HAL
open science

Les minéralisations du district filonien de Labastide-Esparbairenque (Aude-France) dans leur contexte géologique

Michel Léger

To cite this version:

Michel Léger. Les minéralisations du district filonien de Labastide-Esparbairenque (Aude-France) dans leur contexte géologique. Sciences de la Terre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1981. Français. NNT : . tel-01053250

HAL Id: tel-01053250

https://theses.hal.science/tel-01053250v1

Submitted on 30 Jul 2014

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.

THÈSE

présentée à

L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE
DES MINES DE PARIS

par

Michel LEGER
ingénieur civil des mines

---

en vue de l'obtention du

TITRE DE DOCTEUR-INGÉNIEUR
EN SCIENCES ET TECHNIQUES MINIÈRES
OPTION : PROSPECTION DES GITES MINÉRAUX

LES MINÉRALISATIONS DU DISTRICT FILONIEN DE LABASTIDE-ESPARBAIRENQUE (AUDE - FRANCE) DANS LEUR CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Soutenue publiquement le 1er Juin 1981 devant le jury composé de :

MM. H. PELISSONNIER	*Président*
M. PERRIN	*Rapporteur*
J. BOULADON J.P. PROUHET G. GUITARD F. TOLLON	*Examinateurs*

THÈSE

présentée à

L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE
DES MINES DE PARIS

par

Michel LEGER

ingénieur civil des mines

---

en vue de l'obtention du

TITRE DE DOCTEUR - INGÉNIEUR
EN SCIENCES ET TECHNIQUES MINIÈRES

OPTION : PROSPECTION DES GITES MINÉRAUX

LES MINÉRALISATIONS DU DISTRICT FILONIEN DE LABASTIDE-ESPARBAIRENQUE (AUDE - FRANCE) DANS LEUR CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Soutenue publiquement le 1er Juin 1981 devant le jury composé de :

MM. H. PELISSONNIER	*Président*
M. PERRIN	*Rapporteur*
J. BOULADON J.P. PROUHET G. GUITARD F. TOLLON	*Examinateurs*

LES MINERALISATIONS DU DISTRICT FILONIEN DE LABASTIDE-ESPARBAIRENQUE (AUDE, FRANCE) DANS LEUR CONTEXTE GEOLOGIQUE

Remerciements

Que toutes les personnes et organismes qui ont participé à l'élaboration de ce mémoire soient assurés de ma reconnaissance.

Je remercie tout particulièrement Michel Demange dont les critiques parfois très vives ont constamment guidé ma réflexion et grandement contribué à la qualité de ce travail, et qui m'a fait comprendre par son exemple remarquable tout ce que la géologie devait aux naturalistes.

Je remercie également Jean Bouladon pour son aide efficace et les encouragements qu'il m'a si gentiment prodigués.

Cette étude a été financée par une bourse de recherche de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne et menée en son laboratoire de géologie.

SOMMAIRE

pages

Résumé 3
Introduction 6

PREMIERE PARTIE

LE CADRE GEOLOGIQUE DES MINERALISATIONS

CHAPITRE 1 : LE CADRE REGIONAL 10

I. SITUATION GEOGRAPHIQUE 10

II. CADRE GEOLOGIQUE 13

III. HISTORIQUE GEOLOGIQUE 15

IV. COUPE SCHEMATIQUE DU MASSIF DE NORE 15

V. LITHOSTRATIGRAPHIE DU MINERVOIS ET DES MONTS DE L'EST DE LACAUNE 17

1. Versant sud 17
2. Versant nord 19

VI. SECTEUR ETUDIE 19

CHAPITRE 2 : LES FORMATIONS

I. INTRODUCTION 21

1. Généralités 21
2. Les gneiss de Nore 21

II. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES DES SCHISTES DU CABARDES 23

III. LOG STRATIGRAPHIQUE DE LA PARTIE INFERIEURE 25

1. Les orthoamphibolites à grenat 25
2. Les micaschistes inférieurs 31
3. Les gneiss de l'Orbiel 31
4. Formation de Miraval et de Mas-Cabardès 48

IV. PARTIE SUPERIEURE 51

5. Quartzites de St. Julien 51
6. Schistes ardoisiers 51
7. Schistes variés 52
8. Schistes pyriteux 52
9. Schistes noirs 52
10. Passage au Dévonien 52

pages

GEOCHIMIE DES NIVEAUX NOIRS GRAPHITEUX 58

1. Lithologie des niveaux noirs graphiteux 60
2. Relations entre traces 67
3. Les anomalies 70
4. Conclusion 73

CHAPITRE 2 : TECTONIQUE 75

I. INTRODUCTION 75

II. TECTONIQUE SOUPLE 76

1. Phase 1 76
2. Phase 2 79
3. Phase 3 84
4. Phase 4 84
5. Phase 5 84
6. Phase 6 89

III. TECTONIQUE CASSANTE 89

1. Les failles mises en évidence sur le terrain 90
2. Les diaclases 90
3. Structures décelées sur photos aériennes 93

CHAPITRE 3 : METAMORPHISME 95

I. INTRODUCTION 95

II. ROCHES PELITIQUES (ET CALCIQUES) 95

1. Définition et trace des isogrades 95
2. Les faciès de métamorphisme 97
3. Chimisme des minéraux 118
4. Relations entre tectonique et métamorphisme 123
5. Evolution des conditions physiques du métamorphisme . 127

III. LES ROCHES BASIQUES 129

1. Transformations minéralogiques 129
2. Méthodes d'évaluation des conditions physiques de formation 133
3. Résultats 137
4. Conclusion 137

DEUXIEME PARTIE

LES MINERALISATIONS

Pages

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION 138

I. PANORAMA ET HISTORIQUE DES INDICES 138

1. Les filons à mispickel 139
2. Les filons E.W sans mispickel 141
3. Autres indices 142

II. REMARQUES 142

1. D'ordre historique et économique 142
2. D'ordre métallogénique et géologique 143

CHAPITRE 2 : LES MINERALISATIONS A MISPICKEL 144

I. LES TOURMALINITES A QUARTZ ET MISPICKEL 144

1. Localisation 144
2. Gisement et description macroscopique 144
3. Description microscopique 146
4. Résultats des analyses 146
5. Conclusion 147

II. LES FILONS ET STOCKWERKS A MISPICKEL 147

1. Cubserviès 147
2. La Bousille 149
3. Artémie 149
4. Filon interstratifié de la Prairie du Nesplier 151
5. Résultats analytiques 154

III. METALLOGENIE DES MINERALISATIONS A MISPICKEL 154

1. Données analytiques 154
2. Conditions de formation 154

CHAPITRE 3 : LES FILONS E-W SANS MISPICKEL 160

I. INTRODUCTION 160

II. LABASTIDE-ESPARBAIRENQUE (Mine de La Caune) 160

1. Localisation 160

Pages

2. Gisement et description 162
3. Conclusion 163

III. MAS-CABARDES 165

1. Localisation 165
2. Gisement 165
3. Description macroscopique 165
4. Conclusion 167

IV. VIALLELE 167

1. Localisation 167
2. Gisement et description macroscopique 169

V. DONNEES PRELIMINAIRES SUR LA METALLOGENIE DES FILONS A FLUORINE 169

1. Isotopes du soufre 169
2. Inclusions fluides dans la fluorine 169

CHAPITRE 4 : CONCLUSION 175

ANNEXE A : Incertitude sur les dosages de microsonde et sur les renseignements que l'on en tire 177

I. INCERTITUDE SUR LES MESURES 177

II. INCERTITUDE SUR LES QUANTITEES DERIVEES DES DOSAGES 178

ANNEXE B : Calcul des formules structurales 179

I. INTRODUCTION 179

1. Généralités 179
2. Principe 179

II. GRENATS 182

1. Pôles pris en compte 182
2. Substitutions prises en compte 182
3. Calcul de la formule structurale 183

III. LA BIOTITE 183

1. Pôles pris en compte et justifications 183
2. Substitutions prises en compte 184
3. Calcul de la formule structurale 184

Pages

IV. AMPHIBOLES 186

1. Pôles pris en compte 186
2. Substitutions prises en compte 187
3. Calcul des formules structurales 188
4. Incertitudes 189

V. MUSCOVITE 189

1. Pôles pris en compte 189
2. Substitutions prises en compte 190
3. Calcul de la formule structurale 190

VI. CHLORITE 190

1. Pôles pris en compte 190
2. Substitutions correspondantes 191
3. Calcul de la formule structurale 191

ANNEXE C : Un espoir d'accéder, à l'aide de la microsonde à un paramètre supplémentaire de la structure des amphiboles 192

ANNEXE D : Préparation des échantillons en vue des analyses en or 193

BIBLIOGRAPHIE 194

RESUME

Les filons du district de Mas-Cabardès-Labastide-Esparbairenque (Aude, France) sont encaissés dans les schistes X du Cabardès qui forment le flanc sud de la zone axiale de la Montagne Noire.

La série métamorphique, d'âge vraisemblablement cambro-ordovicien, se compose de deux ensembles, l'un à lithologie variée (600 m) et l'autre, plus monotone, d'allure flyschoïde (800 m). La série est globalement à l'endroit et repose sur les orthogneiss du massif de Nore. Cinq formations ont été distinguées dans l'ensemble inférieur : les micaschistes inférieurs comprenant des orthoamphibolites à leur base (150 m), les orthogneiss de l'Orbiel (100 m), la formation de Miraval-Cabardès (250m, micaschistes à niveaux calciques) et la formation de Mas-Cabardès (100 m, schistes et grès calcareux voire marbres). Il y a au moins un niveau noir graphiteux (> 10 cm) dans chacune de ces dernières.

Trois phases tectoniques précoces à caractère souple ont été remarquées :

1, plan axial 90S20, déversement nord, pas de grande structure associée,

2, plan axial 90S15, déversement sud, plis couchés hectométriques dans l'ensemble supérieur,

3, plan axial 80S35, déversement nord, plis décamétriques en chaise dans l'ensemble supérieur.

A chacune est associée une schistosité ; la deuxième, la plus importante, est la schistosité régionale.

Trois phases tardives sont également connues :

4, en kinks d'axe 130, mineure et localisée dans le haut de la vallée de l'Orbiel,

5, axe 90, plan axial 90N30 à 60, donne des plis en chaise,

6, en kinks conjugués.

La phase 5 est la plus marquée, elle donne lieu à une crénulation dans les charnières.

Les failles importantes sont soit E-W, soit N-S et localisées dans la basse vallée de l'Orbiel et son prolongement nord. Les diaclases et les fractures mineures les plus fréquentes ont pour directions celles des phases tardives.

La série des schistes du Cabardès a subi un métamorphisme régional mésozonal de type intermédiaire basse pression dont le début est antérieur à la phase 1 et la culmination postérieure à la phase 2, il serait donc hercynien. Tandis que l'ensemble supérieur correspond en gros à la seule zone de la biotite, l'ensemble inférieur montre plusieurs isogrades : + grenat et + staurotide, dont le tracé est connu, et - chlorite + andalousite dont seule l'existence est établie. Les conditions physiques de formation de la zone à staurotide-chlorite sont estimées à 3,5 - 4 kbar et 550 - 600 °C environ.

Les orthoamphibolites du bas de la série, dont la composition est celle d'un basalte tholéïtique, ont connu un stade éclogitique (≥ 10 kbar, 730°C) avec grenat (Alm 50 %, Pm 25 %, Gr 25 %) et omphacite (Jd 30 %, Di 52 %, Hd 18 %), puis une rétromorphose dans l'amphibolite-faciès du métamorphisme des pélites.

Les minéralisations du district étudié correspondent à plusieurs groupes d'évènements : aa

- formation des tourmalinites à quartz et mispickel (et exceptionnellement béryl). Elles sont sans doute contemporaines du métamorphisme et de la phase 2. Leur mispickel est très pauvre en or (> 0,1 ppm) et montre un $\delta\ ^{34}S$ négatif. Elles ont valeur de pegmatites périanatectiques vis-à-vis du coeur gneissique de la zone axiale.

- formation des filons N-S à mispickel aurifère, quartz ± pyrite d'abord, pyrite et chalcopyrite ensuite. Le mispickel est assez riche en or : 1 ppm dans le contexte apparemment défavorable des stockwerks à veinules centimétriques encaissés dans les gneiss de l'Orbiel, mais plus généralement 10 à 40 ppm dans les filons massifs à encaissant schisteux. Le $\delta\ ^{34}S$ des sulfures est alors nettement positif et indique une température de formation de l'ordre de 400°C.

- formation des filons E-W à quartz, calcite et chalcopyrite d'abord, fluorine, et enfin ankérite. La température d'équilibre isotopique de la pyrite et la chalcopyrite est estimée à 370°C.

Les relations entre ces filons et leur contexte géologique permettent d'en dégager les contrôles.

Les filons N-S à mispickel se répartissent indépendamment de leur position stratigraphique. Tout au plus les stockwerks encaissés dans les gneiss apparaissent-ils plus pauvres en or. Les filons à fluorine, au contraire sont strictement localisés dans la formation carbonatée de Mas-Cabardès. Les niveaux

noirs graphiteux sont parfois considérés comme niveaux porteurs possibles. En fait, ces niveaux ne présentent pas de particularité géochimique donnant à croire qu'ils ont joué ce rôle. Ils ont seulement été pollués par des indices situés à proximité.

Dans tous les cas, les minéralisations filoniennes sont postérieures au métamorphisme. Sensible dans le cas des filons à mispickel, ce fait devient très net dans le cas des filons à fluorine.

L'interprétation des données de la tectonique en termes de contrôle des minéralisations est délicate en raison des rejeux successifs qui sont intervenus. A tout le moins les contrôles directionnels sont clairs : les filons à mispickel sont N-S sauf lorsqu'ils sont repris par des fractures E-W postérieures et localement remobilisés, et les filons à fluorine sont eux aussi toujours E-W.

INTRODUCTION

L'intérêt minier de la Montagne Noire est reconnu depuis fort longtemps puisque, déjà à l'époque romaine, cette région était le siège d'une importante industrie minière et métallurgique. Les vestiges de cette activité sont des galeries d'exploitation de la chalcopyrite et des terrils de scories qui sont encore aujourd'hui sporadiquement exploitées pour le fer qu'elles contiennent.

Trois mines fonctionnent actuellement. Ces gisements sont différents et correspondent aux trois catégories dans lesquelles on peut classer les principaux indices de la région (fig. 1).

Salsigne est la plus ancienne puisque la concession date de 1810. On y extrait surtout l'or, l'arsenic, le cuivre, le bismuth et l'argent. Des filons N.S. à arsénopyrite aurifère constituaient le gisement jusqu'à la récente découverte d'une extension stratiforme au contact de la zone axiale. Cette couche est maintenant en exploitation (minerai de contact).

De nombreux indices, strictement localisés dans le Cabardès, se rattachent à ce gisement par leur structure et leur minéralogie. Citons Villardonnel, Malabau, Artémie, Cubserviès.

A St. Salvy, le B.R.G.M. a découvert en 1965 un gisement filonien à blende et galène, d'orientation E.W.. Il est exploité depuis 1975.

Les principaux indices ou anciens gisements apparentés à la mine de St. Salvy par leur position lithostratigraphique sont Oms, La Loubatière (stratiforme), La Caunette et Bardou-Rosis. On peut leur associer Mas-Cabardès et Labastide-Esparbairenque (fluorine et chalcopyrite) qui sont aussi des filons E.W.

A Montredon-Labessonié, la scheelite est exploité en filon. Les indices du Budel et de Garot ainsi que les indices stratiformes du St. Ponais (depuis La Jasse jusqu'à Brassac) appartiennent à cette famille.

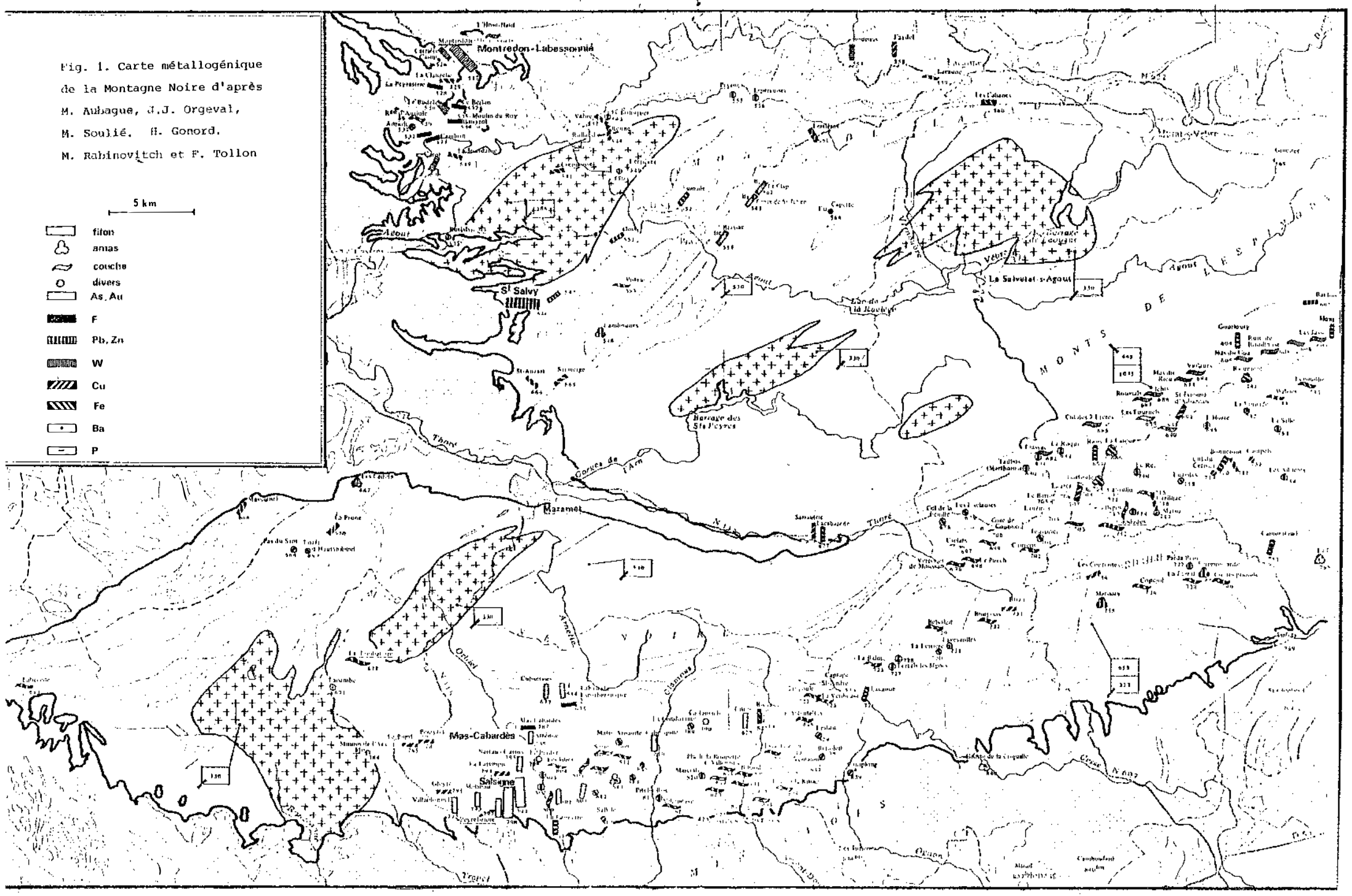


Fig. 1. Carte métallogénique de la Montagne Noire d'après M. Aubague, J.J. Orgeval, M. Soulié, H. Gonord, M. Rabinovitch et F. Tollon

Ces trois types de minéralisations sont associées à des formations sédimentaires souvent schisteuses, métamorphiques ou non. Ces terrains sont soit d'âge inconnu, soit cambro-ordoviciens. Ils se disposent en ceinture autour des massifs de la Nore et de l'Espinouse qui forment le noyau granitogneissique de la Montagne Noire.

Géographiquement, ces indices se regroupent en trois secteurs : les Monts de Lacaune (autour du Sidobre), le Cabardès et le Minervois, et le St. Ponais.

- Le minerai de contact de Salsigne est peut-être en relation avec un niveau volcanosédimentaire situé au sommet des schistes "X" du Cabardès, sous le Dévonien. Ce niveau se suit sur le flanc sud de la zone axiale depuis le Caroux jusque dans le Cabardès.

- Les indices à plomb-zinc, fluorine, barytine, chalcopyrite, ainsi que le gisement de St. Salvy semblent assez étroitement associés à un faisceau de schistes noirs et roches carbonatées. A ce faisceau peuvent être rattachées les minéralisations filoniennes de Mas-Cabardès et Labastide, et, vraisemblablement, le gisement de La Loubatière.

- La scheelite stratiforme, connue sur près de 30 km à l'ouest de Mons-la-Trivalle, est associée, à la partie inférieure de ce faisceau, à des grauwackes et des gneiss à silicates calciques (grès calcareux plus ou moins marneux, métamorphiques).

Ces constatations ont guidé le choix de la région de Mas-Cabardès-Labastide pour que soient étudiées les relations entre les schistes "X" et les indices qu'ils renferment : chalcopyrite-fluorine et arsénopyrite aurifère. Ceci est l'objet du présent travail.

PREMIERE PARTIE

LE CADRE GEOLOGIQUE DES MINERALISATIONS

CHAPITRE 1

INTRODUCTION
LE CADRE REGIONAL

I. SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le massif de Nore, appelé Montagne Noire par les géographes est un massif allongé WSW-ENE situé entre Carcassonne et Mazamet. Il culmine à 1211 m au Pic de Nore (fig. 2).

Sa longueur atteint 60 km entre Verreries de Moussans et Revel et sa largeur 25 km au méridien des Martys.

