.
- Photo 2 : Ruban de quartz 1 aux contours lobés inclus dans l'orthose 1.
- Photo 3 : Cristal xénomorphe de perthite à film albitique dense (orthose 3).
- Photo 4 : Bordure d'un mégacristal d'orthose 1 avec développement d'une frange de perthite à film albitique dense (orthose 4) incluant des perthites automorphes du même type (orthose 2).
- Photo 5 : Plagioclase 2 moulant un plagioclase plus ancien, corrodé (plagioclase 1).



* Le plagioclase (An_{12-15}), subautomorphe, est disséminé dans la mésostase. Il est en plages de toutes tailles aux macles polysynthétiques fines. Généralement, il est corrodé par le feldspath potassique et le quartz, mais le cas de figure inverse s'observe localement. De grandes plages incluent biotite et sillimanite.

* Biotite

Elle se présente sous deux habitus :

- de grandes plages de biotite 1 xénomorphes forment des amas centimétriques allongés parallèlement à la foliation. Elles peuvent être riches en zircon et sont souvent corrodées par le quartz et le feldspath potassique.

- de petites plages subautomorphes de biotite 2 sont soit disséminées dans la mésostase, où elles se disposent aux joints des grains, soit incluses dans le quartz et dans le feldspath potassique et alors orientées parallèlement à la foliation.

* Sillimanite

Peu abondante, elle se dispose en fibres dans les amas de biotite mais également incluses dans du feldspath potassique à proximité de plages xénomorphes de muscovite.

* Grenat

Exceptionnel dans ce faciès, il n'a été observé en lame mince que dans une lentille pluricentimétrique très particulière composée de quartz, spinelle, grenat et biotite.

C'est un almandin riche en spessartine ($Al_{80}Sp_{15}Py_3$). Xénomorphe, il montre parfois quelques faces cristallographiques ; poecilitique, il est riche en plages de quartz, mais peut également être inclus dans des plages de quartz.

* Spinelle

Il possède les mêmes caractères que le grenat et présente des caractères chimiques semblables à ceux du spinelle décrit dans les leptynites nébulitiques. Il est toutefois plus riche en Zn : $Her_{40}Gah_{60}$.

Ce chimisme particulier du spinelle stabilise l'association spinelle + quartz pour des températures relativement basses et ne permet pas d'accorder de signification thermodynamique précise à cette association.

* Muscovite

Elle est présente sous deux habitus :

- Peu abondante, elle s'observe localement en plages xénomorphes dans des amas de biotite. Elle se dispose transversalement par rapport à la biotite qui la corrode, et est toujours associée à des plages de feldspath potassique et à des amas de sillimanite.

- Secondaire, elle forme des amas de fines paillettes dans les plages.

* Minéraux accessoires

Le zircon est inclus ou non dans les biotites ; l'apatite est localement abondante.

f) Le gneiss oeuillé

Il présente presque les mêmes caractères microscopiques que la leptynite oeuillée : l'abondance et la taille des mégacristsaux de feldspath potassique et des amas de biotite sont les principaux critères distinctifs. Toutefois, la zonation des mégacristsaux d'orthose décrite dans le gneiss leptynique ne s'observe ici qu'exceptionnellement : les mégacristsaux d'orthose sont perthitiques et incluent un réseau de taches et de fuseaux albitiques peu dense ; la limite avec la mésostase est nette, jamais marquée par une surcroissance de perthite à films denses riche en inclusions automorphes. Le quartz présente exactement le même habitus que dans le gneiss leptynique lité, les rubans de quartz associés à la sillimanite étant toutefois plus nombreux.

g) Le gneiss oeuillé à rubans quartzeux

Le gneiss oeuillé à rubans quartzeux, de texture granoblastique, montre à l'échelle de la lame mince une orientation. Riche en mégacristsaux associés à une mésostase généralement hétérogène, il présente localement des agrégats polyminéraux ou polycristallins (quartz, plagioclase, feldspath potassique) de texture en mosaïque. Sa composition minéralogique approchée est comprise dans la "fourchette" définie pour le gneiss leptynique lité.

* Quartz

Fortement hétérométrique dans la mésostase, il se présente sous deux habitus :

- le quartz 1, mêlé aux lits de sillimanite et de biotite, se dispose en rubans polycristallins de longueur centimétrique à contours rectilignes ;
- le quartz 2 est en plages xénomorphes, parfois riches en bandes de déformation et en sous-grains dont les contours sont plus ou moins dentelés. Il forme des amas allongés centimétriques et parfois, avec les feldspaths, une mosaïque.

* Feldspath potassique

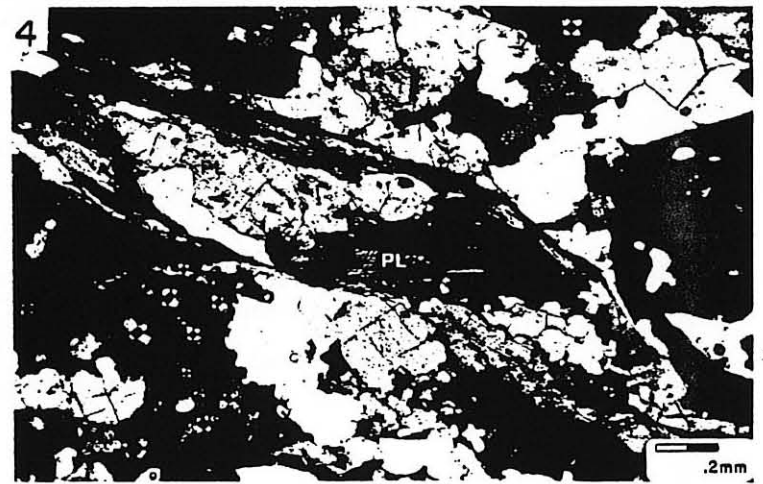
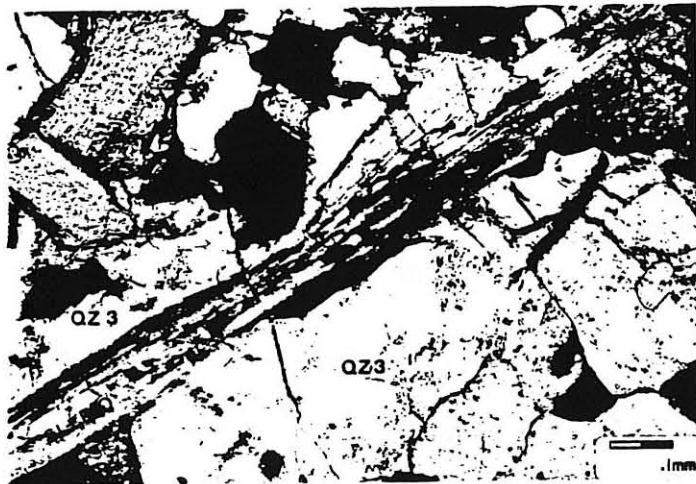
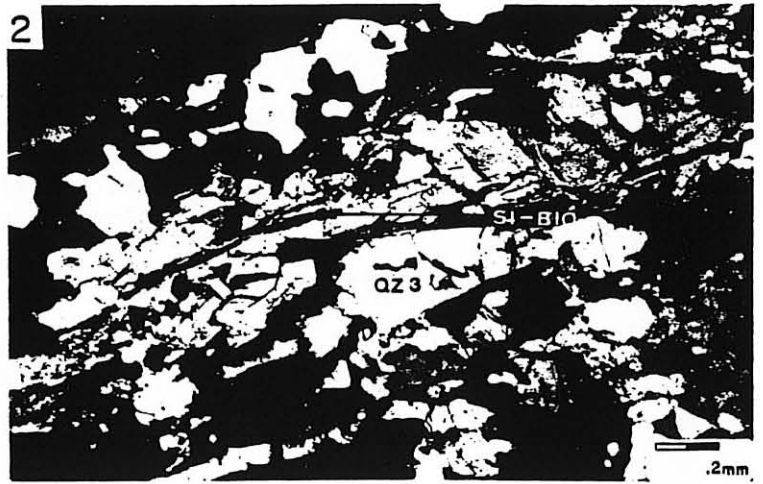
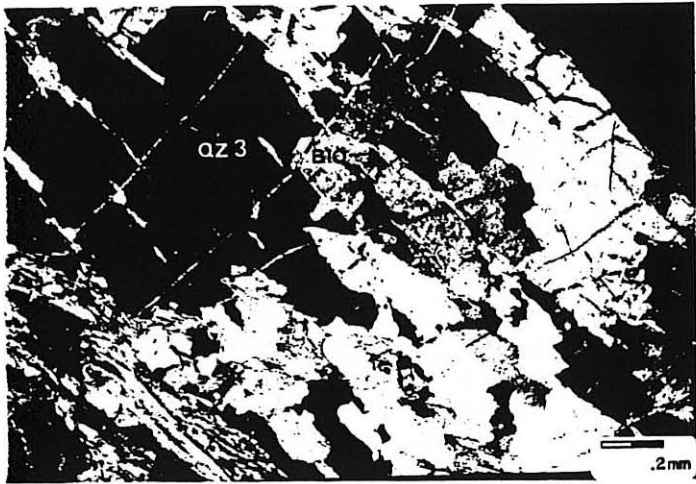
On l'observe sous deux faciès :

- les mégacristsaux d'orthose 1, souvent perthitiques, à taches et/ou à fuseaux albitiques, incluent du quartz qui, lorsqu'il est en rubans, se dispose en zone, du plagioclase et des biotites. La limite avec la mésostase est assez nette.
- l'orthose 2, dans la mésostase, est présente sous forme de perthite à films denses, xénomorphes, pauvre en inclusions.

P L A N C H E 10

Gneiss leptyniques : évidence de recristallisation postérieure à l'acquisition de la foliation S_1 .

- Photo 1 : Rubans et sous-rubans de quartz 3 incluant des biotites orientées qui parfois définissent les joints de grains (gneiss leptynique lité).
- Photo 2 : Rubans polycristallins de quartz (quartz 3) limités par des cloisons de sillimanite et de biotite (gneiss leptynique lité).
- Photo 3 : Quartz 3 incluant des rubans à sillimanite et biotite (gneiss leptynique lité).
- Photo 4 : Amas de fibrolite délimitant des cristaux de plagioclase et de quartz. On notera l'orientation des macles du plagioclase et les traces de boudinage visualisées par les rubans de sillimanite (gneiss leptynique lité).
- Photo 5 : idem en lumière naturelle.



* Plagioclase

Dans la mésostase, il est xénomorphe à subautomorphe, en plages de toutes tailles, disséminées ou groupées en amas polyminéraux. Dans ces amas, les contacts entre les différents minéraux sont relativement droits ; l'équilibre architectural est localement réalisé.

* Biotite

Xénomorphe, elle se dispose le plus souvent en amas. Ses contours sont déchiquetés, moulés par le quartz, les feldspaths et les plagioclases. Parfois fortement chloritisée, elle peut aussi passer par épitaxie à la muscovite. Dans tous les cas, elle inclut des zircons.

* Sillimanite

Elle forme des amas flexueux étirés suivant la foliation qui limitent des rubans de quartz. Quelques fibres peuvent être incluses dans ces rubans et dans du feldspath potassique : elle est alors orientée parallèlement à la foliation.

* Muscovite

Elle est présente sous trois habitus :

- dans la mésostase, on l'observe en petites plages xénomorphes disséminées, aux contours dentelés, regroupées parfois en amas ;
- elle se développe également dans les amas de biotite en épitaxie sur la biotite ;
- en fines paillettes, elle se dispose au coeur des plagioclases mais se mêle également à la sillimanite.

h) Leptynite à sphéroïdes micacés

Cette leptynite possède une texture granoblastique hétérogranulaire. Les sphéroïdes, amas sphériques (5 mm) ou ellipsoïdaux (5 x 20 mm) de micas, sont noyés dans une matrice quartzofeldspathique fine.

La composition minéralogique de la mésostase est la suivante :

| | | | |
|----------------------|------|-------------|------|
| Quartz | 40 % | Plagioclase | 28 % |
| Feldspath potassique | 25 % | Muscovite | 7 % |

* Quartz

Fortement hétérogranulaire, il forme parfois des amas centimétriques. Les plus grandes plages (1 à 2 mm) ont des contours dentelés et possèdent de nombreuses bandes de déformation ainsi que des sous-grains.

* Feldspath potassique - Peu abondant, il apparaît sous deux habitus :

- quelques mégacristsaux plurimillimétriques d'orthose 1 s'individualisent çà et là. Ce sont des perthites à taches d'albite aux contours irréguliers qui pénètrent dans la matrice. Elles sont riches en inclusions de quartz et de plagioclase.
- de rares perthites à films albitiques, xénomorphes, sont disséminées dans la mésostase et constituent l'orthose 2.

* Plagioclase

Toujours bien maclé, plus ou moins altéré, on le trouve sous deux habitus :

- le plagioclase 1, en grandes plages subautomorphes, a parfois des macles tordues et montre plus rarement des bandes de déformation semi-rigide ;
- le plagioclase 2, en individus plus petits, est automorphe, moins altéré, parfois myrmékitique et souvent inclus dans du feldspath potassique.

* Biotite

Elle se présente selon deux types qui, avec le quartz, constituent les sphéroïdes :

- de la biotite brune forme généralement des amas de plages enchevêtrées qui peuvent être décolorées ou devenir verdâtres en bordure. On l'observe aussi en épitaxie sur la muscovite (pl.11, ph.1).
- la biotite verte, souvent zonée, se dispose à la périphérie des amas de biotite brune (pl.11, ph.2) dont elle n'occupe le centre que lorsque la biotite brune est absente. La biotite verte se dispose également en épitaxie sur la muscovite. Leur contact est alors net.

Ces deux types de micas participent avec du quartz à des symplectites qui se développent plutôt à la périphérie des amas micacés. Envahissant les fractures des feldspaths, ces symplectites pseudomorphosent également la muscovite. Cette association de biotite brune ou verte et de quartz possède souvent, mais de manière non systématique, une disposition radiale (pl.11, ph.3 et 4).

* Muscovite

Abondante dans certains faciès, xénomorphe, elle est en plages inframillimétriques parfois incluses dans le feldspath potassique.

* Chlorite

Exceptionnelle, elle se dispose en plages xénomorphes millimétriques au coeur de certains sphéroïdes.

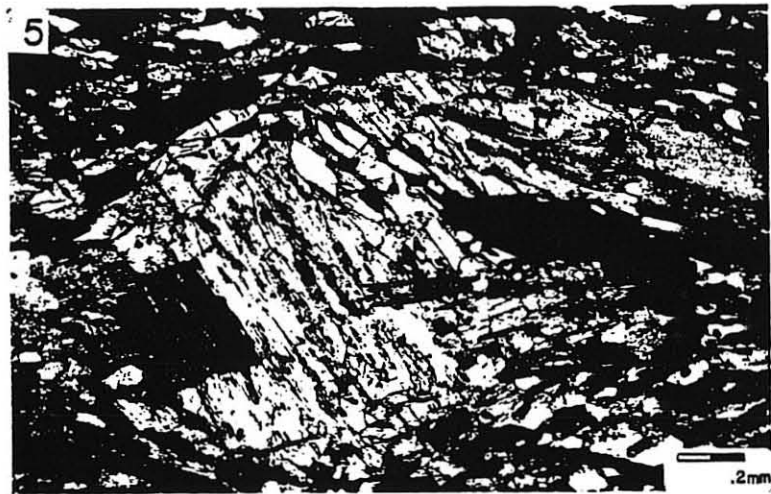
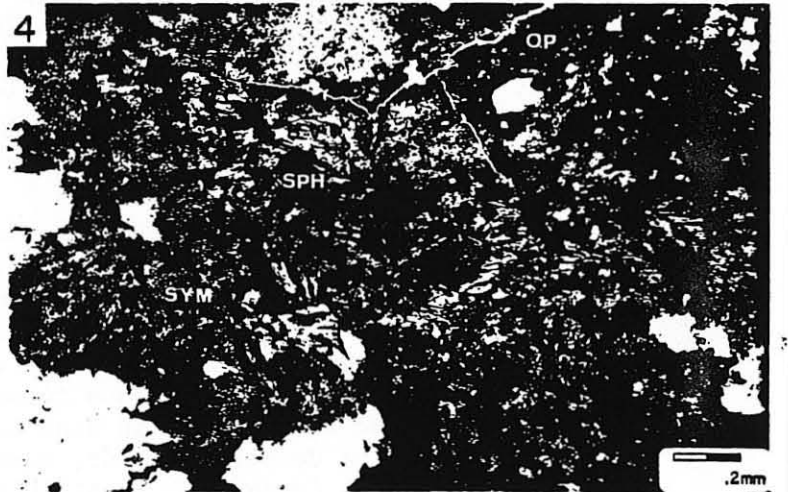
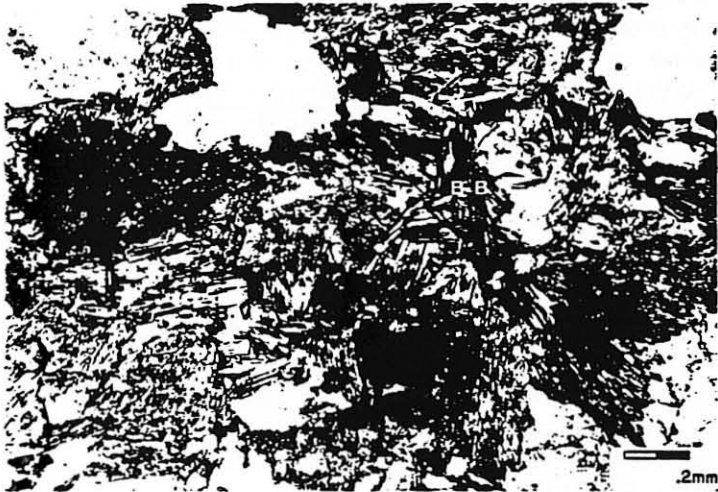
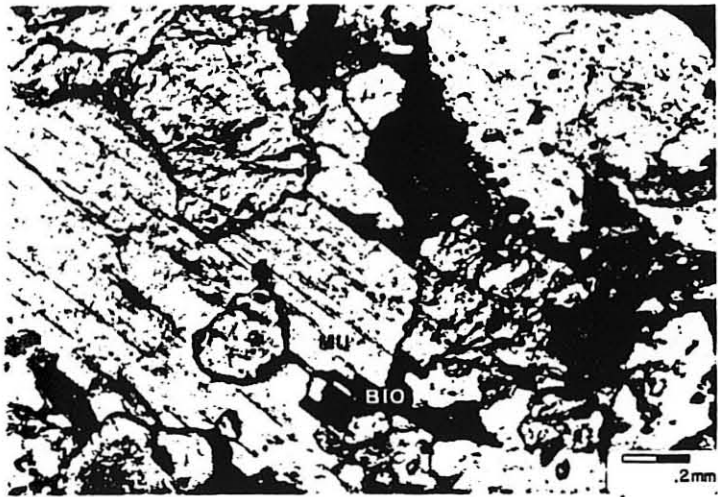
* Sphène

Peu abondant, il se cantonne aux micas verts des sphéroïdes et semble lié à l'apparition d'oxydes.

P L A N C H E 11

Les différents types de micas reconnus au sein
de la leptynite à sphéroïdes. (photos 1 à 4)

- Photo 1 : Epitaxie de biotite et de muscovite. Leptynite à sphéroïdes (lumière naturelle).
- Photo 2 : Enchevêtrement de biotite verte et de biotite brune (lumière naturelle).
- Photo 3 : Sphéroïde montrant les trois types de micas décrits :
- de la biotite brune au centre ;
- de la biotite verte ceinturant la biotite brune ;
- une association finement cristallisée de quartz et de biotite (verte ou brune) localisée à la périphérie des amas.
- Photo 4 : Sphéroïde plus évolué : seules quelques plages de biotite verte subsistent dans un fond finement cristallisé de quartz et de micas en association symplectique. Des minéraux opaques et du sphène apparaissent au centre du sphéroïde.
- Photo 5 : Mégacristal d'amphibole montrant de nombreuses recristallisations marginales (amphibolites feldspathiques litées).



- * Les minéraux opaques, principalement sous forme de goethite localement mouchetée de taches de pyrite, forment le coeur des sphéroïdes les plus évolués; c'est-à-dire les plus riches en symplectites, mais peuvent aussi se mêler aux micas bruns frangeant leur bordure (pl.11, ph.3).

- * Le zircon, inclus dans tous les types de micas décrits, est d'abondance variable. On en trouve également quelques cristaux dans le quartz et le feldspath.

Etude minéralogique

- Le problème de l'origine des amas micacés décrits précédemment dans la leptynite à sphéroïdes n'est pas encore résolu ; les observations macroscopiques et microscopiques n'apportent en effet aucun élément de réponse décisif, laissant ainsi place à l'hypothèse. La plus raisonnable que l'on puisse avancer, compte tenu de la morphologie des agrégats, des minéraux qui les constituent et de l'origine granitique de la roche qui les renferme est qu'ils représentent le produit de la pseudomorphose d'un minéral ferromagnésien primaire, d'origine magmatique. Le grenat et la cordiérite répondent bien aux critères exposés.

- Pour trancher entre ces deux minéraux, une étude détaillée des sphéroïdes a été entreprise à la microsonde. Les formules structurales des micas analysés ont été calculées sur une base de 11 oxygènes. Une estimation du fer trivalent peut être faite par la méthode de Dymek (1983) ($Fe^{3+} = 22 - \sum \text{cations}$). La somme des cations variant de 21,992 à 22 lorsque tout le fer est pris sous forme ferreuse, les quantités de fer ferrique contenu dans ces micas sont négligeables. Quoi qu'il en soit, sans tenir compte de cette valeur, nous pouvons utiliser les diagrammes de classification ($Mg/Mg+Fe : Al^{Vi}$) et ($FM : S : A$)

- Dans le premier (fig. 6 a) les micas des sphéroïdes se disposent selon l'axe Al^{Vi} . Cette variable atteint d'ailleurs pour certaines biotites vertes des valeurs extrêmement fortes ($Al^{Vi} = 1,5$) supérieures à la teneur extrême des sidérophyllites ($Al^{Vi} = 1$).

- Dans le deuxième diagramme (fig. 6 b) la plupart des biotites se projettent non loin du pôle "sidérophyllite", tandis que certaines biotites vertes se dispersent en direction du pôle des "Ti Eastonite". Cette dérive apparente vers des micas titanés produite par la variable A est en fait due uniquement à une proportion excessive d'aluminium dans les biotites vertes. Celles-ci apparaissent en effet très peu titanées et extrêmement riches en aluminium (fig. 6 c). Les biotites brunes, moins riches en aluminium, sont légèrement plus titanées, comme le laissait supposer leur pléochroïsme (Hayama, 1959 ; Roosmann, 1984).

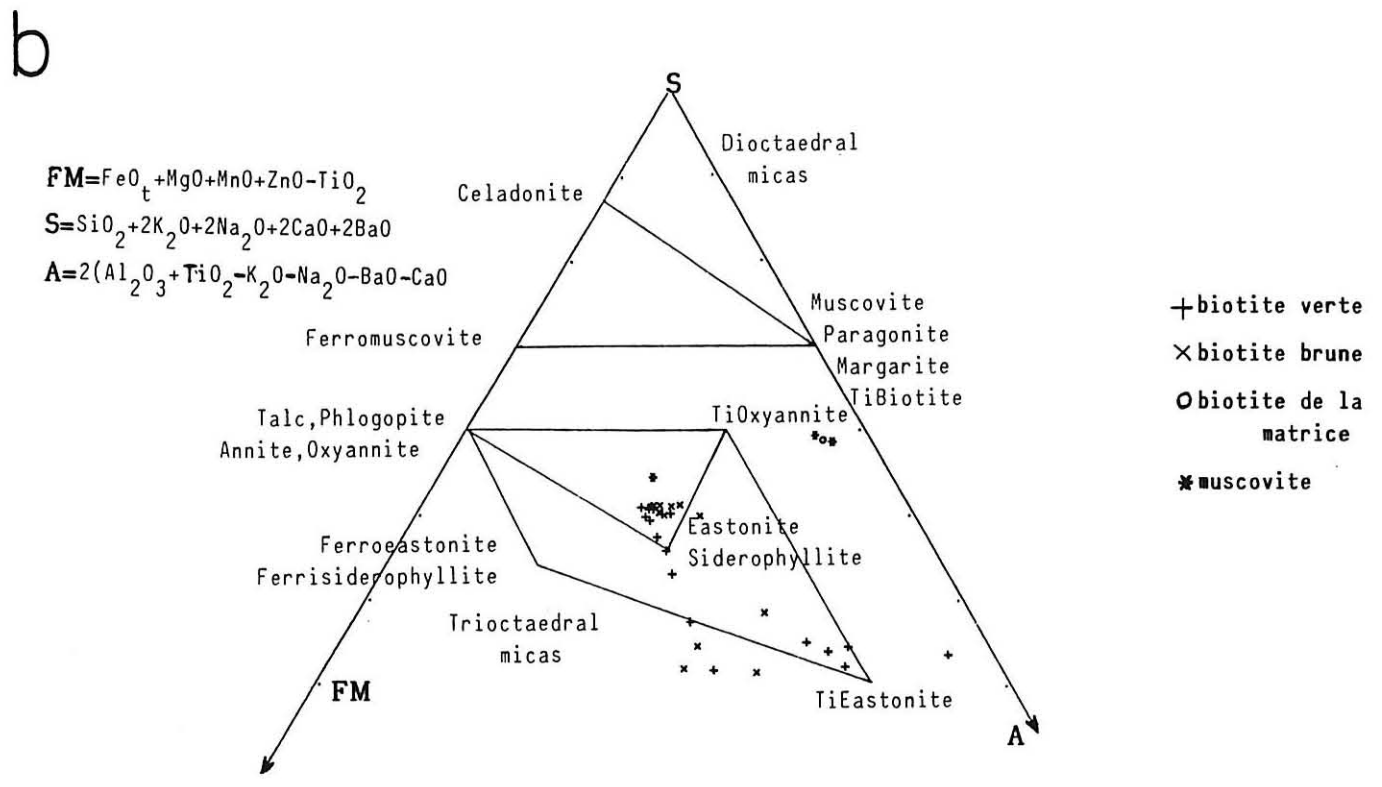
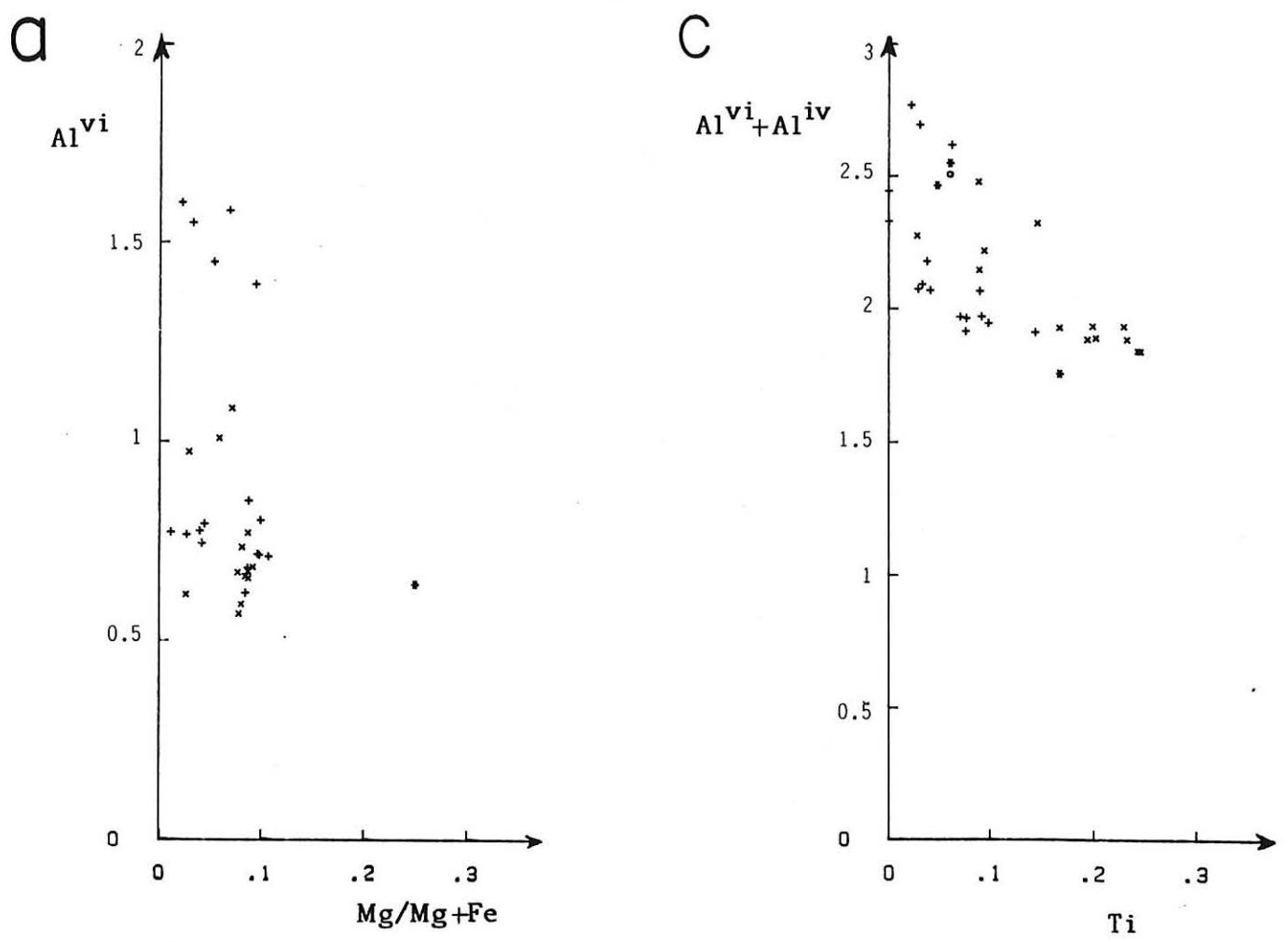
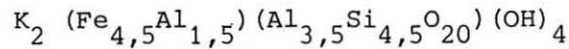


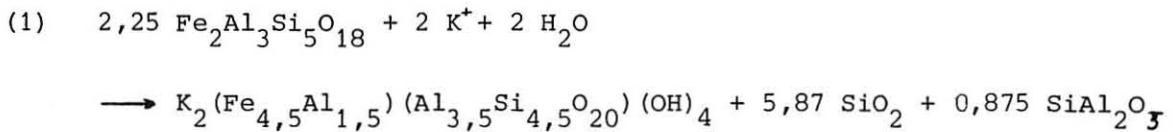
Fig. 6 : COMPOSITION DES MICAS DES SPHEROIDES
 a. dans le diagramme (Mg/Mg+Fe:Al^{vi})
 b. dans le diagramme (FM:S:A) (Dymek,1983)
 c. dans le diagramme (Ti:Al^{vi}+Al^{iv}) (Guitard,1963)

- Le caractère principal des micas des sphéroïdes est donc leur richesse en aluminium et leur chimisme ferreux. Abstraction faite des faibles teneurs en Mg, Mn et Ti relevées dans ces minéraux, leur formule structurale moyenne peut s'écrire :

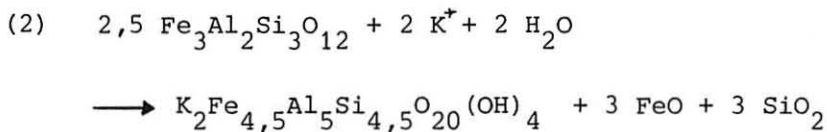


- Voyons si un grenat ou une cordiérite peuvent facilement conduire à la formation d'un tel minéral. Nous raisonnerons sur des pôles ferrifères, almandin ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$) et cordiérite ferrifère ($Fe_2Al_3Si_5O_{18}$).

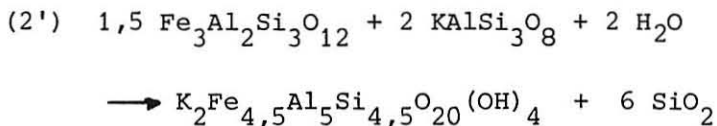
. de ces deux minéraux, la cordiérite, plus alumineuse que le grenat, nécessite un simple apport de potassium et d'eau pour produire une biotite comparable aux micas des sphéroïdes. La réaction peut s'écrire approximativement :



. le grenat, quant à lui, donnera un tel mica selon la réaction :

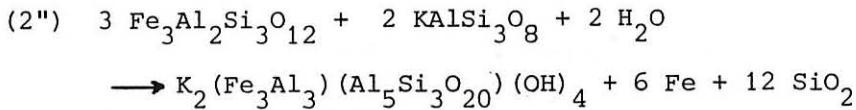


La réaction (1) a été invoquée par Vernon (1976) pour expliquer des évidences de pseudomorphoses de cordiérite par une association de type symplectique biotite-quartz et andalousite. Dans notre cas, tenant compte de la présence épisodique de minéraux opaques (goethite, pyrite) associés aux micas, et n'ayant jamais observé de silicate d'alumine dans les agrégats, cette réaction ne semble pas appropriée. Par contre, la déstabilisation d'un grenat suivant la réaction (2) rend compte de toutes les observations : les minéraux opaques proviendraient de l'excès de fer ; l'excès de silice s'observe sous forme de quartz ; le calcium et le titane contenus dans le grenat naturel forment du sphène. On peut également envisager que le potassium nécessaire à la réaction provient de la déstabilisation de feldspath potassique ; la réaction (2) devient alors :



Le fer n'est plus en excès, expliquant que dans la majorité des sphéroïdes on n'observe pas d'opaques mais des plages micacées et une association de type symplectique micas-quartz.

Remarquons enfin que les oxydes sont associés aux micas les plus alumineux pour lesquels on peut écrire une formule structurale approchée : $K_2Fe_3Al_3Al_5Si_3O_{20}(OH)_4$. La réaction de pseudomorphose s'écrit alors :



Le fer est en excès. Il se combinera à l'oxygène ou au soufre pour former de l'hématite, puis de la goethite ou de la pyrite. Ainsi, la déstabilisation de grenat en présence de feldspath potassique permet d'expliquer de manière cohérente les différents cas de figure observés dans les sphéroïdes.

Une transformation de ce type a été calibrée par Thompson (1982) (fig. 6 d). Répondant à une baisse de température, l'équilibre s'établit aux environs de 800°C, température qui n'a pu être atteinte lors du métamorphisme dans la leptynite à sphéroïdes. En effet, cette dernière étant une roche à muscovite dépourvue de sillimanite, les conditions métamorphiques n'y ont pas excédé la courbe A. (fig. 6d), interdisant de ce fait le déroulement de la réaction B à l'équilibre. On peut alors envisager l'hypothèse d'une origine anté-métamorphique des sphéroïdes, selon laquelle la transformation du grenat en agrégat micacé s'opérerait à l'équilibre, lors du refroidissement magmatique de la roche. Les observations macroscopiques contredisent ce schéma : l'existence dans certains faciès de sphéroïdes parfaitement sphériques ne s'explique que par un développement tardi- à post-tectonique des agrégats. Ceux-ci sont en effet très fragiles et l'acquisition d'une foliation les affecte grandement, comme en témoigne leur disposition dans les faciès qui, tardivement, ont subi une mylonitisation (cf. p. 98). En définitive, la transformation d'un grenat magmatique originel en sphéroïde ne peut être un phénomène tardi-magmatique.

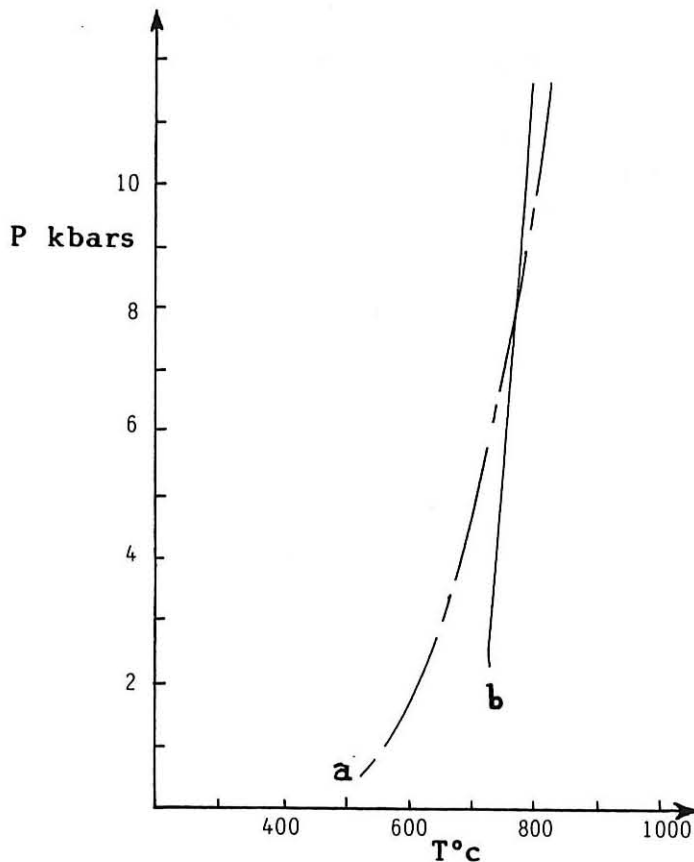


Fig. 6d: SYSTEME KASH DE THOMPSON (1982)

- a. muscovite + quartz \rightleftharpoons biotite + Kfeldspath + alumino-silicate + vapeur
 b. biotite + alumino-silicate + quartz \rightleftharpoons Kfeldspath + grenat + liquide

En résumé, de l'étude minéralogique développée ici il ressort que les sphéroïdes proviennent probablement de la déstabilisation de grenat magmatique très ferreux. Ce schéma, qui rend parfaitement compte de la forme et de la minéralogie des différents agrégats ne permet toutefois pas d'appréhender leurs conditions de formation : le grenat magmatique métastable s'est déstabilisé en une association de type symplectique quartz-micas dans la zone à muscovite, soit par apport métasomatique de potassium (réaction 2), soit avec la participation directe du feldspath potassique (réaction 2').

2) Les roches basiques

a) Les amphibolites

Youssif a distingué huit faciès au sein de cet ensemble. Nous ne nous attacherons ici qu'aux caractères généraux des amphibolites qui nous permettront de préciser l'évolution thermodynamique. Le faciès dominant des amphibolites est rubané et/ou lité. L'alternance décrite à l'échelle macroscopique s'y observe bien à l'échelle microscopique : les amphiboles se groupent dans des lits millimétriques à plurimillimétriques séparés par des lits pyroxéno-plagioclasiques millimétriques. La texture est grano-nématoblastique et l'on observe localement des mégacristaux plurimillimétriques de pyroxène parfois pseudomorphosé en amphibole.

L'analyse modale n'a, dans ce faciès, que peu d'intérêt vu l'hétérogénéité. La composition minéralogique est la suivante : quartz, feldspath potassique, plagioclase (An_{30-55}), biotite, amphibole, pyroxène, apatite, sphène, minéraux opaques.

* Quartz : Toujours présent, il est toutefois peu abondant et apparaît en petits grains millimétriques limpides.

* Plagioclase

De basicité et de taille variables (An_{30-55}), il se présente sous trois habitus :

- certains faciès évoquent une texture doléritique : les plagioclases 1 mêlés aux amphiboles forment de vagues lattes millimétriques polycristallines ;

- généralement, le plagioclase 2 est dispersé dans la mésostase en petits cristaux millimétriques subautomorphes allongés, maclés, et zonés. Parfois il forme des amas millimétriques à centimétriques de texture en mosaïque.

* Hornblende

D'abondance variable d'un lit ou d'une lame à l'autre, elle se dispose suivant trois habitus :

- l'amphibole 1, la plus abondante, se présente en cristaux millimétriques de toutes tailles, polygonaux, toujours allongés et orientés parallèlement à la foliation. Regroupée avec le plagioclase, elle forme des lits continus de texture granonématoblastique d'épaisseur millimétrique à plurimillimétrique. De couleur vert brun à vert jaune, elle montre souvent une zonation.

- dans certaines lames, on observe une amphibole 2 millimétrique de couleur vert d'eau, parfois aciculaire, souvent xénomorphe. Elle est associée à des oxydes.

- des mégacristaux plurimillimétriques d'amphibole 3, rares dans le faciès banal des amphibolites rubanées, peuvent être abondants dans certains faciès. Poecilites, xénomorphes, ils sont riches en inclusions de quartz. A leur périphérie s'individualisent de nombreux sous-grains (pl.11, ph.5).

Ces trois habitus, ainsi que les zonations observées, ne correspondent qu'à des variations chimiques mineures : les amphiboles analysées à la microsonde peuvent être rapportées, dans la classification de Leake (1978) à des hornblendes édénitiques ou magnésio-hastingsitiques.

* Biotite

Peu abondante, on l'observe sous deux habitus :

- la biotite 1, en cristaux millimétriques aux clivages bien nets, xénomorphes, est orientée parallèlement à la foliation et peut se regrouper en amas. Plus ou moins chloritisée, elle contient une quantité variable d'inclusions de minéraux opaques.

- la biotite 2, greffée sur l'amphibole, présente les mêmes caractères, l'orientation n'étant toutefois pas systématique.

* Clinopyroxène

D'abondance variable d'un faciès à l'autre, on peut toutefois lui reconnaître deux habitus :

- assez rares, des mégacristaux de pyroxène 1 plurimillimétriques s'individualisent dans certains niveaux privilégiés. Xénomorphes, riches en fines inclusions de Schiller, ils sont plus ou moins amphibolitisés en bordure et selon leurs fractures. Ils possèdent les mêmes caractères chimiques que les pyroxènes de la mésostase.

- abondant dans la mésostase, le pyroxène 2 est en petits cristaux subautomorphes incolores. Il forme généralement des lits millimétriques à plurimillimétriques avec le plagioclase. De chimisme relativement calcique, c'est une salite plus ou moins ferreuse.

* Le grenat

Présent principalement dans les lits pyroxéno-plagioclasiques, il est peu abondant en petits cristaux xénomorphes reliques corrodés par le quartz et le plagioclase. Mêlé au clinopyroxène, il est parfois subautomorphe, mais peut également apparaître en longues traînées rosées aux contours complexes. Dans tous les cas, c'est un grenat très calcique : $Gr_{62} An_{22} Al_{10} \dots$

* L'épidote

Assez fréquente, elle est plus abondante dans les niveaux pyroxéniques où elle se développe en plages xénomorphes. Tardive, elle moule les pyroxènes et les oxydes.

* La prehnite

Assez rare, elle est sous deux habitus :

- en agrégats fibroradiés dont la taille peut atteindre le millimètre, elle se localise alors dans les niveaux pyroxéno-plagioclasiques ;
- elle occupe également les clivages de la biotite qu'elle déforme.

* Minéraux accessoires

- . le sphène, très abondant, est en petits cristaux automorphes souvent inclus dans la hornblende, le plagioclase ou le clinopyroxène et toujours orienté parallèlement à la foliation.
- . la calcite se dispose généralement dans des fractures. Parfois incluse dans les plagioclases, le pyroxène, les amphiboles ou le grenat, elle y est en petits cristaux automorphes.
- . l'apatite se présente en cristaux automorphes parfois millimétriques disséminés dans la mésostase ou inclus dans l'amphibole, le plagioclase ou le clinopyroxène.
- . les minéraux opaques (hématite, pyrite) sont plus ou moins abondants. Ils se présentent généralement en plages xénomorphes inframillimétriques interstitielles.

b) Les pyroxénites

Disposées en lentilles décimétriques à métriques dans les amphibolites, elles n'ont pas été cartographiées. Youssif, se basant sur la teneur en hornblende des pyroxénites, en a distingué plusieurs sortes. Nous ne reprendrons pas de telles distinctions. Les caractères généraux des pyroxénites sont les suivants : de grain très fin, elles ont une texture granoblastique et ne possèdent, à l'échelle de la lame mince, aucune orientation. Là encore l'analyse modale a peu d'intérêt. La composition minéralogique est : quartz, clinopyroxène, plagioclase, grenat, épidote, minéraux opaques.

* Quartz : très rare, souvent absent, il est en grains xénomorphes.

* Clinopyroxène

Très abondant, on le trouve dans la mésostase sous deux habitus :

| minéraux | paragenèse 1 | paragenèse 2 | paragenèse 3 |
|----------|--------------|--------------|--------------|
|----------|--------------|--------------|--------------|

| | | | |
|------------------|-------------|------------------|------------------|
| Plagioclase | <u>PL 1</u> | <u>PL 1 PL 2</u> | |
| Pyroxène | <u>PX 1</u> | <u>PX 2</u> | |
| Amphibole |?..... | <u>AM 1 AM 3</u> | <u>AM 1 AM 2</u> |
| Biotite |?..... | <u>BIO 1</u> | <u>BIO 2</u> |
| Grenat | | ? _____ | |
| Sphène | | | _____ |
| Quartz | | | _____ |
| Epidote | | | _____ |
| Prehnite | | | _____ |
| Calcite | | | _____ |
| Minéraux opaques | | | _____ |

- Les différentes paragenèses observées dans les amphibolites et les pyroxénites -

| minéraux | |
|----------|--|
|----------|--|

| | |
|-------------------|-------------------------|
| Quartz | _____ |
| Feldsp.potassique | _____ |
| Plagioclase | <u>PL 1</u> <u>PL 2</u> |
| Biotite | _____ |
| Cordiérite | _____ |
| Sillimanite | _____ |
| Grenat | _____ |

- Paragenèses observées dans les gneiss fins -

- en cristaux xénomorphes, incolores, de taille inframillimétrique et dont les plus petits sont toutefois généralement automorphes ; il est propre, exempt d'inclusions et il se présente parfois en une mosaïque à joints triples ;
- en plages xénomorphes de taille millimétrique, il est fracturé, riche en petites inclusions de plagioclase.

* Plagioclase

Peu abondant, il forme des plages xénomorphes inframillimétriques qui moulent les pyroxènes automorphes.

* Grenat

Disséminé dans la roche, il se présente en petits cristaux automorphes regroupés en amas inframillimétriques. Son contact avec le pyroxène est parfois marqué par le développement de plagioclase.

* Epidote

Rare dans la mésostase, elle se développe avec la calcite et de grandes plages d'oxydes dans des zones particulières en petits agrégats fibroradiés ou, plus couramment, en grandes plages xénomorphes.

* La calcite, associée à l'épidote, se présente également en grandes plages xénomorphes. On la trouve en plages plus petites dans la mésostase.

* Les minéraux opaques (blende, pyrite, chalcopryrite, pyrrhotine) sont, soit en grande plages xénomorphes dans des zones particulières, soit en petites plages inframillimétriques xénomorphes disséminées dans la mésostase.

3) Les gneiss fins

a) Le faciès massif

De texture granoblastique à grain fin (0,1 à 0,3 mm), ce faciès montre toutefois à l'échelle de la lame mince une orientation minérale (biotite, plagioclase) qui marque une foliation discrète.

Sa composition minéralogique approchée est :

| | | | |
|----------------------|------|-------------|-------|
| Quartz | 49 % | Chlorite | } 2 % |
| Feldspath potassique | 4 % | Sillimanite | |
| Plagioclase | 19 % | Apatite | |
| Biotite | 26 % | Grenat | |
| | | | |

* Quartz

Constituant principal de cette roche, il se présente sous deux habitus :

- le quartz 1 est en grandes plages recristallisées, allongées, aux contours droits, qui se disposent parallèlement à la foliation. Il forme des amas lenticulaires millimétriques ou, plus généralement, des lits concordants d'épaisseur millimétrique. Il peut inclure de petites biotites orientées parallèlement à la foliation générale.

- le quartz 2 est le constituant majeur de la mésostase ; il s'y développe en petits grains dont l'extinction est généralement franche. Ses contours, souvent engrenés, sont assez réguliers. Il peut être inclus dans les feldspaths.

* Feldspath potassique

Rare, il apparaît en petits cristaux non perthitiques.

* Plagioclase (An₁₄₋₂₃)

Il apparaît sous deux habitus :

- des petits cristaux de plagioclase 1, parfois automorphes, sont moulés par le quartz 2 et la biotite. Leur coeur est souvent séricitisé et ils sont quelquefois zonés.

- de grands cristaux de plagioclase 2 xénomorphes, aux contours réguliers, peuvent être fracturés, les fractures étant comblées par de la biotite.

Sous ces deux habitus, le plagioclase présente des macles polysynthétiques fines souvent parallèles à la foliation. Quelle que soit leur taille, les cristaux isolés peuvent être ovoïdes, allongés suivant la foliation, ou se disposer en amas polycristallins lenticulaires de même orientation.

* Biotite

Abondante, elle se présente en lamelles fraîches de taille variable qui marquent la foliation. Elle contrôle la croissance des quelques rubans de quartz et moule le plagioclase.

* Grenat

Observé localement, il peut être relativement abondant et apparaît sous forme de petits cristaux automorphes ou subautomorphes isolés dans la mésostase, moulés par le plagioclase 1 et la biotite.

* Minéraux accessoires

La chlorite, peu abondante, provient de l'altération des biotites.

L'apatite, en grains automorphes, est localement abondante.

b) Le faciès lité

Isogranulaire, de grain moyen (0,4 à 1 mm), sa texture est grano-lépidoblastique. La foliation est ici bien visible, marquée par l'ensemble des minéraux.

Sa composition modale moyenne est la suivante :

| | | | |
|----------------------|------|----------------------|-------|
| Quartz | 40 % | Cordiérite | 7 % |
| Feldspath potassique | 4 % | Muscovite | 2,3 % |
| Plagioclase | 16 % | Minéraux accessoires | 0,7 % |
| Biotite | 30 % | | |

* Quartz, plagioclase et feldspath potassique présentent grosso modo les mêmes habitus que dans le faciès massif. Toutefois, ils apparaissent ici en cristaux nettement plus allongés, parallèles à la foliation.

* La biotite

Abondante, elle est en lamelles bien fraîches de tailles variées. Les plus grandes d'entre elles forment des cloisons continues qui marquent la foliation ; d'autres, plus petites, se disposent transversalement. Elles contrôlent la croissance des cristaux allongés de quartz, plagioclase et cordiérite.

* La cordiérite

Toujours associée à des cloisons micacées, elle forme des cristaux amygdalaires. Plus ou moins pinitisée, elle inclut souvent des fibres de sillimanite et des petites biotites orientées.

* La sillimanite, peu abondante, se cantonne aux cristaux de cordiérite et d'orthose.

* La muscovite, parfois associée à la biotite, est généralement secondaire, associée aux cordiérites pinitisées et à l'altération des feldspaths.

* Minéraux accessoires

L'apatite est en grains automorphes, disséminés dans la mésostase.

Le zircon est inclus dans les micas.

c) Le faciès schisteux

Ce faciès, de texture granolépidoblastique, se rapproche microscopiquement du précédent. La foliation y est mieux marquée, les minéraux felsiques se regroupent en lits millimétriques séparés par des cloisons de minéraux mafiques.

Sa composition modale est :

| | | | |
|----------------------|------|----------------------|------|
| Quartz | 35 % | Cordiérite | 12 % |
| Feldspath potassique | 3 % | Muscovite | 2 % |
| Plagioclase | 15 % | Sillimanite | 3 % |
| Biotite | 29 % | Minéraux accessoires | 1 % |

* Quartz, plagioclase et feldspath potassique se mêlent pour former des lits d'épaisseur millimétrique. Leurs cristaux isogranulaires, inframillimétriques, possèdent des habitus identiques à ceux décrits dans les faciès précédents (quartz à contours réguliers plus ou moins engrenés, plagioclases automorphes moulés par les autres minéraux) et l'on observe pour tous ces minéraux des cristaux trapus et des cristaux allongés aux contours parfois contrôlés par des lamelles de biotite.

* La biotite

Elle apparaît toujours fraîche. Elle se regroupe, formant des cloisons et des amas lenticulaires plurimillimétriques. Au sein des lits quartzofeldspathiques, elle est disséminée en petites lamelles incluses dans le quartz et le plagioclase ou délimitant des joints de grains.

* La cordiérite

Plus abondante que dans les faciès précédents, elle est intimement associée à la biotite. Peu altérée, elle apparaît en cristaux allongés et peut inclure des aiguilles de sillimanite.

* La sillimanite

Relativement peu abondante, elle s'associe dans les cloisons de biotite à la cordiérite ou au feldspath potassique.

* Minéraux accessoires

Apatite, zircon et chlorite présentent les mêmes habitus que dans les faciès précédents.

| | | | |
|----------|--------------|--------|--------------|
| minéraux | paragenèse 1 | fusion | paragenèse 2 |
|----------|--------------|--------|--------------|

| | | | | |
|-----------------------------|-------------------|-------------|-------|---------------------------|
| GRANITE HETEROGENE CLAIR | Quartz | <u>QZ 1</u> | excès | <u>QZ 2</u> — — — |
| | Oligoclase | | | QZ1 |
| | Feldsp.potassique | | | <u>PL1</u> — |
| | Biotite | | | |
| | Sillimanite | | | <u>BIO1</u> — <u>BIO2</u> |
| | Cordiérite | | | — |

| | | | | |
|---|-------------------|-------------|-------|----------------------------------|
| ANATEXITE HOLOLEUCOCRATE A CORDIERITE-GRENAT | Quartz | <u>QZ 1</u> | excès | <u>QZ 2</u> |
| | Oligoclase | | ? | QZ1 |
| | Feldsp.potassique | <u>OR 1</u> | excès | ? — <u>OR 2</u> — <u>OR 3</u> |
| | Biotite | | | — |
| | Sillimanite | <u>SI 1</u> | excès | <u>SI2</u> <u>AND?</u> |
| | Cordiérite | | | — |
| | Grenat | | | <u>GR1</u> <u>GR2</u> |

| | | | | |
|-----------------------|-------------------|-------------|-------|------------------------|
| LEPTYNITE NEBULITIQUE | Quartz | <u>QZ 1</u> | excès | <u>QZ 2</u> <u>QZ1</u> |
| | Oligoclase | | ? | ? — |
| | Feldsp.potassique | <u>OR 1</u> | excès | — <u>OR 3</u> |
| | Biotite | | ? | ? — |
| | Sillimanite | <u>SI 1</u> | excès | <u>SI2</u> |
| | Cordiérite | | | — |
| | Grenat | | | — |

| | | | | |
|-------------------|-------------------|-----------------|-------|---------------------------------------|
| GNEISS LEPTYNIQUE | Quartz | <u>QZ 1,2,3</u> | excès | <u>QZ 3</u> — — |
| | Oligoclase | <u>PL 1</u> | excès | QZ1 |
| | Feldsp.potassique | <u>OR 1</u> | excès | ? <u>PL 2</u> |
| | Biotite | <u>BIO 1</u> | excès | ? <u>OR 2</u> <u>OR 3</u> <u>OR 4</u> |
| | Sillimanite | <u>SI 1</u> | excès | OR1 |
| | Grenat | | | ? <u>BIO2</u> |
| | Cordiérite | | | <u>SI 2</u> |

- Succession des paragenèses observées dans les faciès les plus mobilisés de la lignée claire -

4) Conclusions de l'examen microscopique de la lignée claire et des lentilles associées (amphibolites, gneiss fins)

Pour chaque faciès, l'étude microscopique et le tableau synoptique (page 84) qui en découle font apparaître, au delà de la chronologie relative de cristallisation des minéraux, l'empreinte de l'anatexie. Ainsi, dans les faciès fortement mobilisés, nous pourrions appréhender la séquence de cristallisation qui a succédé à la fusion tandis que les niveaux supérieurs du complexe nous renseigneront sur les événements antérieurs à l'anatexie. La confrontation des tableaux obtenus au sein de la lignée claire nous indiquera l'ordre de disparition des minéraux lors de cet épisode thermique, épisode qui se traduit non seulement par l'apparition de minéraux symptomatiques (grenat, cordiérite) et par le développement de faciès granitiques oblitérant toutes les structures antérieures de la roche, mais qui marque également les minéraux felsiques. Ainsi, après avoir décrit les textures microscopiques acquises lors de l'anatexie, nous examinerons les caractères des minéraux qu'elle est réputée engendrer, puis nous nous intéresserons au comportement des minéraux felsiques (quartz, feldspath) et des minéraux dits réfractaires (biotite, sillimanite).

a) Les textures microscopiques héritées de l'anatexie

A l'échelle de la lame mince, les structures que développe l'anatexie sont peu variées. En effet, les figures de mobilisation décrites à l'affleurement aboutissent, par une désorganisation progressive de la structure primitive de la roche, à sa disparition complète. Ainsi, suivant le degré de mobilisation, ne subsistent en lame mince que quelques cloisons où micas et sillimanite orientés suivent une foliation relictuelle : l'anatexie oblitère la structure primitive de la roche, conduisant microscopiquement à une texture grenue.

b) Caractères microscopiques des minéraux liés à la mobilisation

Reconnus macroscopiquement, les minéraux symptomatiques des faciès les plus mobilisés sont le grenat et la cordiérite. Microscopiquement, ils montrent une tendance à l'automorphisme : parfois automorphes, ils sont le plus souvent en amas polycristallins, chaque cristal ayant toujours quelques faces cristallographiques développées. D'autre part, ils apparaissent associés à du quartz en vermicules ou en inclusions arrondies, associations qui évoquent parfois des figures d'eutectique.

Ainsi, de par leur occurrence, leur forme et le type d'association qu'ils présentent avec le quartz, le grenat et la cordiérite auraient une origine magmatique. Ils cristalliseraient pendant l'anatexie dans le liquide silicaté issu de la fusion des matériaux quartzofeldspathiques.

c) Comportement des minéraux felsiques

Constituants majeurs des roches de la lignée claire, le quartz et les feldspaths ont été décrits sous des habitus divers que l'on peut relier, soit à l'anatexie, soit à d'autres événements tectono-métamorphiques, antérieurs ou postérieurs.

* Ainsi, dans la lignée claire, le quartz est décrit sous quatre habitus principaux reflétant les différents événements qu'il a subis.

- Le quartz aux contours lobés (Qz 1), absent dans les gneiss et leptynites supérieurs du complexe leptyno-gneissique, rare dans le gneiss leptynique, se développe abondamment dans les faciès les plus mobilisés. Les lobes, très fréquents au contact des feldspaths et des plagioclases, sont souvent détachés de la plage de quartz dont ils dérivent et acquièrent alors une extinction propre. Pour expliquer une telle figure, il faut faire appel à un "liquide", magma silicaté qui corroderait la partie non fondue du quartz : la fusion de ce minéral n'est donc pas complète. Les quartz lobés représenteraient des reliques de paléosome (Mehnert, 1968 ; Mehnert et al., 1973 - Planche 7, ph.5) corrodées par un liquide silicaté. Ils peuvent, lors du refroidissement, servir de germe cristallin à une partie du quartz qui participait au liquide anatectique.

- Le quartz en plages xénomorphes aux contours irréguliers mais droits (Qz1) possède parfois des contours lobés. Il s'observe dans les faciès moyennement mobilisés où l'anatexie n'a développé des liquides que ponctuellement (mobilisés concordants) la majeure partie de la roche demeurant vraisemblablement à l'état solide. Ce quartz n'a donc pas été corrodé par des liquides de fusion. Cristallisé avant l'anatexie il n'a sans doute pas, ou peu, fondu pendant cet épisode thermique. Toutefois, l'examen microscopique a révélé quelques figures montrant qu'il existe deux générations de ce type de quartz (p1.8, ph.1). Ainsi, il semble qu'une partie de ce quartz ait une origine "magmatique", cristallisant à partir du magma anatectique.

- Le quartz en rubans, (Qz 3), caractéristique du gneiss ocellé à rubans quartzeux, s'observe sporadiquement dans le gneiss leptynique et la leptynite nébulitique où il est associé à des cloisons de sillimanite. Ce type d'habitus, qui disparaît dans les faciès les plus anatectiques, témoigne vraisemblablement d'événements tectoniques antéanatectiques que nous envisagerons plus en détail dans la partie structurale de ce mémoire. Notons toutefois que des rubans de quartz se développent dans des faciès mylonitiques récents postérieurs à l'anatexie : il existerait donc deux générations de quartz en rubans.

● Le quartz inclus dans les différents minéraux peut avoir deux origines :

. une origine magmatique, anatectique, dont les expressions les plus typiques sont l'association eutectique avec les minéraux ferromagnésiens cordiérite ou grenat et les inclusions automorphes ou subautomorphes disposées dans les plagioclases et les feldspaths. Ce quartz cristallise à partir du liquide anatectique. (Qz 2 et une partie du Qz 1).

. une origine anté-anatectique qui se traduit par différents types d'inclusions :

- des gouttes de quartz (pl. 7) localisées à la périphérie des feldspaths et à proximité de plages de quartz lobé représentent les lobes détachés de leur plage parente (Qz 1). Ainsi, corrodées dans un premier temps par le liquide silicaté, elles acquièrent lors de la recristallisation qui suit, une forme arrondie par réduction de leur énergie de surface.

- des rubans de quartz aux contours lobés (Qz 3) (Pl. 9, ph. 2), assez rares, ont subi une évolution complexe : avant d'être piégé dans des feldspaths alcalins ou des plagioclases au cours du refroidissement post-anatectique, ce quartz est d'abord déformé, puis corrodé par le liquide silicaté produit par la fusion.

* Le feldspath potassique, quant à lui, a été observé sous quatre habitus répertoriés dans le gneiss leptynique.

Les mégacristaux (orthose 1), plus ou moins abondants dans les niveaux peu mobilisés du complexe leptyno-gneissique, sont rares dans la leptynite nébulitique et quasiment absents dans le granite hétérogène clair et l'anatexite hololeucocrate. Ils sont souvent bordés par une frange perthitique à film albitique dense (orthose 4) riche en inclusions automorphes de plagioclase et de perthite du même type (orthose 2), frange qui pénètre dans la mésostase. L'orthose présente dans cette dernière l'est généralement sous forme de perthite à film albitique dense (orthose 3) ressemblant à l'orthose 2 et à l'orthose 4. Xénomorphe, elle apparaît, comme l'orthose 2 et l'orthose 4, tardive par rapport aux minéraux de la mésostase. Ainsi, de par leur occurrence et leur disposition, les perthites à film albitique dense représenteraient la dernière génération d'orthose. Parfois greffées ou incluses dans des mégacristaux d'orthose 1, leur automorphisme signifierait leur origine magmatique : elles seraient issues de la cristallisation du liquide anatectique.

Les mégacristaux d'orthose 1, quant à eux, auraient une signification ambiguë vis à vis de l'anatexie. On peut en effet leur accorder valeur de clastes du fait de leur localisation dans les niveaux supérieurs tandis que, dans les niveaux moyennement mobilisés, les inclusions qu'ils contiennent attestent leur fonte partielle pendant l'anatexie et leur recristallisation ultérieure : ils ont alors un caractère blastique. Enfin, dans les faciès granito-anatectiques la fusion totale du feldspath potassique

conduit à la néoformation de perthites à film albitique dense et à la disparition totale des mégacristaux.

- * Le plagioclase est connu sous un habitus unique : automorphe à sub-automorphe, il moule les quartz lobés et est souvent inclus dans les perthites à film albitique. Deux générations ont pu être individualisées dans le gneiss leptynique. Pour les expliquer, on peut adopter le même raisonnement que celui utilisé pour rendre compte des différentes générations de feldspath potassique. Dans les niveaux fortement mobilisés, l'anatexie produit la fusion totale du plagioclase : on n'en recense alors qu'une génération. Sa nette tendance à l'automorphisme attesterait son origine magmatique. Dans les faciès moins mobilisés, la fusion du plagioclase n'a été que partielle : certains plagioclases de la mésostase sont des reliques des fusions, les autres sont issus du liquide anatectique silicaté : dans ces faciès, deux générations de plagioclase seront individualisées.

d) Comportement des minéraux dits réfractaires

Nous nous intéresserons sous cette dénomination au comportement de la sillimanite et de la biotite.

- * La sillimanite, abondante dans les faciès leptyno-gneissiques supérieurs (S_2, n_3, s_2) où elle coexiste parfois avec la muscovite devient rare dans les faciès anatectiques et disparaît dans les formations granitiques. Généralement sous forme de fibrolite, elle constitue des amas centimétriques lenticulaires qui marquent la foliation. Elle se dispose également en aiguilles incluses dans le quartz. Ces deux habitus bien différents reflèteraient les épisodes métamorphiques subis par ce minéral :
 - les amas de fibrolite auraient une origine anté-anatectique : ce serait des résistats de fusion. Absents des faciès granitiques, leur fusion y serait totale (Si_1) ;
 - les aiguilles de sillimanite incluses dans le grenat ou dans l'orthose auraient une origine magmatique (Si_2).

- * La biotite a un comportement analogue à celui de la sillimanite : abondante dans les faciès peu mobilisés où elle marque la foliation, elle aurait une origine anté-anatectique (Bio 1) : cet habitus disparaît en effet lorsque l'on s'approche des roches granito-anatectiques. La biotite devient alors peu abondante, quelques schlieren micacés subsistent mais, pour la plupart, le mica noir est disséminé dans la roche moulant quartz lobés, grenat et cordiérite. Il est donc, dans ces faciès, d'origine magmatique (Bio 2), postérieur à la cristallisation du grenat et de la cordiérite.

Schéma a : Séquence de fusion observée dans la lignée claire.

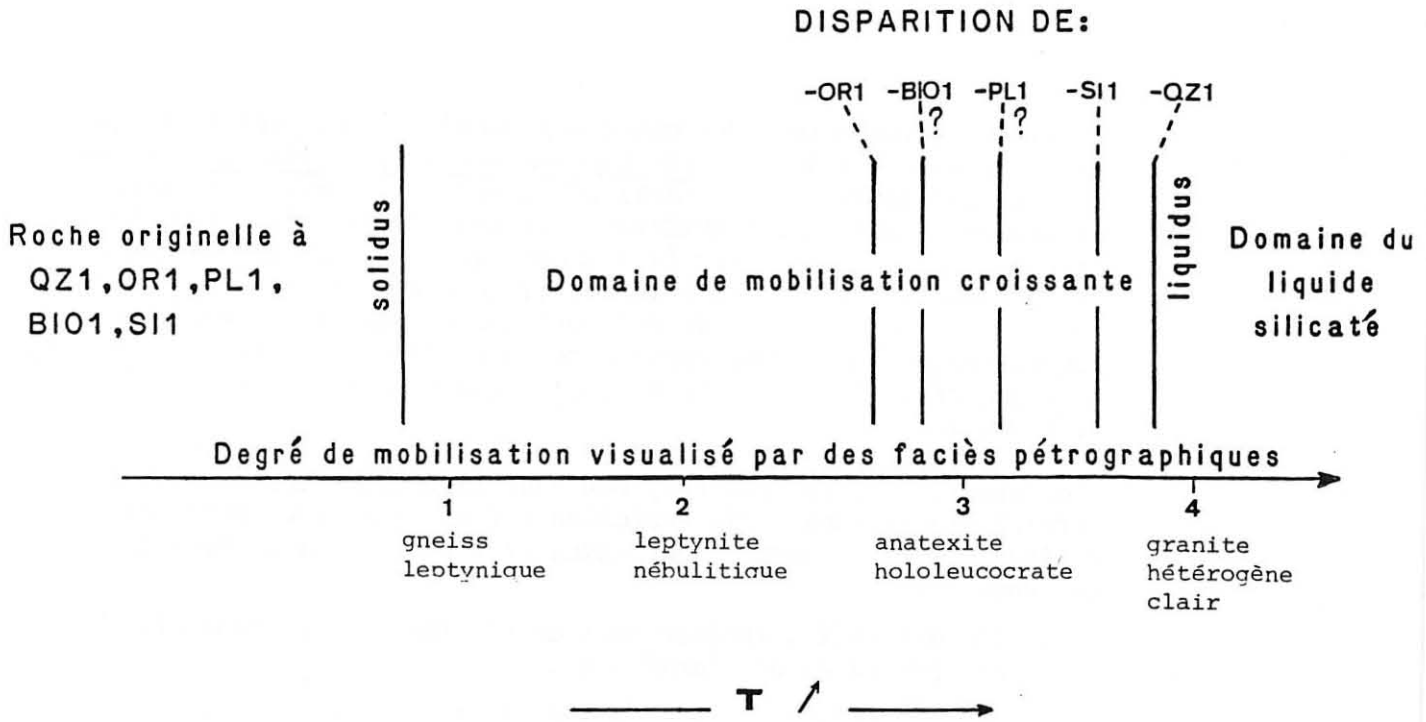
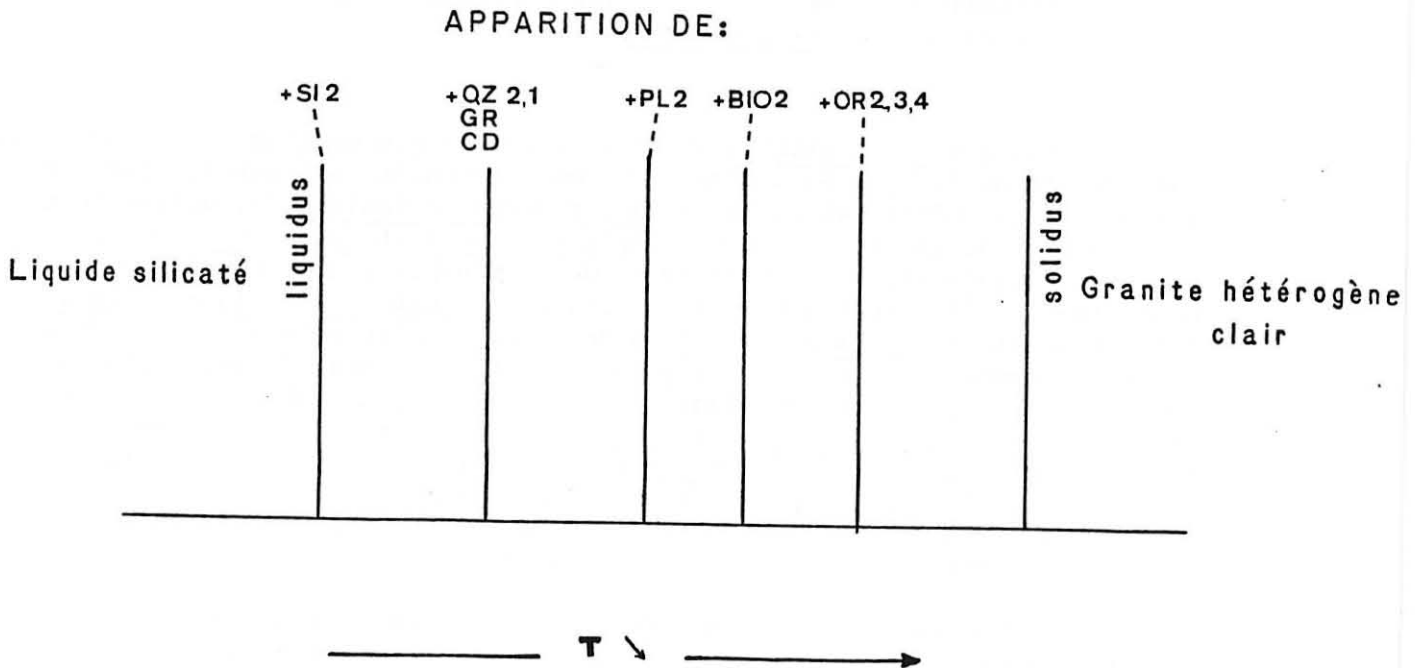


Schéma b : Séquence de cristallisation du liquide silicaté donnant naissance au granite hétérogène clair.



e) Conclusion

- L'examen microscopique des principaux minéraux des gneiss, leptynites et granites du complexe leptyno-gneissique stratifié corrobore la notion de lignée claire et permet d'appréhender le rôle prépondérant que joue l'anatexie dans son individualisation. Le schéma a page 89 visualise la séquence de fusion contemporaine de cet événement ; le schéma b relate la séquence de cristallisation du liquide silicaté issu de cet épisode. Du premier schéma, nous pouvons déduire une paragenèse anté-anatectique : outre le quartz 1, le plagioclase 1 et l'orthose 1, elle comprend la biotite 1 et la sillimanite 1.

L'andalousite et le spinelle, minéraux exceptionnels, sont difficiles à placer dans cette évolution : leurs relations avec les minéraux de la mésostase sont rares et l'on ne peut qu'émettre des hypothèses.

- . l'andalousite, incluse dans de l'orthose 2, pourrait être contemporaine de l'anatexie ;
- . le spinelle, moulé par du quartz et des micas, semble présenter le même habitus que le grenat ; il lui est peut-être contemporain.

Enfin, au sommet du complexe leptyno-gneissique stratifié apparaît de la muscovite primaire. Très répandue dans la leptynite à sphéroïdes, elle est peu abondante dans le gneiss oillé à rubans quartzeux, faciès où, en épitaxie avec la biotite, elle coexiste avec la sillimanite. Dans la leptynite à sphéroïdes, elle présente d'ailleurs le même type d'habitus que cette dernière et lui serait, par conséquent, contemporaine.

- Les niveaux basiques, quant à eux, sont peu marqués par l'anatexie. Dans ces formations, l'évolution tectonométamorphique est marquée par différentes paragenèses. Ainsi, dans la paragenèse primaire s'associent peut-être au plagioclase et au pyroxène (plagioclase 1 et pyroxène 1), d'origine magmatique probable, de la biotite et de l'amphibole. Aucune relique de ces deux minéraux n'a été observée à ce stade, l'amphibole 1 et la biotite 1 faisant partie de la paragenèse 2. A cette paragenèse métamorphique, certainement contemporaine de la paragenèse 1 décrite dans la lignée claire, participent du pyroxène, du plagioclase, du grenat, du sphène et du quartz. Puis s'est développée une paragenèse 3 à épidote, prehnite, calcite, biotite et amphibole aciculaire (amphibole 2). Cette amphibole 2 se développe aux dépens de l'amphibole 1. La paragenèse 3, tardive, est à relier à la forte nucléation aux joints de grains et au développement de franges albitiques et de myrmékites observées dans la lignée claire.

- Enfin, dans les gneiss fins associés à ces niveaux basiques, aucune relique n'a été observée. L'évolution tectonométamorphique y est mal définie, les recristallisations tardives poussées affectant l'ensemble des minéraux et développant des textures isogranulaires parfois proches

d'une mosaïque. Toutefois, la cordiérite apparaît relativement tardive, se développant aux dépens de la biotite, alors que le grenat, moulé par le mica noir, lui serait antérieur. Ces minéraux reflètent peut-être des conditions métamorphiques différentes. Quoi qu'il en soit, ils nous permettront d'appréhender et de quantifier l'évolution tectonométamorphique qu'ont subie les gneiss fins et de la comparer à celle que nous retracerons dans les amphibolites.

5) Les formation plutoniques

a) Le granite à deux micas

Ce granite de grain assez fin (0,5 à 1 mm) possède une texture grenue. Sa composition modale moyenne est la suivante :

| | | | |
|-------------|------|-----------|-----|
| Quartz | 32 % | Biotite | 3 % |
| Orthose | 27 % | Muscovite | 7 % |
| Plagioclase | 31 % | | |

* Quartz

Il se présente sous deux habitus :

- en petits cristaux dihexaédriques propres, le quartz 1 est généralement inclus dans les micas, plus rarement disséminé dans la mésostase ;
- fortement hétérogranulaire dans la mésostase, le quartz 2 se présente en plages xénomorphes aux contours irréguliers, parfois lobés. Les plus grandes plages possèdent des bandes de déformation et d'une manière générale corrodent tous les autres minéraux.

* Feldspath potassique

Fortement altéré, il est en plages xénomorphes parfois perthitiques (fuseaux et taches d'albite) parfois riches en inclusions de quartz, plagioclase et muscovite.

* Plagioclase

Fortement séricitisé, il est abondant et se dispose selon deux habitus :

- Le plagioclase 1, en amas polycristallins, forme un enchevêtrement de plages xénomorphes et de lattes à tendance automorphe ;
- automorphe, le plagioclase 2 est en petits cristaux parfois zonés, inclus dans le feldspath potassique.

* Muscovite

Elle possède deux habitus

- disséminée dans la mésostase, la muscovite 1 est en lamelles xénomorphes, fraîches, riches en inclusions de quartz et de produits sériciteux ;

- plus rarement, la muscovite 2 se regroupe en amas plurimillimétriques. Les plages xénomorphes sont alors souvent bordées de feldspath potassique mais sont également frangées par des produits sériciteux qui forment des symplectites avec le quartz.

* Biotite

Elle présente les mêmes habitus que la muscovite et lui est généralement associée par épitaxie. En plages xénomorphes, elle est riche en auréoles pléochroïques rondes ou bordant les plages.

* Tourmaline

Trabéculaire, elle forme une trame qui suit les joints de grains mais pénètre également dans les plagioclases. Cette trame corrode le feldspath potassique et la muscovite mais moule le quartz.

b) Le granite à cordiérite de Baudinet

Ce granite de grain assez fin (0,5 à 2 mm) montre localement une structure fluidale due à l'orientation des lattes de feldspath alcalin (0,2 x 2 mm).

Sa composition modale est la suivante :

| | | | |
|----------------------|------|----------------------|-----|
| Quartz | 34 % | Biotite | 4 % |
| Feldspath potassique | 37 % | Muscovite | 1 % |
| Plagioclase | 17 % | Minéraux accessoires | 1 % |
| Cordiérite | 4 % | | |

* Quartz

Il se présente sous deux habitus :

- le quartz 1, en cristaux subautomorphes ou arrondis, propres, est inclus dans les feldspaths alcalins ou dans les plagioclases ;

- le quartz 2, constituant de la mésostase, est fortement déformé : contours dentelés, sous-grains et bandes de déformation affectent des plages xénomorphes qui possèdent parfois des faces cristallographiques. Dans certains cas, on peut parler "d'automorphisme". Quelquefois moulé par le feldspath potassique, c'est généralement lui qui moule les autres minéraux.



* Feldspath potassique

Maclé Carlsbad, finement perthitique à films et plus rarement à fuseaux d'albite, il se dispose généralement en baguettes allongées parallèlement au plan de macle et confère, par son orientation, une structure fluidale discrète à la roche. De tendance automorphe, il est moulé par le quartz de la mésostase, alors qu'il moule souvent le plagioclase. Il inclut des cristaux de quartz de toutes tailles, automorphes ou arrondis, ainsi que des plages de biotite et de petits cristaux de plagioclase. Parfois tronçonné, il est alors cicatrisé par des produits sériciteux.

* Plagioclase

Il se dispose selon deux habitus :

- fortement altéré, il est automorphe, trapu, maclé polysynthétiquement, et montre quelquefois une zonation discrète à laquelle s'ajoute une bordure acide fraîche. Moulé par la biotite, le quartz, et de manière non systématique le feldspath potassique, il voit ses fractures comblées par des produits sériciteux et du quartz.

- des petits plages myrmékites xénomorphes se disposent à la périphérie des baguettes de feldspath potassique.

* Biotite

Peu abondante, on la distingue sous deux habitus :

- la biotite 1, en petites plages automorphes, est incluse dans les feldspaths potassiques, le quartz et le plagioclase ;

- la biotite 2, en plages xénomorphes, interstitielles, se dispose dans la mésostase, moulant l'ensemble des minéraux, parfois orientée parallèlement aux faces cristallographiques des feldspaths. Fortement chloritisée, elle est riche en inclusions de zircon.

* Cordiérite

Fortement séricitisée, elle forme des fantômes de plages automorphes dont les relations avec les autres minéraux sont délicates à préciser. Il semble toutefois que l'ensemble des minéraux de la mésostase la moule, hormis quelques quartz subautomorphes inclus ou qui jalonnent sa bordure.

* Muscovite

Rarement en épitaxie sur la biotite, elle forme généralement, avec des produits micacés, une auréole autour des cordiérites mais peut également pénétrer dans les feldspaths par des fractures. Elle est secondaire.

* Zircon - Généralement en petits cristaux et inclus dans les biotites, on le trouve également en gros cristaux au sein de la mésostase ou inclus dans les feldspaths.

| | | |
|----------|----------------------------|-------------------------|
| minéraux | crystallisation magmatique | altération deutéritique |
|----------|----------------------------|-------------------------|

| | | | |
|----------------------|-------------------|-------|-------|
| GRANITE A DEUX MICAS | Quartz | ----- | ----- |
| | Plagioclase | ----- | |
| | Biotite | ----- | |
| | Muscovite | ----- | ----- |
| | Feldsp.potassique | ----- | |
| | Tourmaline | ----- | ----- |

| | | | |
|---------------------|-------------------|---------------------------------|------------|
| GRANITE DE BAUDINET | Quartz | ----- | <u>MYR</u> |
| | Plagioclase | ----- | <u>MYR</u> |
| | Feldsp.potassique | ----- | |
| | Biotite | <u>BIO 1</u> ----- <u>BIO 2</u> | <u>CHL</u> |
| | Muscovite | | ----- |
| | Cordiérite | ----- | |

| | | | |
|--|-------------------|-------|------------|
| GRANITE HOMOGENE SOMBRE. et GRANITE à FELDSPATH en TABLETTES | Quartz | ----- | <u>MYR</u> |
| | Plagioclase | ----- | <u>MYR</u> |
| | Feldsp.potassique | ----- | |
| | Cordiérite | ----- | |
| | Biotite | ----- | <u>CHL</u> |
| | Muscovite | | ----- |

- Séquence de cristallisation des différents granites intrusifs -

c) Le granite homogène sombre

Ce granite, de granulométrie moyenne, montre une structure grenue et la composition modale que voici :

| | | | |
|------------|-----------|-----------|---------------|
| Quartz | 23 à 30 % | Muscovite | } accessoires |
| Orthose | 15 à 29 % | Apatite | |
| Oligoclase | 31 à 34 % | zircon | |
| Biotite | 15 à 20 % | | |

* Quartz

Il est en grains xénomorphes de toutes tailles (0,5 à 3 mm) à contours généralement irréguliers mais droits, rarement lobés. Il peut s'associer en plages de 2 à 4 mm.

* Feldspath potassique

Il apparaît en plages xénomorphes de 2 à 4 mm, parfois maclées Carlsbad, qui incluent de la biotite, du plagioclase automorphe et des gouttelettes de quartz qui ne possèdent pas de disposition remarquable. Les perthites en film sont un caractère constant de ces feldspaths qui, au contact du plagioclase, peuvent montrer une frange de myrmékite.

* Plagioclase (An₂₇ à 29)

Toujours automorphe, il forme des cristaux trapus de 1 à 3 mm, maclés albite, qui montrent de belles figures de zonage. Le quartz, la biotite et le feldspath potassique moulent cet oligoclase. Souvent séricitisé au coeur, il possède de rares inclusions de biotite et de quartz.

* Biotite

Fortement pléochroïque, elle est xénomorphe, moulant l'ensemble des minéraux. Elle inclut des zircons et peut être faiblement chloritisée. Incluse dans les feldspaths, elle est alors de petite taille.

Minéraux accessoires

- * La muscovite apparaît secondaire, liée à l'altération des feldspaths.

d) Le granite à feldspath en tablettes et cordiérite prismatique

Ce granite porphyrique possède de fortes variations des proportions minéralogiques d'une lame à l'autre : l'analyse modale n'est donc pas

réalisable dans ce faciès où les principaux minéraux sont : quartz, orthose, oligoclase, biotite, cordiérite, et les minéraux accessoires : muscovite, apatite, zircon et rutilé.

Les minéraux de la mésostase (quartz, biotite, plagioclase et feldspath potassique) présentent les mêmes relations interminérales que dans le faciès précédent. La biotite apparaît nettement plus chloritisée et inclut fréquemment de fines aiguilles de rutilé ; le plagioclase, souvent fortement séricitisé, peut être maclé albite + péricline. Ils peuvent être discrètement orientés (lamelle de biotite ; macle du plagioclase) parallèlement au grand axe des feldspaths potassiques.

* Le feldspath potassique

Il se présente donc sous deux habitus :

- dans la mésostase, il a les mêmes caractères que dans le faciès précédent. Les inclusions de quartz et de biotite y sont exceptionnelles.
- sous forme de tablettes de 1,5 à 2,5 cm sur 0,3 à 0,5 mm maclées Carlsbad, il est encore perthitique à film albitique. Ces tablettes définissent parfois l'orientation de la roche. Elles incluent du quartz globuleux, des plagioclases automorphes et quelques biotites qui peuvent être disposées en zone. Au contact avec la mésostase, les minéraux de la matrice apparaissent automorphes, orientés parallèlement aux tablettes et moulés par celles-ci.

* La cordiérite

Parfois très abondante, elle est toujours fortement pinitisée et l'on n'observe que des "fantômes de cordiérite". Ils apparaissent toujours automorphes, en cristaux de 1 à 4 mm, moulés par l'ensemble des minéraux de la matrice.

Minéraux accessoires

- * La muscovite qui se développe aux dépens de la biotite peut apparaître en grandes lames.
- * Le zircon et le rutilé, tous deux inclus dans la biotite, peuvent être abondants dans certains cristaux.

2eme PARTIE

A. INVENTAIRE STRUCTURAL

1) Foliation et linéation

Dans les diverses formations décrites, la foliation est due à une orientation minérale et éventuellement à un litage. La linéation est pour sa part principalement marquée par les minéraux, rarement par des stries.

- Dans les amphibolites, l'orientation des minéraux (amphibole, biotite) n'est pas seule à souligner la foliation ; cette dernière est également le fait d'un litage, alternance décimétrique à métrique de lits pyroxéno-plagioclasiques et de lits amphiboliques, de niveaux gneissiques et de lentilles pyroxéniques représentant probablement la lithologie originelle (Youssif, 1980), transposée ou non.

La linéation, parfois très visible, est indiquée par l'orientation des baguettes d'amphiboles, des agrégats de biotite et des clastes de pyroxènes dont l'ombre de pression s'allonge dans la même direction.

- Dans les gneiss fins, la foliation est définie à la fois par l'orientation des biotites et des feldspaths et par les différences de granulométrie et/ou de composition propres à ce type de formation (variation de faciès entre les pôles massif et lité représentant le litage originel).

La linéation, souvent discrète, est essentiellement marquée par la biotite.

- Dans les formations quartzofeldspathiques, la foliation, plus ou moins visible suivant le faciès, est le fait de l'orientation et de la disposition des minéraux (biotite, feldspath potassique, grenat, cordiérite).

Vers la base de la série, elle s'estompe sous l'effet de la mobilisation poussée : dans la leptynite nébulitique, elle ne subsiste plus que sous forme de schlieren biotitiques et d'amas de sillimanite qui disparaissent d'ailleurs totalement à proximité de l'anatexite à cordiérite. Lorsqu'elle est moins poussée, la mobilisation peut au contraire renforcer la foliation. Ainsi, dans la leptynite nébulitique,

des mobilisats hololeucocrates concordants à grenat et/ou cordiérite soulignent l'anisotropie. Il en est de même dans le gneiss leptynique où se développe, outre l'orientation minérale (biotite, feldspath potassique), un rubanement à l'échelle de l'affleurement (alternance décimétrique à métrique de bancs clairs et de bancs sombres). Par contre, dans le gneiss oillé à rubans quartzeux, la foliation est généralement fruste, de même que dans la leptynite à sphéroïdes, le gneiss et la leptynite oillés. Dans ces faciès, elle résulte d'une simple orientation minérale (biotite, feldspath, quartz).

- Comme la foliation, la linéation, toujours présente, est plus ou moins visible suivant les faciès ; elle n'est jamais très apparente. Ainsi les faciès bien foliés, gneiss leptynique et parfois gneiss oillé à rubans quartzeux, portent une linéation minérale relativement peu accentuée (sillimanite) tout comme la leptynite oillée ou le gneiss oillé (sillimanite mais aussi feldspath potassique). Dans la leptynite nébulitique, elle est également très discrète, uniquement visible sur quelques plans à enduit de sillimanite.

- Dans certains faciès et en particulier dans la leptynite à sphéroïdes, une déformation mylonitique tardive crée des structures relativement complexes. Lorsque cette déformation n'est pas très intense, la foliation et la linéation se trouvent simplement accentuées ; les sphéroïdes se transforment en ellipsoïdes dont le plan XY est oblique à la foliation et marque le plan d'aplatissement principal de l'ellipsoïde de déformation (fig. 7).

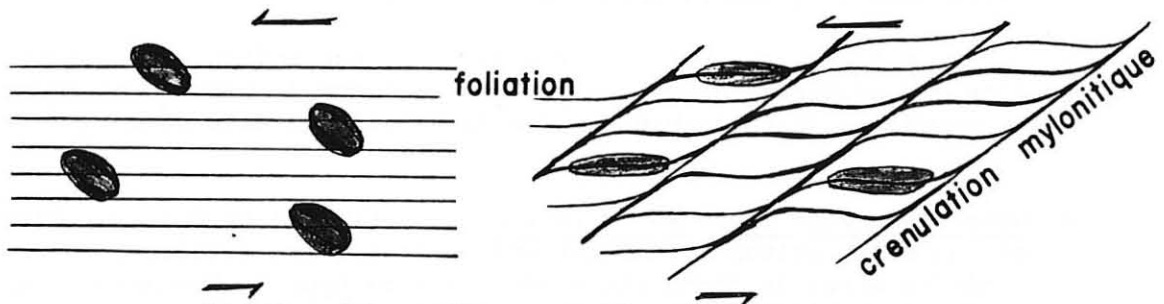
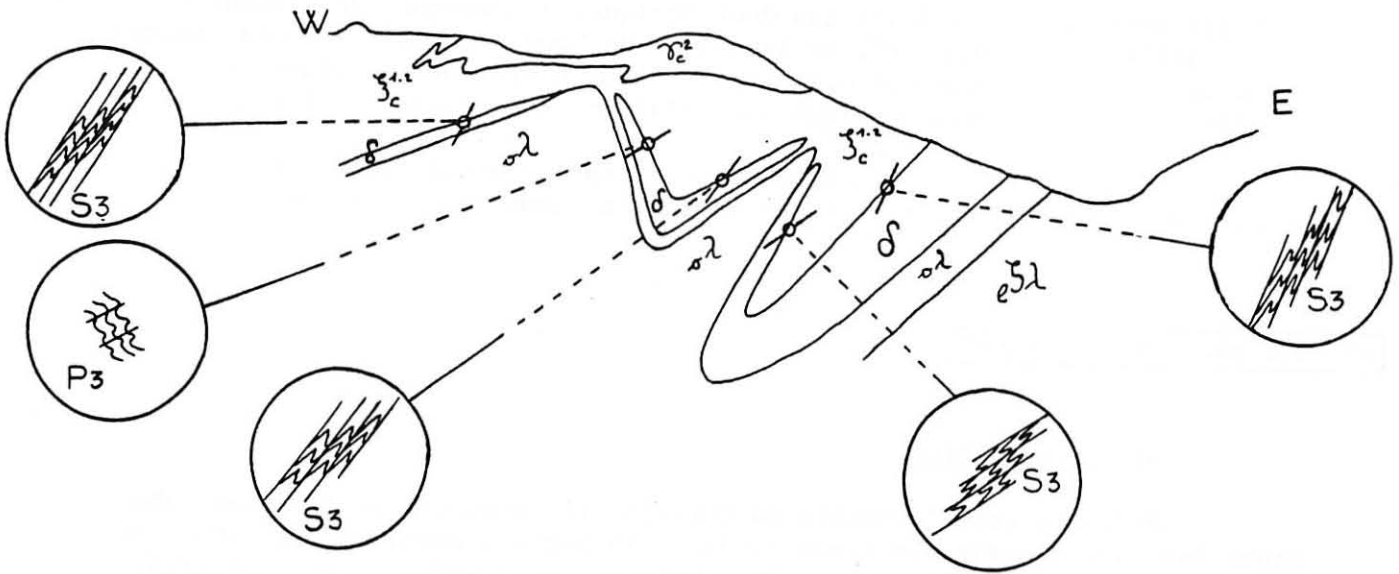


Fig.7 - Disposition relative de la foliation, des sphéroïdes et de la crénulation mylonitique.
a - déformation assez faible.
b - déformation intense.

Dans les échantillons les plus déformés, les sphéroïdes voient leur plan XY se paralléliser à la foliation, tandis qu'une nouvelle anisotropie oblique d'une vingtaine de degrés sur la foliation apparaît progressivement. Cette schistosité de crénulation porte des stries bien visibles, éventuellement soulignées par de la sillimanite.

- La foliation est l'objet d'un boudinage qui se produit perpendiculairement à la linéation et se manifeste à toutes les échelles :

- à l'échelle cartographique, l'examen de la carte au 1/25.000 et la coupe construite à Baudinet (fig. 8) permettent d'affirmer que

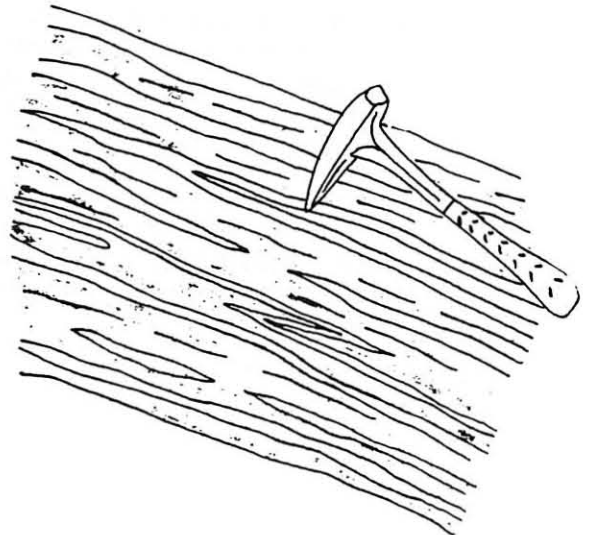


ECHELLE: 1/10000^e

- γ_c² granite à cord. prismatique de Baudinet
- γ_c^{1.2} gneiss fins massifs, schistoux ou lités
- δ amphibolites massives ou litées, parfois rubanées
- αλ leptynite ocellée
- e5λ gneiss leptynique lité

Fig. 8: COUPE DE BAUDINET
Style des mégaplis P3 et relations entre la
foliation S1 et la schistosité de crénulation

Fig. 9: PLIS SYNFOILIAUX OBSERVES
DANS LES AMPHIBOLITES RUBANÉES.
(plan d'observation orthogonal à
la linéation L1)



l'horizon des amphibolites est une succession de lentilles d'extension hectométrique à kilométrique. Ce mode de gisement peut refléter la disposition originelle, mais il peut aussi résulter d'un boudinage.

- à l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon, les amphibolites sont riches en lentilles décimétriques à métriques de pyroxénites, auxquelles on peut attribuer la valeur de boudins. Dans le gneiss leptynique, des mobilisats concordants d'extension pluridécimétrique et d'épaisseur pluricentimétrique sont clairement boudinés (Pl.1, photo 4).

- à l'échelle de la lame mince, dans les amphibolites, les clastes de pyroxène sont interprétés comme des figures de boudinage.

2) Les plis mésoscopiques

a) Localisation

Présents sur l'ensemble du terrain, ils sont particulièrement abondants dans les niveaux les mieux lités de la série : amphibolites litées et gneiss fins. Moins visibles dans le complexe leptyno-gneissique stratifié, on les observe principalement dans les faciès bien foliés : gneiss leptynique lité et gneiss oeilé à rubans quartzeux et, plus rarement, dans la leptynite oeilée ou dans le gneiss oeilé.

b) Style

Sur un plan surtout descriptif, deux styles de plis ont été distingués :

. des plis synfoliaux isoclinaux, à flancs rompus et charnières isolées, localisés dans les amphibolites et les gneiss fins (fig. 9). Intensément aplatis, ils ont une amplitude pluridécimétrique pour une longueur d'onde centimétrique ; leur axe est parallèle à la linéation.

. des plis postfoliaux, d'amplitude et de longueur d'onde centimétriques à métriques, sont particulièrement abondants dans les gneiss fins, mais ils s'observent également dans les amphibolites et dans le complexe leptyno-gneissique stratifié. C'est dans les gneiss fins qu'ils présentent la plus grande diversité : on y observe une variation continue du style, depuis des plis subisoclinaux anisopaques (fig. 10a) jusqu'à des plis subisopaques dont l'ouverture peut atteindre 120° (fig. 10b). C'est à l'échelle décimétrique que cette évolution est la mieux marquée et l'on constate que l'épaississement des charnières et l'ouverture des plis sont liés : les plis subisoclinaux ont les charnières les plus épaissies. Cette variation du style est due à la fois aux contrastes de lithologie qui existent au sein des gneiss fins et à l'évolution dans le temps et dans l'espace de l'intensité de la déformation.

Dans les niveaux les plus phylliteux des gneiss fins, on observe une schistosité de plan axial. Cette schistosité de flux, bien visible en lame mince dans les charnières des plis subisoclinaux prend les caractères d'une schistosité de crénulation dans les plis subisopaques et est alors très nette à l'affleurement (planche 4, ph. 2 et 4).

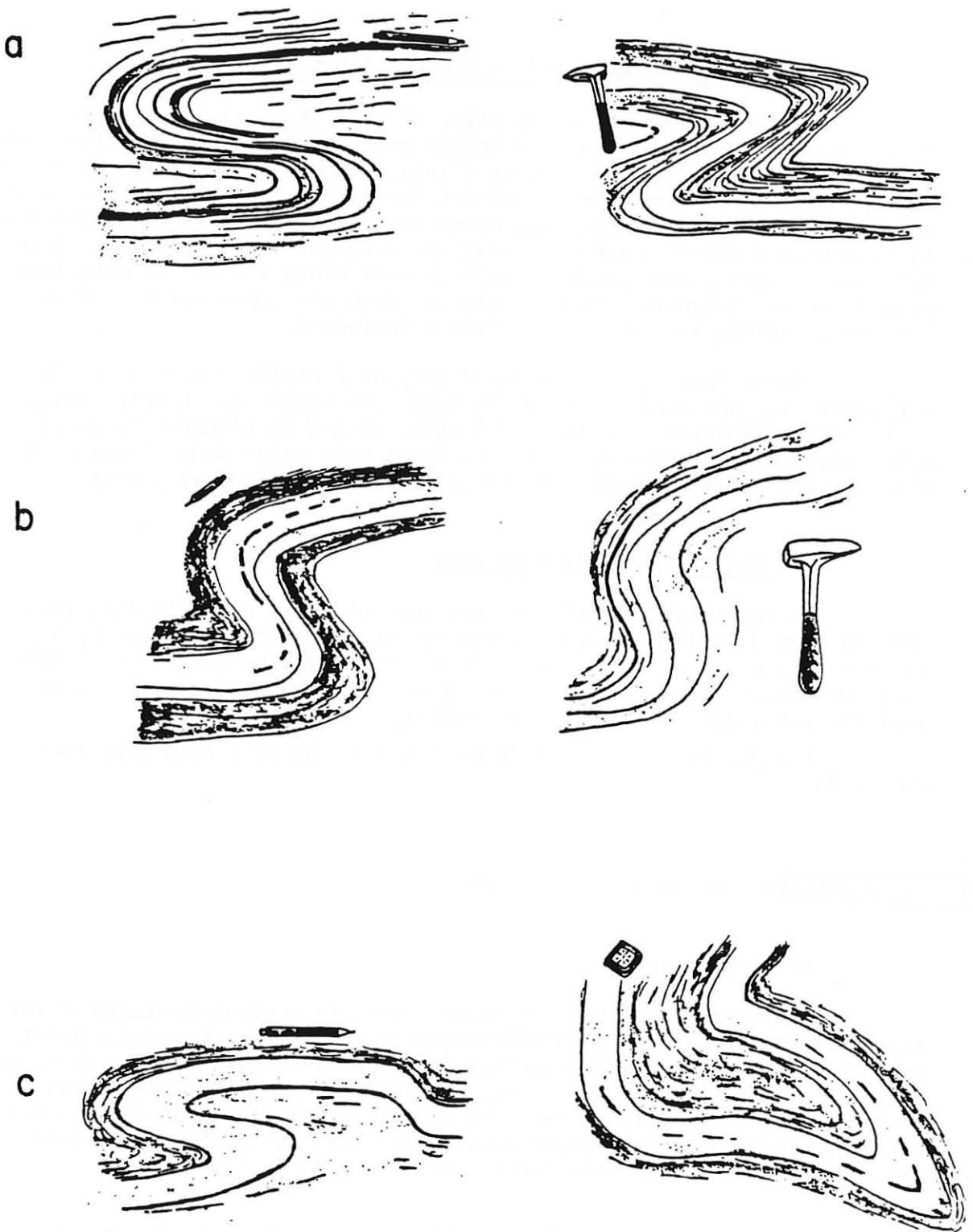


Fig. 10: EVOLUTION DU STYLE DES PLIS POSTFOLIAUX
OBSERVES DANS LES GNEISS FINS:

- a. Les plis subisoclineaux (P2)
- b. Les plis subisoclineaux (P3)
- c. Reprises de plis P2 par des plis P3

c) Caractère séquentiel et figures d'interférences

La variation du style des plis, décrite et illustrée figures 10 a et b, laisse supposer une évolution tectonique continue dans un même climat métamorphique. Toutefois, quelques figures d'interférences (fig.10c et ph.18) permettent de décrire le caractère séquentiel des plis : les plis véritablement isoclinaux sont les plus anciens, comme en témoignent leurs relations avec la foliation ; les plis subisoclinaux anisopaques, postfoliaux, et de ce fait plus récents, sont parfois manifestement engagés dans des plis isopaques ouverts auxquels s'associe généralement une schistosité de flux qui prend parfois les caractères d'une crénulation.

Compte tenu de ces observations, nous emploierons, conformément à l'usage, les symboles P_1 , P_2 et P_3 sans nous cacher les limites d'une telle classification : le style des plis, reflet de l'intensité de la déformation, varie comme elle avec le temps mais aussi dans l'espace et n'a donc pas nécessairement une signification chronologique générale.

d) Relation avec le boudinage

Le boudinage, décrit à toutes les échelles, apparaît relativement précoce (syn à tardi P_1) comme en témoignent les plis synfoliaux P_1 aux charnières isolées et aux flancs rompus. Il s'exprime également tardivement, déformant des mobilisats concordants qui, de par leurs relations avec les plis, apparaissent syn à tardi P_3 .

L'expression régionale de ce phénomène ne peut être clairement démontrée.

3) Les mégaplis (cf carte à 1/10.000^e)

a) Localisation

Au rebord du plateau de Haute Loire, le secteur de Baudinet est exceptionnel par la densité d'affleurements et par les structures qu'il présente. Une cartographie détaillée de ce secteur nous a permis de reconnaître une structure régionale qui, bien visible dans le talweg entre Baudinet et La Garneyre, se poursuit vers le Sud jusqu'à Durand. Peu évidente dans les horizons leptyno-gneissique, elle est bien marquée dans les amphibolites et les gneiss fins (cf carte à 1/10.000^e).

Les observations faites à Baudinet nous ont servi de modèle structural pour l'interprétation cartographique du terrain. Ainsi, à Rochepaule où les amphibolites fortement plissées affleurent trop peu pour dessiner une structure régionale, nous avons pu relier les divers affleurements en dessinant des plis semblables à ceux vus à Baudinet. De même, aux environs des Goutails, le complexe leptyno-gneissique stratifié est fortement plissé et aucune structure régionale n'y est nettement visible : la disposition des affleurements a pu être expliquée par des structures calquées sur celles de Baudinet.

b) Style

La coupe au 1/10.000e réalisée à Baudinet permet de caractériser ces plis et de définir leur style. Leur ouverture varie fortement d'Ouest en Est puisqu'elle passe de 90° à 15° ; parallèlement se produit une brusque augmentation de la longueur d'onde qui, kilométrique à l'Ouest, devient hectométrique à l'Est (cf fig.8).

Il est impossible de définir d'éventuelles variations d'épaisseur liées au plissement. La coupe nous montre en effet que la déformation intéresse un niveau discontinu d'amphibolites et que chaque interruption de ce niveau correspond à une charnière. Ceci permet de penser que la discontinuité de l'horizon amphibolique est originelle ; elle aurait pré-déterminé la position des charnières et serait sans doute aussi responsable de la variation de longueur d'onde mentionnée. Enfin, il existe une disharmonie spectaculaire du mur du granite par rapport aux amphibolites, disharmonie qui s'exprime dans les gneiss fins par un bourrage intense aux charnières et une abondance exceptionnelle de plis mésoscopiques s'accompagnant localement d'une schistosité de crénulation.

c) Relations avec les plis mésoscopiques

Les mégastructures sont contemporaines des plis postfoliaux, dans la mesure où elles déforment la foliation. Elles sont plus précisément liées aux méso-plis P_3 : en effet, la schistosité de crénulation associée à ces derniers se dispose clairement en éventail autour des mégaplis (fig. 8).

La relation ainsi établie ne peut malheureusement pas s'appuyer sur d'autres considérations géométriques, compte tenu de la généralité des interférences à l'échelle de l'affleurement et de la dispersion qui en résulte pour les axes P_3 .

d) Problème d'un mégapli antérieur

La coupe au 1/10.000e (fig. 8) et le panorama photographique page 105 montrent le contour du granite à cordiérite de Baudinet. Le gisement de ce granite pose plusieurs questions :

- . s'agit-il d'un simple laccolite ou d'un corps plus complexe occupant la charnière d'un pli d'amplitude régionale ?
- . le granite est-il autochtone ou intrusif ?
- . à quel moment de l'évolution structurale s'est-il mis en place ?

- Encaissé dans les gneiss fins, ce granite, dont les contacts sont concordants avec la foliation, présente à l'Ouest une terminaison en biseau : à cet endroit, les gneiss fins qui forment le mur du granite s'observent également sur quelques 200 m à son toit.

- Les contacts entre ces deux formations, généralement francs, peuvent être compliqués par des bavures, filons couches d'épaisseur

décimétrique à métrique et d'extension latérale métrique, exceptionnellement décamétrique. Localement, à la base, se dessine un liseré discontinu de gneiss leptynique plus ou moins oeuillé, mal typé, passant progressivement au granite par l'intermédiaire d'une zone métrique où la biotite se dispose en schlieren parallèles à la foliation générale.

- L'interface granite - gneiss fins est engagée dans des plis post-foliaux P₃, métriques à décamétriques, spécialement abondants à l'extrémité ouest du massif. Cependant, toutes les indentations visibles dans ce secteur ne sont pas des charnières ; c'est le cas en particulier de la digitation la plus occidentale, filon couche de granite d'extension latérale pluridécimétrique. Par ailleurs, aucune figure d'interférence (par exemple replis à dissymétrie antagoniste) intéressant la surface de contact n'a été relevée et aucune observation dans les gneiss fins n'indique la présence d'une charnière importante.
- Enfin, le granite possède une fluidalité locale et discrète (linéation à cordiérite-biotite), mais il n'est jamais fortement déformé, y compris lorsqu'il est engagé dans des charnières de plis métriques relativement fermées et accompagnées d'une schistosité de crénelation.

Ces observations de terrain permettent de répondre aux questions posées :

- . le massif granitique de Baudinet est un laccolite mis en place selon une surface de discontinuité parallèle à la foliation ;
- . son caractère intrusif ou autochtone ne peut être clairement établi par des arguments de terrain. Toutefois, à Malleval, nous avons observé un granite du même type, intrusif dans le gneiss leptynique lité. De plus, son chimisme apparaît plus riche en éléments cafémiques que les gneiss quartzofeldspathiques qui se disposent à sa base et, plus généralement, que les différents faciès de la lignée claire qui affleurent sous les gneiss fins, à moins de 100 m sous le granite. (cf 5ème partie).

Ainsi, le point de fusion du granite de Baudinet est, sinon supérieur, du moins voisin de celui des gneiss leptyniques sous-jacents. *Il est par conséquent impossible que le granite tire son origine de la fusion in situ d'un horizon quartzofeldspathique dont le liseré de gneiss leptynique oeuillé représenterait une relique. On s'expliquerait mal, en effet, le caractère ménagé de la fusion et le fait que les formations claires soient restées réfractaires.*

Dans cette hypothèse, le passage progressif entre le granite et le liseré de gneiss leptyniques peut témoigner d'une fusion partielle de ce dernier au contact du magma granitique.

Ce gneiss appartiendrait à l'horizon quartzofeldspathique qui coiffe les gneiss fins et les amphibolites à Lafarre et qui, dans le secteur de Baudinet, recouvre le rebord du plateau. Ainsi, le

W

E



Le versant nord du ruisseau de Baudinet vu de l'éperon du versant sud. Le contact granite - gneiss fins a été dessiné.
 \mathcal{D}_c^1 granite à cordièrite ; \mathcal{J}_c^1 gneiss fins ; \mathcal{J} amphibolites ; λ leptynite ocellée.

granite de Baudinet, allochtone, se serait mis en place au niveau du contact gneiss fins - formation quartzofeldspatique sus-jacente.

- . L'examen attentif du pourtour du granite permet de situer la mise en place de ce laccolite, syn- à tardi P₃.

4) Autres structures (cf carte p.223)

a) Les grandes ondulations : à l'échelle de la feuille de St-Agrève, la cartographie met en évidence des ondulations à grand rayon de courbure, grossièrement méridiennes, dont l'axe plonge faiblement au Nord. Dans le secteur étudié, nous avons reconnu, dans les formations leptyniques stratifiées, une vaste antiforme à coeur de leptynite nébulitique.

b) Les failles : très redressées, elles appartiennent à deux systèmes :

- . Les plus nombreuses, de direction varisque, sont bien marquées par la topographie et guident pour une bonne part le réseau hydrographique. Elles sont jalonnées par des cataclasites. Elles pourraient avoir un jeu décrochant dextre comme les accidents du même système qui recoupent à l'Est la synforme de Tournon. Une telle hypothèse s'accorde assez bien avec la présence de failles mineures de direction ENE-WSW et avec celle, au Nord de notre région, de massifs intrusifs de granite à deux micas allongés et orientés de la même façon (situation de "fentes d'extension").
- . Un autre système de fractures, orientées N-NE, est plus délicat à reconnaître car il marque peu la topographie et s'accompagne de peu de cataclasites. Certainement plus ancien que le système précédent, il est essentiellement représenté, dans le secteur étudié, par la faille de Malleval qui recoupe le terrain dans toute sa longueur. Son jeu n'est pas connu.

5) En résumé

L'évolution structurale peut être résumée de la manière suivante :

- Une phase initiale donne naissance à une foliation S₁, à une linéation L₁ et à des plis synfoliaux P₁.
- La phase suivante, nettement distincte de la précédente, engendre des plis dont le style se modifie, depuis des formes sub-isoclinales, anisopaques (P₂) jusqu'à des formes plus ouvertes et isopaques (P₃). Ces plis sont, dans certaines lithologies et en certains points, associés soit à une schistosité de flux (S₂), souvent peu visible à l'affleurement, soit à une schistosité de crénulation (S₃). C'est

probablement à la fin de cet épisode que se rapporte la mylonitisation locale qui réutilise la foliation et fait apparaître une surface supplémentaire oblique.

- La dernière phase s'exprime, à l'échelle régionale, par des failles jalonnées de cataclasites et sans doute aussi par les ondulations à grand rayon de courbure.

B. GEOMETRIE D'ORIENTATION

1) Secteur de Baudinet

- Eléments de la phase 1

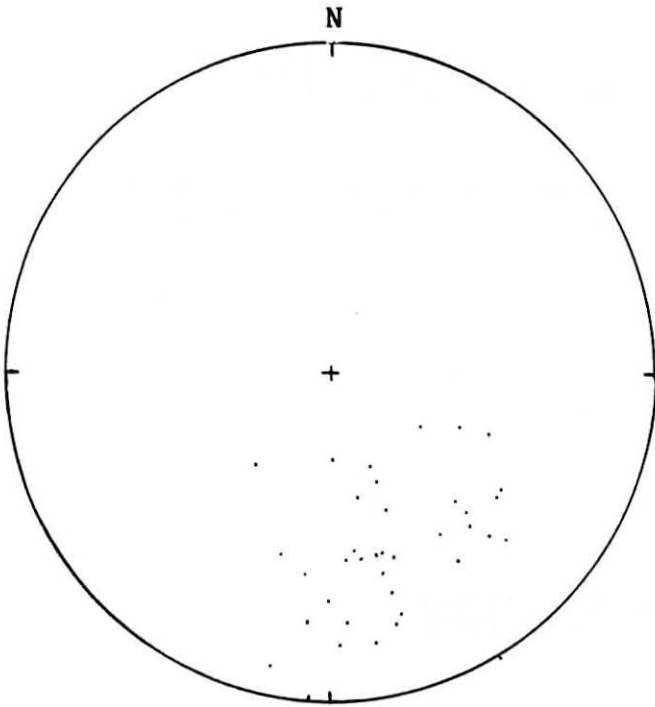
Les axes des plis générés par cette phase sont rarement mesurables mais on peut considérer qu'ils ont même orientation que la linéation minérale dans la mesure où le parallélisme des deux éléments est vérifié chaque fois que l'occasion le permet. Les observations faites au niveau des amphibolites font apparaître un plongement faible à moyen vers le NNW ou le NW (stéréo 1). L'orientation des plis isoclinaux est certainement perturbée par l'influence des plis mégascopiques, mais on constate que la dispersion est relativement faible, ce qui indique le caractère coaxial des deux épisodes. Par contre, l'action des plis mésoscopiques n'est pas en cause car ces structures sont exceptionnelles dans les amphibolites de Baudinet.

- Eléments de la phase 2

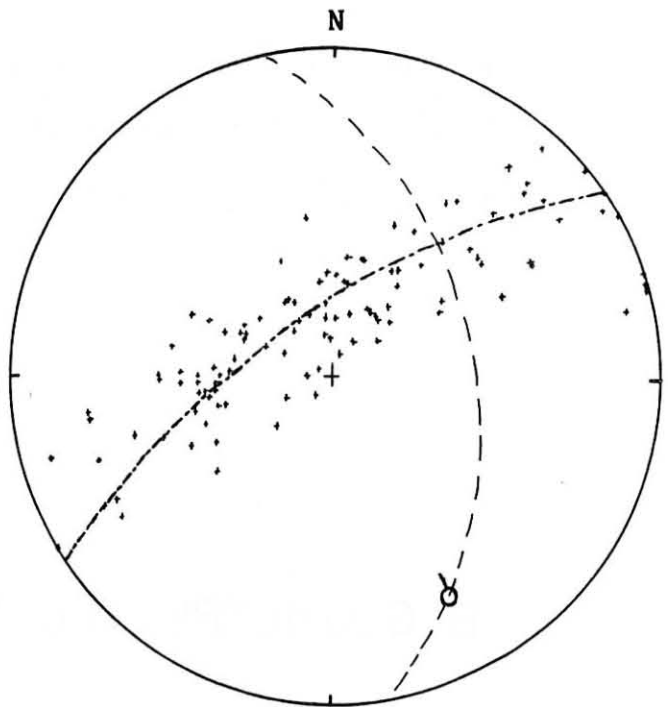
. La direction des plis mégascopiques est obtenue par construction. Le report sur stéréogramme (stéréo 2) des pôles des plans déformés donne un axe plongeant faiblement au NNW. L'orientation moyenne de S3 (stéréogramme 3), anisotropie contemporaine des mégaplis, permet d'appréhender le plan axial de ces structures : il est moyennement penté à l'W-SW. Les plis mégascopiques sont donc déjetés ou déversés à l'Est.

- . Les mésoplis

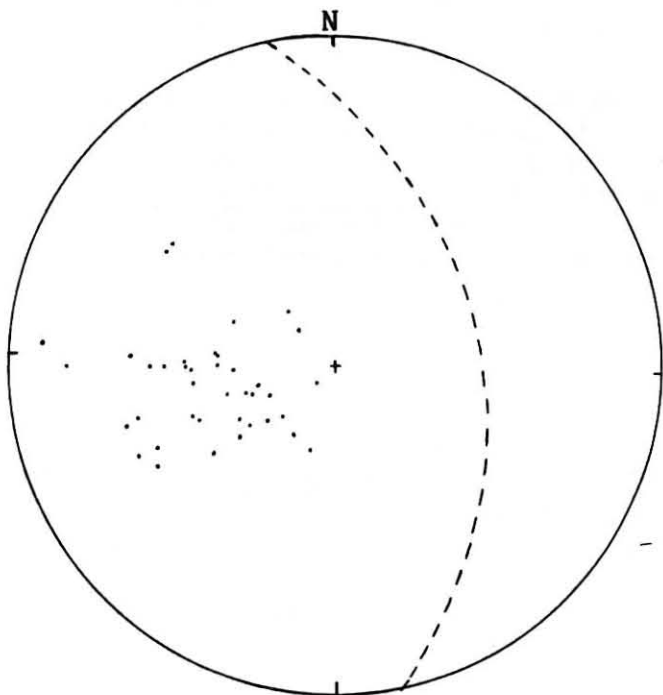
Si la plupart des plis P_2 ou P_3 ont un plongement faible à moyen au NNW ou au NW, l'ensemble présente, tant à l'échelle de l'affleurement



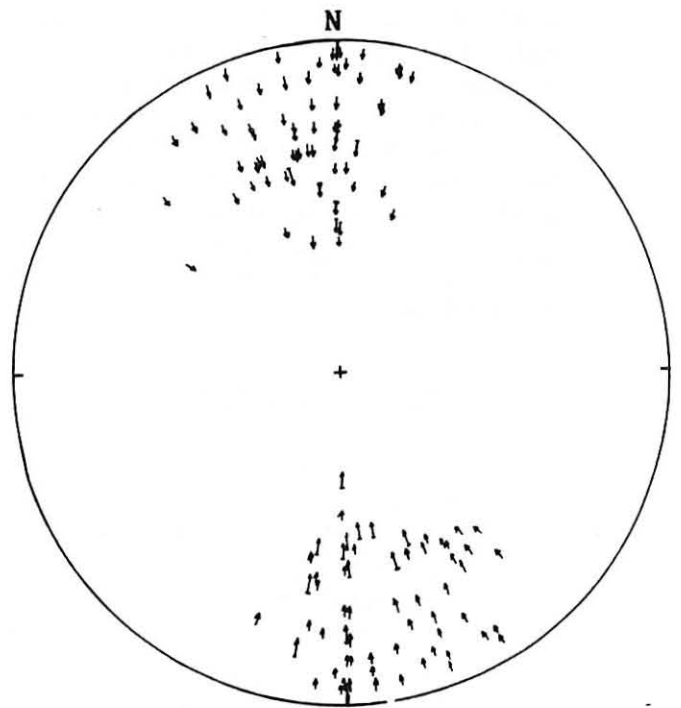
STEREO.1:
Linéation minérale à Baudinet



STEREO.2:
Géométrie des plis P3 hectométriques:
+ poles des S1
σ axe construit



STEREO.3:
• Poles de S3
- - - Plan moyen de schistosité



STEREO.4:
Linéation minérale à sillimanite
ou amphibole (•) et stries (↗)
mesurées sur l'ensemble du terrain

qu'à l'échelle du secteur étudié (Baudinet), une forte dispersion due, semble-t-il, à des interférences à l'échelle de l'affleurement. Malheureusement, aucune figure d'interférence n'est suffisamment bien typée pour nous permettre de préciser la géométrie des phases 2 et 3. On peut simplement noter le déversement probable vers l'Est des plis post-foliaux précoces, S_2 étant pentée à l'Ouest.

. Le boudinage

Deux systèmes de boudins orthogonaux peuvent être distingués suivant leur relation avec la linéation :

- . des boudins transverses à L_1 : ce sont les plus fréquents ; ils déforment les lits pyroxéno-feldspathiques, et les clastes des amphibolites, et affectent des mobilisats concordants dans le gneiss leptynique ;
- . des boudins longitudinaux parallèles à L_1 , visibles dans les gneiss fins ; ils se traduisent par l'amincissement des flancs et l'isolement des charnières des plis synfoliaux P_1 .

2) Reste du terrain

● Linéations

La linéation principale, minérale (sillimanite-amphibole), est portée par la foliation. Sa direction, NNW, est bien réglée compte tenu de l'étendue du secteur cartographié (stéréo 4). Son plongement, nettement plus variable, reflète les irrégularités de la foliation.

On notera incidemment la présence de joints obliques à la foliation et de ce fait plus pentés, portant des stries parfois tapissées de sillimanite dont la direction est peu différente de celle de la linéation précédente.

La faible dispersion de ces deux éléments linéaires confirme le caractère coaxial des déformations.

● Les plis hectométriques visibles dans le reste du terrain se cantonnent dans les environs de Rochepaule et au rebord du plateau de Haute Loire prolongeant au Sud la structure qui s'amorce à Baudinet. Leur orientation n'est pas directement mesurable, mais les directions des pendages verticaux et des axes des plis mésoscopiques qui leur sont associés permettent d'estimer leur direction axiale au NNW. Ces structures ont donc une orientation identique à celles décrites à Baudinet. Il semble donc raisonnable d'étendre à l'ensemble du terrain étudié les observations faites à Baudinet.

C. PLACE DE LA DEFORMATION DANS L'EVOLUTION

1) Relations avec le métamorphisme

a) Le quartz

- Relations avec la foliation S_1

Il apparaît généralement en cristaux d'extinction relativement uniforme, issus d'une recristallisation poussée postérieure à la déformation. Cependant, dans certains faciès (gneiss leptynique oillé, gneiss oillé à rubans quartzeux, leptynite à sphéroïdes), lorsque la foliation est bien marquée, elle est soulignée par des rubans polycristallins de quartz limités par des cloisons de sillimanite et souvent localisés à l'ombre des mégacristaux de feldspath. Ces rubans sont toujours exempts de déformation et incluent souvent des biotite orientées (pl. 10, ph. 1 à 5).

Ils témoignent du stade précoce d'évolution de ces formations, matériaux à gros grain dont les parties quartzieuses sont intensément déformées, tandis que les feldspaths jouent le rôle de clastes.

- Relations avec les plis post-foliaux

Dans les charnières des microplis P_2 comme dans celles des P_3 , les grains sont généralement homogènes et peu déformés. Les joints sont réguliers, légèrement suturés et leur alignement détermine parfois une discrète orientation de plan axial. Dans les surfaces de crénulation S_3 , le quartz peut aussi se présenter en cristaux allongés, délimités par les micas, peu déformés, si on excepte une fracturation éventuelle.

Le développement des plis P_2 et P_3 s'est donc encore accompagné d'une très large recristallisation du quartz. (pl. 13, ph. 1 et 2).

- Relations avec la mylonitisation

Ce phénomène, observé localement dans la leptynite à sphéroïdes, se traduit par une forte réduction de la taille des grains qui apparaissent parfois peu déformés tout en présentant des joints fortement suturés. Dans

ce type de formation, le quartz forme, parallèlement à S_1 , des rubans et des sous-rubans polycristallins souvent limités par de fines traînées micacées. Une orientation de réseau s'y manifeste assez généralement, caractérisée par une disposition statistique des axes c parallèle à la foliation et perpendiculaire à la linéation. Une orientation de forme peut aussi y apparaître localement dans des niveaux riches en mica blanc : elle se développe obliquement à la foliation et occupe par rapport à celle-ci une position symétrique de celle de la schistosité de crénulation caractéristique des faciès les plus évolués de ces tectonites (pl.12 et fig. 11).

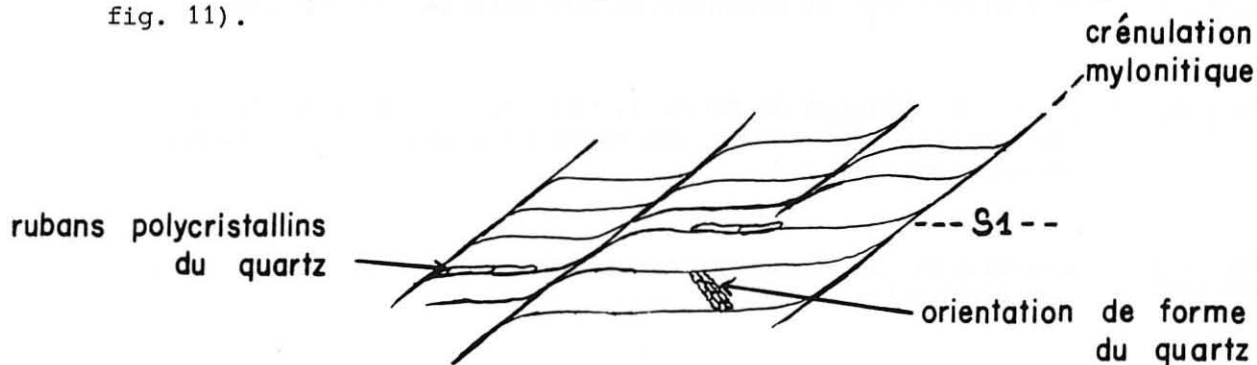


Fig.11 - Relations entre la foliation, la foliation mylonitique et l'orientation de forme du quartz.

- En résumé

Le quartz subit une évolution complexe que l'on peut rapporter à trois étapes :

- une recristallisation générale en climat dynamique se produit lors du développement de la foliation. Dans les formations quartzofeldspathiques les plus oeillées, elle engendre une structure en rubans.
- pendant la formation des plis P_2 et P_3 , la recristallisation est encore intense : on évolue jusqu'à une texture en mosaïque.
- le développement des mylonites produit une ultime recristallisation qui masque toute structure héritée. Le quartz enregistre particulièrement bien les conditions de ce dernier évènement : la fabrique de forme marque le caractère non coaxial de la déformation tardive (Simpson et Schmitt, 1983) ; la fabrique de réseau indique, pour sa part, une température et/ou une pression d'eau relativement élevées (Bouchez, 1977).

P L A N C H E 12

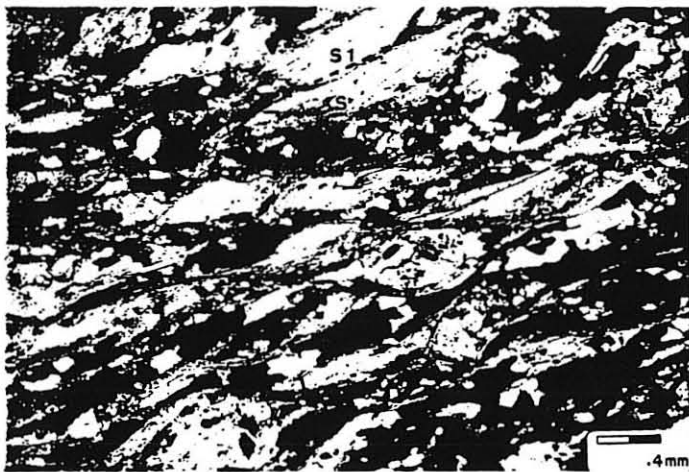
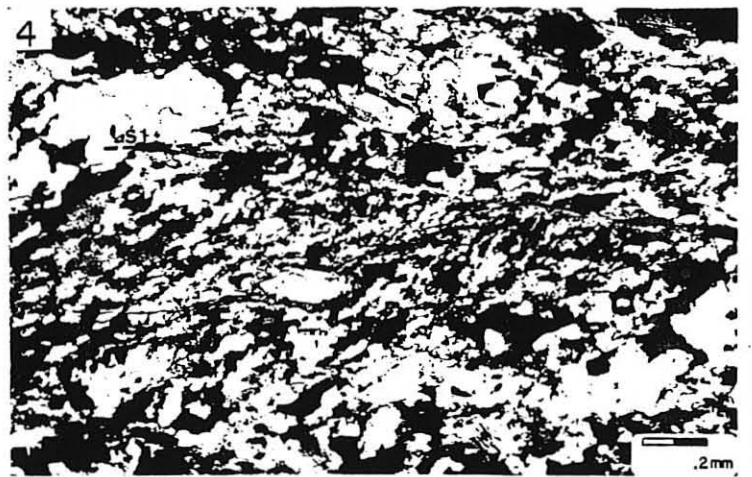
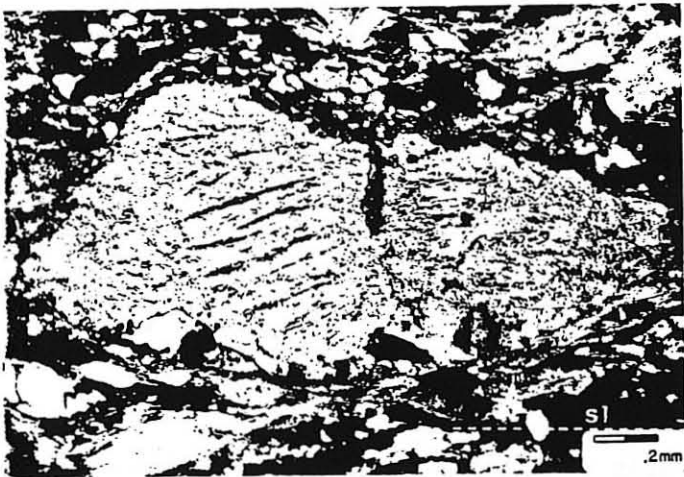
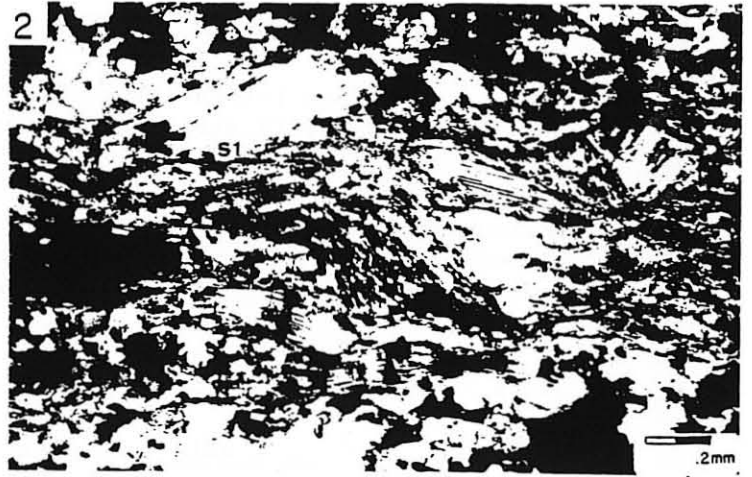
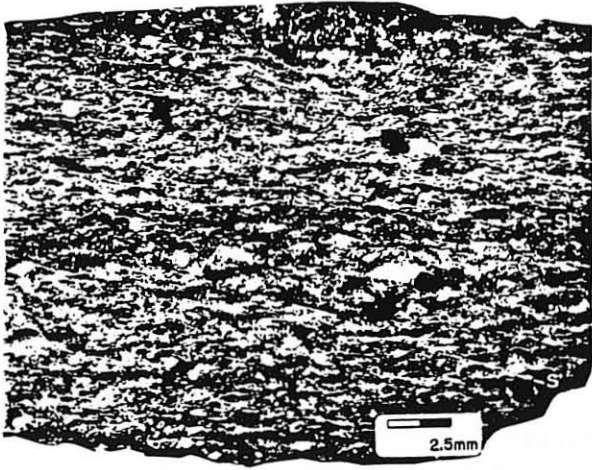
La déformation mylonitique affectant la leptynite
à sphéroïdes.

Photo 1 : Foliation (S_1) et crénulation mylonitique (S') typiques.

Photos 2 et 4 : Orientation de forme du quartz. Sur la photo 2, noter
la forme amygdalaire et les torsions intracristallines des
muscovites.

Photo 3 : Mégacristal de feldspath potassique boudiné exempt de traces
de déformation.

Photo 5 : Forme amygdalaire des muscovites et traînées sériciteuses
associées marquant la schistosité de crénulation mylonitique.
Ces traînées délimitent, parallèlement à S_1 , des rubans et
sous-rubans de quartz dont le détail est illustré photo 6.



b) Le plagioclase

Dans les faciès où les rubans de quartz recristallisés sont bien développés, il est généralement en cristaux trapus aux macles polysynthétiques peu déformées mais orientées parallèlement à la foliation (pl.10,ph.4). Dans les plis de phase 2 et 3, il forme avec le quartz un assemblage dont l'aboutissement est une mosaïque à joints triples. Dans la schistosité de crénulation, il présente également le même habitus que le quartz : il est en cristaux non déformés, allongés et limités par des plages de micas.

Dans les faciès mylonitiques, le plagioclase se présente sous deux habitus correspondant à deux générations successives :

- des cristaux à valeur de clastes, de taille relativement importante, de forme trapue quoique un peu aplatie parallèlement à la foliation mylonitique, de contour souvent très irrégulier ; les macles en peigne, éventuellement tordues, y sont fréquentes ; une sous-structure peut même s'y développer, témoignant d'une restauration, voire d'une recristallisation.
- des cristaux néoformés, de taille inférieure bien qu'assez variable, de forme isométrique avec des joints plus réguliers ; ils constituent avec du quartz un tissu qui prend naissance à la périphérie des feldspaths potassiques mais peut s'étirer parallèlement à la foliation mylonitique ou à la schistosité de crénulation.

- En résumé

L'évolution du plagioclase est donc tout à fait parallèle à celle du quartz :

- . une très large recristallisation accompagne la naissance de la foliation.
- . elle se poursuit pendant les phases de plissement ultérieures s'achevant en climat relativement statique.
- . elle joue encore pendant la mylonitisation, mais son rôle est alors beaucoup plus effacé.

c) Le Feldspath potassique

Ses relations avec la déformation peuvent être précisées dans les faciès peu mobilisés. Dans cette optique, nous regrouperons de la manière suivante les quatre types d'orthose distingués lors de l'étude pétrographique (cf p. 87) : les mégacristaux anté-anatectiques (orthose 1) d'une part, et les perthites à films albitiques denses (orthose 2, 3 et 4) d'autre part.

- Les mégacristaux

Dans les faciès oeillés et spécialement dans ceux qui sont riches en rubans de quartz, les mégacristaux de feldspath potassique

(orthose 1) aplatis suivant la foliation sont boudinés et moulés par des amas de biotite et par les rubans de quartz ; ils ne montrent cependant pas de traces évidentes de déformation intragranulaire (pl. 12, ph.3).

Leurs relations avec les plis P_2 et P_3 n'ont pas été observées.

Dans les faciès mylonitiques, ils ont valeur de clastes, moulés par des rubans de quartz et de fines traînées micacées.

- Les perthites à film albitique dense

Dans la mésostase, l'orthose 3 est représentée par des grains de forme quelconque pour la plupart disséminés dans la mésostase, mais en partie regroupés à l'ombre des mégacristaux, cette dernière localisation pouvant d'ailleurs a priori résulter aussi bien d'une cristallisation syntectonique que d'un développement post-tectonique. Contemporaine de la précédente, l'orthose 4 rend compte du caractère post-tectonique de ces perthites à film albitique dense : se développant à la périphérie et aux dépens des mégacristaux, elle forme des liserés d'épaisseur uniforme contrairement à ce qui devrait se produire dans le cas d'une croissance syntectonique.

Les relations avec les autres éléments structuraux confirment cette chronologie :

- . l'orthose 3 occupe aussi bien les flancs que les charnières des plis postfoliaux où elle paraît sceller les arcs polygonaux de micas ; dans ces sites, elle ne présente pas de déformation particulière.
- . dans les faciès mylonitiques, elle est en petits cristaux de forme quelconque ou plus rarement allongés suivant la foliation, indemnes de déformation.

- En résumé, l'évolution du feldspath potassique se décompose en deux étapes :

- . une étape contemporaine de l'individualisation de la foliation, marquée par le développement des yeux sans doute aux dépens des mégacristaux d'origine magmatique.
- . une étape tardi- à post-tectonique caractérisée par l'apparition de perthites à film albitique dense d'origine anatectique.

d) La biotite

- Relations avec la foliation S_1

Orientée parallèlement à S_1 , elle peut, avec la sillimanite, délimiter des rubans de quartz. Dans les faciès où la recristallisation a été la plus poussée, elle peut être incluse dans les cristaux de quartz : elle se dispose alors en petites lattes orientées et non déformées (pl.10,ph.1).

- Relations avec les structures post-foliales

Dans les charnières des plis P_2 et P_3 , la biotite subit une recristallisation : elle se dispose en arcs polygonaux selon la surface déformée mais peut également souligner la surface axiale. Ainsi, la crénulation S_3 est principalement marquée par des amas de biotite recristallisée, jalonnés de grains opaques (pl. 13, ph. 3).

- Relations avec la mylonitisation

La mylonitisation s'accompagne d'une forte réduction de grain de la biotite. Ce minéral prend, parallèlement à S_1 , la forme d'amygdales relayées latéralement par des traînés d'une fine poussière micacée. Ces dernières marquent aussi bien la foliation mylonitique que la schistosité de crénulation et limitent souvent des rubans ou des sous-rubans quartzeux.

- En résumé

L'essentiel de l'évolution tectonique se fait dans les conditions de stabilité de la biotite. Une large recristallisation dynamique accompagne les différentes phases, la phase tardive n'étant plus liée qu'à des recristallisations partielles.

e) La muscovite

Secondaire dans la plupart des faciès quartzofeldspathiques, elle apparaît primaire uniquement dans la leptynite à sphéroïdes. Elle s'y présente en grandes plages peu déformées, parallèles à la foliation. Dans les faciès les plus affectés par la mylonitisation, elle prend, comme la biotite, la forme d'amygdales portant des traces évidentes de recristallisation et subissant des torsions suivant la schistosité de crénulation. Des traînés sériciteuses prolongent ces clastes, parallèlement aux deux surfaces d'anisotropie caractéristiques de ces roches ; elle contribue à délimiter les rubans et sous-rubans quartzeux (pl. 12, ph. 2, 5 et 6).

Ainsi, la muscovite, dont on ne peut écarter qu'une partie au moins ait une origine magmatique, recristallise en climat dynamique lors de l'individualisation de S_1 et, dans une moindre mesure, lors de la mylonitisation.

f) La hornblende

Constituant majeur des amphibolites, elle y apparaît dans le faciès banal sous deux habitus :

- l'amphibole 3

Sous forme de mégacristaux allongés parallèlement à la foliation S_1 , elle se développe aux dépens de clinopyroxènes. Ses contours sont nets. Riche en inclusions de quartz et de feldspath, elle présente de nombreuses recristallisations marginales. Des plagioclases fortement séricitisés et allongés marquent les ombres de pression (pl. 11, ph. 5).

- l'amphibole 1

C'est elle qui forme la trame de la roche. Elle se développe en plages xénomorphes allongées parallèlement à la foliation. Dans certains cas, ces plages limitent des lattes polycristallines de plagioclase : on peut reconnaître alors une texture doléritique ancienne déformée sans être totalement effacée lors du développement de la foliation.

Dans les charnières des plis de phase 2 et 3, elle est peu déformée et se dispose en arcs polygonaux.

- En résumé

L'amphibole 1 et l'amphibole 3 se développent aux dépens de clinopyroxènes initiaux. L'évènement 1, reprenant parfois une texture magmatique initiale, se déroule dans les conditions de stabilité de la hornblende ; de même, la phase 2 conduit à une recristallisation partielle de l'amphibole.

g) La cordiérite

Développée dans les faciès anatectiques du complexe leptynogneissique stratifié, elle y serait tardive, d'origine magmatique ou métasomatique (Dupraz, 1983). Quoi qu'il en soit, dans ces faciès, on ne peut observer ses relations par rapport aux structures. Par contre, dans les gneiss fins, elle est clairement d'origine métamorphique ; son apparition y est liée à la réaction



Elle inclut d'ailleurs toujours de la sillimanite aciculaire (pl. 13, ph. 4).

Dans les charnières des plis de phase 3, elle apparaît en cristaux courbes mimant la foliation, déformés mais exempts de distorsion réticulaire (pl. 13, ph. 5).

Ainsi, dans les gneiss fins, la cordiérite qui se développe aux dépens de la biotite et de la sillimanite est tarditectonique.

h) La sillimanite

Outre la sillimanite incluse dans la cordiérite et le grenat, interprétée comme d'origine magmatique dans la partie 1 (p. 88), l'étude structurale nous révèle deux habitus de fibrolite :

- la fibrolite qui forme généralement des concentrations aplaties selon la foliation et allongées parallèlement à la linéation. Dans un plan orthogonal à la foliation et parallèle à la linéation, ces ellipsoïdes apparaissent clairement boudinés. Cette sillimanite, dont les fibres sont elles-mêmes parfaitement orientées, contrôle la croissance du quartz, des perthites films de la mésostase et d'une partie du plagioclase et de la biotite (pl. 10, ph. 2 à 4). Elle est sévèrement plissée par les plis de phase 2.

P L A N C H E 13

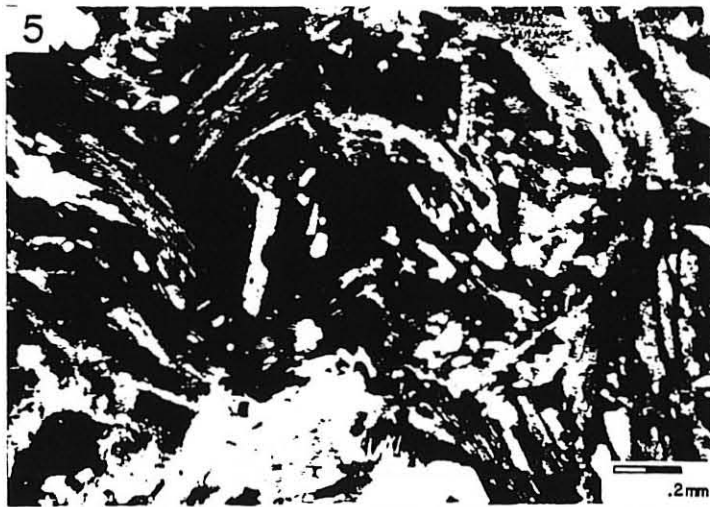
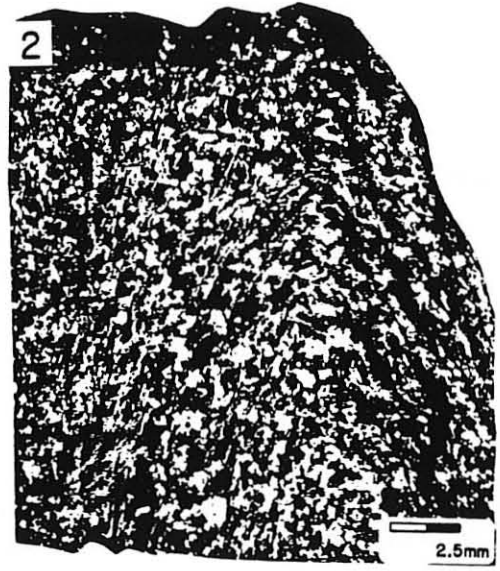
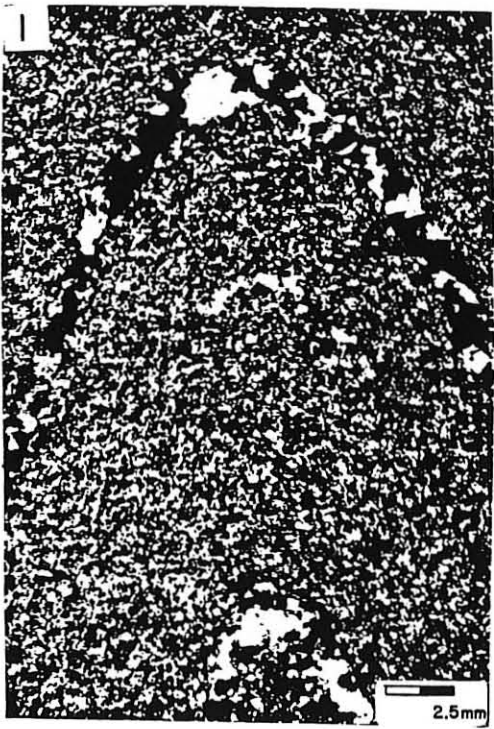
Les plis post-foliaux dans les gneiss fins.

Photos 1 et 2 : Photos de plis post-foliaux P_2 montrant l'importance des recristallisations, et plus spécialement de celle du quartz, dans les gneiss fins lors des phases 2 et 3 (gneiss fin massif).

Photo 3 : Biotite en arcs polygonaux dans une charnière de pli P_3 . (gneiss fin schisteux).

Photo 4 : Cordiérite issue de la réaction :
 $\text{Sill} + \text{Bio} + \text{Qz} \longrightarrow \text{Cord} + \text{Orthose} + \text{H}_2\text{O}$
dans le gneiss fin schisteux.

Photo 5 : Cristal de cordiérite mimétique d'une charnière de pli P_3 (gneiss fin schisteux).



Ainsi, elle apparaît contemporaine de la première paragenèse, affectée par tous les épisodes de déformation.

- une fibrolite qui se développe sporadiquement, sur les plans de débit mécanique. La sillimanite serait donc encore stable lors du développement de ces plans.

Ainsi, l'essentiel de l'évolution tectonique de la série s'opère dans les conditions de stabilité de la sillimanite.

2) Relations avec la mobilisation

a) à l'échelle cartographique

Le granite hétérogène clair qui forme la base du complexe leptyno-gneissique stratifié (p.44,45 et 223) peut également se disposer au sein du gneiss leptynique lité ou de la leptynite oeuillée. Les contacts sont alors rapides mais progressifs. Le front de granitisation apparaît donc oblique à la foliation, prouvant l'antériorité de cette structure par rapport à l'anatexie régionale.

b) à l'échelle de l'affleurement

Dans la partie 1 (p.48-49) nous avons décrit plusieurs types de mobilisats. Nous nous attachons ici à définir les relations qu'ils présentent avec les structures.

- Les relations avec la foliation sont de deux types : les mobilisats en bouffées ou en veines apparaissent clairement post-foliaux ; les mobilisats en filons-couches boudinés sont, pour leur part, antérieurs à la fin de la déformation.

- Les relations avec les plis sont également variées et on observe sur le même affleurement :

- . des mobilisats concordants, engagés dans des P_2 ou P_3 , dont l'interprétation en termes de chronologie est délicate à cette échelle mais peut se fonder sur l'examen microscopique ;
- . des mobilisats diffus parallèles au plan axial des plis post-foliaux ; ils peuvent être contemporains de ces structures ou plus récents.
- . des mobilisats recoupant P_2 et P_3 et de ce fait clairement postérieurs aux phases correspondantes.

c) à l'échelle de la lame mince

On notera simplement que les quartz des mobilisats engagés dans

les plis P_2 ne sont pas spécialement déformés. Il en est de même du feldspath potassique perthitique à films albitiques denses (orthose 2,3 et 4) d'origine anatectique (cf p. 87) qu'il se développe aux dépens et à l'ombre des mégacristaux ou qu'il se localise dans les plis post-foliaux ou dans les mylonites (il ne porte jamais les traces d'une déformation intracristalline).

Ainsi, le quartz et le feldspath potassique d'origine anatectique sont tardi- à post-tectoniques.

d) Conclusion

Il est clair que l'anatexie est post-foliale et qu'elle s'est achevée après les dernières manifestations de la déformation souple. On peut admettre qu'elle est sensiblement contemporaine des phases 2 et 3 mais rien ne permet, en toute rigueur, de préciser à quel moment de l'évolution structurale elle a débuté.

D. CONCLUSION

L'évolution structurale de la série du Vivarais occidental, telle qu'elle nous apparaît aujourd'hui, est tout-à-fait classique. Abstraction faite des grandes ondulations tardives et des failles, elle est jalonnée par trois générations de structures :

- la foliation, plate à l'échelle régionale, porte une linéation minérale bien réglée, grossièrement N-S. Les plis, intrafoliaux, à flancs rompus, contemporains de ces structures, ont des axes parallèles à la linéation.

Symmétamorphes, ces trois éléments témoignent d'un premier évènement tectonique de caractère probablement tangentiel, compte tenu de l'horizontalité de la foliation (Mattauer, 1975). Dans cette hypothèse, la linéation minérale, qui peut être considérée à la fois comme marqueur de déformation (boudins transversaux) et de déplacement, indiquerait la direction de transport ; quant au parallélisme des éléments linéaires, il résulterait d'une réorientation des axes de plis et des "rods" issus de leur boudinage précoce, selon une hypothèse désormais classique.

- des plis post-foliaux, dont le style se modifie depuis des formes subsoclinales anisopaques jusqu'à des formes plus ouvertes et isopaques, se développent lors de la période suivante.

Leur direction axiale, relativement variable, est en moyenne N-NW.

La logique évidente à laquelle obéissent les variations de style et une certaine cohérence dans la géométrie d'orientation suggèrent qu'il existe une relation génétique entre les plis synfoliaux et les plis post-foliaux. Ces derniers seraient également engendrés par la tectonique tangentielle méridienne ; la forte variabilité de leurs directions axiales résulterait alors d'une réorientation limitée, mais aussi d'interférences et d'un contrôle plus ou moins effectif par la direction des structures linéaires précédentes.

Cet épisode de déformation post-foliale, dont les dernières manifestations ont une expression régionale, est encore synmétamorphe et s'achève lors de l'anatexie vellave.

- La dernière génération de structures est le fait d'une mylonitisation qui se traduit par l'accentuation de la foliation et de la linéation liée à une réduction du grain et s'accompagne encore de recristallisations. Les stries de glissement portées par la foliation mylonitique et les "shear bands" obliques associés à cette surface indiquent que la déformation en question est le résultat d'un transport méridien tel que les parties hautes de la série se sont déplacées vers le Nord par rapport aux parties sous-jacentes.

Ces structures, ultime expression de la tectonique tangentielle, sont tardi-anatectiques et antérieures à la mise en place des leucogranites ; ces derniers, de par leur mode de gisement, semblent en effet contemporains des premières manifestations de la fracturation (cf carte à 1/50.000e).

Ainsi décrite, l'évolution cinématique de la série du Vivarais occidental, caractérisée par une tectonique tangentielle, apparaît relativement continue. La coïncidence géométrique des structures linéaires les plus récentes (stries de glissement) et des plus anciennes (linéation minérale) justifie une telle conclusion.

On peut cependant se demander, compte tenu des résultats présentés dans la première partie de ce mémoire, si l'évolution structurale est aussi continue qu'elle le paraît.

En effet, l'examen microscopique qui nous a conduit à mettre l'accent sur l'importance du métamorphisme de basse pression nous a aussi montré que les amphibolites et les gneiss fins, peu affectés par l'anatexie, pouvaient garder l'empreinte d'un épisode métamorphique différent, plus ancien. Il importe à cet égard de remarquer que les plis synfoliaux paraissent se localiser exclusivement dans l'ensemble metabasites - métapélites et pourraient de ce fait se rapporter à une structuration précoce, antérieure au métamorphisme de basse pression. Nous verrons que cette hypothèse est corroborée par les résultats des études géochimiques et minéralogiques (parties 3 et 4).

3eme PARTIE

1) Les différents objectifs de l'étude géochimique

Les études géochimiques réalisées jusqu'à aujourd'hui dans les matériaux clairs de la série métamorphique du Vivarais occidental ont conduit les auteurs (Pittion, 1971 ; Molina, 1973 ; Passeron, 1976 ...) à envisager une origine volcano-sédimentaire pour les leptynites et gneiss de cet ensemble. Ils représenteraient d'anciennes coulées rhyolitiques calco-alcalines alternant avec des niveaux détritiques peu dégradés. Les amphibolites incluses dans ces quartzo-feldspathites sont séparées en deux groupes par Youssif (1980) : les unes, qui sont les amphibolites en bancs, seraient un ancien matériau mixte volcano-sédimentaire à intercalations tufacées ; les autres, qui sont les amphibolites en massifs, seraient d'anciens basaltes transitionnels.

Dans l'étude qui suit, raisonnant sur des faciès peu mobilisés du complexe leptyno-gneissique stratifié, nous cherchons, au-delà d'une classification des faciès pétrographiques décrits au sein de la lignée claire, à étayer par des arguments géochimiques les corrélations proposées lors de la reconstitution lithostratigraphique (1ère partie, § A.5). Cette démarche nous conduira tout naturellement à envisager la nature originelle des quartzo-feldspathites vivaroises. Si le problème d'une origine ignée ou sédimentaire peut être résolu par l'intermédiaire des éléments majeurs, il nous faudra recourir aux éléments en traces pour tenter de différencier les faciès pétrographiques reconnus macroscopiquement. Cette tentative demeurera vaine : nous devons envisager une consanguinité stricte de l'ensemble des roches acides vivaroises. Les relations génétiques de ces matériaux avec les amphibolites seront alors discutées et, en fin de chapitre, nous préciserons le site géotectonique de mise en place de ces deux types de matériaux.

2) Echantillonnage géochimique

Pour satisfaire aux objectifs précédents, l'étude repose sur une cinquantaine d'analyses chimiques de roches totales :

- 38 analyses (majeurs + traces) effectuées dans le cadre de cette étude, dont 14 qui portent sur des matériaux mobilisés seront présentées et exploitées au chapitre V, les 24 autres, réalisées sur des matériaux peu mobilisés, faisant l'objet du présent chapitre.

TABLEAU 1: CARACTERISTIQUES DES DIAGRAMMES DISPERSIFS UTILISES PAR THELIN (in Thélin, 1983)

| Diagramme | Pouvoir séparateur | Ambiguïté | Appréciation globale |
|---|-----------------------------------|-------------------------------|----------------------|
| <u>SAF</u> ** $Al_2O_3:Na_2O+q.K_2O$ | { g-ar ++ g-gw ++ ar-gw ++ | g-ahf | +++ |
| <u>AM</u> ** $Al_2O_3:MgO$ | { ar-gw +++ ar*-g + g-gw ++ | g-ar | ++ |
| <u>RT</u> ** $Al_2O_3:x.SiO_2:Fe_2O_3+TiO_2+CaO$ | { g-ar ++ | g-gw g-sh | ++ |
| <u>ALNK</u> ** $Al/3-K:Al/3-Na$ | { g-gw ++ ar-gw ++ ar*-g + | g-ar | ++ |
| <u>ALC</u> $K_2O+Na_2O:K_2O/(K_2O+Na_2O)$ | { g-ar + g-gw + ar-gw + | g-gw* | + |
| <u>SA+IB</u> $IB=100(Na_2O+K_2O+MgO):Al_2O_3$ $SA=MgO:Na_2O:K_2O$ $Z=100Al_2O_3:Al_2O_3:Fe_2O_3 MgO$ | { sh-ar + ar-gw + sh-gw + | g-ar gw-diorite ctzfère | + |
| <u>QAO</u> QZ:AB:OR | { g-gw ++ ar-gw ++ | g-ar | + |
| <u>PFK-AL-KNC</u> | { g-ar +++ | g-gw g-sh | + |
| <u>FM:K:N</u> | ar-gw + | g-ar g-gw | 0 |
| | { ar-gw ++ g-gw ++ | g-ar | + |

Légende: ** Diagramme prioritaire ; +++ très utile, voire déterminant ; ++ utile ; + complément d'information ; 0 inutile

FM:K:N : Diagramme $FeO + MgO : K_2O : Na_2O$

ABREVIATIONS ET SYMBOLES UTILISES DANS LA PARTIE GEOCHIMIE.

ABREVIATIONS UTILISEES PAR THELIN (fig. 11 à 16 et tableau 1) :

Liste des standards de référence utilisés dans les diagrammes dispersifs (généralement il s'agit d'analyses-moyennes)

| | | |
|-----|--------------------------------|------------------------------|
| g | granite calco-alcalin | n= 72 (Nockolds, 1954) |
| g* | granite moyen | n=112 (Daly, 1933) |
| ga | granite alcalin | n= 48 (Nockolds, 1954) |
| r | rhyolite | n= 22 (Nockolds, 1954) |
| ra | rhyolite alcaline | n= 21 (Nockolds, 1954) |
| grw | granite rapakiwi | n= 8 (Sahama, 1945) |
| gh | granite hercynien | n= 17 (Guitard, 1970) |
| og | orthogneiss | n= 6 (Guitard, 1970) |
| pyr | pyroclastite acide | n= 9 (Jenks & Goldich, 1950) |
| ok | orthokérophyre | n= 2 (Juteau & Rocci, 1974) |
| ksa | kérophyre siliceux aphanitique | n= 16 (") |
| ksp | kérophyre siliceux porphyrique | n= 7 (") |
| tk | tuf kérophyrique | n= 2 (") |

| | | |
|------|------------------------------|-------------------------------|
| ar | arkose | n= 14 (Pettijohn et al. 1972) |
| ar* | arkose | n= 15 (Pettijohn et al. 1972) |
| pa | porphyre arkosique | n= 9 (Lacombe, 1970) |
| ahf | arkose hyperfeldspathique | n= 1 (Fontailles, 1976) |
| ahf* | arkose hyperfeldspathique | n= 1 (") |
| gw | grauwacke | n= 61 (Pettijohn et al. 1972) |
| gw* | grauwacke à débris de quartz | n= 2 (Lacombe, 1970) |
| gs | grès | n=253 (Pettijohn, 1963) |
| gs* | grès | n=271 (") |
| ptz | protoquartzite | n= 1 (") |
| sh | shale | n=277 (Wedepohl, 1969) |

ABREVIATIONS UTILISEES DANS LES DIAGRAMMES DE WINCHESTER & FLOYD (fig. 17,18,24,25)

| | |
|-----------------------------------|--------------------|
| AND = andésite | NEP = néphéline |
| BAS = basanite | PAN = pantellerite |
| BAS Alc. = basaltes alcalins | PHO = phonolite |
| BAS sub.Alc = basalte subalcalins | RHD = rhyodacite |
| COM = comendite | RHY = rhyolite |
| DAC = dacite | TRA = trachyte |

ABREVIATIONS ET SYMBOLES UTILISES PAR DEBON & LEFORT :

| | |
|--|----------------------------|
| ad = adamellite | ■zdg = quartz monzodiorite |
| dq = quartz diorite | ■zgo = monzogabbro |
| gd = granodiorite | ■zq = quartz monzonite |
| go = gabbro | s = syenite |
| gr = granite | sq = quartz syenite |
| ■z = monzonite | to = tonalite |
| ♦ ensemble plutonique reconnu dans le batholite du Transhimalaya s.s. (gabbro, quartz diorite, quartz monzodiorite, quartz monzonite, granodiorite et adamellite) Association métallumineuse à évolution caféïne | |
| ◊ granitoïde de Kangmar et Gyaco'La (granite et adamellite peralumineux à évolution alumineuse typique de granites d'origine anatectique crustale. | |
| ■ pluton de Lhozhag (adamellite typiquement alumineuse) Origine par anatexie crustale | |

ABREVIATIONS UTILISEES PAR PEARCE ET AL. (1984;1979) (fig. 19,23 et 26)

| | |
|-----------------------------------|------------------------------------|
| ap = apatite | ■t = magnétite |
| bio = biotite | pl = plagioclase |
| ilm = ilménite | zr = zircon |
| syn C.O.L. = granite de collision | O.R.G. = granite de ride océanique |
| V.A.G. = granite d'arc volcanique | W.P.G. = granite intra plaque |

SYMBOLES UTILISES DES FIGURES 11 A 23 :

- + gneiss leptynique
- x leptynite oeuillée
- o gneiss oeuille à rubans de quartz
- * gneiss oeuille et leptynite à sphéroïdes micacés
- domaine granitique tracé à partir des données de Thélin

SYMBOLES UTILISES DES FIGURES 24 A 26 :

- + ensemble des quartzo feldspathites du Vivarais Occidental
- ▲ amphibolites du Vivarais Occidental prélevées par Youssif (1980)

- . 13 analyses d'amphibolites tirées de la thèse de Youssif (1980) et complétées par le dosage des éléments en traces.