Ce massif a été pénéplané après l'orogenèse hercynienne, comme en témoigne la magnifique surface d'érosion qui s'étend de Lastours à Saissac et que l'on peut admirer de la route qui joint Lastours à Fournès-Cabardès. Elle peut être définie comme un plan à 20 mètres près sur une centaine de kilomètres carrés. Elle se poursuit vers l'est jusqu'au méridien de St. Pons, mais avec une extension N-S réduite (2 km environ).

Le Massif de Nore a subi un relèvement lors de l'orogenèse pyrénéenne. Au nord, la faille inverse de Mazamet superpose la zone axiale à des terrains tertiaires ; au sud, la pénéplaine est pentée de 4° vers le sud à l'ouest de l'Orbiel et de 7° à l'est. Ce basculement différenciel peut être attribué à une faille N-S qui emprunte la vallée de l'Orbiel (fig. 3). Cette faille (Mazéas, communication orale) affecte les terrains tertiaires qui reposent eux-mêmes sur la surface d'érosion.

Fig. 2. Massif de Nore
Carte géographique.

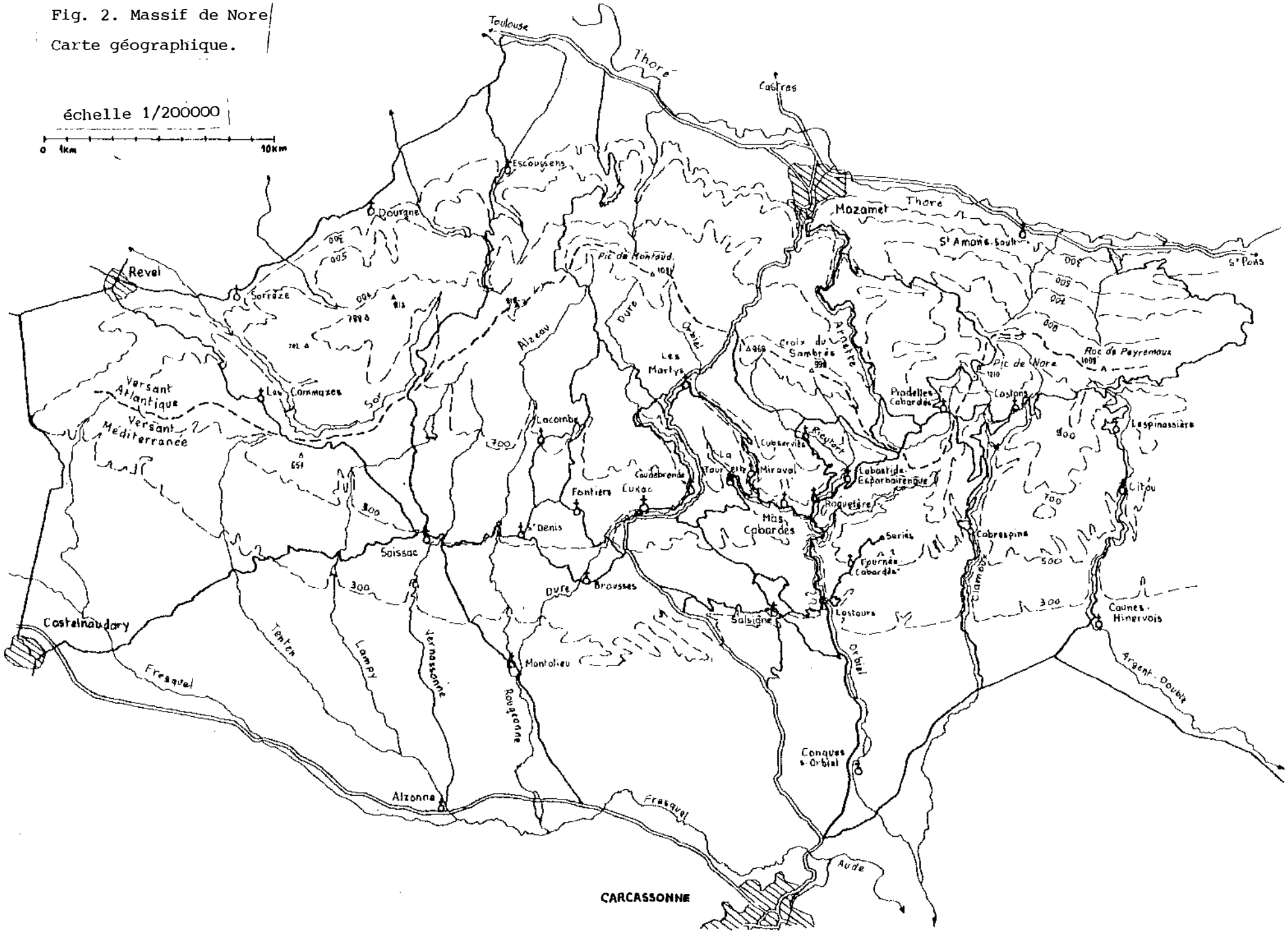
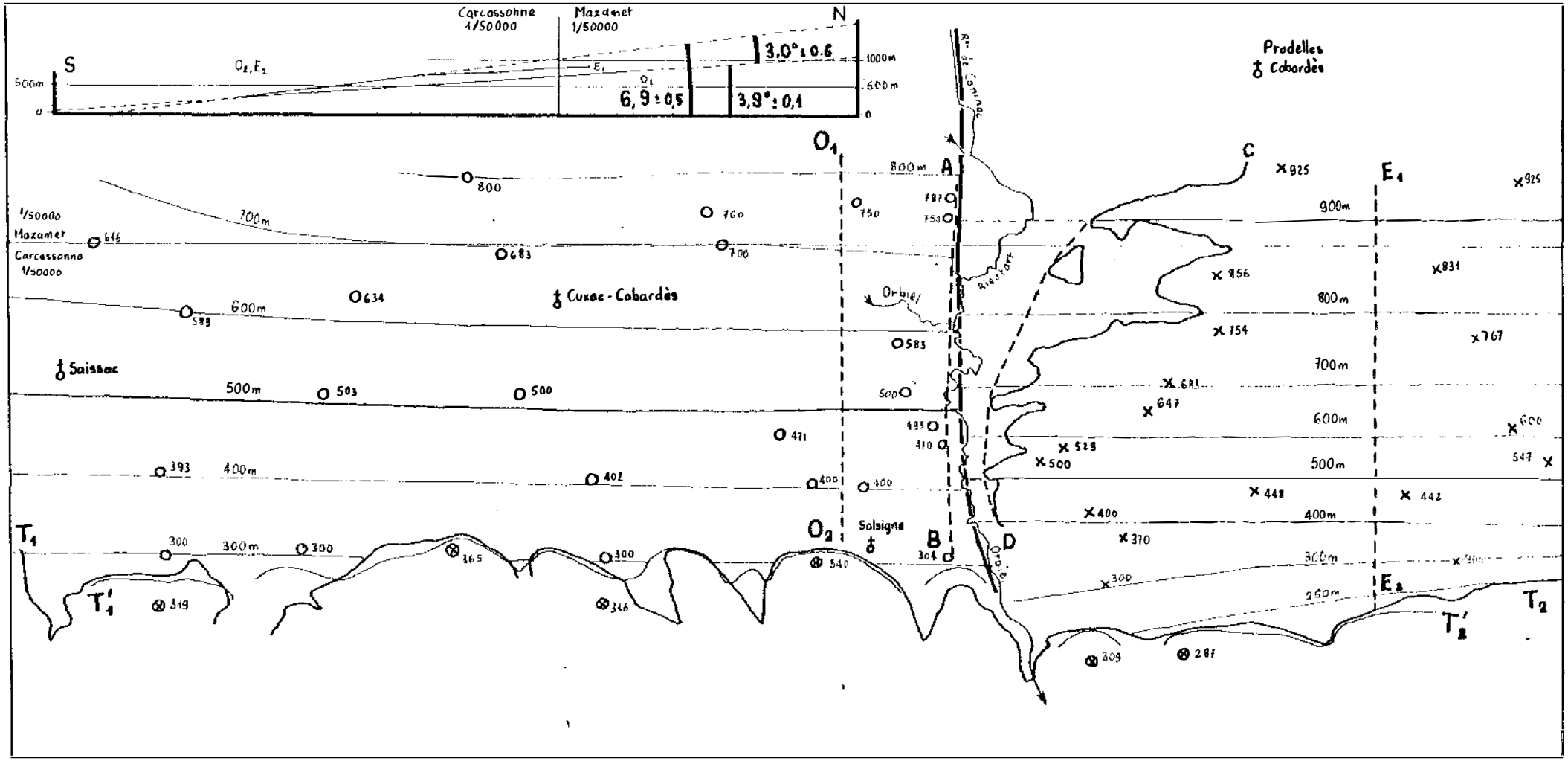


Fig. 3. Basculement diférentiel de la surface d'érosion auté-tertiaire entre l'est et l'ouest de l'Orbiel

échelle 1/100000

× , O points actuels proches de la surface d'érosion
⊗ points actuels au-dessus de la surface d'érosion
A---B limite est du domaine ouest
C---D limite ouest du domaine est
C — D intersection du prolongement est de la surface ouest et de la topographie actuelle
T_1—T_2 mur du tertiaire (carte au 1/80000)
T'_1—T'_2 mur du tertiaire estimé d'après la topographie (limite nord des points situés au-dessus de la surface d'érosion).



Du point de vue morphologique, le massif de Nore présente une dissymétrie frappante. On voit en effet, sur la figure 2, que la superficie du versant méditerranéen est largement supérieure à celle du versant atlantique. Trois paysages s'enchaînent du nord au sud : à une succession ininterrompue de crêtes boisées et escarpées et de vallées encaissées succède un doux moutonnement des sommets (plateau du Sambrès) puis le plateau penté au sud entaillé de vallées encaissées. La route de Carcassonne à Mazamet emprunte l'un des lambeaux de ce plateau sur une dizaines de kilomètres.

Ces vallées montrent souvent de nombreux méandres qui prouvent la surimposition du relief.

II. CADRE GEOLOGIQUE

La Montagne Noire au sens géologique comprend les terrains antéstéphaniens du massif de Nore, du massif de l'Agout, des Monts de Lacaune et de l'ensemble Minervois, Monts de Pardailhan et Monts de Faugères (fig. 4).

Cet ensemble comprend des terrains plissés à l'hercynien et peut-être avant. Il est recouvert en discordance par des terrains peu ou pas déformés :

- Stéphanien de Graissesac au N et de Gabian-Nefiès au SE.
- Permien de St. Afrique au N et de Lodève à l'E.
- Mésozoïque de Bédarieux à l'E.
- Tertiaire du Castrais au NW et du Bas-Languedoc au S.

On distingue habituellement trois domaines en Montagne Noire :

- La zone axiale (massifs de Nore et de l'Agout et du Cabardès) constituée de migmatites, de gneiss et de micaschistes, sur lesquels le Dévonien semble reposer en accordance.
- Le versant nord (Monts de Lacaune) formé de terrains fossilifères datés allant du Cambien au Silurien. Il est déformé en écailles chevauchant vers le SE.
- Le versant Sud constitué de sédiments paléozoïques fossilifères dont l'âge va du Cambien au Viséen supérieur. Ces terrains sont plissés en grandes nappes à flanc inverse conservé déversée au sud. Des accidents N.S découpent cet ensemble. Au nord de Carcassonne, la nappe présente est celle du Minervois.

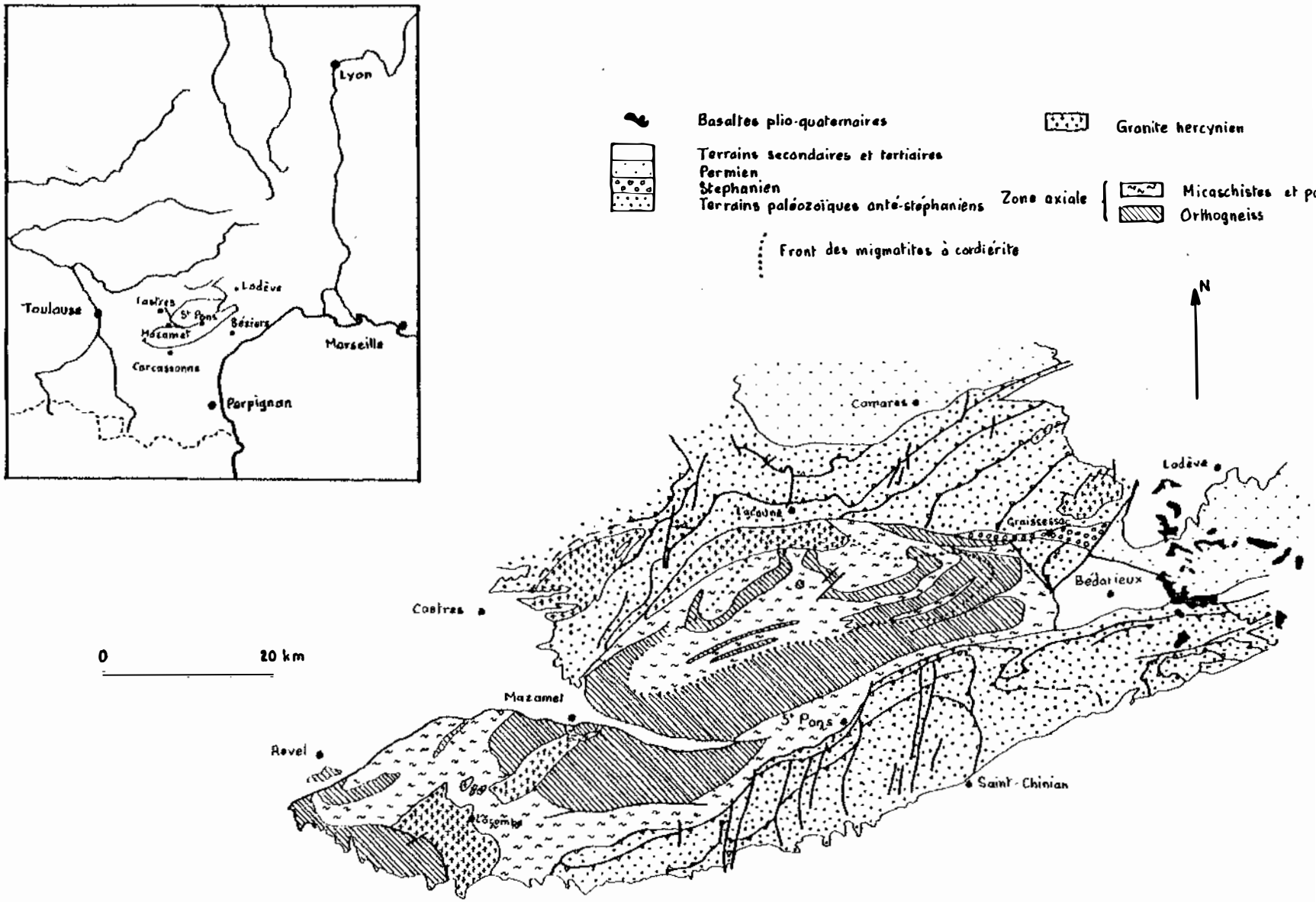


Fig. 4. Schéma structural de la Montagne Noire d'après la carte tectonique de la France au 1/1000000

III. HISTORIQUE GEOLOGIQUE

Les travaux modernes concernant la Montagne Noire ont commencé entre les deux guerres avec M. Thoral (stratigraphie des Monts de Lacaune), M. Roques puis B. Gèze, ce dernier est l'auteur d'une synthèse régionale (carte au 1/200000) reprenant les travaux de Roques.

Plus récemment, les études menées par F. Ellenberger (à l'est du massif), F. Boyer (stratigraphie dans le Minervois), F. Arthaud (tectonique du versant sud), M. Demange (structure du massif de l'Agout) et J.P. Bard ont permis de mieux connaître la géologie de la Montagne Noire.

Citons également les travaux de P. Debat dans le Sorrézois (gneiss oeillés et M. Fornari (contexte de Salsigne).

IV. COUPE SC EMATIQUE DU MASSIF DE NORE

On peut résumer les traits marquants de la géologie de la Montagne Noire au sud de Mazamet à l'aide de la coupe Mazamet-Carcassonne (fig. 5). Quatre parties peuvent être distinguées du nord au sud :

- La fenêtre de Mazamet présente des alternances de gneiss plagioclasiques considérés comme des métasédiments et des gneiss oeillés assimilés aux orthogneiss de Nore.

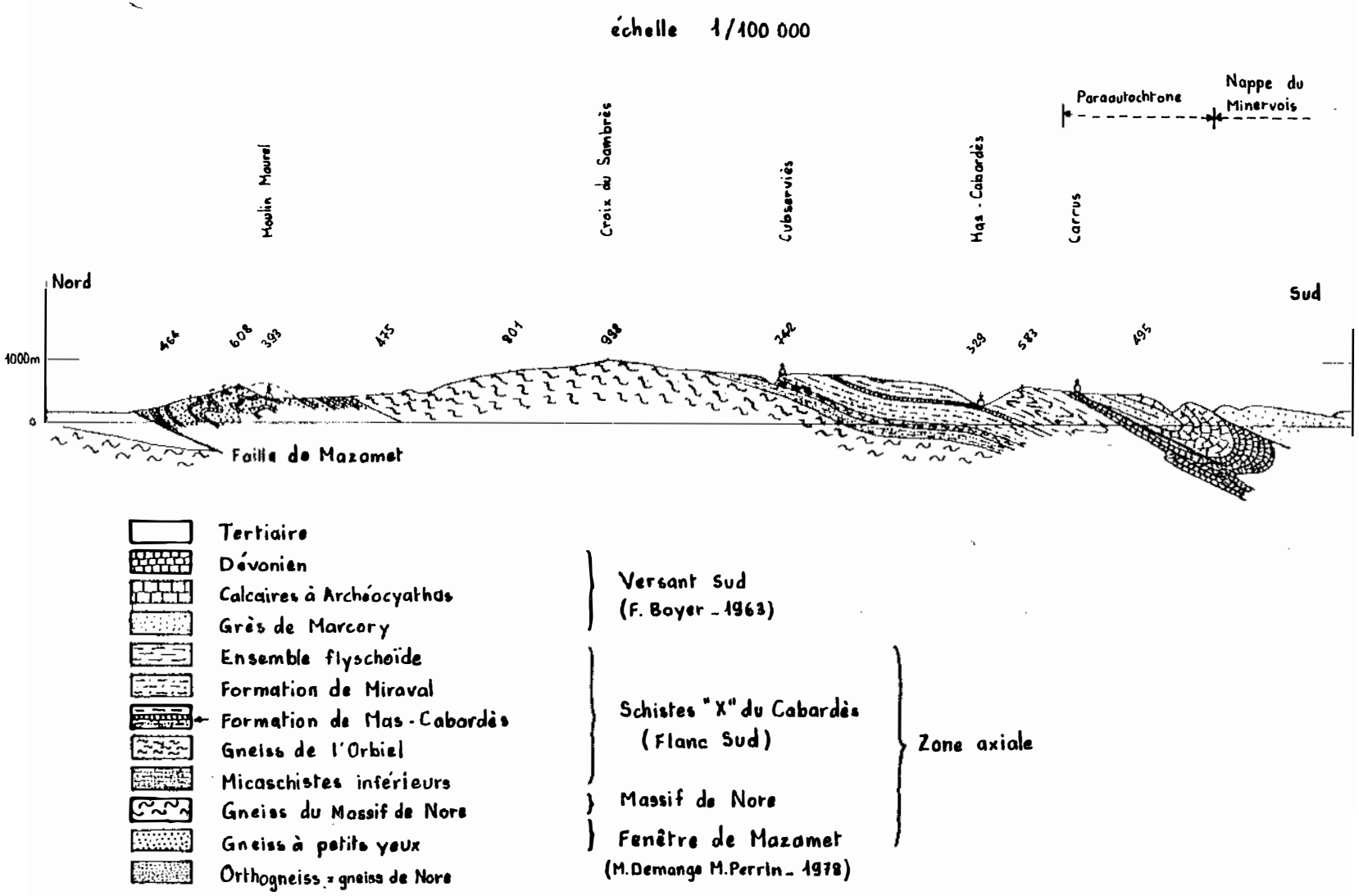
Des gneiss à silicates calciques et quelques marbres accompagnent les paragneiss.

M. Demange et M. Perrin (1978) interprètent ces alternances comme des replis isoclinaux.

- Les gneiss de Nore sont considérés par M. Demange, par analogie avec la formation du Sommail du massif de l'Agout, comme des orthogneiss à valeur de socle. L'extrême rareté des affleurements rend particulièrement rebutante l'étude de cet ensemble qui reste pratiquement inconnu à ce jour.

- Les schistes "X" du Cabardès constituent le flanc sud de la zone axiale. Cet ensemble, épais d'environ 1500 m comprend une partie inférieure à lithologie assez différenciée puisqu'on y trouve en particulier une barre hectométrique de

Figure 5 : Coupe schématique de la Montagne Noire au sud de la faille de Mazamet.



gneiss (les gneiss de l'Orbiel) que la cartographie permet de distinguer des gneiss de Nore et une partie supérieure dont l'allure générale présente un caractère flyschoïde.

Ces schistes forment un monoclinal de schistosoté penté au sud de 20° environ entre l'Orbiel et la Clamoux et enveloppent les gneiss de Nore à l'échelle régionale. Ils forment une virgation à l'échelle du terrain étudié (fig. 4). Ces schistes "X" du Cabardès et les gneiss de Nore sont intrudés par des granites hercyniens : le granite de Brousses qui est relativement précoce puisque déformé, et les granodiorites du Lampy et des Martys qui, bien qu'ils soient distincts cartographiquement, ne forment qu'un seul massif qui a été recoupé par sondage sous les schistes "X" à la Loubatière dans le détroit de Lacombe.

- Le versant sud comprend au nord une zone paraautochtone formée de calcaires et de calcschistes dévoniens dont les rapports avec les schistes du Cabardès restent à préciser. Ces terrains sont plissés et constituent l'antiforme synclinale des Ilhes qui est relayée par la synforme anticlinale de Fournès-Lastours à coeur de Cambien inférieur (grès de Marcory).

Au sud, la nappe du Minervois se traduit par une tête anticlinale plongeante avec charriage cisaillant à la base, déversée au Sud (Arthaud 1970).

V. LITHOSTRATIGRAPHIE DU MINERVOIS ET DES MONTS DE L'EST DE LACAUNE (SYNCLINAL DE BOISSEZON)

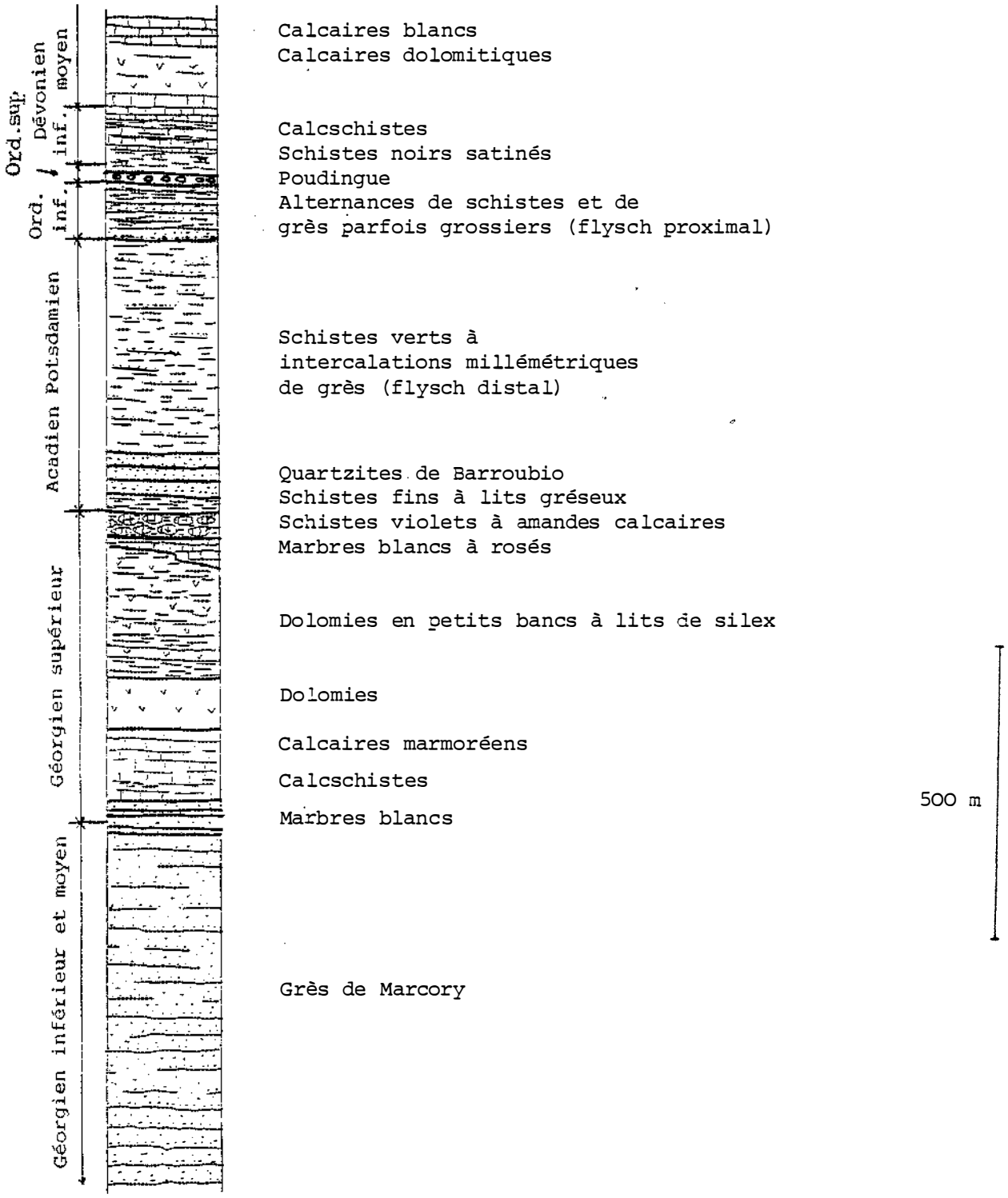
Nous décrirons ici à titre indicatif les séries paléozoïques des versants sud et nord de la Montagne Noire.

1. VERSANT SUD (VALLEE DE LA CLAMOUX). fig. 6

La série débute par la puissante formation monotone des grès de Marcory, épaisse d'environ 600 m. Elle est datée du Géorgien inférieur et moyen.

Plusieurs niveaux plurimétriques de marbres blancs intercalés au sommet de ces grès marquent le passage au Géorgien supérieur (600 m). Celui-ci débute avec des calcschistes clairs, gris roses ou beiges et des calcaires gris marmoréens. Viennent ensuite des dolomies à cassure gris sombre et des dolomies en petits bancs à lits de silex. Après un front de dolomitisation oblique, on passe

Figure 6 - Lithostratigraphie de la série paléozoique du versant sud de la Montagne Noire



à des marbres blancs à rosés puis à des schistes violets peu épais à amandes calcaires.

Suivent des schistes fins gris-beige peu épais à lits gréseux centimétriques. A l'Acadien et au Posdamien sont attribués les quartzites de Barroubio (60 m environ), qui sont un niveau repère, et un épais ensemble schistogréseux rubanné.

Un flysch proximal gris-vert à séquences métriques, à grès grossiers à la base, vient ensuite. Il est probablement d'âge Ordovicien inférieur (100 m).

Après un poudingue d'âge Ordovicien vraisemblable, la série se termine par le Dévonien inférieur constitué de 150 m de schistes satinés noirs à lits calcareux centimétriques passant rapidement à des alternances de calcaires et de calcschistes, et le Dévonien moyen (300 m) constitué de calcaires dolomitiques à patine grise et de marbres.

2. VERSANT NORD (SYNCLINAL DE BOISSEZON)

Sur un substratum formé de gneiss et de migmatites ainsi que de la ceinture leptynoamphibolique du Lévezou, reposent, à l'occasion d'un contact peut-être faillé, des micaschistes gréseux et un premier niveau de blaviérites : les porphyroïdes de Réquista.

A cela succèdent des micaschistes puis la série noire composée de schistes gréseux avec quelques niveaux carbonatés (dolomies à Montredon-Labessonié), et la série verte composée de schistes fins peu épais passant à des schistes violets.

La série se termine par un ensemble flyschoïde comprenant à la base des schistes porphyroïdes (2ème niveau de blaviérites) et plus haut des roches vertes intercalées dans les schistes.

VI. SECTEUR ETUDIE

Le secteur étudié intéresse la partie inférieure des schistes du Cabardès. Il est limité géologiquement par :

- Les gneiss de Nore au N.
- La granodiorite des Martys au N.W.

et géographiquement par :

- La crête en rive droite de l'Orbiel à l'ouest et au sud-ouest
- La crête en rive gauche du Rieutort au sud-est
- Le méridien des Jouys à l'est.

CHAPITRE 2

LES FORMATIONS

I. INTRODUCTION

I. GENERALITES

Les terrains du secteur étudié comprennent essentiellement les schistes du Cabardès. Nous y incluons des orthoamphibolites présentes au contact avec les gneiss de Nore. Nous dirons quelques mots sur ceux-ci que nous considérons comme un socle pour les schistes du Cabardès.

La cartographie montre que la granodiorite des Martys, qui affleure au N.W. du terrain étudié, est sécante sur la lithostratigraphie des schistes et développe dans ceux-ci un métamorphisme de contact.

2. LES GNEISS DE NORE

Le noyau de Nore, présent au nord du secteur étudié, est surtout constitué de gneiss très homogènes à gros yeux feldspathiques (5 à 8 cm). On remarque cependant, à la périphérie, une bordure hectométrique montrant des faciès variés de gneiss plus ou moins oeillés.

On y trouve en effet, outre des gneiss oeillés semblables à ceux du centre du massif, des gneiss leptyniques saccharoïdes sans yeux et des gneiss granitoïdes oeillés caractérisés par l'absence de lits micacés. Dans cette dernière roche les grands cristaux de feldspath (4 à 5 cm) sont désorientés et souvent presque automorphes. Les biotites de taille centimétrique sont parallèles mais non contigues. La foliation très fruste confère à ces gneiss granitoïdes oeillés une

texture peu orientée qui les rend très reconnaissables sur le terrain.

Les très mauvaises conditions d'affleurement n'ont pas permis de préciser les rapports entre les différents faciès.

Les gneiss voisins du contact avec les schistes du Cabardès sont mylonitisés sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, d'autant plus intensément les schistes sont plus proches. Cette mylonitisation ne semble pas accompagnée de recristallisations importantes et paraît donc être tardive et s'être faite à froid. La cartographie effectuée permet de préciser la position de ces mylonites :

Sur cinq kilomètres d'ouest en est, à l'est de la ferme des Moussels, on observe une équidistance (environ 120 m) entre la limite supérieure des gneiss de Nore et la formation des gneiss de l'Orbiel située dans les schistes. Le contact gneiss de Nore-schistes du Cabardès apparaît donc comme un contact normal qui aurait guidé la mylonitisation.

Sur huit kilomètres à l'est des Moussels, ce contact est systématiquement jalonné par des amphibolites à grenat.

A l'est du méridien de Labastide-Esparbairenque, le contact entre les gneiss de Nore et les schistes du Cabardès change de nature. Les faciès observables du côté sud de ce contact ne sont plus toujours les mêmes et celui-ci est parfois souligné par du quartz filonien. Les gneiss de l'Orbiel disparaissent sur 5 km et se retrouvent au contact des gneiss de Nore vers Castans. Le contact des schistes du Cabardès et des gneiss de Nore est donc faillé, cette faille recoupant les couches contrairement aux mylonites. Ce régime se poursuit au moins jusqu'à Lespinassière.

Plusieurs hypothèses ont été émises à propos de l'origine des gneiss de Nore bien que tous les autres les considèrent comme des métagranites porphyroïdes. Ils seraient (M. Demange et P. Debat) un socle pour les schistes du Cabardès ou correspondraient à des granites intrusifs antétectoniques (J.P.Bard).

En ce qui concerne les faciès de transition, ils pourraient être des métaarkoses comme les gneiss g_1 du Canigou, des faciès de bordure du granite ou des tectonites de gneiss oeillés.

Nos observations sont insuffisantes pour nous permettre de trancher entre ces différentes hypothèses.

II. LES FORMATIONS GEOLOGIQUES DES SCHISTES DU CABARDES

Les schistes "X" sont réputés monotones. Ils le sont effectivement au premier abord.

Tous les faciès ne sont pourtant pas identiques. Quelques niveaux rares, peu épais, souvent discontinus mais caractéristiques se distinguent nettement du faciès banal schistogréseux.

Il s'agit de roches basiques, de lentilles de marbres, de gneiss à silicates calciques, de grès calcareux, de niveaux noirs graphiteux, de gneiss leptynitiques ou oeillés, de niveaux détritiques grossiers à clasts de quartz et de feldspath, de pélites fines, de schistes pyriteux et d'un conglomérat au voisinage du contact avec le Dévonien.

Ces faciès ne peuvent en général pas servir de niveaux repères. Seule la succession de plusieurs d'entre eux permet de se situer.

La tectonique est très complexe mais les remarques suivantes justifient l'établissement d'une lithostratigraphie :

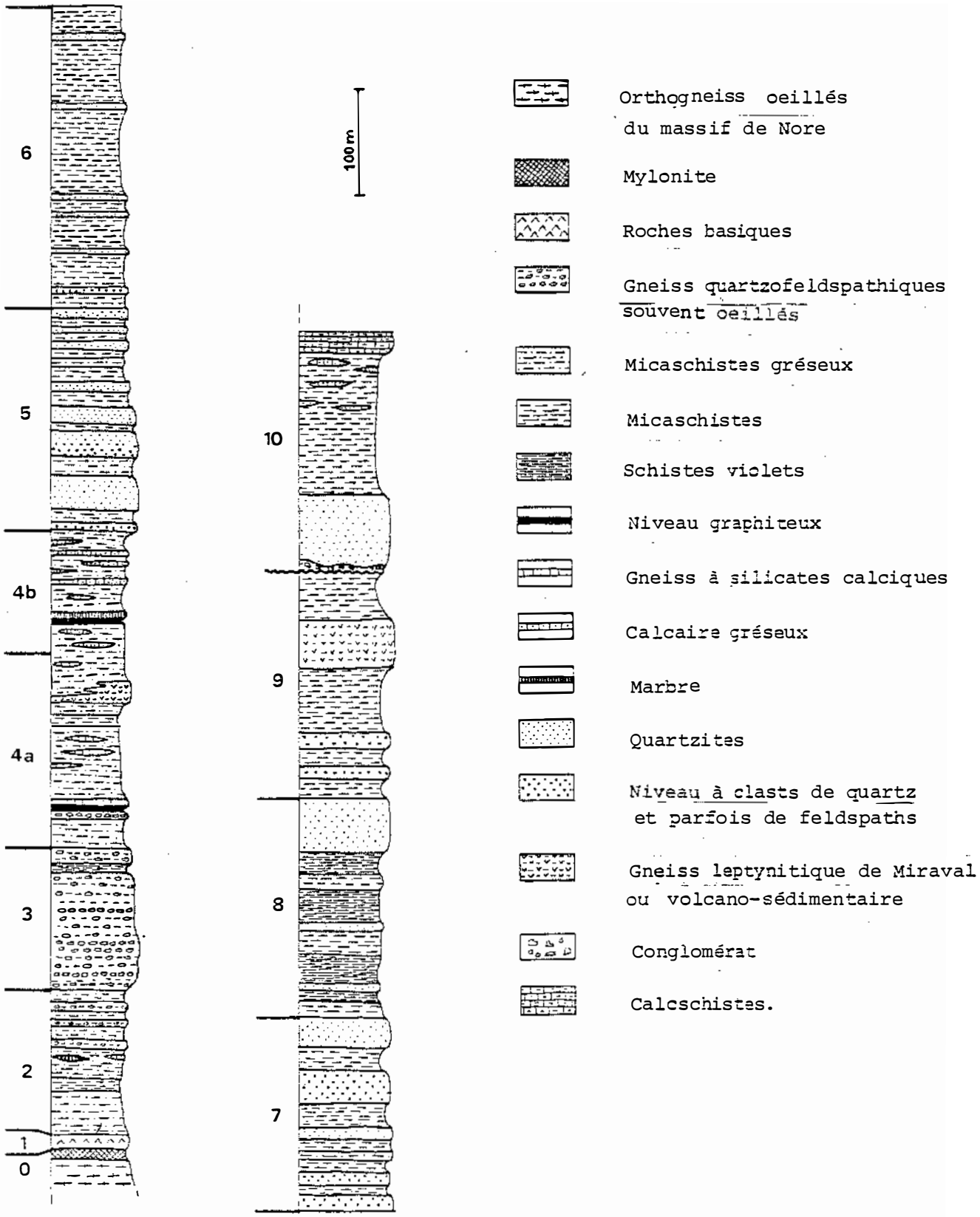
- La cartographie a montré que les associations de faciès particuliers s'organisent en formations dont le contenu diffère de l'une à l'autre, mais reste constant d'un endroit à un autre pour chacune d'elles. Ceci permet de les reconnaître et de les identifier.

- Ces formations sont toutes différentes et ne se répètent donc pas. Dans le secteur étudié (moitié inférieure de la série) on n'observe pas de répétition sur le terrain. Ces formations se succèdent donc normalement et forment un monoclinal statigraphique.

- La constance des rapports schistosité-stratification observés dans la partie inférieure de la série, où ils sont rares, et surtout dans la partie moyenne où ils sont nombreux, confirme l'absence de replis importants en-dehors du haut de la série.

- Les granoclassements observés indiquent une polarité positive pour les deux tiers inférieurs de la série.

Figure 7 : Lithostragraphie des schistes X du Cabardès



III. LOG STRATIGRAPHIQUE DE LA PARTIE INFERIEURE

Compte tenu des arguments ci-dessus, nous proposons donc la lithostratigraphie suivante, décrite de bas en haut :

1. LES ORTHOAMPHIBOLITES A GRENAT

1.1. Gisement

Ces roches n'ont jamais été trouvées en place. Cependant la cartographie à la pierre volante a permis de les situer, nous l'avons vu, au contact des gneiss de Nore et des schistes du Cabardès. On observe, au bord des chemins, des blocs décimétriques de roches vertes dont l'abondance suggère une épaisseur métrique à décamétrique pour la couche.

1.2. Aspect macroscopique

Ces roches sont d'un vert assez sombre qui est dû à l'abondance des amphiboles. Certains faciès sont ponctués de grenats millimétriques de couleur saumon entourés d'un liseré vert sombre tandis que, dans ce cas, le reste de la roche est vert clair. Ces roches sont homogènes et leur structure est parfaitement isotrope. On observe exceptionnellement un litage très flou et peu marqué correspondant à l'abondance de l'amphibole.

1.3. Aspect microscopique

L'observation des lames minces a montré que ces roches vertes dérivaient d'une même roche initiale et que la variété des faciès actuels était attribuable à l'intensité variable selon les échantillons des transformations subies. Chaque lame mince montre en effet plusieurs étapes de formation qui se retrouvent d'une lame à l'autre et permettent ainsi de déterminer leur succession complète. Nous allons donc décrire les textures observées d'un point de vue historique.

a) Le stade le plus ancien qui ait été reconnu correspond à la paragenèse grenat-omphacite-quartz-rutile - ilménite. Les paragenèses seront discutées dans le chapitre métamorphisme.

Les grenats (Alm 50 %, Gr 25 %, Pyp 25 %) sont automorphes et de taille millimétrique. Ils forment parfois des agrégats. Ils contiennent des inclusions de quartz, de rutile (souvent arrondis mais exceptionnellement aciculaires) et d'omphacite.

Le deuxième constituant essentiel est l'omphacite (Di 55 %, Hd 17 %, Jd 28 %) qui se présente en belles plages à pléochroïsme vert très pâle. Les cristaux sont nombreux mais plus petits que les grenats (quelques dixièmes de millimètres).

Aucun plagioclase n'est visible à ce stade.

Le quartz est peu abondant et interticiel.

Quelques rares petites biotites, incluses dans le grenat paraissent appartenir à ce stade.

Le rutile et l'ilménite sont très couramment associés. Leur relation texturale, quand elle est observable est ambigüe, il semble que ce ne soit pas toujours le même minéral qui se développe aux dépens de l'autre. Les minéraux paraissent en fait en équilibre. Nous ne savons pas si cette apparence d'équilibre correspond bien à ce stade ou à la recristallisation de l'époque suivante.

b) Le stade suivant se caractérise par la déstabilisation de l' omphacite en une association microcristalline (quelques µm) de diopside (Di 70 %, Hd 21 %, Jd 9 %) et de plagioclase (An 24 %).

Le reste de la paragenèse ressemble en tout point à la précédente.

c) Le troisième stade se signale par l'apparition de hornblendes magnésiennes qui se développent aux dépens des grenats plus que des pyroxènes. La texture kélyphitique du deuxième stade est parfois conservée par cette transformation mais la plus grande partie des amphiboles se présentent en plages inframillimétriques d'orientation quelconque qui envahissent progressivement une grande partie de la lame. Leur composition chimique est en effet proche de celle de la roche.

Une inclusion de hornblende magnésienne légèrement édenitique a été observée dans un grenat. Elle pourrait résulter de la métamorphose d'une omphacite en milieu confiné.

Le plagioclase, qui était jusque là très discret ou absent, devient plus abondant et forme des cristaux individualisés.

L'ilménite et le rutile se transforment en sphène par leur pourtour. La transformation est souvent complète.

1.4. Géochimie

Dans le but de préciser l'origine de ces roches, nous avons étudié leur chimisme. Nous allons voir que l'hypothèse d'une origine métasédimentaire est improbable tandis que celle d'une origine métabasaltique est tout-à-fait compatible avec l'ensemble des analyses dont nous disposons. Le cas particulier de M 849 (teneur en chaux très faible) sera cependant discuté à part.

Remarquons que nos analyses sont très comparables (tableau 1) sauf M 431 qui est un peu plus riche que les autres en fer et en magnésium.

a) Hypothèse métasédimentaire : par analogie avec le reste de la série, nous considérons le sédiment originel comme un mélange de trois pôles : un pôle argileux, un pôle quartzofeldspathique et un pôle calcaréo-dolomitique. La teneur en chaux indique que le sédiment marneux contenait environ 15 % de calcaire ou 25 % de dolomie, compte tenu de la décarbonatation.

Des données analytiques variées concernant ce type de sédiment se dégagent quelques caractères constants qui ne se retrouvent pas ici, et de loin.

Les rapports mutuels de Al_2O_3, $FeO + Fe_2O_3$ et TiO_2 apparaissent en effet comme des constantes universelles dont les variations d'une série à l'autre sont modérées et constituent la signature de chacune d'elles.

De cette discussion, nous excluons la silice, dont la teneur varie en sens inverse de celle des autres oxydes, la soude et la potasse, dont le comportement dépend de la teneur en silice, la chaux et la magnésie, à cause de la dilution par les carbonates.

- $Al_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$

Les analyses dont nous disposons par ailleurs dans la série nous permettent d'estimer ce rapport à 2,2 alors qu'il varie de 0,8 à 1,1 dans nos roches basiques. Ce rapport vaut 2,0 pour la série du Col de la Bataille dans le massif de l'Agly (M. Fonteilles 1978) et 2,0 pour les cornéennes calciques du Port de Paillères dans le massif de Quérigut (P. Toulhoat, communication orale).

Tableau 1 - Analyses des roches basiques.