L'échantillonnage, effectué sur des matériaux frais, couvre les différents faciès décrits lors de l'étude pétrographique. Il se répartit comme suit :

| | nb d'analyses (majeurs + traces) | |
|---|----------------------------------|------|
| granite hétérogène clair | 3 | } 14 |
| anatexite hololeucocrate | 2 | |
| leptynite nébulitique | 9 | |
| gneiss leptynique (+ lité) | 11 | } 24 |
| leptynite oeuillée | 7 | |
| gneiss oeuillé à rubans quartzeux | 4 | |
| gneiss oeuillé | 1 | |
| leptynite à sphéroïdes | 1 | |
| amphibolites en bancs | 13 | |

Les faciès quartzo-feldspathiques ont été échantillonnés suivant deux directions :

- . verticalement, les roches ont été prélevées selon deux coupes qui affleurent pratiquement en continu. L'une, réalisée à proximité de Lafarre, débute dans le Doux au point 594 (x = 770 ; y = 311) par la leptynite nébulitique et remonte dans le bois de Rochepine jusqu'au gneiss oeuillé à rubans quartzeux ; l'autre, effectuée aux environs de Rochepaule entre le point 847 (x = 766 ; y = 311) et la Croix (alt. 1100 m), suit un bel éperon à base de leptynite nébulitique, d'anatexite hololeucocrate et de granite hétérogène clair et son sommet est constitué de leptynite oeuillée.
- . horizontalement, chaque faciès a été échantillonné sur des affleurements isolés répartis sur l'ensemble du territoire cartographié.

Les analyses d'amphibolites extraites de la thèse de Youssif (1980) proviennent toutes d'amphibolites en bancs échantillonnées dans le secteur de notre étude (Fromentaux, Durand, Le Perrier). Les termes massifs et les analyses pour lesquelles $CaO + MgO > 20 \%$ ont été écartés car ils représentent sans doute d'anciens cumulats (gabbros).

3) Le problème de l'origine ignée ou sédimentaire des matériaux

L'étude des éléments majeurs, indispensable à la classification et à la définition de l'hérédité pré-métamorphique des gneiss quartzo-feldspathiques, sera menée à l'aide de diagrammes géochimiques classiques. Thélin (1983) a dégagé quels étaient, parmi tous ces diagrammes dispersifs, les plus utiles et les plus fiables pour discriminer l'origine ignée de l'origine détritique d'un gneiss oeuillé. D'après lui, quatre diagrammes sont à utiliser en priorité : le diagramme de saturation en alumine par les

feldspaths (= SAF) de Fonteilles (1976) puis, inspiré du même auteur [Al₂O₃ : MgO] (= AM) et enfin, deux diagrammes de de La Roche (1965-1972) : [0,7 SiO₂ : (Fe₂O₃ + CaO + TiO₂) : Al₂O₃] et [Al/3 - K : Al/3 - Na]. Les autres diagrammes n'ont qu'un rôle secondaire, fournissant, d'après Thélin, un complément d'information. Les résultats de cet auteur sont consignés tableau 1.

Les diagrammes géochimiques appliqués aux gneiss et leptynites du Vivarais occidental doivent discriminer sans ambiguïté les granites ou rhyolites des arkoses. Par ailleurs, la géochimie des éléments majeurs ne permettant pas de trancher entre une origine plutonique ou volcanique des matériaux acides, nous ne pourrons, par ce biais, que confronter nos résultats aux conclusions de Pittion, Molina et Passeron.

a) Choix des diagrammes dispersifs

Le tableau 1 nous conduit à utiliser prioritairement les diagrammes SAF et RT complétés par ALC, QA0 et éventuellement par AM et ALNK.

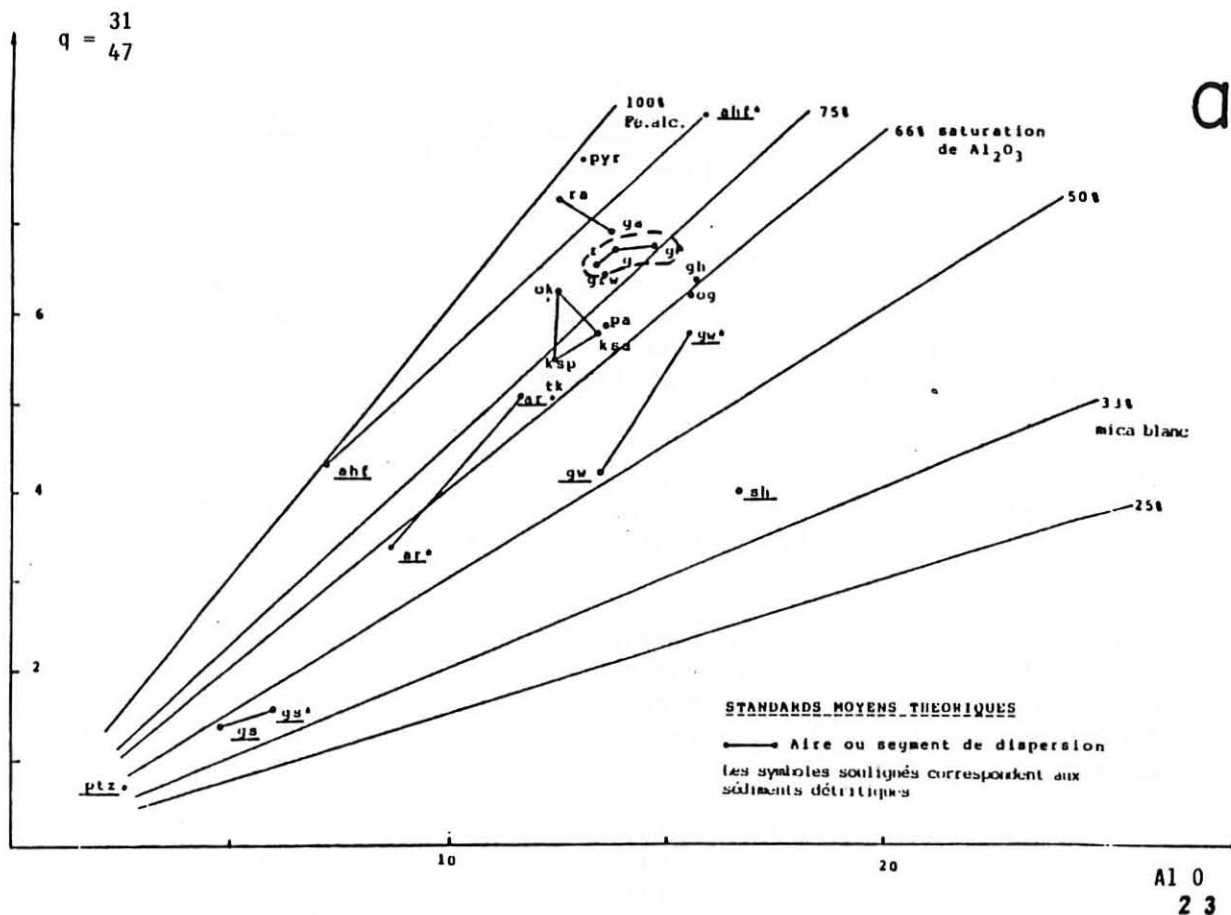
Si aucun de ces diagrammes n'est par lui-même déterminant, la résultante des tendances apparues dans chacun d'eux indiquera la nature originelle probable des populations de gneiss et leptynites étudiées.

b) diagramme de saturation en alumine par les feldspaths (SAF)
(d'après Fonteilles, 1976)

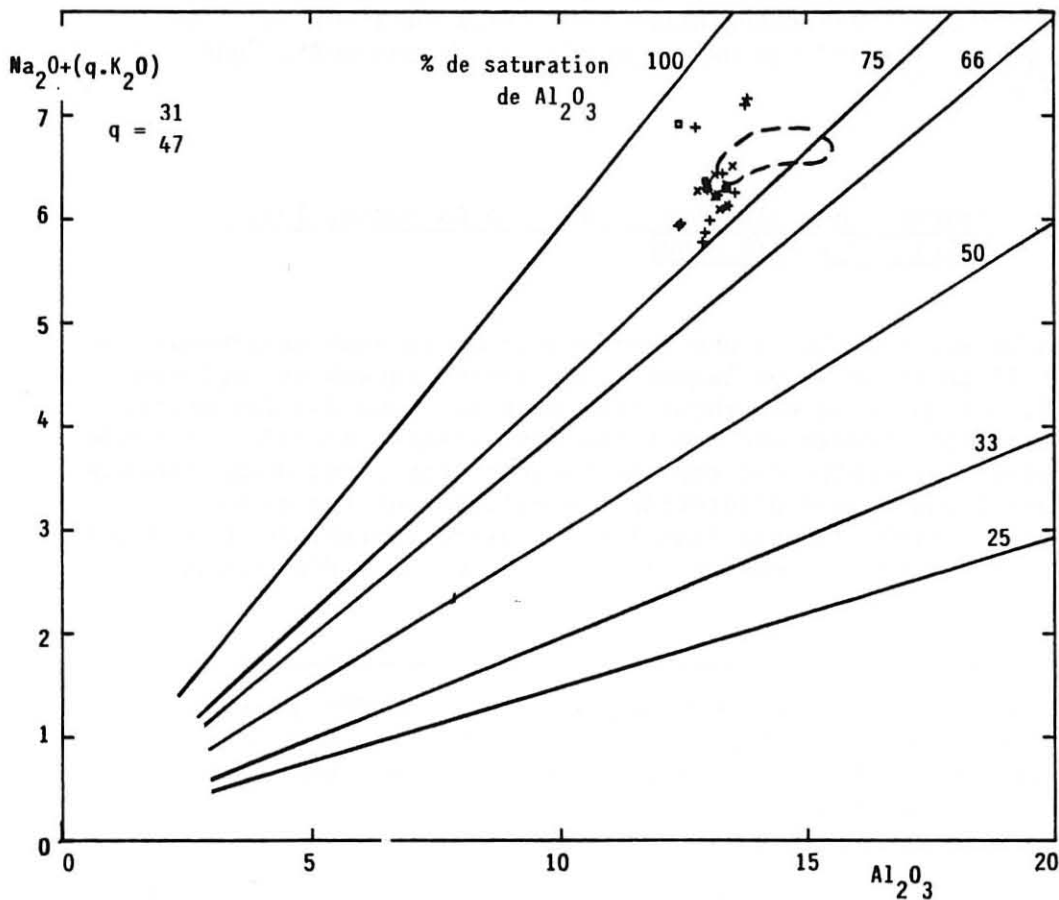
La combinaison [Al₂O₃ : Na₂O + q K₂O] rend compte du degré de saturation en alumine par les feldspaths et permet, de ce fait, de distinguer les sédiments détritiques (sat. < 70 % hormis les arkoses hyperfeldspathiques) qui se situent vers le bas du diagramme, des roches granitiques (sat. > 70 %).

L'ensemble des gneiss et leptynites du Vivarais occidental se regroupent à proximité du domaine des granites que Thélin (1983) a redéfini en compilant quelques 200 analyses extraites de la littérature (fig. 11). Le gneiss oillé et le gneiss oillé à rubans quartzeux, interprétés de par leur occurrence sur le terrain comme d'anciens granites ne se séparent pas du gneiss leptynique et de la leptynite oillée.

Ainsi, le diagramme SAF que Thélin (1983) juge prioritaire dans le cadre de l'interprétation génétique des compositions chimiques suggère pour la totalité des roches vivaraises acides et peu mobilisées une tendance originelle granitique commune.



a



b

Fig. 11: DIAGRAMME DE SATURATION EN ALUMINE PAR LES FELDSPATHS (S.A.F.)

a. standards moyens théoriques d'après Thelin (1983)

b. populations des quartzo feldspathites Vivaroises

Abréviations et symboles cf tableau 1.

c) diagramme des roches totales (RT) ; $[0,7 \text{ SiO}_2 : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{TiO}_2) : \text{Al}_2\text{O}_3]$ de de La Roche (1965)

Partant de la constatation que la chimie d'une roche reflète les proportions des divers minéraux qui la constituent, de La Roche propose des diagrammes dans lesquels "les minéraux essentiels se dispersent aussi largement que possible et forment des sous-ensembles significatifs du point de vue des évolutions séquentielles".

Ainsi, dans la représentation $[\text{SiO}_2 : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{TiO}_2) : \text{Al}_2\text{O}_3]$ les roches ignées se disposent selon une dorsale tandis que les roches détritiques, s'étalant de part et d'autre, s'en écartent d'autant plus qu'elles sont évoluées et différenciées (fig. 12).

Par le biais de $[\text{SiO}_2 : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{TiO}_2) : \text{Al}_2\text{O}_3]$ l'ensemble des gneiss et leptynites du Vivarais occidental s'inscrivent dans un nuage très restreint dans le prolongement de la dorsale ignée, sous les rhyolites et à proximité du point représentatif des "porphyres arkosiques"* défini par Thélin (1983) d'après 9 analyses extraites de la thèse de Lacombe (1970) (fig. 12).

Ainsi, la position ambiguë de nos roches dans ce diagramme à proximité du champ des arkoses tout en demeurant proche des tendances ignées laisse entrevoir une évolution complexe métamorphique ou plus probablement pré-métamorphique : *matériaux d'origine rhyolitique ou granitique, les quartzo-feldspathites vivaroises auraient subi une faible altération qui se traduit par une augmentation du paramètre "quartz" (de La Roche et al., 1974).*

d) Diagramme des alcalins (ALNK) (de La Roche, 1972) ; $[\text{Al}/3 - \text{K} : \text{Al}/3 - \text{Na}]$

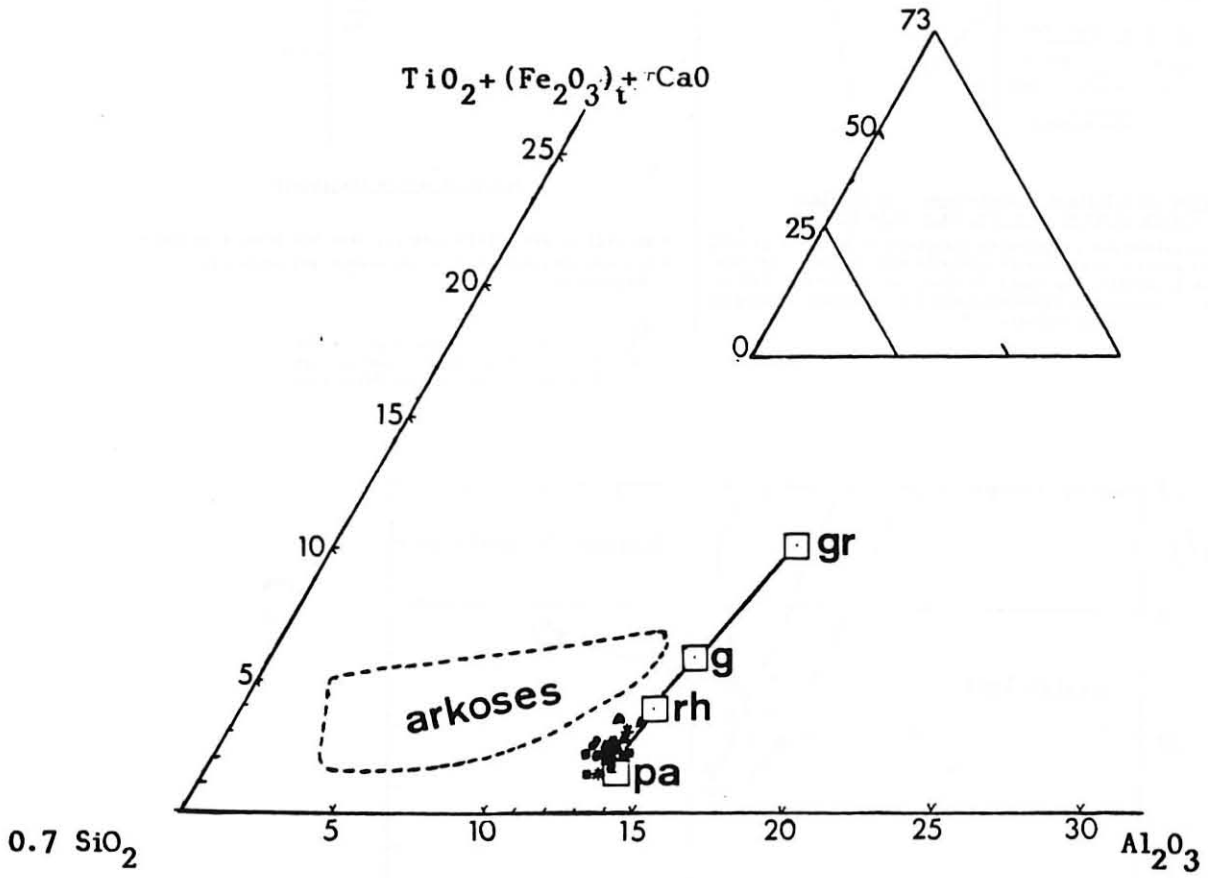
De La Roche a choisi une représentation faisant intervenir les alcalins et l'aluminium selon laquelle les séries ignées se déploient en éventail, des basaltes aux rhyolites, vers la ligne des feldspaths alcalins (fig. 13), tandis que les roches détritiques évoluées s'étendent vers la droite à proximité des phyllosilicates. Entre ces deux domaines, il existe une large frange d'interférence qu'occupent les sédiments clastiques peu évolués et dans laquelle les différenciations détritiques s'expriment par de faibles pentes par opposition aux différenciations ignées.

* porphyre arkosique : terme employé par Lacombe (1970) pour désigner d'anciennes laves (rhyolites) ou tufs rhyolitiques démantelés, plus ou moins mêlés à des venues détritiques puis métamorphisés dans le faciès schistes verts.

Fig. 12: DIAGRAMME DES ROCHES TOTALES (R.T.)

d'après De La Roche (1965)

Abréviations et symboles cf tableau 1.



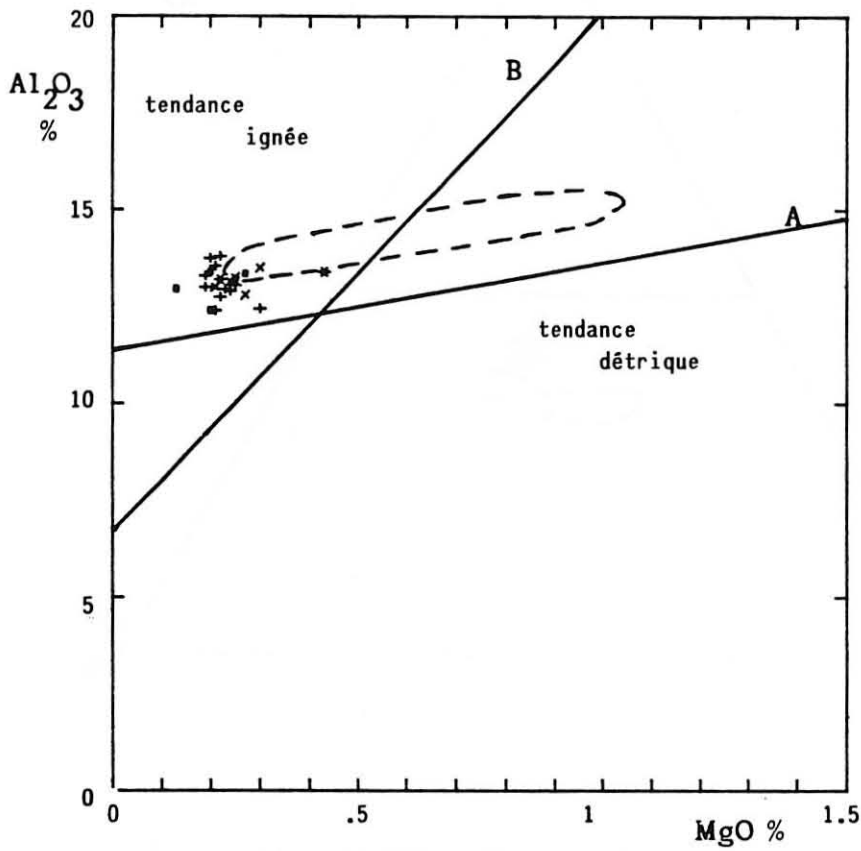
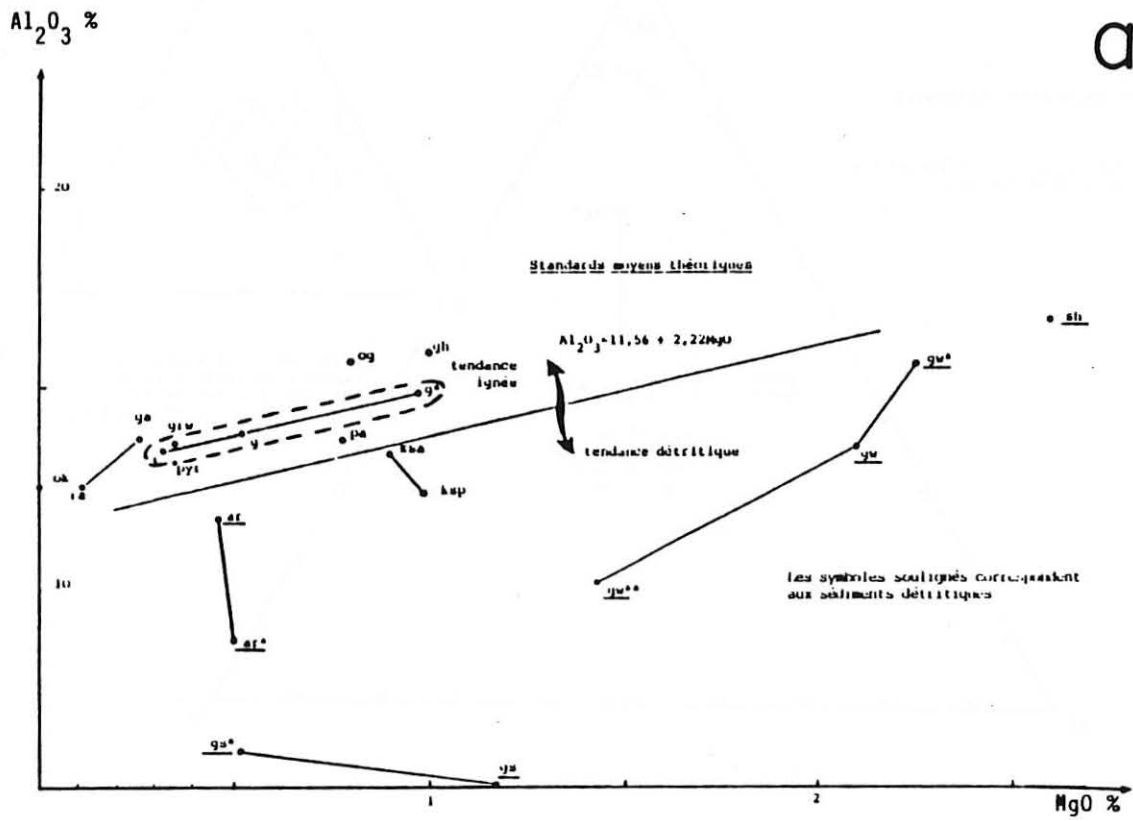


Fig. 14: DIAGRAMME Al_2O_3 : MgO (A.M.)

a. standards moyens théoriques d'après Thelin (1983)
 b. populations des quartzofeldspathites Vivaroises
 Abréviations et symboles cf tableau 1.

standards moyens théoriques

-les symboles soulignés correspondent aux sédimnts détritiques

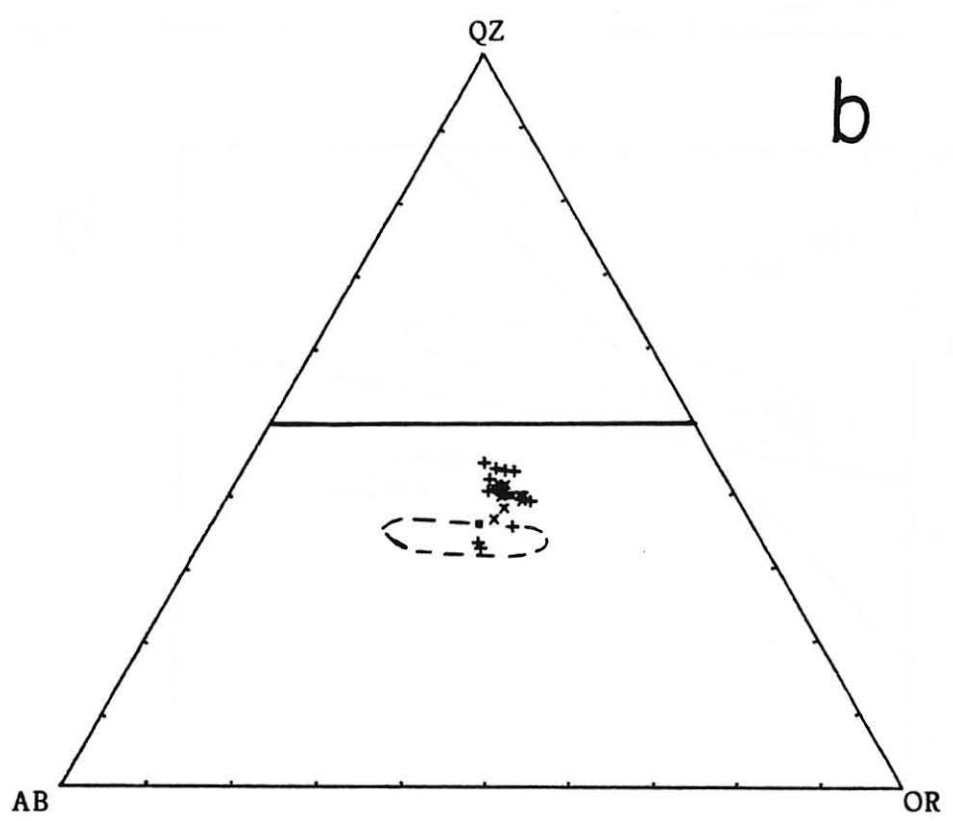
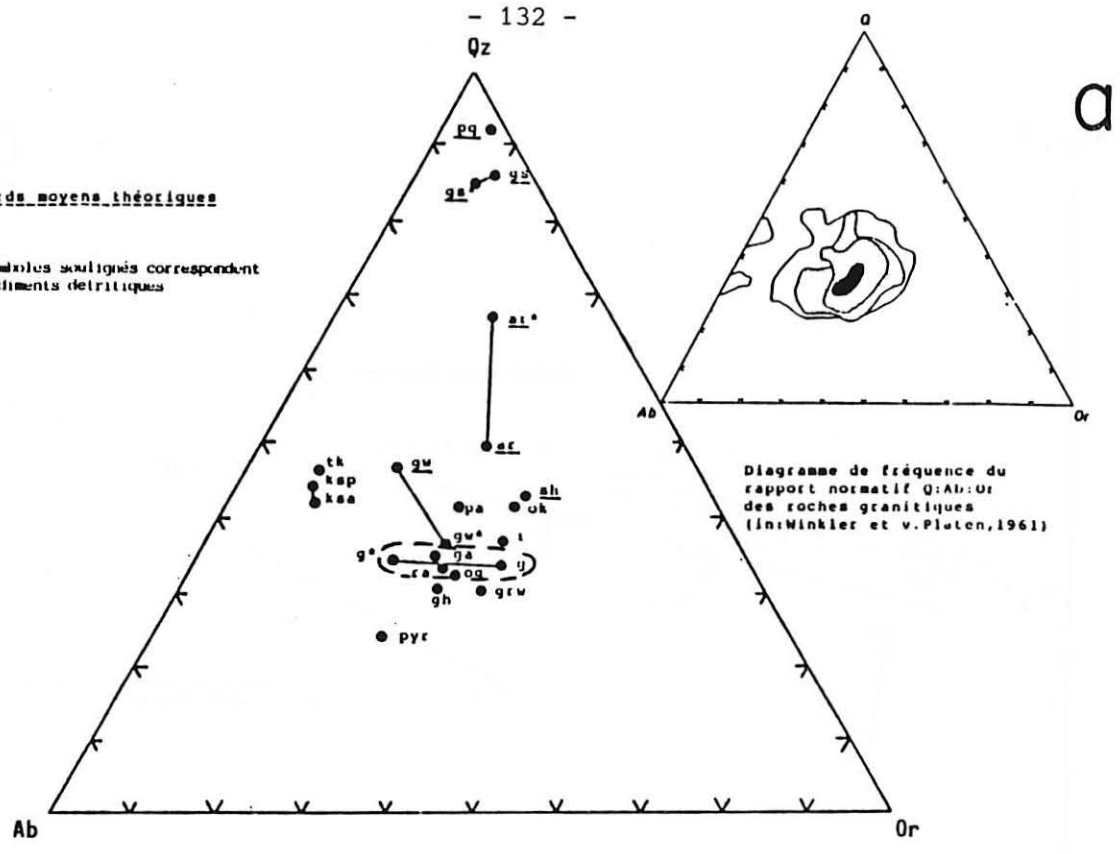


Fig. 15: DIAGRAMME QUARTZ:ALBITE:ORTHOSE (Q.A.O.)
 a. standards moyens théoriques d'après Thelin (1983)
 b. populations des quartzo feldspathites Vivaroises
 Abréviations et symboles cf tableau 1.

L'application d'un tel diagramme à des roches métamorphiques catazonales est sujette à caution, le potassium et le sodium étant dans ces conditions susceptibles de se mouvoir. Ainsi, les conditions particulières dans lesquelles nous appliquons cette représentation diminuent sa fiabilité.

La figure 13 montre que l'ensemble des gneiss et leptynites étudiés se disposent dans le domaine igné, la majorité des points se superposant aux pôles granitiques et rhyolitiques reportés par Thélin (1983). Remarquons toutefois, comme le souligne judicieusement cet auteur (tableau 1), que la proximité des pôles de granites et d'arkoses implique une mauvaise discrimination de ces matériaux par ce diagramme.

Donc, si nous sommes de nouveau conduits à envisager une origine ignée pour l'ensemble de nos roches, l'intervention d'un bref épisode d'altération ne peut être exclu.

e) Diagramme AM : $[Al_2O_3 : MgO]$ (inspiré de Fonteilles, 1976)

Ce diagramme repose sur deux éléments dont l'inertie au cours des processus métamorphiques semble garantie mais qui différencient mal les granites des arkoses. Ainsi, la limite entre ces deux domaines est ambiguë et Thélin la situe, suivant le chimisme des roches, entre les droites de régression A et B :

$$A - Al_2O_3 = 2,22 MgO + 11,56$$

$$B - Al_2O_3 = 13,25 MgO + 6,9 \quad (\text{fig. 14})$$

Dans cette représentation, l'ensemble des faciès quartzofeldspathiques différenciés pétrographiquement se regroupent pour former un nuage qui se superpose au segment rhyolite alcaline - granite alcalin (Thélin, 1983) et demeure dans le domaine igné quelle que soit la "limite" considérée.

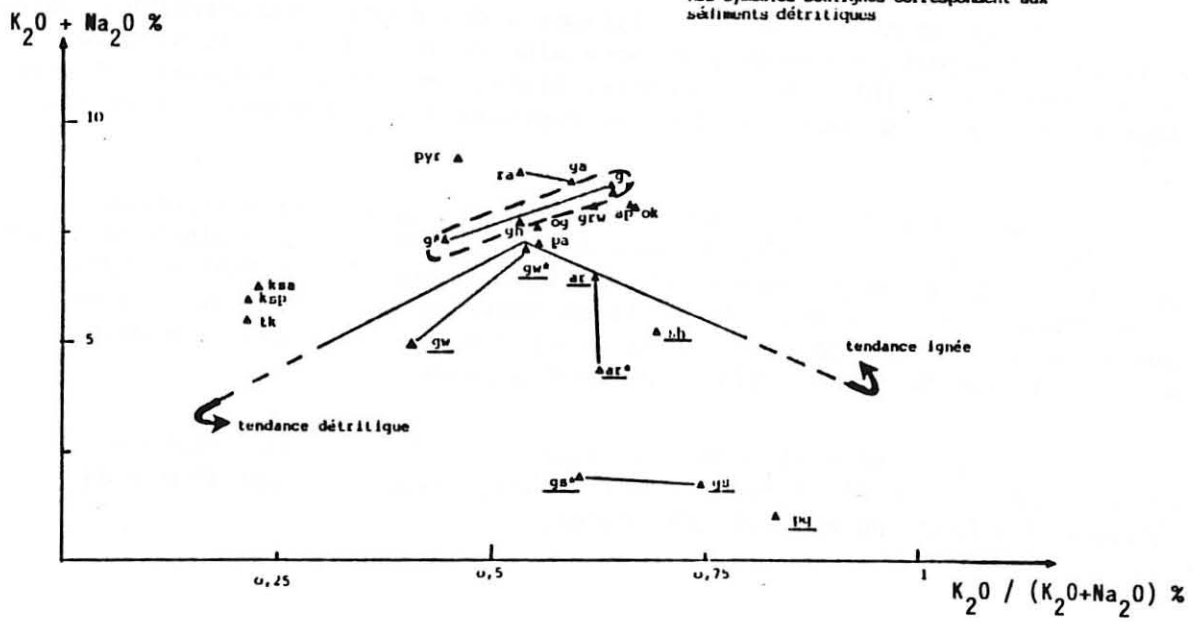
L'origine ignée des matériaux acides vivarois est là encore fortement probable.

f) Les diagrammes complémentaires : $[Qz : Ab : Or]$ de Winkler et Von Platten (1961) (QAO) ; $[(K_2O + Na_2O) : (K_2O/K_2O+Na_2O)]$ de Fonteilles (1976) (Alc).

• $[Qz : Ab : Or]$ (QAO) - Ce diagramme, dans lequel les shales se superposent aux granites s.l. a le mérite de discriminer les granites s.l. des arkoses s.l.. Ces dernières se disposent dans le domaine comptant plus de 50 % de quartz, paramètre selon lequel les granites ont une valeur moyenne de 35 %.

Standards moyens théoriques

a



b

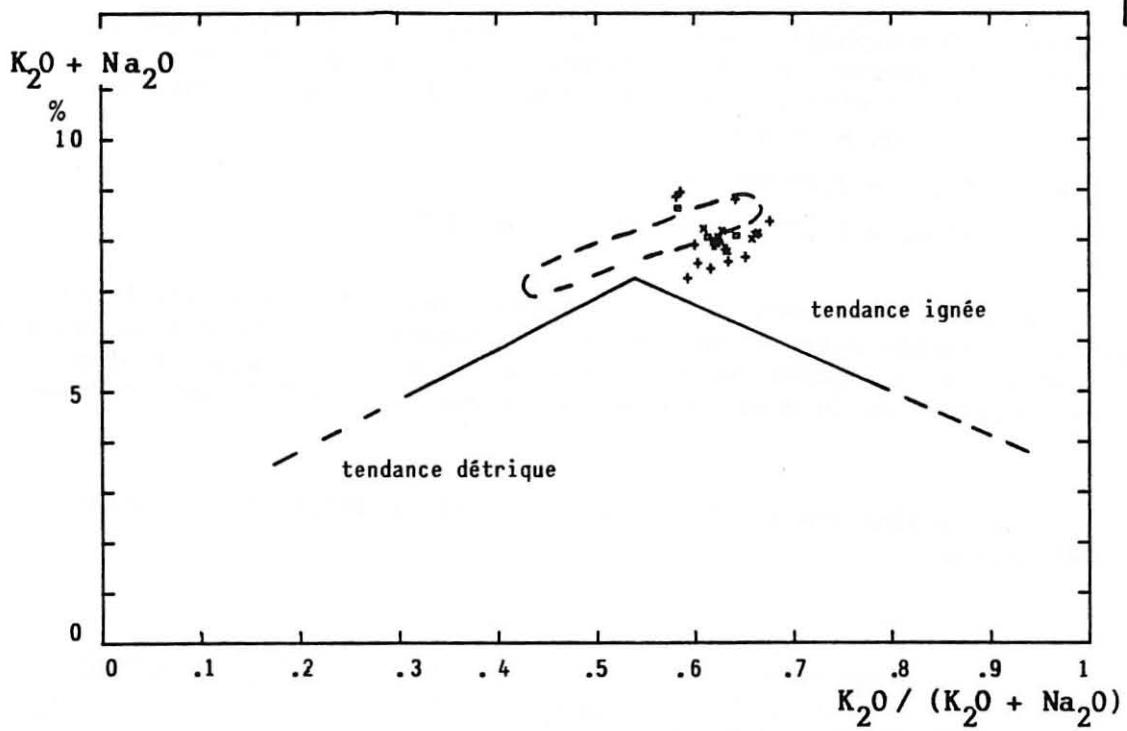


Fig. 16: DIAGRAMME DES ALCALINS (Alc.)
a. standards moyens théoriques d'après Thelin (1983)
b. populations des quartzo feldspathites Vivaraises
Abréviations et symboles cf tableau 1.

Les roches primaires peu mobilisées étudiées ici se disposent à proximité du pôle moyen des granites alcalins, s'étalant néanmoins en direction du champ arkosique (fig. 15). Cet enrichissement en silice peut, une fois de plus, témoigner d'une faible altération antémétamorphique de certaines roches.

$$\bullet \left[\frac{K_2O + Na_2O}{K_2O/K_2O + Na_2O} \right] \text{ (Alc)}$$

Dans cette représentation, le clan granitique se regroupe pour des valeurs de $K_2O + Na_2O$ supérieures à 7,7 % dans une aire restreinte, les sédiments clastiques, fortement dispersés selon $K_2O/(K_2O + Na_2O)$, occupant la base du diagramme. Les gneiss et les leptynites vivaraises rentrent dans le champ des rhyolites et des granites (fig. 16). Du nuage relativement étalé, aucune roche ne se trouve dans le champ "détritique".

Une origine ignée est suggérée par ce dernier diagramme.

g) Conclusion

La résultante des six représentations binaires et triangulaires présentées ci-dessus suggère une origine ignée (granitique ou rhyolitique) pour l'ensemble des quartzo-feldspathites du Vivarais occidental.

Considérant les nuages de points de chaque faciès pétrographique, cette conclusion peut être nuancée. En effet, si le gneiss oeilé à rubans quartzeux, le gneiss oeilé et la leptynite oeilée apparaissent systématiquement bien regroupés, par contre le gneiss leptynique est plus dispersé, enveloppant toujours les autres faciès dans son nuage. Cinq échantillons de ce groupe s'étalent immanquablement en direction du champ des arkoses sans atteindre toutefois le champ des roches détritiques. Cette dérive vers les roches sédimentaires, marquée dans les représentations qui prennent en compte la silice par une augmentation du paramètre "quartz", se traduit dans le diagramme "ALKN" (fig. 13) par une forte dispersion des différents échantillons de gneiss leptynique. Cet étalement selon Al/3 - K et Al/3 - Na est dû vraisemblablement aux alcalins : dans le diagramme "SAF" (fig. 11), on observe en effet de fortes variations suivant l'axe $Na_2O + q K_2O, Al_2O_3$ n'induisant pas une dispersion particulière de ce faciès. Enfin, la confrontation de RT et QAO à SAF, Alc et ALNK permet de relier l'augmentation du paramètre "quartz" à une perte en alcalins, éléments réputés mobiles lors des processus d'altération et au cours du métamorphisme.

Le matériel parent du gneiss leptynique, qui de toute évidence est d'origine ignée, se caractérise par une perte discrète en alcalins qui induit un faible enrichissement relatif en silice. Cette dérive vers le champ des arkoses peut refléter une faible évolution antémétamorphique exogène ou une forte mobilité de K et Na lors de l'anatexie.

TABLEAU 2: TENEURS EN Nb,Zr,Y DE QUELQUES RHYOLITES
ALCALINES ET NON ALCALINES (in Seyler,1984)

| | Nb | | Y | | Zr | | Nb/Y | | Zr/Nb | | Réf. |
|--|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------------------------------|
| | min. | max. | min. | max. | min. | max. | min. | max. | min. | max. | |
| <u>CRIST. FRACT.</u> | | | | | | | | | | | |
| Rh.alc. et com. Pant. | 88 | 171 | 25 | 93 | 650 | 1000 | 0,73 | 1,84 | 8,92 | | |
| ensemble | 121 | 370 | 100 | 220 | 696 | 2200 | 1,2 | 2,04 | 5,4 | 6,2 | 1 |
| | 88 | 370 | 25 | 220 | 650 | 2200 | 0,7 | 2,04 | 5,4 | 9 | |
| <u>NIGERIA</u> | | | | | | | | | | | |
| Rh.alc. (1)* | 140 | | nd | | 1500 | | - | | 10,5 | | 2 |
| Com. (1) | 225 | | 172 | | 2300 | | 1,31 | | 10,2 | | |
| <u>YELLOWSTONE</u> | | | | | | | | | | | |
| Rh.alc.et com. (10) | 51 | 118 | 43 | 135 | 226 | 692 | 0,9 | 1,7 | 3,4 | 10,8 | 3;4 |
| <u>BASIN AND RANGE</u> | | | | | | | | | | | |
| Rh.alc.et com. (57) | 13 | 100 | 22 | 82 | 81 | 321 | 0,45 | 1,10 | 1,0 | 12,2 | 4;5;6 |
| Com.et pant. (6) | 20 | 156 | 70 | 220 | 360 | 1800 | 0,27 | 1,57 | 5,8 | 30 | 7;22 |
| ensemble | 13 | 156 | 22 | 220 | 81 | 1800 | 0,27 | 1,57 | 1,0 | 30 | |
| <u>QUEENSLAND</u> | | | | | | | | | | | |
| Rh.alum. (2) | 12 | 188 | 34 | 77 | 188 | 195 | 0,35 | 2,44 | 2,98 | 16,25 | 8 |
| Rh.alc. (8) | 11 | 67 | 33 | 144 | 129 | 270 | 0,28 | 2,48 | 2,16 | 24,5 | 8;9 |
| Com. (3) | 42 | 147 | 44 | 120 | 820 | 1228 | 0,77 | 1,22 | 8,35 | 19,5 | 8;9;4 |
| ensemble | 12 | 188 | 23 | 144 | 129 | 1228 | 0,28 | 2,48 | 2,16 | 24,5 | |
| <u>ARCS VOLCANIQUES DU PACIFIQUE</u> | | | | | | | | | | | |
| Rh.alc. (12) | 6 | 9 | 9 | 294 | 133 | 329 | 0,03 | 0,78 | 19 | 43,5 | 10 |
| Com.et pant.de Nelle Guinée (9) | 21 | 45 | 58 | 134 | 699 | 2130 | 0,32 | 0,36 | 3,22 | 47,3 | 10;11 |
| Pant.de Mayor | 68 | 81 | 140 | 190 | 1090 | 1520 | 0,43 | 0,49 | 16 | 18,9 | 12 |
| Autres pant.de NelleZélande | 284 | 286 | 213 | 216 | 2170 | 2210 | 1,32 | 1,33 | 7,64 | 7,65 | 11 |
| <u>FUSION CRUSTALE** (bassins margin.;mar- ges contin.actives ; arcs volcan.>100)</u> | | | | | | | | | | | |
| | 2 | 36 | 12 | 35 | 32 | 278 | 0,19 | 0,39 | 5 | 41,5 | 4;12;13;14 15;16;20; 21 |
| <u>CALCO-ALCALIN (Différenciats de basaltes)</u> | | | | | | | | | | | |
| | 2 | 30 | 18 | 25 | 88 | 196 | 0,07 | 0,44 | 15,3 | 64,0 | 17;18;19 |
| <u>THOLEIITIQUE (Différenciats) (7) Rhyolites d'Islande</u> | | | | | | | | | | | |
| | 7 | 11 | 61 | 94 | 217 | 256 | 0,09 | 0,61 | 4,9 | 36 | 13 |
| | 55 | 80 | 126 | 154 | 392 | 657 | | | | 23 | 23 |

** et trondhjémites de fusion partielle de roches basiques
* le chiffre entre parenthèses correspond au nombre d'analyses

| | | | | | | | | |
|---|---|-----------------------|----|---|-------------------------|----|---|---------------------------|
| 1 | : | tableau 4 | 9 | : | Ewart et al., 1977 | 17 | : | Tromblin, 1979 |
| 2 | : | Butler et Smith, 1962 | 10 | : | Smith et Johnson, 1981 | 18 | : | Bruhn et al., 1978 |
| 3 | : | Boy3, 1961 | 11 | : | Smith et al., 1977 | 19 | : | Rogers et Greenberg, 1981 |
| 4 | : | Ewart, 1979 | 12 | : | Ewart et al., 1968 | 20 | : | James et al., 1976 |
| 5 | : | Crecraft et al., 1981 | 13 | : | Malpas, 1979 | 21 | : | Lewis, 1968 |
| 6 | : | Bacon et al., 1981 | 14 | : | Cocherie et al., 1981 | 22 | : | Christiansen et al., 1977 |
| 7 | : | Noble et Parker, 1974 | 15 | : | Bacon et Duffield, 1981 | 23 | : | Wood et al., 1978 |
| 8 | : | Ewart, 1981 | 16 | : | Ewart, 1966 | | | |

Pittion, Molina et Passeron, dont les études portaient sur des matériaux identiques aux nôtres, prélevés dans notre secteur mais également au Nord et au Sud, ont adopté la première hypothèse : jusqu'ici, nos résultats ne remettent pas en cause leur conclusion. Toutefois, l'idée d'une migration d'alcalins lors du métamorphisme ne peut pas être écartée. Notons enfin que le diagramme AM traduit l'inertie de Mg et de Al au cours des processus post-magmatiques.

4) Une origine ignée acide : volcanique ou plutonique ?

L'hérédité pré-métamorphique rhyolitique ou granitique d'un orthogneiss ne peut être décelée à partir de son seul contenu en éléments majeurs.

A ce problème, l'analyse des éléments en traces ne fournit pas une réponse directe, mais elle apporte un faisceau d'arguments qui, confrontés aux évidences de terrain, nous permettront de trancher.

A) L'hypothèse d'une origine volcanique

Cette hypothèse que nous avons déjà évoquée s'applique, hormis quelques massifs de métagranite, non seulement aux gneiss et leptynites vivaroises mais également aux leptynites du Pilat (Chenevoy et Ravier, 1968 ; Davoine, 1971) et à quelques-unes des monts du Lyonnais (Dufour, 1983). Par comparaison à des données chimiques portant uniquement sur les éléments majeurs, Davoine (1971) note une forte ressemblance entre les volcanites acides à tendance calco-alcaline et les leptynites du Pilat qu'il interprète comme d'anciennes formations ignimbrétiques. Dans le Lyonnais, Dufour (1983) souligne la similitude au plan des éléments majeurs entre certaines leptynites qu'il étudie et des rhyolites calco-alcalines. Apparentant ses matériaux acides à ces dernières, il est cependant amené à nuancer sa conclusion au vu des tendances de distribution des éléments traces qui indiquent pour les leptynites lyonnaises une origine par fusion crustale.

Dans le Vivarais, les analyses d'éléments en traces dont nous disposons (cf p.141), comparées aux teneurs en Nb, Zr et Y des différents types de rhyolites compilés tableau 2 par Seyler (1984) permettent de rapprocher nos roches de rhyolites de fusion crustale. Dans les diagrammes de Winchester et Floyd (1977) et de Pearce et Norry (1979), cette origine devrait s'affirmer pour les faciès encaissants des métagranites (cf schéma litho-stratigraphique p. 44), ces derniers se caractérisant par un cortège de traces spécifiques.

a) Les travaux de Winchester et Floyd (1977)

Ces auteurs suggèrent que l'abondance et la distribution d'éléments tels que Ti, Zr, Nb et Y permettent, par des diagrammes simples, de classer les roches métavolcaniques.

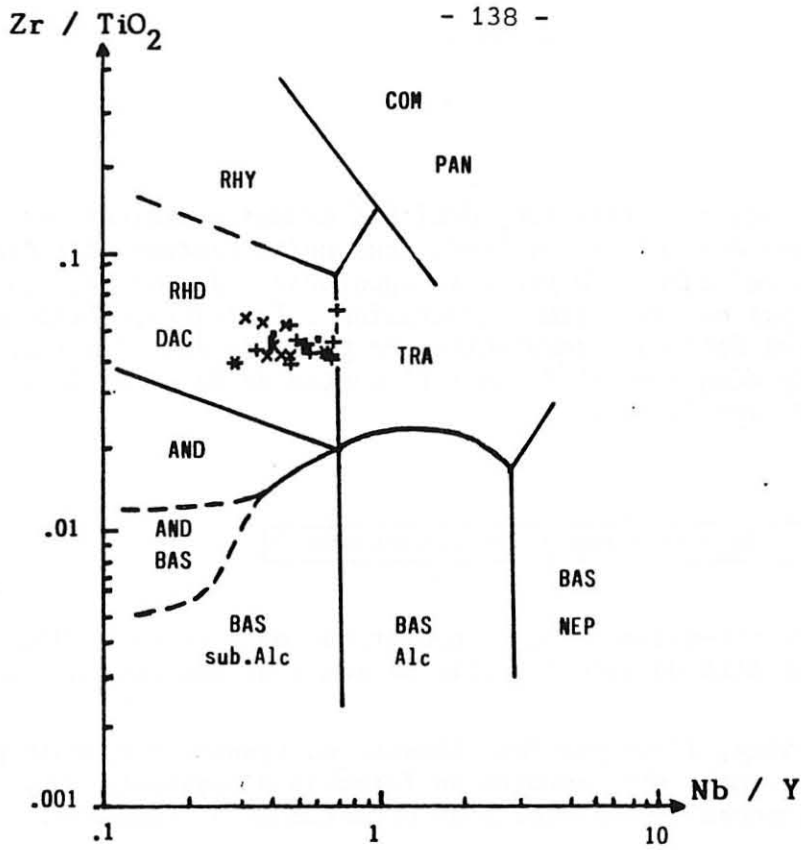


Fig. 17: DIAGRAMME (Zr/TiO_2 : Nb/Y)
d'après Winchester & Floyd (1977)

Abréviations et symboles cf tableau 1.

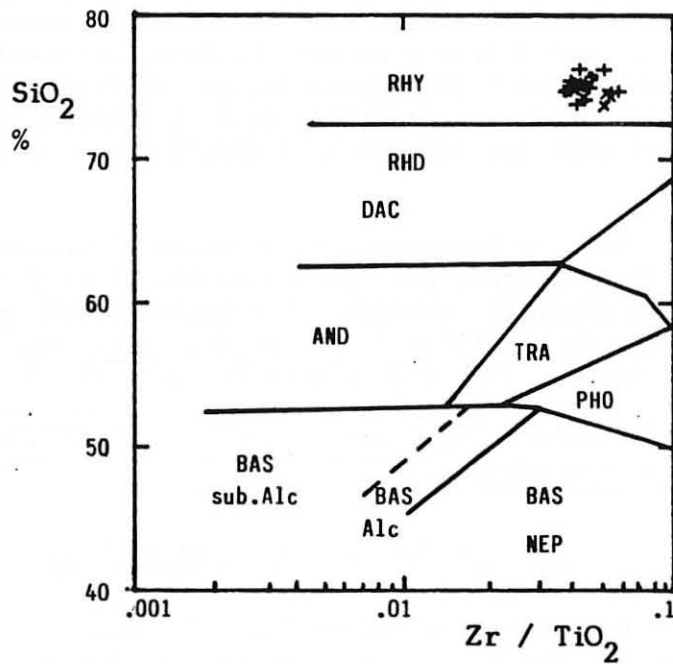


Fig. 18: DIAGRAMME (SiO_2 : Zr/TiO_2)
d'après Winchester & Floyd (1977)

Abréviations et symboles cf tableau 1.

- Le diagramme $[Zr/TiO_2 : Nb/Y]$ (fig. 17) montre que l'ensemble des gneiss et leptynites peuvent être assimilés à des rhyodacites à caractère subalcalin.
- Dans le diagramme $[SiO_2 : Zr/TiO_2]$ (fig. 18), ces roches s'apparenteraient plutôt à des rhyolites.

Les conclusions a priori contradictoires que l'on peut tirer de ces deux diagrammes sont en fait tout à fait cohérentes avec celles obtenues lors de l'étude des éléments majeurs. En effet, la dérive dans le champ des rhyolites exprimée par le diagramme $[SiO_2 : Zr/TiO_2]$ s'explique par un "enrichissement" général de nos roches en silice, phénomène reconnu et expliqué au terme du paragraphe 3. La classification de nos roches dans des grilles où SiO_2 apparaît comme paramètre discriminant est par conséquent sujette à caution.

De ce fait, nous nous référerons aux diagramme $[Zr/TiO_2 : Nb/Y]$ basé sur des éléments inertes lors des processus pétrogénétiques. Dans l'hypothèse d'une origine prémétamorphique volcanique, les quartzo-feldspathites vivaroises s'apparentent par conséquent à des rhyodacites à tendance sub-alcaline.

b) Les diagrammes Y, TiO_2 et Nb en fonction de Zr (fig. 19)

Dans les diagrammes $[Y : Zr]$ et $[TiO_2 : Zr]$ les quartzo-feldspathites vivaroises présentent des corrélations positives spectaculaires dues vraisemblablement à une évolution par cristallisation fractionnée (Pearce et Norry, 1979), durant laquelle interviennent le plagioclase, le feldspath potassique, la biotite, l'apatite, le zircon et la magnétite. La cristallisation de ces minéraux est visualisée par un vecteur sur les différents diagrammes (Pearce et Norry, 1979). Le feldspath potassique n'est pas représenté et les données fragmentaires concernant les coefficients de partage des éléments entre ce minéral et un liquide de composition acide ne permettent pas de construire le vecteur représentatif de la cristallisation de l'orthose. Par conséquent, nous ne pouvons pas calculer les vecteurs expliquant les corrélations observées qui doivent être caractéristiques de la cristallisation fractionnée d'un magma acide d'origine crustale.

Notons toutefois que les diagrammes $[Y : Zr]$ et $[TiO_2 : Zr]$ suggèrent une évolution à laquelle participent tous les minéraux envisagés. L'absence de corrélation Nb-Zr révèle quant à elle un comportement indépendant de ces deux éléments lors de la cristallisation d'un magma acide. En effet, si Y, TiO_2 et Zr se concentrent dans les minéraux de même génération (apatite, zircon, monazite, ilménite/magnétite) et se trouvent par conséquent "liés", le niobium a, dans les roches acides, un comportement particulier : il rentre préférentiellement dans la biotite qui peut contenir jusqu'à 86 % du niobium total d'un granite à ilménite (Wedepohl, 1971). La cristallisation de biotite indépendante de celle des minéraux accessoires permet d'expliquer la relation particulière entre Nb et Zr.

Enfin, quelle que soit la relation qui lie les deux éléments, on constate que le gneiss leptynique et la leptynite oeuillée et également les "métagranites", gneiss oeuillé et gneiss oeuillé à rubans quartzeux, se

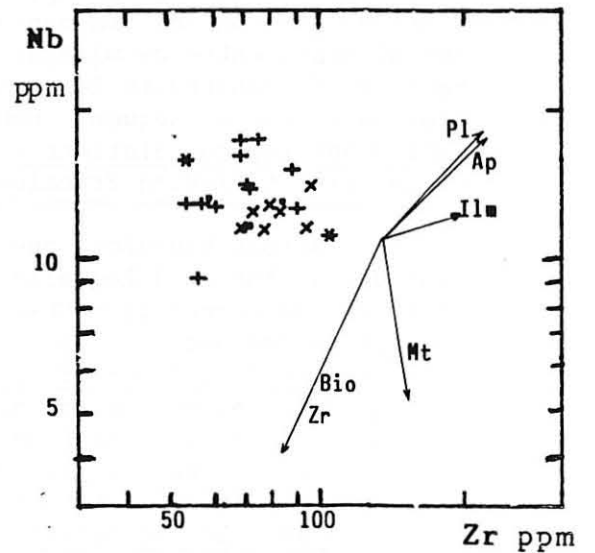
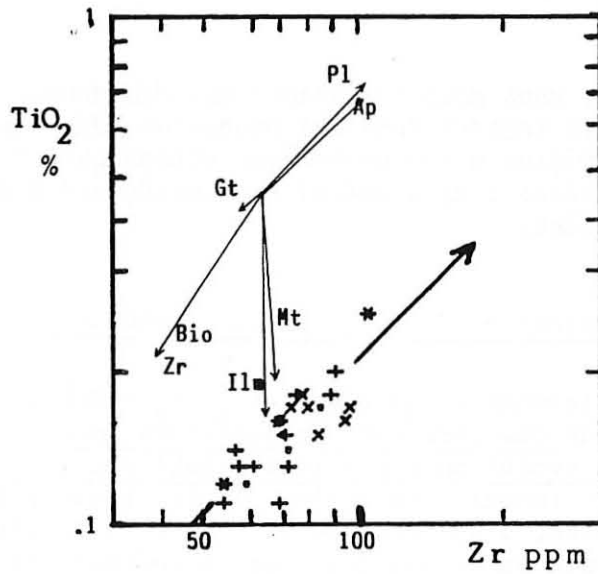
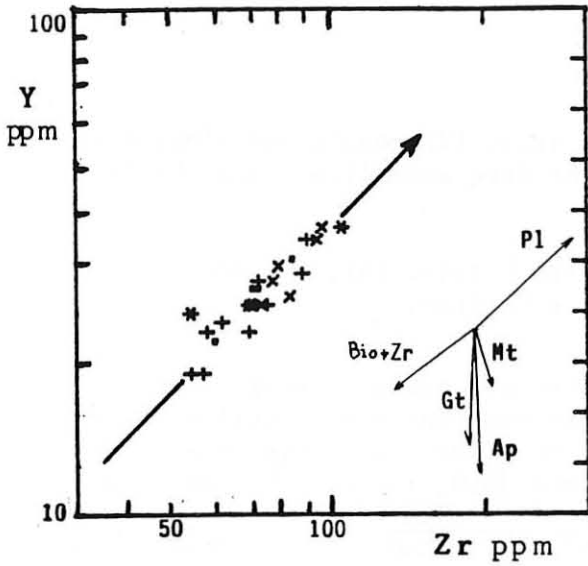


Fig. 19: DIAGRAMMES Y, TiO₂ et Nb EN FONCTION DE Zr d'après Pearce & Norry (1979)

Abréviations et symboles cf tableau 1.

Les vecteurs de cristallisation des minéraux (Bio, Pl, Gt...) ont été calculés d'après les coefficients de partage minéral-liquide proposés par Pearce et Norry (1979) pour les magmas acides.

groupent invariablement dans les trois diagrammes. Les métagranites ne s'individualisent pas par un cortège en éléments traces spécifique, mais s'identifient toujours aux autres faciès pétrographiques et montrent les mêmes tendances évolutives. Ce fait ne peut guère s'expliquer que par une stricte consanguinité et l'ensemble des matériaux acides doivent donc être comparés à des granites*. Ainsi, lorsque l'on compare nos roches à des leucogranites (tableau 3) dont les compositions en éléments majeurs sont identiques, on constate que les cortèges en éléments traces sont les mêmes. Signalons à ce propos que les leptynites du Lyonnais étudiées par Dufour (1983) présentent des teneurs et des corrélations entre Y, TiO₂, Nb et Zr différentes de celles observées dans le Vivarais. Il en est de même pour les amphibolites qui, dans les deux cas, ne présentent pas de relations génétiques avec les roches acides (cf § 5, p. 146). Les résultats géochimiques auxquels nous sommes amenés ne sont donc pas transposables au Lyonnais : si l'on peut envisager pour les leptynites du Pilat et pour l'ensemble des gneiss et leptynites du Vivarais occidental l'hypothèse d'une origine granitique, le cas de la série du Lyonnais demeure particulier et toute extension à ce domaine serait abusive et, du point de vue considéré, erronée.

| | Leucogranites de Snowy | | Quartzofeldspathites du Vivarais occidental | |
|----|---------------------------|------------|--|------------|
| | min. | max. (ppm) | min. | max. (ppm) |
| Rb | 200 | 720 | 200 | 400 |
| Ba | 22 | 670 | 50 | 300 |
| Sr | 7 | 100 | 20 | 80 |
| Y | 19 | 36 | 20 | 40 |
| Zr | 52 | 140 | 50 | 100 |
| Nb | 6,6 | 35 | 10 | 20 |

Tableau 3 : Comparaison des teneurs en éléments traces des leucogranites de Snowy (Australie) et des quartzofeldspathites vivaroises.

B) L'hypothèse d'une origine granitique

Envisageant cette nouvelle hypothèse, nous nous devons de reprendre la démarche géochimique à sa source : les analyses en éléments majeurs, par référence aux travaux de Debon et Lefort (1983) nous permettront de caractériser plus précisément nos gneiss et leptynites de composition granitique et de supposer un modèle géotectonique de mise en place qui doit être confirmé par les teneurs en éléments en traces à l'aide des diagrammes de Pearce et al. (1984).

* Il va de soi que, en toute rigueur, la géochimie ne démontre que la consanguinité des matériaux, non leur totale identité primaire.

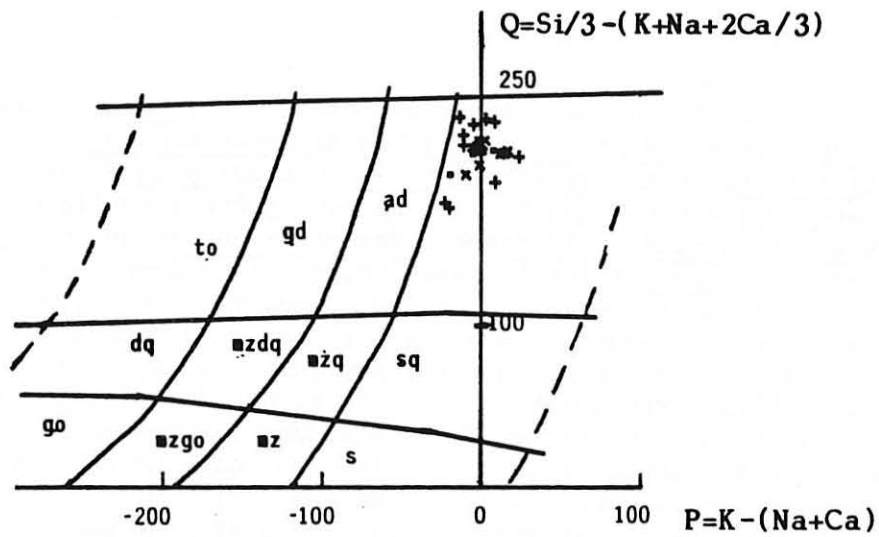


Fig. 20: DIAGRAMME DE NOMENCLATURE

Abréviations et symboles cf tableau 1.

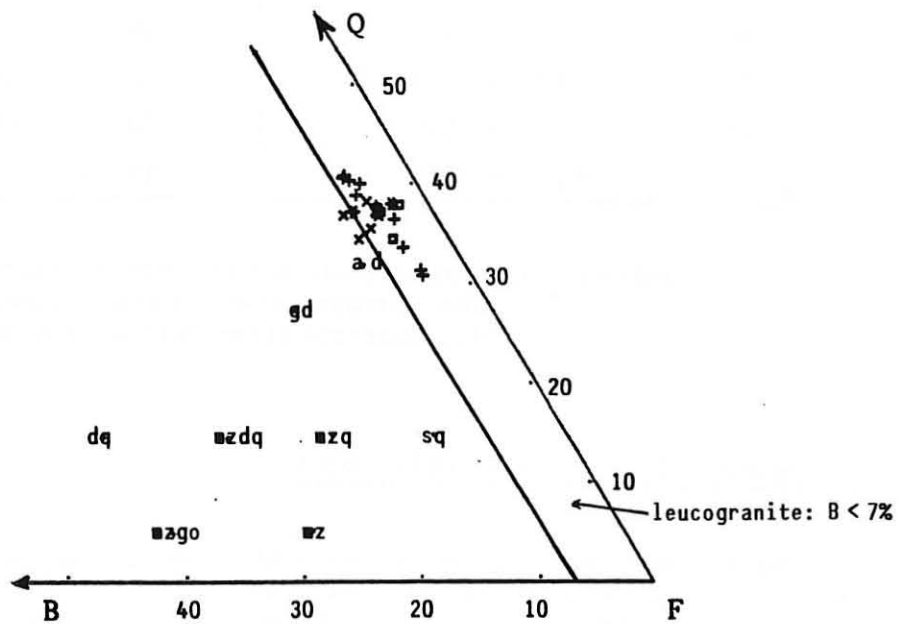


Fig. 22: DIAGRAMME TRIANGULAIRE Q B F

Abréviations et symboles cf tableau 1.

a) Classification chimico-minéralogique

Par un traitement des analyses chimiques des éléments majeurs, Debon et Lefort (1983) proposent une classification des roches plutoniques communes. Elle s'effectue selon deux étapes complémentaires :

- la première étape consiste à définir la nomenclature et les caractères chimiques et minéralogiques de chaque échantillon. Elle repose sur trois diagrammes. Par le biais de $Q = Si/3 - (K + Na + 2 Ca/3)$ fonction de $P = K - (Na + Ca)$ (de La Roche, 1964), il est possible de nommer les roches ; le diagramme $A = Al - (K + Na + 2 Ca)$ fonction de $B = Fe + Mg + Ti$ dit "des minéraux caractéristiques" et le diagramme triangulaire $Qz \% - \text{minéraux colorés} \% - \text{feldspath} + \text{muscovite} \%$ rendent compte des associations minéralogiques.
- la seconde étape a pour but de déterminer la nature de la série magmatique dont relève le groupe d'échantillons étudiés. Le type d'association (cafémique, alumino-cafémique ou alumineuse) est défini à l'aide du diagramme A fonction de B, les autres représentations permettant d'affiner ce résultat par la détermination de sous-types.

* Premier stade : typologie des échantillons

- Dans le diagramme de nomenclature [P : Q] (fig. 20), l'ensemble des gneiss et leptynites peu mobilisés du Vivarais occidental se disposent dans le champ des granites s.s..
- Le diagramme des minéraux caractéristiques [A : B] (fig. 21) souligne la tendance peralumineuse des roches étudiées. Le gneiss oeillé à rubans quartzeux et la leptynite à sphéroïdes s'y localisent dans le secteur I significatif des roches à deux micas pour lesquelles la muscovite est plus abondante que la biotite ; le gneiss leptynique et la leptynite oeillée se disposent, eux, dans les secteurs I et II révélateurs de roches à deux micas pour lesquelles les proportions entre muscovite et biotite varient.

Les associations minérales décrites dans le cas du gneiss oeillé à rubans quartzeux et de la leptynite à sphéroïdes se trouvent vérifiées par l'étude microscopique. Pour ce qui est du gneiss leptynique, de la leptynite oeillé et du gneiss oeillé, la muscovite n'est pas observée en lame mince : elle est remplacée par la sillimanite.

- La représentation triangulaire [B.Q.F.] (fig. 22) situe les quartzo-feldspathites vivaroises dans le champ des leucogranitoïdes plus ou moins riches en quartz. Le rapport $K/Na + K$ permet de préciser qu'il s'agit de roches pour la majorité potassiques.

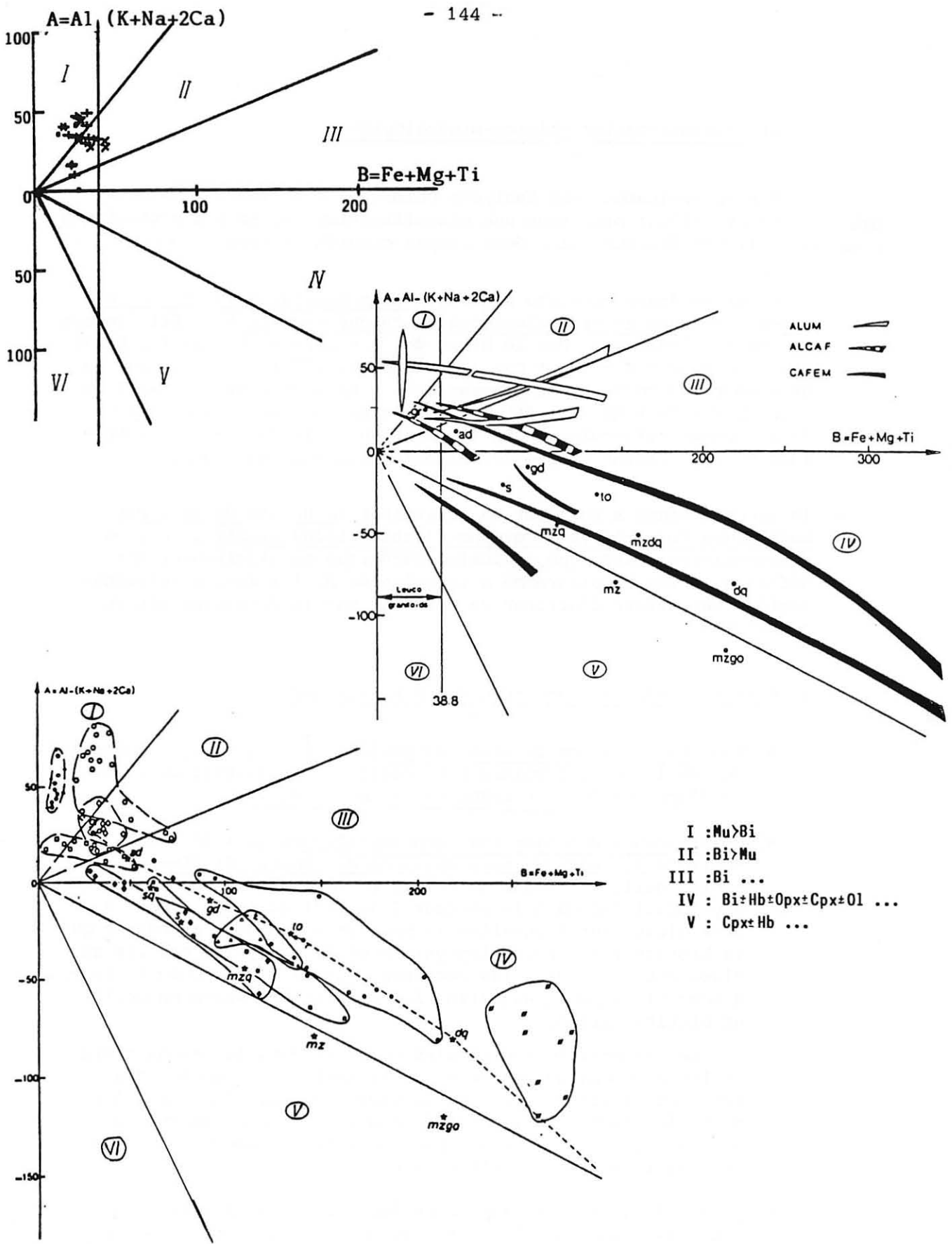


Fig. 21: DIAGRAMMES DES MINERAUX CARACTERISTIQUES

- populations des quartzo feldspathites Vivaroises
- les trois grands types d'associations magmatiques d'après Debon & Lefort
- distribution de quelques ensembles plutoniques de l'Himalaya d'après Debon & Lefort

Abréviations et symboles cf tableau 1.

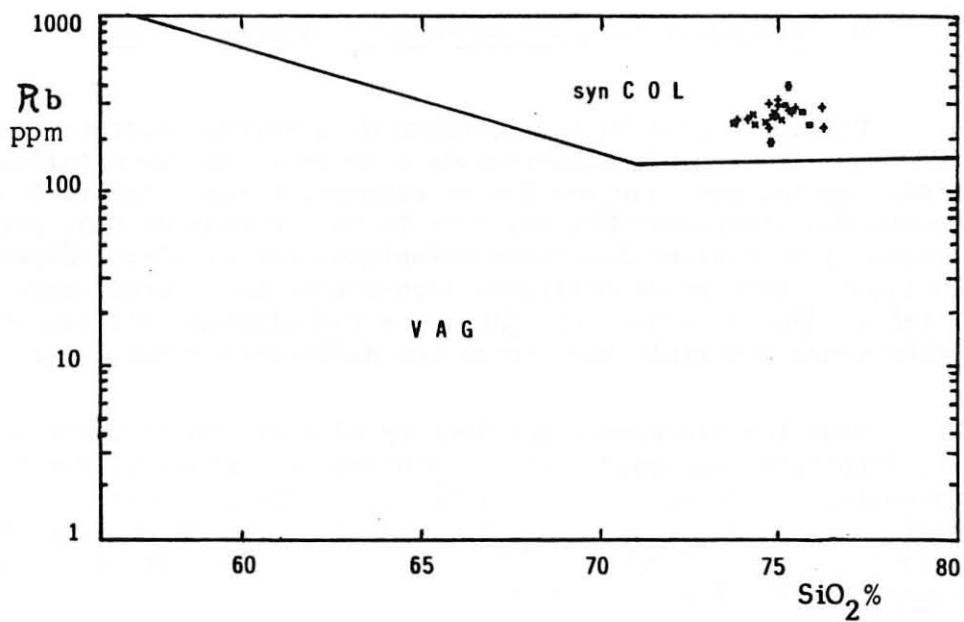
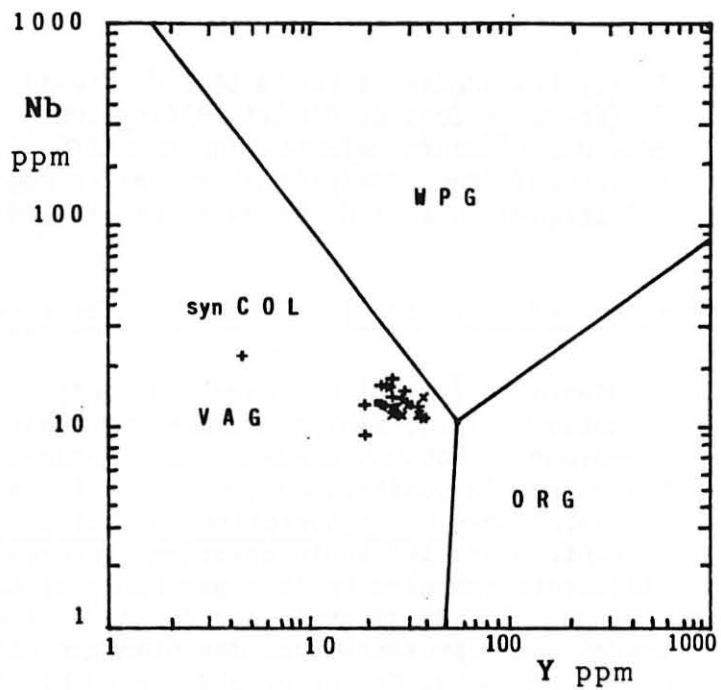


Fig. 23: DIAGRAMMES DE DISCRIMINATION DES DIFFERENTS TYPES DE GRANITES D'APRES PEARCE & Al. (1984) Abréviations et symboles cf tableau 1.

- Ainsi, les gneiss et leptynites du Vivarais occidental différenciés lors de l'étude pétrographique révèlent, au plan des éléments majeurs, une identité géochimique parfaite et peuvent être qualifiés d'anciens leucogranites peralumineux potassiques au sens de Debon et Lefort (1983).

* Deuxième stade : typologie d'une association

Le diagramme [A : B], qui permet de définir les associations magmatiques (fig. 21b), se révèle dans notre cas (fig. 21a) inopérant : aucune tendance ne s'en dégage clairement. Néanmoins, la position qu'y occupent les roches étudiées s'accorde avec une association magmatique alumineuse. De plus, en confrontant les trois diagrammes présentés ci-dessus aux différents exemples traités par Debon et Lefort, les gneiss et leptynites du Vivarais occidental se rapprochent dans toutes les représentations des granites paléozoïques de Kangmar et Gyaco'La. Ces granitoïdes nord himalayens, dont la genèse est attribuée à des anatexies de croûte continentale, sont, d'après Lebon et Lefort, caractéristiques d'associations alumineuses (fig. 21c). Le parallélisme avec les gneiss et leptynites du Vivarais occidental permet de relier ces derniers à une association magmatique alumineuse : ils dériveraient essentiellement de l'anatexie d'une croûte continentale.

b) Les variations des teneurs en éléments traces

Utilisant plus de 600 analyses de granites, Pearce et al. (1984) montrent que le site géotectonique de mise en place des granites peut être caractérisé par leur cortège en éléments traces. Ainsi, l'utilisation conjointe des diagrammes Nb, Rb, Y et Ta en fonction de SiO_2 permet de distinguer les granites des rides océaniques (ORG), d'arc volcanique (VAG), intraplaque (WPG) et de collision (syn-COLG). Les représentations [Y : Nb] ; [Y : Ta] ; [Rb : (Y + Nb)] et [Rb : (Y + Ta)] offrent, d'après ces auteurs, une très bonne discrimination entre ces différents types de granites.

Dans les diagrammes qui font appel à Nb, Rb et Y (Ta n'a pas été dosé), l'ensemble des quartzo-feldspathites vivaroises se regroupent systématiquement. Par le biais de [Nb : Y] (fig. 23a), il est établi que ce ne sont ni des granites intraplaque, ni des granites de ride océanique. Le diagramme [Rb : SiO_2] permet d'affiner ce résultat : ce sont des granites de collision (fig. 23b).

c) Conclusion

L'hypothèse d'une origine granitique des gneiss et leptynites du Vivarais occidental rend compte d'une manière tout-à-fait cohérente des

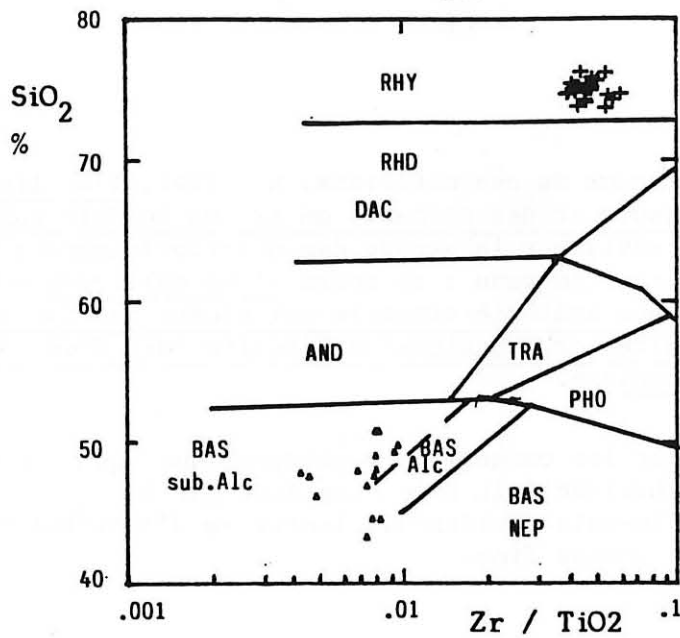


Fig. 24: DIAGRAMME ($\text{SiO}_2 : \text{Zr}/\text{TiO}_2$) APPLIQUE AUX AMPHIBOLITES DU VIVARAIS OCCIDENTAL.
Abréviations et symboles cf tableau 1.