	M431	M845A	M846B	M846D	M849	PN 13	Basaltes
coordonnées X Lambert Y	606,58 3122,30	602,05 3123,32	602,13 3123,08	602,13 3123,08	605,41 3122,50	610,71 3122,96	
SiO_2	47,26	49,61	49,28	50,39	52,98	49,40	50,83
Al_2O_3	12,49	13,82	13,97	14,36	15,85	13,30	14,07
Fe_2O_3	4,30	3,61	4,08	3,99	4,01	14,70	2,88
FeO	11,15	10,30	11,12	10,34	10,74		9,06
MnO	0,06	0,06	0,06	0,07	0,05	0,25	0,18
MgO	10,63	8,66	8,01	8,29	9,84	8,07	6,34
CaO	9,65	9,05	10,25	9,27	1,75	9,13	10,42
Na_2O	1,00	1,50	1,00	1,45	0,65	2,51	2,23
K_2O	0,70	0,40	0,35	0,15	1,30	0,54	0,82
TiO_2	1,80	1,76	1,80	1,54	2,05	1,84	2,03
H_2O^+	1,00	1,14	0,37	0,30	0,31	0,82	0,91
H_2O^-	0,16	0,13	0,10	0,06	0,15	0,06	-
Total	100,20	100,04	100,39	100,19	99,68	100,62	99,77

- Al_2O_3/TiO_2

Ce rapport voisine 25 pour les schistes du Cabardès et du Col de la Bataille et les cornéennes calciques du Port de Paillères, 24 pour les analyses de sédiments marins DSDP (Ericson 1961). Il varie de 6,9 à 9,3 dans le cas de nos roches basiques.

Comme nous n'avons aucune raison de penser que le chimisme des roches basiques a été modifié par métasomatose, le caractère franchement anormal de celles-ci par rapport aux sédiments banals nous conduit à rejeter l'hypothèse d'une origine métasédimentaire.

La préférence que nous avons accordée aux deux rapports ci-dessus vis-à-vis des diagrammes chimicominéralogiques de H. De La Roche est due au caractère très fréquemment inerte de Al_2O_3, TiO_2 et aussi $FeO + Fe_2O_3$, alors que Na_2 et K_2O, qui apparaissent dans ces diagrammes, sont plus fréquemment modifiés.

b) Hypothèse métaéruptive : nous allons tenter de déterminer à quelle série magmatique sont apparentées nos orthoamphibolites.

Tout d'abord, la ressemblance de leur chimisme avec la composition moyenne de 137 basaltes tholéïtique (tableau 1) nous permet de classer ces roches dans la catégorie des basaltes.

Le diagramme (Al_2O_3, $FeO + Fe_2O_3$, MgO) de la figure 8 montre une abondance particulière de fer (14 - 15 %). Ceci suggère l'appartenance à la série tholéïtique, avec toutefois un enrichissement ferromagnésien un peu plus marqué que dans le cas de la série de référence (d'après Kuno in M. Fonteilles 1978).

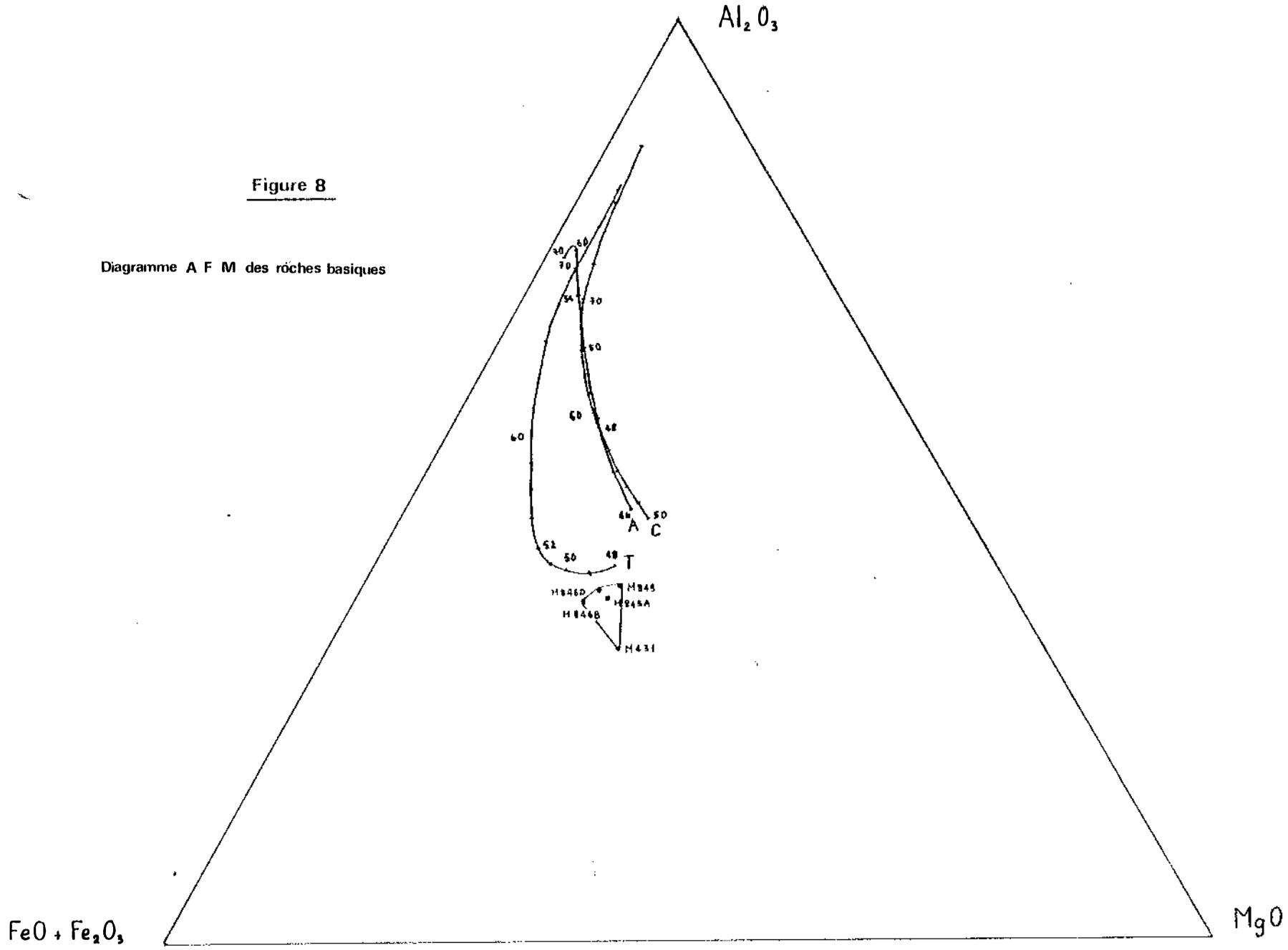
L'analyse M 431 se distingue des autres par la netteté de cet enrichissement. Cet échantillon correspond vraisemblablement à un cumulat ferromagnésien.

Les teneurs en TiO_2, comprises entre 1,5 % et 2 % se situent dans la gamme des teneurs couramment observées dans les tholéïtes.

L'échantillon M 849 se distingue par sa teneur en chaux très faible. Cependant, sur la figure 8, cet échantillon s'apparente aux autres. Nous sommes donc conduits à penser que cette roche était à l'origine également une tholéïte, mais qu'elle a subi par la suite un important lessivage de chaux. Cela explique pourquoi les proportions de tous les autres oxydes sont augmentées d'environ 10 % par rapport aux autres analyses.

Figure 8

Diagramme A F M des roches basiques



Cette interprétation est corroborée par l'étude pétrographique qui a montré :

- La chloritisation intégrale des amphiboles et
- partielle des grenats,
- et la séricitisation intense des plagioclases.

Ces transformations minéralogiques se relient qualitativement au déficit relatif de soude de M 849 (départ de la soude des amphiboles) et à sa richesse relative en potasse (séritisation des plagioclases).

Nous concluons que les cinq roches basiques analysées sont vraisemblablement des basaltes tholéïtiques identiques et banaux sauf M 431 qui est cumulatique en minéraux ferromagnésiens.

2. LES MICASCHISTES INFERIEURS

Cette formation, épaisse d'environ 120 m est essentiellement constituée de métapsammites qui deviennent assez pélitiques dans la partie médiane.

Le haut de cet ensemble, bien visible sous les falaises du Roc du Bougre entre les épingles de la route Mas-Cabardès - Les Martys, montre des faciès variés. On observe en effet quelques niveaux centimétriques de gneiss à silicates calciques, deux lentilles de marbre épaisses de 20 cm environ et s'allongeant sur une vingtaine de mètres, des psammites sombres à ocelles millimétriques quartzofeldspathiques. Trois bancs métriques de gneiss leptyniques annoncent la formation suivante qui succède à un niveau métrique de pélites pyriteuses.

Remarquons qu'un niveau de pélites très alumineuses, situé sous les gneiss à silicates calciques, a été observé au bord du Rieutort, 500 m à l'est de Cubserviès.

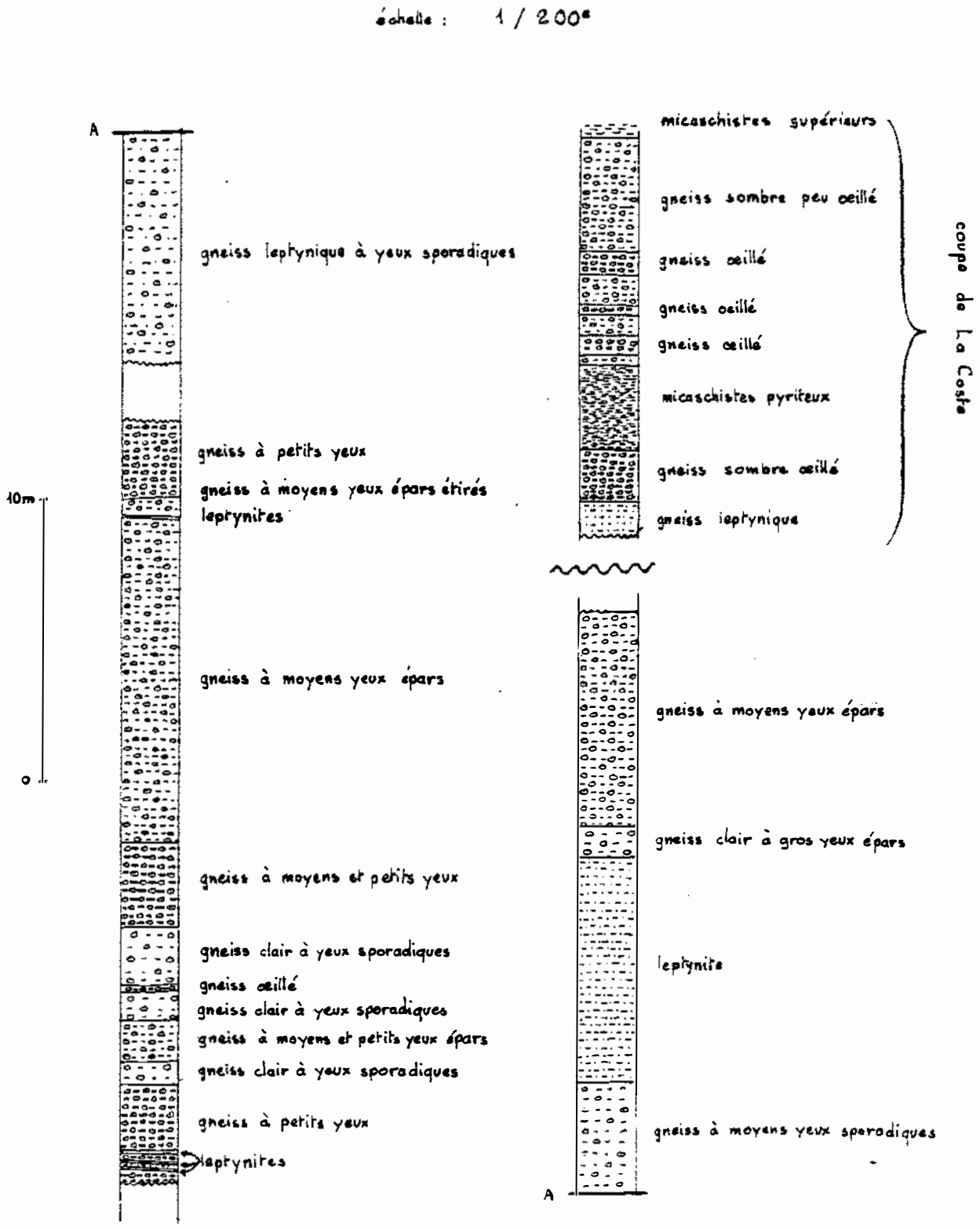
3. LES GNEISS DE L'ORBIEL

3.1. Gisement et aspect macroscopique

Cette formation épaisse de 100 m environ se marque par des falaises sur les flancs des vallées de l'Orbiel et du Rieutort. Elle est constituée de gneiss quartzofeldspathiques variés (fig. 9).

Deux caractères frappants distinguent ces gneiss des gneiss oeillés de Nore. Ils présentent des faciès très variables par l'abondance et la taille des

Figure 9 : Coupe du Roc du Bougre et de La Coste.



yeux feldspathiques qu'ils renferment et par leur couleur gris-sombre à beige clair. Ces différents faciès constituent des bancs décimétriques à métriques.

La stratification de ces bancs montre une évolution de la base au sommet. A l'extrême base se situent des faciès en moyenne assez leptyniques épais de 10 à 20 m , puis vient une barre décamétrique assez oeillée. Des gneiss clairs épais, dont un banc décamétrique de leptynite forment la partie centrale. Les quinze derniers mètres, visibles à la carrière de La Coste montrent trois mètres de schistes pyriteux intercalés dans des gneiss sombres, qui restent assez oeillés jusqu'au toit de la formation.

Un petit niveau noir graphiteux s'intercale dans ces schistes pyriteux au nord de Villerouat. Il ne semble pas que ce niveau pyriteux soit une mylonite car il est aussi connu à Cubserviès, ce qui indique une continuité stratigraphique.

3.2. Description microscopique

a) Généralités : Ces gneiss sont des roches en général claires à grain moyen ou fin. Le quartz, le plagioclase et le microcline en sont les constituants essentiels. Les micas sont peu abondants : la biotite est parfois totalement absente. D'autres minéraux comme la tourmaline, l'apatite, l'ilménite ou le zircon sont présents en faible quantité. Le grenat est épisodique.

Du point de vue de la texture, on peut distinguer des gneiss oeillés et des gneiss non oeillés. La matrice des premiers est semblable aux seconds. Les gneiss non oeillés sont très homogènes et assez pauvres en muscovite surtout lorsque le plagioclase est dominant.

Les yeux sont en général peu abondants. Les plus gros (3 à 4 cm) sont constitués de microcline, les autres souvent de plagioclase.

Dans les faciès de transition qui se situent au-dessous de cette formation, l'abondance des micas (jusqu'à 30 % environ), tant biotite que muscovite, permet de parler de micaschistes feldspathiques.

Sur la coupe de la Clamoux, on connaît des amphibolites interstratifiées dans les gneiss oeillés de la barre supérieure.

On peut résumer les différents faciès observés à l'aide de quelques échantillons caractéristiques.

M3 gneiss plagioclasique presque sans muscovite (plagioclase majoritaire).

M18C gneiss plagioclasique à muscovite (gneiss clair banal sans yeux)

M14 gneiss à petits yeux de plagioclase.

M9A gneiss à gros yeux de microcline (et quelquefois plagioclase)

M33 micaschiste feldspathique.

PN13b2 amphibolite

b) Gneiss non oeillés et matrice des gneiss oeillés (M18C) : La texture est granoblastique, le grain moyen varie de 0,5 à 1 mm, parfois moins dans les couloirs de granulation observés sur certaines lames.

b1) *Phyllites* : les lits phylliteux sont essentiellement composés de muscovite mais aussi de biotite et de chlorite. Ces lits sont d'épaisseur faible et irrégulière ce qui leur confère un aspect légèrement ondulant et fuselé.

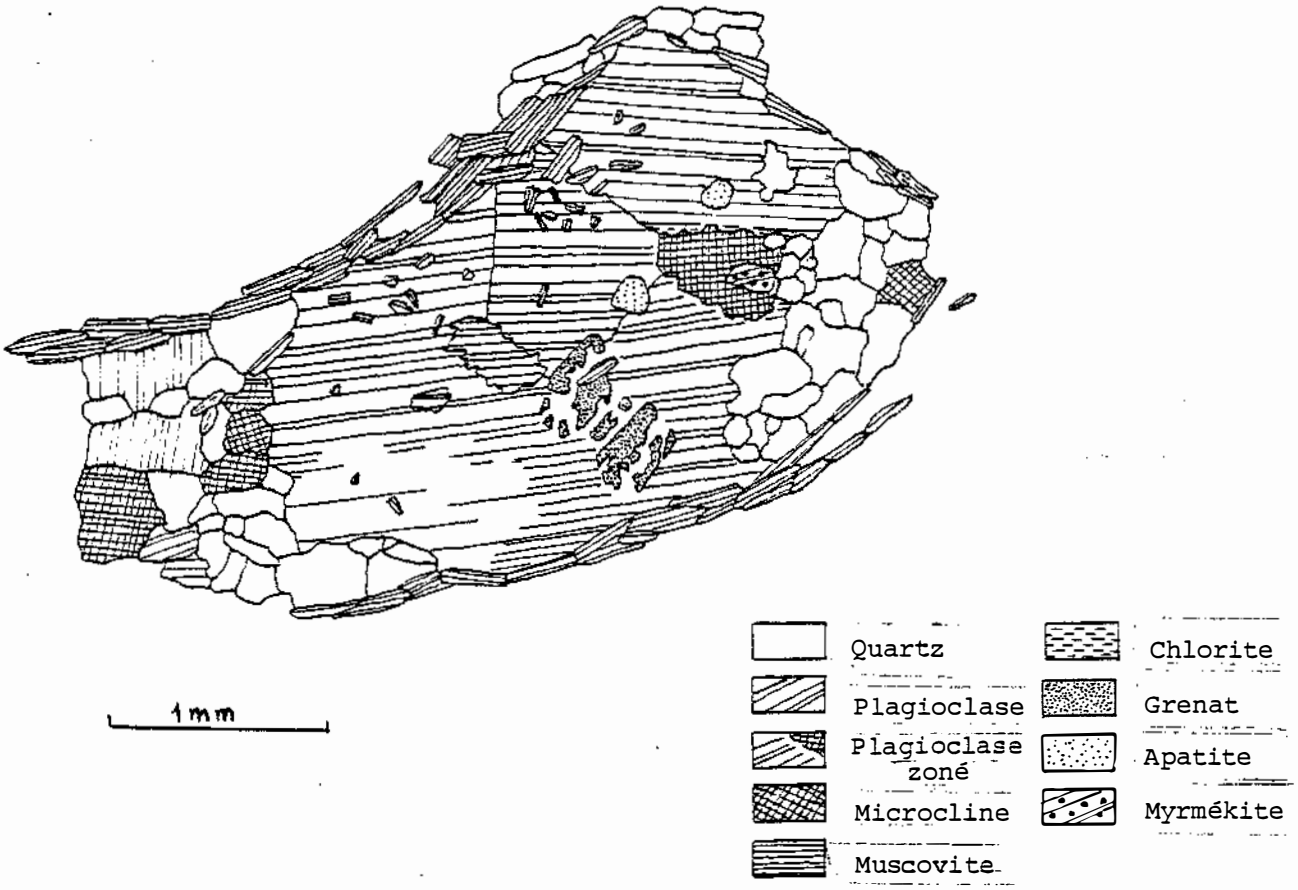
La biotite se transforme parfois en chlorite mais il arrive que ces minéraux soient parfois en équilibre : on n'observe pas alors les inhomogénéités de polarisation de la biotite caractéristiques de sa chloritisation.

Une proportion mineure des phyllites (muscovite essentiellement) se présentent en paillettes isolées, orientées selon la foliation, dans la partie quartzofeldspathique de la roche. Elles sont alors plus petites : 0,1 à 0,5 mm contre 1 mm pour les phyllites dans les lits.

b2) *Quartz* : Le quartz est souvent le constituant majeur de ces gneiss. Sa taille est de l'ordre du demi-millimètre. Les cristaux sont groupés en agrégats engrenés, souvent bandés. Des néoblastes plus petits se forment cependant dans les zones de cisaillement le plus intense. Ils accompagnent alors les petites muscovites.

b3) *Plagioclase* : Ce sont des albites ou des oligoclases (An0 à An15) millimétriques plus ou moins allongés selon la foliation. Ils sont parfois myrmékitiques au contact de feldspath potassique. Dans les faciès les moins micacés (M3) ils sont plus abondants que le quartz. Il s'agit alors d'albite pure, parfois maclée en échiquier. Ils sont en majorité maclés polysynthétiquement et contiennent des inclusions de muscovite semblables à celles des yeux de plagioclases.

Figure 10 : Grenat dans un plagioclase.



b4) *Feldspaths potassiques* : Ce sont des microclines millimétriques. Ils sont couramment allongés ou groupés en agrégats étirés dans la direction de la foliation. Ils sont souvent perthitiques.

b5) *Grenat* : Le grenat, assez rare dans ces roches, présente deux faciès principaux :

- Atolls de 1 à 3 mm soit en inclusion dans les plagioclases (fig.10) soit présents dans les lits quartzofeldspathiques où il est associé à la chlorite et à la muscovite.
- Cristaux de 0,01 mm à 1 mm non poecilitiques, subautomorphes. Ils sont parfois réunis en groupements allongés sans être jointifs.

b6) *Accessoires* : La tourmaline est toujours automorphe, souvent zonée et sa taille est 0,5 mm. Elle contient souvent des inclusions opaques.

Le zircon est subautomorphe et sa taille est d'environ 0,05 mm. Il est plus petit lorsqu'il est inclus dans la biotite.