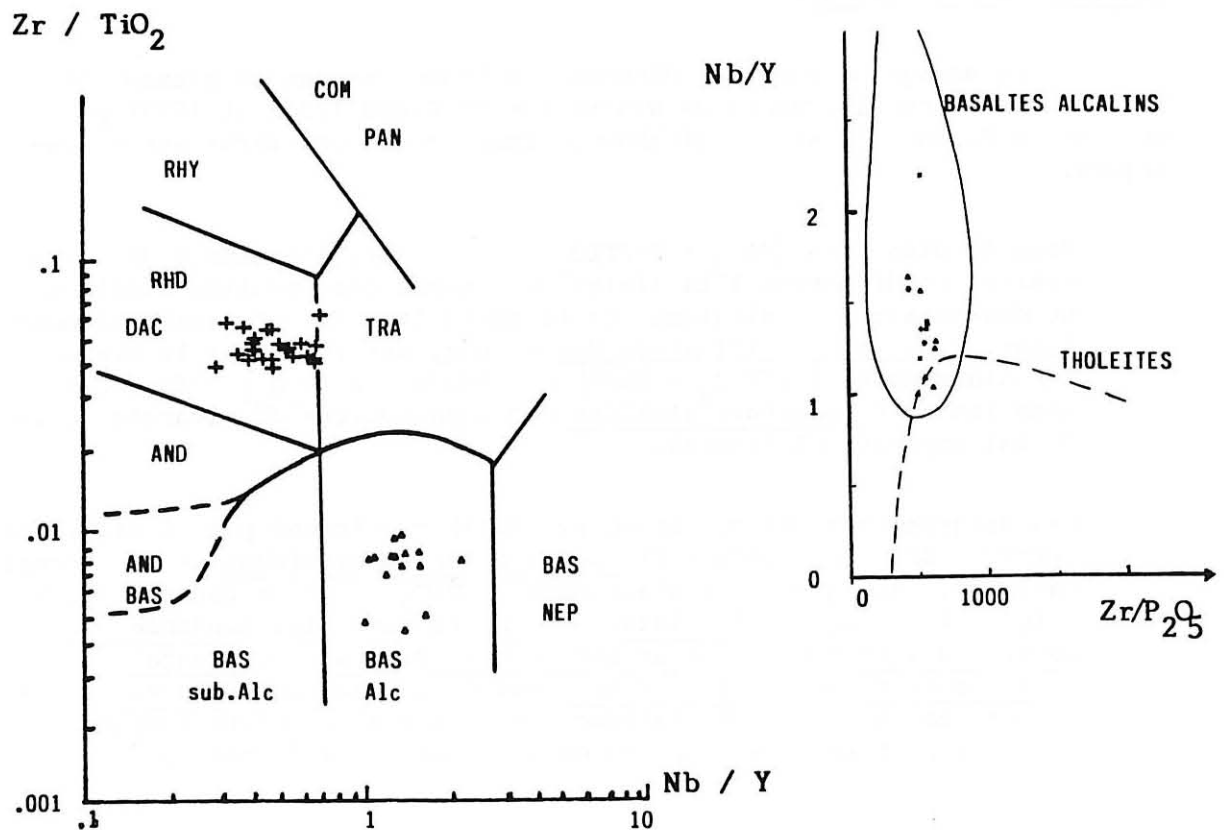


Fig. 25: DIAGRAMMES ($\text{Zr}/\text{TiO}_2 : \text{Nb}/\text{Y}$) et ($\text{Nb}/\text{Y} : \text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$)
APPLIQUES AUX AMPHIBOLITES DU VIVARAIS OCCIDENTAL.
Abréviations et symboles cf tableau 1.

caractéristiques géochimiques de ces matériaux. En effet, l'utilisation séparée des éléments majeurs et des éléments en traces conduit aux mêmes conclusions et permet d'envisager la genèse des quartzo-feldspathites vivaroises sous un éclairage nouveau : au cours d'une collision intercontinentale se produit une anatexie crustale qui génère des intrusions successives de leucogranites orthogneissifiés ensuite lors d'une évolution tectono-métamorphique complexe.

Avant d'envisager les conséquences géodynamiques qu'entraîne un tel modèle, l'étude géochimique doit être complétée par la caractérisation des roches basiques du Vivarais occidental, lentilles d'amphibolites généralement associées à des gneiss fins.

5) Les amphibolites du Vivarais occidental, témoins d'un stade de distension crustale

Par l'étude des seuls éléments majeurs, Youssif (1980) a envisagé pour ces metabasites un caractère intermédiaire entre tholéïtes et basaltes alcalins et, en conséquence, un site géotectonique de mise en place continental et distensif.

Le dosage de quelques éléments en traces permet de réexaminer le problème : les diagrammes de Winchester et Floyd (1975 et 1977) permettent de dégager la nature alcaline ou tholéïtique des matériaux volcaniques.

- Dans le diagramme $[\text{SiO}_2 : \text{Zr/TiO}_2]$ (fig. 24), l'ensemble des metabasites se disposent à la limite des champs des basaltes alcalins et des basaltes subalcalins. Cette ambiguïté, due vraisemblablement à une discrète silicification des roches, est levée par le biais des diagrammes $[\text{Zr/TiO}_2 : \text{Nb/Y}]$ et $[\text{Nb/Y} : \text{Zr/P}_2\text{O}_5]$ (fig. 25) dans lesquels la nature alcaline des amphibolites du Vivarais occidental apparaît clairement.

- Les diagrammes de Pearce et Norry (1973) confirment par le diagramme $[\text{Zr/Y} : \text{Zr}]$ (non présenté) le caractère intraplaque de ces roches basiques, tandis que les diagrammes Y, TiO_2 et Nb en fonction de Zr (fig. 26) soulignent le hiatus qui existe entre les tendances évolutives des roches acides et basiques du Vivarais occidental : aucune parenté ne lie les orthogneiss et les amphibolites vivaroises. Ce résultat s'accorde parfaitement avec les sites géotectoniques proposés pour la mise en place de ces deux types de roches.

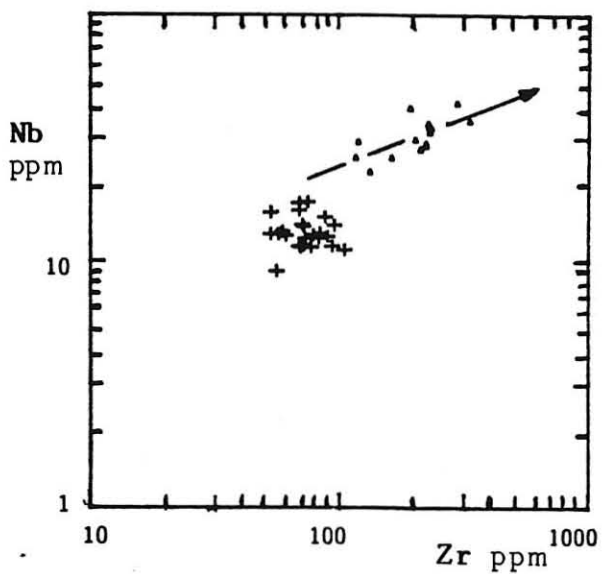
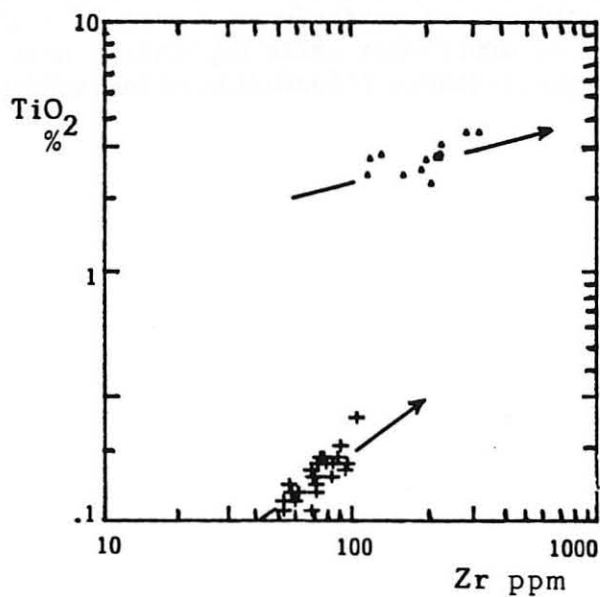
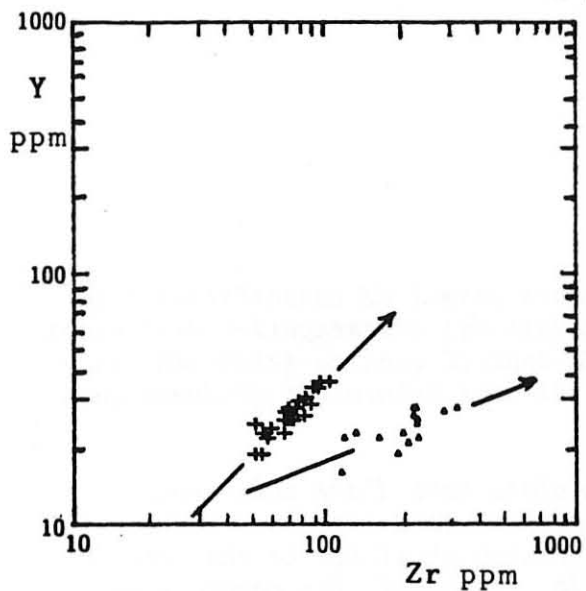


Fig. 26: TENDANCES EVOLUTIVES DES AMPHIBOLITES DU VIVARAI
OCCIDENTAL DANS LES DIAGRAMMES DE PEARCE & NORRY
COMPAREES AUX TENDANCES DES QUARTZO FELDSPATHITES
VIVAROISES.

Abréviations et symboles cf tableau 1.

6) Conclusion

La géochimie des éléments en traces permet de caractériser les sites de mise en place des matériaux parents des métamorphites vivaroises, mettant une fois de plus l'accent sur la dualité quartzo-feldspathites - amphibolites : ces roches signalent en effet deux événements géodynamiques différents.

Les roches acides se mettent en place lors d'une collision continentale produisant une anatexie crustale, tandis que les roches basiques témoignent d'un épisode de distension crustale. La chronologie de ces deux événements reste indéterminée. Cependant, les conclusions des deux premières parties de ce mémoire laissent supposer que la mise en place des leucogranites est postérieure à celle des roches basiques et pélitiques. Avant de développer cette hypothèse, nous allons, par une étude minéralogique, retracer l'évolution métamorphique de chacun de ces matériaux.

4eme PARTIE



Introduction

Ce chapitre a comme principaux objectifs de préciser et de caractériser "l'anatexie", évènement tardif responsable de l'individualisation de la lignée claire ; de retracer aussi l'évolution pression-température des quartzo-feldspathites vivaroises et celle, peut-être différente, des amphibolites et gneiss fins associés.

L'étude de la fusion s'appuyera sur des données minéralogiques et chimiques :

- des analyses chimiques sur roche totale ont été effectuées sur des matériaux mobilisés (leptynite nébulitique, anatexites hololeucocrates, granite hétérogène clair) et sur des mobilisats concordants. Elles seront comparées aux analyses des matériaux peu mobilisés utilisées dans le chapitre précédent.
- à la microsonde électronique^{*}, nous avons analysé certains minéraux des faciès mobilisés dans un but de caractérisation et afin d'approcher les conditions physiques (T,P) de cet épisode.

Si l'anatexie marque l'ensemble des quartzo-feldspathites vivaroises, en revanche, les lentilles d'amphibolites décrites vers le sommet de la série semblent peu affectées par cet évènement (cf conclusion p. 90). Ces niveaux basiques, de signification géodynamique particulière (cf partie III, p. 147), peuvent avoir conservé les traces d'une évolution métamorphique originale antérieure au métamorphisme de basse pression : l'étude microscopique y a révélé plusieurs assemblages minéralogiques qui traduisent une succession d'épisodes cristallogénétiques. Afin de connaître les conditions physiques de cristallisation de chacun de ces assemblages, trois méthodes seront utilisées :

* Toutes les analyses de minéraux sont ponctuelles. Elles ont été faites à Orléans ou à Clermont-Ferrand dans des conditions analogues : la microsonde est une sonde Camebax à trois spectromètres utilisant les mêmes standards géologiques et le programme de correction ZAF. Les conditions analytiques étaient : haute tension 15 Kv; courant échantillon 15 nA : taille du faisceau $1\mu^2$; temps de comptage variable suivant les éléments.

- la première tire parti des conditions de stabilité de quelques minéraux cardinaux pris isolément, tels que amphibole, grenat et pyroxène ;
- la deuxième permet d'approcher les conditions physiques (T,P) à partir de la distribution de certains éléments chimiques et de leurs coefficients de partage dans des couples de minéraux ou associations minérales ;
- la troisième fait appel aux courbes d'équilibre de certaines réactions déterminées par différents travaux expérimentaux.

Menée dans une première partie sur les amphibolites, cette recherche d'un épisode anté-anatectique ancien, dont certains matériaux peuvent encore porter les traces, sera étendue aux gneiss fins. La fusion fera l'objet de la deuxième partie de ce chapitre.

A. L'ÉVOLUTION METAMORPHIQUE DES AMPHIBOLITES ET DES GNEISS FINS

1) Minéralogie des amphibolites

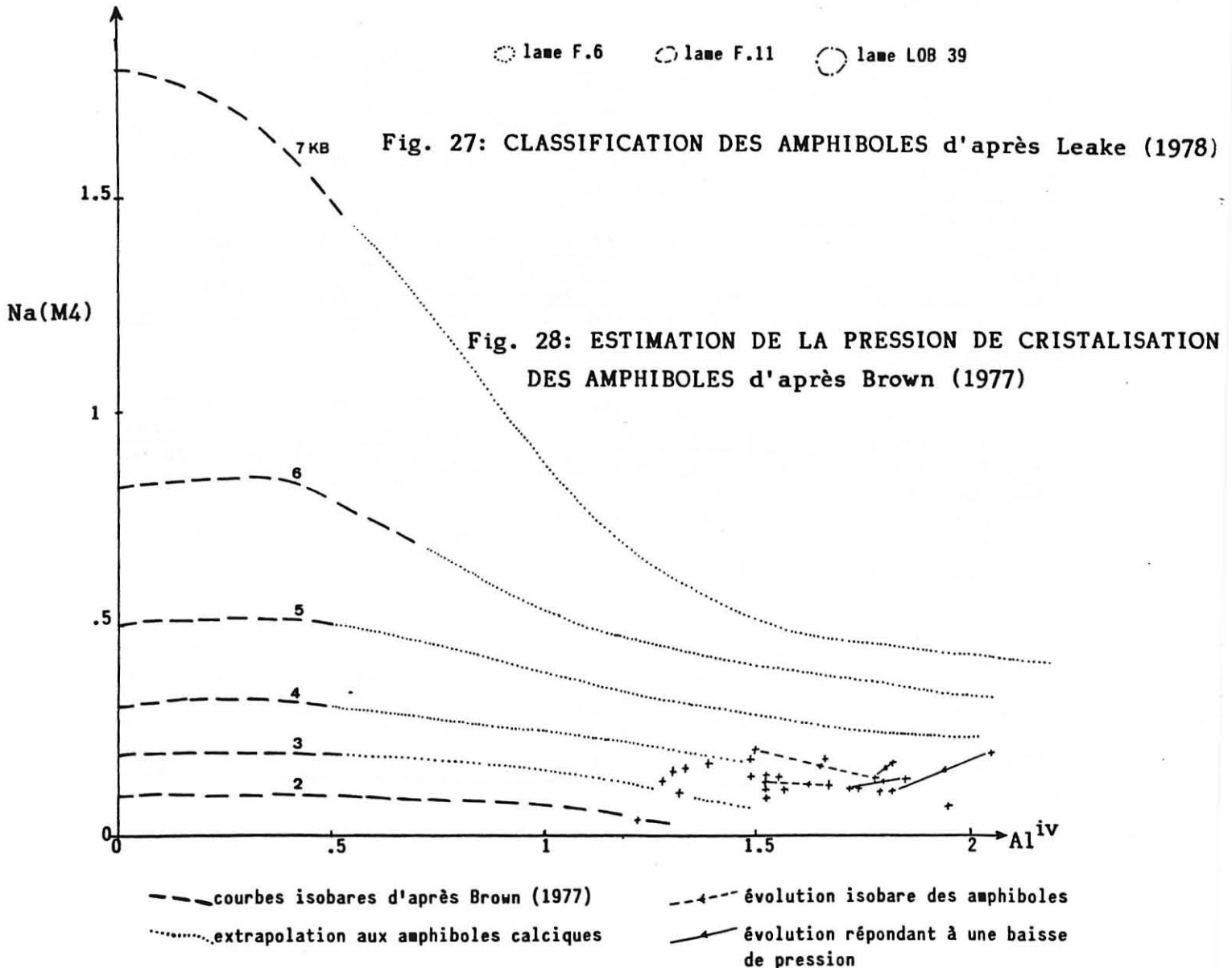
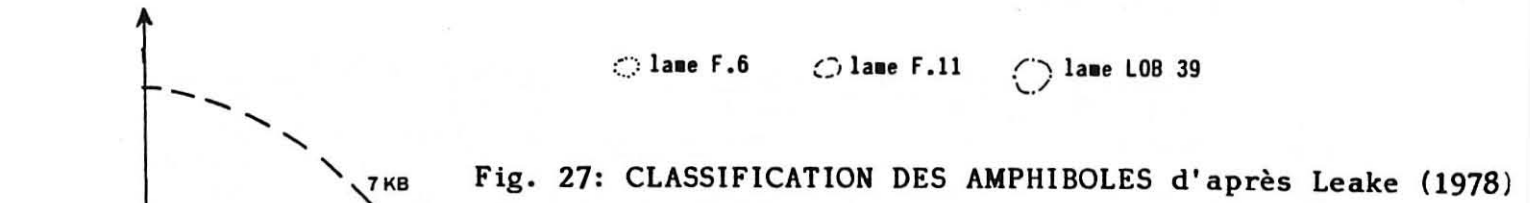
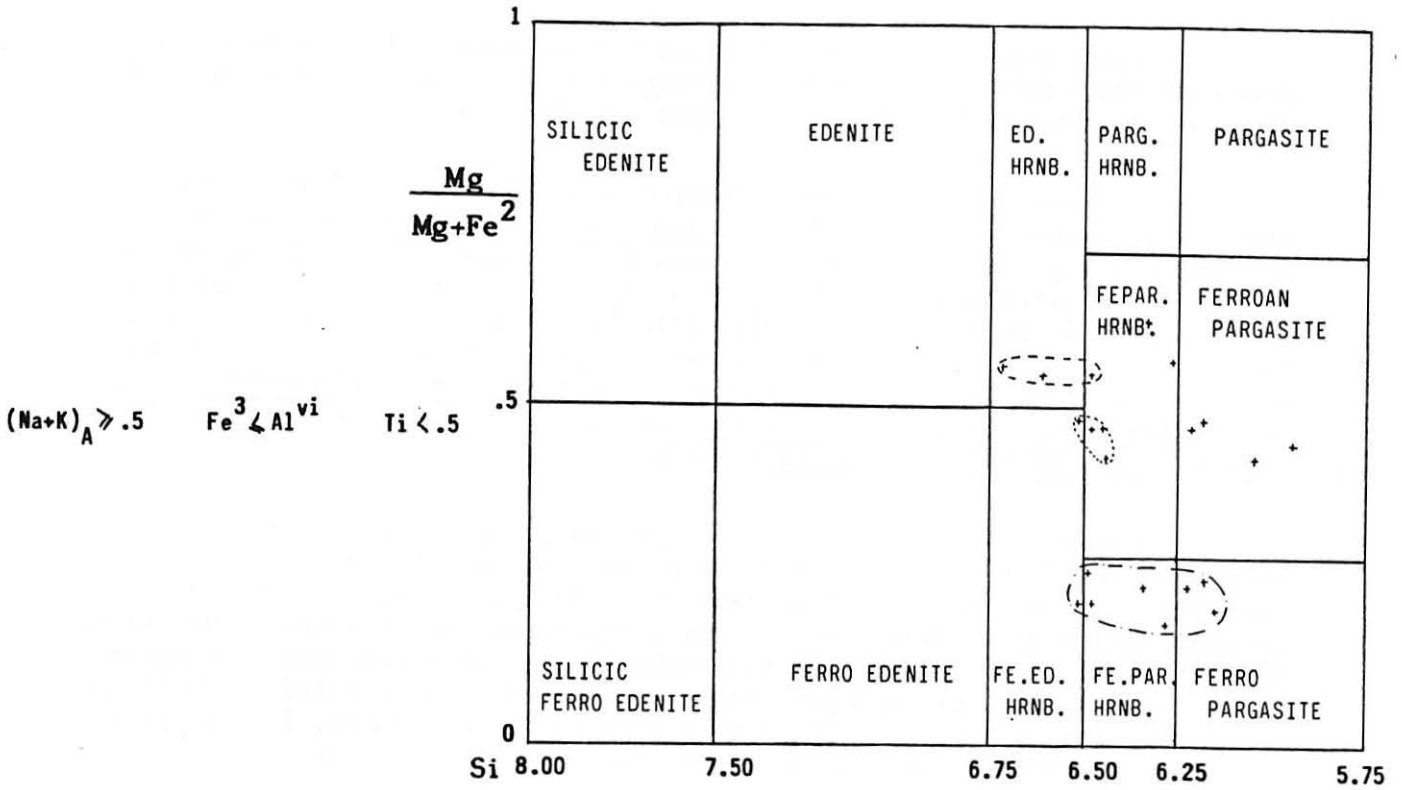
a) Les amphiboles

Dans ce paragraphe, nous entreprendrons une typologie des amphiboles sur la base de la classification de Leake (1978).

Pour ce faire, les formules structurales d'amphiboles ont été calculées sur une base anhydre de 23 oxygènes. Le fer ferrique a été estimé par la formule $Fe^{3+} = Al^{iv} + Na(M4) - Al^{vi} - (Na+K)_A - 2 Ti$ (Czamanske et al., 1973 ; Grappes et al., 1976).

La formule structurale d'une amphibole étant $A_{0,1}B_2C_5^{vi}T_8^{iv}O_{22}(OH, F, Cl)_2$, la répartition des cations dans les sites est la suivante :

- dans les sites T, entre la totalité de Si complétée par Al pour boucler à 8.
- dans C, qui correspond aux sites M1, M2 et M3, rentrent l'excès d'Al, Cr, Ti et Fe^{3+} puis Fe^{2+} et Mg. La somme de ces cations ΣY , égale à 5 dans la formule idéale, peut être notablement supérieure, comprise entre 5,1 et 5,2. Cet excès en cations Y est vraisemblablement lié au fait que la totalité du fer est initialement calculée sous forme ferreuse ;
- dans B, qui correspond au site M4, rentrent Ca puis Na pour compléter à 2 ;
- le site A accueille le reste de Na, puis K.



Ainsi définie, une amphibole peut être classée d'après le nombre d'atomes $(Na + Ca)_B$ et Na_B . Cette classification est précisée par le nombre d'atomes Si , Ti , Fe^{3+} , Al^{VI} et le rapport $Mg/Fe + Mg$.

En tenant compte de ces différents paramètres, les amphiboles vivaroises peuvent être qualifiées d'amphiboles calciques. La plupart d'entre elles sont des hornblendes pargasitiques dont la formule approchée s'écrit $Na Ca_2 Fe_4 Al Si_6 Al_2 O_{12} (OH)_2$ (fig. 27). Elles apparaissent fortement dispersées dans le diagramme de classification, tant par le rapport $Mg/Mg + Fe$ que par Si (fig. 27). Toutefois, les analyses effectuées au sein d'une même lame se regroupent systématiquement : l'étalement de l'ensemble de la population des amphiboles reflète vraisemblablement des variations de teneur en fer et magnésium de la roche hôte.

Cette observation a été faite par de nombreux auteurs qui proposent une corrélation positive entre les rapports $Fe/Mg + Fe$ des amphiboles et ceux de leur roche hôte. L'étude systématique des variations de composition d'amphiboles montre par ailleurs que les teneurs en Na , Al^{VI} , Al^{IV} , Ti et K sont, par contre, vraisemblablement indépendantes du chimisme de la roche totale, et qu'elles varient en fonction des conditions de métamorphisme (Leake, 1964 ; Binns, 1965 ; Fabriès, 1966 ; Brown, 1977 ; Spear, 1976 ; Helz, 1973 ; Raase, 1974 ; Laird Albee, 1981 ; Jan Howie, 1982 ; Vitel Fabriès, 1982).

Ainsi, la quantité d'ions Al^{VI} augmente en fonction de la pression (Leake, 1964 ; Binns, 1965 ; Fabriès, 1966 ; Raase, 1974 ; Laird Albee, 1981 ; Vitel Fabriès, 1982), tandis que la somme des alcalins $Na + K$ est symptomatique de la température (Binns, 1965 ; Bard, 1970 ; Spray Williams, 1980 ; Jan Howie, 1982). Dans les amphiboles calciques, la teneur en Al^{IV} augmente avec celle en Al^{VI} de telle sorte que Al^{VI} reste inférieur à $0,6 Al^{IV} + 0,25$ (Leake, 1971) ou $0,7 Al^{IV} + 0,25$ (Doolan et al., 1978). L'augmentation de la teneur en Na dans les sites M4 est également rattachable à une augmentation du grade métamorphique (Grappes et al., 1976) ; mais certains auteurs la relie à une augmentation de pression (Brown, 1977 ; Holland Richardson, 1979 ; Laird Albee, 1981), d'autres à une augmentation de température (Vitel Fabriès, 1982).

D'après Zakrutkin et al. (1967), Raase (1974), Hynes (1982) et Jan Howie (1982), la teneur en titane des amphiboles serait liée aux variations de pression : elle diminuerait lorsque P augmente. Cette relation ne semble toutefois pas généralisable : la fugacité d'oxygène, la coexistence de sphène ou d'oxydes ferrotitanés influencent les quantités de titane entrant dans l'amphibole (Helz, 1973 ; Grappes et al., 1976 ; Stephenson, 1977 ; Vitel Fabriès, 1982).

Ainsi, si les auteurs s'accordent à reconnaître que les variations des teneurs en Na_A , $(Na + K)_A$, Ti , Al^{VI} et Al^{IV} , qui se traduisent par des différences de pléochroïsme des amphiboles, sont principalement fonction du grade métamorphique, la signification exacte de chaque variation reste controversée. L'utilisation de diagrammes $Al^{VI}:Al^{IV}$, $Na+K$; Al^{IV} permettra simplement de visualiser qualitativement l'évolution rétrograde des amphiboles, de mettre en évidence le rôle prépondérant de P et/ou T ; par référé-

rence aux travaux de Brown (1977), le diagramme $\text{Na}:\text{Al}^{\text{vi}}$ peut donner une estimation de la pression que doit confirmer le report de Na en fonction d' Al^{vi} .

A la microsonde électronique, la démarche analytique a donc été d'effectuer, sur les amphiboles les plus zonées optiquement, des analyses ponctuelles de chacune des zones. Ce type de démarche a été répété sur une dizaine de cristaux dont le pléochroïsme varie d'un vert bouteille au coeur à un vert d'eau en bordure, en passant par un vert brun.

* le diagramme $\text{Na}(\text{M4}) : \text{Al}^{\text{iv}}$ (fig. 28)

Cette représentation proposée par Brown (1977) tente de relier la teneur en sodium dans le site M4 à la pression. Ce "baromètre", s'il est assez fiable pour les amphiboles sodiques de haute pression, devient peu précis lorsque Al^{iv} augmente : il n'est qu'indicatif pour les amphiboles calciques.

La figure 28 suggère pour les amphiboles vivaroises une cristallisation sous des pressions de 2 à 5 Kb. Les quelques profils effectués du coeur à la bordure de cristaux optiquement zonés montrent des teneurs relativement constantes en $\text{Na}(\text{M4})$, à teneur décroissante en Al^{iv} .

* le diagramme $\text{Al}^{\text{vi}} : \text{Na}(\text{M4})$ (fig. 29)

Ce diagramme permet de visualiser l'évolution rétrograde des amphiboles dans un champ pression-température. En effet, si l'on se réfère aux travaux de Leake (1964), Binns (1965), Fabriès (1966) et Vitel et Fabriès (1982), Al^{vi} rend compte de l'évolution en pression, $\text{Na}(\text{M4})$ de celle en température.

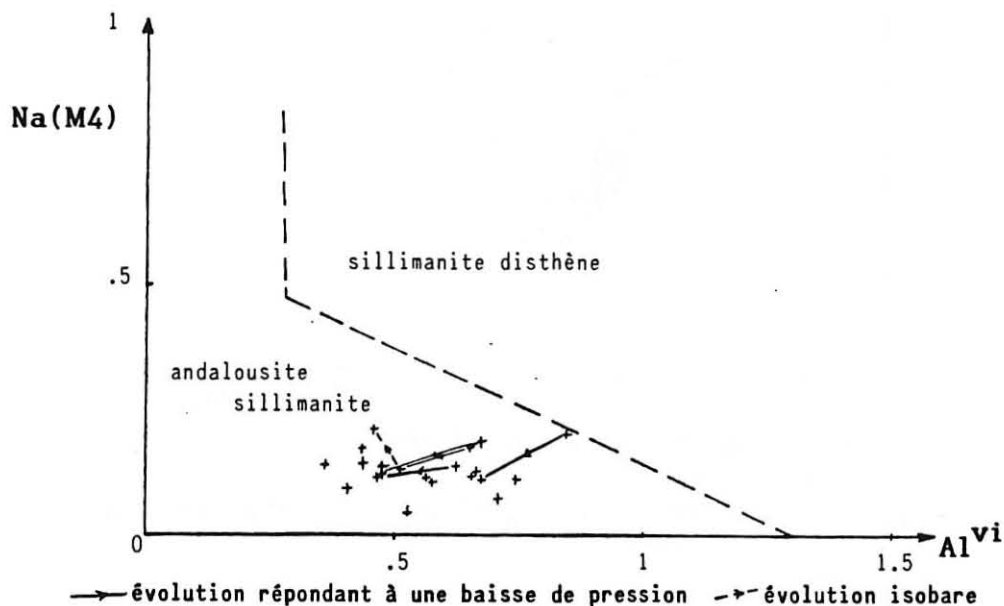


Fig. 29: DIAGRAMME ($\text{Al}^{\text{vi}}:\text{Na}(\text{M4})$) d'après Vitel et Fabriès (1982)

La majorité des amphiboles vivaroises montrent, dans ce diagramme, une évolution rétrograde liée à une baisse de pression et, comme dans le diagramme précédent, les analyses effectuées au plus près de la bordure semblent témoigner d'une évolution à pression constante. Notons enfin que l'ensemble des amphiboles tombent dans le champ des amphiboles du métamorphisme à andalousite-sillimanite défini par Vitel et Fabriès (1982) : aucune n'est donc typiquement barrovienne.

* l'évolution rétrograde des amphiboles

Les diagrammes $Al^{iv} : Na + K$ et $Al^{iv} : Al^{vi}$ (non présentés) conduisent à des conclusions identiques quant à l'évolution rétrograde des amphiboles. Chimiquement, cette évolution se traduit par une diminution de la teneur en Al^{iv} que compense un gain en Si visualisé sur le diagramme de classification (fig. 27) par l'étalement selon Si des analyses effectuées sur un même cristal. Du coeur à la bordure des cristaux, on note également une baisse en Al^{vi} , en $(Na+K)_B$ et en $Na(M4)$, tandis que Ti et Ca augmentent.

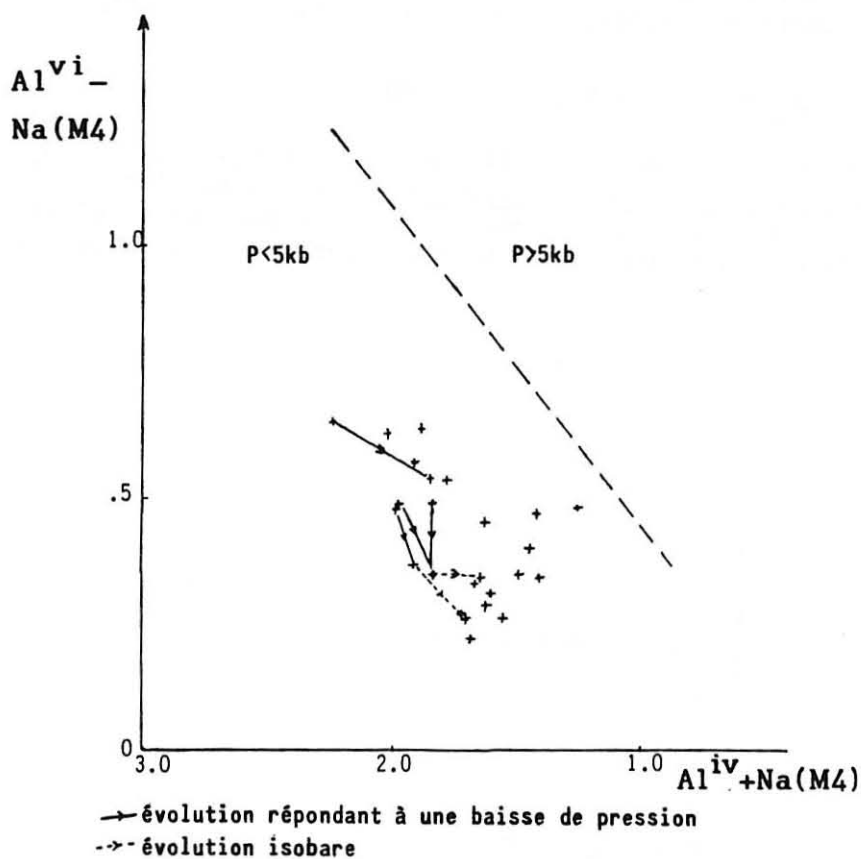


Fig. 30: DIAGRAMME ($Al^{iv} + Na(M4) : Al^{vi} - Na(M4)$) d'après Jan et Howie (1982)

Le diagramme $Al^{iv} + Na_{M4} : Al^{vi} - Na_{M4}$ permet de visualiser les différentes substitutions (édénite-glaucophane ou tschermakite) atomiques qui s'opèrent dans les amphiboles calciques (Jan Howie, 1982). L'évolution des amphiboles vivaroises semble se décomposer, comme dans les diagrammes $Na(M4) : Al^{iv}$; $Na(M4) : Al^{vi}$ et $Al^{vi} : Al^{iv}$ en deux étapes (fig.30) : tout d'abord une combinaison des substitutions type glaucophane-édénite et tschermakite doit expliquer le premier stade que visualisent des flèches verticales, puis une substitution de type édénite et/ou glaucophane doit rendre compte des flèches horizontales.

La première étape de baisse en Al^{vi} peut correspondre à une baisse de pression ; la seconde, gain en Si et perte en Na(M4), se ferait à pression constante.

L'évolution proposée, que traduisent des différences de pléochroïsme nettes, est retracée à partir de variations chimiques relativement faibles et dont les significations sont parfois controversées ; elle n'est donc qu'hypothétique. Par contre, l'ensemble des critères utilisés montrent indiscutablement que les amphiboles du Vivarais occidental n'ont aucune mémoire d'un métamorphisme typiquement barrovien.

b) Les pyroxènes

Leurs formules structurales ont été calculées sur une base de 6 oxygènes. Le fer trivalent est estimé par la méthode de Hamm et Vietem (1971) : les pyroxènes analysés n'en possèdent pas.

L'étude microscopique a permis d'individualiser deux types de pyroxènes monocliniques qui ne présentent pas de différences chimiques notables : mégacristaux (pyroxène 1) et pyroxène de la mésostase (pyroxène 2) sont des pyroxènes calciques de la série Diopside-Hédenbergite. Quelques analyses sont données tableau 4a.

Tableau 4a : Pyroxènes

Tableau 4b : Grenats des amphiboles

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|-------|---------|---------|--------|--------|---------|--------|--------|
| | Pl.20 | Pl.20 | Pl.20 | Pl.20 | Pl.20 | Pl.20 | Pl.20 |
| | | | | | | | |
| | .1.2 | .1.3 | .1.4 | .1.5 | 3.1. | 2.2. | 2.3. |
| SiO2 | 52.390 | 52.840 | 46.000 | 53.170 | 51.610 | 51.650 | 51.460 |
| Al2O3 | 1.630 | 2.350 | 7.220 | 2.460 | 1.160 | 1.120 | 1.130 |
| Fe2O3 | 2.424 | 2.956 | 9.086 | 2.907 | 0.000 | 0.000 | 0.644 |
| FeO | 6.529 | 6.349 | 2.023 | 4.184 | 12.650 | 12.630 | 11.241 |
| K2O | 0.030 | 0.000 | 0.580 | 0.000 | 0.000 | 0.030 | 0.000 |
| MnO | 1.440 | 0.350 | 0.310 | 0.190 | 0.330 | 0.240 | 0.230 |
| MgO | 11.870 | 11.430 | 11.480 | 12.550 | 9.630 | 9.360 | 10.050 |
| CaO | 23.410 | 22.460 | 19.000 | 22.610 | 23.440 | 23.780 | 24.270 |
| Na2O | 0.780 | 1.600 | 1.530 | 1.710 | 0.710 | 0.300 | 0.250 |
| TiO2 | 0.210 | 0.070 | 0.880 | 0.040 | 2.670 | 0.200 | 0.110 |
| MiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 100.710 | 100.410 | 98.109 | 99.821 | 102.200 | 99.310 | 99.385 |
| Si | 1.953 | 1.963 | 1.751 | 1.966 | 1.932 | 1.986 | 1.971 |
| AlIV | 0.047 | 0.037 | 0.249 | 0.034 | 0.068 | 0.015 | 0.029 |
| AlVI | 0.025 | 0.066 | 0.075 | 0.073 | -0.017 | 0.036 | 0.022 |
| Fe3 | 0.068 | 0.083 | 0.260 | 0.081 | 0.000 | 0.000 | 0.019 |
| Fe2 | 0.204 | 0.197 | 0.064 | 0.129 | 0.396 | 0.406 | 0.360 |
| K | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| Mn | 0.045 | 0.011 | 0.010 | 0.006 | 0.010 | 0.008 | 0.007 |
| Mg | 0.659 | 0.633 | 0.651 | 0.692 | 0.537 | 0.536 | 0.574 |
| Ca | 0.935 | 0.894 | 0.775 | 0.896 | 0.940 | 0.979 | 0.996 |
| Na | 0.056 | 0.115 | 0.113 | 0.123 | 0.052 | 0.022 | 0.019 |
| Ti | 0.006 | 0.002 | 0.025 | 0.001 | 0.075 | 0.006 | 0.003 |
| Mi | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| tot | 4.000 | 4.000 | 4.002 | 4.000 | 3.993 | 3.995 | 4.000 |
| WO | 49 | 49 | 44 | 50 | 50 | 51 | 51 |
| EN | 34 | 35 | 37 | 38 | 29 | 28 | 29 |
| FS | 17 | 16 | 19 | 12 | 22 | 21 | 20 |

| | 39 | 40 | 41 | 43 | 45 | 46 | 47 |
|-------|--------|---------|--------|---------|--------|--------|--------|
| | Pl.20 | Pl.20 | Pl.20 | 0.12. | F.5.. | F.5.. | F.5.. |
| | 3.1 | 3.2 | 3.3 | 1.1 | 1.1 | 1.4 | 4.1 |
| SiO2 | 38.840 | 39.100 | 38.850 | 39.250 | 36.630 | 36.760 | 38.800 |
| Al2O3 | 17.940 | 18.810 | 18.480 | 17.000 | 8.090 | 9.110 | 18.180 |
| Fe2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| FeO | 9.790 | 8.140 | 8.540 | 11.340 | 19.290 | 18.250 | 11.170 |
| K2O | 0.040 | 0.010 | 0.030 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| MnO | 0.780 | 0.100 | 0.380 | 0.540 | 0.210 | 0.220 | 0.400 |
| MgO | 0.170 | 0.230 | 0.150 | 0.160 | 0.010 | 0.080 | 0.380 |
| CaO | 31.960 | 33.930 | 32.760 | 31.420 | 32.450 | 33.250 | 29.120 |
| Na2O | 0.060 | 0.000 | 0.060 | 0.000 | 0.010 | 0.000 | 0.010 |
| TiO2 | 0.350 | 0.360 | 0.190 | 0.330 | 1.870 | 1.390 | 0.610 |
| MiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 99.930 | 100.620 | 99.440 | 100.040 | 98.560 | 99.060 | 98.670 |
| Si | 3.039 | 3.015 | 3.037 | 3.080 | 3.107 | 3.087 | 3.061 |
| AlIV | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| AlVI | 1.653 | 1.708 | 1.701 | 1.571 | 0.808 | 0.901 | 1.689 |
| Fe3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe2 | 0.641 | 0.525 | 0.558 | 0.744 | 1.368 | 1.282 | 0.737 |
| K | 0.004 | 0.001 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Mn | 0.052 | 0.007 | 0.025 | 0.036 | 0.015 | 0.016 | 0.027 |
| Mg | 0.020 | 0.026 | 0.017 | 0.019 | 0.001 | 0.010 | 0.045 |
| Ca | 2.680 | 2.804 | 2.744 | 2.642 | 2.949 | 2.991 | 2.461 |
| Na | 0.009 | 0.000 | 0.009 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.002 |
| Ti | 0.021 | 0.021 | 0.011 | 0.019 | 0.119 | 0.088 | 0.036 |
| Mi | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| tot | 8.118 | 8.107 | 8.105 | 8.112 | 8.370 | 8.374 | 8.057 |
| Alm | 9 | 7 | 8 | 10 | 00 | 00 | 16 |
| Pyr | 1 | 1 | 1 | 1 | 00 | 00 | 1 |
| Spe | 2 | 0 | 1 | 1 | 00 | 00 | 1 |
| Gro | 70 | 77 | 75 | 66 | 00 | 00 | 66 |
| And | 18 | 15 | 16 | 22 | 00 | 00 | 15 |

Comme pour les amphiboles, leur rapport Mg/Fe + Mg varie suivant le chimisme de la roche hôte : les analyses effectuées au sein d'une même lame se groupent remarquablement (fig. 31). Les cristaux ne présentent par ailleurs aucune zonation chimique.

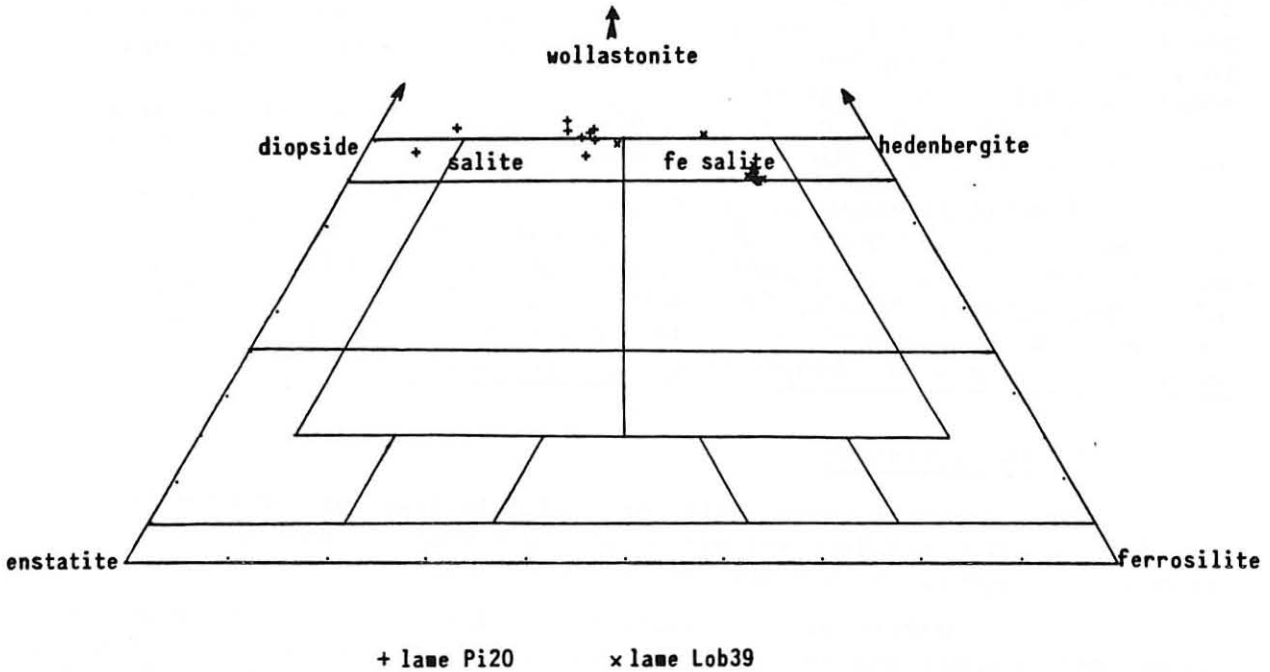


Fig. 31: DIAGRAMME DE NOMENCLATURE DES PYROXENES d'après Poldervaart et Hess (1951)

c) Les grenats

Leurs formules structurales, dont quelques-unes sont présentées tableau 4b, sont calculées sur une base de 12 oxygènes. La richesse en titane des grenats analysés conduit à calculer une forte quantité d'andradite. Lorsque la teneur en titane dépasse 1 %, les pourcentages en pôles purs ne peuvent être établis du fait des multiples valences que peut avoir le titane dans le grenat (Huggins et al., 1977).

Quoi qu'il en soit, tous les grenats analysés sont des grossulaires assez riches en andradite (Ti), pauvres en almandin et dépourvus de pyrope et de spessartine (fig. 32).

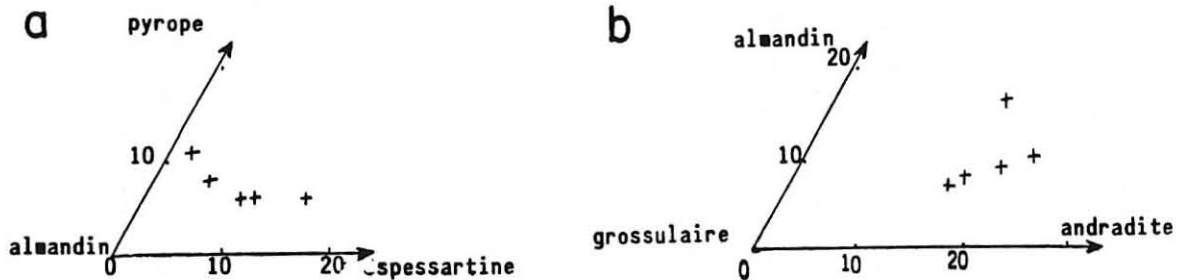


Fig. 32: COMPOSITION DES GRENATS

- a. dans le triangle alm.pyr.spes.
- b. dans le triangle gro.alm.and.

Lors des études macro et microscopique, nous avons souligné l'abondance particulière de ces grenats dans les lentilles de pyroxénite et dans les niveaux pyroxéno-plagioclasiques inclus dans les amphibolites. Ces horizons particuliers, ainsi que tous les faciès individualisables dans les amphibolites, ont été analysés par Youssif (1980). Le report dans un diagramme ACF des compositions des matériaux de la coupe de Fromentoux montre que les roches à pyroxène et grenat sont les plus riches en calcium (fig. 33). Cette association minéralogique n'a donc pas une signification métamorphique précise, mais répond à un chimisme particulier de la roche hôte.

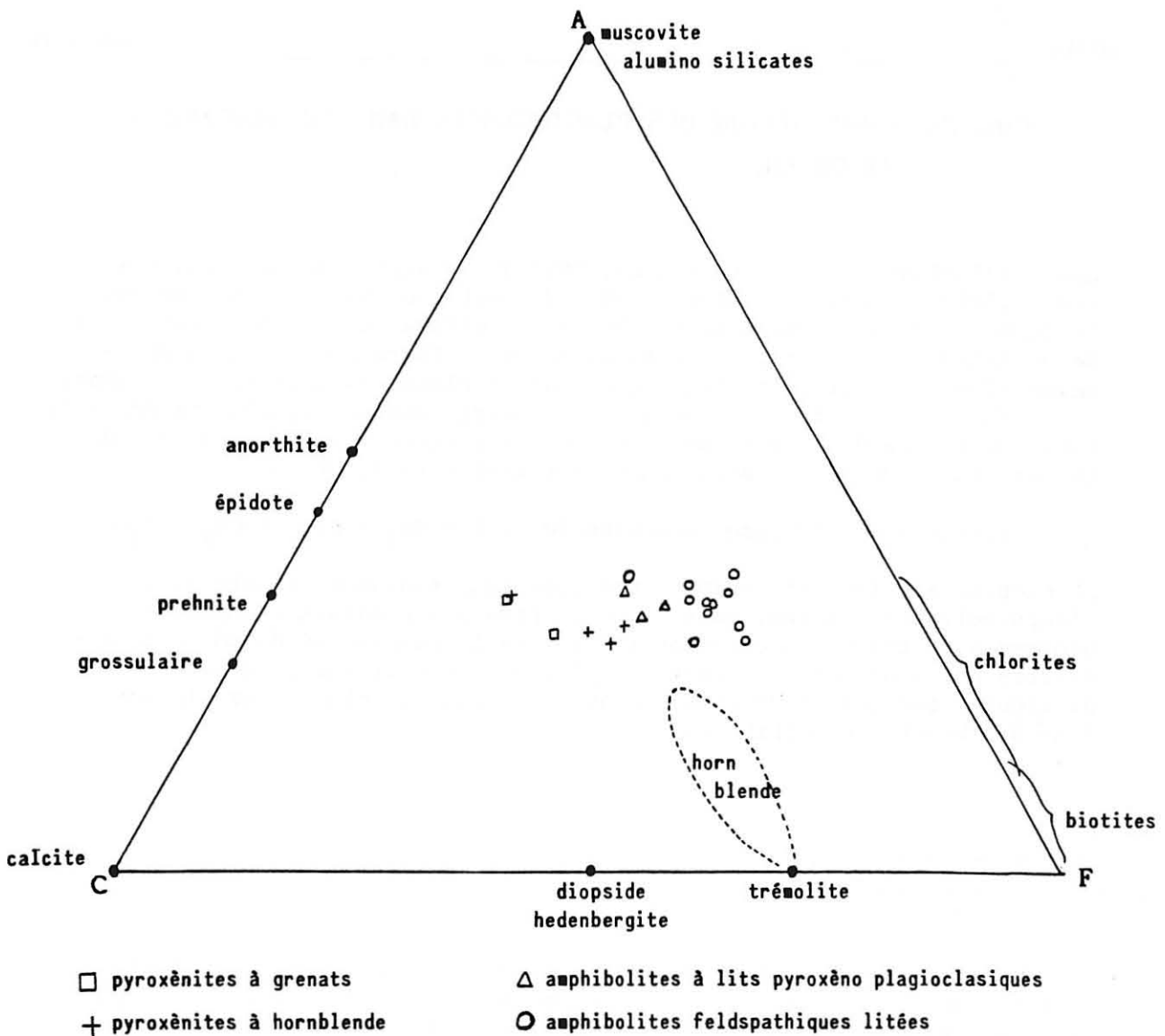


Fig. 33: DISPOSITION DES AMPHIBOLITES ET DES PYROXENITES
 DANS LE DIAGRAMME A.C.F.

d) Le plagioclase

Reconnu aussi bien dans les pyroxénites à grenat que dans les amphibolites feldspathiques à biotite, il voit son chimisme évoluer suivant celui de la roche hôte. Ainsi, dans les amphibolites feldspathiques, il contient en moyenne 30 % d'anorthite, mais plus de 70 % dans les pyroxénites (fig. 34).

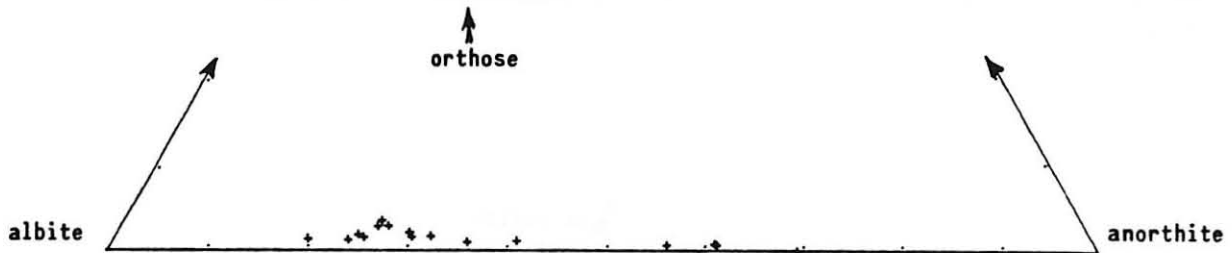
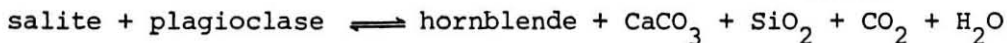


Fig. 34: COMPOSITION DES PLAGIOCLASES DANS LE DIAGRAMME AB.OR.AN.

Les plagioclases inclus dans les mégacristaux d'amphibole sont également très calciques, comptant plus de 70 % d'anorthite. Dans ce dernier cas, le chimisme de la roche hôte (amphibolite feldspathique à poeciloblastes de hornblende) ne peut être responsable de la forte proportion d'anorthite (fig. 33) qui doit s'expliquer par l'origine du mégacristal d'amphibole. En effet, la transformation des mégacristaux de pyroxène en amphibole fait apparaître dans cette dernière des inclusions de quartz, de sphène et parfois de calcite ; elle pourrait refléter la réaction :



Le plagioclase fournit, selon cette réaction, sodium et aluminium à l'amphibole. Le calcium, quant à lui, après avoir saturé l'amphibole néoformée, se trouve en excès et formera de la calcite si du CO₂ est disponible ou, à défaut, enrichira le plagioclase relictuel. Ce dernier cas de figure rend compte du chimisme hypercalcique du plagioclase inclus dans des blastes d'amphibole.

2) Conditions physiques

L'étude minéralogique menée précédemment révèle le caractère calcique des différentes associations minérales décrites dans les amphibolites. Du point de vue thermobarométrique, peu de données sont disponibles dans de tels matériaux. Seule l'association amphibole-plagioclase a été calibrée et peut être utilisée comme géothermobaromètre, l'association grenat-pyroxène n'étant utilisable que pour les pôles ferromagnésiens.

Différentes calibrations ont été établies :

- Perchuk (1966) propose une grille qui permet d'obtenir la température à partir des rapports Ca/Ca + Na + K de l'amphibole et du plagioclase à l'équilibre.
- Spear (1980) raisonne sur la réaction d'échange :



qu'il calibre à partir d'assemblages naturels où coexistent amphiboles et silicates calciques. Ainsi, de l'équation

$$\Delta H - T \Delta S + (P-1)\Delta V = - nRT \ln K_D$$

qui traduit l'équilibre chimique, il obtient :

$$47000 - 44,27 T + (-0,24)p + 2 RT \ln K_D = 0$$

soit :

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{47000 - 0,24 P}{44,27 - 4 \ln K_D} \quad \text{avec } K_D = \left(\frac{X_{\text{Anor.}}}{X_{\text{Albite}}} \right) \times \left(\frac{(\text{NaM4})}{(\text{CaM4})} \right)$$

Pl

Amph.

- Plyusnina (1982), se basant sur une calibration expérimentale, propose une grille qui, à partir des variations chimiques Ca_{plag} et $\sum \text{Al}_{\text{Hnb}}$ permet d'obtenir les conditions pression-température atteintes lors de la cristallisation de l'assemblage plagioclase-amphibole. La réaction invoquée par l'auteur ($\text{Hb} + \text{Zo} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Pl} + \text{Chl} + \text{Cc} + \text{Q}$) mettant en jeu des minéraux calciques, la teneur en anorthite du plagioclase peut effectivement rendre compte de la température, tandis que la pression est reliée à la teneur en Al^{VI} de l'amphibole.

Des trois calibrations proposées, si les deux premières, basées sur la réaction d'échange $\text{Na}_{\text{M4}} \text{Si} \rightleftharpoons \text{Ca}_{\text{M4}} \text{Al}$ sont applicables sans restriction à nos roches, en revanche la troisième n'est utilisable que dans des chimismes calciques où s'expriment la calcite ou la zoïzite. L'application de celle-ci aux amphibolites du Vivarais occidental doit donc se faire si possible sur les matériaux les plus calciques de cet ensemble caractérisés, nous l'avons vu, par la présence de grossulaire ou de zoïzite. Or, de telles conditions n'ont pu être réalisées : les analyses ont toutes été effectuées dans des lames où plagioclase et amphibole sont à l'équilibre sans qu'aucune phase calcique n'apparaisse. La grille de Plyusnina ne sera donc utilisée qu'à titre indicatif et nous nous référerons plutôt aux travaux de Spear et de Perchuk. Pour ce faire, les analyses effectuées sur des minéraux non zonés ont été réalisées coeur à coeur. L'amphibole considérée est l'amphibole 1 décrite page 77. Ses relations avec le plagioclase (plagio 1) évoquent dans la lame étudiée une texture doléritique. Ces 2 minéraux ont toutefois subi une large recristallisation syn- à post-métamorphe, comme en témoigne la couleur vert brun de l'amphibole analysée qui est caractéristique de la bordure des amphiboles 1 zonées. Ainsi, l'amphibole analysée correspond à la phase de cristallisation rétrograde de la roche. Les conditions obtenues sont vraisemblablement celles de la fermeture du système d'échange chimique entre les minéraux avant le refroidissement final.

Les trois calibrations donnent des températures très proches, de l'ordre de 520°C (Tableau 5 et fig. 35). La grille de Plyusnina indique une pression avoisinant 5 Kb.

Tableau 5 : Le géothermomètre amphibole-plagioclase

| Lame n° | Perchuk | | | Spear, pour P | |
|----------|----------------------------|------------------------------|---------|---------------|------|
| | (Ca/Na+K+Ca) _{pl} | (Ca/Na+K+Ca) _{Amp.} | T en °C | 3 Kb | 5 Kb |
| F6 2 3.1 | .19 | .70 | 475 | 483 | 475 |
| F6 4 2.1 | .25 | .68 | 530 | 512 | 504 |
| F6 4 3.4 | .25 | .68 | 525 | 508 | 500 |

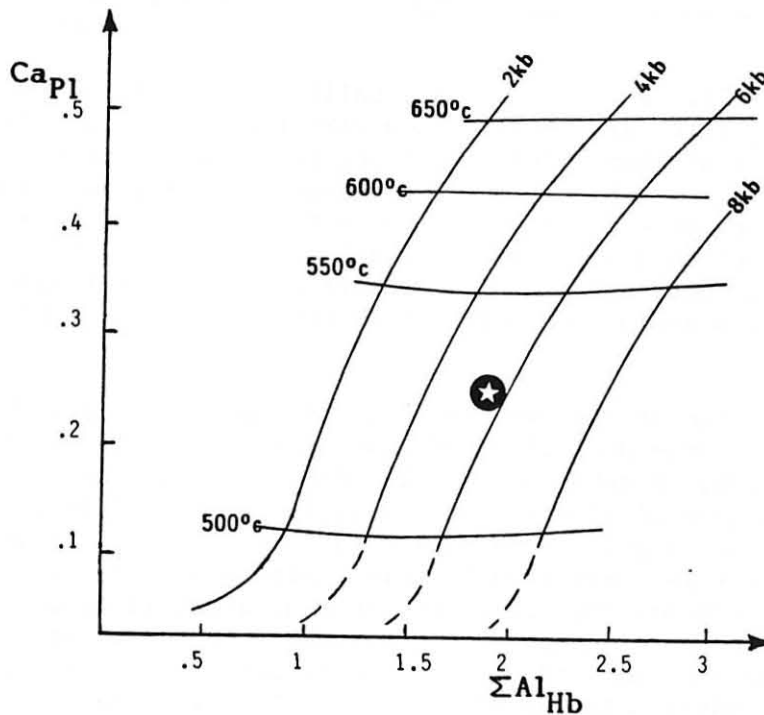


Fig. 35: DIAGRAMME ($\Sigma Al_{HB} : Ca_{pl}$) DONNANT LES CONDITIONS
PRESSION TEMPÉRATURE D'EQUILIBRE d'après Plyusnina (1982)

Si les températures estimées sont cohérentes avec les données minéralogiques, en revanche, la pression obtenue ici paraît trop forte pour exprimer un épisode de rétrogenèse : cette grille n'est certainement pas adaptée à la minéralogie de nos matériaux.

3) Les réactions d'équilibre dans les amphibolites

L'utilisation de courbes expérimentales d'équilibres minéralogiques connus permet de visualiser des domaines de température et de pression pour les différentes paragenèses observées. Les résultats sont reportés figure 36.

L'examen microscopique des amphibolites et des pyroxénites associées a permis de dégager trois paragenèses (cf p. 76) :

- une paragenèse 1, magmatique, à pyroxène 1 et plagioclase 1 ;
- une paragenèse 2, correspondant au pic métamorphique à plagioclase 2, pyroxène 2, amphibole 1, biotite 1, grossulaire et sphène ;
- une paragenèse 3, d'évolution rétrograde à amphibole 2, biotite 2, épidote, puis prehnite et enfin calcite.

La paragenèse 2, qui voit la coexistence de grossulaire, plagioclase, clinopyroxène dans les niveaux calciques, et d'amphibole, clinopyroxène et plagioclase dans les autres niveaux, peut être limitée par les courbes 1 et 2 (fig. 36).

- La courbe 1, indépendante de X_{CO_2} (Winkler, 1979), représente la réaction d'apparition de l'assemblage grossulaire-plagioclase dans les roches riches en chaux :



Le clinopyroxène étant stable dans de telles roches à partir de 500 ou 600°C suivant la réaction invoquée, la paragenèse grossulaire-plagioclase et clinopyroxène est donc réalisée à droite de la courbe 1.

- La courbe 2 détermine la déstabilisation d'une amphibole calcique : elle a été expérimentée par Thomas (1982) pour une hastingsite, tandis que Spear (1981) a calibré la transformation



Dans les deux cas, lorsque l'équilibre est atteint, l'amphibole coexiste avec du clinopyroxène et du plagioclase, paragenèse que nous observons exceptionnellement. Ainsi, les courbes 2 fixent la borne supérieure des conditions Pression-Température du pic métamorphique.

Combinant les réactions 1 et 2, nous ne pouvons, au stade actuel, que limiter les conditions du métamorphisme à un champ et remarquer qu'elles sont inférieures à 7 Kb en pression et à 680-740°C en température. La courbe 4, d'apparition du diopside, donne une limite inférieure de température de 600°C.

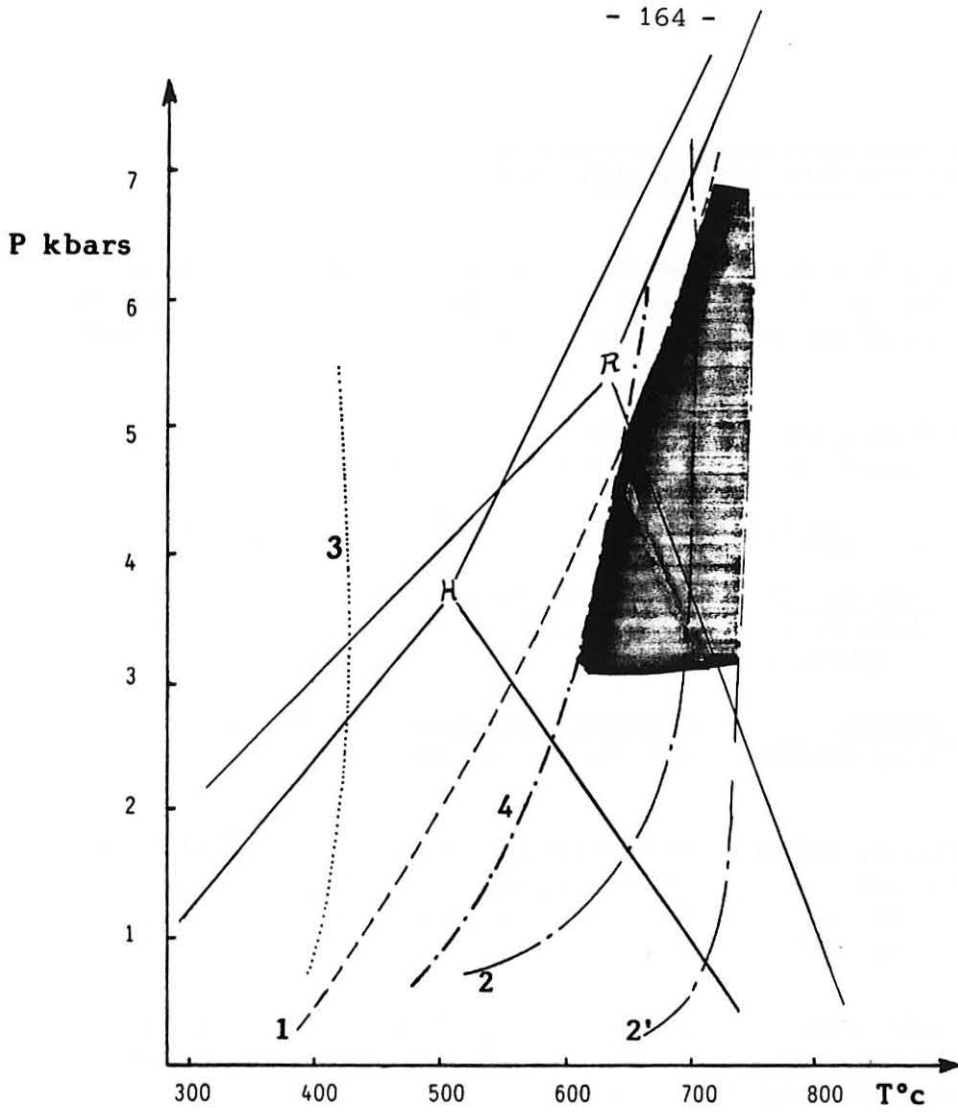


Fig. 36: CONDITIONS DU PIC METAMORPHIQUE DANS LES AMPHIBOLITES A PARTIR DES COURBES D'EQUILIBRES

- 1 : zoizite + quartz \rightleftharpoons anorthite + grossulaire (Winkler & Nicht, 1962)
- 2 : hastingsite \rightleftharpoons hedenbergite + magnetite + plagioclase + grenat + fluide (Thomas, 1982)
- 2' : amphibole + plagioclase + hematite + sphère + quartz \rightleftharpoons
amphibole + plagioclase + clinopyroxène + hematite + quartz (Spear, 1981)
- 3 : prehnite \rightleftharpoons zoizite + grossulaire + quartz (Winkler & Nicht, 1962)
- 4 : trémolite + calcite + quartz \rightleftharpoons diopside + fluide (Slaughter & al., 1975)
- H : Holdaway (1971) R : Richardson (1968)

L'évolution rétrograde, qu'il est encore prématuré de tracer, vu les arguments fragmentaires et contradictoires dont nous disposons, se traduit par des zonations d'amphiboles et, en réponse à une baisse de température, par l'apparition de clinozoïzite (réaction 1), de prehnite (réaction 3) puis de calcite.

4) Minéralogie des gneiss fins

a) Les biotites

Les micas analysés dans les gneiss fins sont des biotites assez riches en fer (fig. 37a). Le diagramme (FM : S : A) de Dymek (1983) montre qu'elles sont assez peu titanées et qu'elles présentent des caractères intermédiaires entre sidérophyllite-eastonite et annite-phlogopite (fig. 37b).

Leurs formules structurales ont été calculées sur la base de 11 oxygènes. D'une manière générale, la qualité des analyses est moyenne : la somme des cations Y est souvent inférieure à 3 et le potassium presque toujours déficitaire. De tels résultats peuvent provenir d'une légère altération des micas, phénomène qui n'apparaît pas optiquement, ou de difficultés techniques, le polissage des micas étant délicat à réaliser de façon satisfaisante perpendiculairement à (001). Une estimation du fer trivalent a été faite en considérant le déficit en charge (Dymek, 1983). La formule $Fe^{3+} = 22 - \Sigma \text{ charge}$ conduit à des valeurs toujours inférieures à 0,01 : tout le fer sera donc considéré comme ferreux.

Dans le diagramme $Al^{VI} : Mg/Mg+Fe$ (fig. 37c), les biotites analysées se disposent à la limite des nuages définis par des biotites de métapélites coexistant avec l'assemblage silicate d'alumine - feldspath potassique et celles coexistant avec une paragenèse à muscovite (Guidotti, 1984).

La corrélation négative entre le grade métamorphique et la teneur en Al^{VI} que fait apparaître le diagramme a été décrite par de nombreux auteurs (Ramsay, 1973 ; Ruiz et al., 1978), mais elle n'apparaît toutefois pas strictement liée à une substitution de type tschermakitique avec Si^{IV} (Guidotti, 1978) et pourrait être influencée par la minéralogie de la roche hôte : présence ou absence de muscovite (Labotka, 1983).

Une liaison entre le degré métamorphique et la teneur en titane de la biotite paraît plus stricte. Se basant sur un grand nombre d'analyses, les auteurs observent que, dans des métapélites, teneur en titane des biotites et intensité du métamorphisme augmentent corrélativement. Ainsi, s'il semble acquis que, pour un chimisme de roche constant, la composition des biotites dépend en partie des conditions métamorphiques (et notamment de la pression - Labotka, 1983), aucune grille reliant ces dernières au chimisme des biotites n'a cependant été à ce jour proposée.

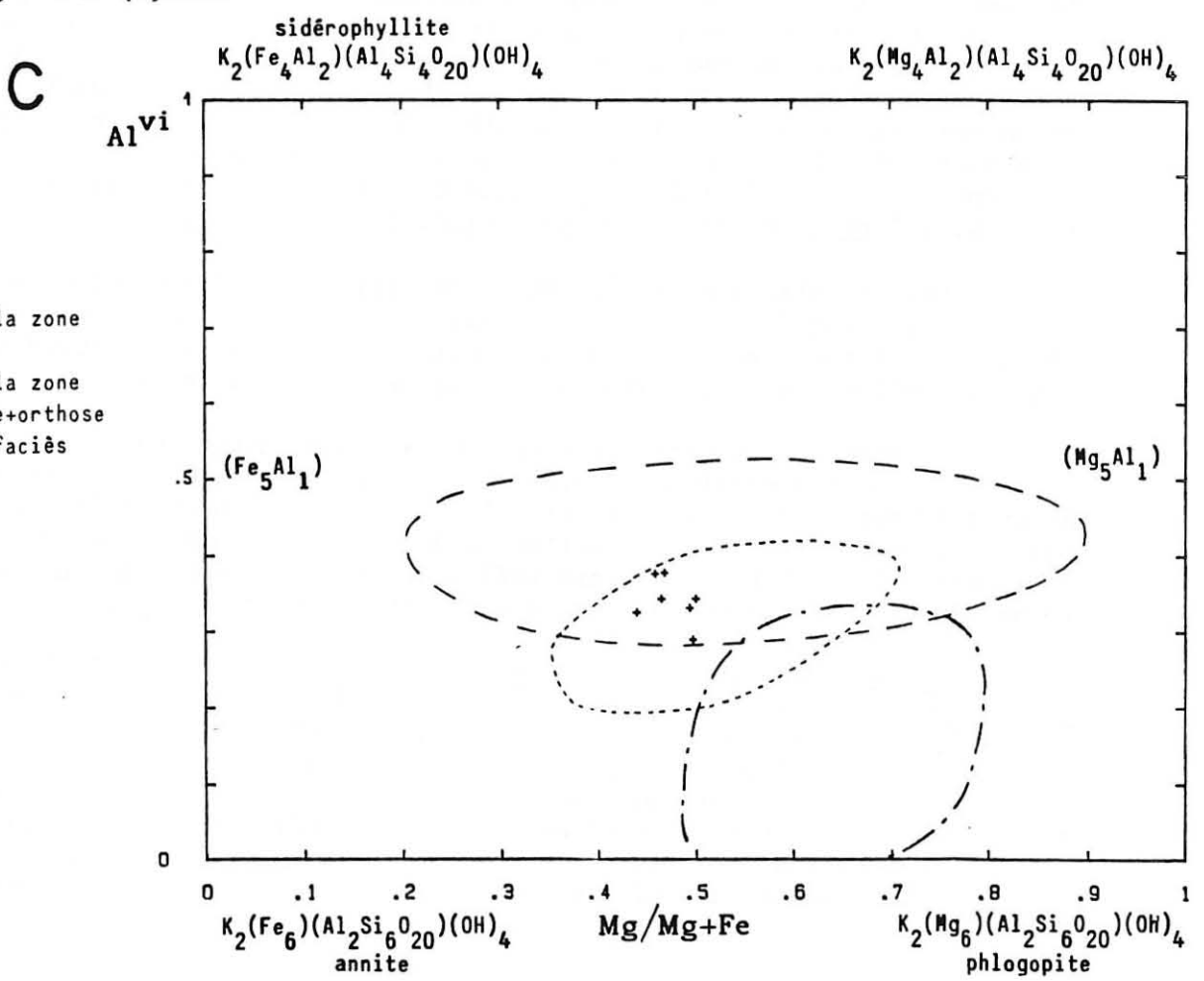
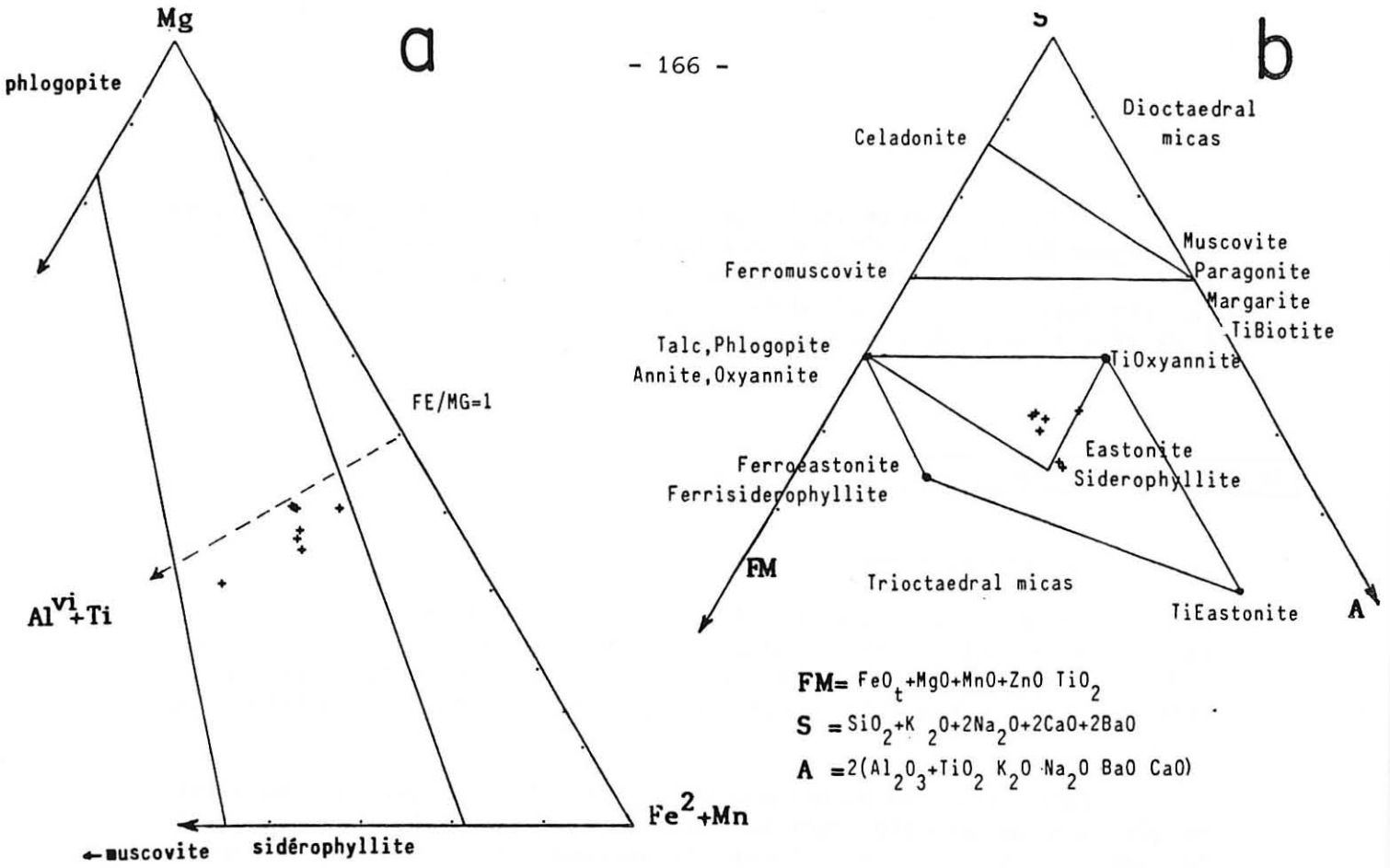


Fig. 37: COMPOSITION DES BIOTITES DES GNEISS FINS

a. dans le triangle (Al^{vi}+Ti:Mg:Fe²+Mn) d'après Foster (1960)

b. dans le triangle (FM:S:A) d'après Dymek (1983)

c. dans le diagramme (Al^{vi}:Mg/Mg+Fe)

Des teneurs de cet ordre s'observent généralement en bordure des cristaux analysés, leur coeur étant pauvre en manganèse et plus riche en magnésium et très discrètement en calcium : cette zonation est reconnue systématiquement dans chaque profil effectué, les teneurs en calcium coeur-bord pouvant toutefois se chevaucher d'un cristal à l'autre. Abstraction faite du calcium, la zonation peut être illustrée dans le diagramme pyrope-almandin-spessartine (fig. 38) :

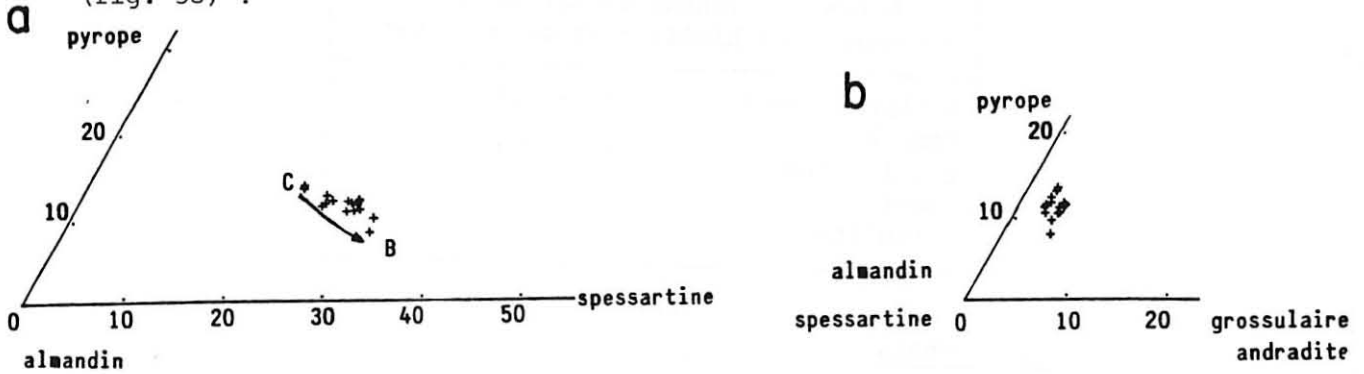


Fig. 38: COMPOSITION DES GRENATS DES GNEISS FINS

a. dans le triangle alm.pyr.spes.

b. dans le triangle alm spes.pyr.gro and

une flèche marque la tendance généralement observée du coeur à la bordure des grenats, tendance qui traduit une zonation inverse. Ce type de zonation, décrit par de nombreux auteurs (cf Tracy, 1982), est interprété généralement comme reflétant une évolution rétrograde. Deux modes de genèse peuvent être envisagés :

- Grant et al. (1971) et Woodworth (1977) l'expliquent en invoquant une résorption du grenat qui produirait, par diffusion différentielle lors de réajustements à la surface d'un grenat préexistant, une perte importante de magnésium et plus discrète de fer, le manganèse restant, quant à lui, préférentiellement dans le grenat. Tracy et al. (1976), évoquant un processus analogue, le relie à la réaction rétrograde au regard de la température : grenat + K feldspath + H₂O \rightleftharpoons biotite + sillimanite + quartz.
- La zonation peut refléter différents stades de croissance du grenat, durant lesquels se produisent des changements continus ou discontinus de composition de la roche hôte (Hollister, 1966) ou de la paragenèse à partir de laquelle le grenat croît (Kretz, 1973 ; Trzcieski, 1977).

Dans le cas des gneiss fins, la réaction à laquelle Tracy et al. (1976) font appel ne semble pas s'appliquer : la sillimanite très rare, n'apparaît jamais liée au grenat et ce dernier est parfaitement stable au contact de la biotite. Le "rim" que l'on observe systématiquement

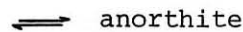
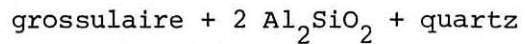
s'explique vraisemblablement par une cristallisation de la bordure du grenat en climat rétrograde, phénomène que nous avons déjà reconnu dans les amphiboles et qui rendra également compte de la zonation des plagioclases.

c) Les plagioclases

Tableau 8 :
Plagioclases des gneiss fins

| | L0851 | L0851 | L0855 | L0855 | * |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---|
| | PL.. | PL.. | PL.. | PL.. | |
| | 1.5 | 2.6 | 1.12 | 1.11 | |
| | b | c | b | c | |
| SiO ₂ | 60.730 | 61.910 | 59.490 | 58.750 | |
| Al ₂ O ₃ | 24.940 | 24.780 | 27.150 | 27.340 | |
| Fe ₂ O ₃ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | |
| FeO | 0.090 | 0.070 | 0.170 | 0.080 | |
| K ₂ O | 0.310 | 0.420 | 0.100 | 0.090 | |
| MnO | 0.250 | 0.000 | 0.110 | 0.050 | |
| MgO | 0.030 | 0.010 | 0.020 | 0.020 | |
| CaO | 6.200 | 5.430 | 7.680 | 8.290 | |
| Na ₂ O | 7.950 | 8.340 | 7.220 | 6.700 | |
| TiO ₂ | 0.070 | 0.080 | 0.000 | 0.000 | |
| NiO ₂ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | |
| Tot | 100.570 | 101.040 | 101.940 | 101.320 | |
| Si | 2.691 | 2.721 | 2.607 | 2.591 | |
| Al IV | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | |
| Al VI | 1.301 | 1.283 | 1.401 | 1.420 | |
| Fe ₃ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | |
| Fe ₂ | 0.003 | 0.003 | 0.006 | 0.003 | |
| K | 0.018 | 0.024 | 0.006 | 0.005 | |
| Mn | 0.009 | 0.000 | 0.004 | 0.002 | |
| Mg | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | |
| Ca | 0.294 | 0.256 | 0.361 | 0.392 | |
| Na | 0.683 | 0.711 | 0.614 | 0.573 | |
| Ti | 0.002 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | |
| Ni | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | |
| tot | 5.004 | 5.000 | 5.000 | 4.986 | |
| AB | 69 | 72 | 63 | 59 | |
| OR | 2 | 2 | 1 | 1 | |
| AN | 29 | 26 | 37 | 40 | |

Comme les grenats, les plagioclases sont zonés, et l'on note une augmentation de leur teneur en calcium au coeur des cristaux (Tableau 8). La zonation du calcium s'observe donc de pair dans l'almandin et dans le plagioclase. Décrivant un cas similaire, Crawford (1977) relie ce phénomène à un équilibre entre ces deux minéraux selon la réaction :



et montre qu'il est indépendant des autres zonations décrites dans le grenat. L'observation microscopique semble confirmer cette explication : grenat et plagioclase apparaissent à l'équilibre.

d) Les cordiérites

Les analyses de cordiérite réalisées dans les gneiss fins sont très mauvaises : elles bouclent au mieux à 80 % et sont par conséquent inutilisables. Des résultats aussi médiocres sont sans doute dûs à des problèmes de polissage, les plages choisies pour l'analyse n'étant pas altérées et, en particulier, exemptes de pinitisation.

5) Conditions physiques

L'étude minéralogique des gneiss fins met en évidence la relation étroite qui lie le grenat décrit dans cette formation aux biotites et plagioclases qui lui sont associés : ces minéraux semblent à l'équilibre.

* cf p. 167 pour la numérotation des analyses

Les assemblages grenat-biotite d'une part et grenat-plagioclase d'autre part ont donc été utilisés pour déterminer les conditions Pression-Température qui régnaient lorsque l'équilibre a été atteint. Les analyses effectuées bord à bord donnent dans les deux cas des températures de fermeture du système d'échange ; celles effectuées coeur à coeur, des températures de début de cristallisation de l'assemblage. Les deux couples qui nous intéressent ont fait l'objet de nombreuses études théoriques et expérimentales qui ont abouti à l'élaboration des "géothermomètres" grenat-biotite et grenat-plagioclase.

a) Le géothermomètre grenat-biotite

Il a été largement étudié et l'on recense près d'une dizaine de calibrations "expérimentales" ou "naturelles". Toutes sont basées sur le partage du fer et du magnésium entre grenat et biotite. L'influence d'autres cations, tels que Ca et Mn dans le grenat ou Ti et Al^{Vi} dans la biotite est envisagée par certains auteurs (Saxena, 1969 ; Goldmann et Albee, 1977) qui en tiennent directement compte dans le calcul de K_D . Ferry et Spear (1977) préfèrent imposer des bornes à l'application de leur calibration : au delà de $(Ca+Mn / Ca+Mn+Fe+Mg)_{Gt} \geq 0,2$ ou de $(Al^{Vi} + Ti / Al^{Vi} + Ti+Fe+Mg)_{Bio} \geq 0,15$, le géothermomètre grenat-biotite n'est d'après eux plus applicable. Toutefois, les auteurs s'accordent à reconnaître que la composition des grenats influe peu sur l'estimation de la température, alors que le titane et l'aluminium des biotites ont des rôles importants.

Ainsi, gardant en mémoire cette remarque et compte tenu des fortes teneurs en spessartine des grenats $[(Ca+Mn / Ca+Mn+Mg+Fe)$ est toujours voisin de 0,3] et du chimisme acceptable des biotites $[(Al +Ti / Al +Ti+Fe+Mg)$ de l'ordre de 0,17], nous appliquerons le géothermomètre pour obtenir une température minimale d'équilibre entre grenat et biotite. En effet, de fortes teneurs en Mn des grenats abaissent le K_D et conduisent à sous-estimer la température. Nous utiliserons les calibrations de Ferry et Spear (1978) et de Thompson (1976) qui, d'après Masméjean (1983), sont les plus fiables.

La pression, qui a peu d'influence sur la température calculée, a été fixée arbitrairement à 5 et 3 Kb. La première pourrait refléter le pic métamorphique ; elle peut être valable pour les analyses réalisées aux coeurs des minéraux. La deuxième pourrait s'appliquer aux bordures qui se développent en climat rétrograde.

Deux lames ont été utilisées. Les résultats, consignés tableau 9, sont très cohérents : la lame LOB 55 donne des températures de 660 à 600°C pour les coeurs et de 600 à 530°C pour les bordures ; la lame LOB 51, 665 à 685°C au coeur, 630 à 670 en bordure. Si les températures paraissent un peu fortes dans la deuxième lame, elles ne sont toutefois pas incohérentes avec les conclusions tirées de l'étude des amphibolites.

Tableau 9 : Géothermomètre grenat-biotite

$$K_D = \left(\frac{X_{Fe}}{X_{Mg}} \right)_{\text{biotite}} \times \left(\frac{X_{Mg}}{X_{Fe}} \right)_{\text{grenat}} ; P \text{ en bars}$$

Thompson (1976) : $T_{(°K)} = \frac{2740 + 0,0234 P}{1,56 - \text{Ln } K_D}$

Ferry et Spear (1978) : $T_{(°K)} = \frac{2089 + 0,0095 P}{0,782 - \text{Ln } K_D}$

| Lame n° et analyse n° | K _D | T°C d'après | | T°C d'après Ferry et Spear | |
|------------------------------|----------------|-------------|----------------------|----------------------------|----------|
| | | P = 3 Kb | Thompson P = 5 Kb | P = 3 Kb | P = 5 Kb |
| LOB55 1 3-7 coeur à coeur | 0,19 | 600°C | 619°C | 594°C | 602°C |
| LOB55 1 1-9 bord à bord | 0,16 | 560°C | 574°C | 537°C | 544°C |
| LOB55 1 2-8 coeur à coeur | 0,225 | 648°C | 663°C | 658°C | 667°C |
| LOB55 3 1-4 bord à bord | 0,18 | 585°C | 599°C | 553°C | 581°C |
| LOB51 1 2-3 coeur à coeur | 0,24 | 668°C | 684°C | 685°C | 694°C |
| LOB51 1 1-4 bord à bord | 0,21 | 628°C | 643°C | 632°C | 640°C |
| LOB51 2 1-4 coeur à coeur | 0,24 | 668°C | 684°C | 685°C | 694°C |
| LOB51 2 2-3 bord à bord | 0,23 | 658°C | 674°C | 672°C | 681°C |

b) Le géothermobaromètre grenat-plagioclase

Moins étudié que le précédent, il est basé sur le partage du calcium entre ces deux phases. Son emploi n'est pas limité à des chimismes particuliers de grenat ou de plagioclase ; mais Ghent (1976) propose différentes calibrations selon le silicate d'alumine stable avec l'association grenat-plagioclase et quartz.

L'application aux gneiss fins devra considérer la formule valable dans le cas de la sillimanite :

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{2551,4 + 0,2841 (P-1)}{7,1711 + \log K_D} \quad P \text{ en bars}$$

Le plagioclase et le grenat étant à l'équilibre avec la biotite, les conditions que doit nous fournir ce couple doivent être voisines de celles déterminées précédemment en utilisant biotite-grenat.

Tableau 10 : Géothermomètre grenat-plagioclase

Ghent (1976)

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{2551,4 + 0,2842 (P-1)}{7,1711 + \log K_D}$$

P en bars ; $K_D = \frac{X_{Ca}^{Gt}}{X_{Ca}^{Cl}} = \frac{X_{Gros.}}{X_{Anor.}}$

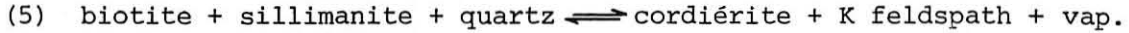
| Lame n° et analyse n° | X _{Anorthite} | X _{Grossulaire} | K _D | T°C pour | |
|-------------------------------|------------------------|--------------------------|----------------------|----------|----------|
| | | | | P = 3 Kb | P = 5 Kb |
| LOB51 2 5-6 coeur à coeur | 25,82 | 2,63 | 105.10 ⁻³ | 540°C | 676°C |
| LOB55 1 6-12 bord à bord | 36,79 | 4,44 | 175.10 ⁻⁵ | 498°C | 626°C |
| LOB55 1 3-11 coeur à coeur | 40,39 | 4,63 | 151.10 ⁻⁵ | 510°C | 640°C |

Utilisant les mêmes lames, nous obtenons des résultats parfaitement cohérents lorsque la pression est fixée à 5 Kb (Tableau 10).

Dans ces conditions, la pression régnant lors du pic métamorphique était voisine de 5 Kb et la température comprise entre 640 et 680°C.

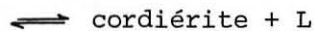
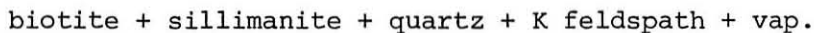
6) Les réactions d'équilibres (fig. 39)

L'examen microscopique des gneiss fins et leur étude minéralogique ont permis de mettre en évidence dans cette formation une paragenèse à biotite - plagioclase - grenat correspondant au pic métamorphique et une réaction secondaire :



Cette dernière permettra de préciser si l'évolution ultérieure des métapélites correspond à une baisse de pression ou à une élévation de température, tandis qu'à la lumière du paragraphe précédent nous pourrions tracer les droites d'équilibre biotite-grenat et plagioclase-grenat qui, par recoupement, visualisent le champ de stabilité de l'assemblage paroxysmal biotite-plagioclase-grenat. Les conditions ainsi définies s'échelonnent de 3,8 à 5,8 Kb et de 600 à 700°C. Les courbes de fusion des pélites calibrées par Thompson et al. (1979) limitent ce champ à des températures inférieures à 660°C et, par conséquent, à des pressions plus faibles que 5,2 Kb. Ces valeurs, qui concordent avec celles envisagées lors de l'étude des amphibolites, situent le pic métamorphique dans les conditions de stabilité de la muscovite si $P_{H_2O} = P_t$ et dans la zone de la sillimanite si $P_{H_2O} = 0,5 P_t$ (courbes 7). Or, l'étude macroscopique a révélé que, dans les gneiss fins, la sillimanite était stable lors du pic métamorphique : la pression d'eau y était donc inférieure à la pression totale.

L'évolution ultérieure des gneiss fins, qui se traduit par la transformation de l'assemblage biotite-sillimanite en cordiérite selon la réaction (5) répond principalement à une baisse de pression : la fusion des métapélites est en effet très limitée et s'observe uniquement à Baudinet dans l'encaissant immédiat du granite. La mise en place de ce laccolite peut, par augmentation locale de la pression d'eau et de la température, induire la fusion incongruente des gneiss fins selon la réaction :



Donc, la première étape de l'évolution rétrograde de l'ensemble amphibolite-gneiss fins correspond vraisemblablement à une décompression (chemin A) répondant à la triple contrainte de traverser la courbe 5 sans pénétrer dans le champ du disthène ni dans celui de fusion des pélites. La température décroît ensuite. Cette décomposition en deux temps de la courbe rétrograde des métapélites s'accorde avec ce que suggéraient les zonations des amphiboles (fig. 30) : baisse des teneurs en Al^{VI} en réponse à une décompression ; gain en Si à pression relativement constante. En outre, elle confirme que l'utilisation de la grille de Plyusnina n'était pas appropriée à nos minéraux et fournit donc une pression d'équilibre entre plagioclase et amphibole trop forte.

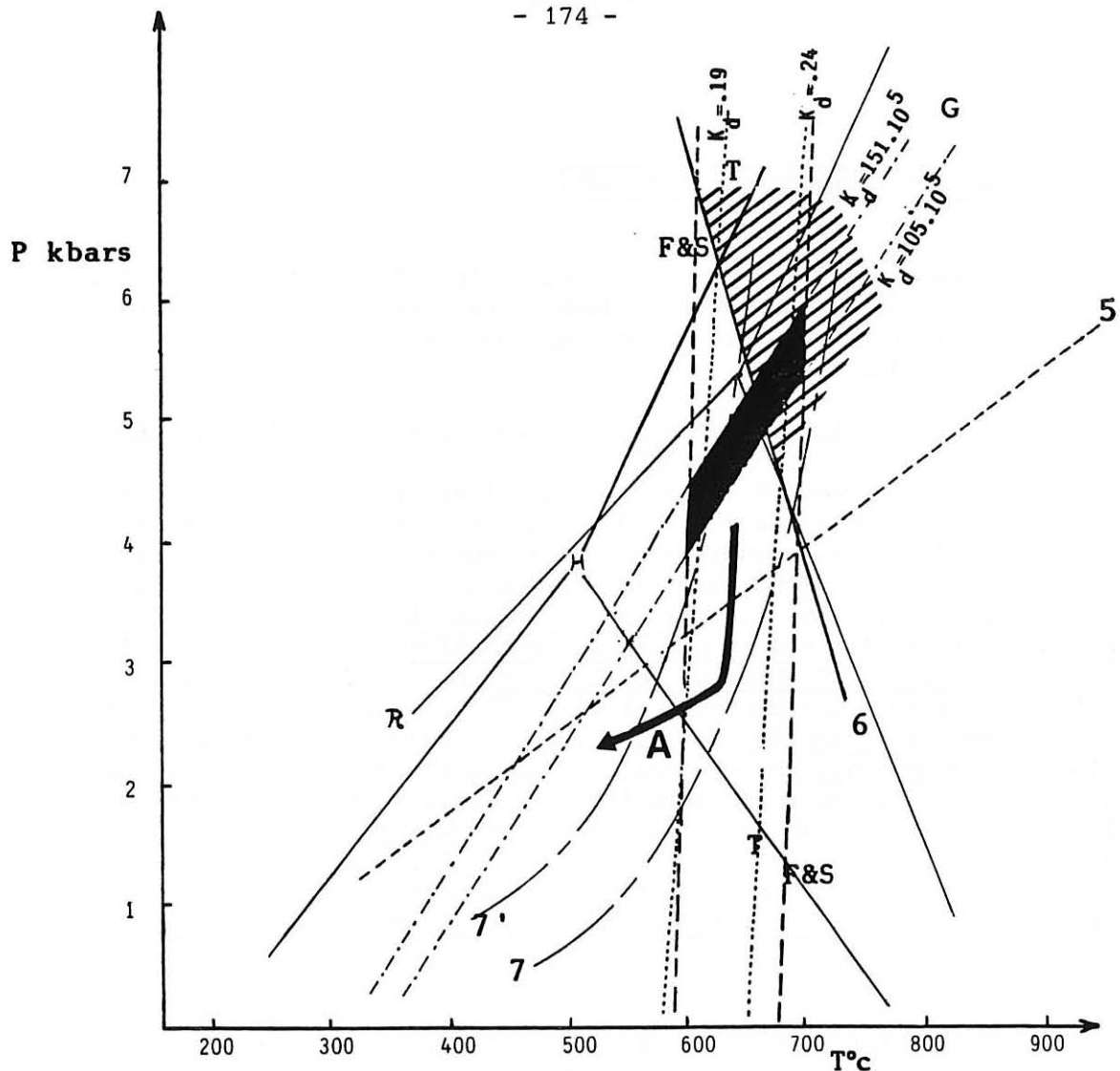


Fig. 39: EVOLUTION DES CONDITIONS PRESSION TEMPERATURE DU METAMORPHISME DANS LES METAPELITES TELLE QU'ELLE PEUT ETRE RETRACEE A PARTIR DES COURBES D'EQUILIBRES.

- 5 : sillimanite + biotite + quartz \rightleftharpoons Kfeldspath + cordièrite + vapeur (Thompson, 1976)
- 6 : fusion des pelites pour $X_{H_2O} = 1$ (Thompson, 1982)
- 7 : muscovite + quartz \rightleftharpoons Kfeldspath + alumino-silicate + vapeur $P_{H_2O} = P_T$ (Althaus & al., 1970)
- 7' : idem 7 pour $P_{H_2O} = 0.5 P_T$
- G : Ghent (1976) équilibre grenat plagioclase
- T : Thompson (1976) équilibre grenat biotite
- F&S : Ferry & Spear (1978) équilibre grenat biotite
- H : Holdaway (1971) R : Richardson (1968)

domaine de fusion des pelites (Thompson & al., 1979)

conditions paroxysmales du métamorphisme

7) Conclusion

Au terme de cette étude minéralogique, il apparaît que les gneiss fins et les amphibolites présentent une évolution métamorphique identique. Les conditions paroxysmales du métamorphisme peuvent être définies assez précisément dans les gneiss fins : elles avoisinent 640°C et 5 Kb, reflétant un gradient géothermique de 35° par kilomètre. Ces niveaux n'ont pas enregistré de métamorphisme typiquement barrovien. L'évolution rétrograde qu'ils suivent semble répondre dans un premier temps à une baisse de pression, permettant le déroulement dans les gneiss fins de la réaction (5) et visualisée dans les amphibolites par la zonation des amphiboles. Cette dernière marque également la deuxième étape, isobare, qui voit, par décroissance de température, l'apparition épisodique d'andalousite dans les gneiss fins.

B. LE METAMORPHISME DU COMPLEXE LEPTYNO-GNEISSIQUE ET L'INDIVIDUALISATION DE LA LIGNEE CLAIRE

Ce paragraphe comprend deux parties ; l'une, étude minéralogique, s'attachera à caractériser les minéraux liés à la fusion et au métamorphisme de basse pression qui la génère ; l'autre, étude géochimique, tentera par l'analyse sur roches totales des faciès mobilisés et de quelques mobilisats de comprendre le comportement des éléments au cours de l'anatexie. La combinaison de ces deux approches nous permettra d'obtenir les conditions thermodynamiques de la fusion, tandis que le deuxième paragraphe étayera le schéma lithostratigraphique proposé dans la première partie de ce mémoire (p. 44), démontrant sans ambiguïté la filiation des faciès mobilisés par rapport aux gneiss leptyniques et rubano ocellés déjà étudiés. En outre, la géochimie nous permettra de confirmer la zonéographie muscovite - muscovite + sillimanite - sillimanite - sillimanite + anatexie - anatexie reconnue macroscopiquement (cf carte p. 223) et microscopiquement (cf conclusions p. 90), confirmant la séquence de fusion décrite alors.

1) Etude minéralogique

a) Le feldspath potassique

Sur un plan purement descriptif, l'étude microscopique a permis d'en reconnaître plusieurs types qui ont été regroupés en deux générations

(cf p.87 et p. 114. La plus ancienne correspond aux mégacristaux (Or_1), les perthites à films albitiques denses, plus récentes, étant liées à l'anatexie.

* Les mégacristaux

Séparés de la mésostase et purifiés de leurs inclusions par liqueurs denses et passage au séparateur magnétique, une dizaine d'entre eux ont été étudiés au diffractomètre de poudre et leur contenu en oligo-éléments déterminé par fluorescence X.

Prélevés dans tous les faciès ocellés (gneiss et leptynite ocellés ; gneiss leptynique et rubano-ocillé), ces mégacristaux sont toujours de symétrie monoclinique (fig. 40a) et ont donc cristallisé à plus de 500-550°C (fig. 40b). Ce résultat s'accorde assez bien avec les températures proposées par Montravel (1971) qui, étudiant les feldspaths des formations identiques aux nôtres du Pilat, a obtenu une température de fin de cristallisation légèrement inférieure à 500°C.

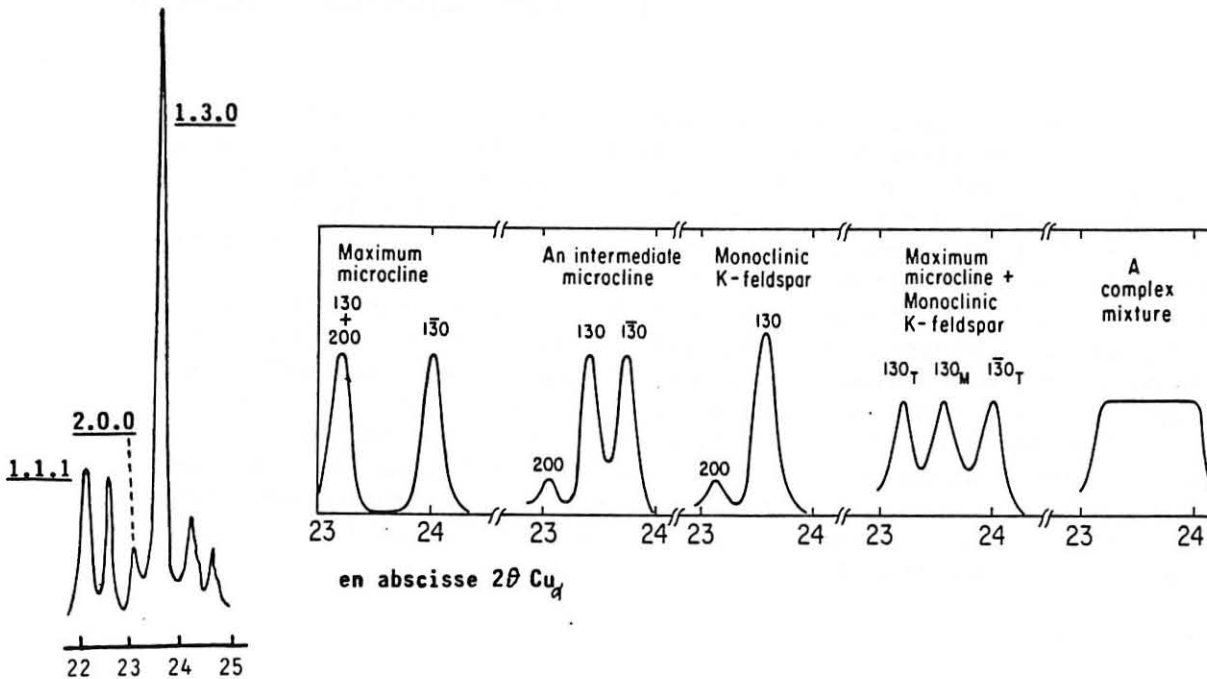


Fig. 40a: DIFFRACTOMETRE DE POUDDRE TYPIQUE DES MEGACRISTAUX ANALYSES COMPARE AUX DIFFERENTS CAS POSSIBLES (d'après Smith, 1974)

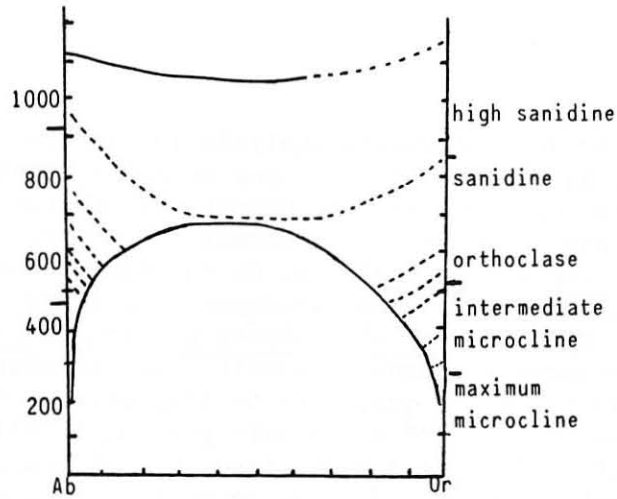


Fig. 40b: ETAT STRUCTURAL DES FELDSPATHS ALCALINS SUIVANT LEUR TEMPERATURE DE CRISTALLISATION (d'après Mackensie et Smith, 1961).

Le contenu en oligo-éléments de nos feldspaths apparaît, pour sa part, relativement homogène. Les histogrammes de fréquence établis pour Ba, Sr et Rb sont comparés aux données de Heier (1961) et de Mergoïl Daniel (1970) (fig. 41). De cette confrontation, il ressort que, si le

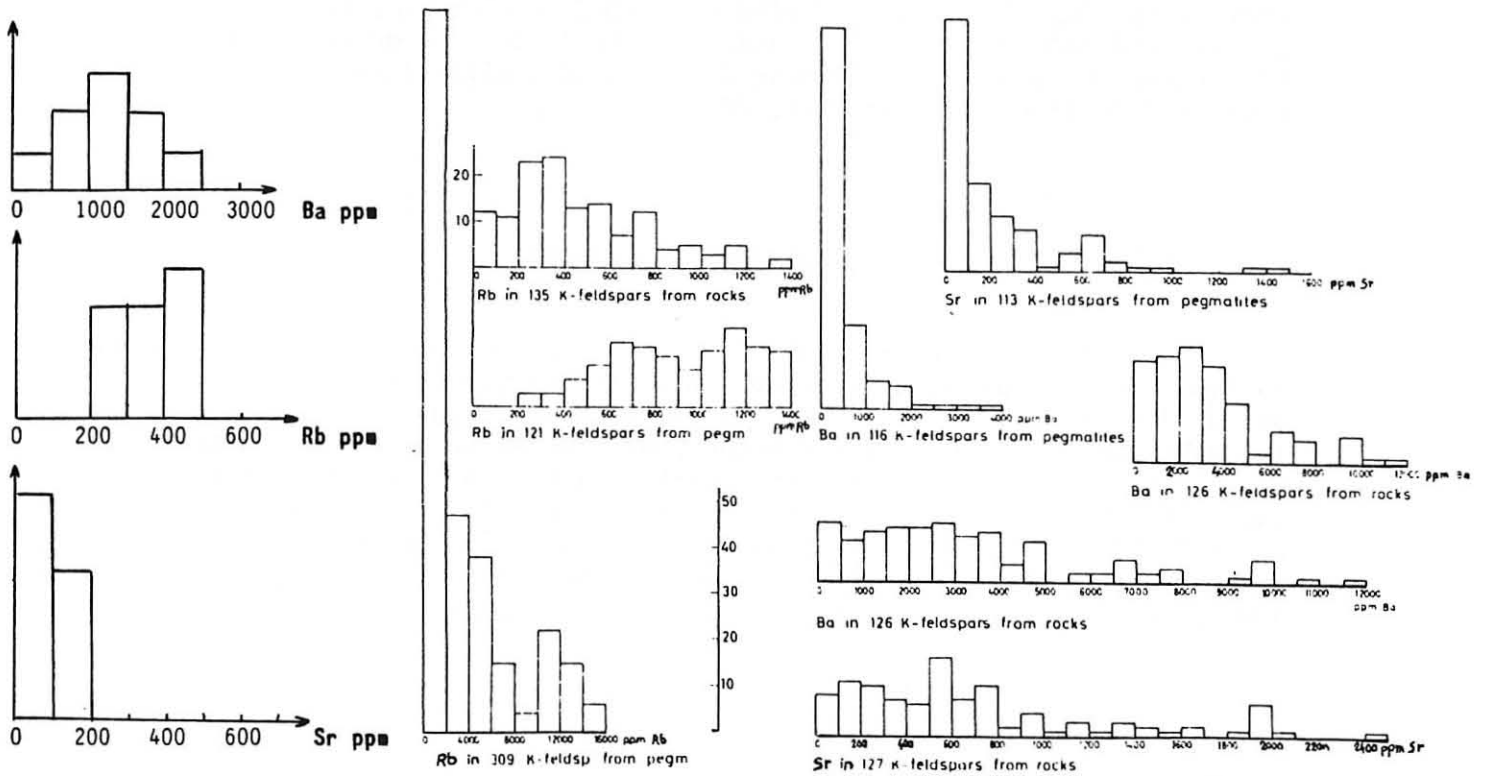


Fig. 41: HISTOGRAMME DE FREQUENCE DES TENEURS EN OLIGO ELEMENTS DES FELDSPATHS POTASSIQUES DU VIVARAIS (a) COMPARES AUX DONNEES DE LA LITTERATURE (d'après Heier, 1961) (b).

contenu en Sr des feldspaths analysés les apparente aux feldspaths de pegmatites, en revanche leur teneur en Rb et Ba est plus proche de celle des mégacristaux de roches métamorphiques. Le nombre restreint d'analyses dont nous disposons nous permet simplement de constater l'homogénéité de la population analysée. Ce caractère, auquel il faut ajouter la symétrie constante de nos feldspaths, reflète, d'après Mergoïl Daniel (1970), que tous les "yeux" analysés proviennent de la même génération. L'étude microscopique nous a conduit à une conclusion semblable et nous envisagions alors que, lors de l'apparition de la foliation, le développement des "yeux" se faisait par recristallisation aux dépens de mégacristaux d'origine magmatique. Or, il semble que le caractère oligo-élémentaire des feldspaths ne soit pas obligatoirement modifié par une recristallisation (Mergoïl Daniel, 1970). Ainsi, les "yeux" que nous étudions ont peut-être conservé en mémoire les traces de leur origine magmatique primaire et, dans ce cas, doivent s'apparenter aux feldspaths des leucogranites. On ne peut toutefois pas pousser le raisonnement très loin, car peu de données sont actuellement disponibles sur de tels matériaux. Nous nous référerons simplement aux conclusions de Mergoïl Daniel (1970) qui, selon la teneur en oligo-éléments des feldspaths de granite, distingue différents types de granites, et notamment : "les leucogranites et anatexites leucocrates représentant le pôle d'appauvrissement extrême des feldspaths en Sr et Ba ...".

Ainsi, les faibles teneurs en Sr et en Ba que nous avons constatées (fig. 41) sont peut-être le reflet de l'origine magmatique de nos feldspaths plutôt qu'un caractère hérité lors du métamorphisme. Le chimisme étaye donc l'hypothèse de genèse des mégacristaux exposée lors de l'étude microscopique (p. 87).

* Les perthites à films albitiques denses

Analysée à la microsonde, leur phase potassique apparaît relativement sodique ($An_{35} - Ab_{10}$). Leur teneur en sodium ne permet toutefois pas de discriminer les différents types reconnus (fig. 42a), laissant supposer une origine commune pour l'ensemble de ces perthites. Leur teneur en baryum, relativement faible (600 ppm en moyenne) laisse supposer une origine pegmatitique de ces feldspaths alcalins (fig. 41). Sr et Rb n'étant pas dosés, nous ne pouvons pas confirmer cette hypothèse par la chimie, hypothèse qui apparaît cependant très cohérente avec l'origine anatectique supposée de ces perthites.

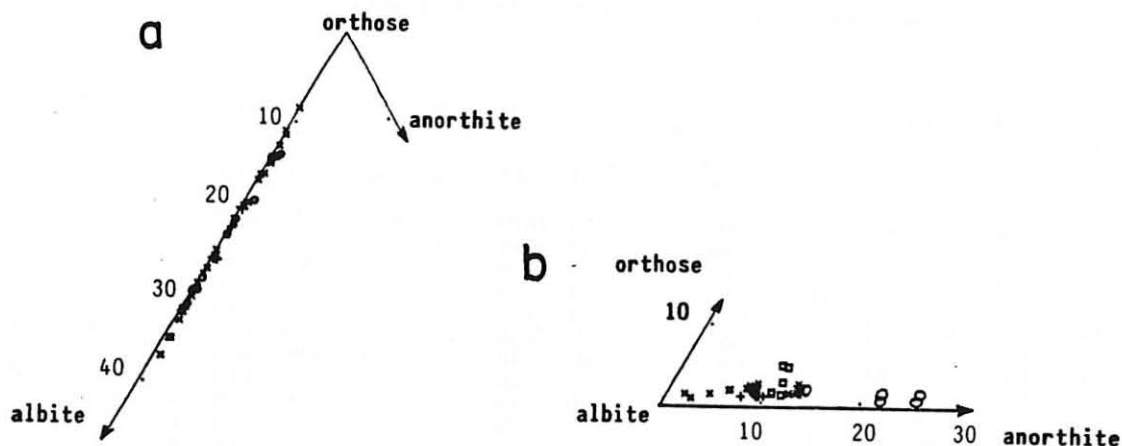


Fig. 42: COMPOSITION DES FELDSPATHS:

a. les feldspaths potassiques dans le triangle AB.OR.AN:

o les mégacristsaux (OR1); + les perthites films incluses (OR2)

* les perthites films de bordure (OR4); x les perthites de la matrice (OR3)

b. les plagioclases dans le triangle AB.OR.AN:

inclus dans l'orthose 1: + les tâches plagioclasiqes; x les plagioclases inclus dans la mésostase: * plagioclases 1; □ plagioclases 2; o plagioclases du granite hétérogène clair.

b) Les plagioclases

Dans le gneiss leptynique, deux générations de plagioclase ont pu être individualisées, l'une anté-anatectique, l'autre née de cet évènement. Les analyses chimiques à la microsonde ne permettent pas de retrouver cette dualité : tous les plagioclases contiennent environ 10 % d'anorthite et l'on note tout au plus un léger appauvrissement en calcium de la deuxième génération (fig. 42b). Dans les perthites à tâches, la phase plagioclasiqes ainsi que les inclusions sont également assez peu calciques : les formules structurales permettent là encore de former 8 à 10 % d'anorthite (fig. 42b). Des valeurs nettement supérieures ont été obtenues au coeur de certains plagioclases du granite hétérogène clair où l'on a décelé jusqu'à 26 % d'anorthite. Ces feldspaths montrent par ailleurs une zonation et, du coeur à la bordure des cristaux, on note jusqu'à plus de 10 % de baisse du pourcentage d'anorthite.

c) Les biotites

Analysées dans les divers faciès de la lignée claire, leur composition relativement constante permet de les classer dans la famille des biotites riches en fer (fig. 43a et Tabl. 11). La méthode de Dymek (1983) laisse supposer que l'essentiel du fer présent dans ces micas est sous forme divalente.

Tableau 11 : Biotites de la lignée claire

LEN : de la leptynite nébulitique ; GNL : du gneiss leptynique ; RLEP : de la leptynite oieillée

| * 110 | 111 | 112 | 113 | 94 | 95 | 96 | 97 | 98 | 99 | 100 | 101 | 102 | 103 | 104 | 105 | 106 | 107 | |
|------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | LOB15 |
| ..2 | ..3 | ..4 | ..5 | 7.8 | 7.9 | 7.10 | 7.11 | 5.1 | 5.2 | 5.3 | 1.1 | 1.2 | 1.3 | 1.4 | 1.5 | 1.6 | 1.7 | |
| SiO2 | 34.420 | 34.050 | 34.370 | 45.290 | 35.510 | 35.740 | 35.860 | 35.470 | 34.950 | 35.510 | 35.950 | 34.850 | 35.530 | 35.070 | 35.270 | 35.210 | 34.280 | 34.630 |
| Al2O3 | 23.050 | 22.130 | 23.970 | 34.920 | 20.920 | 20.770 | 20.650 | 21.320 | 20.870 | 21.480 | 20.980 | 20.700 | 20.500 | 20.350 | 20.020 | 19.860 | 19.690 | 19.440 |
| Fe2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| FeO | 27.490 | 27.340 | 26.650 | 2.560 | 23.880 | 24.480 | 23.970 | 23.970 | 24.410 | 24.430 | 24.230 | 22.780 | 23.160 | 24.120 | 23.700 | 24.100 | 23.260 | 24.010 |
| K2O | 9.240 | 9.420 | 8.690 | 10.690 | 9.740 | 8.770 | 9.420 | 9.200 | 8.120 | 9.310 | 9.550 | 9.500 | 9.860 | 10.040 | 9.990 | 9.720 | 9.600 | 9.630 |
| MnO | 0.290 | 0.440 | 0.330 | 0.090 | 0.320 | 0.300 | 0.410 | 0.240 | 0.320 | 0.310 | 0.370 | 0.370 | 0.430 | 0.170 | 0.440 | 0.610 | 0.340 | 0.410 |
| HgO | 1.400 | 1.290 | 1.270 | 0.370 | 3.080 | 2.940 | 2.820 | 2.820 | 2.940 | 2.880 | 3.040 | 4.440 | 4.770 | 4.700 | 4.600 | 4.730 | 4.590 | 4.780 |
| CaO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.190 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.050 | 0.010 | 0.000 |
| Na2O | 0.310 | 0.270 | 0.190 | 0.660 | 0.080 | 0.240 | 0.180 | 0.250 | 0.210 | 0.230 | 0.270 | 0.290 | 0.180 | 0.180 | 0.170 | 0.230 | 0.230 | 0.160 |
| TiO2 | 1.310 | 1.310 | 0.480 | 0.670 | 1.920 | 1.970 | 1.400 | 2.210 | 1.790 | 1.930 | 2.160 | 3.090 | 3.270 | 3.330 | 3.120 | 3.550 | 2.780 | 2.910 |
| NiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 97.510 | 96.250 | 95.950 | 95.270 | 95.450 | 95.210 | 94.710 | 95.490 | 93.610 | 96.080 | 96.550 | 96.210 | 97.710 | 97.960 | 97.480 | 97.890 | 94.780 | 95.970 |
| Si | 2.646 | 2.663 | 2.662 | 3.045 | 2.750 | 2.766 | 2.795 | 2.737 | 2.747 | 2.731 | 2.752 | 2.672 | 2.685 | 2.660 | 2.687 | 2.672 | 2.684 | 2.685 |
| Al ^{IV} | 1.354 | 1.337 | 1.338 | 0.955 | 1.250 | 1.234 | 1.205 | 1.263 | 1.253 | 1.270 | 1.248 | 1.328 | 1.315 | 1.340 | 1.313 | 1.328 | 1.316 | 1.315 |
| Al ^{VI} | 0.733 | 0.702 | 0.848 | 1.811 | 0.659 | 0.660 | 0.691 | 0.675 | 0.679 | 0.676 | 0.643 | 0.541 | 0.510 | 0.478 | 0.484 | 0.448 | 0.499 | 0.461 |
| Fe ³ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ² | 1.767 | 1.788 | 1.726 | 0.144 | 1.547 | 1.585 | 1.563 | 1.547 | 1.605 | 1.571 | 1.551 | 1.461 | 1.464 | 1.530 | 1.510 | 1.530 | 1.523 | 1.557 |
| K | 0.906 | 0.940 | 0.859 | 0.917 | 0.962 | 0.866 | 0.937 | 0.906 | 0.814 | 0.913 | 0.933 | 0.929 | 0.951 | 0.971 | 0.971 | 0.941 | 0.959 | 0.953 |
| Mn | 0.019 | 0.029 | 0.022 | 0.005 | 0.021 | 0.020 | 0.027 | 0.016 | 0.021 | 0.020 | 0.024 | 0.024 | 0.028 | 0.011 | 0.039 | 0.028 | 0.023 | 0.027 |
| Hg | 0.160 | 0.150 | 0.147 | 0.037 | 0.356 | 0.339 | 0.328 | 0.324 | 0.344 | 0.330 | 0.347 | 0.507 | 0.537 | 0.531 | 0.522 | 0.535 | 0.536 | 0.552 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.016 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.001 | 0.000 |
| Na | 0.046 | 0.041 | 0.029 | 0.086 | 0.012 | 0.036 | 0.027 | 0.037 | 0.032 | 0.034 | 0.040 | 0.043 | 0.026 | 0.026 | 0.025 | 0.034 | 0.035 | 0.024 |
| Ti | 0.076 | 0.077 | 0.028 | 0.034 | 0.112 | 0.115 | 0.082 | 0.128 | 0.106 | 0.112 | 0.124 | 0.178 | 0.186 | 0.190 | 0.179 | 0.203 | 0.164 | 0.170 |
| Ni | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| tot | 7.708 | 7.728 | 7.657 | 7.036 | 7.668 | 7.620 | 7.654 | 7.634 | 7.601 | 7.656 | 7.662 | 7.699 | 7.702 | 7.738 | 7.731 | 7.722 | 7.739 | 7.743 |

Dans le diagramme (Al^{VI} : Mg/Mg + Fe) (fig. 43b), les analyses se groupent par lames, montrant l'influence du chimisme de la roche-hôte sur le rapport Fe/Mg des micas. Dans la représentation (Al^{VI} + Al^{IV} : Ti), bien qu'également groupées par lames, elles sont fortement dispersées selon l'axe Ti (fig. 43c), variable qui reflète grossièrement les conditions Pression - Température de cristallisation du minéral. On constate, d'une manière générale, que le coeur des biotites est plus titané que leur bordure, observation qui s'accorde avec une diminution de température lors de leur croissance.

Comparées aux biotites des roches ignées, les biotites vivaroises apparaissent dans l'ensemble assez peu titanées et, avec des teneurs en titane variant de 0,1 à 0,5 cation, elles se rapprochent des micas noirs des leucogranites (fig. 43c). Une telle relation n'existe pas dans le diagramme (Al^{VI} + Ti : Mg : Fe² + Mn) et l'on peut simplement constater que, là encore, les biotites vivaroises, ferreuses, sont très éloignées du champ des micas des rhyolites et rhyodacites (fig. 43a). Ces deux derniers diagrammes, aux résultats apparemment contradictoires, prouvent que le chimisme des biotites n'est pas un caractère. La coïncidence dans le diagramme (Al^{VI} + Al^{IV} : Ti) des micas analysés et du nuage que définissent ceux des leucogranites serait le reflet de conditions de cristallisation identiques entre les micas de nos roches et ceux des magmas leucogranitiques.

* cf p. 167 pour la numérotation des analyses

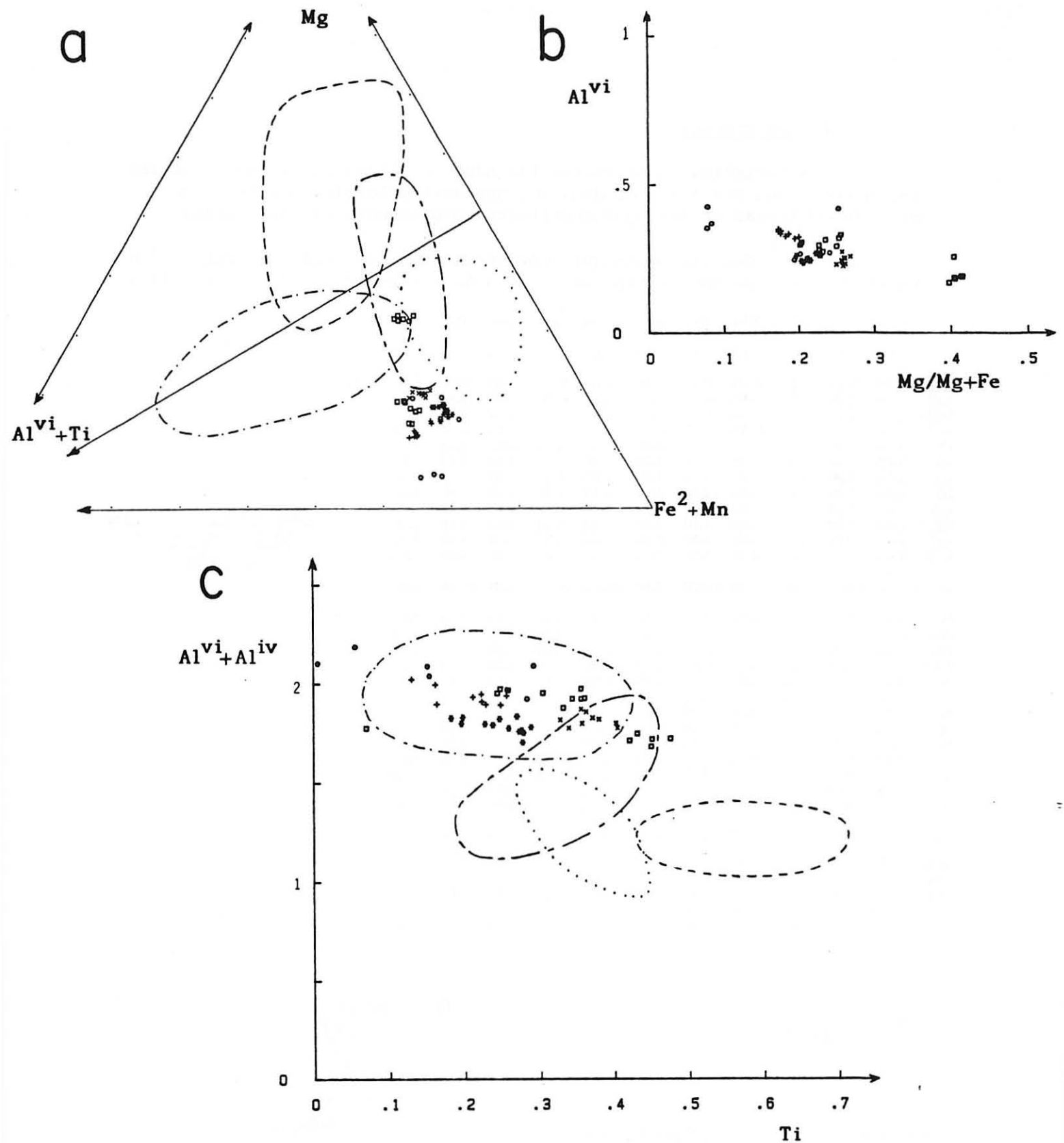


Fig. 43: COMPOSITION DES BIOTITES DE LA "LIGNEE CLAIRE"

a. dans le triangle ($Al^{vi}+Ti:Mg:Fe+Mn$) (Foster, 1960)

b. dans le diagramme ($Al^{vi}:Mg/Mg+Fe$)

c. dans le diagramme ($Al^{vi}+Al^{iv}:Ti$) (Guitard, 1963)

□ biotites du granite hétérogène clair, ○ de la leptynite nébulitique, + du gneiss leptynique et du gneiss oillé à rubans quartzeux, × de la leptynite oillée, * de la lentille quartzreuse à spinelle et grenat.

○ biotites des leucogranites, ○ des rhyolites et rhyodacites, ○ des granodiorites, ○ des monzogranites.

d) Les grenats

Caractéristiques des faciès les plus mobilisés de la lignée claire, les grenats ont été analysés dans des anatexites hololeucocrates à cordiérite et grenat et dans des mobilisats hololeucocrates concordants.

Ce sont des almandins qui contiennent toujours une proportion d'environ 8 à 10 % de spessartine et 2 à 4 % de pyrope (fig. 44 et Tabl. 12).

| | LOB5. | LOB5. | B69.. | B69.. | B69.. | B69.. | LOB10 | CV.7. | CV.7. | CV.7. | CV.7. |
|-------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|
| | 1.2 | 1.3 | 1.1 | 1.2 | 1.3 | 1.4 | 1.1 | ..1 | ..2 | ..3 | ..4 |
| SiO2 | 37.880 | 38.130 | 36.290 | 37.770 | 37.140 | 37.140 | 36.110 | 37.160 | 37.060 | 37.140 | 36.890 |
| Al2O3 | 22.100 | 22.260 | 20.580 | 22.440 | 22.320 | 22.070 | 22.250 | 21.240 | 21.480 | 20.920 | 21.040 |
| Fe2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| FeO | 37.870 | 38.460 | 36.510 | 37.330 | 38.010 | 37.230 | 37.890 | 36.560 | 36.570 | 36.600 | 36.240 |
| K2O | 0.000 | 0.040 | 0.050 | 0.010 | 0.000 | 0.060 | 0.000 | 0.010 | 0.020 | 0.010 | 0.000 |
| MnO | 3.820 | 3.100 | 4.590 | 2.780 | 2.510 | 4.340 | 3.490 | 5.020 | 3.900 | 4.180 | 3.650 |
| MgO | 0.940 | 1.080 | 0.790 | 1.820 | 2.080 | 1.010 | 1.020 | 1.010 | 1.280 | 1.110 | 1.820 |
| CaO | 0.310 | 0.490 | 0.520 | 0.450 | 0.460 | 0.590 | 0.390 | 0.300 | 0.250 | 0.460 | 0.240 |
| Na2O | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.040 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| TiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.070 | 0.000 | 0.110 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.060 | 0.020 | 0.040 |
| HfO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 102.940 | 103.560 | 99.330 | 102.600 | 102.250 | 102.440 | 101.190 | 101.300 | 100.620 | 100.440 | 99.680 |
| Si | 3.000 | 2.999 | 2.998 | 2.982 | 2.943 | 2.965 | 2.924 | 3.002 | 2.999 | 3.019 | 3.003 |
| AlIV | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| AlVI | 2.062 | 2.062 | 2.002 | 2.087 | 2.083 | 2.075 | 2.122 | 2.021 | 2.047 | 2.003 | 2.017 |
| Fe3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe2 | 2.509 | 2.530 | 2.522 | 2.465 | 2.519 | 2.486 | 2.566 | 2.470 | 2.475 | 2.489 | 2.467 |
| K | 0.000 | 0.004 | 0.005 | 0.001 | 0.000 | 0.006 | 0.000 | 0.001 | 0.002 | 0.001 | 0.000 |
| Mn | 0.256 | 0.207 | 0.321 | 0.186 | 0.168 | 0.294 | 0.239 | 0.344 | 0.267 | 0.288 | 0.252 |
| Mg | 0.111 | 0.127 | 0.097 | 0.214 | 0.246 | 0.120 | 0.123 | 0.122 | 0.154 | 0.134 | 0.221 |
| Ca | 0.026 | 0.041 | 0.046 | 0.038 | 0.039 | 0.050 | 0.034 | 0.026 | 0.022 | 0.040 | 0.021 |
| Na | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.006 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.000 | 0.007 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.001 | 0.002 |
| Hf | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| tot | 7.967 | 7.969 | 7.996 | 7.972 | 8.005 | 7.997 | 8.015 | 7.985 | 7.971 | 7.976 | 7.983 |
| Alm | 87 | 87 | 85 | 85 | 85 | 84 | 87 | 83 | 85 | 84 | 83 |
| Pyr | 4 | 4 | 3 | 7 | 8 | 4 | 4 | 4 | 5 | 5 | 8 |
| Spe | 9 | 7 | 11 | 6 | 6 | 10 | 8 | 12 | 9 | 10 | 8 |
| Gro | 0.1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0.6 |
| Ann | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0.4 | 0 | 0 |
| Un | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

Tableau 12 : Grenats de la leptynite nébulitique.

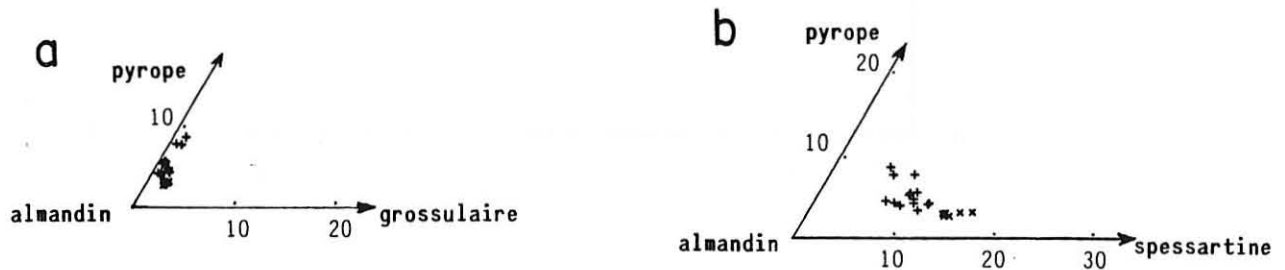


Fig. 44: COMPOSITION DES GRENATS

a. dans le triangle alm.pyr.gro.

b. dans le triangle alm.pyr.spes.

+ grenats des faciès mobilisés x grenats de la lentille à spinelle, quartz et biotite

Un profil effectué dans un cristal subautomorphe révèle une légère zonation ; le coeur est relativement enrichi en pyrope (pyrope : 8,3 % ; spessartine : 5,5 %), alors qu'en bordure se concentre la spessartine (pyrope : 3,5 % ; spessartine : 10,8 %), almandin et grossulaire demeurant pratiquement constants (almandin : 84-85 % ; grossulaire : 1-2 %).

Ces grenat sont parfois moulés par de la biotite ou, plus rarement, associés à de la cordiérite. Ces deux cas de figure devraient, par le biais des géothermomètres grenat-biotite et grenat-cordiérite, nous permettre de calculer les températures d'équilibres entre ces minéraux. En fait, les calibrations grenat-cordiérite ne sont pas applicables ici, la cordiérite bouclant au mieux à 93 % (la limite d'application du géothermomètre est fixée aux alentours de 97 % par Hutcheon et al. (1974) et seule l'association grenat-biotite sera utilisable, ces minéraux répondant aux critères restrictifs de Ferry et Spear (1978). Toutefois, les températures obtenues grâce à ce géothermomètre ne permettent pas d'appréhender les conditions de cristallisation de l'association. En effet, le grenat est souvent trabeculaire, tandis que la biotite apparaît en cristaux xénomorphes bien souvent déchiquetés (fig. 45).

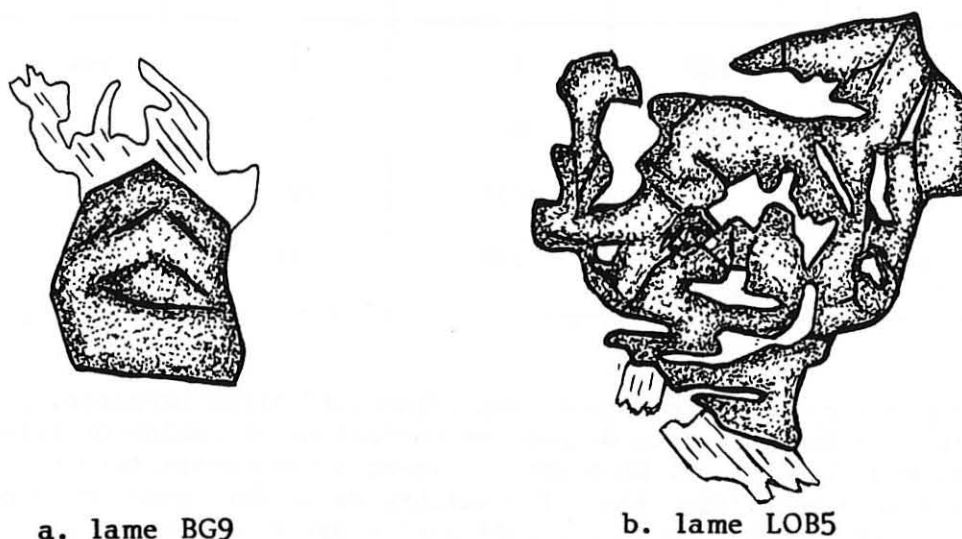


Fig. 45: EXEMPLES DE CONTACTS GRENATS BIOTITES DANS DES MOBILISATS.

Dans ces conditions, des analyses coeur à coeur sont impossibles à réaliser. Les températures obtenues par des analyses de bordure sont généralement interprétées comme reflétant la température de fermeture du système d'échange. La lame LOB5 (fig. 45b) donne pour cet évènement une fourchette de 50°C (495-545°C) (Tabl. 13), tandis que la lame BG9 fournit des températures nettement plus élevées allant de 555 à 615°C.

Tableau 13 : Géothermomètre grenat-biotite

$$K_D = \left(\frac{X_{\text{Bio}}}{X_{\text{Fe}}} \right) \times \left(\frac{X_{\text{Gt}}}{X_{\text{Mg}}} \right)$$

Thompson (1976) $T_{\circ K} = \frac{2740 + 0,0234 P}{1,56 - \ln K_D}$

Ferry et Spear (1978) $T_{\circ K} = \frac{2085 + 0,0095 P}{0,782 - \ln K_D}$

| Lame n° | T°C d'après Thompson (1976) | | T°C d'après Spear et Ferry (1978) | | K _D |
|------------|-----------------------------|----------|-----------------------------------|----------|----------------|
| | P = 3 Kb | P = 5 Kb | P = 3 Kb | P = 5 Kb | |
| BG9 (1-6) | 556 | 570 | 537 | 544 | 0,16 |
| BG9 (4-5) | 599 | 615 | 594 | 603 | 0,19 |
| LOB5 (2-1) | 522 | 536 | 495 | 503 | 0,14 |
| LOB5 (3-4) | 535 | 548 | 512 | 518 | 0,15 |

Si le premier cas est cohérent avec l'interprétation proposée, en revanche le deuxième peut nous donner les conditions minimales de cristallisation de la biotite. En effet, celle-ci apparaissant tardive par rapport au grenat (fig. 45a), l'équilibre de bordure peut correspondre dans ce cas au début de la cristallisation des micas et non à la fin des échanges.

e) Le spinelle

Minéral exceptionnel, nous l'avons décrit dans la leptynite oeuillée où il apparaît dans une lentille quartzreuse en association avec biotite et grenat. Ce dernier est un almandin (Alm₈₂ Sp₁₄ Pyr₂ Gro₂) proche des grenats analysés dans les quartzofeldspathites (fig. 44) ; les micas sont également ferrifères, proches du pôle "sidérophyllites" tout comme les biotites de la leptynite encaissante (fig. 43). Le spinelle, qui s'observe exclusivement au contact du quartz, est très zincifère, composé d'environ 60 % de gahnite et 40 % d'hercynite (fig. 46).

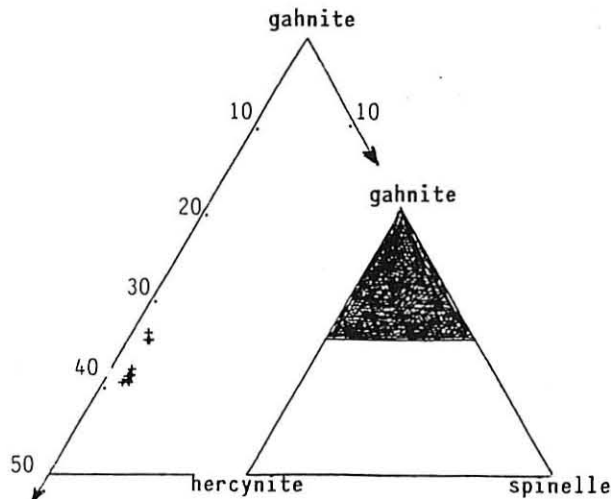
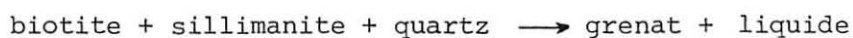


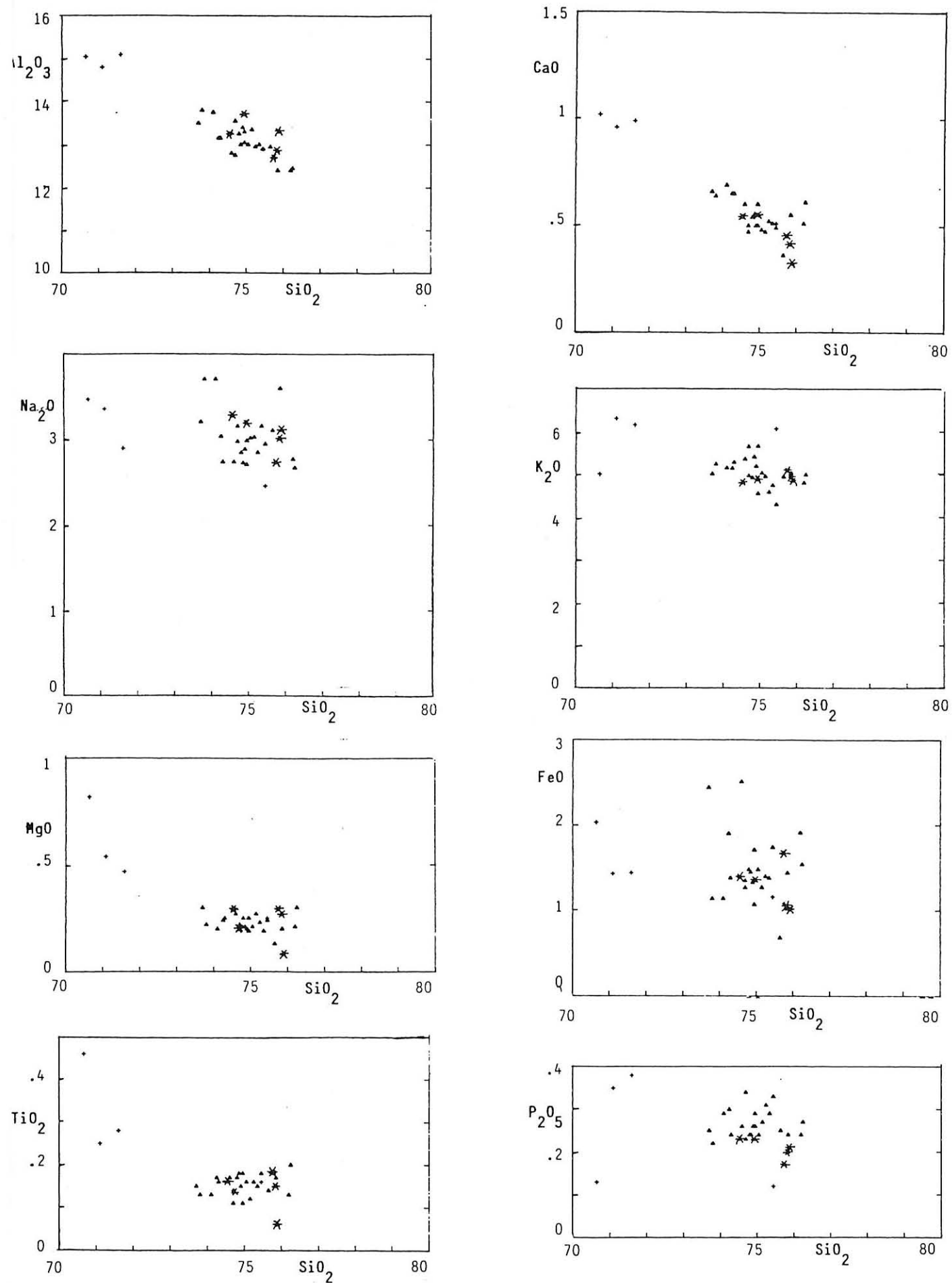
Fig. 46: COMPOSITION DES SPINELLES ASSOCIES AU QUARTZ (lentille à quartz, spinelle, grenat, biotite) DANS LE TRIANGLE HERCYNITE.GAHNITE.SPINELLE.

Une telle association est attribuée jusqu'à présent à 3 mécanismes majeurs impliquant soit une déstabilisation de minéraux zincifères au cours d'un métamorphisme prograde ou de rétro-morphoses (Dietvorst, 1980), soit la transformation d'assemblages grenat + AlSi en spinelle + quartz + cordiérite ou grenat + cordiérite + AlSi en spinelle + quartz + sillimanite lors d'un métamorphisme thermique (Vielzeuf, 1983 ; Holdaway et Lee, 1977), soit enfin une fusion de roches pélitiques ou granitiques (Weber et al., 1985 ; Montel et al., 1985).

Quel que soit le mode de genèse proposé, les auteurs s'accordent à reconnaître que de fortes proportions de zinc dans le spinelle étendent son domaine de stabilité aux basses températures : l'association spinelle-quartz n'a plus alors de signification de haute température ($T > 760^{\circ}\text{C}$ d'après Richardson, 1968), mais peut être compatible avec des conditions catazonales (Montel et al., 1985). Ainsi, Weber (1985) montre que ses spinelles ($\text{Hrc}_{65-70} \text{Gah}_{25-30}$) se sont formés au début de l'anatexie sous $650-700^{\circ}\text{C}$ et $3,5 \text{ Kb}$, conditions similaires à celles proposées dans notre environnement (cf p. 18). Le mode de genèse de notre lentille quartzreuse est certainement proche de celui reconnu par cet auteur. En effet, d'après les descriptions de lames minces, il est apparu que le grenat était d'origine anatectique (cf p. 85) et que le spinelle présentait des caractères analogues (cf p. 90). L'occurrence exceptionnelle de ce minéral ne nous a pas permis d'aller au delà et nous devons, au terme de l'étude microscopique, nous en tenir à des suppositions. Celles-ci sont maintenant étayées par le schéma de Weber (1985) :

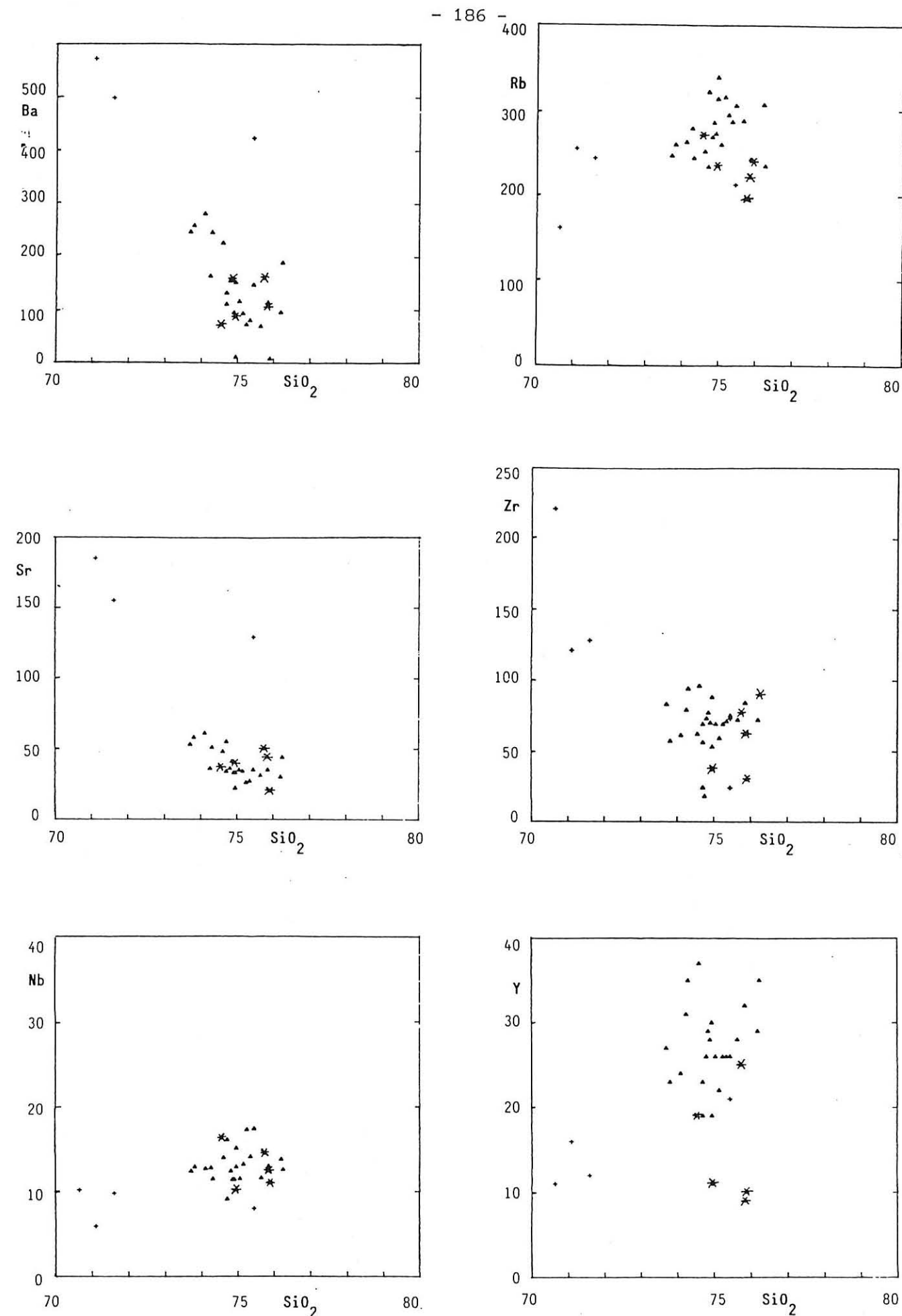
"... la croissance du grenat résulte de la réaction classique :





+ granite hétérogène claire * leptynite nébulitique ▲ gneiss peu mobilisés

Fig. 47: COMPARAISON DES FACIES GRANITO ANATECTIQUES DE LA "LIGNEE CLAIRES" AUX GNEISS PEU MOBILISES DANS LES DIAGRAMMES DE HARKER.



+ granite hétérogène claire * leptynite nébulitique ▲ gneiss peu mobilisés

Fig. 48: COMPARAISON DES FACIES DE LA "LIGNEE CLAIRES" DANS LES DIAGRAMMES DE TYPE HARKER (SiO₂:traces).

Compte tenu de la faible affinité du zinc pour le grenat et d'une partition préférentielle de cet élément dans la biotite par rapport aux liquides granitiques, la déstabilisation de la biotite au cours de la fusion entraîne une hausse corrélative de Zn dans les biotites résiduelles. Au delà d'un certain taux de saturation en Zn, la biotite se déstabilise en spinelle selon la réaction :



2) Etude géochimique des faciès mobilisés

Avant d'envisager dans une grille Pression-Température les réactions qui rendent compte des caractères minéralogiques spécifiques à la lignée claire, il apparaît nécessaire de comparer la géochimie de ses termes fortement mobilisés (leptynite nébulitique, granite hétérogène clair) à celle de ses faciès les moins anatectiques (gneiss leptynique, gneiss rubano-oeillé...) *. Cet examen permettra en effet de cerner les objectifs suivants :

- préciser si l'apparition des faciès mobilisés reflète un isograde ou une différence de chimisme initial ;
- définir la séquence de fusion à l'aide des travaux expérimentaux de Piwinski et Wyllie (1968) ;
- obtenir, le plus précisément possible, les conditions physiques qui régnaient lors de l'anatexie : température de début de fusion, température maximale atteinte lors du pic thermique, pression totale à laquelle se déroule cet évènement.

a) L'apparition des faciès mobilisés correspond-t-elle à un isograde ?

Cartographiquement, nous avons reconnu de haut en bas de la lignée claire, au delà des variations de faciès : une zone à muscovite d'extension minimale (leptynite à sphéroïdes) ; une zone à muscovite + sillimanite développée dans le quadrant nord-est du secteur étudié ; une zone à sillimanite qui couvre la majorité de notre territoire et que l'on peut subdiviser en deux : une zone de gneiss à sillimanite (gneiss leptynique ; gneiss oeillé ; leptynite oeillée ...) où la mobilisation est peu poussée

* Sont écartés dans ce paragraphe les mobilisats hololeucocrates concordants et les bouffées d'anatexite claire à cordiérite dont il sera fait état ultérieurement.

qui passe progressivement par sa base à une zone fortement mobilisée (leptynite nébulitique) où la sillimanite ne subsiste que sous forme de loupes relictuelles infracentimétriques. Enfin, à la base du complexe, la zone granitique, peu développée dans notre secteur d'étude, est dépourvue de sillimanite.

Au terme de l'étude macroscopique, nous proposons un schéma lithostratigraphique qui, tenant compte des passages progressifs entre les gneiss et les faciès anatectiques et de la position basale de ces derniers, nous conduisait à envisager une filiation de ceux-ci vis-à-vis de ceux-là. Nous accordions alors implicitement une valeur d'isograde à l'apparition des faciès mobilisés. L'étude géochimique réalisée ici confirme ce résultat : les faciès dans lesquels apparaissent les premiers signes d'une mobilisation poussée (leptynite nébulitique) sont chimiquement identiques aux gneiss les moins mobilisés. Cela est illustré figure 47 : dans tous les diagrammes de Harker, les points de la leptynite nébulitique recouvrent immanquablement le champ que définissent gneiss rubano-oeillé et gneiss leptynique. Ces matériaux ont donc des températures de fusion identiques : l'apparition des faciès mobilisés correspond effectivement à un isograde. Le cas particulier des granites hétérogènes clairs sera envisagé au paragraphe suivant.

L'analyse des éléments en traces confirme également la filiation leptynite nébulitique - gneiss leptynique : les teneurs en Ba, Nb, Zr, Sr et Rb entre ces matériaux sont identiques et l'on note simplement une légère baisse en Y dans les faciès mobilisés (fig. 48). Cette particularité ne reflète vraisemblablement pas des différences de chimisme initial, mais est sans doute acquise lors de la migmatitisation.

b) La séquence de fusion

S'intéressant au problème de la fusion, Wyllie et d'autres auteurs (Piwinski et Wyllie, 1968, 1970 ; Boettcher et Wyllie, 1968 ; Robertson et Wyllie, 1971 ; Maaloe et Wyllie, 1975) ont défini différentes séquences de fusion selon le chimisme des roches. Proposant alors une grille qui donne les températures de disparition des principaux minéraux en fonction du pourcentage de silice de la roche, Wyllie (1977) précise que celle-ci n'est transposable aux migmatites que qualitativement. Johannes (1985) renchérit et démontre que Piwinski et Wyllie (1968) n'ont pas expérimenté à l'équilibre : leurs résultats ne sont valables que qualitativement.

Quoi qu'il en soit, les gneiss vivarois, chimiquement proches

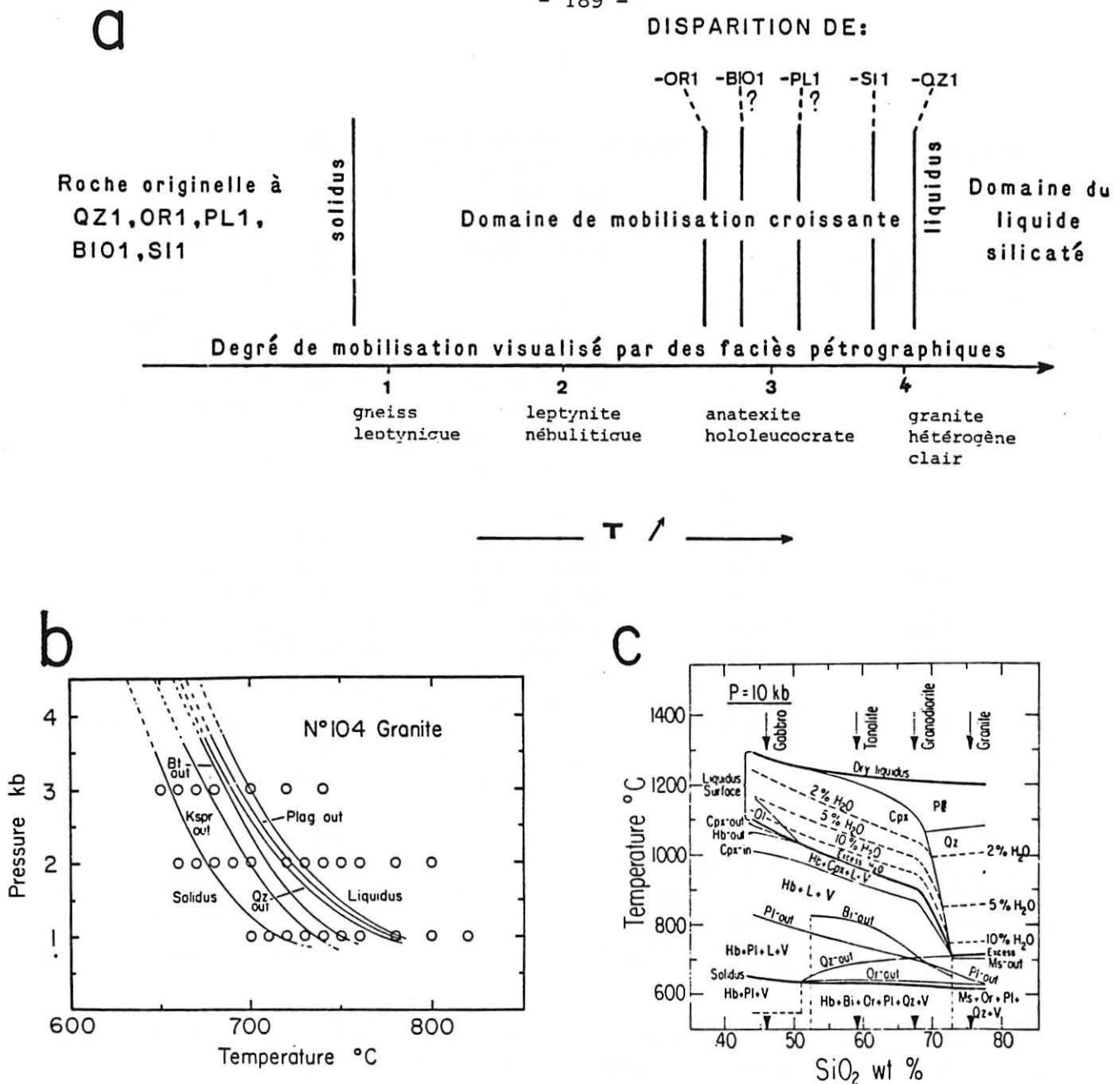


Fig. 49: LA SEQUENCE DE FUSION

- a. observée dans la lignée claire
- b. déterminée par Piwinski (1968) pour le granite 104.
- c. déterminée par Wyllie (1977) à partir d'une compilation des travaux expérimentaux.

du granite n° 104 étudié par Piwinski (1968) (Tabl. 14) doivent fondre selon un processus similaire. Comparant les deux séquences de fusion,

Tableau 14 :
Analyse du granite n° 104
de Piwinski (1968)

| | |
|--------------------------------|--------|
| SiO ₂ | 75,40 |
| Al ₂ O ₃ | 13,50 |
| Fe ₂ O ₃ | |
| FeO | 0,64 |
| MgO | 0,10 |
| CaO | 1,00 |
| Na ₂ O | 4,00 |
| K ₂ O | 4,60 |
| H ₂ O ⁺ | 0,35 |
| H ₂ O ⁻ | 0,04 |
| TiO ₂ | 0,15 |
| P ₂ O ₅ | 0,07 |
| MnO | 0,05 |
| Total | 100,00 |

on note que, de l'une à l'autre, seule la position relative plagioclase - quartz change (fig. 49a et b) ; dans notre cas, le quartz est le dernier minéral à disparaître, alors que dans les expériences de Piwinski (1968) c'est le plagioclase qui fond en dernier. A la lumière des expériences de Johannes (1978), cette inversion s'explique par la difficulté de fondre le plagioclase à l'équilibre. Les résultats de Piwinski (1968) sont alors remis en cause et il est préférable de se référer à la grille de Wyllie (1977) (fig. 49c). Pour des roches à 75 % de silice, la séquence de fusion retracée par Wyllie correspond à celle que nous observons : l'orthose disparaît rapidement, suivie par la biotite et le plagioclase, auquel succède le quartz. Ce dernier fond d'ailleurs rarement totalement, comme en témoignent les nombreuses lentilles

de quartz associées au granite hétérogène clair, lentilles que nous avons pris soin d'écartier lors de l'échantillonnage. Ainsi, l'appauvrissement en silice des différents faciès du granite hétérogène clair qui induit un enrichissement relatif des teneurs en autres éléments (fig. 48) est imputable aux lentilles de quartz qui ne peuvent que représenter des restites de fusion.