L'apatite est toujours présente en faible quantité sous forme de petits cristaux arrondis.

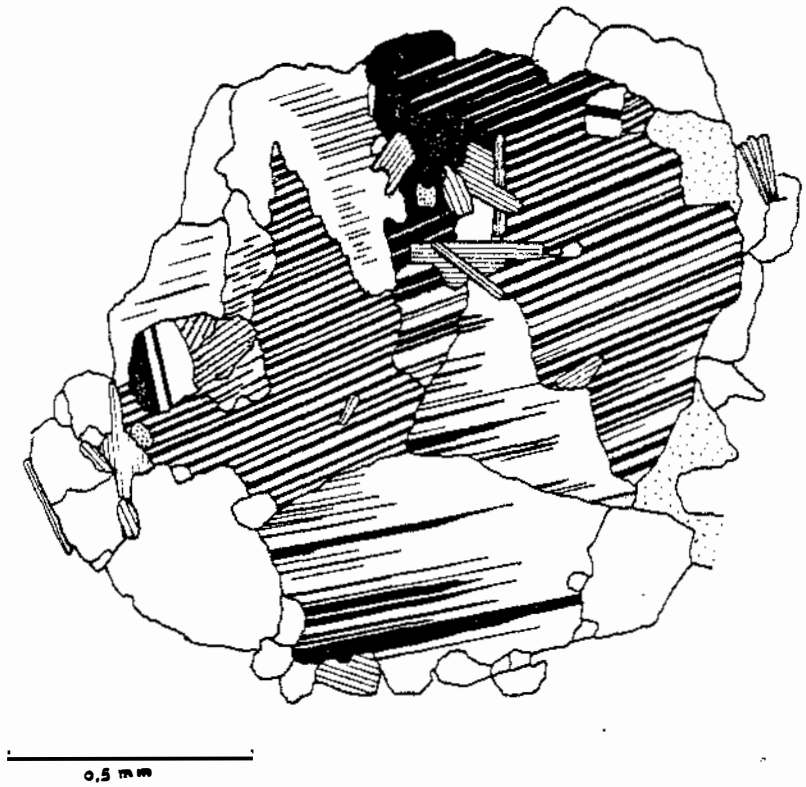
Les opaques sont surtout l'ilménite parfois associée au rutile.

c) Yeux de plagioclase : les plus gros yeux sont observés lorsque plusieurs plagioclases sont associés en gloméroblastes ou syneusis. Ces associations peuvent être dues soit à la fracturation d'un grand cristal avec mouvement relatif des débris et recristallisation de l'ensemble, soit à l'accollement de différents cristaux pendant leur croissance (fig. 11).

Leur basicité est faible (An 0 à An 5) et homogène. Les zonations sont rarissimes et peu marquées (quelques pourcents). Ils sont maclés albite et plus rarement péricline. On observe des irrégularités dans le maclage telles des plages non maclées en continuité avec la partie maclée du cristal (fig.11).

Ils présentent une zonation de la densité et de la taille des inclusions (surtout muscovite de 2 à 10 µm). Ces inclusions sont pour une part orientées et alignées selon le réseau du plagioclase (fig. 12) elles matérialisent différents moments de la croissance du cristal.

Dans le cas des gloméroblastes, la bordure limpide entoure l'agrégat et non chaque élément (fig. 12).

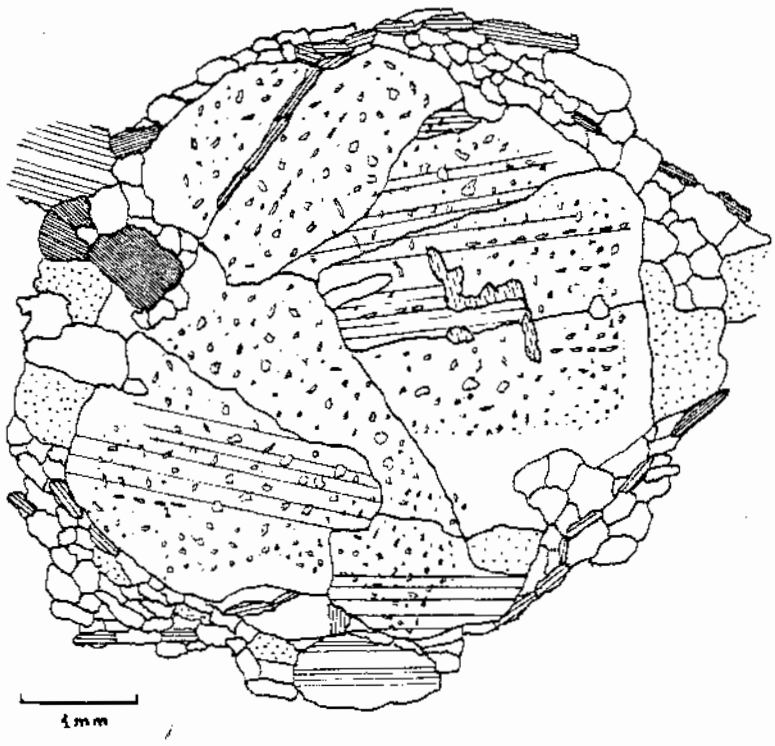


ASSOCIATION DE PLAGIOCLASES EN SYNEUSIS

(éch. M 34)

- Quartz
- Albite
- Feldspath potassique
- Muscovite
- Apatite

Figure 11



ŒIL DE PLAGIOCLASES PRÉSENTANT UNE ZONATION DE LA DENSITÉ ET DE LA TAILLE DES INCLUSIONS DE MUSCOVITE

- Quartz
- Plagioclase
- Inclusionsde muscovite
- Feldspath potassique
- Muscovite
- Biotite
- Chlorite

Figure 12

Plusieurs échantillons ont permis la curieuse observation suivante : un gros plagioclase inhomogène en taux d'anorthite et en teneur en séricite contient des grenats en atolls très vacuolaires mais dont le pourtour est automorphe. Ils sont accompagnés de chlorites dérivant sans doute de biotite car ils présentent des auréoles de pléochroïsme, de muscovite et de microcline.

Plus surprenante encore est l'unique amygdale plagioclasique (30 cm x 10 cm) connue dans cette formation. Cette amygdale est polycristalline. Les plagioclases sont intensément séricitisés et partiellement transformés en zoïsite et clinozoïsite. Leur teneur en anorthite varie de 2 % à 12 % et même 18 % au contact des grenats en atolls dont la composition est Alm : 55 %, Gr : 40 %, Sp : 3 % et Pyp : 2 %. Les autres minéraux sont le quartz, le feldspath potassique et la muscovite, et, accessoirement, le sphène et la chlorite.

Ces grenats ont sans doute été en équilibre avec des plagioclases beaucoup plus calciques qu'ils ne le sont actuellement comme en témoignent la transformation en zoïsite et l'intense séricitisation de ceux-ci, mais nous ne connaissons pas leur origine.

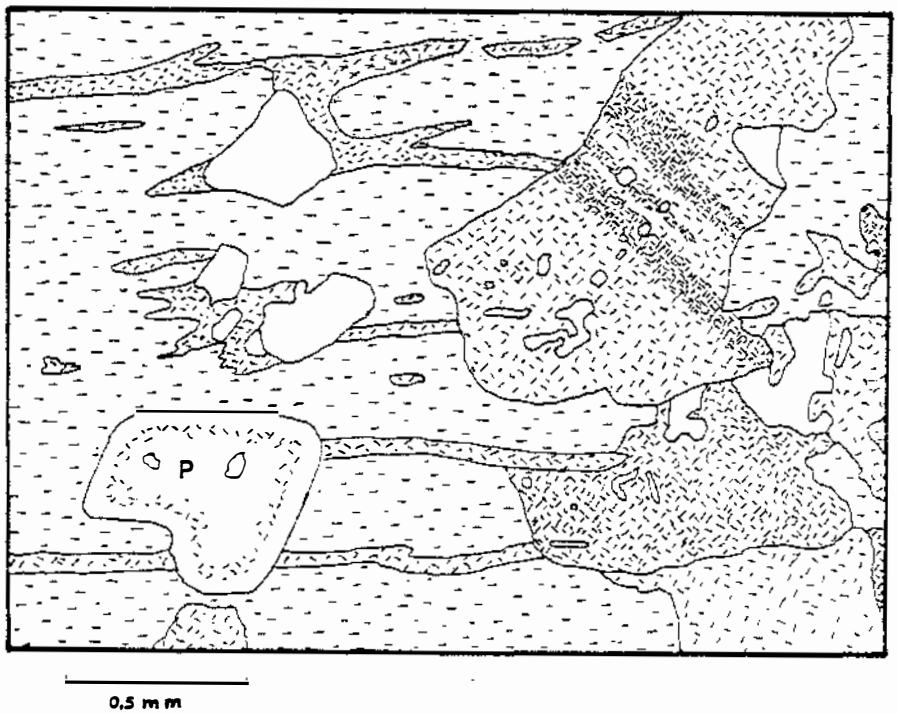
d) Yeux de microcline : les yeux de microcline sont en général maclés Carlsbad, et présentent un aspect souvent moiré. Leur taille atteint quelques centimètres.

d1) *Inclusions* : les yeux de microcline sont en général monocristallins. Les inclusions sont cependant abondantes et variées. La muscovite est moins abondante que dans les plagioclases.

Le quartz se présente soit sous forme d'écume (remplissage de cavités de dissolution ?) soit sous forme de petits cristaux arrondis. Le plagioclase est zoné (An 13 au centre, An 0 au bord, avec une limite parfois assez nette pour donner lieu à une frange de Becke) et automorphe. La séricitisation, lorsqu'elle existe, se concentre à la périphérie mais la frange d'albite reste limpide (fig. 13).

d2) *Perthites* : les perthites visibles dans le microcline sont de plusieurs sortes :

- en films ou en lamelles (< 5 µm X 300 µm) de même orientation. Leur densité diminue vers le bord.
- en rubans, plus larges que les lamelles (10 à 50 µm) et plus irréguliers (fig.13).



GROS FELDSPATH POTASSIQUE PERTHITIQUE AVEC PLAGIOCLASES ZONÉ ET LISERÉ DE SÉRICITE

(éch. M9A)

Quartz

Feldspath potassique

Plagioclase séricitisé

P Plagioclase zoné (moins calcique au bord)

Figure 13

- En taches amiboïdes très irrégulières, non maclées, se développant en continuité avec les rubans.

- En plaques (0,01 à 0,1 mm) de forme trapue, maclées albite et d'orientation cohérente.

Les perthites sont toujours un peu séricitisées.

d3) *Albitisation* : des phénomènes d'albitisation apparaissent parfois, plus ou moins développés.

De l'albite spongieuse se forme à partir des perthites en plaques, elle est alors maclée en échiquier et d'orientation cohérente dans tout le cristal, et peut remplacer complètement le microcline. L'albitisation à partir des rubans et des taches ne paraît donner lieu qu'à des plagioclases seulement maclés albite.

d4) *Cristaux du bord des yeux* : les yeux de microcline sont bordés de petits cristaux de quartz ou de feldspaths ou directement par des lits de micas qui marquent le bord de l'oeil. Des agrégats quartzofeldspathiques presque sans micas se situent essentiellement dans les zones abritées. Ceci est également valable pour les yeux plagioclassiques.

Certains plagioclases bourgeonnent à partir du bord du microcline et s'insinuent à l'intérieur. Ils sont alors myrmékitiques. Ils présentent les mêmes zonations en taux d'anorthite et teneur en séricite que les inclusions.

Des digitations de quartz pénètrent les mégacristaux soit à partir du bord en taches amiboïdes ou en remplissage de fracture, soit dans le plan de macle.

3.3. Géochimie

Nous disposons, pour huit échantillons, d'analyses effectuées par voie humide. Les échantillons ont été choisis sur le terrain pour la variété de leur aspect.

Le tableau 2 récapitule les analyses des roches suivantes :

M1A - M14 - M27DG - M27DF	: gneiss leptyniques
M1B	: gneiss sombre
M9A	: gneiss relativement oeillé
M28C - M28F	: gneiss très feldspathiques

TABLEAU 2

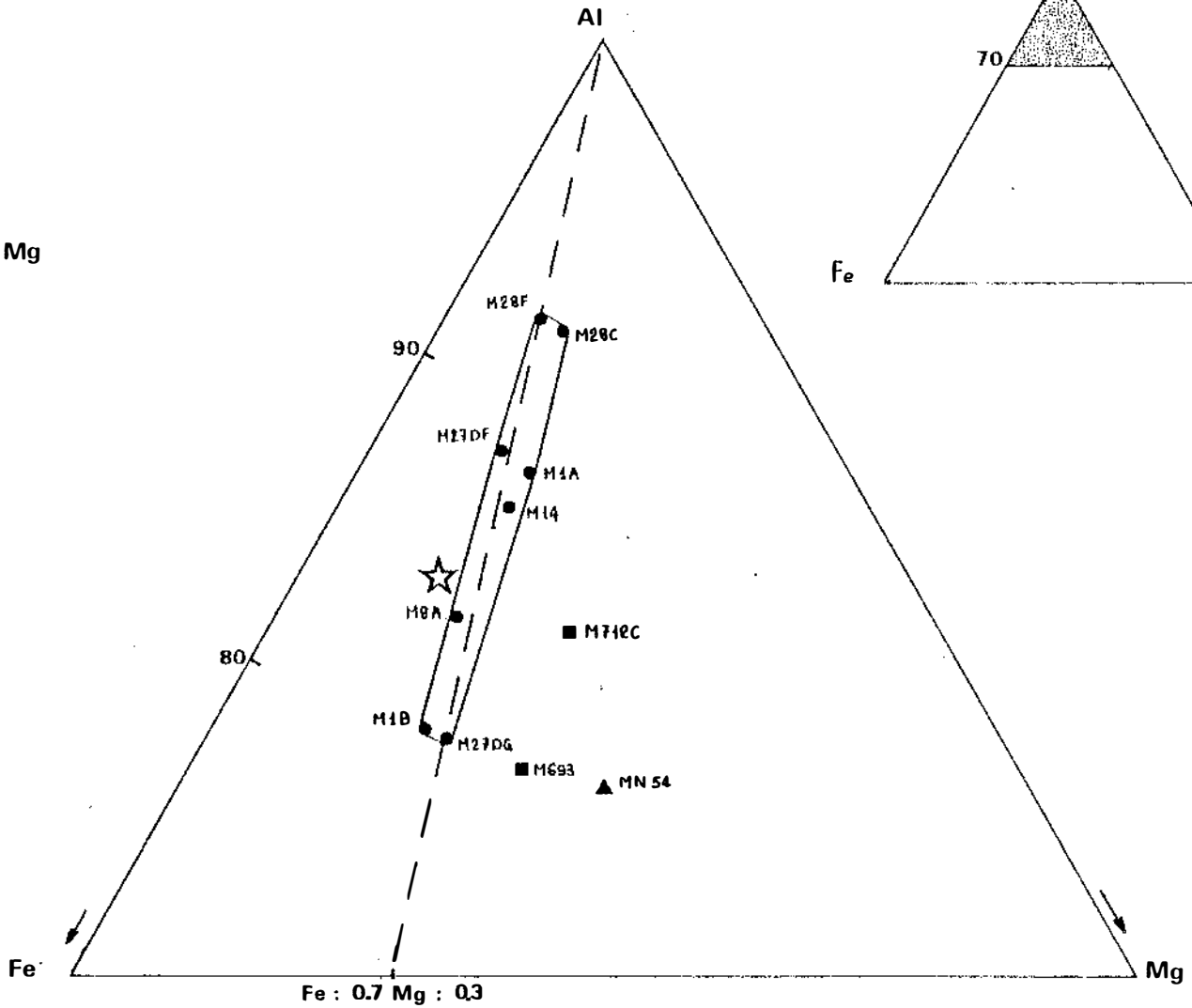
Analyses chimiques de gneiss

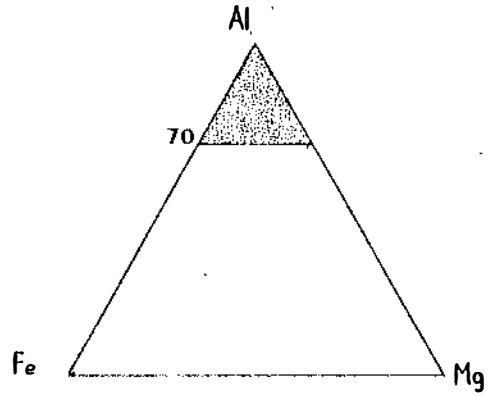
M1A à M28F gneiss de l'Orbiel — Analyste Y. Baud (St. Etienne)
M693 grauwacke — "
M712C leptynite — "
MN54 gneiss oeillé de Nore
CB ignimbrite des Monts de Lacaune

Echantillons		M1A	M1B	M9A	M14	M27DF	M27DG	M28C	M28F	M693	M712C	MN54	CB
Coordonnées Lambert	x	598,97	598,97	599,47	599,55	599,94	599,94	600,00	600,00	599,91	598,92	-	-
	y	3123,59	3123,59	3122,95	3122,86	3122,51	3122,51	3122,53	3122,53	3120,01	3122,05	-	-
SiO_2		74,97	71,98	73,94	74,84	74,48	74,68	71,99	71,84	68,46	72,12	72,85	74,
Al_2O_3		13,69	13,92	12,59	13,50	13,45	12,54	14,55	14,71	15,47	14,55	13,80	12,6
Fe_2O_3		0,94	1,28	1,05	0,98	0,77	1,30	0,52	0,57	1,23	1,01	1,00	-
FeO		1,07	2,45	1,87	1,27	1,29	2,27	0,78	0,84	2,74	1,63	2,05	-
FeO + Fe_2O_3		2,01	3,73	2,92	2,25	2,06	3,57	1,30	1,41	3,97	2,64	3,05	2,75
MnO		0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,04	0,04	0,04	0,06	0,01	0,00	0,
MgO		0,60	0,98	0,62	0,60	0,45	0,86	0,45	0,35	1,51	1,22	1,75	0,45
CaO		0,86	1,45	0,89	0,75	0,72	0,90	1,20	1,04	2,66	0,95	1,00	0,68
Na_2O		3,20	2,60	3,20	2,90	4,20	2,60	3,55	3,70	4,30	4,60	2,70	2,50
K_2O		3,60	3,50	3,60	3,90	3,50	3,60	5,70	5,50	1,55	1,60	4,00	5,17
TiO_2		0,10	0,53	0,36	0,14	0,12	0,20	traces	0,10	0,51	0,28	0,35	-
H_2O^+		0,68	0,67	1,48	0,63	0,37	0,68	0,45	0,60	1,10	1,52	0,85	-
H_2O^+		0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,01	0,27	0,20	0,11	0,11	0,10	-
Total		99,72	99,41	99,63	99,52	99,43	99,68	99,50	99,49	99,70	99,60	100,15	-

Figure 14 -

Diagramme molaire Al_Fe_Mg





Quatre analyses de roches n'appartenant pas à la formation des gneiss de l'Orbiel sont également mentionnées à titre de comparaison :

M712C : leptynite de Coumbo Falgouzo (formation de Miraval-Cabardès).

M693 : grauwacke de la Tourette, formation de Miraval-Cabardès).

MN54 : gneiss oeillé de Nore (sommet du pic de Nore) J. Mergoil-Daniel 197

CB : ignimbrite cadomienne (versant nord de la Montagne Noire, C. Boyer 1976).

3.31. Comparaison des gneiss de l'Orbiel entre eux

Nous ne tenterons pas, dans un premier temps, de déterminer l'origine de ces roches.

Les huit analyses présentent, malgré leur ressemblance, quelques différences qui tiennent essentiellement à l'abondance du fer et du magnésium et aux proportions des alcalins.

Le diagramme (Al, Fe, Mg), de la figure 14, où les points correspondent aux proportions molaires, montre un bel alignement passant par le pôle aluminium. Le rapport Fe/ (Fe + Mg), très constant, vaut 0,70.

Un autre alignement est également visible sur le diagramme (Fe + Mg ; Na + K) de la figure 15.

Ces deux alignements indiquent qu'une seule cause est probablement à l'origine des différences observées sur les teneurs en Al, Fe, Mg et Na + K.