Remarquons toutefois que si la normalisation des faciès granitiques à 75 % de silice (+ 5%) ramène la plupart des éléments dans le rang défini par les autres faciès du complexe leptyno-gneissique, elle ne parvient pas à rendre compte des enrichissements en Ca, Mg, Ti, Ba, Zr et Sr des faciès granitiques. Ceux-ci sont délicats à interpréter et il semble qu'il faille faire appel à des apports extérieurs pour les expliquer. Ce problème sera débattu plus largement lors de l'étude de quelques mobilisats.

Quoi qu'il en soit, l'étude géochimique des faciès granito-anatectiques de la lignée claire confirme la séquence de fusion que nous y décrivions microscopiquement et étaye par conséquent l'hypothèse défendue alors qui expliquait les contours lobés du quartz par une corrosion au contact d'un liquide silicaté.

c) Les conditions physiques de l'anatexie

Les nombreux travaux expérimentaux menés pour comprendre la cristallisation des liquides granitiques et l'anatexie des gneiss quartzofeldspathiques ont toujours tenté d'approcher les conditions physiques de ces phénomènes. Ainsi, depuis les travaux précurseurs de Tuttle et Bowen (1958) sur le système haplogranitique, les expérimentateurs ont étendu le champ de leurs investigations pour cerner au plus près température et intervalle de fusion des systèmes naturels.

* La température de début de fusion

Winkler et Von Platten (1961), envisageant le système granitique à différentes pressions, définissent dans le tétraèdre QZ-AB-AN-OR des plans isothermes qui rendent compte de la fusion à l'équilibre de deux phases. Ils décrivent alors, suivant les proportions modales de la roche, différents chemins de fusion (cf Winkler, 1979, p. 309) et notent la forte influence de la teneur en anorthite du plagioclase, non seulement sur la température de début de fusion de la roche mais aussi sur la composition du premier liquide formé. Si ce dernier résultat est confirmé par Wyllie (1977), en revanche Johannes (1978, 1980, 1984, 1985) montre que, tant qu'elle est inférieure à 40 %, la teneur en anorthite du plagioclase influe peu sur la température de début de fusion d'une roche quartzofeldspathique. Il propose alors des courbes de solidus granitique qui sont en accord avec les résultats de nombreux auteurs (Tuttle et Bowen (1958); Luth et al. (1964); Yoder (1968); Stewart (1967); Winkler et Lindermann (1972) in Johannes (1985)).

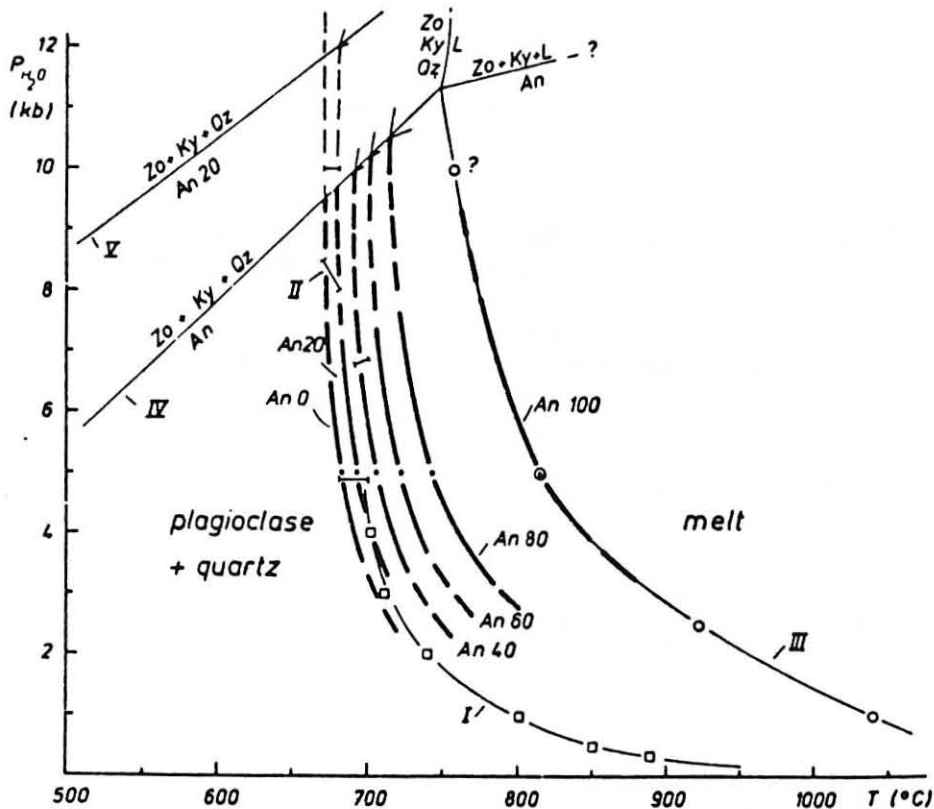


Fig. 50: SOLIDUS DU SYSTEME QZ.OR.AB.AN.H₂O DETERMINES POUR DIFFERENTES COMPOSITIONS DU PLAGIOCLASE (d'après Johannes,1984)

Nous référant donc à sa grille P.T (fig. 50) et tenant compte d'une teneur moyenne de 10 % d'anorthite dans les plagioclases avant la fusion, les premiers liquides doivent apparaître entre 750 et 690°C, la pression pouvant a priori varier de 5 à 2 Kb. Ces valeurs, relativement précises, ne demeurent toutefois qu'indicatives, d'autres facteurs pouvant, dans les systèmes naturels, ajouter à la complexité du problème.

Ainsi, suivant la composition de la phase fluide, la température du solidus granitique peut être abaissée de 100° C (cf Tabl. 15).

Tableau 15 : Influence des éléments volatils sur le début de la fusion

| Teneur en volatils | Réduction de la température du solidus granitique | Pression fluide | Références |
|-----------------------------------|---|-----------------|-------------------------|
| 5% P ₂ O ₅ | 20° | } | Wyllie et Tuttle (1964) |
| 5% HF | 60° | | |
| R% LiOH | 90° | | |
| 0,5 m HCl | 5-20° | 2 Kb | } Von Platten (1965) |
| 0,5 m HF | 35° | 2 Kk | |
| 4% F | 100° | 1 Kb | Manning (1981) |
| 5% B ₂ O ₅ | 60° | 1 Kb | } Pichavant (1981) |
| 17% B ₂ O ₅ | 130° | 1 Kb | |

Cette influence des volatils demeure cependant assez limitée dans les processus de fusion des gneiss, les éléments envisagés ne participant pas aux premiers liquides formés : dans ces roches, ils sont en partie concentrés dans des minéraux spécifiques (tourmaline, apatite) stables à relativement haute température (Manning, Pichavant, 1983).

L'intervention des minéraux ferromagnésiens n'est pas prise en compte dans le système granitique expérimental et leur influence sur la température du solidus n'est pas quantifiée. Les auteurs s'accordent toutefois à reconnaître que l'addition de FeO et de MgO au système granitique expérimental provoque une baisse de la température du solidus de 20 à 40°C selon la composition et la pression (Thompson, 1982 ; Naney, 1983 ; Johannes, 1985).

Prenant en compte l'action des éléments ferromagnésiens, la fusion des gneiss vivarois a probablement débuté entre 650 et 710°C. Cette température représente l'isograde "début de fusion" qui, cartographiquement, se traduit par l'apparition de la leptynite nébulitique.

* L'intervalle de fusion

Grâce aux travaux de Wyllie, la géochimie nous a permis de mettre en évidence que, même dans les termes les plus anatectiques de la lignée claire, la fusion n'était pas totale. *La température maximale atteinte lors de l'épisode thermique est donc inférieure à la température du liquidus du système granitique.*

Cette conclusion ne permet pas d'appréhender précisément l'intervalle de fusion : la température du liquidus est en effet mal définie et dépend à la fois de la composition de la roche et de sa teneur en eau (cf Wyllie, 1977 ; Huang et Wyllie, 1973 ; Autran et al., 1970 ; Johannes, 1984). La grille de Wyllie (1977) (fig. 49c) visualise clairement que pour une roche de composition granitique cet intervalle est restreint lorsque $P_{H_2O} = P_t$ et se trouve nettement étendu lorsque l'eau n'est pas disponible en quantité suffisante pour saturer le liquide produit. Si l'on dispose de quelques estimations des teneurs en eau des magmas granitiques (Wyllie, 1977 ; Clemens, 1984 ; Johannes, 1985), en revanche la littérature fournit peu de données quant à celles des roches soumises à la fusion. Les auteurs reconnaissent simplement que, dans les processus anatectiques, l'eau intervient en deux étapes :

- participant aux premiers liquides formés, elle est à l'état de fluide supercritique. Tant qu'elle est disponible, elle va saturer le liquide de fonte ;
- libérée au cours de la fusion à des températures bien précises, c'est l'eau de constitution des minéraux. Son apparition provoque une brusque augmentation du taux de fusion. Il y a alors interaction des réactions de déshydratation et des réactions de fusion.

Dans le cas du Vivarais occidental, on remarquera que, l'anatexie succédant sans lui correspondre à la disparition de la muscovite réaction classique qui libère de l'eau, la fusion débute donc dans des conditions de saturation et, en toute rigueur, il n'est pas possible de savoir si ces conditions prévalent tout au long de l'anatexie. Ne connaissant pas la teneur en eau de nos roches lors du paroxysme thermique, il nous est par conséquent impossible de définir objectivement la température atteinte alors. Rappelons simplement qu'elle est inférieure à la température du liquidus du système : si nous admettons que nos roches contiennent lors de la fusion une quantité d'eau suffisante pour saturer le liquide de fonte, elle sera inférieure à 750°C, alors qu'elle peut dépasser 800°C si nos roches contiennent à cet instant 2 % d'eau, teneur généralement admise pour les magmas granitiques (Wyllie, 1977 ; Clemens, 1984 ; Johannes, 1985).

* La pression

Les critiques de Johannes (1985) vis-à-vis des différents résultats expérimentaux disponibles dans le système granitique nous conduisent à nous référer aux travaux de Tuttle et Bowen (1958) et à ceux de Luth et al. (1964) pour approcher la pression qui régnait lors de l'anatexie. Ces auteurs ont en effet défini dans le triangle Qz-Ab-Or les courbes cotectiques du système granitique pour différentes pressions (fig. 51). Celles-ci partagent le triangle en deux champs qui correspondent à des séquences de fusion différentes : au-dessus des courbes cotectiques, les roches riches en quartz voient un feldspath alcalin disparaître en premier et généralement le quartz en dernier ; au-dessous, les roches à feldspath pour lesquelles le quartz fond le premier puis, suivant sa composition, le plagioclase disparaît avant ou après l'orthose.

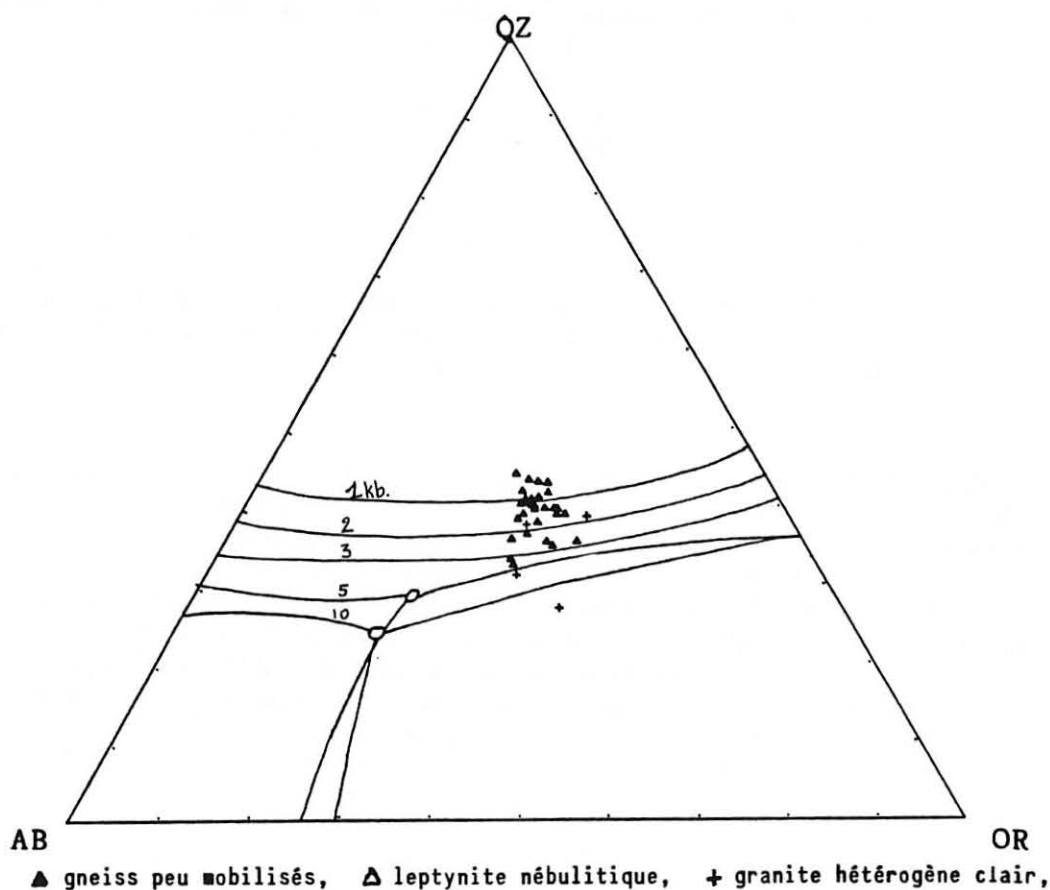


Fig. 51: POSITION DES FACIES DE LA "LIGNEE CLAIRE" DANS LE SYSTEME QZ.AB.OR.AN.H₂O

Les lignes cotectiques sont déterminées pour P_{H_2O} P_T par Tuttle et Bowen (1958) (P=1,2,3kb) et Luth et al. (1964) (P=5,10kb)

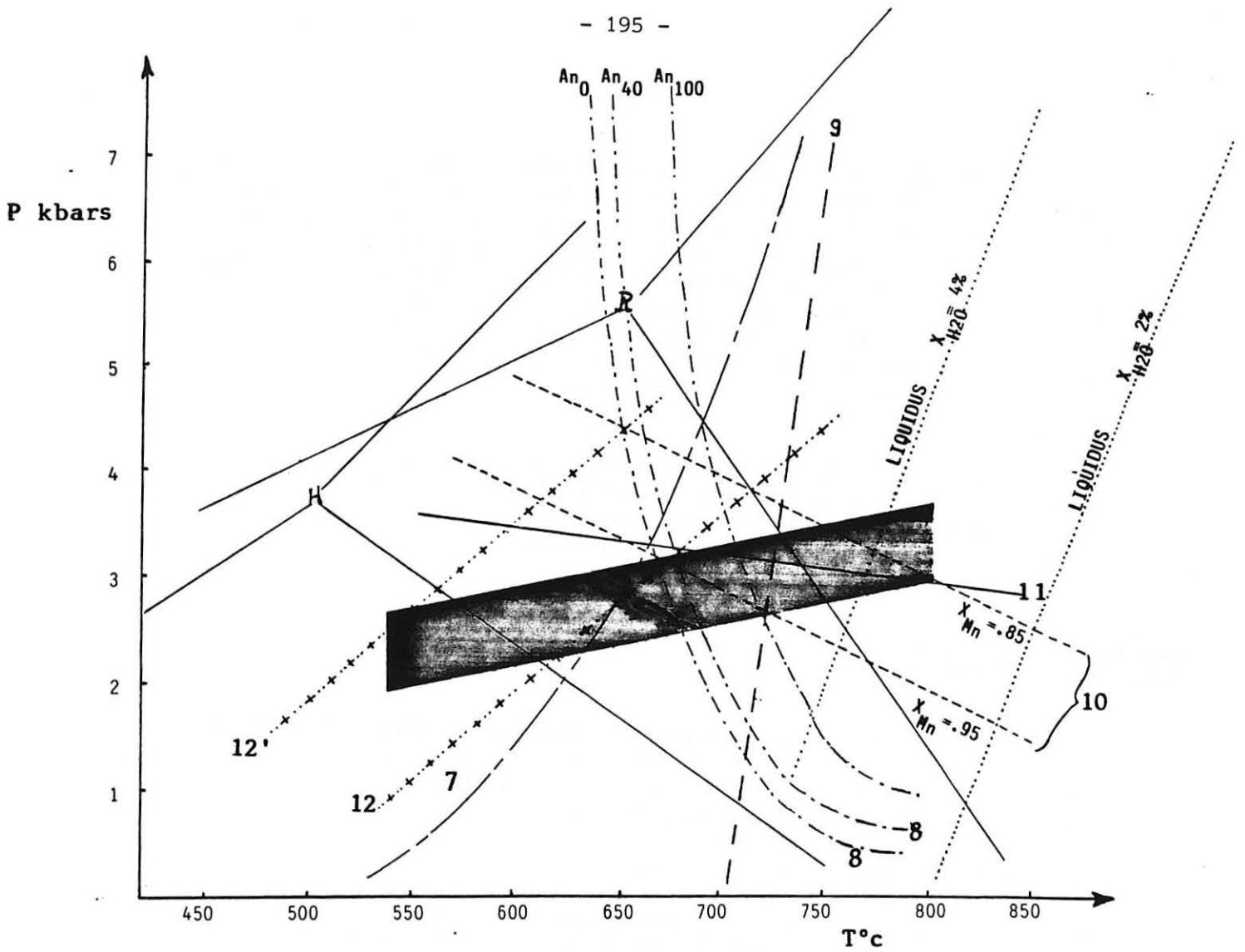


Fig. 52: CONDITIONS DU METAMORPHISME ET DE L'ANATEXIE DE LA "LIGNE CLAIRE" A PARTIR DES COURBES D'EQUILIBRES.

7 : muscovite+ quartz \rightleftharpoons Kfeldspath+alumine silicate+vapeur (Althaus & al.,1970)

8 : solidus du système QZ.AB.OR.AN.H₂O (Johannes,1978,1984,1985)

9 : biotite+alumine silicate+quartz \rightleftharpoons grenat+liquide (Thompson,1982)

10 : isopleth Mn/Mn+Fe+Mg du grenat à l'équilibre avec cordièrite,sillimanite et quartz (Lonker,1981)

11 : cordièrite \rightleftharpoons grenat+sillimanite+quartz+vapeur (pour le poie ferreux)

(Holdaway & Lee,1977)


12 : grenat +sillimanite \rightleftharpoons hercynite-gahnite+ quartz (Montel & al.,1985)

12 : herc70 gahn30

12' : herc50 gahn50

H : Holdaway (1971)

R : Richardson (1968)

 évolution des conditions du métamorphisme dans l'espace répondant à un gradient de 55°C/km.

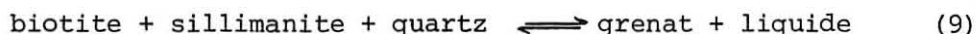
Le quartz étant dans les roches vivaroises le dernier minéral à fondre, elles doivent se situer dans le champ supérieur. Le report dans le triangle (fig. 51) des points représentatifs des gneiss leptyniques permet donc d'estimer la pression minimale qui régnait lors de l'anatexie à 3 Kb. En ne considérant pas dans cette représentation les faciès mobilisés (leptynite nébulitique, granite hétérogène clair), nous nous affranchissons simplement des effets chimiques de l'anatexie, effets que nous considérerons au paragraphe C, et qui n'ont pas d'influence sur les conditions physiques déterminées ici.

L'anatexie débute donc au minimum sous une pression d'environ 3 Kb, aux alentours de 640°C. Les réactions de fusion observées lors de l'étude microscopique vont nous permettre de confirmer ce résultat et de préciser la température maximale atteinte.

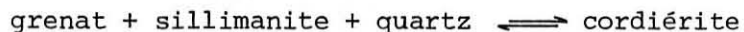
3) Les réactions

Compte tenu de la zonéographie (muscovite - muscovite sillimanite - sillimanite - sillimanite anatexite - anatexite) décrite dans la lignée claire (p.185), la première réaction que nous devons prendre en considération est celle de Harker (7). Celle-ci, recoupant le solidus granitique (8) vers 3,5 Kb permet en effet de rendre compte de l'apparition anté-anatectique de sillimanite pour des pressions inférieures à cette valeur (fig. 52), tandis que, du côté des hautes pressions, la zone à muscovite précède directement les faciès anatectiques. *La succession muscovite - sillimanite - anatexite révèle donc le caractère basse pression de l'évènement thermique.*

L'apparition de grenat est également caractéristique des faciès mobilisés. La genèse de ce minéral peut être reliée à la réaction



qui explique à la fois la localisation de cet orthosilicate dans les leucosomes, son automorphisme et l'association constante qu'il présente avec le quartz et parfois même avec la sillimanite. Cette réaction, qui se poursuit jusqu'à disparition de la biotite, se déroule aux alentours de 720°C. La teneur en manganèse du grenat formé ($0,85 \leq \text{Mn}/\text{Mn} + \text{Fe} + \text{Mg} \leq 0,95$) permet de caler sa pression de cristallisation entre 3 et 3,6 Kb (courbes 10). Ce résultat, cohérent avec les estimations précédentes, se trouve confirmé par l'apparition épisodique de cordiérite au contact du grenat. Cet équilibre (courbe 11) traduit en effet la réaction



qui, pour le pôle ferreux, coupe la courbe 9 à 3,2 Kb.

Signalons enfin que l'association spinelle zincifère - quartz est compatible avec l'ensemble de ces résultats, comme le montrent les courbes 12 calibrées récemment par Montel et al.(1985).

4) Conclusion

L'épisode vellave se traduit en Vivarais occidental par l'apparition successive de muscovite, de sillimanite puis de faciès mobilisés, et enfin d'un granite d'anatexie. Cette zonéographie, ainsi que le chimisme des grenats qui apparaissent dans les faciès mobilisés, traduisent le caractère basse pression de l'évènement thermique. Les études minéralogiques et géochimiques menées ici permettent de bien cerner cet épisode : la fusion débute vers $670^{\circ} + 20^{\circ}\text{C}$ à 3 Kb ; l'orthose disparaît rapidement, suivie par le plagioclase et la biotite. La fusion incongruente de cette dernière donne naissance au grenat vers 720°C et 3,2 Kb. Le quartz ne fond jamais totalement et permet de définir les conditions paroxysmales par excès au prix d'une hypothèse : si l'on admet une teneur en eau minimale de 4 % pour nos roches, la température maximale atteinte sera de 780°C pour 3,8 Kb. Le gradient géothermique caractérisant cet évènement est approximativement de $55^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

C. LES MOBILISATS HOLOLEUCOCRATES : CARACTERES GEOCHIMIQUES ET GENESE

Responsable, comme nous venons de le voir, de l'individualisation des faciès mobilisés et des faciès granitiques de la "lignée claire", l'anatexie conduit également au développement de différents types de mobilisats, tous hololeucocrates, à cordiérite et/ou grenat (cf description p.48). Qu'ils apparaissent en bouffées à proximité du granite de base ou en lentilles ou filons couchés au sein des gneiss et leptynites, ces matériaux représentent vraisemblablement d'anciens "liquides".

Si les mobilisats hololeucocrates concordants qui présentent un mélanosome bordier et qui sont parfois boudinés (cf photo 4, pl. 1) semblent s'être formés "in situ" aux dépens de leur roche hôte, en revanche, les bouffées d'anatexites hololeucocrates à cordiérite doivent être légèrement allochtones. Entre ces deux extrêmes, différents intermédiaires existent et l'on observe, notamment au sein de la leptynite nébulitique, des mobilisats hololeucocrates concordants dépourvus de mélanosome bordier : ces "liquides" n'expriment pas forcément une étape de la fusion du paléosome le plus proche mais peuvent avoir migré. Toutefois, leur origine ne peut être très lointaine car ils ne présentent jamais les caractères tranchés d'un "filon s.s.". Ainsi, la composition de tous ces "anciens liquides" peut être globalement comparée aux gneiss et leptynites dont ils doivent dériver. Un échantillonnage géochimique a été réalisé

dans ce sens (Tableau 16). Il nous permettra non seulement de préciser le mode de genèse de l'ensemble de ces mobilisats, mais également, dans le cas de "liquides" formés "in situ" de tester ce modèle par le calcul.

Tableau 16 : Caractères des mobilisats étudiés

| n° échant. | Caractères minéralogiques du mobilisat | Type de gisement | Roche encaissante |
|------------------------------------|---|---|-----------------------|
| BE1, BE2 RO6, LA5 | orthose, plagioclase quartz, grenat (biotite et sillimanite pour LA5) | filon couche avec mélanosome bordier + important à biot. sill., Qz. | gneiss leptynique |
| RO5 LA1 RBL1 | orthose, plagioclase quartz, grenat et, en quantité variable, biot. et sill. regroupées en loupes infracentimétriques | filon couche dépourvu de mélanosome bordier | leptynite nébulitique |
| CV4 P ^t _D | orthose, plagioclase quartz, grenat ou cordiérite | bouffée hololeucocrate (= anatexite claire) | leptynite nébulitique |

1) Caractères géochimiques des mobilisats hololeucocrates

Tous les diagrammes de Harker (majeurs.SiO₂ ; traces.SiO₂) ont été réalisés. Compte tenu de la minéralogie très simple de la roche (cf Tabl. 16), les variations chimiques observées ont pu être reliées à des variations de teneurs en minéraux :

- CaO et Na₂O sont les deux seuls oxydes dont les teneurs ne varient pas des gneiss et leptynites aux mobilisats (fig. 53 a et b). Ca et Na entrant principalement dans le plagioclase, ce minéral a sans doute entièrement participé aux "liquides". La teneur identique en Sr des mobilisats et des gneiss étaye cette hypothèse et l'on considérera par la suite que, dans les leucosomes, la fusion du plagioclase a été totale.
- Le léger appauvrissement en SiO₂ des mobilisats prouve une fois de plus que le quartz, dernier minéral à fondre, peut participer à la restite et rejoindre le "mélanosome".
- K₂O, plus ou moins enrichi dans les mobilisats (fig. 53c), voit ses teneurs doublées dans les filons-couches BE1, BE2 et RO6 par rapport

aux paléosomes correspondants. Une telle augmentation implique un apport de potassium relativement important, auquel on peut corréler une augmentation en Rb, illustrée par le diagramme (Rb : Zr) (fig.54a).

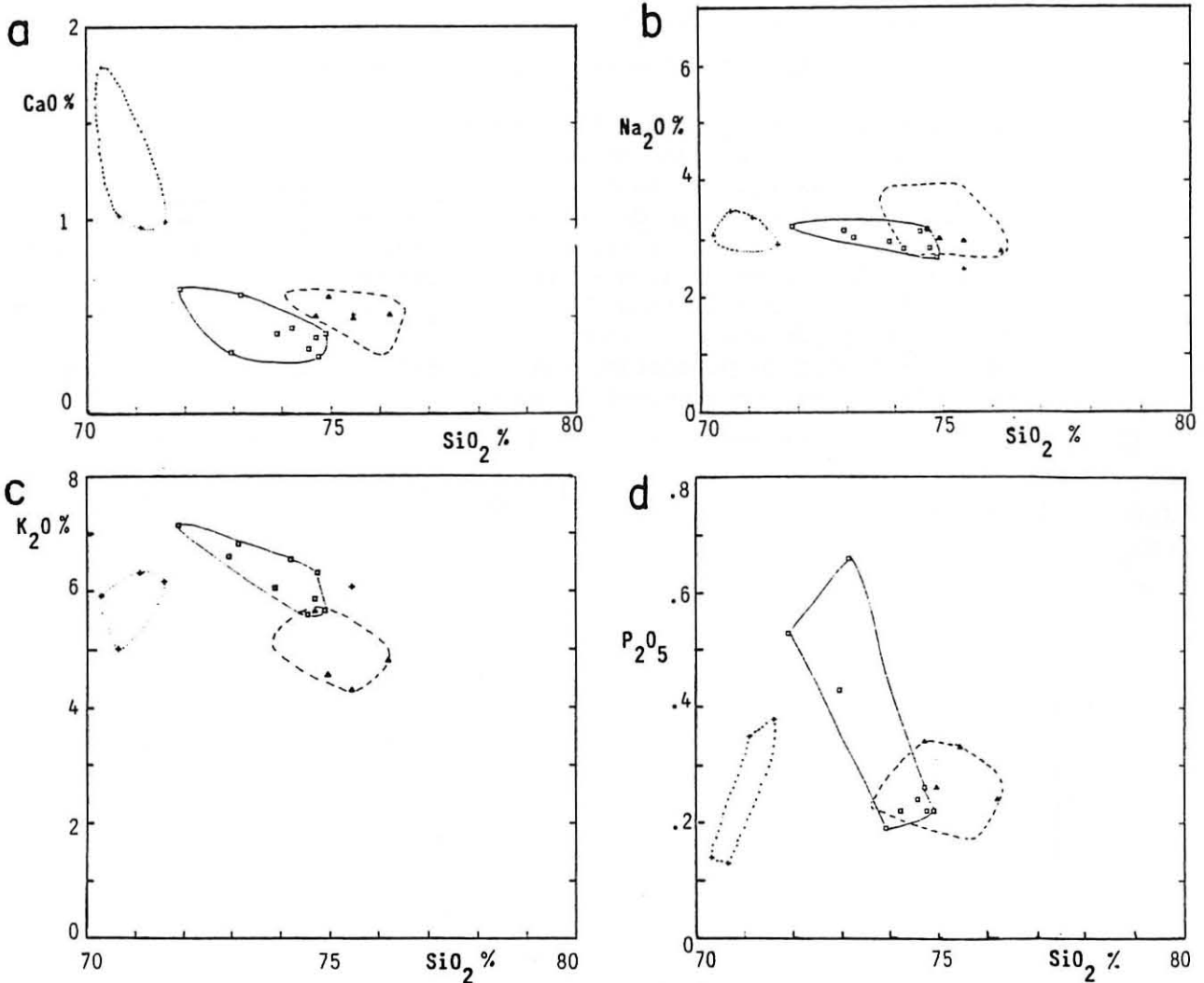
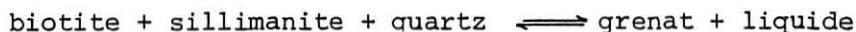


Fig. 53: GEOCHIMIE DE QUELQUES MOBILISATS ET GRANITES CLAIRS
COMPAREE AUX GNEISS (cf partie 3)

+ granite clair; □ mobilisats; ▲ gneiss leptyniques lités (BE3, BE4, R06, R06P)
⊙ enveloppe des granites clairs; ○ des mobilisats; (---) des gneiss peu mobilisés.

- FeO, MgO et TiO₂ sont toujours appauvris dans les mobilisats. Ces trois oxydes reflètent par leurs basses teneurs la faible participation de la biotite à la fusion comme le montre clairement le dia-

gramme ($\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 : \text{CaO}$) (fig. 54b). Ce minéral, généralement concentré par ségrégation en bordure des leucosomes, fond rarement et conduit dans ce cas à la formation de grenat : les faibles traces en Fe, Mg et Ti des mobilisats sont donc le fait d'une mauvaise séparation du liquide et des micas réfractaires (cas de LA5 par exemple) ou d'une faible participation de ces éléments au magma par le biais de la réaction



Les diagrammes ($\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 : \text{CaO}$) et ($\text{Rb} : \text{Zr}$) (fig. 54a,b) permettent, par une bonne discrimination des pôles biotite - feldspath potassique - plagioclase, de synthétiser les conclusions apportées par l'ensemble des diagrammes de Harker (certains ne sont pas présentés) : appauvrissement en Fe, Mg, Ti et Zr des mobilisats, dû à une séparation liquide - minéraux réfractaires (biotite, zircon) et une faible participation des micas au magma ; légère augmentation du rapport feldspath potassique / plagioclase dans les mobilisats, dû à un apport de potassium, les plagioclases participant, comme nous l'avons vu, entièrement au magma.

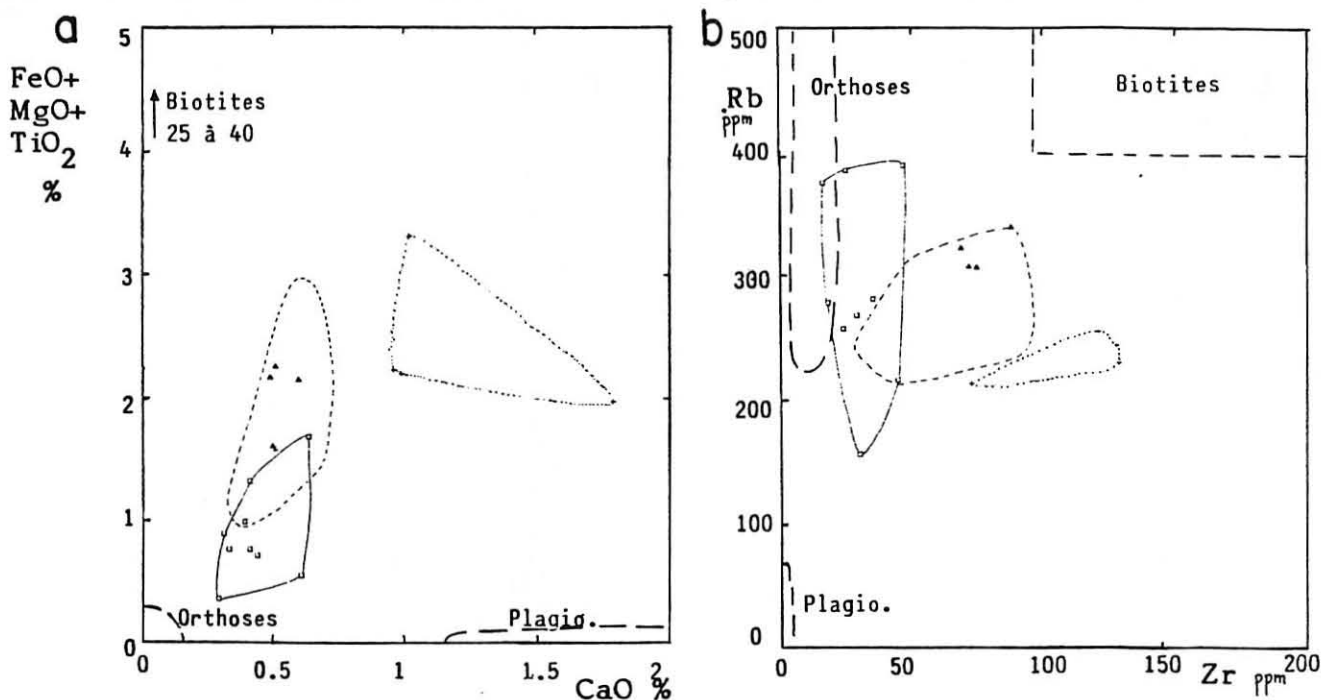


Fig.54: DIAGRAMME ($\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 : \text{CaO}$) ET ($\text{Rb} : \text{Zr}$) MONTRANT LA DISPOSITION RELATIVE DES GRANITES CLAIRS (●); DES MOBILISATS (□); ET DES GNEISS PEU MOBILISES (○) VIS A VIS DES CHAMPS DU PLAGIOCLASE ; DE L'ORTHOSE ET DE LA BIOTITE

- Signalons en outre le comportement complexe de Al_2O_3 et Ba qui tient au fait que ces éléments participent aussi bien aux minéraux de la restite qu'à ceux du leucosome et un appauvrissement systématique en Nb et Y des mobilisats, confirmant le caractère réfractaire des biotites.

- Il faut également remarquer les fortes variations des teneurs en phosphore des mobilisats (fig. 53d). Celles-ci augmentent de plus de 100 % dans les filons-couches BE1 et RO6, tandis que les autres mobilisats n'apparaissent pas enrichis par rapport aux gneiss.

Dans les six représentations binaires présentées ici, le nuage des granites clairs a été reporté. La disposition particulière de l'ensemble de leurs points représentatifs, déjà évoquée p. 189 et visualisée figures 47 et 48, ne peut s'expliquer par une simple fusion des gneiss et leptynites sus-jacents. L'enrichissement systématique de ces granites en MgO, TiO₂, CaO, Ba, Zr et Sr qui reflète une augmentation de leur teneur en biotite et en plagioclase (fig. 54a,b) résulte vraisemblablement de la participation au magma parent de ces granites clairs de matériaux sombres. Ainsi, on peut envisager que, lorsque la fusion des matériaux clairs est quasiment complète, une partie des gneiss hétérogènes sombres ou des gneiss fins, dont de nombreuses intercalations ont été décrites au sein de la lignée claire, commence elle-même à fondre, enrichissant le magma clair en éléments cafémiques.

2) Mode de genèse des mobilisats hololeucocrates

Dans ce paragraphe, avant d'envisager le cas général de formation des mobilisats hololeucocrates et de discuter si bouffées et filons-couches se sont formés selon un processus identique, nous allons considérer le cas particulier des mobilisats BE1 et BE2. Ces filons-couches, d'épaisseur décimétrique, bordés d'un mélanosome irrégulier pluri- à infra-millimétrique, proviennent vraisemblablement de la fusion "in situ" de leur roche hôte. Il faut toutefois nuancer le terme "in situ" : le magma parent de ces leucosomes peut en effet avoir légèrement migré avant de cristalliser. La faible proportion de mélanosome bordier par rapport au leucosome observé va dans ce sens, tandis que la présence de grenat dans ces deux mobilisats prouve que le taux de fusion a été élevé et donc qu'ils étaient tout à fait aptes à se mouvoir.

Quoi qu'il en soit, le déplacement qu'ils ont subi est demeuré faible. Le taux de fusion important à leur origine, qui contraste singulièrement avec celui de leur roche hôte, peut s'expliquer par une augmentation locale de la teneur en P₂O₅ de la roche (fig. 53d). Il n'est pas nécessaire de faire appel à une injection au sein de celle-ci d'un magma formé plus en profondeur pour expliquer la formation de ces mobilisats.

a) Les trois stades de la fusion

Dans ces conditions, il est raisonnable d'admettre que les mobilisats BE1 et BE2 sont issus de la fusion partielle de leur encaissant immédiat. Cette fusion peut être décomposée en trois stades correspondant aux différentes étapes de la "séquence de fusion" définie page 189

● Le stade 1 se déroule jusqu'à disparition du feldspath potassique. Dans cet intervalle, le liquide produit coexiste avec feldspath potassique, quartz, plagioclase, biotite et sillimanite. Ces deux derniers minéraux ne contribuent pas au magma, tandis que feldspath potassique, quartz et plagioclase fondent selon les proportions cotectiques qui évoluent depuis un point proche de l'eutectique jusqu'au point A (fig. 55). Ces deux extrêmes sont fonction de la composition du feldspath alcalin qui participe au liquide. Lors de l'étude microscopique, nous avons distingué plusieurs types d'orthose (cf p. 87), démontrant en outre que les perthites à films albitiques denses avaient une origine anatexitique. Ainsi, la composition de ces dernières avant démixtion nous permettra de définir les proportions selon lesquelles les minéraux felsiques participent au liquide de fusion lors du stade 1.

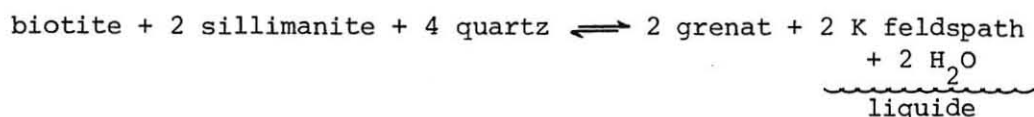
Disposant d'analyses sonde, nous pouvons raisonnablement admettre que celles de la trame potassique des perthites qui sont les plus riches en sodium approchent au mieux la composition du feldspath alcalin avant qu'il n'atteigne la courbe du solvus (fig. 42a). Certaines zones auraient, pour des raisons de cinétique, échappé à la démixtion. Le feldspath alcalin $Or_{66}Ab_{34}$ (fig. 42a) en serait l'illustration.

Raisonnant à partir de cette analyse*, nous pouvons déterminer le point A (fig. 55) (Qz 35 % ; Or 43 % ; Ab 22 %), tandis que la loupe température - composition des feldspaths montre que la fusion débute à proximité de l'eutectique du système (fig. 56) pour une composition (Qz 32 % ; Or 26 % ; Ab 42 % pour 3 Kb). Ainsi, nous pouvons admettre que, lors du stade 1, plagioclase, feldspath potassique et quartz fondent en moyenne selon les proportions (Qz 33,5 ; Ab 32 ; Or 34,5), moyenne arithmétique des compositions des deux liquides extrêmes E et A.

Au delà du point A, tout le feldspath potassique a disparu. Le taux de fusion est alors de 75 % (Tableau 17).

● Le stade 2 débute alors, la composition du liquide évoluant sur la surface quartz-plagioclase. Ces deux minéraux contribuent au liquide selon les proportions eutectiques (soit à 3 Kb 64 % d'albite pour 36 % de quartz d'après Tuttle et Bowen, 1954) jusqu'à disparition du plagioclase. Le taux de fusion atteint 78 % (Tableau 17).

● Enfin le stade 3 correspond à la fusion incongruente d'une partie de la biotite selon la réaction :



Supposant une teneur initiale de 1 % de sillimanite dans la roche, on

* Le même raisonnement a été effectué à partir des feldspaths alcalins des anatexites et nébulites homogénéisés par Passeron (1976). Il obtenait une composition $Or_{76}Ab_{24}$ qui donne pour le stade 1 les proportions Qz 34,5, Or 36,5, Ab 29 et un taux de fusion de 71 %. Les concentrations C_2 obtenues par ce raisonnement sont semblable à celles que nous exposons par la suite.

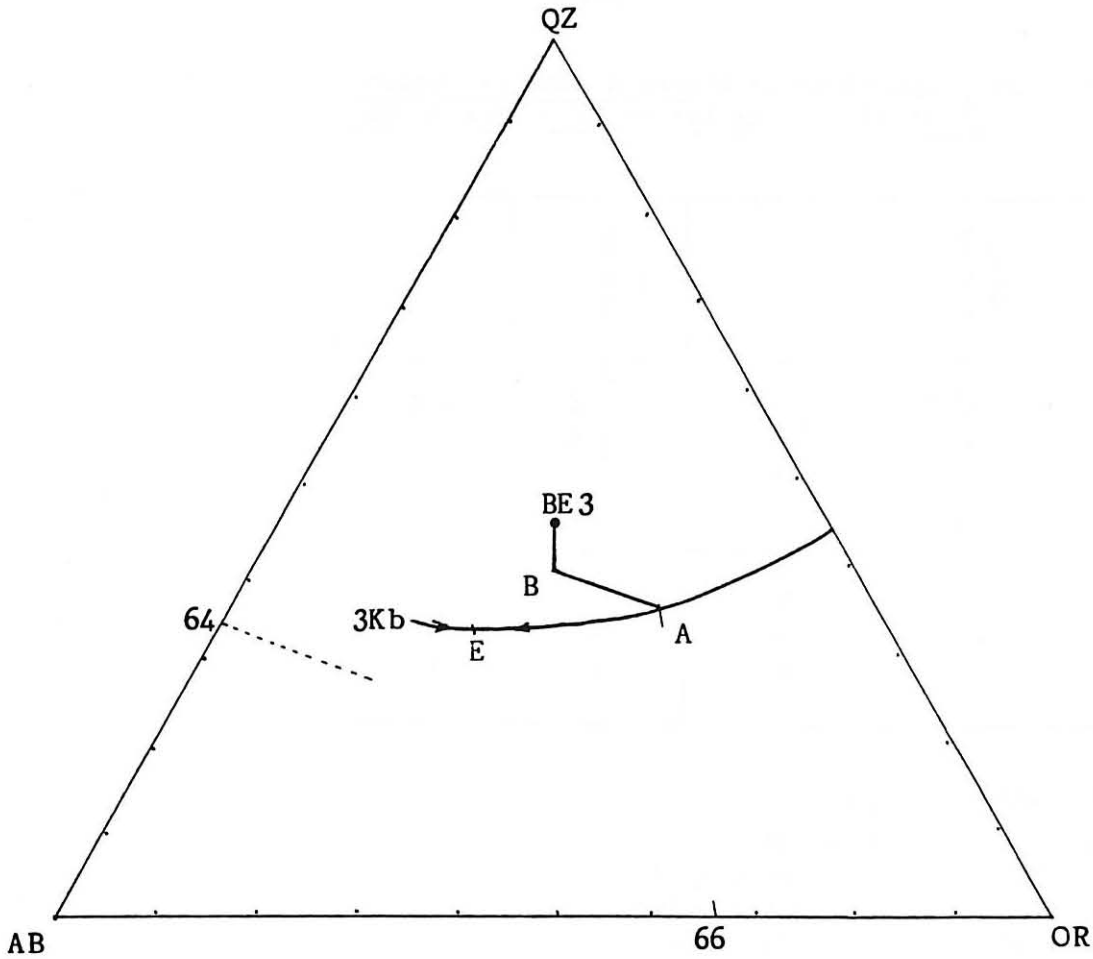


Fig. 55: EVOLUTION DANS LE TRIANGLE QZ:AB:OR DE LA COMPOSITION DU LIQUIDE PRODUIT LORS DE LA FUSION DU GNEISS BE3.

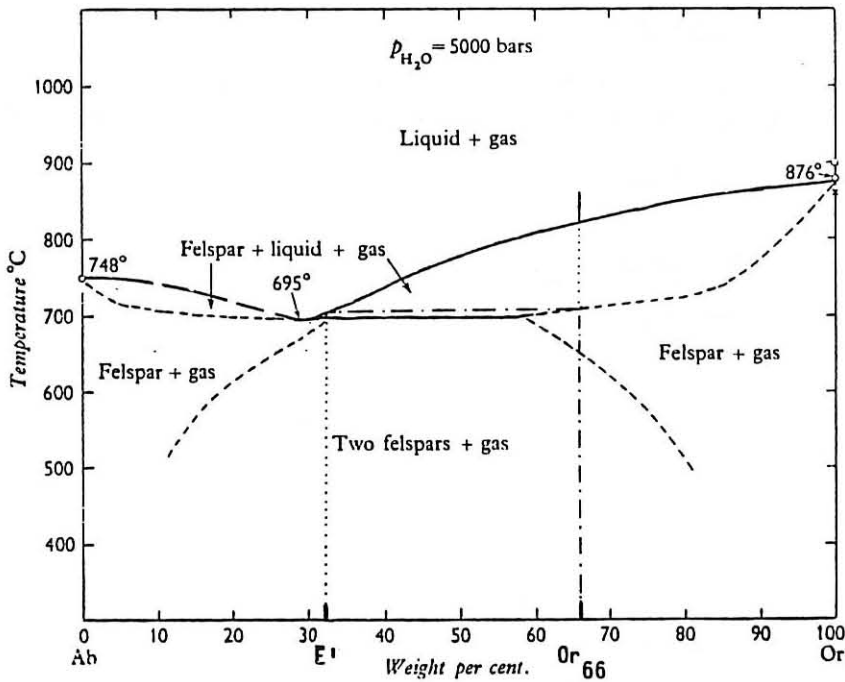


Fig. 56: LE CHEMIN DE FUSION DES GNEISS VIVAROIS DANS LE SYSTEME $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ KAlSi_3O_8 à 5kb (d'après Yoder et al. 1957) A PARTIR DE LA COMPOSITION DE LEURS FELDSPATHS ALCALINS.

Le premier liquide formé à la composition E' très proche de l'eutectique.

Tableau 17 : Les proportions de minéraux dans le liquide et le solide résiduel (X_{i0}) et (X_{i1}) pour les trois stades de fusion

| | Composition de la roche de départ (BE3) $(X_{i0})_0$ | Proportion des minéraux dans le liquide $(X_{i1})_1$ | Solide résiduel $(X_{i0})_1$ | Proportion des minéraux dans le liquide $(X_{i1})_2$ | Solide résiduel $(X_{i0})_2$ | Proportion des minéraux dans le liquide $(X_{i1})_3$ | Solide résiduel $(X_{i0})_3$ |
|------|---|---|---------------------------------|---|---------------------------------|---|---------------------------------|
| Qz | 40 | 33,5 | 60 | 36 | 63 | 57 | 64 |
| Or | 26 | 34,5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Pl | 26 | 32 | 8 | 64 | 0 | 0 | 0 |
| Bio | 7 | 0 | 28 | 0 | 32 | 14 | 36 |
| Sill | 1 | 0 | 4 | 0 | 5 | 29 | 0 |

Calcul des taux de fusion

Stade 1 : F = % pondéral de liquide obtenu

L'orthose disparaissant complètement, 26 % du solide initial deviennent liquide, auquel il faut ajouter les proportions correspondantes de plagioclase ($26 \times 32 / 34,5 = 24$ %) et de quartz ($26 \times 33,5 / 34,5 = 25$ %) qui participent au liquide,

d'où : $F_1 = \underline{0,75}$

Stade 2 : Le plagioclase disparaît totalement avec une proportion équivalente de quartz : F = 0,12 (pour le solide résiduel),

soit : $F_2 = \underline{0,78}$

Stade 3 : La sillimanite disparaît, soit 5 % du solide résiduel. Ajoutant les proportions de quartz et de biotite correspondantes, nous obtenons F = 0,17

d'où : $F_3 = \underline{0,82}$

Tableau 18 : Coefficient de partage entre minéral i et le liquide l

| | $D_{\text{plagioclase/liquide}}$ | $D_{\text{K-feldspath/liquide}}$ | $D_{\text{biotite/liquide}}$ |
|----|----------------------------------|----------------------------------|------------------------------|
| Sr | 4,5 _b | 9,4 _b | 0,2 _b |
| Rb | 0,09 _b | 0,38 _b | 3,5 _b |
| Ba | 0,308 _c | 6,12 _c | 9,7 _c |
| Ca | 5,05 _b | 1,9 _b | 0,6 _b |
| K | 0,1 _c | 1,7 _a | 5,63 _d |

a = d'après Carron et Lagache (1979)

b = d'après Weber (1985)

c = d'après Arth (1976)

d = d'après Hanson (1978)

Tableau 19 : L'évolution des concentrations en Sr, Rb, Ba, Ca et K au cours des trois stades de fusion :

Calcul de $P = \sum_i D_i X_{iL}$; $D_o = \sum_i D_i X_{io}$ à partir des données des tableaux 17 et 18

puis calcul de $C_L = \frac{C_o}{D_o + F(1-P)}$ et $C_{RS} = C_L \frac{D_o - FP}{1 - F}$ pour les trois stades de fusion

| Roche initiales BE3 | STADE 1 ** | | | STADE 2 | | | | | STADE 3 | | | | | |
|---------------------|----------------|----------------|----------------------------------|-----------------------------------|----------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|----------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|
| | P ₁ | D _o | (C _L) ₁ * | (C _{SR}) ₁ * | P ₂ | (D _o) ₂ | (C _L) ₂ | (C _L) _t | (C _{SR}) ₂ | P ₃ | (D _o) ₃ | (C _L) ₃ | (C _L) _t | (C _{RS}) ₃ |
| Sr | 4,68 | 3,63 | 40 | 19,2 | 2,88 | 0,42 | 99 | 42 | 8,37 | 0,03 | 0,064 | 36,56 | 41 | 2,59 |
| Rb | 0,15 | 0,40 | 295 | 339 | 0,06 | 0,99 | 307 | 295 | 343 | 0,49 | 1,12 | 284 | 294 | 355 |
| Ba | 2,21 | 2,45 | 95 | 301 | 0,20 | 2,74 | 106 | 95 | 327 | 1,36 | 3,104 | 107 | 96 | 370 |
| Ca | 2,27 | 1,85 | 0,5 | 0,29 | 3,23 | 0,57 | 1,65 | 0,55 | 0,34 | 0,08 | 0,19 | 0,98 | 0,57 | 0,21 |
| K | 0,62 | 0,92 | 3,56 | 6,48 | 0,064 | 1,58 | 3,83 | 3,57 | 6,84 | 0,79 | 1,80 | 3,73 | 3,58 | 7,48 |

* C_L et C_{SR} en ppm pour Sr, Rb et Ba ; en % pour Ca et K.

** Pour le stade 1, le solide initial considéré est le paléosome BE3, pour le stade 2 c'est le solide résiduel du stade 1 ... etc... Les concentrations (C_L)₁, (C_L)₂ et (C_L)₃ obtenues sont les concentrations des éléments dans le liquide produit à chaque stade : la concentration dans le liquide final, qu'il y a lieu de comparer aux leucosomes est la somme pondérée de ces liquides partiels : $(C_L)_t = \sum_i F_i (C_L)_i \times \frac{100}{\sum_i F_i}$

peut admettre que la formation de grenat cessera lorsque tout l'alumino-silicate sera consommé. Le calcul donne alors un taux de fusion de 82 % (Tableau 17).

Dans un tel modèle de fusion, le comportement des éléments en traces à chaque stade de fusion est gouverné par l'équation générale de Shaw (1970):

$$C_L = \frac{C_0}{D_0 + F(1-P)} \quad \text{où}$$

- C_0 = concentration de l'élément dans le solide initial
 C_L = " " " dans le liquide à l'instant t
 CRS = " " " dans le liquide résiduel à l'instant t
 D_0 = coefficient de partage global. $D_0 = \sum_i D_i X_{i0}$
 D_i = coefficient de partage entre le minéral i et le liquide L
 X_{i0} = % pondéral du minéral i dans le solide initial
 $P = \sum_i D_i X_{iL}$
 X_{iL} = % pondéral selon lequel le minéral i fond
 F = % pondéral de liquide obtenu

A chacun des stades de fusion nous pouvons calculer C_L connaissant C_0 , P et D_0 , c'est-à-dire X_{iL} et X_{i0} (Tableaux 17, 18, 19).

Cette démarche a été appliquée à quelques éléments en traces pour lesquels les coefficients de partage minéral-liquide étaient disponibles, mais aussi à K et Ca dont on admet qu'ils ont un comportement identique à ceux des traces. Les résultats, consignés tableau 19, sont comparés aux teneurs analysées dans les mobilisats BE1 et BE2 (fig. 57).

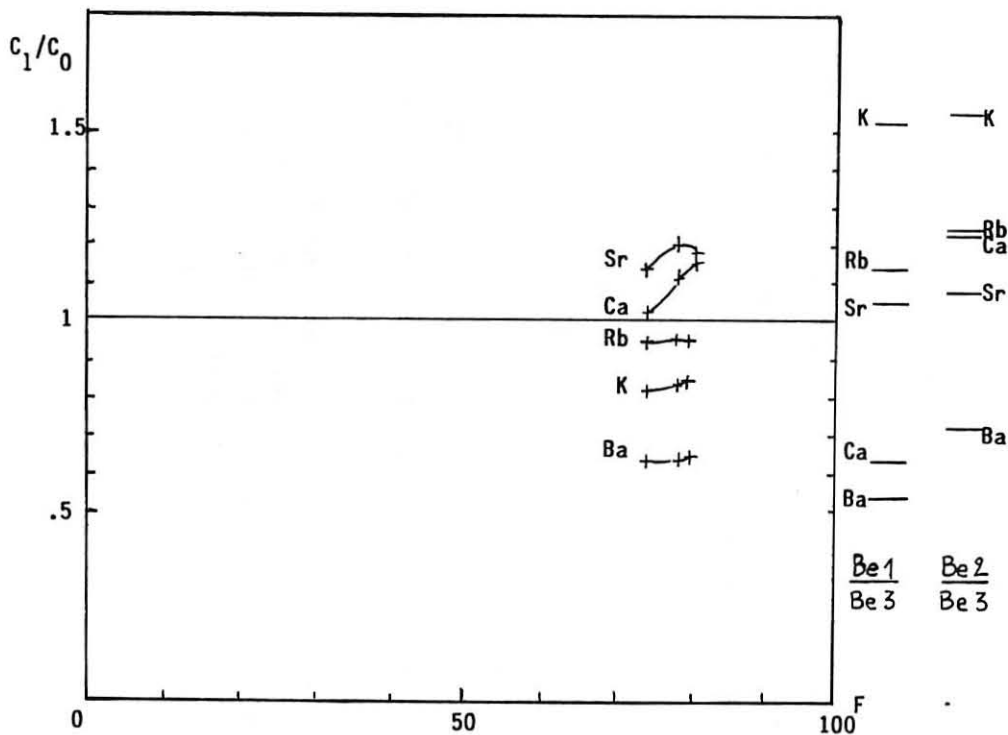


Fig. 57: LES RAPPORTS $\frac{C_L}{C_0}$ (pour Rb, Sr, Ba, K et Ca) OBTENUS PAR CALCUL POUR LES DIFFERENTS STADES DE LA FUSION COMPARES AUX RAPPORTS NATURELS MOBILASAT/ROCHE ORIGINELLE (BE1 et BE2/ BE3)

- . les teneurs en Sr et Ba des mobilisats sont de l'ordre de celles que l'on peut calculer. Celle en Ca, fortement variable de l'un à l'autre, est également comparable au résultat du calcul.
- . K et Rb apparaissent par contre fortement enrichis dans les mobilisats par rapport à la valeur théorique.

Les calculs effectués ici confirment non seulement le caractère métasomatique de K et Rb dans les mobilisats et la participation du plagioclase au liquide, mais également que ces leucosomes proviennent de la fusion partielle de leur roche hôte.

b) La formation des mobilisats hololeucocrates concordants

Le processus de formation des mobilisats hololeucocrates concordants à mélanosome bordier plus ou moins important est donc bien cerné. Guidée par la foliation, une circulation de fluides potassiques riches en phosphore permet, au cours de l'épisode de basse pression, la fusion de la roche. Cette fusion partielle est relativement poussée et, après disparition successive du feldspath potassique, du plagioclase et de la sillimanite, le taux de fusion atteint 82 %. La fusion s'arrête soit faute de phosphore, soit par abaissement de la température. Le magma ainsi formé migre très peu ; les minéraux réfractaires, quartz et biotite, sont concentrés en bordure.

La cristallisation s'opère alors sur place : l'encaissant ne porte en effet aucune trace d'expulsion de liquides résiduels et cela permet d'écartier l'hypothèse d'une cristallisation fractionnée de ces leucosomes.

c) Extension à l'ensemble des mobilisats hololeucocrates

Qu'ils soient concordants ou en bouffées, tous les mobilisats hololeucocrates décrits ont des caractères géochimiques identiques. Vraisemblablement issus de la fusion partielle plus ou moins poussée de leur encaissant, leur mode de genèse est certainement proche de celui décrit précédemment. Toutefois, les bouffées et les filons-couches considérés ici n'apparaissent pas enrichis en phosphore par rapport à leur roche encaissante. Ces leucosomes se seraient plutôt formés en réponse à une augmentation locale de la pression d'eau, l'ensemble de la roche étant soumis aux conditions pression-température de l'anatexie. Ils constituent, au sein de la leptynite nébulitique, des poches où le taux de fusion est plus fort. Celui-ci peut atteindre plus de 80 % lorsque le grenat apparaît, tandis que, tant que la biotite subsiste, il doit être compris entre 70 et 79 %.

Le développement de cordiérite dans les bouffées hololeucocrates, qui n'est pas contrôlé par un chimisme particulier des mobilisats, répond sans doute à une baisse de pression du système dans le temps.

La courbe (11) :

cordiérite \rightleftharpoons grenat + sillimanite + quartz (fig. 52)

explique en effet l'apparition de ce minéral ferromagnésien à la place du grenat par "baisse de pression". Passeron (1976) envisageait déjà un tel processus de formation, remarquant que le développement de cordiérite était tardif, alors que le grenat apparaît dès les premières manifestations de l'anatexie.

Signalons enfin que tous ces mobilisats hololeucocrates nécessitent, comme dans le cas précédent, un apport métasomatique de potassium et de rubidium.

3) Conclusion

Les différents types de mobilisats hololeucocrates observés dans le gneiss leptynique ou au sein de la leptynite nébulitique représentent d'anciens liquides. Issus d'une fusion partielle assez poussée (F = 80 %) de leur roche hôte selon trois étapes, ces leucosomes répondent soit à une augmentation locale de la pression d'eau dans une roche soumise à l'anatexie, soit à une circulation de fluides riches en phosphore selon la foliation dans une roche exposée aux conditions catazonales du métamorphisme de basse pression. Dans tous les cas, on constate un apport métasomatique de potassium et de rubidium.

D. CONCLUSION

L'étude minéralogique des différents matériaux de la série du Vivarais occidental permet de dégager le caractère "basse pression" (gradient estimé : 55°/km) du métamorphisme qui a conduit à la structuration, puis à la fusion des leucogranites ; elle montre d'autre part que, dans l'ensemble amphibolites - gneiss fins, les conditions métamorphiques atteintes lors du paroxysme répondaient à un gradient géothermique différent du précédent (35°/km). Ces faits ajoutent encore à la dualité matériel acide - ensemble metabasites-métapélites reconnue à la fois d'un point de vue structural (2ème partie) et d'un point de vue géochimique (3ème partie) : les conditions métamorphiques paroxysmales obtenues dans ces deux ensembles (720°C, 3,2 Kb dans les quartzofeldspathites ; 640°C, 5 Kb dans les gneiss fins) paraissent bien refléter deux événements différents.

L'évènement de basse pression est réputé récent : il conduit en effet à l'anatexie des formations quartzofeldspathiques basales (1ère partie) et à l'injection, au sein des niveaux supérieurs de cet ensemble,

de leucogranites d'une seconde génération (Ravier et Chenevoy, 1966). Ceux-ci se mettent en place en climat symmétamorphe (granite syncinématique du goufre d'Enfer (Pitiot, 1984) ou, plus tardivement, lors des premières manifestations de la fracturation (cf carte p. 223). Ils attestent donc le caractère tardif de l'évènement de basse pression et permettent d'affirmer que l'épisode de pression intermédiaire enregistré par les amphibolites lui est antérieur.

Avant de développer le schéma d'évolution du Vivarais occidental, que l'on peut envisager en confrontant nos résultats aux schémas actuellement proposés dans la littérature, la datation du granite de Baudinet va nous permettre de caler précisément la fin de la tectonique souple contemporaine du métamorphisme de basse pression.

5eme PARTIE

ETUDE RADIOMETRIQUE DU GRANITE DE BAUDINET

Introduction

L'étude radiométrique dont les résultats sont exposés ici, menée par la méthode Rb-Sr sur roche totale, porte sur le granite à cordiérite prismatique de Baudinet. Elle a été réalisée au LA 10 de Clermont-Ferrand par J.L. Duthou. Rb et Sr ont été dosés par dilution isotopique, respectivement sur spectromètre de masse MS2 Metropolitan Vicker et TSN 206 Cameca. La constante de désintégration utilisée est $\lambda_{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$. Pour l'exposé détaillé des principes de la méthode et des techniques analytiques, on pourra se reporter aux travaux de Duthou (1977).

Nous ne reviendrons pas dans ce paragraphe sur les caractères pétrographiques de ce granite (cf p. 36,92). Tout au plus rappellerons-nous que l'étude structurale a mis en évidence son caractère synmétamorphe et syncinématique (cf p. 103 à 105) : sa datation nous permettra de préciser l'âge du métamorphisme de basse pression dans le Vivarais occidental et, plus précisément, la fin de la période de déformation souple.

Toutefois, avant d'envisager la datation et de discuter ses conséquences, nous allons, par le biais de la géochimie sur roche totale, typer ce granite particulier afin de préciser son origine.

1) Caractères géochimiques

L'utilisation de la classification des roches plutoniques de Debon et Lefort (1983) permet de classer le granite de Baudinet au rang des leucogranites pauvres en quartz (fig. 58a,b) peralumineux, pour lesquels les proportions de biotite sont légèrement supérieures aux proportions en muscovite (fig. 58c).

Son cortège en éléments en traces l'apparente aux granites de collision crustale (fig. 59), confirmant son origine anatectique. Malgré son caractère leucogranitique, qui n'est pas sans rappeler celui des orthogneiss qui constituent la lignée claire et frangent localement son pourtour, ce granite ne peut tirer son origine de la fusion en profondeur de ces seuls matériaux clairs : les diagrammes (FeO + MgO + TiO₂ : CaO), (Rb : Zr) et (Rb : Ba : Sr) montrent en effet un enrichissement

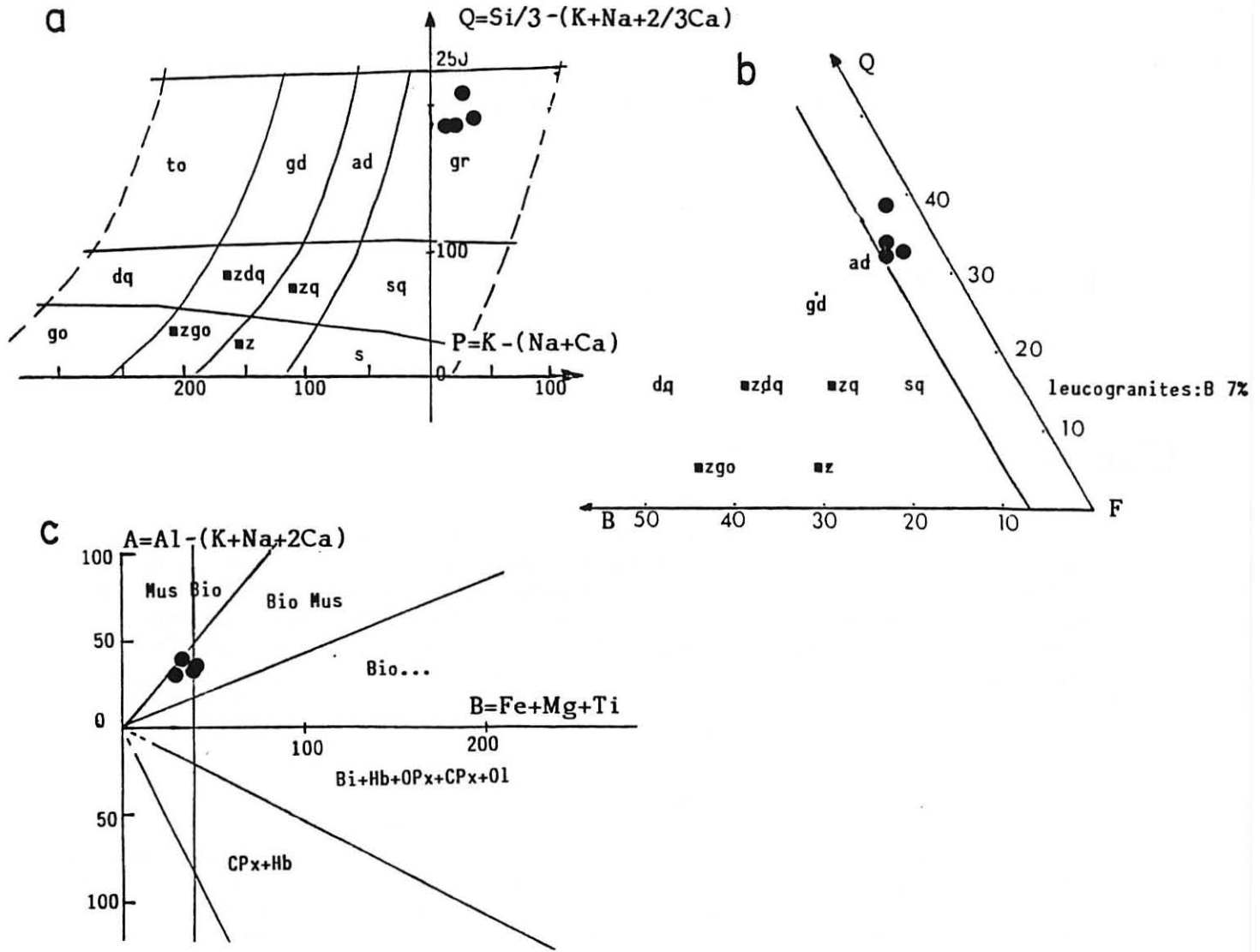


Fig. 58: CLASSIFICATION DU GRANITE DE BAUDINET DANS LES DIAGRAMMES DE DEBON ET LEFORT (1984).

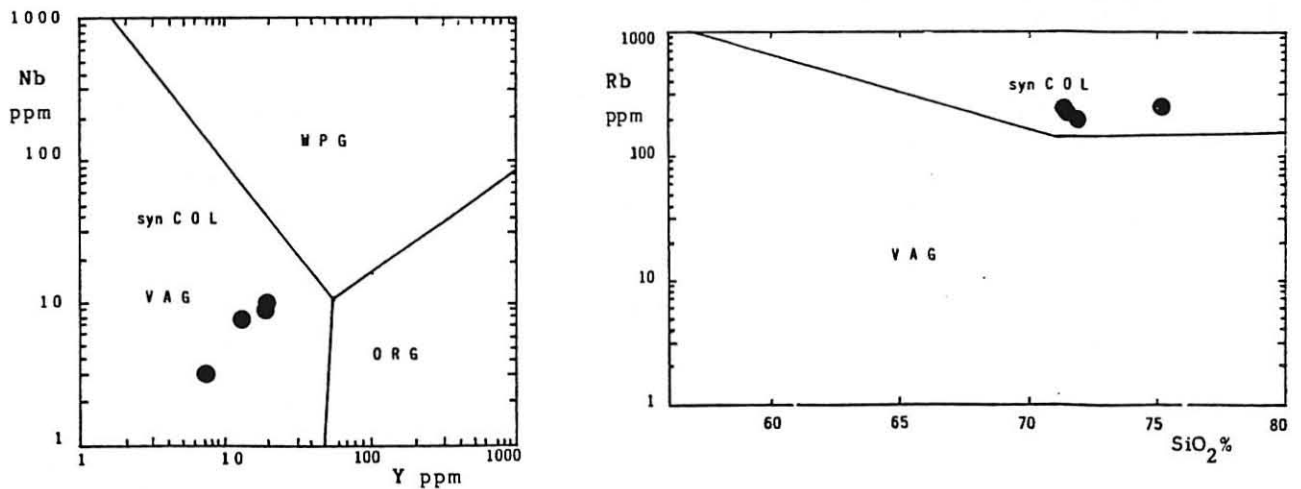


Fig. 59: LE GRANITE DE BAUDINET DANS LES DIAGRAMMES DE DISCRIMINATION DES GRANITES DE PEARCE ET AL. (1984).

en éléments caféiniques, en Zr et en Ba de ce granite (fig. 60), enrichissement qui s'explique par une participation à son magma parent de métamorphites sombres. Un tel phénomène a déjà été envisagé pour rendre compte de la disposition particulière des granites clairs dans ces diagrammes (cf p.201).

Ainsi, les granites clairs et le granite de Baudinet tirent leur origine d'un phénomène identique et proviennent d'un magma formé en profondeur auquel participent les orthogneiss de la lignée claire et quelques lentilles de métamorphites sombres (anatexites ou gneiss fins) abondantes vers la base du complexe.

2) Etude radiométrique du granite de Baudinet

L'étude radiométrique exposée ici a porté sur sept échantillons tous prélevés dans le massif de Baudinet. Trois d'entre eux ont été récoltés directement à l'affleurement, au toit du granite vers le point 1057 (cf. carte à 1/10 000) ; les quatre autres proviennent d'éboulis ou d'anciens murets abondants sur le versant est du ruisseau qui vient de La Garneyre. Ils ont été choisis du fait de leur exceptionnelle fraîcheur.

Les résultats analytiques sont présentés tableau 20.

| Echantillon n° | Rb ppm | Sr ppm | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ |
|----------------|--------|--------|---------------------------------|---------------------------------|
| BD 3 | 297 | 82 | 10,47 | 0,76176 |
| BD 4 | 335 | 95 | 10,21 | 0,75722 |
| BD 6 | 283 | 81 | 10,10 | 0,75365 |
| BD 11 | 319 | 98 | 3,48 | 0,75304 |
| BD 14 | 302 | 82 | 10,70 | 0,75900 |
| BD 15 | 295 | 79 | 10,96 | 0,75948 |

Tableau 20 : résultats analytiques relatifs au granite de Baudinet

L'isochrone, calculée par le programme Williamson (1968) fournit un âge $T = 317 \pm 22$ M.A. avec un rapport du strontium initial de $0,7105 \pm 0,0070$ (fig. 61).

L'échantillon BD 3, qui se situe au-dessus de la droite a été exclu du calcul. Sa position particulière vient probablement de problèmes analytiques. En effet des traces de rubidium ont été détectées dans la solution lors du dosage du strontium. Ce dernier est par conséquent "mal" séparé et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sans doute surestimé.