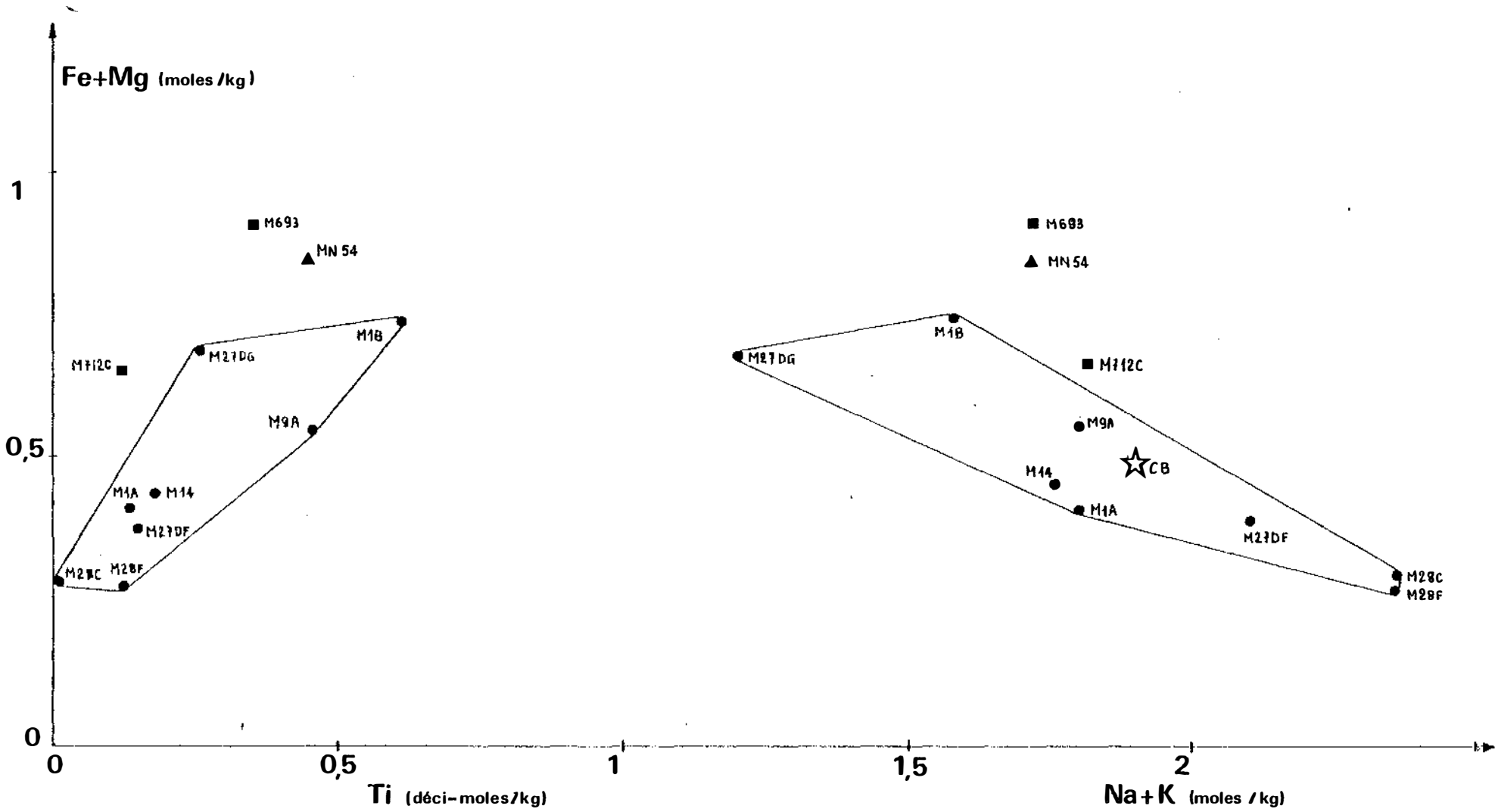
Cependant, le rapport des concentrations molaires du sodium et du potassium varie du simple au double quisqu'il vaut 0,95 pour M28C et 1,82 pour M27 DF qui est albitisé. L'étude pétrographique a montré en effet que les feldspaths potassiques de cet échantillon étaient abondamment transformés en albite en échiquier.

Les variations des teneurs en chaux (0,7 %) et en silice (3 %) nous ont paru trop faibles pour devoir être interprétées.

Le titane, quant à lui, est corrélé positivement avec le fer et le magnésium (fig. 15).

Nous concluons, à la suite de ces remarques, que les échantillons analysés

Figure 15 -


Fe+Mg (moles /kg)
1
0,5
0
M693
MN 54
M712C
M27DG
M1B
M9A
M1A
M14
M27DF
M28C
M28F
0
0,5
1
1,5
2
Ti (déci-moles/kg)
Na+K (moles / kg)
CB

des gneiss de l'Orbiel ont une seule origine et que les variations de leur compositions dépendent de deux paramètres. L'un influe conjointement sur les teneurs en fer, magnésium, titane et alcalins, et l'autre est une albitisation par échange Na - K (et non simple apport de sodium).

3.32. Comparaison avec d'autres roches et tentative d'interprétation

- Les gneiss de Nore.

Le gneiss oeillé de Nore MN54 se distingue très nettement des gneiss de l'Orbiel par sa teneur en magnésium : elle atteint 1,75 % alors que celles de nos gneiss ne dépassent pas 1 %.

- Les gneiss de Coumbo-Falgouzo.

Ces gneiss leptyniques non oeillés, intercalés dans les schistes de la formation de Miraval-Cabardès se distinguent très nettement des gneiss de l'Orbiel par leur caractère fortement sodique et faiblement potassique.

- Les ignimbites du versant nord de la Montagne Noire, si l'analyse que nous en possédons est représentative, ressemblent par l'ensemble de leur chimisme aux gneiss de l'Orbiel.

Nous avons pointé nos analyses sur le diagramme chimico-minéralogique (Al/3 - Na ; Al/3 - K) de la figure 16 . Dans l'ensemble, nos analyses correspondent à des roches d'origine magmatique, d'affinité calcoalcaline et de composition rhyolitique à rhyodacitique. Elles se distinguent bien des grauwackes, moins nettement des arkoses.

Nous pouvons maintenant interpréter les variations de composition chimique des gneiss de l'Orbiel, autres que l'échange Na-K, comme le résultat d'une différenciation plus ou moins poussée.

3.4. Conclusion

Les gneiss de l'Orbiel présentent des caractères variés que l'on peut résumer ainsi :

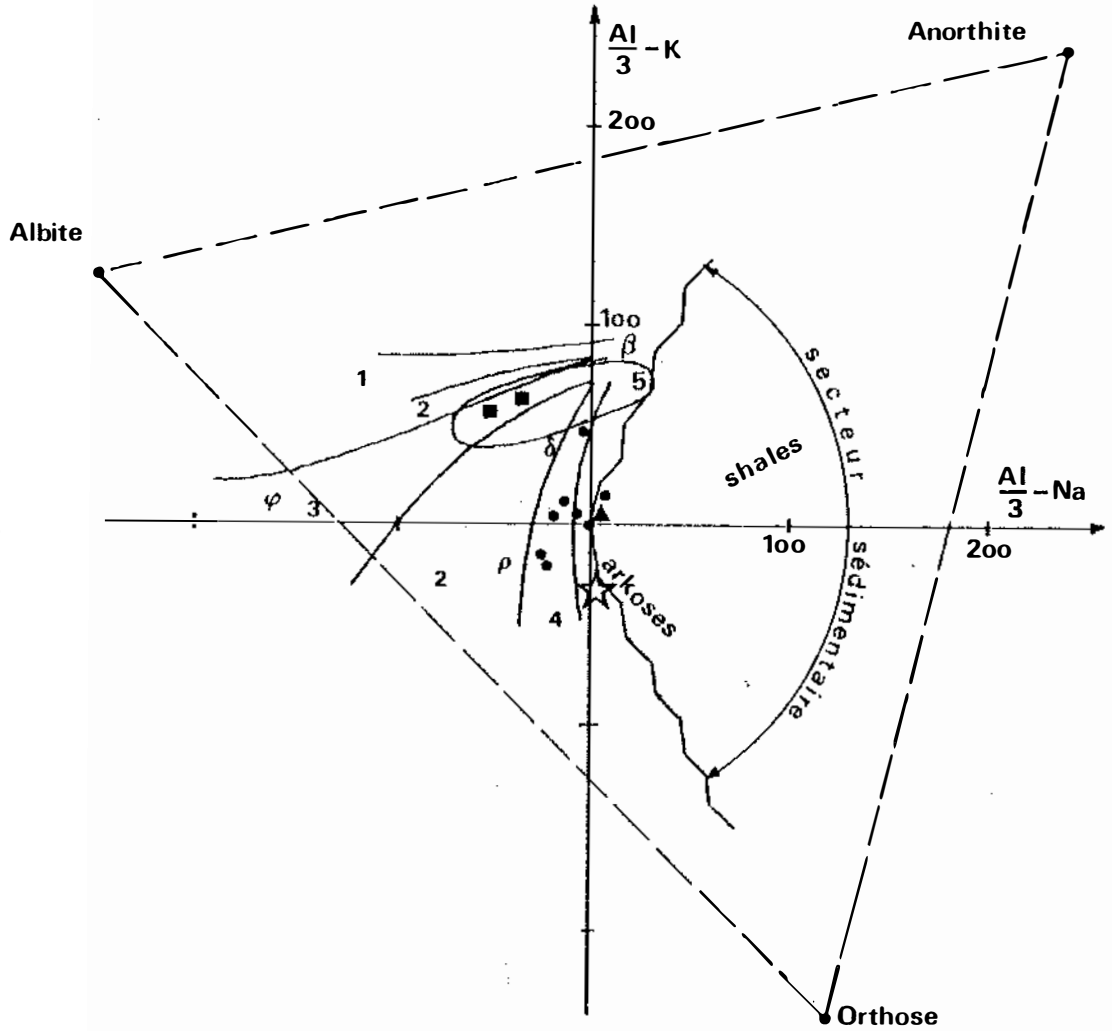
- Un caractère sédimentaire.

La cartographie a montré la concordance de cette formation avec la stratigraphie des schistes du Cabardès. Il faut noter la structure en strates de cet ensemble, de l'échelle du décimètre à celle du décamètre, et l'abondance des faciès de transition avec les schistes à sa partie inférieure.

Figure 16 -

Diagramme chimicominéralogique

$\frac{Al}{3} - Na$, $\frac{Al}{3} - K$ de H. de la Roche



1 Spilites

2 Magmatismes intermédiaires

3 Magmatisme alcalin

4 Magmatisme calcoalcalin

5 Grauwackes

β Basalte

ρ Rhyolite

φ Phonolite

δ Dacite

- Un caractère magmatique.

L'observation pétrographique a montré l'existence de textures d'origine magmatique (syneusis) à l'échelle des grains de la roche. L'étude géochimique indique quant à elle une origine rhyolitique calcoalcaline plus ou moins différenciée.

- Un caractère métamorphique.

La présence de grenat, et parfois de staurotide dans les micaschistes intercalés, atteste un épisode métamorphique dans l'histoire de ces roches.

- Un caractère métasomatique.

Une albitisation antémétamorphique localement intense a affecté certains faciès.

En synthétisant ces observations aussi simplement que possible, nous aboutissons à la conclusion que les gneiss de l'Orbiel sont des métavulcanites acides plus ou moins différenciées, localement albitisées, foliées et métamorphisées à l'hercynien. La similitude de ces roches avec les blaviérites du versant nord permet d'envisager un âge Cambro-ordovicien pour la série des schistes du Cabardès.

3.4. Les amphibolites intercalées dans les gneiss de l'Orbiel

Des amphibolites ont été trouvées dans les gneiss de l'Orbiel dans une petite carrière à 500 m à l'ouest de Castans. Ces roches présentent un litage centimétrique très flou et peu marqué qui correspond à l'abondance variable des plagioclases.

L'examen microscopique montre surtout des hornblendes vertes de quelques dixièmes de millimètres de longueur. Ces amphiboles sont désorientées et ne forment qu'un litage grossier. Elles contiennent des inclusions de quartz, de plagioclase et plus rarement de sphène.

Le plagioclase (An 50 environ) est lui aussi assez abondant. Il est souvent maclé albite mais aussi parfois limpide, surtout dans les lits clairs où le quartz, plus rare l'accompagne. On note parfois des textures myrmékitiques.

Certains lits montrent de la clinozoïsite automorphe localement abondante. Le plagioclase qui l'entoure est intensément séricitisé.

Le titane s'exprime sous forme de sphènes automorphes répartis dans toute la lame.

La biotite est très peu abondante et contonnée dans quelques lits.

4. FORMATIONS DE MIRAVAL-CABARDES ET MAS-CABARDES

Ces formations se caractérisent par la relative abondance des faciès calciques, qu'il s'agisse de gneiss à silicates calciques, surtout pour la première, ou de grès calcareux pour la seconde. On trouve dans chacune d'elles au moins un niveau noir graphiteux.

4.1. Formation de Miraval-Cabardès

Cette formation est constituée de roches psammitopélitiques assez gréseuses à la base.

A une cinquantaine de mètres au-dessus des gneiss de l'Orbiel, on observe une barre métrique de gneiss oeillés de type Orbiel surmontée de quelques mètres de pélites souvent pyriteuses et d'un niveau noir graphiteux parfois dédoublé associé à des gneiss à silicates calciques. Cet ensemble est connu en une dizaine d'endroits et nous paraît unique dans la série. Il constitue un excellent repère, connu depuis le N.W. du terrain étudié jusqu'à Villerouat et peut être Castans où il n'a pu être identifié avec certitude.

Des psammites plus ou moins gréseuses se succèdent sur une cinquantaine de mètres et des niveaux de gneiss à silicates calciques de plus en plus nombreux apparaissent dans un contexte progressivement plus gréseux.

La formation se termine par un ensemble pélitopsammitique dans lequel s'intercalent un niveau plurimétrique de pélites (20 % Al_2O_3) (voir tableau 4) et un niveau de gneiss à ocelles feldspathiques. Ce dernier, fait remarquable, dans les schistes du Cabardès, paraît très variable en épaisseur. Ce niveau est décimétrique à Miraval mais devient décamétrique sur la crête au S.W. du Campmas près de Coumbo-Falgouzo, où il affleure sur plusieurs hectares.

- Les leptynites de Coumbo-Falgouzo -

Ce sont des roches quartzofeldspathiques claires, à grain fin. Leur minéralogie comprend essentiellement quartz et plagioclase, mais aussi muscovite, chlorite et parfois biotite. Le feldspath potassique est absent.

Le plagioclase se présente parfois sous la forme d'ocelles millimétriques à contour irrégulier qui rappellent les grauwackes du haut de la série qui seront décrits plus loin.

Deux échantillons de ces faciès ont été analysés : M712C et M693. Le report sur le diagramme (Al/3 - Na ; Al/3 - K), figure 16, montre clairement que ce sont des grauwackes. La forte teneur en chaux de M693 (tableau 2) indique un caractère calcareux. Ces niveaux sont d'épaisseur centimétrique à décimétrique et d'abondance variable. Ils alternent avec des pélites psammitiques.

4.2. Formation de Mas-Cabardès

Cette formation se distingue très bien de la précédente sur le terrain par la présence de grès calcareux. Ces niveaux présentent un faciès d'altération superficielle caractéristique : la calcite dissoute est partiellement remplacée par des oxydes de fer qui confèrent à la roche un aspect de "grès poreux" assez friable et rougeâtre.

Deux faciès remarquables se distinguent dans cet ensemble. Ce sont des niveaux noirs graphiteux centimétriques, mais l'un est décimétrique et paraît unique, et un banc de marbre gris bleuté décimétrique associé au niveau noir principal. Ce marbre est probablement discontinu. On le connaît en plusieurs endroits, en particulier sous la cabine téléphonique de Mas-Cabardès.

Quelques gneiss à silicates calciques sont observables à la base de cette formation.

- Les marbres -

Les marbres apparaissent soit massifs et homogènes, soit lités (présence de silicates). Ce dernier cas est particulièrement favorable à l'identification des marbres sur le terrain car l'altération superficielle dissout la calcite et fait ressortir très nettement les lits millimétriques de grès.

La calcite est très recristallisée ainsi que le montrent les très nombreuses inclusions graphiteuses disposées en un réseau qui mime d'anciens joints de grains différents des joints actuels. Son maclage intense témoigne d'une importante déformation.

Le quartz et le plagioclase se présentent en tout petits cristaux (quelques dizaines de micromètres) de forme arrondie. Eux aussi contiennent couramment des inclusions graphiteuses.

On note également la présence d'un sphène pléochroïque en rouge (sans doute ferrifère) et de rares phlogopites.

Quelques hématites semblent dériver de pyrites à cause de leur forme cubique.

- Les gneiss à silicates calciques -

Nous les décrirons ici à partir de quelques échantillons particuliers. Remarquons que toutes les transitions existent avec les grès calcareux.

M76 (formation de Mas-Cabardès) grès calcareux : cette roche se présente comme un schiste gréseux à lits micacés minoritaires. Elle est finement cristallisée : la taille des grains varie de 10 à 100 µm environ.

Le quartz et la calcite sont les minéraux principaux.

Les quartz sont allongés dans la direction de la schistosité et de forme arrondie.

Les cristaux de calcite sont au contraire parfaitement xénomorphes et englobent les cristaux de quartz. Des microinclusions de graphite forment des alignements qui se retrouvent à travers plusieurs cristaux.

On observe également des amas de séricite très fine qui sont peut être d'anciens plagioclases. Ces amas sont souvent noircis par du graphite microcristallin.

Les minéraux accessoires sont surtout la hornblende verte, qui se présente sous la forme de grands cristaux (1 mm) très poecilitiques, l'ilménite, exceptionnellement la biotite (celle-ci étant associée à la calcite et à l'amphibole) et le zircon.

La chlorite est localement abondante et résulte de la destruction de l'amphibole.

M190A amphibolite (formation de Miraval-Cabardès) : cette roche présente un aspect peu orienté et se distingue par la couleur vert sombre des cristaux millimétriques d'amphibole.

L'examen microscopique montre le caractère subautomorphe des hornblendes dont les inclusions sont surtout des quartz arrondis.

La clinozoïsite est associée au plagioclase dont elle dérive. Le quartz est abondant.

Quelques grenats sont dispersés dans la lame. Leurs inclusions sont variées : quartz, sphène, épidote et calcite.

Le sphène et l'apatite sont assez abondants et toujours très automorphes.

La calcite est assez rare ainsi que la chlorite qui résulte de l'altération très partielle de l'amphibole et du grenat.

- Les niveaux noirs graphiteux -

Seuls les niveaux les plus importants (d'épaisseur décimétrique) ont été cartographiés. Des satellites moins épais les accompagnent cependant.

Nous discuterons du chimisme de ces niveaux et de leur importance métallogénique à la fin de ce chapitre.

Le passage aux formations suivantes intervient avec la disparition définitive et quasi-complète des faciès calciques. Elle se traduit également par un changement de couleur (série beige gris clair).

IV. PARTIE SUPERIEURE

La partie supérieure des schistes du Cabardès a fait l'objet d'une étude collective. Les principaux résultats sont consignés dans une note à l'Académie des Sciences (Bonnemaison et al. 1980). Nous reproduisons la description lithostratigraphique de cette note pour la partie supérieure des schistes du Cabardès.

Cette partie est essentiellement constituée de shales et de grauwackes d'épaisseur et de proportions variables. Les grandes lignes de ces variations permettent de définir plusieurs formations dans cet ensemble d'allure générale flyschoïde (nous reprenons la numérotation du log. de la figure 7).

5. QUARTZITES DE ST. JULIEN

Une double barre décamétrique de grauwackes clairs homogènes, gris vert, à patine beige, à délit schisteux, forme la base d'un ensemble rythmique où les faciès les moins micacés sont des niveaux décimétriques à clasts de plagioclase et surtout de quartz (environ 200 m).

6. SCHISTES ARDOISIERS

On passe progressivement à une série monotone de pélites sombres d'aspect ardoisier (environ 250 - 300 m).

7. SCHISTES VARIES

On revient ensuite à une sédimentation rythmique. On observe sur 200 m des pélites plus ou moins sombres et des grauwackes plus ou moins clairs parfois à clasts visibles. Un ensemble de 80 m comprenant un puissant niveau à clasts, des pélites et un niveau grauwackeux gris clair très compact terminent cette formation.

8. SCHISTES PYRITEUX

On passe sans transition à des pélites psammitiques qui deviennent rapidement noires et riches en pyrite. Cet ensemble puissant de 150 m est couronné par une barre de psammites sombres (50 m).

9. SCHISTES NOIRS

Les termes suivants ne sont connus qu'entre l'Orbiel et la Clamoux, ils disparaissent à l'est comme à l'ouest par discordance stratigraphique ou tectonique. Cet ensemble, puissant de 200 m comporte des schistes noirs et des tufs volcaniques intercalés.

10. PASSAGE AU DEVONIEN

Le sommet de la série, puissant d'une centaine de mètres environ, montre un niveau siliceux blanc à muscovite, et parfois, à sa base, un niveau décimétrique de conglomérat.

Succédant à ce niveau d'extension régionale, des schistes se chargent à leur partie supérieure en lentilles carbonatées et passent, apparemment en continu, aux calcschistes dévoniens.

Nous décrivons ici un faciès particulier de la partie supérieure de la série :

- Les niveaux à clasts ou grauwackes -

a) Macroscopie : ces roches se distinguent sur le terrain par leur patine beige-orangée. Celle-ci est due à des oxydes de fer qui se situent dans les pores de la roche, comme pour les grès calcareux. Leur schistosité peu marquée et irrégulière leur confère un aspect compact. La cassure des roches

fraîches, de couleur grise, montre des grains de quartz (gris) ou de plagioclase (blancs) dont la taille ne dépasse guère le millimètre mais qui tranchent par rapport à la matrice dont on ne distingue pas les grains à l'oeil nu. La lithostratigraphie de la partie supérieure de la série est basée pour une bonne part sur l'abondance de ces faciès très caractéristiques.

Toutes les transitions existent entre ces niveaux à clasts et les shales en passant par les schistes gréseux.

b) Etude microscopique. Minéralogie et texture : Le caractère le plus évident de ces faciès est leur hétérogénéité, tant du point de vue minéralogique que granulométrique.

Le quartz est abondant (de l'ordre de 50 % ou plus) et sa taille varie de quelques micromètres à plusieurs centaines. Ses formes sont assez anguleuses et sont moulées par la schistosité. L'extinction en général uniforme indique que les cristaux sont peu déformés. Les ocelles polycristallins sont exceptionnelles. On trouve cependant des agrégats en amandes très aplatis dans la direction de la schistosité. La taille de ces amandes, comparable à celle des ocelles, indique qu'elles en dérivent par la formation de sous-grains évoluant en petits cristaux individualisés, l'ensemble de ceux-ci étant beaucoup plus facilement déformable par fluage intergranulaire que l'ocelle monocristalline d'origine (fig. 17a).

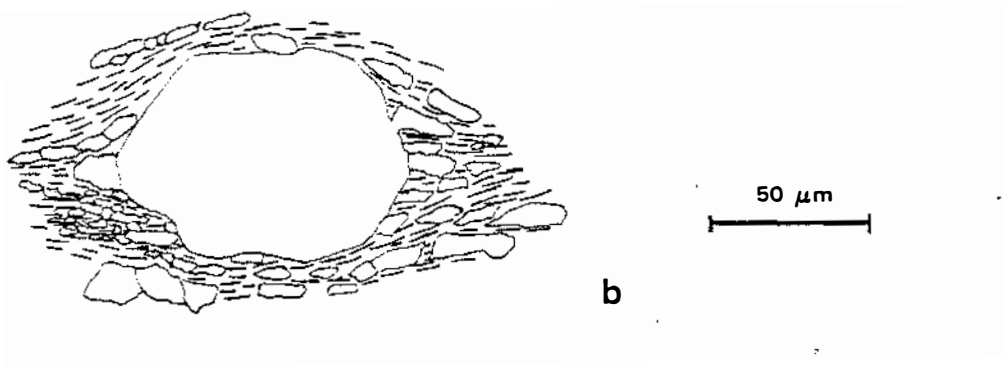
Certains ocelles donnent lieu à des zones abritées surtout composées de quartz en très petits cristaux (fig. 17 b). Dans les lames où la roche semble le plus intensément déformée (les lits micacés sont alors plus importants et plus réguliers), certains ocelles présentent deux faces planes parallèles à la schistosité. Cela leur confère une forme aplatie et suggère une dissolution du cristal par ces faces (fig. 17 c). Quelques quartz, parmi les plus grands montrent des inclusions de zircons très automorphes dont l'élancement est important (5 à 8). D'autres, très rares, comportent en inclusion des baguettes extrêmement fines (diamètre inférieur à 0,3 µm) qui pourraient être du rutile ou de la tourmaline aciculaire. Ces aiguilles sont tronçonnées et matérialisent un tireté qui témoigne d'un fluage intragranulaire faible mais certain.

La granulométrie et la morphologie des plagioclases ressemblent beaucoup à celles du quartz. Il est cependant moins déformé et en général nettement moins abondant.

Les plus gros cristaux présentent un coeur ponctué de petites muscovites et une frange limpide peu épaisse qui résulte probablement d'un nourrissage d'origine

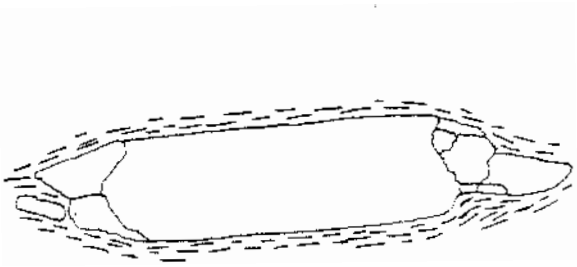
50 µm

a



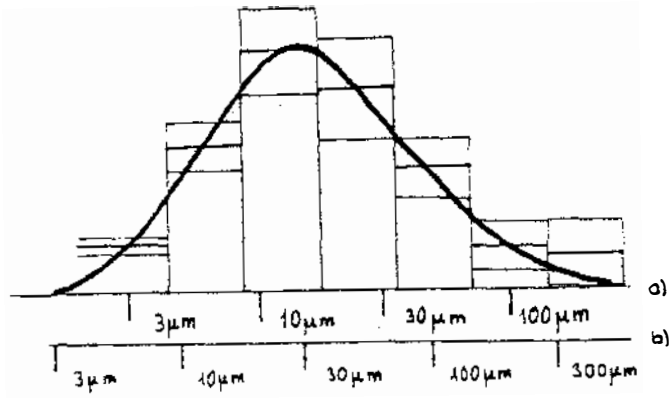
50 µm

b



50 µm

c



Granulométrie des quartz et des feldspaths dans un grauwacke

d

Figure 17 -

diagénétique ou métamorphique. Cela signifie que le métamorphisme a peu affecté la granulométrie des plagioclases depuis le stade sédimentaire, l'accroissement de la taille ne dépassant pas un facteur 2.

Les plagioclases sont souvent maclés. La macle de l'albite est la plus courante et s'observe dans des cristaux de toutes tailles. C'est la macle unique des petites albites néoformées tandis que les plus gros cristaux sont parfois maclés albite-Carlsbad, albite-péricline ou même en échiquier. Les taux d'anorthite mesurés sont très proches de O.

Deux grenats automorphes ont été trouvés en inclusion dans un cristal de plagioclase. Une origine métamorphique sur place est à exclure car l'échantillon est situé trois cents mètres au-dessus de l'isograde de l'almandin.

Les phyllites présentes sont la chlorite, la biotite et la muscovite, cette dernière étant de loin la plus abondante. Leur épaisseur varie de un micromètre à quelques dizaines. Elles sont organisées en lits impurs (contenant des petits quartz) souvent discontinus et de direction assez irrégulière à cause des ocelles.

La calcite a été observée, en faible quantité, dans deux échantillons. Elle se présente sous la forme de cristaux xénomorphes de quelques dizaines de micromètres, dispersés dans la lame, qui sont fréquemment et irrégulièrement maclés.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, la tourmaline et les opaques. La tourmaline est la plus rare. Les opaques sont surtout l'ilménite et la pyrite reconnaissable à sa forme cubique. Les zircons détritiques ont une forme arrondie et trapue.

c) Histoire schématique des niveaux à clasts d'après les observations faites en lame mince : L'étude pétrographique a montré que les niveaux à clasts présentaient des caractères hérités de plusieurs stades de leur formation.

- Epoque éruptive (ou métamorphique anté-détritique) -

. Les petits zircons allongés et bien automorphes n'ont pas été englobés par le quartz lors de sa recristallisation car ils ne sont ni cassés, ni arrondis, ni aussi gros que les zircons détritiques banals, qui, eux, sont toujours en contact avec plusieurs grains (sauf dans les biotites).

. Les aiguilles de rutile (ou de tourmaline) dont certaines ont un élancement supérieur à 150 ne peuvent être d'origine détritique, car elles auraient été

orientées selon la schistosité, ce qui n'est pas le cas.

. Les grenats inclus dans le plagioclase ne sont pas métamorphiques, car l'isograde est loin en-dessous, ni détritiques car ils auraient été destabilisés par le métamorphisme de la zone de la biotite. Ils sont donc antérieurs à la formation du sédiment.

Comme ces inclusions sont anté-détriques, les minéraux qui les contiennent et qui les ont protégées le sont aussi. Il serait vain, bien entendu, tant à cause du petit nombre d'observations que de la possibilité d'origines diverses, de tirer quelque conclusion que ce soit quant à cette époque anté-sédimentaire de la roche. Il nous suffit de prouver par l'observation l'existence des traces de cette époque.

- Epoque sédimentaire -

Ces niveaux grossiers n'étant bien sûr pas des roches éruptives, les caractères mentionnés ci-dessus n'ont pu que se trouver fossilisés dans des grains ou des débris lithiques déjà présents dans le sédiment.

Ces grains ne sont donc pas des blastes mais des clasts, ce que corrobore la forme anguleuse de beaucoup d'entre eux.

- Epoque métamorphique -

Cette époque se caractérise par la recristallisation sans doute complète des phyllites. Les tectosilicates par contre, n'ont que partiellement recristallisés puisqu'on trouve dedans des traces de leur passé anté-sédimentaire.

d) Granulométrie et structure : Nous avons montré que l'état actuel des quartz et des plagioclases, différait peu de leur état dans le sédiment d'origine. Il nous est donc possible d'interpréter les textures et les structures actuelles en termes de sédimentologie.

En particulier, la granulométrie actuelle des tectosilicates est représentative de celle d'origine, sauf peut être pour le quartile le plus fin.

La granulométrie mesurée en lame mince sur un grauwacke (fig. 17 d) concerne les tectosilicates. L'échelle a correspond aux longueurs mesurées le long d'un trait. L'échelle b se déduit de la précédente en tenant compte de l'allongement des grains selon la schistosité et du fait que le trait ne recoupe pas les grains selon leur plus grande dimension.

Les incertitudes sont les incertitudes de comptage en $\sqrt{n}$.

Granoclassement indiquant
une polarité inverse.
x 3

Nord

Sud

a

b

réfraction dissymétrique de S_2 sur S_0

Nord

Sud

a

S_2

Figure 18 . Granoclassement et polarité de la série.

Cette courbe présente trois caractères essentiels :

- Elle est remarquablement unimodale.

Si on interprète ces niveaux à clasts comme des niveaux volcanosédimentaires, il faut admettre que les éléments provenant de ces deux origines ont été suffisamment remaniés ensemble pour que celles-ci ne se distinguent plus au moment du dépôt (ou que leur granulométrie était comparable).

- Elle est relativement étalée.

La granulométrie des tectosilicates s'étend de 5 µm à 300 µm. Celle des phyllites,plus constante, mais moins significative à cause d'une recristallisation certaine, varie de 3 à 15 µm environ. Il s'en suit que les niveaux à clasts sont des roches détriques hétérogènes.

- La proportion des cristaux de taille inférieure à 30 µm avoisine 70 % à 75 % sur cet échantillon qui n'est pas parmi les plus grossiers. Ceci justifie l'emploi du terme de grauwacke selon la définition de Petitjohn (1972) : 15 à 75 %.

Quelques granoclassements ont été observés (fig. 18a). Ils induisent parfois une réfraction dissymétrique de la schistosité 2 (fig.18 b) telle que la polarité est toujours positive lorsque la vergence de la phase 2 par rapport à la stratification est sud, et négative dans le cas contraire.

e) Conclusion : La partie supérieure de la série (au-dessus de la formation de Mas-Cabardès) est constituée de faciès qui vont des shales aux niveaux à clasts, tous les intermédiaires étant observables. Les niveaux à clasts sont des grauwackes, ce qui indique, d'après Petitjohn (1972), que cet ensemble est vraisemblablement un flysch. Il ne s'agit pas là, selon cet auteur d'une preuve formelle mais d'une bonne présomption qu'étayent les granoclassements observés dans ces grauwackes.

V. GEOCHIMIE DES NIVEAUX NOIRS GRAPHITEUX

L'association fréquente des filons E-W et des formations de Miraval-Cabardès et de Mas-Cabardès nous a conduit à rechercher une éventuelle relation entre ces indices et les niveaux noirs graphiteux qui sont parfois considérés comme des niveaux porteurs possibles.

TABLEAU 3

Géochimie des niveaux noirs

n° BRGM		222	224	225	227	232	233	223	226	228	229	230	231
		11	12	13	14	15	16	21	22	23	24	25	26
Formation		Miraval-Cabardès (n. noir n° 1)											
Coordonnées	x	598,48	601,01	600,78	600,41	604,85	600,75	601,00	600,90	600,08	600,19	600,01	599,78
Lambert	y	3123,70	3121,74	3121,86	3121,48	3121,80	3121,82	3121,05	3120,15	3119,71	3120,44	3120,41	3120,31
SiO_2	%	78,1	73,1	73,9	75,7	72,1	66,5	65,1	68,6	72,5	74,5	67,7	63,0
Al_2O_3	%	9,5	11,9	10,8	10,7	14,9	15,2	15,5	12,7	11,2	11,9	13,1	17,0
Fe_2O_3	%	4,4	7,6	8,2	6,9	3,2	8,9	8,7	8,6	7,6	6,3	8,9	7,5
MgO	%	3,0	2,2	3,4	2,1	3,7	3,6	5,1	4,5	4,4	4,1	6,2	4,9
CaO	%	< 3 %											
Na_2O	%	2,5	< 0,5	< 0,5	1,0	2,4	1,2	1,7	2,3	1,4	< 0,5	0,7	2,2
K_2O	%	2,5	5,1	3,6	3,6	3,8	4,7	3,8	3,3	2,9	3,0	3,5	5,3
Mn	ppm	270	640	260	280	520	730	2500	630	520	600	440	590
P	ppm	190	420	820	410	1600	770	1600	730	640	410	440	380
Ti	ppm	5000	4400	5200	6200	5400	5000	3700	5200	5200	6300	5900	5300
B	ppm	160	<10	98	54	220	27	28	71	160	19	40	240
V	ppm	330	220	440	490	730	570	110	240	470	620	460	460
Cr	ppm	270	190	250	230	600	400	210	230	220	280	330	300
Co	ppm	< 10	13	< 10	< 10	< 10	28	26	< 10	11	< 10	13	15
Ni	ppm	6	49	37	8	< 5	88	130	28	51	44	58	60
Cu	ppm	13	74	120	41	12	380	69	63	63	130	89	69
Zn	ppm	43	280	98	62	38	160	260	79	150	240	150	120
As	ppm	< 20	22	< 20	< 20	< 20	510	56	< 20	< 20	89	25	< 20
Sr	ppm	74	< 20	23	41	75	< 20	120	140	63	< 20	100	95
Zr	ppm	150	180	230	270	180	100	130	250	200	280	160	230
Mo	ppm	20	< 3	6	5	6	11	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	4
Sn	ppm	29	<20	<20	< 20	65	45	23	<20	<20	29	35	37
Ba	ppm	3400	1500	3500	3700	5000	1100	440	650	930	2600	430	870
Pb	ppm	29	78	54	39	45	31	31	37	60	83	44	33
Bi	ppm	< 10 ppm					11	< 10	<10	< 10	< 10	< 10	18

. Ont également été dosés :

Li : < 50 ppm Nb : < 200 ppm Cd : < 4 ppm La : < 200 ppm

Y : < 75 ppm Ag : < 0,3 ppm Sb : < 50 ppm W : < 50 ppm

Douze échantillons de ces niveaux ont été analysés au quantomètre à Orléans. Nous en remercions ici le B.R.G.M. Les dosages des éléments majeurs et des traces sont consignés dans le tableau 3 . La localisation des échantillons est indiquée sur la carte géologique (en pochette).

En outre quatre échantillons de schistes graphiteux et cinq de schistes banals ont été analysés par voie humide par Y. Baud à Saint-Etienne. Les résultats apparaissent dans le tableau 4 .

Nous préciserons d'abord la nature de ces roches puis, remarquant les roches anormales, nous étudierons les corrélations reliant les traces entre elles, les relations entre majeurs et traces et les anomalies en traces.

1. LITHOLOGIE DES NIVEAUX NOIRS GRAPHITEUX

1.1. Généralités

Ces niveaux étant toujours très pulvérulents, nous avons renoncé à y faire tailler des lames minces. Le graphite a pu être identifié sur deux sections polies.

C'est donc par la géochimie que nous les étudierons.

Tout d'abord remarquons que les analyses du tableau 4 montrent une bonne ressemblance d'ensemble entre les deux niveaux noirs et les schistes banals. Quelques remarques permettent cependant de nuancer ce jugement.

La perte au feu, comme on pouvait s'y attendre est supérieure pour les niveaux noirs : elles varie de 4 à 6 % pour ceux-ci et de 2 à 4 % pour les schistes banals. La teneur en graphite avoisine donc 2 % puisque la chaux étant peu abondante ($\leq$ 0,70 %), la perte au feu par décarbonatation est marginale.

Bien que les dosages des éléments majeurs au quantomètre soient peu précis, on peut constater sur la figure 19 que l'ensemble de nos analyses forme un nuage allongé que l'on peut interpréter comme l'image d'un mélange shale-grauwacke ou shale-psammite. Les axes de ce diagramme sont $SiO_2/(1 - (H_2O^+ + H_2O^-))$ et $Al_2O_3/(1 - (H_2O^+ + H_2O^-))$ et non SiO_2 et Al_2O_3 pour que la figure ne soit pas perturbée par la dilution par la matière organique.

1.2. Comparaison entre les deux niveaux noirs

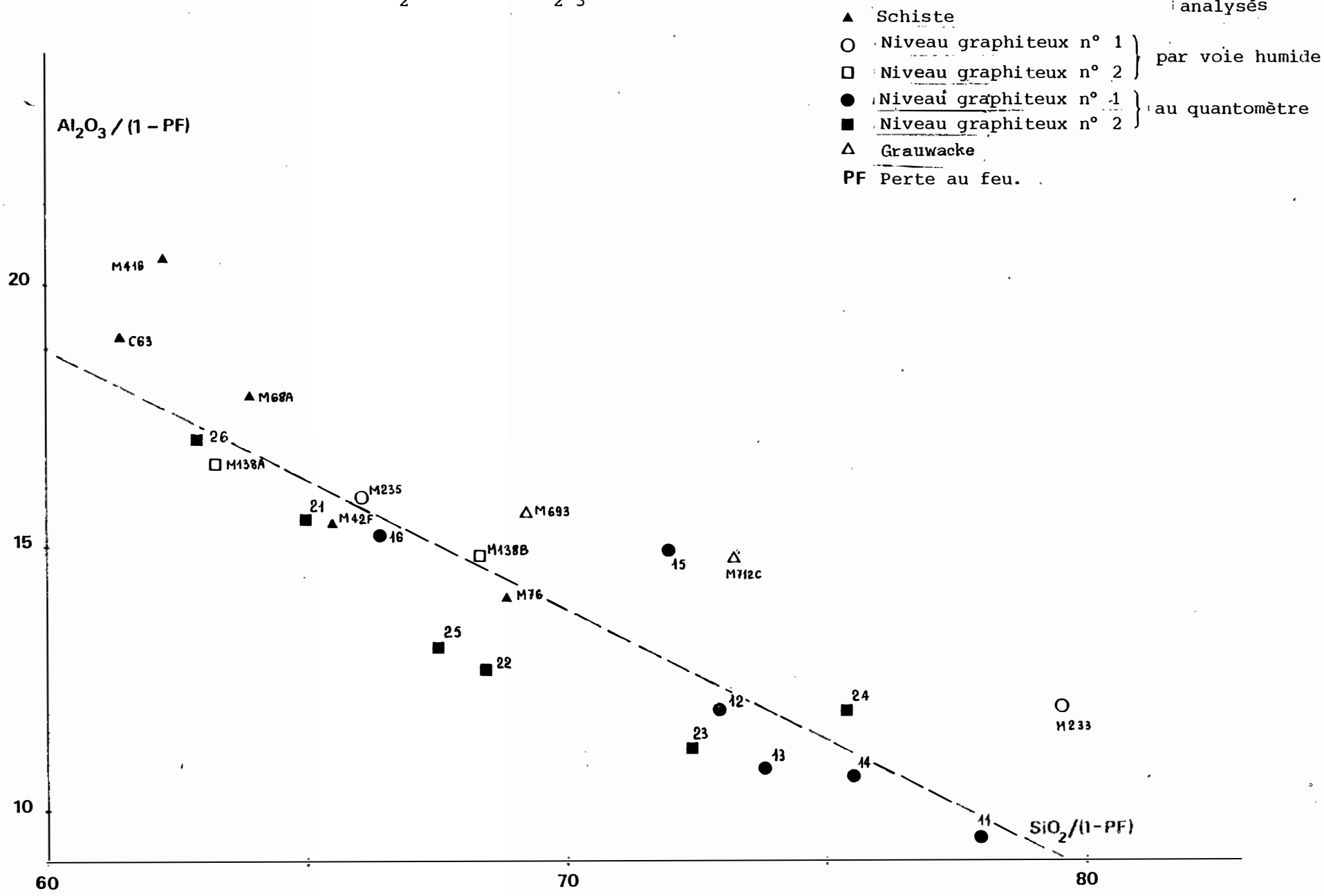
Quelques différences apparaissent entre les deux niveaux. Les éléments concernés sont le magnésium, le strontium, le baryum et le molybdène.

TABLEAU 4

Analyses de schistes graphiteux on non

	Schistes graphiteux				Autres schistes				
	n° 1		n° 2						
	M 233	M 235	M 138 A	M 138 B	M 42 F	C 63	M 68 A	M 76	M 416
Coord x	604,85	604,75	603,40		600,17	603,87	600,54	601,22	604,77
Lambert y	3121,80	3121,82	3121,26		3122,05	3120,04	3120,07	3119,16	3121,58
SiO_2	74,64	58,08	59,96	63,63	64,81	58,95	62,30	67,44	59,83
Al_2O_3	11,24	13,98	15,71	13,79	15,23	18,09	17,37	13,69	19,60
Fe_2O_3	0,75	4,50	3,92	2,72	2,90	3,36	2,93	2,30	3,30
FeO	1,01	4,60	5,00	3,02	4,31	5,14	5,02	3,90	4,41
MnO	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,08	0,06	0,04	0,04
MgO	0,74	1,27	3,62	3,20	3,78	3,57	0,90	3,17	2,58
CaO	0,38	0,48	0,58	0,70	1,89	0,76	3,93	2,59	0,51
Na_2O	1,10	0,90	2,00	1,90	2,50	1,70	0,80	2,40	1,70
K_2O	3,10	3,00	2,90	3,00	2,30	3,20	3,10	1,50	3,00
TiO_2	0,60	0,40	0,55	0,70	0,60	0,70	0,60	0,38	0,70
H_2O^+	6,23	6,35	4,77	4,03	1,20	4,00	2,61	2,10	3,60
H_2O^-	0,01	5,95	0,49	2,90	0,00	0,15	0,00	0,02	0,34
Total	99,81	99,52	99,52	99,61	99,55	99,70	99,62	99,53	99,61

Figure 19 : Diagramme SiO_2 (1 - PF), Al_2O_3 (1 - PF)



La magnésie est nettement plus abondante dans le second niveau que dans le premier : de 4,1 % à 6,2 % contre 2,1 % à 3,7 %. Ce fait est confirmé par les analyses par voie humide : 3,5 % contre 1 % (les majeurs sont surestimés par le quantomètre puisque la perte au feu n'apparaît pas).

Les analyses effectuées par voie humide montrent une corrélation nette entre Na_2O et CaO. Le rapport molaire moyen $\frac{Ca}{Ca + Na}$ vaut 17 %, ce qui est très proche des taux d'anorthite que nous avons mesuré optiquement. Nous considérons donc que la soude et la chaux proviennent en général du plagioclase.