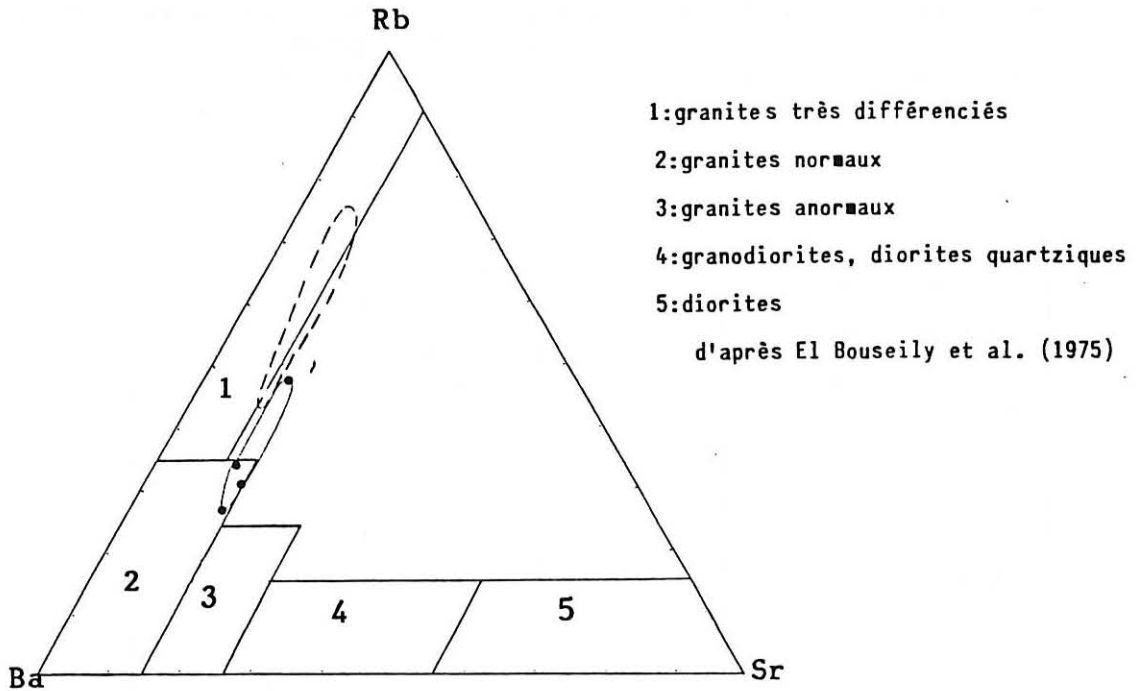
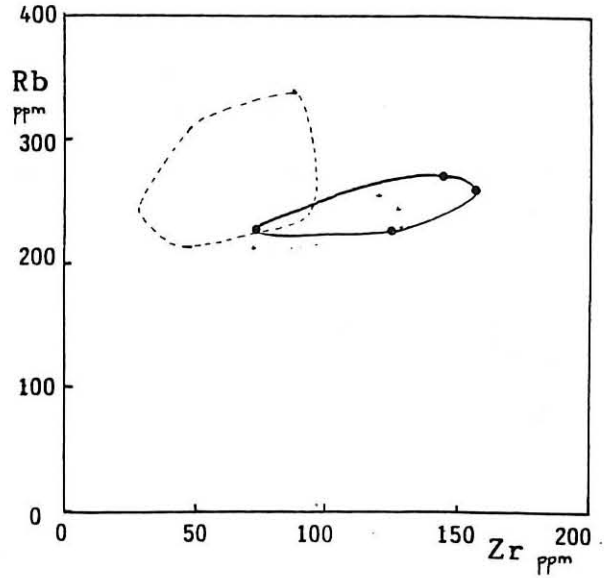
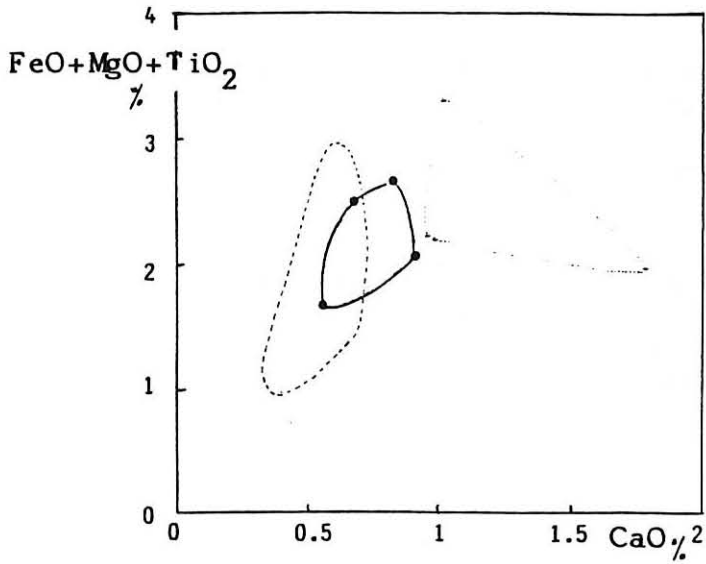





Fig. 60: LE GRANITE DE BAUDINET COMPARE AUX GNEISS PEU MOBILISES ET AUX GRANITES CLAIRS DANS LES DIAGRAMMES (Rb:Ba:Sr), (FeO+MgO+TiO₂:CaO) ET (Rb:Zr)

-  GRANITE DE BAUDINET
-  GNEISS PEU MOBILISES
-  GRANITES CLAIRS

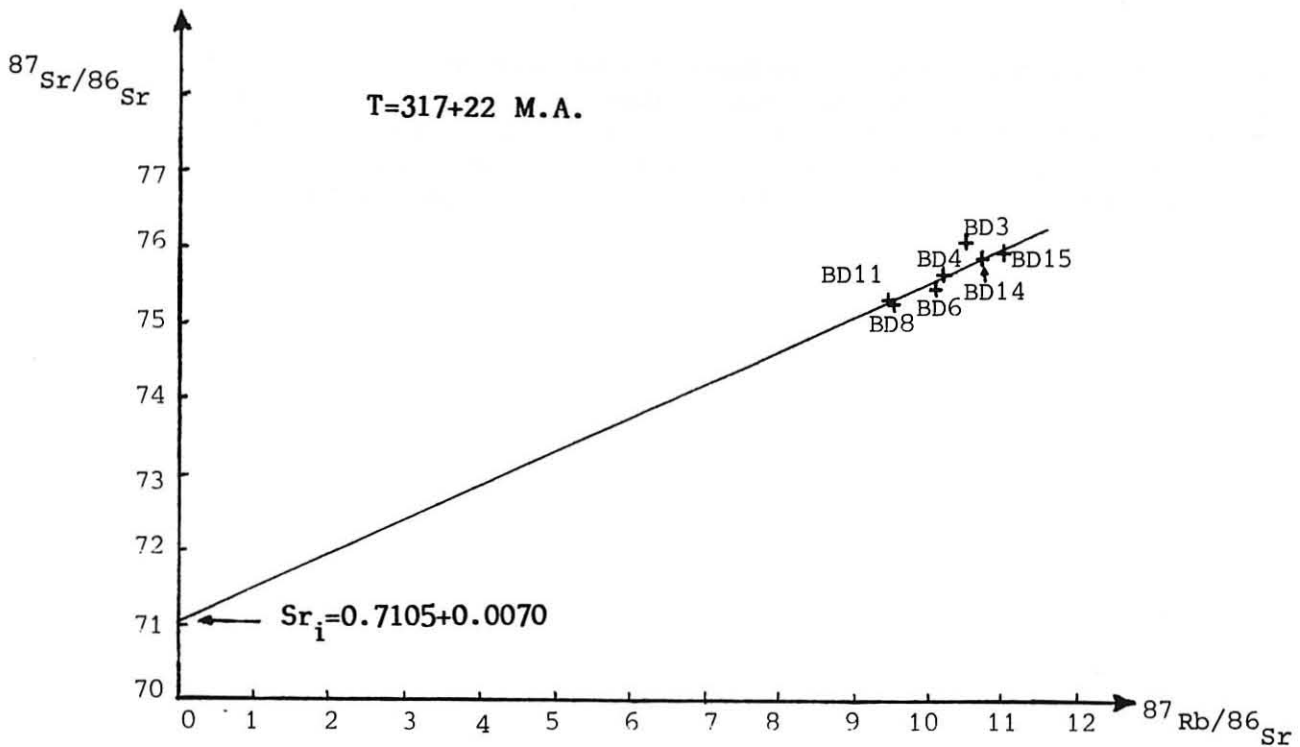


Fig. 61: ISOCHROME RELATIVE AU GRANITE DE BAUDINET

Enfin, malgré le bon alignement de six autres points l'incertitude sur l'âge déterminé demeure importante. La fourchette très pincée des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ en est la cause.

L'âge obtenu ici est interprété comme celui de la mise en place du granite qui, nous l'avons vu, est contemporain des dernières manifestations de la tectonique souple. Bien que peu précis, il est en accord avec les datations relatives à la phase Vellave et plus particulièrement celles intéressant divers leucogranites intrusifs dans la série du Pilat (cf. Pitiot, 1984). L'évolution thermique de cette dernière, dont les parentés avec la série du Vivarais occidental ne sont plus à rappeler (Chenevoy, 1973) peut donc servir de modèle à la reconstitution du déroulement de l'événement de basse pression dans notre secteur d'étude. La période synfoliale de ce métamorphisme s'achèverait à la fin du Viséen-début du Namurien (322 MA, granite du Goufre d'Enfer ; Caen - Vachette et al., 1984). Les phases de déformation posfoliale (cf. 2ème partie) se termineraient vers 317 MA (granite à cordiérite prismatique de Baudinet) et la fin de l'épisode thermique serait marqué par la mise en place de leucogranites à divers niveaux de la série métamorphique à la limite stéphano-permienne (288 MA, granite de Sagnes ; Pitiot, 1984).

Soulignons enfin que le rapport isotopique initial du strontium de 0,7105 obtenu par le tracé de l'isochrone (fig. 61) prouve la partici-

pation de matériaux crustaux au magma parent du granite de Baudinet et s'accorde avec ses caractères géochimiques. L'origine "hybride" de ce granite semble se confirmer : il peut résulter de la fusion en profondeur de leptynite et gneiss de la lignée claire de rapport isotopique initial faible (Caen Vachette, 1979) et de métamorphites sombres.

CONCLUSIONS GENERALES

La série métamorphique du Vivarais occidental, jalon entre les séries du Pilat et du Tanargue, est constituée de deux ensembles de roches aux caractères pétrographiques tranchés, l'un clair auquel participent divers types de gneiss et de leptynites plus ou moins oeillés, l'autre sombre constitué de roches à affinité pélitique. Ces formations vont chacune d'un pôle ectinique à un pôle granitique et comportent toute une suite de roches de degré de migmatisation variable.

1) Les empreintes de la phase hercynienne s.s. dans les matériaux clairs :

- Les formations claires, objet essentiel de la présente étude, représentent de par leurs caractères géochimiques un ancien leucogranite. Cet ensemble aujourd'hui orthogneissifié porte uniquement les traces d'un métamorphisme de basse pression et d'une tectonique tangentielle d'âge hercynien s.s. Cette évolution métamorphique est scellée par la mise en place de granites intrusifs dans la série. L'un d'entre eux, symmétamorphe, permet par son mode de gisement particulier de dater la fin de l'épisode de déformation plicative aux environs de 317 MA.

- Le caractère basse pression de ce métamorphisme hercynien se traduit dans le secteur d'étude par la succession zonéographique suivante : Muscovite - Muscovite + Sillimanite - Sillimanite - Sillimanite + Anatexie - Anatexie. Répondant à un gradient géothermique de 55°C/Km, les conditions paroxysmales de cet épisode avoisinent 780°C par 3,8 Kb. Pour sa part, l'anatexie, débutant à 650°C pour 3 Kbars par la fusion en proportions co-tectiques de quartz, de plagioclase et d'orthose, conduit successivement à la disparition du feldspath potassique, du plagioclase puis, vers 720°C et 3,2 Kbars, à la formation de grenat par fusion incongruente de la biotite. Le quartz ne disparaît jamais totalement : dans les faciès granitiques, on le retrouve fréquemment sous forme de lentilles pluricentimétriques qui témoignent de son caractère restitique.

- Si l'apparition des faciès granito-anatectiques basaux est due principalement à une élévation de température, en revanche, le développe-

ment local de mobilisats hololeucocrates au sein des gneiss leptyniques sus-jacents souligne le rôle prépondérant que jouent la pression d'eau et les fluides minéralisateurs riches en phosphore lors de l'initialisation de la fusion. Quelque soit le moteur de cet événement et l'échelle à laquelle il s'exprime, on constate qu'il ne s'effectue jamais en système fermé et fait toujours appel à des phénomènes de mélange impliquant des fluides ou des magmas. Ainsi, les mobilisats hololeucocrates sont fréquemment enrichis en potassium et en rubidium par rapport à leur roche hôte tandis que les faciès granitiques ont un chimisme plus riche en éléments cafémiques que les gneiss quartzo-feldspathiques dont ils dérivent. Un apport métasomatique de K et Rb explique les particularités géochimiques des premiers, tandis que pour les seconds il faut envisager une participation à leur magma parent de matériaux dérivant des métamorphites sombres. La fusion poussée ($F \gg 0,80$) des gneiss de la lignée claire s'accompagne d'une fonte partielle des matériaux qui forment le plancher des formations quartzo-feldspathiques mais également de nombreuses lentilles vers la base de ces dernières.

2) Caractéristiques du métamorphisme dans les matériaux sombres et roches basiques associées

Peu représentées dans le secteur d'étude, les métamorphites sombres apparaissent à différents niveaux des formations claires. A la base de ces dernières, ce sont des gneiss hétérogènes et des anatexites souvent associés à des granites sombres tandis que les niveaux quartzo-feldspathiques supérieurs renferment des lentilles plurihectométriques de gneiss fins auxquels s'associent des amphibolites. Si les matériaux sombres qui affleurent dans la partie basale des formations quartzo-feldspathiques semblent très affectés par le métamorphisme de basse pression, en revanche, les amphibolites et les gneiss fins n'en portent que peu de traces. Les associations minérales observées dans ces matériaux témoignent en effet d'une cristallisation sous des conditions proches du métamorphisme barrovien : les géothermobaromètres grenat-biotite et grenat-plagioclase permettent de définir des conditions métamorphiques paroxysmales de 640°C, 5 kb caractéristiques d'un gradient géothermique de 35°C/km. L'étude structurale s'accorde avec ces faits : la structuration de ces roches pourrait bien être précoce comme le suggère la localisation exclusive des plis synfoliaux dans ces derniers matériaux.

3) Géochimie et site de mise en place des roches parentes des métamorphites du Vivarais occidental

L'étude géochimique des différents faciès de la lignée claire permet, nous l'avons vu, de préciser les mécanismes de la fusion mais également d'appréhender la nature originelle des gneiss et leptynites vivarais. Ce deuxième objectif nous a conduit dans un premier temps à reconnaître l'origine ignée des matériaux étudiés puis, dans un second temps, à dégager leur caractère plutonique. La différenciation à l'échelle régionale reflète essentiellement l'hétérogénéité de la déformation et de la migmatisation

dans la mesure où la plupart des faciès cartographiés apparaissent géochimiquement identique : la leptynite à sphéroïdes serait une ancienne aplite à grenat ; le gneiss ocellé, une accumulation de mégacristsaux feldspathiques due à des conditions de cristallisation particulière. Les manifestations d'hétérogénéité peuvent jouer à l'échelle de l'affleurement en accentuant un rubanement magmatique originel. Quoiqu'il en soit, l'ensemble de ces matériaux représente un ancien leucogranite sans doute mis en place lors d'une collision crustale.

Les amphibolites témoignent pour leur part d'événements géodynamiques totalement différents. Ainsi, leurs caractères géochimiques montrent qu'elles s'apparentent à d'anciens basaltes alcalins mis en place en domaine continental lors d'un épisode de distension.

Les gneiss fins associés aux metabasites seraient, quant à eux, d'anciens sédiments pélitiques plus ou moins évolués. Leur chimisme les apparente aux anatexites sombres reconnues à la base de la lignée claire (Sahuc, 1977 ; Serrano, 1979). L'importance considérable de ces anatexites à l'échelle du Massif Central et leur répartition évoquent un ensemble originel détritique à caractère géosynclinal.

4) Implications géodynamiques

a) Les hypothèses :

L'ensemble des faits exposés ci-dessus contraint l'interprétation géodynamique de cette partie du Massif central. Considérant dans un premier temps uniquement les arguments géochimiques nous sommes conduit à envisager trois hypothèses :

* le métaleucogranite est dans son cadre normal, croûte continentale structurée et métamorphisée lors de la collision et constituée pour l'essentiel, de roches d'origine sédimentaire où s'intercalent quelques horizons volcaniques ;

* metabasites et métapélites associées représentent la couverture du leucogranite : le contact entre ces formations sombres et les gneiss et leptynites sous-jacents a valeur de discontinuité stratigraphique ;

* les relations du leucogranite et de son encaissant sont d'ordre tectonique.

b) Les contraintes géochimiques :

De par leurs caractères géochimiques, les trois grandes familles de roches qui affleurent en Vivarais occidental paraissent se rapporter à une même évolution géodynamique :

* les métaleucogranites, dernières roches mises en place, résultent d'une anatexie crustale produite lors d'une collision continentale ;

* les metabasites, plus anciennes, sont issues d'un épisode distensif. Leurs caractères géochimiques révèlent une mise en place intracontinentale ;

* les métapélites sont le produit d'une sédimentation grossièrement contemporaine de la mise en place des formations précédentes (on ne peut cependant pas écarter l'hypothèse que la partie basale de cet ensemble sédimentaire, celle qui correspond aux actuelles anatexites sombres, comprend des éléments plus anciens, structurés au cours d'une orogène précédente).

c) Les contraintes pétrographiques et structurales

Nous avons décelé dans l'ensemble amphibolites-gneiss fins, du sommet des formations quartzo-feldspathiques, les traces d'un métamorphisme certainement ancien, de pression intermédiaire, et la présence de structures dont on ne retrouve pas d'équivalent dans la lignée claire. Cette dualité tectono-métamorphique matériaux sombres-lignée claire a déjà été envisagée par de nombreux auteurs entre les quartzo-feldspathites et les matériaux sombres qui forment leur plancher. Sahuc (1977) par exemple a déterminé que la structuration de ces derniers, antérieure à la mise en place des roches claires sus-jacentes, se faisait dans des conditions de pression intermédiaire sous un gradient géothermique de 35°C/Km. Ainsi, toutes les formations sombres qui affleurent à la marge du métapluton, ont non seulement des parentés géochimiques mais seraient toutes structurées au cours d'un épisode ancien auquel les formations claires auraient échappé. Aucune zone mylonitique ou blastomylonitique n'apparaissant entre ces deux types de métamorphites, leurs relations seraient originelles et ne traduiraient pas une discontinuité tectonique.

d) Hypothèse retenue

La mise en place des formations claires étant postérieure à la structuration des matériaux sombres et les relations entre ces deux ensembles n'étant pas tectonique, l'hypothèse retenue est celle d'un leucogranite situé dans son cadre originel. Aucune datation n'ayant été effectuée dans le secteur de notre étude pour préciser l'âge de mise en place des matériaux parents des métamorphites étudiées, le schéma proposé ici ne peut être qu'hypothétique. Toutefois, la chronologie relative établie en tenant compte des contraintes exposées s'accorde avec les schémas d'évolution actuellement proposés par différents auteurs (Autran & Cogné, 1980 ; Burg & Matte, 1980 ; Bard et al., 1980 ; Behr et al., 1980 ; Rolet & Santallier, 1985 ; Lardeaux & Santallier, 1985).

Nous n'envisagerons pas le problème de l'âge stratigraphique des pélites parentes des matériaux sombres ni l'éventualité qu'une partie au moins de ces formations présente un caractère polyorogénique. Notre recons-

titution débutera par la mise en place des basaltes alcalins parents de nos amphibolites au sein d'une croûte continentale amincie. Cet épisode distensif est peut-être Ordovicien inférieur ou Silurien (Autran & Peterlongo, 1980 ; Rolet & Santallier, 1985). La structuration de ces basaltes et des pélites par un métamorphisme de pression intermédiaire est pour sa part sans doute contemporaine de la phase dévonienne de moyenne pression qui marquerait une collision continentale (Autran & Cogné, 1980 ; Burg & Matte, 1980 ;...). Cet événement se traduit également par la fusion des pélites. La mise en place des leucogranites doit également être rapportée à ce cycle orogénique. Elle s'effectuerait ainsi aux alentours de 350 MA. La masse granitique serait refroidie 30 MA plus tard* et subirait alors l'évolution hercynienne s.s. responsable de son orthogneissification. Cet épisode est bien calé au flanc nord du Pilat (Pitiot, 1984) tandis que dans le secteur de notre étude, seule la fin de la déformation souple qui lui est associée a pu être datée : l'âge obtenu est de 317 MA.

e) Implications régionales

Le schéma proposé ici s'accorde non seulement avec les relations "clair-sombre" telles qu'elles sont actuellement connues en Vivarais occidental mais également avec celles des séries du Vivarais occidental et du Vivarais oriental. En effet, contrairement à l'opinion de Chenevoy (1973) les formations de moyenne pression du Vivarais oriental paraissent surmonter celles du Vivarais occidental. Le toit du pluton granitique serait ainsi formé par les gneiss fins et les micaschistes du Vivarais occidental et par les formations du Vivarais oriental verticalisées sur le flanc ouest de la synforme de Tournon. Son plancher serait, pour sa part, constitué par les anaxites et gneiss sombres associés.

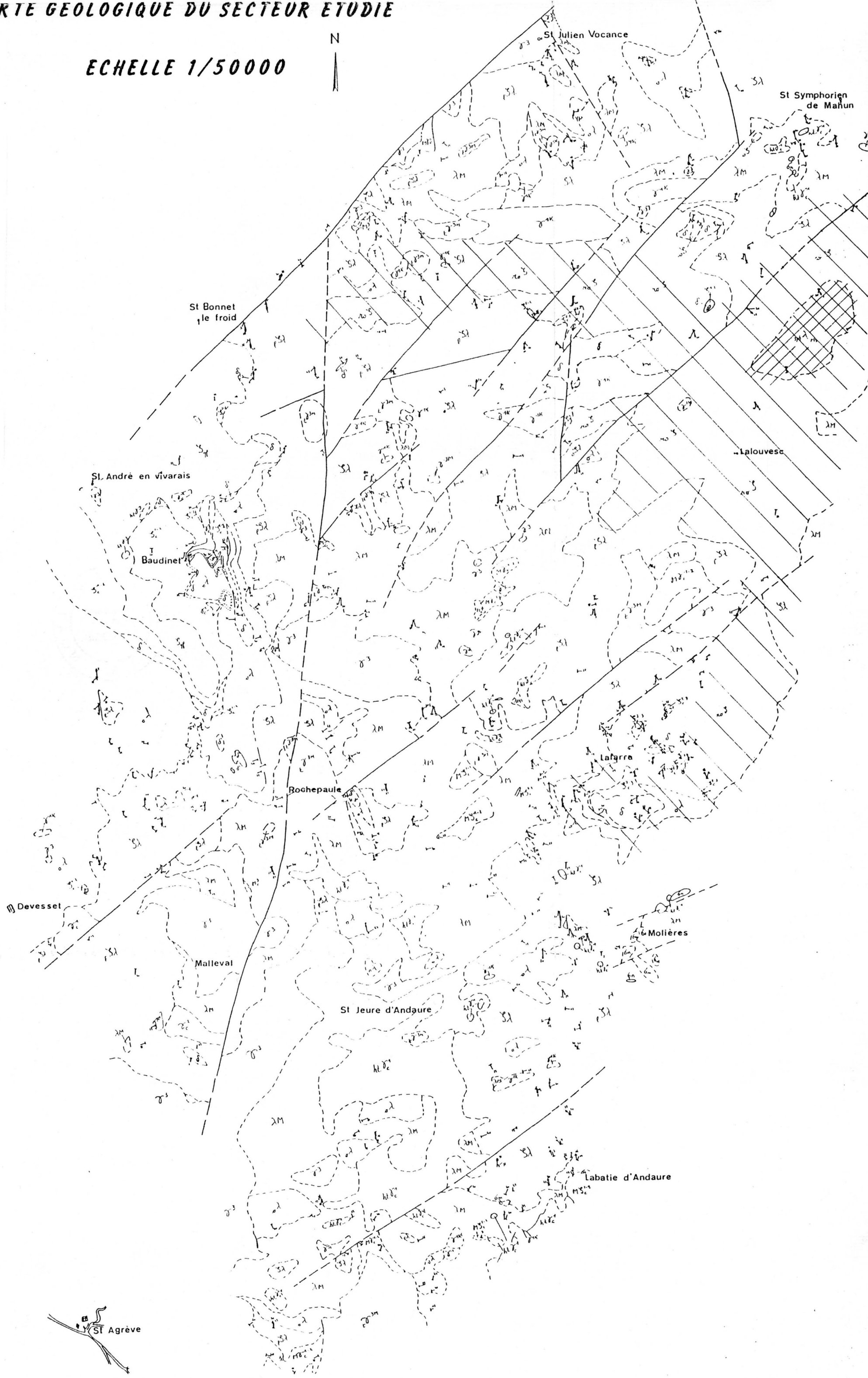
Ainsi, le leucogranite intruderait une série métamorphique barroviennienne dont les termes les plus typiques affleurent aujourd'hui à l'Est tandis que ses niveaux occidentaux, repris lors des événements hercyniens s.s., seraient polymétamorphiques.

* Si l'on se réfère au schéma himalayen ce laps de temps suffit largement (Pecher, 1980).

CARTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR ETUDIE

ECHELLE 1/50000

N



LEGENDE

SIGNES CONVENTIONNELS

- limites de faciès (1 : visibles ; 2 : supposées)
- principaux accidents (failles : 1 : visibles ; 2 : supposées)
- pendage
- linéation minérale
- zone à muscovite
- zone à muscovite + sillimanite

FORMATIONS METAMORPHIQUES

● LIGNEE SOMBRE : migmatites - gneiss

- gneiss fin massif schisteux ou lité, à or., bio. et cord., parfois sill.
- gneiss hétérogène sombre à or., bio., cord., sill.
- anatexite sombre foliée ou grenue à bio. cord.

● LIGNEE CLAIRE : migmatites - gneiss leptyniques - leptynites

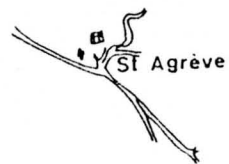
- leptynite à sphéroïdes et mus.
- gneiss oillé
- gneiss rubano-oillé à mus. et/ou sill.
- gneiss quartzo-feldspathique indifférencié
- leptynite oillée
- gneiss leptynique à sill. parfois gr. (lité (= λ) ou oillé (= λ))
- leptynite nébulitique
- anatexite hololeucocrate à cord. et/ou gr.
- granite hololeucocrate hétérogène avec ou sans cord.
- faciès homogène avec ou sans cord.

● ROCHES BASIQUES

- amphibolites massives ou litées, parfois rubanées

FORMATIONS PLUTONIQUES

- Granite à cord. prismatique de Baudinet
- granite homogène sombre
- granite à feldspaths en tablettes
- granite à deux micas
- vaugnérites et roches assimilées



Bibliographie

- ALTHAUS E., KAROTKE E., NITSH H., WINKLER H.G.F. (1970) .- An experimental reexamination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. *Neues Jb Miner. Mn*, 7, p. 325-336.
- ARTH J.G. (1976) .- Behavior of trace element during magmatic processes A summary of theoretical models and their application. *J. Research U.S. Geol. Survey*, 4, p.41-47.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G. (1970) .- Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XII, n° 4, p. 664-673.
- AUTRAN A., COGNE J. (1980) .- La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. 26e C.G.I., Paris, Colloque C6.
- AUTRAN A., PETERLONGO J.M. (1980) .- Introduction à la géologie du Massif Central. 26e C.G.I., Paris - Livret-guide, G18.1.
- BARD J.P. (1970) .- Composition of hornblende formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Aracena metamorphic belt (SW Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 28, p. 117-134.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE P., RIBEIRO A. (1980) .- La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. 26e C.G.I., Paris, Colloque C6.
- BARINK (1984) .- Replacement of pyroxene by hornblende, isochemically balanced with replacement of plagioclase by garnet in a metagabbro of upper-amphibolite grade. *Lithos*, v. 17, p. 247-258.
- BERTRAND-ROUX J.M. (1823) .- Description géognostique des environs du Puy en Velay. Levrault édit. Paris.
- BEURRIER M. (1976) .- Lithostratigraphie, métamorphisme et granitisation des formations cristallophylliennes de la région de Lamastre (Ardèche) (Massif Central français). Secteur médian et formations sombres. Thèse 3e cycle Lyon.
- BINNS R.A. (1965) .- The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama complex Broken Hill district, New South Wales. Part I - Hornblendes. *Mineral Mag.*, 35, p. 306-326. Part II - Pyroxenes, garnets, plagioclases and oxides. *Mineral Mag.*, 35, p. 561-587.
- BOETTCHER A.L., WYLLIE P.J. (1968) .- Jadeite stability measured in the presence of silicate liquids in the system $\text{NaAlSi}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 32, p. 999-1012.

- BOUCHEZ J.L. (1977) .- Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics*, v. 39, n° 1-3, p. 25-50.
- BOULE M. (1892) .- Description géologique du Velay. *Bull. Serv. Carte géol. Fr., Paris*, t. IV, n° 28.
- BROUSSE R. (1957) .- Mode de formation des nodules de cordiérite du granite de La Palisse (Ardèche). *Bull. Soc. franç. Miner. Cristal.*, t. 30, p. 39-48.
- BROWN E.H. (1977) .- The crossite content of Ca amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrol.*, v. 18, n° 1, p. 53-72.
- BURG J.P., MATTE P. (1978) .- A cross section through the french Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Z. dt Geol. Ges.*, 129, p. 429-460.
- CAEN-VACHETTE M. (1979) .- Age cambrien des rhyolites transformées en leptynites dans la série métamorphique du Pilat. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 289, p. 997.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURIE J.P., DIDIER J. (1982) .- Age radiométrique des granites anatectiques et tardimigmatiques du Velay (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 294, p. 135-138.
- CAEN VACHETTE M., GAY M., PETERLONGO J.M., PITIOT P., VITEL G. (1984) Age radiométrique du granite syntectonique du Gouffre d'Enfer et du métamorphisme hercynien de la série de basse pression du Pilat (Massif Central Français), *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 299, Série II, N°17
- CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L., BERNARD-GRIFFITHS J. (1978) .- Geochronology of paleozoic magmatism in the Massif Central (France) ; its connections with tectonism and metamorphism. *4e Intern. Conf. Geochrono. Cosmochrono Isotope Geol.*, p. 55-58.
- CARRON J.P., LAGACHE M. (1979). -Etude expérimentale du fractionnement des éléments Rb, Cs, Sr et Ba entre feldspaths alcalins, solutions hydrothermales et liquides silicatés dans le système QZ-AB-OR-H₂O à 2Kbars entre 700° et 800°C. *Bull. Miner.* vol. 103, 6, p.571-578.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1968) .- Extension des séries cristallogyphyllicennes à andalousite-cordiérite et à disthène-staurotide dans les Cévennes septentrionales et médianes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e série, 10, p. 613-617.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1971) .- Caractères généraux des métamorphsimes du Massif Central. *Symposium Jung*, p. 109-132.
- CHENEVOY M. (1973) .- Les terrains cristallins du Vivarais. Quelques problèmes et résultats. *98e Congrès nat. Soc. savantes*, t. 1, p. 425-434.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1977) .- L'histoire antéstéphanienne du Massif Central français et le problème des influences calédoniennes. in "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale", *Coll. intern. CNRS, Rennes*, 243, p. 119-210.

- CHENEVOY M. (1979) .- Carte géologique de la France à 1/50.000 - Lamastre.
- CHENEVOY M. (1979). -Carte géologique de la France à 1/50000. Vienne
- CLEMENS J.D. (1984) .- Water contents of silicic to intermediate magmas. Lithos 17, p. 273-287.
- CRAWFORD M.L. (1977) .- Calcium zoning in almandine garnet, Winahickon formation, Philadelphia, Pennsylvania. Canadian Mineralogist, v. 15, p. 243-249.
- CZAMANSKE G.K., WONES D.R. (1973) .- Differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway, Part 2, the mafic silicates. J. Petrol. v. 14, n° 3, p. 349-380.
- DAVOINE P. (1976) .- Contribution à l'étude pétrologique et géochimique des leptynites (cas du Massif Central français). Thèse d'Etat, Lyon, 3 t.
- DEBON F., LEFORT P. (1983) .- Une classification chimico-minéralogique des roches plutoniques communes et de leurs associations. Méthode et applications. In Géologie et Géochimie de l'uranium, mém. n° , édit. CREGU Vandoeuvre-lès-Nancy.
- DEMAY A. (1932) .- Les prolongements du complexe tectonique cévenol dans les montagnes de Lalouvesc et dans les lambeaux du Vivarais. Bull. Serv. Carte géol. Fr., Paris, t. 35, n° 1841, p. 261.
- DEMAY A. (1948) .- Tectonique anté-stéphanienne du Massif Central. Mém. Serv. Carte géol. Fr.
- DIDIER J. (1964) .- Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, 23, 7e fasc., 254 p.
- DIETVORST E.J. (1980).- Biotite breakdown and the formation of gahnite in metamorphic rocks from Kemiö Southwest Finland. Contrib. Mineral. Petrol., 75, p. 327-337.
- DIOT H., BOUCHEZ J.L., BLAISE J. (1983) .- La bande ductile Lanvaux- Les Ponts de Cé entre Redon et Angers. Une composante du cisaillement hercynien du Massif Armoricaïn (France). Bull. Soc. géol. Fr., 7, XXV, n° 2, p. 155-167.
- DOOLAN B.L., ZEN E.A., BENCE A.E. (1978) .- Highly aluminous hornblendes : compositions and occurrences from southwestern Massachusetts. Amer. Mineral., v. 63, p. 1088-1089.
- DUFOUR E. (1982) .- Pétrologie et géochimie des formations orthométamorphiques acides des Monts du Lyonnais (Massif Central, France). Thèse 3e cycle, Lyon.
- DUPRAZ J. (1983) .- Evolution du complexe analytique du Velay (Massif Central français). Genèse de la cordiérite. Thèse 3e cycle, Clermont-Ferrand.

- DURAND G. (1976) .- Lithostratigraphie, métamorphisme et granitisation des formations cristallophylliennes de la région de Lamas-tre (Ardèche) (Massif Central français). Secteur occidental et géochronométrie. Thèse 3e cycle, Lyon.
- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984) .- Palaeozoic granitoids from the French Massif Central : age and origin studied by ^{87}Rb - ^{87}Sr system. Physics of the Earth Interiors, 35, p. 131-144.
- DYMECK R.F. (1983) .- Titanium, aluminium and interlayer cation substitu-tions in biotite from high grade gneisses, West Greenland. Amer. Mineral., 68, p. 880-893.
- EL BOUSEILLY A.M., EL SOKKARY A.A. (1975).-The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. Chemical Géol., v. 16, 3, p. 207-219.
- ETLICHER B. (1977) .- Les chirats du massif du Pilat. Extrait Bull. Labo. rhodanien de Géomorphologie, n° 2, oct. 77.
- FABRIES J. (1966) .- Nature des hornblendes et type de métamorphisme. In Symposium on pyroxenes and/or amphiboles ; 5e réunion internat. Mineralogie, Cambridge.
- FERRY J.M. SPEAR F.S. (1978).- Experimental calibration of the parti-tionning of Fe-Mg between garnet and biotite. Contr. Miner. Petrol. 66, p. 113-117.
- FONTEILLES M. (1976) .- Essai d'interprétation des composition chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). Thèse d'Etat, Paris VI, 2 vol., 685 p.
- FOSTER M.D. (1960) .- Interpretation of the composition of trioctohedral micas. Geological survey professional paper 354.B.
- GAY M., PETERLONGO J.M., CAEN-VACHETTE M. (1981) .- Age radiométrique des granites en massifs allongés et en feuillets minces syn-tectoniques dans les Monts du Lyonnais (Massif Central français). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 293, p. 993-996.
- GHENT E.D. (1976) .- Plagioclase - garnet , Al_2SiO_5 - quartz : a poten-tial geobarometer-geothermometer. Amer. Mineral., v. 61, p. 710-714.
- GOLDMAN D.S., ALBEE A.L. (1977) .- Correlation of Fe-Mg partitioning between garnet and biotite with O/ O partitionning bet-ween quartz and magnetite. Amer.J. Sci., 277, p. 750-767.
- GRANT J.A., WEIBLEN P.W. (1971) .- Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd. Amer. J. Sci., 270, p. 281-296.
- GRAPES R.H., HASHIMOTO S., MIYASHITA S. (1976) .- Amphiboles of a meta-gabbro-amphibolite sequence, Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. J. Petrol., v. 18, n° 2, p. 285-318.

- GUIDOTTI C.V. (1978).- Compositional variation of muscovite in medium to high grade metapelites of Northwestern Maine. *Amer. Mineral.*, 63, p. 878-884.
- GUIDOTTI C.V. (1984) .- Micas in metamorphic rocks. *In* Reviews in mineralogy, v. 13, p. 357-468.
- GUITARD G. (1963) .- La composition des biotites des gneiss ocellés du Canigou (Pyrénées Orientales) et l'origine de ces gneiss. *Bull. Soc. franç. Mineral. Cristallog.*, 86, p. 139-142.
- HAMM H.M., VIETEN K. (1971) .- Zur berechnung des Kristallchemischen formel und des Fe³⁺ gehaltes von Klinopyroxen aus elektro-neustrahl microanalysen. *N. Jb. Miner. Mh.*, p. 310-314.
- HANSON G.N. (1978) .- The application of trace element to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 38, p. 26-43.
- HAYAMA Y. (1959) .- Some considerations on the colour of biotites and its relation to metamorphism. *J. Geol. Soc. Japan*, v. 65, p. 21.
- HEIER K.S. (1962) .- Trace elements in feldspars - a reviews. *Norsk Geol.*, T. Bd 42, p. 415-454.
- HEINRICH E.W. (1946).- Studies in the mica group : the biotite-phlogopite series. *Amer. J. Sci.*, v. 244, p. 836.
- HELZ R.T. (1973) .- Phase relations of basalts in their melting range at P_{H₂O} = 5 Kb as a function of oxygen fugacity. Part I : Mafic phases. *Journ. of Petrol.*, v. 14, n° 2, p. 249-302.
- HOLDAWAY M.J. (1971) .- Stability of andalousite and the aluminium silicates phase diagram. *Amer. J. Sci.*, v. 271, p. 97-131.
- HOLDAWAY M.J., LEE S.M. (1977) .- Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 63, n° 2, p. 175-198.
- HOLLAND T.J.B., RICHARDSON S.W. (1973) .- Amphibole zonation in metabasites as a guide of the evolution of metamorphic conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 70, p. 143-148.
- HOLLISTER L.S. (1966) .- Garnet zoning : an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154, p. 1647-1651.
- HUANG W.L., WYLLIE P.S. (1973) .- Melting relations of muscovite-granite to 35 Kb as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 42, n° 1, p. 1-45.
- HUGGINS F.E., VIRGO D., HUCKENHOLZ H.G. (1977) .- Titanium containing silicate garnets. II. The crystal chemistry of melanite and schorlonites. *Amer. Mineral.*, v. 62, p. 646-665.
- HUTCHEON I., FROESE E., GORDON T.M. (1974) .- The assemblage quartz-sillimanite-garnet-cordierite as an indicator of metamorphic conditions in the Daly Bay complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 44, n° 1, p. 29-34.

- HYNES A. (1982) .- A comparison of amphiboles from medium and low-pressure metabasites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 81, p. 119-125.
- JAN-Q-HOWIE R.A. (1982) .- Hornblendic amphiboles from basic and intermediate rocks of Swat Kohistan, Northwest Pakistan. *Amer. Mineral.*, v. 67, p. 1155-1178.
- JOHANNES W. (1978) .- Melting of plagioclase in the system Ab-An-H₂O and Qz-Ab-An-H₂O at P_{H₂O} = 5 Kb, an equilibrium problem. *Contr. Mineral. Petrol.*, 66, p. 295-303.
- JOHANNES W. (1980) .- Metastable melting in the granite system Qz-Or-Ab-An-H₂O. *Contr. Mineral. Petrol.*, 72, p. 73-80.
- JOHANNES W. (1983) .- Metastable melting in granite and related systems. Orpington : Shiva Publishing Ltd.
- JOHANNES W. (1984) .- Beginning of melting in the granite system Qz-Or-Ab-An-H₂O. *Contr. Mineral. Petrol.*, 86, n° 3, p. 264-273.
- JOHANNES W. (1985) .- The significance of experimental studies for the formation of migmatites. *In Migmatites*, ed. J.R. Asgworth.
- JUNG J. (1954) .- Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Paris*, p. 245-258.
- KRETZ R. (1973) .- Kinetics of the crystallisation of garnet at two localities near Yellowknife. *Canad. Mineral.*, v. 12, p.1-20.
- LABOKTA (1983) .- Analysis of the compositional variations of biotite in pelitic hornfelses from North-eastern Minnesota. *Amer. Mineral.*, v. 68, p. 900-914.
- LACOMBE J.C. (1970) .- Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le complexe volcano-sédimentaire. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- LAIRD J., ALBEE A.L. (1981).- Pressure-Temperature and time indicators in mafic schist : their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amer. J. Sci.*, v. 281, p. 127-175.
- LAPADU-HARGUES (1955) .- A propos des nappes cévenoles (Massif Central français). *C.R. Acad. Paris*, t. 256, p. 605-606.
- LARDEAUX J.M., SANTALLIER D. (1985).-Thermal evolution of eclogites in western Alps and French paleozoic domains. *Com. orale S.I.E.C. Vienne*.
- La ROCHE H. de (1972) .- Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. *Sci. Terre*, XVII, n° 1-2, p. 31-46.
- La ROCHE H. de, AUTRAN A., CHANTRAINE J., MOINE B. (1974) .- Etudes géochimiques associées à la cartographie géologique : essai de reconstitution des séries antémétamorphiques dans le domaine des feuilles à 1/50.000 Bourgneuf et Ambazac (Massif Central français).

- LEAKE B.E. (1964) .- The relationship between composition of calciferous amphiboles and grade of metamorphism in controls of metamorphism. Oliver and Boyd , p. 299-318.
- LEAKE B.E. (1971) .- On aluminous and edenitic hornblendes. Mineral. Mag., 38, p. 389-407;
- LEACKE B.E. (1978) .- Nomenclature of amphiboles. Amer. Mineral., v. 63, p. 1023-1052.
- LEVEQUE M.H. (1985) .- Géochimie et géochronologie isotopiques. C.R. Acad. Sci., t. 300, sér. II, n° 7, p. 277-282.
- LONKER S.W. (1981) .- The P.T.X. relations of the cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium. Amer. J. Sci., v. 281, p. 1056-1090.
- LUTH W.C., JAHNS R.H., TUTTLE F. (1964) .- The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars.
- MAALOE S., WYLLIE P.J. (1975) .- Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallisation determined experimentally with water undersaturated conditions. Contr. Mineral. Petrol., 52, p. 175-191.
- MALBOSC M. de (1846) .- Observations sur les formations géologiques du Vivarais. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, 2e sér., 3, p.631.
- MACKENSIE W.S., SMITH S.V. (1961) .- Experimental and geological evidence for the stability of alkali feldspars. Cursos y conferencias del Inst. "Lucas Mellada", fasc. VIII, p. 53-70.
- MANNING D.A.C., PICHAVANT M. (1983) .- The role of fluorine and boron in the generation of granitic melts. In Migmatites, melting and metamorphism. Shiva.
- MASMEJEAN B. (1983) .- Le géothermomètre grenat-biotite. D.E.A. Lyon 1983.
- MATTAUER M. (1975) .- Sur le mécanisme de la schistosité dans l'Himalaya. Earth. and Planet. Sci. Lett., v. 28, n° 2, p. 144-154.
- MEHNERT K.R. (1968) .- Migmatites and the origine of granitic rocks. Elsevier publish. Company, Amsterdam, 393 p.
- MEHNERT K.R., BUSCH W., SCHNEIDER G. (1973) .- Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. N. Jb. Miner. Mn., 4, p. 165-183.
- MERGOIL DANIEL J. (1970) .- Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Central français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Fd, n° 42.
- MICHON G. (1979) .- Typologie des vaugnérîtes des Monts du Lyonnais et du Haut Vivarais, M.C.F.. Conditions de gisement et caractères pétrographiques. Thèse 3e cycle, Lyon.
- MOLINA F.M. (1973) .- Etude géologique des terrains cristallins de la région de St-Agrève. Thèse 3e cycle, Lyon.
- MONTEL J.M., WEBER C., PICHAVANT M. (1985) .- Biotite-sillimanite-spinel assemblages in high grade metamorphic rocks : occurrences, chemographic analysis and geothermobarometric interest. Bull. Mineral, à paraître.

- MONTRAVEL C. de (1971) .- Les gneiss oeillés du massif du Pilat et leurs feldspaths alcalins. Thèse 3e cycle, Lyonn.
- NANEY M.T. (1983) .- Phase equilibria of rock forming ferromagnesian silicates in granitic systems. Amer. J. Sci., v. 283, p.993-1033.
- NOCKOLDS S.R. (1947) .- The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. Amer. J. Sci., v. 245, p. 401-420.
- PASCAL L. (1865) .- Etude géologique du Velay. Ed. Lacroix, Paris, 421 p.
- PASSERON J.P. (1976) .- Lithostratigraphie, métamorphisme et granitisation des formations cristallophylliennes de la région de Lamastre (Ardèche) (Massif Central français). Secteur oriental et formations claires. Thèse 3e cycle, Lyon.
- PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979) .- Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contr. Mineral. Petrol., 69, p. 33-47.
- PEARCE J., HARRIS N.B., TINDLE A.G. (1984) .- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., v. 25, p. 956-983.
- PECHER A. (1978) .- Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.) transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal. Thèse d'état, Grenoble.
- PERCHUK L.L. (1966) .- Temperature dependence of the coefficient of distribution of calcium between coexisting amphibole and plagioclase. Doklady, v. 169, p. 203-205.
- PITTIOT P. (1984) .- Relations des ensembles cristallins du Lyonnais et du Pilat du point de vue structural. Thèse 3e cycle, Lyon, 185 p.
- PITTION J.L. (1971) .- Etude géologique des terrains cristallins de la région de Riotord. Thèse 3e cycle, Lyon.
- PIWINSKII A.J. (1968) .- Experimental studies of igneous rock series Central Sierra Nevada batholith, California. Journ. Geol., v. 76, n° 5, p. 548-571.
- PIWINSKII A.J., WYLLIE P.J. (1968) .- Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. Journ. Geol., 76, p. 205-234.
- PIWINSKII A.J., WYLLIE P.J. (1970) .- Experimental studies of igneous rock series : 'felsic bodu suite' from the Needle Point pluton, Wallona batholith, Oregon. Journ. Geol., 78, p.52-76.
- PLYUSNINA L.P. (1982) .- Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. Contr. Mineral. Petrol., 80, p. 140-146.
- POLDERVAART A., HESS H.H. (1951) .- Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma. Journ. Geol., 59, p. 472.
- RAASE P. (1974) .- Al and Ti contents of hornblende, indicators of P and T of regional metamorphism. Contr. Mineral. Petrol., 45, p.231-236.

- RAVIER J., CHENEVOY M. (1966) .- Les granites à muscovite du Mont Pilat. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, 7, t. 8, p. 133.
- RICHARDSON S.W., DEU P.M., GILBERT M.C. (1968) .- Kyanite-sillimanite equilibrium between 700 and 1500°C. Amer. J. Sci., 266, p. 513-541.
- ROBERTSON J.K., WYLLIE P.J. (1971) .- Experimental studies on rocks from the Deboullie stock; northern Maine, including melting relations in the water deficient environment. Journ. Geol. 79, p. 549-571.
- ROBIE R.A., BETHKE P.M., BEARDSLEY K.M. (1967) .- Selected X-Ray crystallographic data, molar volumes and densities of minerals and related substances. Geol. Serv. Bull., 1248.
- ROCQUES M. (1971) .- Structure géologique du Massif Central. Symposium J. Jung : Geologie, géomorphologie.
- ROLET J., SANTALLIER D. (1985).- Periatlantic plate tectonic model for the French caledonian and variscan orogen. E.U.G. 3, Terra cognita 5, 2-3, 252.
- ROOSMANN G.R. (1984) .- Spectroscopy of micas. Reviews in mineralogy, v. 13, p. 145-182.
- RUIZ J.L., APARICIO A., GARCIA CACHO L. (1978) .- Chemical variations in biotites during prograde metamorphism area, Sistema Central, Spain. Geol. Rund., 69, p. 94-106.
- SAHUC S. (1977) .- Les granites et anatexites sombres du versant sud du Pilat (Massif Central français) et leur couverture métamorphique claire. Signification et relations dans la région d'Annonay (Ardèche). Thèse 3e cycle, Lyon.
- SAXENA S.K. (1969) .- Silicate solid solution and geothermometry. Distribution of Fe-Mg between coexisting garnet and biotite. Contr. Mineral. Petrol., 22, p. 259-267.
- SERRANO J.J. (1979) .- Gisement et pétrologie des faciès anatectiques et granitiques du substratum de la série métamorphique du Pilat. Thèse 3e cycle, Lyon.
- SEYLEY M. (1984) .- Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques : l'exemple des métavolcanites cambro-ordoviciennes, en particulier alcalines, du socle provençal (France). Thèse d'Etat, Lyon, 555 p.
- SHAW D.M. (1970) .- Trace element fractionation during anatexis. Geochim. Cosmochim. Acta, 34, p. 237-243.
- SIMPSON C., SCHMITT S.M. (1983) .- An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 94, p. 1281-1288.
- SLAUGHTER J., KERRICH D.M., WALL V.J. (1975) .- Experimental and thermodynamic study of equilibria in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$. Amer. J. Sci., 275, p. 143-162.

- SMITH J.V. (1974) .- Feldspar minerals, v.1, Crystal structure and physical properties. Springer Verlag New York, 622 p.
- SPRAY J.G., WILLIAMS G.D. (1980) .- The subophiolitic metamorphic rocks of the Ballantrae igneous complex, SW Scotland. Journ. Geol. Soc. London, 137, p. 359-368.
- SPEAR F.S. (1976) .- Ca-amphibole composition as a function of temperature, fluid pressure, and oxygen fugacity in a basaltic system. Carnegie Institution. Annual Report of the Director - Geophysical laboratory. Year Book 75, p. 776-779.
- SPEAR F.S. (1981) .- An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites. Amer. J. Sci., 281, p. 697-734.
- STEPHENSON N.C.N. (1977) .- Coexisting hornblendes and biotites from Precambrian gneisses of the south coast of Western Australia. Lithos 10, p. 9-27.
- TAYLOR S.R., EWART A., ANNETTE C.CAPP (1968) .- Leucogranites and rhyolites : traces elements evidence for fractional crystallisation and partial melting. Lithos, v. 1, n° 2, p. 179-186.
- THELIN P. (1983) .- Les gneiss ocellés de la nappe du Grand St-Bernard. Essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'hérédité pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). Thèse de Doctorat, Lausanne.
- THOMAS (1982) .- Stability relations of the amphiboles hastingite. Amer. J. Sci., 282, p. 136-163.
- THOMPSON A.B. (1976) .- Mineral reaction in pelitic rocks. I. Prediction of $P-T-X_{Fe-Mg}$ phase relations. II. Calculation of some $P-T-X_{Fe-Mg}$ phase relations. Amer. J. Sci., 276, p. 401-424 and 425-434.
- THOMPSON A.B. (1979) .- Model systems for anatexis of pelitic rocks. Part II. Contr. Mineral. Petrol., 70, p. 429-438.
- THOMPSON A.B. (1982) .- Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H_2O undersaturated granitic liquids. Amer. J. Sci., 282, p. 1567-1595.
- TOURNAIRE M. (1869) .- Note sur la constitution géologique du département de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, 2e série, XXVI, p. 1106-1171.
- TRACY R.J., ROBINSON P., THOMPSON A.B. (1976) .- Garnet composition and zoning in the determination of T and P of metamorphism, Central Massachusetts. Amer. Mineral., v. 61, p. 762-775.
- TRACY R.J. (1982) .- Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals in J.M. Ferry Ed., Reviews in Mineralogy, v. 10.
- TRZCIENSKI W.E. (1977) .- Garnet zoning product of a continuous reaction. Canadian Mineral, v. 15, p. 250-256.

- TUTTLE O.F., BOWEN N.L. (1958).- Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{Na AlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{K AlSi}_3\text{O}_8$ - SiO_2 - H_2O . The Geological Society of America, memoir 74, 153 p.
- VERNON R.H. (1978) .- Pseudomorphoses replacement of cordierite by symplectic intergrowths of andalousite, biotite and quartz. Lithos, v. 11, p. 283-290.
- VIELZEUF D. (1983) .- The spinel and quartz association in high grade xenoliths from Tallante (S.E. Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. Contr. Mineral. Petrol., 82, p. 301-311.
- VITEL G., FABRIES J. (1982) .- Caractérisation de l'évolution plymétamorphique du Hoggar central (Sahara) basée sur l'analyse cristallogénétique d'amphiboles calciques. Bull. Minéral., 105, p. 110-124.
- WEBER C. (1985).- Approche pétrogénétique et expérimentale des mécanismes de fusion partielle dans la croûte continentale. Thèse de doctorat, Nancy.
- WEBER C., BARBEY P. (1985) .- Genèse des spinelles zincifères à partir d'orthogneiss granitiques dans les conditions du début de l'anatexie. Exemple des migmatites de la Baume (Ardèche). C.R. Acad. Sci., Paris, r. 300, sér. II, n° 8.
- WEDEPOHL K.H. (1978) .- Niobium. In Handbook of geochemistry II/4 Wedepohl K.H. Ed., Springer Verlag, Berlin.
- WEISBROD A. (1967) .- Explication sommaire de la carte géologique des Cévennes médianes. Sci. Terre, 12-4, p. 301-344;
- WEISBROD A. (1970) .- Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif Central français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. Thèse d'Etat, Nancy.
- WHITNER P.R. (1969) .- Variation of the K/Rb ratio in migmatitic paragneisses of the Northwest Adirondacks. Geochim. Cosmochim. Acta., v. 33, p. 1203-1211.
- WILLIAMSON X. (1968).- Least-squares fitting of a straight line. Can. J. Phys. 46, p. 1845.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977) .- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element. Chemical Géol., v. 20, p. 325-343.
- WINKLER H.G.F., VON PLATTEN H. (1961) .- Experimentelle gesteins metamorphose. IV. Bildung antektrochen Schmelzen aus metamorphisiereten Grauwacken. Geochim. Cosmochim. Acta., 24, p. 48-69.
- WINCKLER H.G., VON PLATTEN H. (1961) .- Experimentelle gesteinsmetamorphose : experimentelle anatektische schmelzen und ihre petrogenetische bedeutung. Geochim. Cosmochim. Acta., v. 24, p.250-259.

- WINKLER H.G.F., NICHT K.H. (1962) .- Zoisitbildung bei der experimentellen metamorphose. *Naturwissenschaften*, 49, p. 49-605.
- WINKLER H.G.F. (1979) .- Petrogenesis of metamorphic rocks. 5th Ed Springer Verlag New York, 348 p.
- WOODSWORTH G.J. (1977). - Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. *Can. Miner.*, 15, p. 230-242.
- WYLLIE P.J. (1977). - Crustal anatexis : an experimental review. *Tectonophysics*, 43, p. 41-71
- YODER H.S., STEWART D.B., SMITH J.R. (1957). -Ternary feldspars (annual rep. director geophys. lab.). Carnegie Inst. Washington, Yr Book, 55, p. 190.
- YOUSSEF I.A. (1980).- Les amphibolites de la série métamorphique de basse pression du Vivarais Occidental et du Mont Pilat : étude lithostratigraphique, pétrographique et géochimique. Thèse de 3e cycle, Lyon.
- ZAKRUTKIN V.V., GRIGORENKO M.W. (1967) - Titanium and alcalies in amphiboles in metamorphism. *Doklady of Acad. Sci. USSR, Earth Sci. Section*, 173, 917-918.
- ZIMMERMANN J.L. (1981). -La libération de l'eau, du gaz carbonique et des hydrocarbures des cordièrites. Cinétique des mécanismes, détermination des sites, intérêt pétrogénétique. *Bull. Minéral.* 104, 325-338.

Tableau 1 : Amphiboles

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|
| | F.6.I | F.6.I | F.6.I | F.6.I | F.9.I | F.9.I | F.9.I | F.9.I | F.9.I | F.9.I | F.11I | F.11I | F.11I | L0839 | L0839 | L0839 | L0839 | L0839 | L0839 |
| | ... | ... | .C. | .B. | .B. | .M. | .C. | .B. | .C. | .C. | .M6 | .M6 | .M6 | .C.. | .M.. | .B.. | .M.. | .B.. | .B.. |
| | .4.1 | .4.4 | .2.1 | .2.2 | .5.1 | .5.2 | .5.3 | .4.2 | .4.3 | .2.2 | .1.2 | .1.3 | .1.5 | .3.1 | .3.2 | .3.3 | .3.5 | .3.6 | .5.1 |
| SiO2 | 42.830 | 43.160 | 42.790 | 42.990 | 40.850 | 42.680 | 39.500 | 41.670 | 41.790 | 41.220 | 44.080 | 44.850 | 42.520 | 40.840 | 40.450 | 41.840 | 38.840 | 41.310 | 41.100 |
| Al2O3 | 10.710 | 10.860 | 11.650 | 11.360 | 13.990 | 13.810 | 16.270 | 10.000 | 9.120 | 14.260 | 10.340 | 9.930 | 10.690 | 12.710 | 11.910 | 10.890 | 13.250 | 10.760 | 10.540 |
| Fe2O3 | 0.574 | 1.281 | 2.761 | 2.530 | 2.002 | 3.869 | 5.349 | 6.493 | 4.833 | 0.000 | 2.575 | 1.427 | 1.641 | 5.760 | 4.675 | 0.874 | 3.236 | 2.778 | 4.485 |
| FeO | 17.685 | 17.689 | 16.655 | 17.854 | 16.530 | 11.979 | 14.088 | 24.999 | 27.050 | 16.970 | 14.111 | 14.887 | 14.993 | 20.478 | 23.124 | 24.305 | 22.388 | 22.931 | 20.662 |
| K2O | 0.760 | 0.830 | 0.730 | 0.940 | 0.170 | 0.200 | 1.030 | 0.970 | 0.770 | 0.930 | 0.690 | 0.690 | 0.750 | 1.530 | 1.690 | 1.420 | 1.870 | 1.490 | 1.330 |
| MnO | 0.060 | 0.240 | 0.180 | 0.110 | 0.000 | 0.110 | 0.390 | 0.060 | 0.000 | 0.080 | 0.240 | 0.120 | 0.190 | 0.240 | 0.390 | 0.370 | 0.000 | 0.330 | 0.450 |
| MgO | 9.040 | 9.120 | 8.830 | 8.340 | 8.980 | 11.530 | 7.660 | 2.110 | 1.590 | 8.400 | 10.510 | 10.500 | 10.050 | 4.560 | 3.770 | 4.130 | 4.000 | 4.210 | 4.870 |
| CaO | 11.420 | 11.610 | 11.670 | 11.400 | 11.750 | 12.060 | 11.230 | 11.040 | 11.280 | 11.750 | 11.430 | 11.630 | 11.700 | 10.920 | 11.150 | 11.240 | 11.010 | 10.790 | 10.630 |
| Na2O | 2.420 | 2.420 | 2.260 | 2.180 | 3.650 | 3.270 | 2.830 | 0.970 | 0.880 | 3.090 | 1.980 | 1.630 | 1.920 | 1.510 | 1.530 | 1.310 | 1.620 | 1.450 | 1.380 |
| TiO2 | 1.840 | 2.280 | 0.840 | 2.070 | 0.450 | 0.350 | 1.200 | 0.000 | 0.010 | 1.270 | 1.620 | 1.600 | 1.740 | 0.930 | 1.780 | 1.990 | 1.680 | 1.690 | 1.930 |
| NiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 97.339 | 99.490 | 98.366 | 99.774 | 98.372 | 99.858 | 99.547 | 98.312 | 97.323 | 97.970 | 97.576 | 97.264 | 96.194 | 99.478 | 100.470 | 98.369 | 97.894 | 97.739 | 97.377 |
| Si | 6.507 | 6.433 | 6.434 | 6.403 | 6.148 | 6.206 | 5.863 | 6.572 | 6.694 | 6.216 | 6.581 | 6.700 | 6.478 | 6.249 | 6.214 | 6.505 | 6.096 | 6.465 | 6.418 |
| AlIV | 1.494 | 1.567 | 1.566 | 1.597 | 1.852 | 1.795 | 2.137 | 1.429 | 1.307 | 1.785 | 1.420 | 1.300 | 1.522 | 1.752 | 1.786 | 1.495 | 1.904 | 1.536 | 1.583 |
| AlVI | 0.423 | 0.339 | 0.497 | 0.396 | 0.628 | 0.570 | 0.707 | 0.429 | 0.414 | 0.748 | 0.399 | 0.447 | 0.396 | 0.539 | 0.369 | 0.499 | 0.545 | 0.448 | 0.356 |
| Fe3 | 0.065 | 0.144 | 0.312 | 0.283 | 0.226 | 0.422 | 0.709 | 0.769 | 0.582 | 0.000 | 0.289 | 0.160 | 0.188 | 0.662 | 0.540 | 0.102 | 0.381 | 0.326 | 0.526 |
| Fe2 | 2.247 | 2.205 | 2.095 | 2.224 | 2.081 | 1.457 | 1.636 | 3.298 | 3.624 | 2.140 | 1.762 | 1.860 | 1.911 | 2.621 | 2.971 | 3.161 | 2.939 | 3.002 | 2.699 |
| K | 0.147 | 0.158 | 0.140 | 0.179 | 0.033 | 0.037 | 0.195 | 0.195 | 0.157 | 0.179 | 0.131 | 0.132 | 0.146 | 0.299 | 0.331 | 0.282 | 0.374 | 0.297 | 0.265 |
| Mn | 0.008 | 0.030 | 0.023 | 0.014 | 0.000 | 0.014 | 0.049 | 0.008 | 0.000 | 0.010 | 0.030 | 0.015 | 0.025 | 0.031 | 0.051 | 0.049 | 0.000 | 0.044 | 0.060 |
| Mg | 2.047 | 2.026 | 1.979 | 1.851 | 2.014 | 2.498 | 1.695 | 0.496 | 0.380 | 1.888 | 2.338 | 2.338 | 2.282 | 1.040 | 0.863 | 0.957 | 0.936 | 0.982 | 1.133 |
| Ca | 1.859 | 1.854 | 1.880 | 1.819 | 1.895 | 1.879 | 1.786 | 1.866 | 1.936 | 1.899 | 1.829 | 1.862 | 1.910 | 1.790 | 1.835 | 1.873 | 1.852 | 1.809 | 1.779 |
| Na | 0.713 | 0.699 | 0.659 | 0.630 | 1.065 | 0.922 | 0.814 | 0.297 | 0.273 | 0.903 | 0.573 | 0.472 | 0.567 | 0.448 | 0.456 | 0.395 | 0.493 | 0.440 | 0.418 |
| Ti | 0.210 | 0.256 | 0.095 | 0.232 | 0.051 | 0.038 | 0.134 | 0.000 | 0.001 | 0.144 | 0.182 | 0.180 | 0.199 | 0.107 | 0.206 | 0.233 | 0.198 | 0.199 | 0.227 |
| Ni | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| tot | 15.719 | 15.711 | 15.679 | 15.627 | 15.993 | 15.838 | 15.726 | 15.357 | 15.366 | 15.911 | 15.533 | 15.465 | 15.623 | 15.537 | 15.622 | 15.549 | 15.719 | 15.547 | 15.461 |

LOB 39.. : n° de la lame.

.M... : localisation de l'analyse dans la plage (B=bord ; M=intermédiaire ; C=coeur).

5.2 .. : n° de la plage considérée / n° du point analysé.

Tableau 1 (suite) :
Amphiboles

Tableau 2 : Pyroxènes

| | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|---------|---------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|
| | L0839 | L0839 | L0844 | L0844 | L0844 | | PI.20 | PI.20 | PI.20 | PI.20 | PI.20 | PI.20 | PI.20 | PI.20 | PI.20 |
| | .M.. | .C.. | | | | | | | | | | | | | |
| | .5.2 | .5.3 | .1.1 | .1.2 | .1.3 | | .1.2 | .1.3 | .1.4 | .1.5 | 3.1 | 2.2 | 2.3 | 2.9 | 3.4 |
| SiO2 | 39.290 | 39.400 | 45.640 | 42.430 | 45.270 | SiO2 | 52.390 | 52.840 | 46.000 | 53.170 | 51.610 | 51.650 | 51.460 | 52.010 | 50.570 |
| Al2O3 | 12.210 | 13.340 | 10.720 | 13.270 | 10.590 | Al2O3 | 1.630 | 2.350 | 7.220 | 2.460 | 1.160 | 1.120 | 1.130 | 0.960 | 1.000 |
| Fe2O3 | 4.197 | 5.405 | 2.468 | 3.882 | 4.553 | Fe2O3 | 2.424 | 2.956 | 9.086 | 2.907 | 0.000 | 0.000 | 0.644 | 0.000 | 1.482 |
| FeO | 21.386 | 20.079 | 11.578 | 11.327 | 10.055 | FeO | 6.529 | 6.349 | 2.023 | 4.184 | 12.650 | 12.630 | 11.241 | 12.400 | 12.636 |
| K2O | 1.800 | 1.840 | 0.750 | 0.840 | 0.700 | K2O | 0.030 | 0.000 | 0.580 | 0.000 | 0.000 | 0.030 | 0.000 | 0.000 | 0.020 |
| MnO | 0.300 | 0.450 | 0.290 | 0.350 | 0.290 | MnO | 1.440 | 0.350 | 0.310 | 0.190 | 0.330 | 0.240 | 0.230 | 0.330 | 0.210 |
| MgO | 4.520 | 4.660 | 12.360 | 11.100 | 12.320 | MgO | 11.870 | 11.430 | 11.480 | 12.550 | 9.630 | 9.360 | 10.050 | 9.880 | 9.070 |
| CaO | 11.000 | 10.900 | 11.790 | 11.760 | 11.650 | CaO | 23.410 | 22.460 | 19.000 | 22.610 | 23.440 | 23.780 | 24.270 | 23.980 | 23.770 |
| Na2O | 1.590 | 1.780 | 1.970 | 2.190 | 1.840 | Na2O | 0.780 | 1.600 | 1.530 | 1.710 | 0.710 | 0.300 | 0.250 | 0.250 | 0.230 |
| TiO2 | 1.650 | 1.030 | 0.740 | 0.870 | 1.110 | TiO2 | 0.210 | 0.070 | 0.880 | 0.040 | 2.670 | 0.200 | 0.110 | 0.030 | 0.140 |
| NiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | NiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 97.943 | 98.884 | 98.306 | 98.019 | 98.378 | Tot | 100.710 | 100.410 | 98.109 | 99.821 | 102.200 | 99.310 | 99.385 | 99.840 | 99.128 |
| Si | 6.158 | 6.093 | 6.665 | 6.272 | 6.589 | Si | 1.953 | 1.963 | 1.751 | 1.966 | 1.932 | 1.986 | 1.971 | 1.987 | 1.961 |
| AlIV | 1.842 | 1.908 | 1.336 | 1.728 | 1.412 | AlIV | 0.047 | 0.037 | 0.249 | 0.034 | 0.068 | 0.015 | 0.029 | 0.013 | 0.039 |
| AlVI | 0.412 | 0.522 | 0.508 | 0.582 | 0.404 | AlVI | 0.025 | 0.066 | 0.075 | 0.073 | -0.017 | 0.036 | 0.022 | 0.030 | 0.006 |
| Fe3 | 0.494 | 0.628 | 0.271 | 0.432 | 0.566 | Fe3 | 0.068 | 0.083 | 0.260 | 0.081 | 0.000 | 0.000 | 0.019 | 0.000 | 0.043 |
| Fe2 | 2.804 | 2.597 | 1.414 | 1.399 | 1.156 | Fe2 | 0.204 | 0.197 | 0.064 | 0.129 | 0.396 | 0.406 | 0.360 | 0.396 | 0.410 |
| K | 0.360 | 0.363 | 0.140 | 0.158 | 0.130 | K | 0.001 | 0.000 | 0.028 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| Mn | 0.040 | 0.059 | 0.036 | 0.044 | 0.036 | Mn | 0.045 | 0.011 | 0.010 | 0.006 | 0.010 | 0.008 | 0.007 | 0.011 | 0.007 |
| Mg | 1.056 | 1.074 | 2.690 | 2.445 | 2.672 | Mg | 0.659 | 0.633 | 0.651 | 0.692 | 0.537 | 0.536 | 0.574 | 0.562 | 0.524 |
| Ca | 1.847 | 1.806 | 1.845 | 1.863 | 1.817 | Ca | 0.935 | 0.894 | 0.775 | 0.896 | 0.940 | 0.979 | 0.996 | 0.981 | 0.987 |
| Na | 0.483 | 0.534 | 0.558 | 0.628 | 0.519 | Na | 0.056 | 0.115 | 0.113 | 0.123 | 0.052 | 0.022 | 0.019 | 0.019 | 0.017 |
| Ti | 0.195 | 0.120 | 0.081 | 0.097 | 0.121 | Ti | 0.006 | 0.002 | 0.025 | 0.001 | 0.075 | 0.006 | 0.003 | 0.001 | 0.004 |
| Ni | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | Ni | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| tot | 15.690 | 15.702 | 15.542 | 15.649 | 15.421 | tot | 4.000 | 4.000 | 4.002 | 4.000 | 3.993 | 3.995 | 4.000 | 4.000 | 4.000 |
| WO | | | | | | WO | 49 | 49 | 44 | 50 | 50 | 51 | 51 | 50 | 50 |
| EN | | | | | | EN | 34 | 35 | 37 | 38 | 29 | 28 | 29 | 29 | 27 |
| FS | | | | | | FS | 17 | 16 | 19 | 12 | 22 | 21 | 20 | 21 | 23 |

Tableau 2 (suite) : Pyroxènes

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 |
|-------|--------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|---------|--------|---------|--------|--------|--------|
| | Pl.20 | Pl.20 | Pl.20 | LOB.39 | LOB.39 | LOB.39 | LOB.39 | LOB.39 | LOB.39 | LOB.39 | LOB.39 | LOB.39 | LOB.39 | LOB.39 | LOB.39 | F.9.1 | D.12. | D.12. | F.11. |
| | | | | ... | ... | ... | ... | ... | ... | ... | ... | ... | ... | ... | ... | ... | .. | .. | .. |
| | 3.5. | 3.6. | 3.7. | 1.1. | 1.2 | 1.4. | 1.5. | 1.6. | 1.1P | 1.2P | 4.1. | 4.2. | 4.3. | 4.4. | 4.5. | 5.4. | 1.2. | 1.3. | 1.1. |
| SiO2 | 50.730 | 51.150 | 51.080 | 50.510 | 50.360 | 49.660 | 49.840 | 49.240 | 49.620 | 49.730 | 50.560 | 49.960 | 50.630 | 50.230 | 50.410 | 51.880 | 50.740 | 38.900 | 44.460 |
| Al2O3 | 1.740 | 0.550 | 1.330 | 0.580 | 0.560 | 0.460 | 0.590 | 0.570 | 0.590 | 0.570 | 0.640 | 0.590 | 0.670 | 0.670 | 0.920 | 0.060 | 2.050 | 16.460 | 10.320 |
| Fe2O3 | 0.703 | 14.113 | 2.559 | 0.000 | 0.689 | 0.000 | 0.000 | 0.603 | 0.288 | 0.600 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 4.741 | 7.832 |
| FeO | 12.818 | 0.868 | 10.487 | 22.910 | 23.000 | 22.970 | 23.110 | 22.207 | 22.341 | 22.490 | 23.560 | 22.930 | 22.210 | 22.690 | 22.690 | 19.510 | 14.240 | 6.133 | 9.621 |
| K2O | 0.030 | 0.110 | 0.020 | 0.030 | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.030 | 0.000 | 0.010 | 0.040 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.040 | 0.830 |
| MnO | 0.290 | 0.290 | 0.330 | 1.100 | 1.070 | 0.980 | 1.040 | 0.850 | 1.160 | 1.130 | 0.600 | 0.650 | 0.720 | 0.600 | 0.450 | 0.190 | 0.270 | 0.480 | 0.050 |
| MgO | 9.130 | 9.410 | 9.620 | 4.520 | 4.600 | 4.490 | 4.510 | 4.680 | 4.590 | 4.500 | 4.270 | 4.370 | 4.440 | 4.350 | 4.430 | 5.560 | 8.450 | 0.160 | 10.280 |
| CaO | 23.600 | 24.040 | 23.970 | 20.780 | 21.250 | 20.390 | 20.470 | 20.770 | 20.700 | 20.240 | 20.450 | 21.060 | 20.600 | 21.410 | 20.720 | 23.420 | 23.140 | 31.190 | 11.670 |
| Na2O | 0.260 | 2.710 | 0.590 | 0.220 | 0.200 | 0.280 | 0.170 | 0.220 | 0.220 | 0.180 | 0.170 | 0.230 | 0.140 | 0.120 | 0.180 | 0.040 | 0.160 | 0.000 | 1.990 |
| TiO2 | 0.280 | 0.050 | 0.420 | 0.180 | 0.240 | 0.160 | 0.000 | 0.170 | 0.000 | 0.030 | 0.070 | 0.110 | 0.020 | 0.180 | 0.150 | 0.010 | 0.190 | 0.400 | 1.520 |
| NiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 99.581 | 103.290 | 100.410 | 100.830 | 101.970 | 99.410 | 99.730 | 99.310 | 99.539 | 98.870 | 100.330 | 99.940 | 99.440 | 100.250 | 99.950 | 100.670 | 99.240 | 98.504 | 98.573 |
| Si | 1.953 | 1.886 | 1.944 | 1.999 | 1.977 | 1.997 | 1.997 | 1.981 | 1.991 | 2.005 | 2.009 | 1.996 | 2.019 | 1.997 | 2.003 | 2.024 | 1.963 | 1.535 | 1.703 |
| AlIV | 0.047 | 0.114 | 0.056 | 0.002 | 0.023 | 0.003 | 0.003 | 0.019 | 0.009 | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.000 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.037 | 0.465 | 0.297 |
| AlVI | 0.032 | -0.090 | 0.003 | 0.026 | 0.003 | 0.018 | 0.025 | 0.008 | 0.019 | 0.027 | 0.030 | 0.024 | 0.031 | 0.028 | 0.043 | 0.003 | 0.057 | 0.300 | 0.168 |
| Fe3 | 0.020 | 0.391 | 0.073 | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.018 | 0.009 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.141 | 0.225 |
| Fe2 | 0.413 | 0.027 | 0.334 | 0.758 | 0.755 | 0.772 | 0.774 | 0.747 | 0.750 | 0.758 | 0.783 | 0.766 | 0.741 | 0.754 | 0.754 | 0.637 | 0.461 | 0.202 | 0.308 |
| K | 0.001 | 0.005 | 0.001 | 0.002 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.001 | 0.002 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.041 |
| Mn | 0.009 | 0.009 | 0.011 | 0.037 | 0.036 | 0.033 | 0.035 | 0.029 | 0.039 | 0.039 | 0.020 | 0.022 | 0.024 | 0.020 | 0.015 | 0.006 | 0.009 | 0.016 | 0.002 |
| Mg | 0.524 | 0.517 | 0.546 | 0.267 | 0.269 | 0.269 | 0.269 | 0.281 | 0.274 | 0.270 | 0.253 | 0.260 | 0.264 | 0.258 | 0.262 | 0.323 | 0.487 | 0.009 | 0.587 |
| Ca | 0.973 | 0.950 | 0.977 | 0.881 | 0.894 | 0.878 | 0.879 | 0.895 | 0.890 | 0.874 | 0.871 | 0.902 | 0.880 | 0.912 | 0.882 | 0.979 | 0.959 | 1.319 | 0.479 |
| Na | 0.019 | 0.194 | 0.044 | 0.017 | 0.015 | 0.022 | 0.013 | 0.017 | 0.017 | 0.014 | 0.013 | 0.018 | 0.011 | 0.009 | 0.014 | 0.003 | 0.012 | 0.000 | 0.148 |
| Ti | 0.008 | 0.001 | 0.012 | 0.005 | 0.007 | 0.005 | 0.000 | 0.005 | 0.000 | 0.001 | 0.002 | 0.003 | 0.001 | 0.005 | 0.004 | 0.000 | 0.006 | 0.012 | 0.044 |
| Ni | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| tot | 4.000 | 4.004 | 4.000 | 3.992 | 4.000 | 3.999 | 3.996 | 4.000 | 4.000 | 3.988 | 3.981 | 3.997 | 3.971 | 3.987 | 3.978 | 3.976 | 3.990 | 4.000 | 4.001 |
| WO | 50 | 50 | 50 | 45 | 45 | 45 | 45 | 46 | 45 | 45 | 45 | 46 | 46 | 47 | 46 | 50 | 50 | 78 | 30 |
| EN | 27 | 27 | 28 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 14 | 13 | 13 | 14 | 13 | 14 | 17 | 25 | 1 | 37 |
| FS | 23 | 23 | 22 | 41 | 41 | 41 | 41 | 40 | 41 | 41 | 42 | 41 | 40 | 40 | 40 | 33 | 25 | 21 | 33 |

LoB 39 .. : n° de la lame.

Pl.B .. : localisation de l'analyse dans la plage (B=bord ; M=intermédiaire ; C=coeur)

2.1 .. : n° de la plage considérée / n° du point analysé.

Tableau 3 : Plagioclases des amphibolites

PL.C = analyses de coeur ; PL.B = bordure ; PL.M = intermédiaire

| | 88 | 89 | 90 | 91 | 92 | 93 | 94 | 95 | 96 | 97 | 98 | 99 | 100 | 101 | 102 | 103 |
|-------|---------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|---------|--------|--------|--------|---------|---------|--------|---------|--------|
| | LOB39 | LOB39 | LOB39 | LOB39 | LOB39 | LOB39 | Pl.20 | Pl.20 | Pl.20 | Pl.20 | Pl.20 | Pl.20 | Pl.20 | F.6.. | F.6.. | F.5.. |
| | PL.B | PL.M | PL.C | PL.B | PL.M | PL.C | PL.B | PL.M | PL.M | PL.C | PL.B | PL.. | PL.. | PL.. | PL.. | PL.. |
| | .2.1 | .2.2 | .2.3 | .2.4 | .2.5 | .2.6 | .2.4 | .2.5 | .2.6 | .2.7 | .2.8 | .4.2 | .4.4 | .3.2 | .2.3 | .1.2 |
| SiO2 | 60.810 | 60.440 | 61.180 | 59.890 | 60.460 | 61.560 | 58.880 | 57.950 | 53.660 | 52.190 | 52.120 | 62.700 | 63.540 | 59.610 | 65.030 | 39.940 |
| Al2O3 | 25.580 | 24.850 | 24.270 | 25.510 | 25.020 | 24.610 | 26.050 | 26.800 | 29.390 | 29.980 | 30.240 | 23.610 | 23.640 | 25.150 | 23.240 | 32.090 |
| Fe2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| FeO | 0.170 | 1.250 | 0.210 | 0.000 | 0.040 | 0.130 | 0.000 | 0.670 | 0.080 | 0.030 | 0.090 | 0.110 | 0.250 | 0.310 | 0.320 | 0.110 |
| K2O | 0.270 | 0.490 | 0.610 | 0.280 | 0.360 | 0.480 | 0.170 | 0.190 | 0.110 | 0.110 | 0.130 | 0.260 | 0.210 | 0.270 | 0.230 | 0.000 |
| MnO | 0.050 | 0.000 | 0.110 | 0.000 | 0.030 | 0.000 | 0.030 | 0.000 | 0.060 | 0.000 | 0.050 | 0.030 | 0.000 | 0.000 | 0.020 | 0.000 |
| MgO | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.030 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| CaO | 6.210 | 5.510 | 5.430 | 6.460 | 6.050 | 5.240 | 7.450 | 8.250 | 11.460 | 12.430 | 12.610 | 5.110 | 4.860 | 4.260 | 4.010 | 10.510 |
| Na2O | 7.870 | 7.950 | 8.160 | 7.480 | 7.780 | 7.990 | 7.270 | 6.530 | 4.900 | 4.300 | 4.400 | 8.270 | 8.510 | 7.110 | 8.960 | 2.540 |
| TiO2 | 0.100 | 0.030 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.090 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.280 | 0.000 | 0.000 | 0.110 | 0.030 | 0.000 |
| NiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 101.080 | 83.620 | 99.970 | 99.650 | 99.760 | 100.010 | 99.940 | 100.390 | 99.680 | 99.040 | 99.920 | 100.110 | 101.010 | 96.820 | 101.860 | 85.190 |
| Si | 2.678 | 2.689 | 2.724 | 2.672 | 2.695 | 2.730 | 2.630 | 2.588 | 2.432 | 2.386 | 2.368 | 2.772 | 2.783 | 2.713 | 2.818 | 2.124 |
| AlIV | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| AlVI | 1.327 | 1.302 | 1.273 | 1.341 | 1.313 | 1.285 | 1.370 | 1.410 | 1.569 | 1.614 | 1.618 | 1.229 | 1.219 | 1.348 | 1.186 | 2.010 |
| Fe3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe2 | 0.006 | 0.047 | 0.008 | 0.000 | 0.001 | 0.005 | 0.000 | 0.025 | 0.003 | 0.001 | 0.003 | 0.004 | 0.009 | 0.012 | 0.012 | 0.005 |
| K | 0.015 | 0.028 | 0.035 | 0.016 | 0.020 | 0.027 | 0.010 | 0.011 | 0.006 | 0.006 | 0.008 | 0.015 | 0.012 | 0.016 | 0.013 | 0.000 |
| Mn | 0.002 | 0.000 | 0.004 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.002 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Mg | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | | | | | |

Tableau 7 : Plagioclases des gneiss fins

- A 4 -

Tableau 8 : Plagioclases de la "lignée claire"

TAPL : tache plagio.des perthites ; PLIN : plagio. inclus dans ORI

| | 104 | 105 | 107 | 108 |
|-------|---------|---------|---------|---------|
| | LO851 | LO851 | LO855 | LO855 |
| | b | c | b | c |
| | .1.5 | .2.6 | 1.12 | 1.11 |
| SiO2 | 60.730 | 61.910 | 59.490 | 58.750 |
| Al2O3 | 24.940 | 24.780 | 27.150 | 27.340 |
| Fe2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| FeO | 0.090 | 0.070 | 0.170 | 0.080 |
| K2O | 0.310 | 0.420 | 0.100 | 0.090 |
| MnO | 0.250 | 0.000 | 0.110 | 0.050 |
| MgO | 0.030 | 0.010 | 0.020 | 0.020 |
| CaO | 6.200 | 5.430 | 7.680 | 8.290 |
| Na2O | 7.950 | 8.340 | 7.220 | 6.700 |
| TiO2 | 0.070 | 0.080 | 0.000 | 0.000 |
| NiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 100.570 | 101.040 | 101.940 | 101.320 |
| Si | 2.691 | 2.721 | 2.607 | 2.591 |
| AlIV | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| AlVI | 1.301 | 1.283 | 1.401 | 1.420 |
| Fe3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe2 | 0.003 | 0.003 | 0.006 | 0.003 |
| K | 0.018 | 0.024 | 0.006 | 0.005 |
| Mn | 0.009 | 0.000 | 0.004 | 0.002 |
| Mg | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.001 |
| Ca | 0.294 | 0.256 | 0.361 | 0.392 |
| Na | 0.683 | 0.711 | 0.614 | 0.573 |
| Ti | 0.002 | 0.003 | 0.000 | 0.000 |
| Ni | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| tot | 5.004 | 5.000 | 5.000 | 4.986 |
| AB | 69 | 72 | 63 | 59 |
| OR | 2 | 2 | 1 | 1 |
| AN | 29 | 26 | 37 | 40 |

| | 42 | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 | 48 | 49 | 50 | 51 | 52 | 53 | 54 | 55 |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | GL2.1 | GL2.1 | GL2.1 | GL2.1 | GL2.1 | GL2.1 | GL2.1 | GL2.1 | GL2.1 | GL2.1 | GL2.2 | GL2.1 | GL2.1 | GL2.1 |
| | TAPL | TAPL | TAPL | TAPL | TAPL | TAPL | TAPL | TAPL | TAPL | TAPL | TAPL | PLIN | PLIN | PLIN |
| | .1.1 | .1.2 | .1.3 | .1.6 | .1.7 | .1.8 | .2.4 | .4.3 | .4.4 | .4.5 | .9.6 | 4.6 | 4.7 | 4.8 |
| | | | | | | | | | | | | b | m | c |
| SiO2 | 63.540 | 64.560 | 64.420 | 64.650 | 64.090 | 63.830 | 63.320 | 64.950 | 65.540 | 64.610 | 63.180 | 65.520 | 64.640 | 65.780 |
| Al2O3 | 21.240 | 21.040 | 20.990 | 21.250 | 21.170 | 21.190 | 18.800 | 20.860 | 21.040 | 21.130 | 20.140 | 20.540 | 21.090 | 20.790 |
| Fe2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| FeO | 0.010 | 0.060 | 0.070 | 0.000 | 0.030 | 0.630 | 0.060 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.170 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| K2O | 0.210 | 0.220 | 0.380 | 0.210 | 0.230 | 0.210 | 6.030 | 0.210 | 0.250 | 0.320 | 2.720 | 0.340 | 0.320 | 0.360 |
| MnO | 0.060 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.070 | 0.020 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.050 | 0.000 |
| MgO | 0.000 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.010 | 0.020 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| CaO | 1.950 | 2.090 | 1.790 | 1.870 | 1.860 | 1.890 | 0.300 | 1.590 | 1.850 | 1.790 | 2.100 | 1.270 | 1.830 | 1.670 |
| Na2O | 10.200 | 10.390 | 10.270 | 10.060 | 10.120 | 10.270 | 7.370 | 10.550 | 10.200 | 10.390 | 7.000 | 10.450 | 9.990 | 10.580 |
| TiO2 | 0.170 | 0.030 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.060 | 0.000 |
| NiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 97.380 | 98.410 | 97.930 | 98.040 | 97.580 | 97.460 | 95.900 | 98.160 | 98.880 | 98.320 | 95.330 | 98.120 | 97.980 | 99.000 |
| Si | 2.871 | 2.887 | 2.893 | 2.893 | 2.886 | 2.880 | 2.958 | 2.905 | 2.908 | 2.889 | 2.923 | 2.927 | 2.896 | 2.917 |
| AlIV | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| AlVI | 1.130 | 1.108 | 1.110 | 1.120 | 1.123 | 1.126 | 1.034 | 1.099 | 1.099 | 1.113 | 1.097 | 1.081 | 1.113 | 1.086 |
| Fe3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe2 | 0.000 | 0.002 | 0.003 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.007 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| K | 0.012 | 0.013 | 0.022 | 0.012 | 0.013 | 0.012 | 0.359 | 0.012 | 0.014 | 0.018 | 0.161 | 0.019 | 0.018 | 0.020 |
| Mn | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 |
| Mg | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| Ca | 0.094 | 0.100 | 0.086 | 0.090 | 0.090 | 0.091 | 0.015 | 0.076 | 0.088 | 0.086 | 0.104 | 0.061 | 0.088 | 0.079 |
| Na | 0.894 | 0.901 | 0.894 | 0.873 | 0.884 | 0.898 | 0.667 | 0.915 | 0.877 | 0.901 | 0.628 | 0.905 | 0.868 | 0.892 |
| Ti | 0.006 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.001 | 0.000 | 0.002 | 0.000 |
| Ni | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| tot | 5.010 | 5.013 | 5.008 | 4.988 | 5.000 | 5.011 | 5.037 | 5.007 | 4.987 | 5.010 | 4.920 | 4.993 | 4.987 | 4.996 |
| AB | 89 | 89 | 89 | 90 | 90 | 90 | 64 | 91 | 90 | 90 | 70 | 92 | 89 | 90 |
| OR | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | 35 | 1 | 1 | 2 | 18 | 2 | 2 | 2 |
| AN | 10 | 10 | 9 | 9 | 9 | 9 | 1 | 8 | 9 | 8 | 12 | 6 | 9 | 8 |

Tableau 8 (suite) : Plagioclases de la "lignée claire"

PLIN : plagio. inclus dans ORI ; PL1 : plagio.1 ; PL2 : plagio.2

| | 56 | 57 | 58 | 59 | 60 | 61 | 62 | 63 | 64 | 66 | 67 | 68 | 69 | 70 | 71 | 72 | 73 | 74 | 75 | 76 | 77 |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|
| | GL2.1 | GL2.1 | GL2.1 | GL2.1 | GL2.2 | GL2.2 | GL2.2 | GL2.2 | GL2.2 | PIL00 | PIL00 | PIL00 | PIL00 | PIL00 | PIL00 | PIL00 | PIL00 | PIL00 | PIL00 | PIL00 | PIL00 |
| | PLIN | PLIN | PLIN | PLIN | PLIN | PLIN | PLIN | PLIN | PLIN | PLIN | PLIN | PLIN | PL1 | PL1 | PL1 | PL2 | PL2 | PL2 | PL2 | PL2 | PL2 |
| | .7.4 | .7.5 | .7.6 | .7.7 | 2.5 | 2.6 | 2.7 | 4.1 | 4.2 | 2.1 | 2.2 | 2.3 | 4.4 | 4.5 | 4.6 | 4.1 | 4.2 | 4.3 | 4.7 | 4.8 | 4.9 |
| | | | | | b | m | c | b | c | b | m | c | b | m | c | b | m | c | c | m | b |
| SiO2 | 66.660 | 66.200 | 65.500 | 66.150 | 66.630 | 65.190 | 65.920 | 65.840 | 65.970 | 66.680 | 63.510 | 62.520 | 60.760 | 62.690 | 63.120 | 63.380 | 64.330 | 63.550 | 63.960 | 64.650 | 64.170 |
| Al2O3 | 20.190 | 21.170 | 21.130 | 21.060 | 20.560 | 21.410 | 20.950 | 21.220 | 20.870 | 20.400 | 22.220 | 22.440 | 23.610 | 22.270 | 22.130 | 21.740 | 21.290 | 21.310 | 21.620 | 21.830 | 21.670 |
| Fe2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| FeO | 0.010 | 0.000 | 0.030 | 0.000 | 0.020 | 0.060 | 0.000 | 0.000 | 0.030 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.040 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.010 | 0.040 |
| K2O | 0.240 | 0.380 | 0.320 | 0.420 | 0.330 | 0.240 | 0.290 | 0.450 | 0.370 | 0.160 | 0.260 | 0.280 | 2.150 | 0.420 | 0.280 | 0.500 | 0.850 | 0.600 | 0.280 | 0.300 | 0.240 |
| MnO | 0.000 | 0.030 | 0.040 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.090 | 0.000 | 0.000 | 0.880 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.030 | 0.000 | 0.040 | 0.000 | 0.030 | 0.030 | 0.000 |
| MgO | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.030 | 0.030 | 0.000 | 0.010 | 0.600 | 0.020 | 0.000 |
| CaO | 0.380 | 1.660 | 1.780 | 1.640 | 1.280 | 1.830 | 1.750 | 1.730 | 1.610 | 0.550 | 2.530 | 2.750 | 1.550 | 2.670 | 2.850 | 2.330 | 2.120 | 2.230 | 2.260 | 2.230 | 2.420 |
| Na2O | 10.900 | 10.210 | 10.460 | 10.190 | 10.680 | 10.130 | 10.170 | 9.780 | 10.370 | 10.860 | 9.790 | 9.910 | 8.150 | 9.650 | 10.030 | 9.990 | 9.860 | 9.670 | 10.360 | 10.270 | 9.990 |
| TiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.110 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.140 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| NiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 98.380 | 99.670 | 99.370 | 99.480 | 99.500 | 98.860 | 99.190 | 99.020 | 99.220 | 99.540 | 98.310 | 97.910 | 96.240 | 97.700 | 98.470 | 98.010 | 98.640 | 97.550 | 98.510 | 99.340 | 98.530 |
| Si | 2.960 | 2.913 | 2.898 | 2.916 | 2.936 | 2.894 | 2.915 | 2.913 | 2.918 | 2.941 | 2.844 | 2.818 | 2.790 | 2.830 | 2.831 | 2.852 | 2.876 | 2.871 | 2.861</ | | |

Tableau 9 : Biotites de la "lignée claire"

- A 5 -

HTG : du granite hétérogène clair ; LEN : de la leptynite nébulitique

| | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| | PTD1. .HTG | PTD1. .HTG | PTD1. .HTG | PTD1. .HTG | PTD1. .HTG | PTD1. .HTG | BALA. .HTG | BALA. .HTG | BALA. .HTG | BALA. .HTG | BALA. .HTG | BALA. .HTG | BALA. .HTG | BALA. .HTG | BALA. .HTG | LOB5. .LEN | LOB5. .LEN | LOB5. .LEN | BG9.. .LEN | BG9.. .LEN |
| | 2.1 b | 2.2 m | 2.3 c | 2P1 b | 2P2 m | 2P3 c | 5.1 b | 5.2 m | 5.3 c | 3.1 b | 3.2 m | 3.3 c | 1.1 b | 1.2 m | 1.3 c | 1.1 b | 1.4 b | 1.5 b | 1.5 b | 1.6 b |
| SiO2 | 34.710 | 35.370 | 35.260 | 35.280 | 35.440 | 35.610 | 34.550 | 34.920 | 34.730 | 34.660 | 34.010 | 33.790 | 34.930 | 35.290 | 34.450 | 32.180 | 34.370 | 32.800 | 33.990 | 31.730 |
| Al2O3 | 19.540 | 19.540 | 19.290 | 19.430 | 19.350 | 19.120 | 21.990 | 21.340 | 21.850 | 21.410 | 21.160 | 21.250 | 21.820 | 20.800 | 21.460 | 23.350 | 22.480 | 4.430 | 21.280 | 21.020 |
| Fe2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| FeO | 20.260 | 20.760 | 19.870 | 21.390 | 21.180 | 21.680 | 24.080 | 24.070 | 24.360 | 22.610 | 23.640 | 23.010 | 22.230 | 22.730 | 23.700 | 29.160 | 26.500 | 27.210 | 26.610 | 27.830 |
| K2O | 9.610 | 9.530 | 9.760 | 9.130 | 9.540 | 9.440 | 9.580 | 9.630 | 9.600 | 9.750 | 9.740 | 9.220 | 9.800 | 9.560 | 9.830 | 3.990 | 0.130 | 7.860 | 9.230 | 8.110 |
| MnO | 0.130 | 0.060 | 0.200 | 0.150 | 0.030 | 0.090 | 0.230 | 0.200 | 0.310 | 0.250 | 0.380 | 0.330 | 0.310 | 0.300 | 0.950 | 0.250 | 0.160 | 0.090 | 0.390 | 0.450 |
| MgO | 8.070 | 7.950 | 7.860 | 8.120 | 8.060 | 8.010 | 3.470 | 3.420 | 4.020 | 4.320 | 3.910 | 3.990 | 4.300 | 4.270 | 4.030 | 5.210 | 5.050 | 4.430 | 3.780 | 3.760 |
| CaO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.100 | 0.010 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.030 | 0.000 | 0.000 | 0.200 | 0.060 | 0.060 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Na2O | 0.190 | 0.160 | 0.270 | 0.000 | 0.000 | 0.200 | 0.170 | 0.180 | 0.210 | 0.140 | 0.250 | 0.250 | 0.210 | 0.260 | 0.190 | 0.320 | 0.000 | 0.180 | 0.040 | 0.110 |
| TiO2 | 3.780 | 4.230 | 3.970 | 0.600 | 3.730 | 4.010 | 3.110 | 3.100 | 2.670 | 2.100 | 3.110 | 2.190 | 2.150 | 2.880 | 3.010 | 2.560 | 0.050 | 1.230 | 2.460 | 2.150 |
| NiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 96.290 | 97.600 | 96.480 | 94.200 | 97.340 | 98.170 | 97.180 | 96.860 | 97.750 | 95.240 | 96.200 | 94.060 | 95.750 | 96.090 | 97.820 | 97.080 | 88.800 | 78.230 | 97.780 | 97.780 |
| Si | 2.632 | 2.644 | 2.664 | 2.735 | 2.660 | 2.657 | 2.631 | 2.668 | 2.633 | 2.680 | 2.626 | 2.653 | 2.680 | 2.702 | 2.619 | 2.445 | 2.729 | 3.283 | 2.606 | 2.522 |
| AlIV | 1.368 | 1.356 | 1.336 | 1.265 | 1.340 | 1.343 | 1.369 | 1.332 | 1.367 | 1.320 | 1.375 | 1.347 | 1.321 | 1.298 | 1.381 | 1.555 | 1.271 | 0.717 | 1.394 | 1.478 |
| AlVI | 0.377 | 0.364 | 0.381 | 0.510 | 0.371 | 0.337 | 0.604 | 0.589 | 0.585 | 0.630 | 0.549 | 0.619 | 0.651 | 0.578 | 0.541 | 0.534 | 0.831 | -0.195 | 0.528 | 0.467 |
| Fe3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe2 | 1.285 | 1.298 | 1.256 | 1.387 | 1.330 | 1.353 | 1.534 | 1.538 | 1.545 | 1.462 | 1.526 | 1.511 | 1.426 | 1.455 | 1.507 | 1.853 | 1.760 | 2.278 | 1.706 | 1.850 |
| K | 0.930 | 0.909 | 0.941 | 0.903 | 0.913 | 0.899 | 0.931 | 0.939 | 0.929 | 0.962 | 0.959 | 0.924 | 0.959 | 0.934 | 0.954 | 0.387 | 0.013 | 1.004 | 0.903 | 0.822 |
| Mn | 0.008 | 0.004 | 0.013 | 0.010 | 0.002 | 0.006 | 0.015 | 0.013 | 0.020 | 0.016 | 0.025 | 0.022 | 0.020 | 0.019 | 0.061 | 0.016 | 0.011 | 0.008 | 0.025 | 0.030 |
| Mg | 0.912 | 0.886 | 0.885 | 0.938 | 0.902 | 0.891 | 0.394 | 0.389 | 0.454 | 0.498 | 0.450 | 0.467 | 0.492 | 0.487 | 0.457 | 0.590 | 0.598 | 0.661 | 0.432 | 0.445 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.008 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.016 | 0.005 | 0.005 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Na | 0.028 | 0.023 | 0.040 | 0.000 | 0.000 | 0.029 | 0.025 | 0.027 | 0.031 | 0.021 | 0.037 | 0.038 | 0.031 | 0.039 | 0.028 | 0.047 | 0.000 | 0.035 | 0.006 | 0.017 |
| Ti | 0.216 | 0.238 | 0.226 | 0.035 | 0.211 | 0.225 | 0.178 | 0.178 | 0.152 | 0.122 | 0.181 | 0.129 | 0.124 | 0.166 | 0.172 | 0.146 | 0.003 | 0.093 | 0.142 | 0.129 |
| Ni | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| tot | 7.756 | 7.722 | 7.740 | 7.791 | 7.728 | 7.739 | 7.680 | 7.673 | 7.716 | 7.711 | 7.727 | 7.713 | 7.703 | 7.678 | 7.736 | 7.578 | 7.220 | 7.882 | 7.742 | 7.783 |

Tableau 9 (suite) : Biotites de la "lignée claire"

LEN : de la leptynite nébulitique ; GNL : du gneiss leptynique ; RLEP : de la leptynite ocellée

| | 110 | 111 | 112 | 113 | 94 | 95 | 96 | 97 | 98 | 99 | 100 | 101 | 102 | 103 | 104 | 105 | 106 | 107 | 108 | 109 |
|-------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| | LOB15 .LEN | LOB15 .LEN | LOB15 .LEN | LOB15 .LEN | GL2.1 .GNL | GL2.1 .GNL | GL2.1 .GNL | GL2.1 .GNL | GL2.2 .GNL | GL2.2 .GNL | GL2.2 .GNL | PILD6 RLEP | PILD6 RLEP | PILD6 RLEP | PILD6 RLEP | PILD6 RLEP | PILD6 RLEP | PILD6 RLEP | PILD6 RLEP | PILD6 RLEP |
| | ..2 m | ..3 c | ..4 m | ..5 b | 7.8 b | 7.9 c | 7.10 b | 7.11 c | 5.1 b | 5.2 m | 5.3 c | 1.1 RLEP | 1.2 RLEP | 1.3 RLEP | 1.4 RLEP | 1.5 RLEP | 1.6 RLEP | 1.7 RLEP | 1.8 RLEP | 1.9 RLEP |
| SiO2 | 34.420 | 34.050 | 34.370 | 45.290 | 35.510 | 35.740 | 35.860 | 35.470 | 34.950 | 35.510 | 35.950 | 34.850 | 35.530 | 35.070 | 35.270 | 35.210 | 34.280 | 34.630 | 34.330 | 33.950 |
| Al2O3 | 23.050 | 22.130 | 23.970 | 34.920 | 20.920 | 20.770 | 20.650 | 21.320 | 20.870 | 21.480 | 20.980 | 20.700 | 20.500 | 20.020 | 19.860 | 19.690 | 19.440 | 19.710 | 20.240 | 20.240 |
| Fe2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| FeO | 27.490 | 27.340 | 26.650 | 2.560 | 23.880 | 24.480 | 23.970 | 23.970 | 24.410 | 24.430 | 24.230 | 22.780 | 23.160 | 24.120 | 23.700 | 24.100 | 23.260 | 24.010 | 23.810 | 23.340 |
| K2O | 9.240 | 9.420 | 8.690 | 10.690 | 9.740 | 8.770 | 9.420 | 9.200 | 8.120 | 9.310 | 9.550 | 9.500 | 9.860 | 10.040 | 9.990 | 9.720 | 9.600 | 9.630 | 9.660 | 9.560 |
| MnO | 0.290 | 0.440 | 0.330 | 0.090 | 0.320 | 0.300 | 0.410 | 0.240 | 0.320 | 0.310 | 0.370 | 0.370 | 0.430 | 0.170 | 0.610 | 0.440 | 0.340 | 0.410 | 0.350 | 0.250 |
| MgO | 1.400 | 1.290 | 1.270 | 0.370 | 3.080 | 2.940 | 2.820 | 2.820 | 2.940 | 2.880 | 3.040 | 4.440 | 4.770 | 4.700 | 4.600 | 4.730 | 4.590 | 4.780 | 4.460 | 4.640 |
| CaO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.190 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.050 | 0.010 | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.000 |
| Na2O | 0.310 | 0.270 | 0.190 | 0.660 | 0.080 | 0.240 | 0.180 | 0.250 | 0.210 | 0.230 | 0.270 | 0.290 | 0.180 | 0.180 | 0.170 | 0.230 | 0.230 | 0.160 | 0.250 | 0.220 |
| TiO2 | 1.310 | 1.310 | 0.480 | 0.670 | 1.920 | 1.970 | 1.400 | 2.210 | 1.790 | 1.930 | 2.160 | 3.090 | 3.270 | 3.330 | 3.120 | 3.550 | 2.780 | 2.910 | 3.460 | 3.100 |
| NiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 97.510 | 96.250 | 95.950 | 95.270 | 95.450 | 95.210 | 94.710 | 95.490 | 93.610 | 96.080 | 96.550 | 96.210 | 97.710 | 97.960 | 97.480 | 97.890 | 94.780 | 95.970 | 96.050 | 95.280 |
| Si | 2.646 | 2.663 | 2.662 | 3.045 | 2.750 | 2.766 | 2.795 | 2.737 | 2.747 | 2.731 | 2.752 | 2.672 | 2.685 | 2.660 | 2.687 | 2.672 | 2.684 | 2.685 | 2.659 | 2.643 |
| AlIV | 1.354 | 1.337 | 1.338 | 0.955 | 1.250 | 1.234 | 1.205 | 1.263 | 1.253 | 1.270 | 1.248 | 1.328 | 1.315 | 1.340 | 1.313 | 1.328 | 1.316 | 1.315 | 1.341 | 1.357 |
| AlVI | 0.733 | 0.702 | 0.848 | 1.811 | 0.659 | 0.660 | 0.691 | 0.675 | 0.679 | 0.676 | 0.643 | 0.541 | 0.510 | 0.478 | 0.484 | 0.448 | 0.499 | 0.461 | 0.458 | 0.499 |
| Fe3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe2 | 1.767 | 1.788 | 1.726 | 0.144 | 1.547 | 1.585 | 1.563 | 1.547 | 1.605 | 1.571 | 1.551 | | | | | | | | | |

Tableau 10 : Grenats de la "lignée claire"

LEN : de la leptynite nébulitique ; SPG : de la lentille quartzuse à spinelle et grenat

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 3 |
|-------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|
| | LOB5. | LOB5. | 869.. | 869.. | 869.. | 869.. | LOB10 | CV.7. | CV.7. | CV.7. | CV.7. | CV.7. | CV.7. | CV.7. | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB4 |
| | .LEN | .LEN | .LEN | .LEN | .LEN | .LEN | /LEN | .LEN | .LEN | .LEN | .LEN | .LEN | .LEN | .LEN | .SP6 | .SP6 | .SP6 | .SP6 | .SP6 | .SP6 |
| | 1.2 | 1.3 | 1.1 | 1.2 | 1.3 | 1.4 | 1.1 | ..1 | ..2 | ..3 | ..4 | ..5 | ..6 | ..7 | 3.1 | 3.2 | 3.3 | 3.4 | 3.5 | 3. |
| | b | b | b | m | c | b | b | b | b | m | c | b | m | c | b | m | c | b | m | m |
| SiO2 | 37.880 | 38.130 | 36.290 | 37.770 | 37.140 | 37.140 | 36.110 | 37.160 | 37.060 | 37.140 | 36.890 | 37.240 | 37.600 | 37.640 | 37.270 | 37.830 | 37.650 | 37.270 | 38.010 | 37.41 |
| Al2O3 | 22.100 | 22.260 | 20.580 | 22.440 | 22.320 | 22.070 | 22.250 | 21.240 | 21.480 | 20.920 | 21.040 | 20.880 | 20.910 | 20.950 | 21.430 | 21.600 | 21.090 | 21.830 | 21.750 | 21.64 |
| Fe2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.00 |
| FeO | 37.870 | 38.460 | 36.510 | 37.330 | 38.010 | 37.230 | 37.890 | 36.560 | 36.570 | 36.600 | 36.240 | 36.750 | 37.360 | 36.750 | 34.890 | 35.800 | 35.680 | 35.020 | 36.460 | 35.08 |
| K2O | 0.000 | 0.040 | 0.050 | 0.010 | 0.000 | 0.060 | 0.000 | 0.010 | 0.020 | 0.010 | 0.000 | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.010 | 0.030 | 0.030 | 0.030 | 0.00 |
| MnO | 3.820 | 3.100 | 4.590 | 2.780 | 2.510 | 4.340 | 3.490 | 5.020 | 3.900 | 4.180 | 3.650 | 4.990 | 3.940 | 4.220 | 6.020 | 5.900 | 5.770 | 7.140 | 6.050 | 6.51 |
| MgO | 0.940 | 1.080 | 0.790 | 1.820 | 2.080 | 1.010 | 1.020 | 1.010 | 1.280 | 1.110 | 1.820 | 0.980 | 1.260 | 1.320 | 0.610 | 0.630 | 0.700 | 0.750 | 0.730 | 0.75 |
| CaO | 0.310 | 0.490 | 0.520 | 0.450 | 0.460 | 0.590 | 0.390 | 0.300 | 0.250 | 0.460 | 0.240 | 0.200 | 0.160 | 0.190 | 0.600 | 0.650 | 0.700 | 0.590 | 0.740 | 0.75 |
| Na2O | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.040 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.060 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.010 | 0.110 | 0.00 |
| TiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.070 | 0.000 | 0.110 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.060 | 0.020 | 0.040 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.030 | 0.000 | 0.000 | 0.010 | 0.050 | 0.00 |
| NiO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.00 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.00 |
| Tot | 102.940 | 103.580 | 99.330 | 102.600 | 102.250 | 102.440 | 101.190 | 101.300 | 100.620 | 100.440 | 99.680 | 101.040 | 100.210 | 101.100 | 100.820 | 102.420 | 100.990 | 102.650 | 103.930 | 102.12 |
| Si | 3.000 | 2.999 | 2.998 | 2.982 | 2.943 | 2.965 | 2.924 | 3.002 | 2.999 | 3.019 | 3.003 | 3.019 | 3.031 | 3.035 | 3.017 | 3.018 | 3.029 | 2.976 | 2.997 | 2.99 |
| AlIV | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.00 |
| AlVI | 2.062 | 2.062 | 2.002 | 2.087 | 2.083 | 2.075 | 2.122 | 2.021 | 2.047 | 2.003 | 2.017 | 1.993 | 1.985 | 1.989 | 2.043 | 2.029 | 1.999 | 2.053 | 2.020 | 2.04 |
| Fe3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.00 |
| Fe2 | 2.509 | 2.530 | 2.522 | 2.465 | 2.519 | 2.486 | 2.566 | 2.470 | 2.475 | 2.489 | 2.467 | 2.491 | 2.518 | 2.478 | 2.362 | 2.388 | 2.401 | 2.339 | 2.404 | 2.35 |
| K | 0.000 | 0.004 | 0.005 | 0.001 | 0.000 | 0.006 | 0.000 | 0.001 | 0.002 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.003 | 0.003 | 0.003 | 0.00 |
| Mn | 0.256 | 0.207 | 0.321 | 0.186 | 0.168 | 0.294 | 0.239 | 0.344 | 0.267 | 0.288 | 0.252 | 0.343 | 0.269 | 0.288 | 0.413 | 0.399 | 0.393 | 0.483 | 0.404 | 0.44 |
| Mg | 0.111 | 0.127 | 0.097 | 0.214 | 0.246 | 0.120 | 0.123 | 0.122 | 0.154 | 0.134 | 0.221 | 0.118 | 0.151 | 0.159 | 0.074 | 0.075 | 0.084 | 0.089 | 0.085 | 0.08 |
| Ca | 0.026 | 0.041 | 0.046 | 0.038 | 0.039 | 0.050 | 0.034 | 0.026 | 0.022 | 0.040 | 0.021 | 0.017 | 0.014 | 0.016 | 0.052 | 0.056 | 0.060 | 0.050 | 0.063 | 0.06 |
| Na | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.006 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.009 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.017 | 0.00 |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.000 | 0.007 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.001 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.003 | 0.00 |
| Ni | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.00 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.00 |
| tot | 7.967 | 7.969 | 7.996 | 7.972 | 8.005 | 7.997 | 8.015 | 7.985 | 7.971 | 7.976 | 7.983 | 7.982 | 7.980 | 7.966 | 7.959 | 7.965 | 7.970 | 7.996 | 7.997 | 7.98 |
| Alm | 87 | 87 | 85 | 85 | 85 | 84 | 87 | 83 | 85 | 84 | 83 | 84 | 85 | 84 | 81 | 82 | 82 | 79 | 81 | 80 |
| Pyr | 4 | 4 | 3 | 7 | 8 | 4 | 4 | 4 | 5 | 5 | 8 | 4 | 5 | 5 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| Spe | 9 | 7 | 11 | 6 | 6 | 10 | 8 | 12 | 9 | 10 | 8 | 12 | 9 | 10 | 14 | 14 | 13 | 16 | 14 | 15 |
| Gro | 0.9 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0.6 | 0.5 | 0 | 0.5 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| And | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.8 | 0.4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.1 | 0 |
| Uv | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

Tableau 11 : Biotites de la lentille quartzuse à spinelle-grenat

| | 114 | 115 | 116 | 117 | 118 | 119 | 120 | 121 | 122 | 123 | 124 | 125 | 126 |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 |
| | .SP6 | .SP6 | .SP6 | .SP6 | .SP6 | .SP6 | .SP6 | .SP6 | .SP6 | .SP6 | .SP6 | .SP6 | .SP6 |
| | 4.1 | 4.2 | 4.3 | 4.4 | 4.5 | 4.6 | 4.7 | 5.1 | 5.2 | 5.3 | 5.4 | 5.5 | 5.6 |
| | c | m | b | b | b | m | c | b | m | c | b | m | c |
| SiO2 | 34.850 | 34.610 | 34.130 | 34.600 | 34.750 | 34.320 | 34.470 | 34.880 | 34.980 | 35.210 | 34.660 | 34.600 | 34.480 |
| Al2O3 | 18.900 | 19.040 | 17.530 | 19.040 | 19.310 | 19.270 | 19.280 | 20.170 | 19.950 | 19.700 | 19.910 | 19.390 | 19.760 |
| Fe2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| FeO | 25.370 | 25.410 | 24.200 | 26.400 | 26.020 | 25.630 | 26.060 | 24.780 | 25.120 | 25.150 | 25.940 | 25.120 | 25.640 |
| K2O | 8.810 | 8.960 | 7.420 | 8.540 | 8.700 | 9.060 | 8.830 | 9.430 | 9.020 | 9.280 | 8.180 | 9.110 | 8.730 |
| MnO | 0.430 | 0.450 | 0.280 | 0.430 | 0.400 | 0.400 | 0.430 | 0.460 | 0.270 | 0.510 | 0.470 | 0.410 | 0.380 |
| MgO | 3.790 | 3.890 | 3.320 | 3.850 | 4.020 | 3.870 | 3.730 | 4.140 | 4.140 | 4.150 | 4.170 | 4.200 | 4.250 |
| CaO | 0.070 | 0.090 | 0.350 | 0.040 | 0.040 | 0.050 | 0.020 | 0.020 | 0.050 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.050 |
| Na2O | 0.260 | 0.240 | 0.240 | 0.310 | 0.330 | 0.320 | 0.270 | 0.310 | 0.360 | 0.390 | 0.480 | 0.360 | 0.350 |
| TiO2 | 2.360 | 2.340 | 2.240 | 2.320 | 2.210 | 2.210 | 2.450 | 2.330 | 2.120 | 1.960 | 1.690 | 1.660 | 1.550 |
| NiO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 94.840 | 95.030 | 89.710 | 95.530 | 95.780 | 94.930 | 95.540 | 96.520 | 96.010 | 96.350 | 95.500 | 94.850 | 95.190 |
| Si | 2.741 | 2.722 | 2.815 | 2.712 | 2.712 | 2.708 | 2.702 | 2.692 | 2.710 | 2.725 | 2.703 | 2.723 | 2.703 |
| AlIV | 1.259 | 1.278 | 1.186 | 1.288 | 1.289 | 1.292 | 1.298 | 1.309 | 1.290 | 1.275 | 1.297 | 1.277 | 1.297 |
| AlVI | 0.492 | 0.485 | 0.517 | 0.470 | 0.486 | 0.498 | 0.481 | 0.525 | 0.530 | 0.520 | 0.531 | 0.521 | 0.528 |
| Fe3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe2 | 1.669 | 1.671 | 1.669 | 1.731 | 1.698 | 1.691 | 1.708 | 1.599 | 1.628 | 1.628 | 1.692 | 1.654 | 1.681 |
| K | 0.884 | 0.899 | 0.781 | 0.854 | 0.866 | 0.912 | 0.883 | 0.928 | 0.891 | 0.916 | 0.814 | 0.915 | 0.873 |
| Mn | 0.029 | 0.030 | 0.020 | 0.029 | 0.026 | 0.027 | 0.029 | 0.030 | 0.018 | 0.033 | 0.031 | 0.027 | 0.025 |
| Mg | 0.444 | 0.456 | 0.408 | 0.450 | | | | | | | | | |

Tableau 12 : Spinelles de la lentille quartzreuse à spinelle-grenat

| | 78 | 79 | 80 | 81 | 82 | 83 | 84 | 85 | 86 | 87 |
|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 | LOB45 |
| | SPIN | SPIN | SPIN | SPIN | SPIN | SPIN | SPIN | SPIN | SPIN | SPIN |
| | .1.2 | .1.3 | .1.5 | .1.6 | 1.7 | 1.8 | .1.9 | .2.1 | .2.2 | .2.3 |
| | b | m | b | m | c | m | b | b | m | m |
| SiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.030 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.030 | 0.120 | 0.000 | 0.000 |
| Al2O3 | 59.560 | 61.650 | 62.510 | 61.100 | 61.170 | 60.920 | 60.740 | 60.710 | 60.980 | 61.100 |
| Fe2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| FeO | 16.460 | 16.500 | 16.270 | 15.990 | 16.690 | 15.960 | 16.260 | 13.980 | 14.420 | 14.530 |
| K2O | 0.010 | 0.000 | 0.010 | 0.000 | 0.010 | 0.020 | 0.010 | 0.020 | 0.000 | 0.000 |
| ZnO | 26.780 | 27.020 | 26.190 | 26.420 | 26.730 | 26.930 | 25.560 | 28.040 | 28.300 | 28.320 |
| MgO | 0.520 | 0.560 | 0.560 | 0.580 | 0.640 | 0.520 | 0.470 | 0.400 | 0.540 | 0.490 |
| CaO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.030 | 0.030 | 0.020 | 0.020 | 0.060 | 0.010 | 0.010 |
| Na2O | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| TiO2 | 0.050 | 0.100 | 0.010 | 0.060 | 0.170 | 0.170 | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.070 |
| MnO | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.002 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 103.380 | 105.830 | 105.580 | 104.180 | 105.440 | 104.540 | 103.090 | 103.350 | 104.250 | 104.520 |
| Si | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.003 | 0.000 | 0.000 |
| AlIV | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| AlVI | 1.967 | 1.980 | 2.000 | 1.988 | 1.974 | 1.980 | 1.995 | 1.990 | 1.986 | 1.985 |
| Fe3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe2 | 0.386 | 0.376 | 0.370 | 0.369 | 0.382 | 0.368 | 0.379 | 0.325 | 0.333 | 0.335 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 |
| Zn | 0.636 | 0.624 | 0.603 | 0.618 | 0.620 | 0.629 | 0.604 | 0.661 | 0.663 | 0.662 |
| Mg | 0.022 | 0.023 | 0.023 | 0.024 | 0.026 | 0.021 | 0.020 | 0.017 | 0.022 | 0.020 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.002 | 0.000 | 0.000 |
| Na | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Ti | 0.001 | 0.002 | 0.000 | 0.001 | 0.004 | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| Mn | 0.040 | 0.035 | 0.035 | 0.044 | 0.035 | 0.055 | 0.045 | 0.045 | 0.044 | 0.035 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| tot | 3.013 | 3.005 | 2.996 | 3.002 | 3.007 | 3.004 | 2.999 | 2.999 | 3.004 | 3.003 |

Tableau 13 : Micas des sphéroïdes

BV : biotites vertes ; BB : biotites brunes ; BI : biotite ; MU : muscovite

| | 60 | 61 | 62 | 63 | 64 | 65 | 66 | 67 | 68 | 69 | 70 | 71 | 72 | 73 | 74 | 75 | 76 | 77 |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 | LDSP1 |
| | P.MU | P.BV | P.BV | P.BV | P.BB | P.BB | P.BB | P.BB | P.BB | P.BB | P.BV | P.BV | P.BV | P.BB | P.BB | P.BB | P.BB | P.BB |
| | .4.1 | .4.2 | .4.3 | .4.4 | .4.5 | .4.6 | .4.7 | .4.9 | .410 | .411 | .412 | .413 | .414 | .415 | .416 | .1.4 | .1.2 | .1.3 |
| SiO2 | 46.210 | 34.680 | 35.040 | 34.500 | 34.130 | 34.930 | 35.100 | 34.200 | 34.560 | 34.790 | 34.060 | 36.260 | 35.070 | 35.190 | 35.640 | 45.110 | 37.090 | 45.740 |
| Al2O3 | 30.630 | 20.720 | 21.250 | 21.000 | 20.370 | 20.190 | 21.100 | 19.620 | 19.680 | 19.910 | 20.430 | 21.430 | 20.610 | 20.420 | 20.940 | 30.590 | 19.180 | 31.540 |
| Fe2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| FeO | 4.820 | 26.300 | 27.040 | 26.810 | 26.610 | 27.050 | 27.550 | 28.140 | 27.530 | 25.220 | 28.590 | 25.190 | 28.020 | 26.710 | 24.830 | 4.280 | 22.150 | 3.550 |
| K2O | 10.170 | 9.040 | 9.490 | 9.310 | 8.970 | 8.810 | 9.160 | 9.370 | 9.300 | 8.660 | 9.070 | 8.380 | 9.310 | 9.270 | 8.970 | 10.090 | 9.350 | 10.100 |
| MnO | 0.000 | 0.190 | 0.300 | 0.280 | 0.260 | 0.210 | 0.210 | 0.210 | 0.290 | 0.200 | 0.220 | 0.370 | 0.140 | 0.380 | 0.420 | 0.000 | 0.350 | 0.030 |
| MgO | 1.710 | 1.770 | 1.650 | 1.600 | 1.420 | 1.450 | 1.290 | 1.340 | 1.350 | 1.430 | 1.480 | 1.560 | 1.490 | 1.380 | 1.230 | 1.660 | 4.140 | 1.470 |
| CaO | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.020 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.120 | 0.000 |
| Na2O | 0.670 | 0.170 | 0.130 | 0.120 | 0.150 | 0.160 | 0.170 | 0.200 | 0.180 | 0.210 | 0.270 | 0.230 | 0.160 | 0.180 | 0.230 | 0.510 | 0.120 | 0.560 |
| TiO2 | 0.470 | 0.820 | 0.650 | 0.590 | 1.380 | 1.610 | 1.680 | 2.040 | 2.020 | 1.910 | 1.200 | 0.780 | 0.640 | 1.690 | 1.930 | 0.580 | 1.430 | 0.590 |
| MiO2 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr2O3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Tot | 94.680 | 93.690 | 95.550 | 94.210 | 93.290 | 94.410 | 96.280 | 95.120 | 94.910 | 92.330 | 95.320 | 94.200 | 95.440 | 95.220 | 94.190 | 92.820 | 93.930 | 93.580 |
| Si | 3.157 | 2.765 | 2.750 | 2.748 | 2.744 | 2.770 | 2.734 | 2.725 | 2.748 | 2.798 | 2.707 | 2.832 | 2.767 | 2.768 | 2.798 | 3.137 | 2.884 | 3.139 |
| AlIV | 0.843 | 1.235 | 1.250 | 1.252 | 1.256 | 1.230 | 1.266 | 1.275 | 1.252 | 1.202 | 1.293 | 1.168 | 1.233 | 1.232 | 1.202 | 0.863 | 1.116 | 0.862 |
| AlVI | 1.622 | 0.711 | 0.715 | 0.717 | 0.673 | 0.655 | 0.670 | 0.567 | 0.591 | 0.684 | 0.619 | 0.803 | 0.682 | 0.660 | 0.734 | 1.643 | 0.641 | 1.687 |
| Fe3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe2 | 0.275 | 1.754 | 1.775 | 1.786 | 1.789 | 1.794 | 1.795 | 1.875 | 1.831 | 1.696 | 1.900 | 1.645 | 1.849 | 1.757 | 1.630 | 0.249 | 1.441 | 0.204 |
| K | 0.886 | 0.920 | 0.950 | 0.946 | 0.920 | 0.891 | 0.910 | 0.953 | 0.943 | 0.889 | 0.920 | 0.835 | 0.937 | 0.930 | 0.898 | 0.895 | 0.928 | 0.884 |
| Mn | 0.000 | 0.013 | 0.020 | 0.019 | 0.018 | 0.014 | 0.014 | 0.014 | 0.020 | 0.014 | 0.015 | 0.024 | 0.009 | 0.025 | 0.028 | 0.000 | 0.023 | 0.002 |
| Mg | 0.174 | 0.210 | 0.193 | 0.190 | 0.170 | 0.171 | 0.150 | 0.159 | 0.160 | 0.171 | 0.175 | 0.182 | 0.175 | 0.162 | 0.144 | 0.172 | 0.480 | 0.150 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.010 | 0.000 |
| Na | 0.089 | 0.026 | 0.020 | 0.019 | 0.023 | 0.025 | 0.026 | 0.031 | 0.028 | 0.033 | 0.042 | 0.035 | 0.024 | 0.027 | 0.035 | 0.069 | 0.018 | 0.075 |
| Ti | 0.024 | 0.049 | 0.038 | 0.035 | 0.083 | 0.096 | 0.098 | 0.122 | 0.121 | 0.116 | 0.072 | 0.046 | 0.038 | 0.100 | 0.114 | 0.030 | 0.084 | 0.030 |
| Ni | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| tot | 7.070 | 7.683 | 7.711 | 7.712 | 7.677 | 7.647 | 7.665 | 7.721 | 7.693 | 7.602 | 7.743 | 7.569 | 7.715 | 7.662 | 7.584 | 7.058 | 7.624 | 7.032 |

Tableau 15: Analyses "roche totale" des différents faciès de la "lignée claire"

| | HTBCL LOCPDC06 | HTBCL LOPC001 | HTBCL LOLCHA2 | HTBCL LOLRO01 | LEPNE LOLRA01 | LEPNE LOLRA02 | LEPNE LOLRA04 | LEPNE LOLRO02 | LEPNE LOLRO04 |
|-------|-------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| SiO2 | 71.10 | 71.60 | 75.45 | 70.65 | 75.45 | 75.85 | 74.55 | 75.75 | 75.90 |
| Al2O3 | 14.80 | 15.10 | 12.90 | 15.05 | 13.35 | 12.85 | 13.25 | 12.70 | 13.30 |
| Fe2O3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO | 1.43 | 1.44 | 1.16 | 2.03 | 1.40 | 1.03 | 1.39 | 1.67 | 1.02 |
| MgO | .54 | .47 | .25 | .82 | .08 | .27 | .29 | .29 | .08 |
| CaO | 3.36 | 2.90 | 2.46 | 3.47 | 3.28 | 3.01 | 3.28 | 2.73 | 3.11 |
| Na2O | 6.31 | 6.16 | 6.07 | 5.00 | 5.11 | 4.92 | 4.80 | 5.08 | 4.84 |
| TiO2 | .25 | .28 | .16 | .46 | .04 | .15 | .16 | .06 | .06 |
| P2O5 | .35 | .38 | .12 | .13 | .23 | .20 | .23 | .17 | .21 |
| MnO | .01 | .01 | .01 | .03 | .09 | .02 | .02 | .02 | .02 |
| LOI | .61 | .75 | .69 | .81 | .53 | .70 | .61 | .72 | .91 |
| Σ | 99.88 | 100.24 | 99.91 | 99.70 | 100.13 | 99.53 | 99.27 | 99.95 | 99.90 |
| Ba | 573 | 499 | 423 | 1370 | 80 | 109 | 72 | 160 | 8 |
| Rb | 255.0 | 244.0 | 213.0 | 162.0 | 204.2 | 222.0 | 271.0 | 196.0 | 242.0 |
| Sr | 185 | 155 | 129 | 336 | 28 | 44 | 37 | 50 | 20 |
| Zr | 121 | 128 | 73 | 221 | 24 | 62 | 62 | 77 | 30 |
| Nb | 5.90 | 9.80 | 8.00 | 10.20 | 3.80 | 12.70 | 16.30 | 14.50 | 11.00 |
| Y | 16.00 | 12.00 | 21.00 | 11.00 | 8.00 | 9.00 | 19.00 | 25.00 | 10.00 |
| BZ | 26.30 | 30.78 | 38.02 | 29.83 | 37.46 | 40.66 | 37.88 | 41.26 | 40.86 |
| AB | 30.63 | 26.70 | 22.06 | 32.60 | 29.58 | 27.28 | 30.02 | 24.97 | 28.16 |
| OR | 40.16 | 39.60 | 38.00 | 32.80 | 32.17 | 31.13 | 30.67 | 32.44 | 30.60 |
| AM | 2.91 | 2.91 | 1.93 | 4.77 | .78 | .92 | 1.44 | 1.33 | .38 |

Tableau 15 (suite): Analyses "roche totale" des différents faciès de la "lignée claire"

| | GNLEP LOLBE04 | GNLEP LOLBALE | GNRUB LOLAW01 | GNRUB LOLAF02 | GNRUB LOLAI1 | GNRUB LOLAI3 | GNRUB LOLCHA06 | GNRUB LOLRO06 | GNRUB LOLRO08 | GNRUB LOLRO07 | GNRUB LOLRO05 | GNRUB LOLRO03 | GNRUB LOLRO02 | GNRUB LOLRO01 | GNRUB LOLRO04 |
|-------|------------------|------------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|-------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| SiO2 | 74.95 | 73.80 | 75.85 | 75.15 | 74.90 | 75.65 | 72.40 | 75.05 | 74.80 | 74.80 | 75.05 | 74.80 | 74.80 | 74.80 | 74.25 |
| Al2O3 | 13.05 | 13.80 | 12.40 | 13.35 | 13.40 | 12.95 | 14.60 | 13.00 | 13.25 | 13.25 | 13.00 | 13.25 | 13.15 | 13.15 | 13.15 |
| Fe2O3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO | 1.71 | 1.14 | 1.44 | 1.27 | 1.33 | .68 | 2.06 | 1.48 | 1.48 | 1.48 | 1.48 | 1.48 | 1.90 | 1.90 | 1.90 |
| MgO | .25 | .22 | .20 | .27 | .20 | .13 | .24 | .21 | .25 | .25 | .21 | .25 | .24 | .24 | .24 |
| CaO | .60 | .64 | .55 | .47 | .50 | .36 | 1.14 | .48 | .54 | .54 | .48 | .54 | .65 | .65 | .65 |
| Na2O | 2.99 | 3.71 | 3.60 | 3.03 | 2.89 | 3.11 | 2.78 | 3.02 | 2.85 | 2.85 | 3.02 | 2.85 | 3.04 | 3.04 | 3.04 |
| K2O | 4.55 | 5.24 | 5.03 | 4.95 | 5.19 | 4.94 | 5.03 | 5.03 | 4.92 | 4.92 | 5.03 | 4.92 | 5.14 | 5.14 | 5.14 |
| TiO2 | .26 | .22 | .24 | .27 | .26 | .25 | .27 | .24 | .24 | .24 | .24 | .24 | .30 | .30 | .30 |
| MnO | .03 | .03 | .02 | .02 | .03 | .02 | .11 | .01 | .02 | .02 | .01 | .02 | .24 | .24 | .24 |
| LOI | .72 | .37 | 0.00 | .76 | .82 | .78 | 1.03 | .53 | .68 | .68 | .53 | .68 | .74 | .74 | .74 |
| Σ | 99.48 | 99.43 | 100.41 | 99.80 | 99.82 | 99.09 | 99.87 | 99.38 | 99.37 | 99.37 | 99.38 | 99.37 | 99.81 | 99.81 | 99.81 |
| Ba | 152 | 259 | 114 | 93 | 95 | 69 | 0 | 116 | 155 | 155 | 116 | 155 | 164 | 164 | 164 |
| Rb | 339.0 | 260.0 | 243.0 | 316.0 | 273.0 | 288.0 | 0.0 | 260.0 | 269.0 | 269.0 | 260.0 | 269.0 | 279.0 | 279.0 | 279.0 |
| Sr | 33 | 58 | 35 | 34 | 33 | 31 | 0 | 35 | 36 | 36 | 35 | 36 | 36 | 36 | 36 |
| Zr | 88 | 57 | 84 | 59 | 70 | 72 | 0 | 69 | 73 | 73 | 69 | 73 | 79 | 79 | 79 |
| Nb | 15.10 | 12.90 | 13.00 | 13.20 | 11.40 | 11.60 | 0.00 | 11.50 | 12.40 | 12.40 | 11.50 | 12.40 | 12.80 | 12.80 | 12.80 |
| Y | 30.00 | 23.00 | 32.00 | 22.00 | 28.00 | 28.00 | 0.00 | 26.00 | 26.00 | 26.00 | 26.00 | 26.00 | 31.00 | 31.00 | 31.00 |
| BZ | 41.35 | 31.93 | 35.39 | 39.85 | 39.42 | 40.40 | 0.00 | 39.27 | 40.68 | 40.68 | 39.27 | 40.68 | 37.42 | 37.42 | 37.42 |
| AB | 27.67 | 33.27 | 32.00 | 27.72 | 26.42 | 28.10 | 0.00 | 27.60 | 26.28 | 26.28 | 27.60 | 26.28 | 27.97 | 27.97 | 27.97 |
| OR | 29.40 | 32.80 | 31.22 | 31.62 | 33.13 | 31.16 | 0.00 | 32.09 | 31.67 | 31.67 | 32.09 | 31.67 | 33.02 | 33.02 | 33.02 |
| AM | 1.58 | 1.99 | 1.38 | .81 | 1.03 | .34 | 0.00 | 1.05 | 1.38 | 1.38 | 1.05 | 1.38 | 1.59 | 1.59 | 1.59 |

GNLEP: gneiss leptynique;
GNRUB: gneiss ocellé à rubans quartzeux;
LEPOE: leptynite ocellée;
DIVGN: divers gneiss;
LOCSPH: leptynite à sphéroïdes
LOGNO: gneiss ocellé

HTBCL: granite hétérogène clair; LEPNE: leptynite nébulitique
GNLEP: gneiss leptynique;

Tableau 16: Analyses "roche totale" de quelques mobilisats.

| | MOBLN .LO.LA01 | MOBLN .LO.R005 | MOBLN .LO.RB11 | MOBSL .LO.LA05 | MOBSL .LO.R006 | MOBSL .LO.BE01 | MOBSL .LO.BE02 | ANOLO LOCPTD03 | ANOLO LOCDCX |
|----------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-----------------|
| SiO2 | 74.70 | 74.75 | 74.20 | 74.55 | 71.90 | 72.95 | 73.15 | 74.90 | 73.90 |
| Al2O3 | 13.90 | 13.70 | 13.75 | 13.95 | 13.85 | 14.15 | 14.10 | 13.35 | 14.20 |
| Fe2O3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO | .81 | .24 | .56 | .67 | 1.43 | .83 | .48 | 1.05 | 0.52 |
| MgO | .10 | .08 | .10 | .04 | .17 | .03 | .04 | 0.18 | 0.17 |
| CaO | .39 | .29 | .44 | .33 | .64 | .31 | .61 | 0.41 | 0.41 |
| Na2O | 3.15 | 2.83 | 2.82 | 3.12 | 3.21 | 3.13 | 3.01 | 2.66 | 2.94 |
| K2O | 5.86 | 6.31 | 6.54 | 5.59 | 7.13 | 6.59 | 6.81 | 5.66 | 6.05 |
| TiO2 | .08 | .04 | .05 | .05 | .08 | .03 | .03 | 0.10 | 0.07 |
| P2O5 | .26 | .22 | .22 | .24 | .53 | .43 | .66 | 0.22 | 0.19 |
| MnO | .05 | .03 | .05 | .06 | .03 | .08 | .03 | 0.04 | 0.01 |
| LOI | .48 | .65 | .59 | .71 | .50 | .63 | 0.64 | 0.44 | 0.67 |
| Σ | 99.87 | 99.17 | 99.38 | 99.39 | 99.63 | 99.25 | 99.61 | 99.12 | 99.19 |
| Ba | 54 | 66 | 182 | 57 | 162 | 78 | 105 | 91 | 134 |
| Rb | 257.0 | 278.0 | 268.0 | 281.0 | 389.0 | 375.0 | 385.0 | 226 | 156 |
| Sr | 30 | 39 | 53 | 27 | 63 | 37 | 38 | 40 | 51 |
| | 24 | 18 | 29 | 35 | 47 | 16 | 25 | 45 | 30 |
| Nb | 5.70 | 2.70 | 5.10 | 4.60 | 14.40 | 4.40 | 6.60 | 3.0 | 2.7 |
| Y | 8.00 | 9.00 | 14.00 | 6.00 | 27.00 | 10.00 | 20.00 | 22 | 5 |
| QZ | 34.82 | 35.48 | 33.37 | 36.49 | 26.10 | 30.52 | 30.70 | 39 | 35 |
| OR | 28.17 | 25.18 | 25.08 | 28.11 | 28.95 | 28.13 | 42.43 | 35 | 37 |
| AB | 36.58 | 39.19 | 40.61 | 35.16 | 44.89 | 41.35 | 26.87 | 24 | 27 |
| AN | .43 | .15 | .94 | .24 | .06 | 0.00 | 0.00 | 1 | 1 |

Tableau 17: Analyses "roche totale" de granite de Baudinet.

| | LOC0003 | LOC0004 | LOC0001 | LOC0002 |
|----------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO2 | 71.95 | 72.25 | 71.90 | 75.85 |
| Al2O3 | 13.70 | 14.65 | 14.30 | 12.45 |
| Fe2O3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO | 1.65 | 1.42 | 1.73 | 1.08 |
| MgO | .53 | .42 | .58 | .35 |
| CaO | .67 | .91 | .84 | .55 |
| Na2O | 2.47 | 2.81 | 2.83 | 2.70 |
| K2O | 5.96 | 5.67 | 5.59 | 5.44 |
| TiO2 | .30 | .21 | .26 | .20 |
| P2O5 | .38 | .27 | .36 | .18 |
| MnO | .01 | .02 | .01 | 0.00 |
| LOI | 1.14 | 1.06 | 1.00 | .62 |
| Σ | 98.94 | 99.85 | 99.59 | 99.54 |
| Ba | 419 | 520 | 474 | 195 |
| Rb | 257.0 | 226.0 | 281.0 | 229.0 |
| Sr | 88 | 113 | 116 | 58 |
| Zr | 155 | 124 | 142 | 74 |
| Nb | 8.30 | 10.00 | 8.40 | 3.19 |
| Y | 16.00 | 17.00 | 12.00 | 7.00 |
| QZ | 36.12 | 34.18 | 34.45 | 39.71 |
| AB | 23.34 | 26.00 | 25.59 | 24.31 |
| OR | 39.32 | 36.52 | 36.67 | 34.20 |
| AN | 1.22 | 3.20 | 2.28 | 1.78 |

A n a l y s e s

| Type pétrographique | n° éch. | Localisation | Coord. Lambert | | Roche totale | Lame sonde |
|--------------------------|-------------------|------------------------------|----------------|--------|--------------|------------|
| | | | x | y | | |
| Granite hétérogène clair | PTD 1 | Pont du Doux | 768,50 | 312,70 | - | x |
| | BALA | Balaron | 767,70 | 304,75 | - | x |
| | LOC PDC 01 | Pont de Clara | 770,15 | 308,20 | 2611 | |
| | LOC PDC 06 | " | " | " | 2610 | - |
| | LO CHAZ | Chazeaux | 767,00 | 309,55 | 2660 | - |
| | LO RO 01 | Coupe Rochepaule (point 847) | 765,95 | 310,90 | 2670 | - |
| Leptynite nébulitique | LOB 5 | Point 767 | 765,95 | 314,40 | - | x |
| | LOB 10 | Point 718 | 766,70 | 313,70 | - | x |
| | LOB 15 | " | " | " | - | x |
| | BG 9 | Bergeron | 766,60 | 313,00 | - | x |
| | CV 7 | La Chapelle | 767,70 | 311,50 | - | x |
| | LO LA 01 | Coupe Lafarre (point 594) | 769,75 | 310,90 | 2666 | - |
| | LO LA 02 | " | 769,75 | 310,90 | 2676 | - |
| | LO LA 04 | " | 769,85 | 310,85 | 2678 | - |
| | LO RO 02 | Coupe Rochepaule (D 214) | 765,90 | 310,80 | 2671 | - |
| | LO RO 04 | (D 314) | 765,80 | 311,00 | 2655 | - |
| | LO RO 05 | (D 314) | 765,90 | 311,10 | 2672 | - |
| | Gneiss leptynique | GL 2 | Cance | 769,40 | 320,85 | - |
| LOC LAB 01 | | La Batie | 769,85 | 305,45 | 2606 | - |
| LOC LAB 02 | | " | " | " | 2607 | - |
| LO LA 05 | | Coupe Lafarre | 769,90 | 310,80 | 2679 | - |
| LO LA 06 | | " | 769,95 | 310,80 | 2680 | - |
| LO LA 10 | | (bois de Rochefine) | 770,30 | 310,60 | 2684 | - |
| LO LA 12 | | " | 770,35 | 310,60 | 2686 | - |
| LO RO 06 | | Coupe Rochepaule | 765,80 | 311,10 | 2656 | - |
| LO RO 6P | | " | " | " | 2657 | - |
| LO BE 03 | | Bergeron (point 1017) | 765,90 | 313,65 | 2673 | - |
| LO BE 04 | | Bergeron (point 1061) | 765,85 | 313,50 | 2674 | - |
| LO GALE | | Galey | 770,70 | 308,05 | 2626 | - |

A n a l y s e s (suite 1)

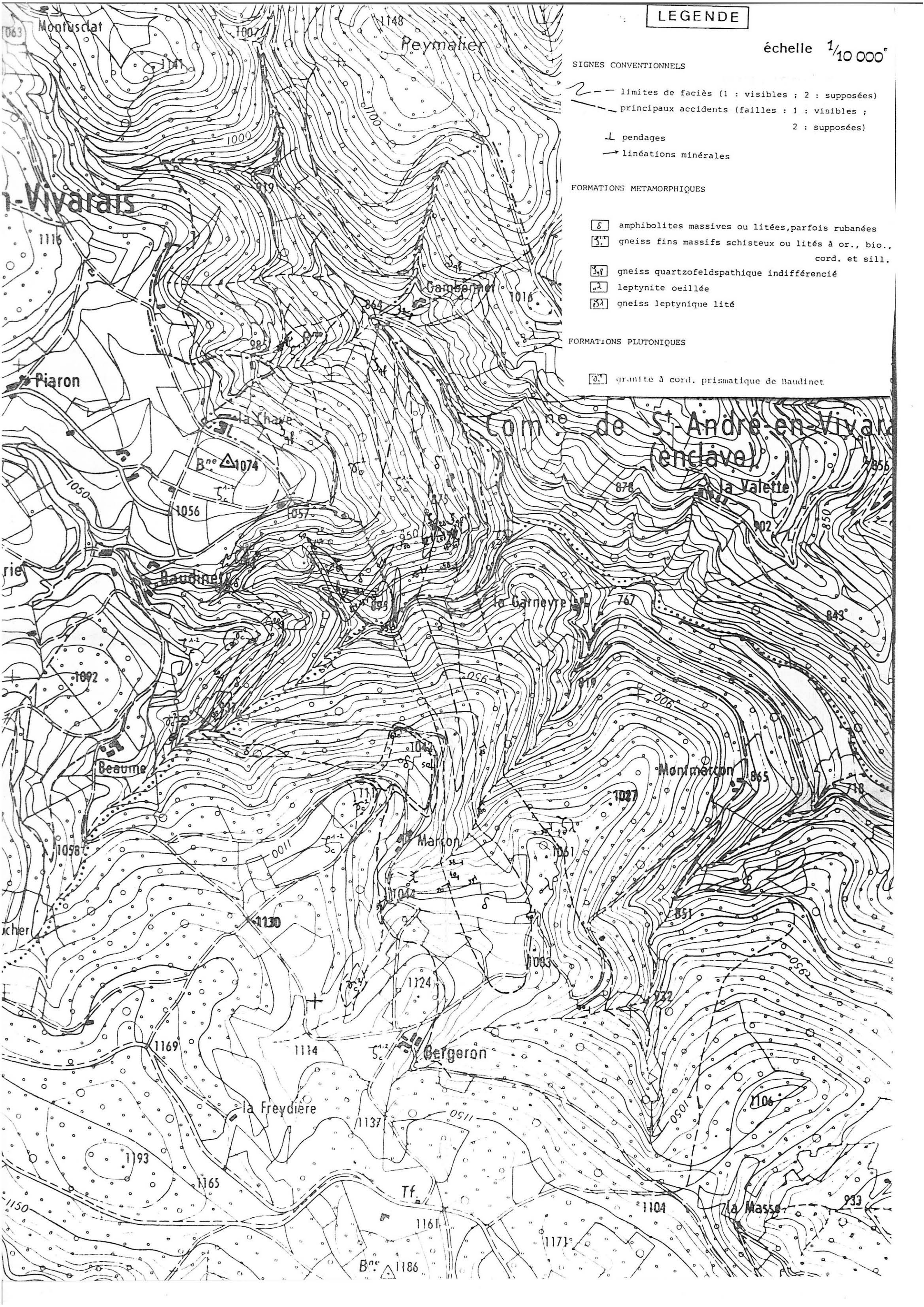
| Type pétrographique | n° éch. | Localisation | Coord.Lambert | | Roche totale | Lame sonde |
|---|------------|-----------------------------------|---------------|--------|--------------|------------|
| Gneiss oeilé à rubans quartzeux | LOC LAV 01 | Carrière Lalouvesc | 773,40 | 316,25 | 2608 | - |
| | LOC LAF 02 | Lafarre | 771,05 | 311,05 | 2609 | - |
| | LO LA 11 | Coupe Lafarre (bois de Rochefine) | 770,30 | 310,60 | 2685 | - |
| | LO LA 13 | (Bois de Rochefine) | 770,40 | 310,60 | 2687 | - |
| | CHAMPAU | Champaurie | 770,35 | 316,40 | 7762 | - |
| Leptynite oeilée | PILDG | Baudinet | 764,95 | 314,40 | - | x |
| | LOC BOD 06 | " | " | " | 2371 | - |
| | LO LA 07 | Coupe Lafarre | 770,00 | 310,55 | 2681 | - |
| | LO LA 08 | " | 770,05 | 310,55 | 2682 | - |
| | LO LA 09 | Coupe Lafarre | 770,10 | 310,50 | 2683 | - |
| | LO RO 07 | Coupe Rochepaule | 765,65 | 311,15 | 2658 | - |
| | LO RO 08 | " | " | " | 2659 | - |
| | LO BE 05 | Bergeron (point 1083) | 765,70 | 313,30 | 2663 | - |
| Leptynite à sphéroïdes | LDSP 1 | Mt Chaix | 773,70 | 317,40 | - | x |
| | LDSP 3 | " | " | " | - | x |
| | LDSP 10 | Clavas | 767,50 | 326,80 | - | x |
| | LOC SPH 02 | Mt Chaix | 773,85 | 316,65 | 2605 | - |
| Gneiss oeilé | LOC GNO 03 | | 772,55 319,10 | 2372 | - | |
| Mobilisats holo-leucocrates concordants | LO LA 01 | Coupe Lafarre | 769,75 | 310,90 | 2675 | - |
| | LO LA 05 | " | 769,90 | 310,80 | 2667 | - |
| | LO RBL 01 | Roche bloine | 771,80 | 306,60 | 2668 | - |
| | LO RO 05 | Coupe Rochepaule | 765,90 | 311,10 | 2661 | - |
| | LO RO 06 | " | 765,80 | 311,10 | 2662 | - |
| | LO BE 01 | Bergeron (point 1027) | 765,90 | 313,65 | 2664 | - |
| | LO BE 02 | " " | " " | " " | 2665 | - |

A n a l y s e s (suite 2)

| Type pétrographique | n° éch. | Localisation | Coord. Lambert | | Roche totale | Lame sonde |
|-------------------------------|------------|----------------|----------------|--------|--------------|------------|
| | | | x | y | | |
| Anatexites hololeucocrates | LOC PTD 03 | Pont du Doux | 768,50 | 312,70 | 2373 | - |
| | LOC DXC 02 | Bord du Doux | 768,20 | 313,00 | 2374 | - |
| Amphibolites | LOB 39 | Baudinet | 765,25 | 314,35 | - | x |
| | Pi 20 | " | 764,75 | 314,30 | - | x |
| | LOB 44 | " | 764,80 | 314,10 | - | x |
| | F 5 | Fromentoux | 771,30 | 310,15 | - | x |
| | F 6 | " | 771,20 | 310,05 | - | x |
| | F 9 | " | 771,16 | 310,05 | - | x |
| | F 11 | " | 771,13 | 310,05 | - | x |
| | F 18 | " | 771,70 | 311,30 | x | - |
| | F 19 | " | 771,80 | 311,70 | x | - |
| | D 9 | Durand | 765,40 | 311,70 | x | - |
| | D 12 | " | " | " | - | x |
| | P 01 | La Pouyardière | 771,30 | 317,20 | x | - |
| | P 07 | " | 771,20 | 317,15 | x | - |
| | 01 | Fromentoux | 771,30 | 310,15 | x | - |
| | 05 | " | 771,25 | 310,30 | x | - |
| | 09 | " | 770,85 | 310,80 | x | - |
| | 14 | " | 770,55 | 310,37 | x | - |
| | 16 | " | 770,95 | 310,10 | x | - |
| Gneiss fins | LOB 51 | Baudinet | 765,30 | 314,50 | - | x |
| | LOB 55 | " | 765,20 | 314,40 | - | x |
| Lentille à spinelle-grenat | LOB 45 | Baudinet | 764,90 | 314,40 | - | x |
| Granite à cordiérite | LOC BOD 1 | Baudinet | 765,00 | 314,55 | 2367 | - |
| | LOC BOD 2 | Baudinet | 765,05 | 314,53 | 2369 | - |

A n a l y s e s (suite 3)

| Type pétrographique | n° éch. | Localisation | Coord. Lambert | | Roche totale | Lame sonde |
|--|-----------------|--------------------------|--------------------|-------------------|----------------|------------|
| | | | x | y | | |
| Bordure du granite faciès à schlieren | LOB BOD 3 (BD3) | Baudinet | 765,00 | 314,50 | 2368 | - |
| Granite à cordiérite, bordure du granite 3 | LOC BOD 4 | Les Grizard | 765,15 | 304,20 | 2600 | - |
| Granite à cordiérite | BD 6/8/11/14/15 | Baudinet à l'Est de 1057 | 765 ↓ 765,50 | 314,5 ↓ 315 | Géo- chrono | - |



LEGENDE

échelle 1/10 000

SIGNES CONVENTIONNELS

- limites de faciès (1 : visibles ; 2 : supposées)
- - - principaux accidents (failles : 1 : visibles ; 2 : supposées)
- ⊥ pendages
- linéations minérales

FORMATIONS METAMORPHIQUES

- ⊞ amphibolites massives ou litées, parfois rubanées
- ⊞ gneiss fins massifs schisteux ou lités à or., bio., cord. et sill.
- ⊞ gneiss quartzofeldspathique indifférencié
- ⊞ leptynite ocellée
- ⊞ gneiss leptynique lité

FORMATIONS PLUTONIQUES

- ⊞ granite à cord. prismatique de Baudinet

CARTE STRUCTURALE

LEGENDE

échelle 1/25 000

contour géologique (1 visible, 2 masqués)

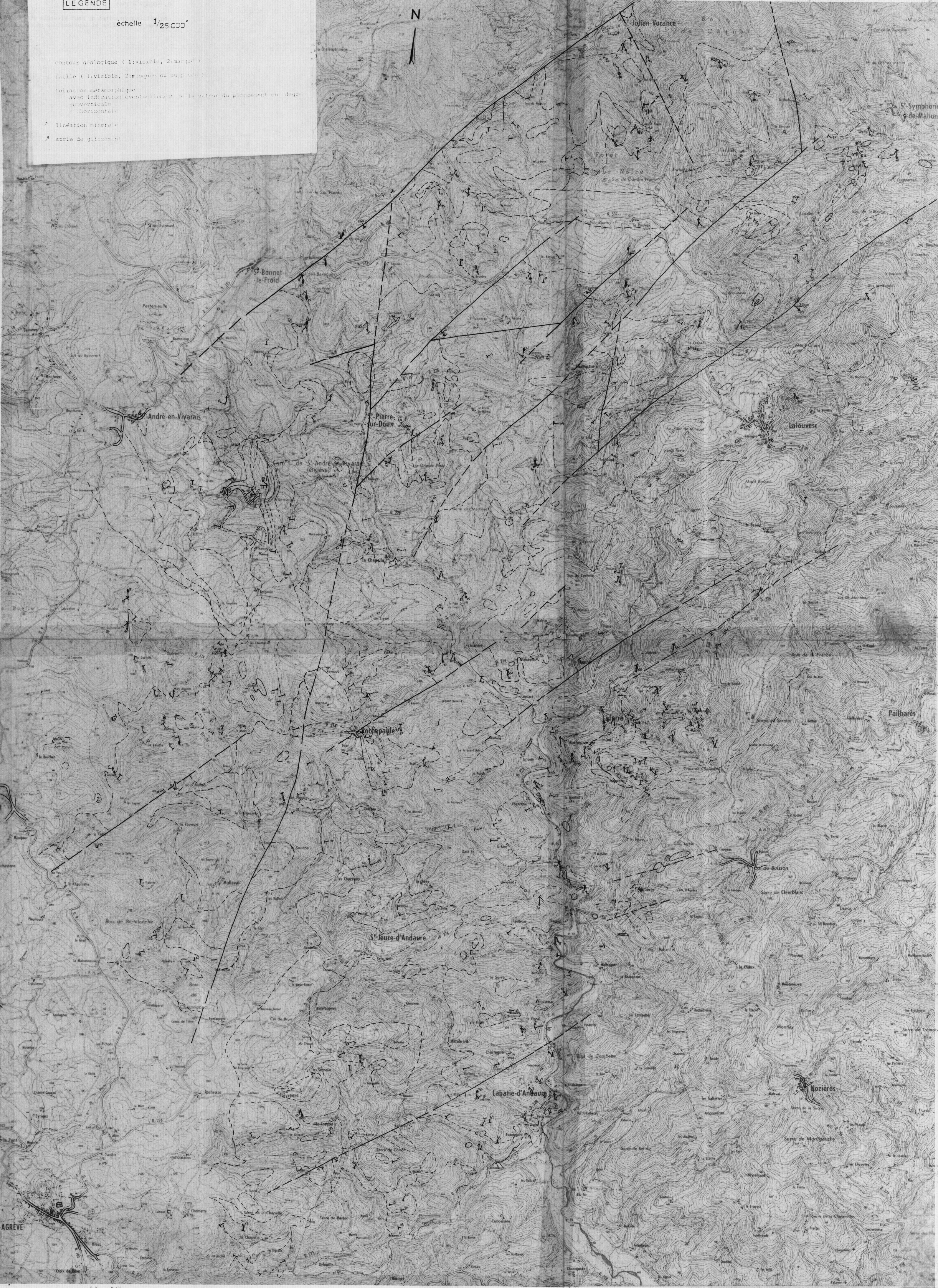
faille (1 visible, 2 masqués ou suggérés)

cotation météorologique avec indication éventuelle de la valeur du plissement en degrés subverticals ou horizontals

linéation minérale

strie de glissement

N



Devesse

St-Agreve

D 21 N 533

N 533

N 533

CARTE LITHOLOGIQUE
LEGENDE

échelle 1/25 000'

SIGNES CONVENTIONNELS

- limites de faciès (1 : visibles ; 2 : supposées)
- - - principaux accidents (failles : 1 : visibles ; 2 : supposées)

FORMATIONS SUPERFICIELLES

- ☐ éboulis périglaciaire (chirat)

FORMATIONS VOLCANIQUES

- ☐ basalte

FORMATIONS METAMORPHIQUES

- **MÉTAMORPHITES SOMBRES** : migmatites - gneiss.

- ☐ gneiss fin massif schisteux ou lité, à or., bio. et cord., parfois sill.
- ☐ gneiss hétérogène sombre à or., bio., cord., sill.
- ☐ anatexite sombre foliée ou grenue à bio. cord.
- ☐ granite hétérogène sombre

- **LIGNE CLAIRS** : migmatites - gneiss leptyniques - leptynites

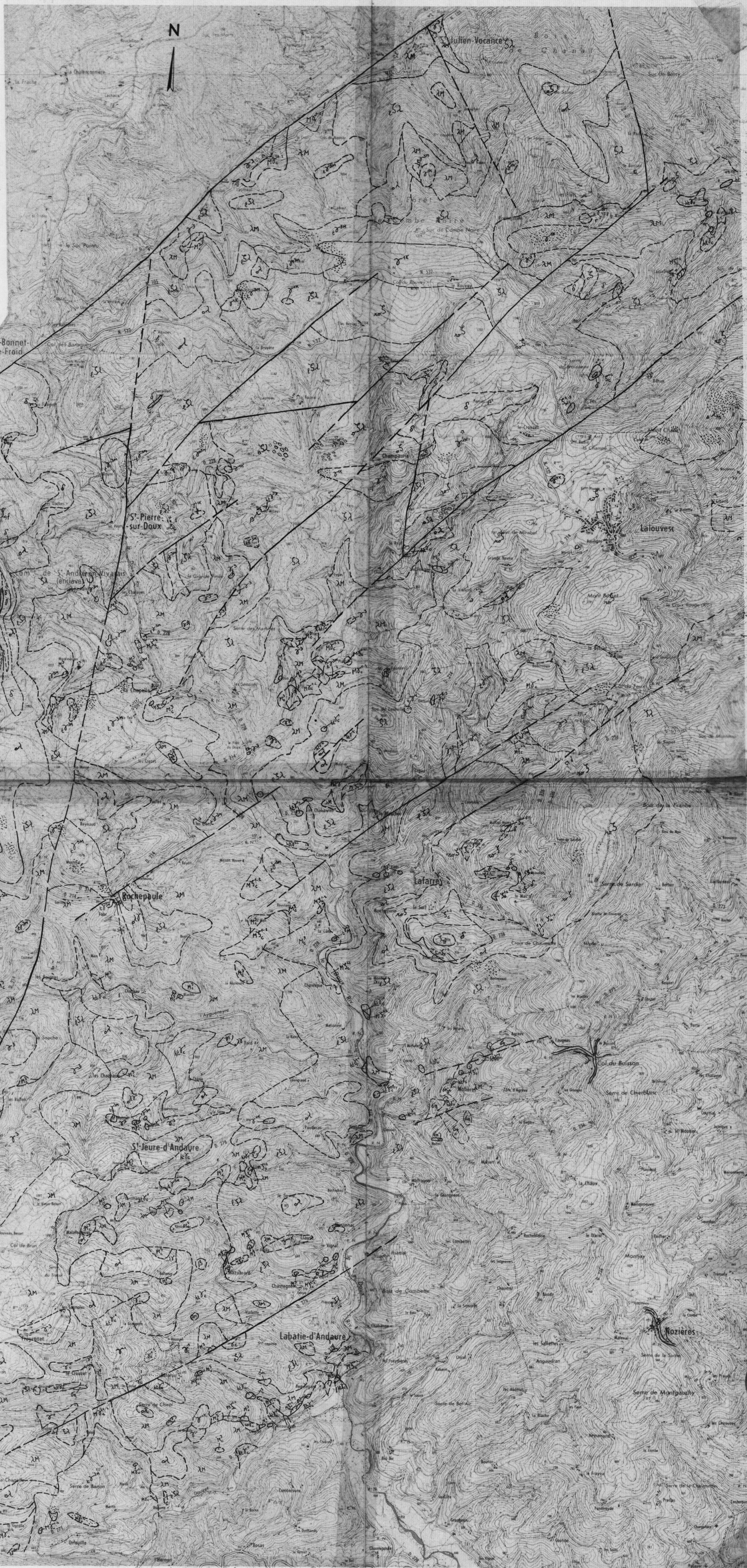
- ☐ leptynite à sphéroïdes et mas.
- ☐ gneiss ocellé
- ☐ gneiss rubano-ocellé à mus. et/ou sill.
- ☐ gneiss quartzo-feldspathique indifférencié
- ☐ leptynite ocellée
- ☐ gneiss leptynique à sill. parfois gr.
- ☐ - faciès lité
- ☐ - faciès ocellé
- ☐ leptynite néolithique
- ☐ anatexite hololeucocrate à cord. et ou gr.
- ☐ granite hololeucocrate hétérogène avec ou sans cord.
- ☐ - faciès homogène
- ☐ - faciès à cord. prismatique

- **ROCHES BASIQUES**

- ☐ amphibolites massives ou litées, parfois rubanées

FORMATIONS PLUTONIQUES

- ☐ granite à cord. prismatique de Baudinet
- ☐ granite homogène saure
- ☐ granite à feldspathes en tablettes
- ☐ granite à deux nicas
- ☐ gneissites et roches assimilées



Devessel

St-AGREVE

D 21 N 533

N 533

N 533

N 533

Résumé

L'étude des schistes cristallins du Haut Vivarais appuyée sur une carte au 1/25000° de la région de St Agrève confirme l'existence d'une "lignée claire" dont les éléments constituent un "complexe leptyno-gneissique" : tous les faciès de ce complexe présentent des caractères géochimiques identiques qui permettent d'apparenter l'ensemble à un ancien pluton leucogranitique témoin d'une collision continentale.

Cet ensemble est gneissifié puis transformé par l'anatexie Vellave dans des conditions de basse pression (780° - 3,8 Kbars). L'étude minéralogique et géochimique des faciès anatectiques et de quelques mobilisats montre le rôle primordial que joue la fusion dans l'individualisation de la "lignée claire" et permet d'appréhender la séquence de disparition des minéraux ainsi que les modalités chimiques de la fusion.

Les intercalations de métapelites et de metabasites reconnues au sein du complexe leptyno-gneissique témoignent pour leur part d'une évolution tectono-métamorphique différente : les conditions paroxysmales de cristallisation de ces roches estimées à $T = 640^{\circ}\text{C}$ et $P = 5$ Kbars révèlent en effet l'existence d'un épisode précoce. Les zonations d'amphiboles et quelques réactions métamorphiques montrent cependant que les roches en question ont subi ultérieurement l'événement de basse pression. Par ailleurs, la géochimie des amphibolites confirme la mise en place du protolithe en domaine continental distensif.

Les caractères métamorphiques et la typologie géochimique de la "lignée claire" et de ses intercalations basiques permettent d'insérer l'évolution géodynamique du Vivarais Occidental dans celle du Massif Central telle qu'elle est actuellement envisagée par de nombreux auteurs : la mise en place des leucogranites scelle vraisemblablement la collision dévonienne à laquelle il faut probablement rapporter la structuration des pelites et des massifs basiques associés. Les amphibolites témoignent en Vivarais Occidental de la distention ordovicienne. La phase Vellave responsable de la gneissification puis de l'anatexie des leucogranites n'efface pas la trace d'un épisode plus ancien dans l'ensemble des métapelites-metabasites. L'évolution régionale polyphasée s'achève aux environs de 300 MA par la mise en place du granite tardi-tectonique de Baudinet.