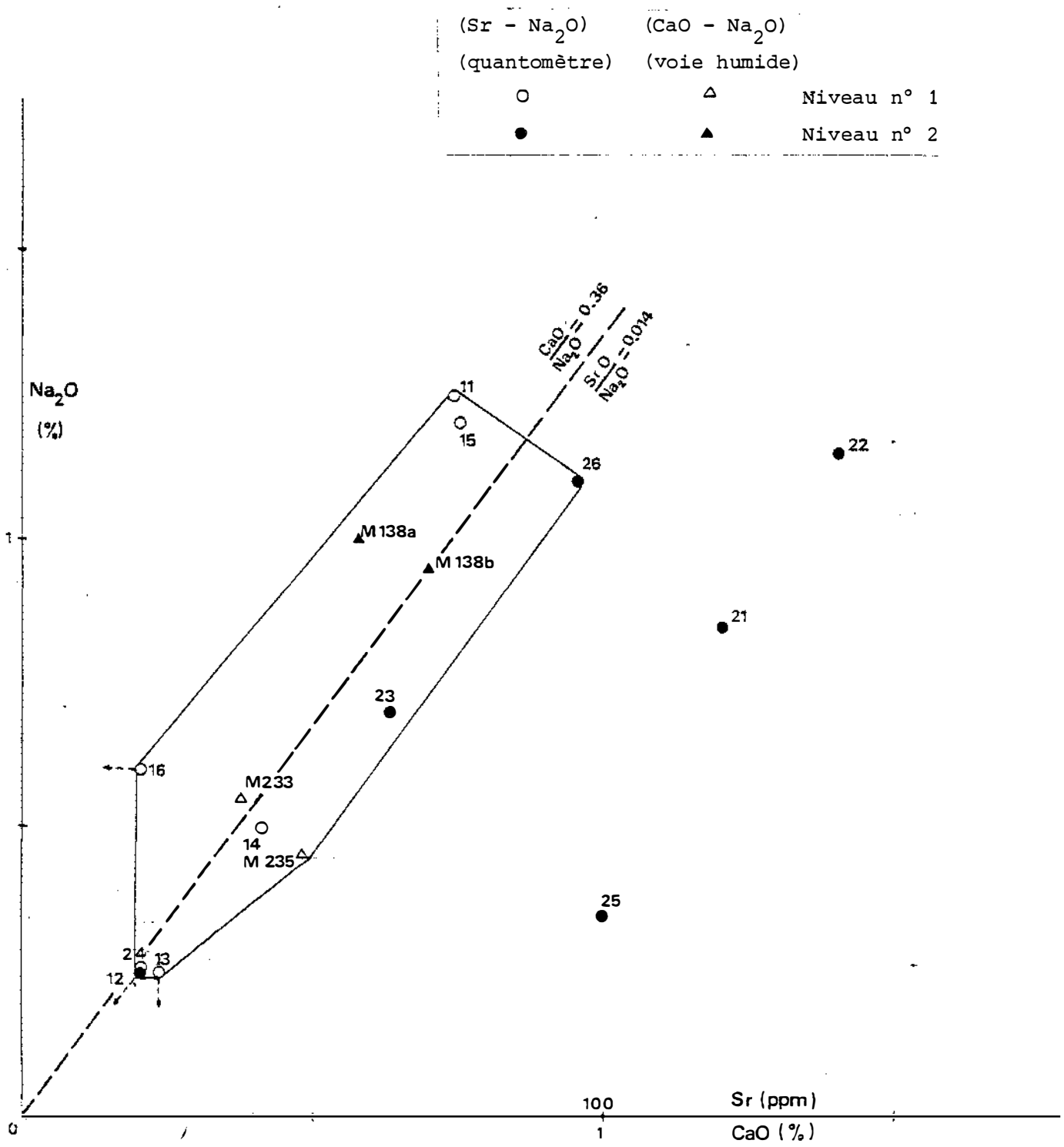
Sur la figure 20 , nous avons superposé le diagramme Na_2O-CaO et le diagramme Na_2O-Sr. Les échantillons présents sur ces diagrammes ne sont malheureusement pas strictement identiques. Malgré cela, les deux diagrammes se superposent pour former un nuage allongé dirigé vers l'origine, duquel ne s'écartent que quelques échantillons riches en strontium.

Ceci montre qu'en général les teneurs en Na, Ca et Sr sont proportionnelles ($\frac{CaO}{Na_2O}$ = 36 et $\frac{SrO}{CaO}$ = 0,014). Le strontium, dont le rayon ionique est 113 ppm, appartient à la même colone IIA du tableau périodique que le calcium, dont le rayon ionique est 99 pm, et se comporte donc comme celui-ci. On connait en effet le danger de l'isotope radioactif ^{90}Sr issu des bombes atomiques lorsqu'il se fixe dans les os. La richesse en strontium des trois échantillons 21, 22 et 25 qui proviennent tous du deuxième niveau noir, est probablement due à l'existence d'une phase calcique non sodique : la calcite.

Ceci est corroboré par les observations de terrain puisque le deuxième niveau, contrairement au premier, est directement associé à des grès calcareux et parfois même des marbres.

Le baryum est nettement plus abondant dans le premier niveau (1100 à 5000 ppm) que dans le second (430 à 930 ppm, sauf 24 : 2600 ppm). Les données rapportées dans Handbook of Geochemistry (Wedepohl) pour les shales et les grès ne dépassent qu'exceptionnellement 3000 ppm. Les fortes teneurs observées dans le premier niveau ainsi que dans l'échantillon 24 ne sont pas dues au feldspath potassique, dont le réseau admet facilement le baryum, car celui-ci n'a pas été détecté aux rayons X. Nous n'avons pas non plus détecté la barytine, même après séparation par densité des minéraux lourds à l'aide du bromoforme. Peut être le baryum se situe-t-il dans la muscovite.

Figure 20 : Diagrammes (Sr - Na_2O) et (CaO - Na_2O)



Turekian et Wedepohl (1961) indiquent 2300 ppm comme teneur moyenne dans les argiles de sédiments profonds et seulement 580 ppm pour les shales (de plate-forme ?).

Le molybdène, comme le baryum, est plus abondant dans le premier niveau. La teneur varie de 5 à 20 ppm (sauf 12 : moins de 3 ppm) pour celui-ci, tandis qu'elle ne dépasse 3 ppm que pour 26 (4 ppm) pour le second niveau.

Pour avoir une idée de la minéralogie du sédiment qui a donné naissance à ces niveaux noirs, nous avons utilisé la norme calculée par M. Fonteilles (1978) comprenant les minéraux suivants :

Biotite	$K\ (Fe, Mg)_3\ Al\ Si_3\ O_{10}\ (OH)_2$
Chlorite	$(Fe, Mg)_5\ Al_1\ Si_3\ O_{10}\ (OH)_8$
Illite	$K\ (Fe, Mg)\ O,5\ Al_2\ Si_{3,5}\ O_{11}$
Muscovite	$K\ Al_3\ Si_3\ O_{10}\ (OH)_2$
Kaolinite	$Al_4\ Si_4\ O_{10}\ (OH)_8$
Orthose	$K\ Al\ Si_3\ O_8$

Le diagramme (Fe + Mg, Al - 2 Ca - Na, K) de la figure 21 rassemble les résultats. L'albite, l'anorthite et le quartz sont exclus de ce diagramme.

L'ensemble des analyses de schistes sont bien groupées, qu'ils soient graphiteux ou non. Ils correspondent tous aux associations (chlorite, muscovite, illite) et (chlorite, illite, orthose). Nous ne pensons pas que la préférence des niveaux graphiteux analysés au quantomètre pour cette dernière soit assez marquée pour être significative : nous l'attribuons à une dérive due au caractère indicatif des dosages des majeurs effectués par cette méthode.

Les minéraux argileux essentiels des schistes nous semblent donc être la chlorite et l'illite, peut être la muscovite et exceptionnellement (M 416) la kaolinite. La présence apparente de feldspath potassique, celui-ci n'ayant pas été détecté aux rayons X, peut être due au choix d'une chlorite trop alumineuse ou à l'exsitence d'argiles ferromagnésiennes.

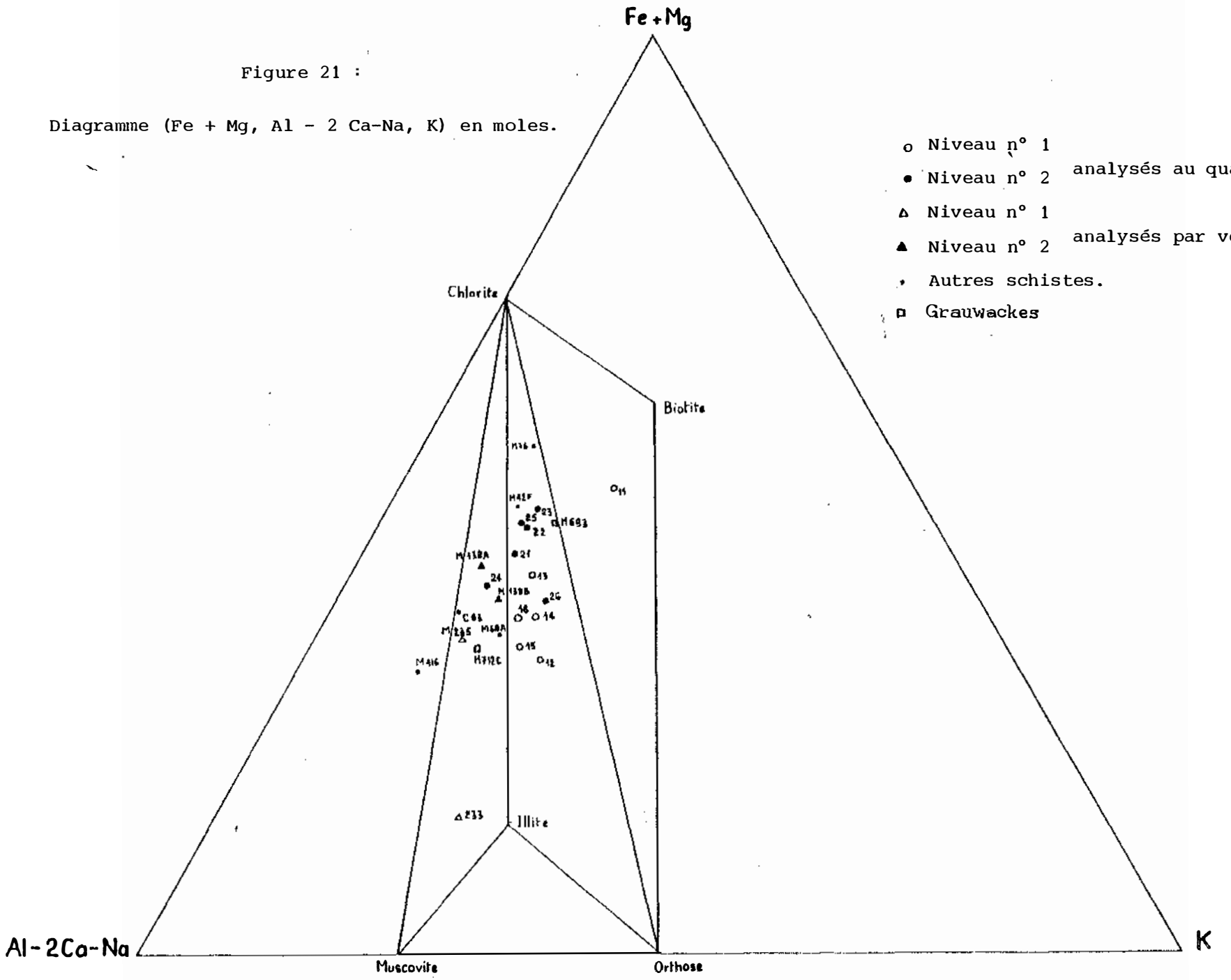
Les fortes teneurs en magnésium que nous avons observées dans le niveau N° 2 se retrouve sur ce diagramme sous la forme d'une abondance en chlorite.

1.3. Conclusion

Les niveaux noirs graphiteux ressemblent beaucoup, par leur chimisme, aux schistes banals de la série. Ce sont des sédiments marins déposés en milieu relativement calme. L'abondance du molybdène dans le premier indique un milieu peu oxynique, mais relativement profond d'après sa teneur en baryum. Le second

Figure 21 :

Diagramme (Fe + Mg, Al - 2 Ca-Na, K) en moles.



niveau noir s'est formé dans un milieu plus confiné et actif biologiquement car il est riche en magnésium et toujours associé à des carbonates.

2. RELATIONS ENTRE TRACES

L'examen attentif des dosages en éléments traces montre que l'on peut distinguer deux familles d'éléments : le groupe du nickel (Ni, Co, Zn, As, Cu) et le groupe du titane (Ti, V, Cr, Sn) dans lesquels les teneurs sont corrélées. Ces groupes sont bien indépendants comme le montre la figure 22a où l'on a porté Ni et V.

2.1. Groupe du nickel

La fibure 22 b montre une corrélation assez bonne entre Ni et Co bien que les teneurs en cet élément n'atteignent pas toujours le seuil de détection qui est de 10 ppm.

Le zinc est très bien corrélé avec le nickel (Fig. 22 c) si son excepte les échantillons 12 et 24.

Pour le cuivre, la relation n'est pas très nette, 16 est enrichi et 21 appauvri (Fig. 22 d).

L'arsenic, souvent non détecté, semble se corréler avec le nickel sauf pour 16 et 24 qui sont nettement enrichis (Fig. 22e).

Les teneurs en Ni, Co, As et Cu sont proportionnelles ($\frac{Co}{Ni} = 0,25$; $\frac{As}{Ni} = 0,43$; $\frac{Cu}{Ni} = 2,0$) tandis que la teneur en zinc vaut encore 40 ppm lorsque Ni, Co, As et Cu sont absents.

2.2. Groupe du titane

La figure 22 montre les corrélations entre les éléments du second groupe. Pour le vanadium et le chrome, seuls 16 et surtout 15 se distinguent par leur forte teneur. Les échantillons 22 et 14 sont un peu pauvres, le premier en V, le second en Cr . La figure 22c montre une excellente corrélation entre Sn et Cr mais celle-ci est probablement due à une interférence entre ces éléments lors de la mesure.

Il y a proportionnalité entre Ti et Cr (et Sn ?) : $\frac{Cr}{Ti} = 0,048$ $\frac{Sn}{Ti} = 0,0053$?) tandis que la teneur en vanadium s'annule pour Ti = 0,3 %.

NB : Remarquons que pour 12 échantillons, on peut affirmer qu'il y a corrélation avec un risque inférieur à 5 %, si le coefficient de corrélation dépasse 85 %.

Figure 22 : Famille du nickel

Relations entre traces

$\rho = 0{,}26(11)$

nombre de points

coefficient de corrélation.

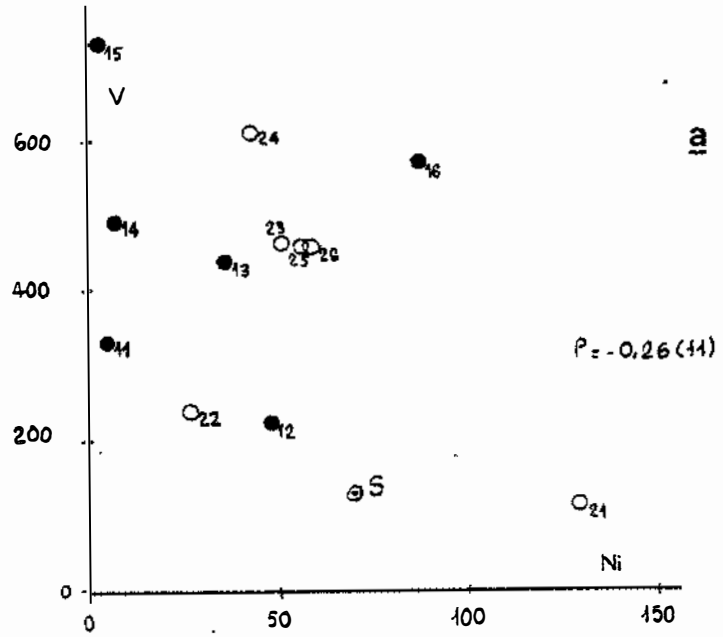
Les points soulignés sont considérés comme anormaux et exclus du calcul de corrélation.

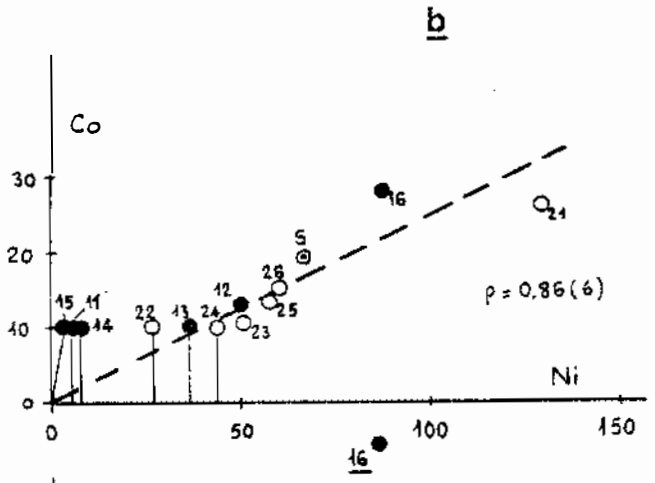
⊙S : shale de référence.

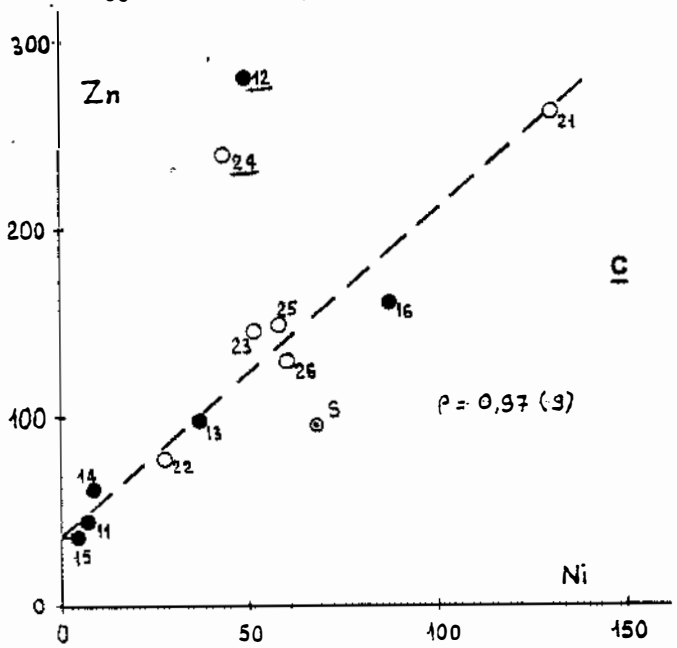
Les valeurs situées sous le seuil de détection sont reliées à l'axe par un trait.

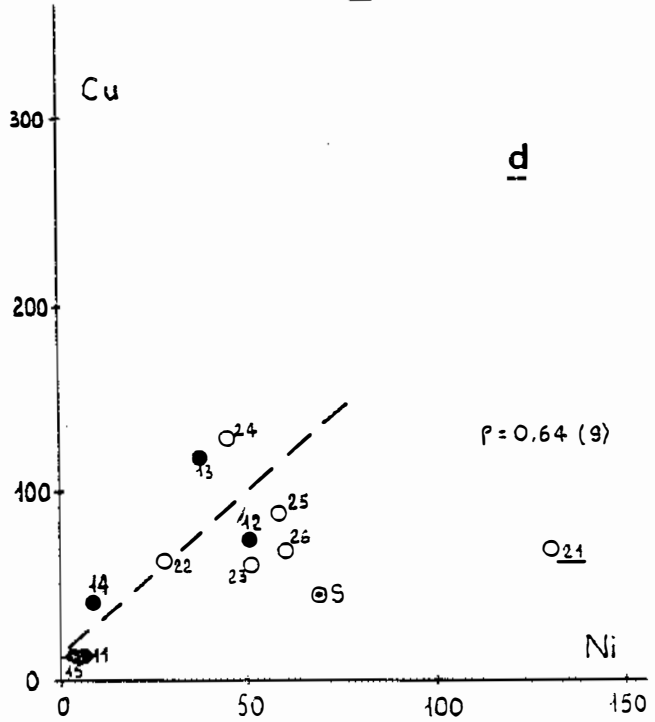
● premier niveau noir

○ deuxième niveau noir.









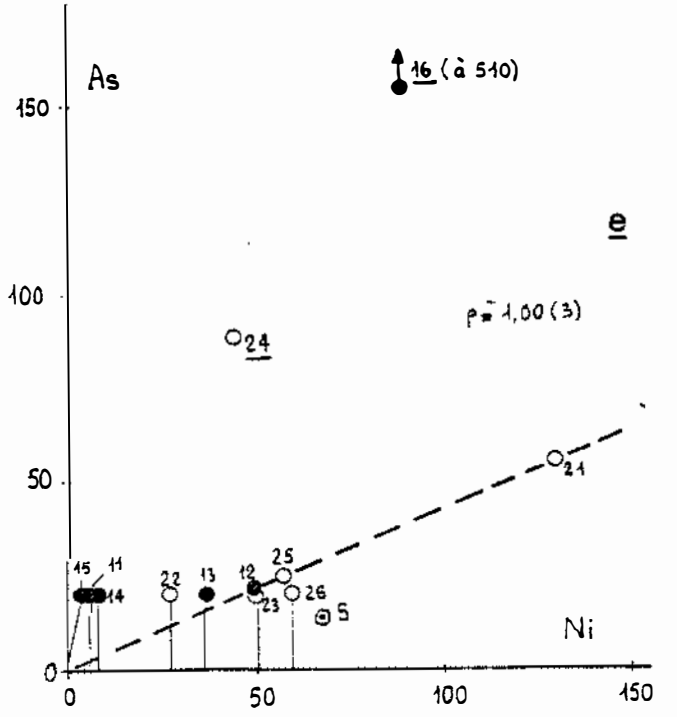
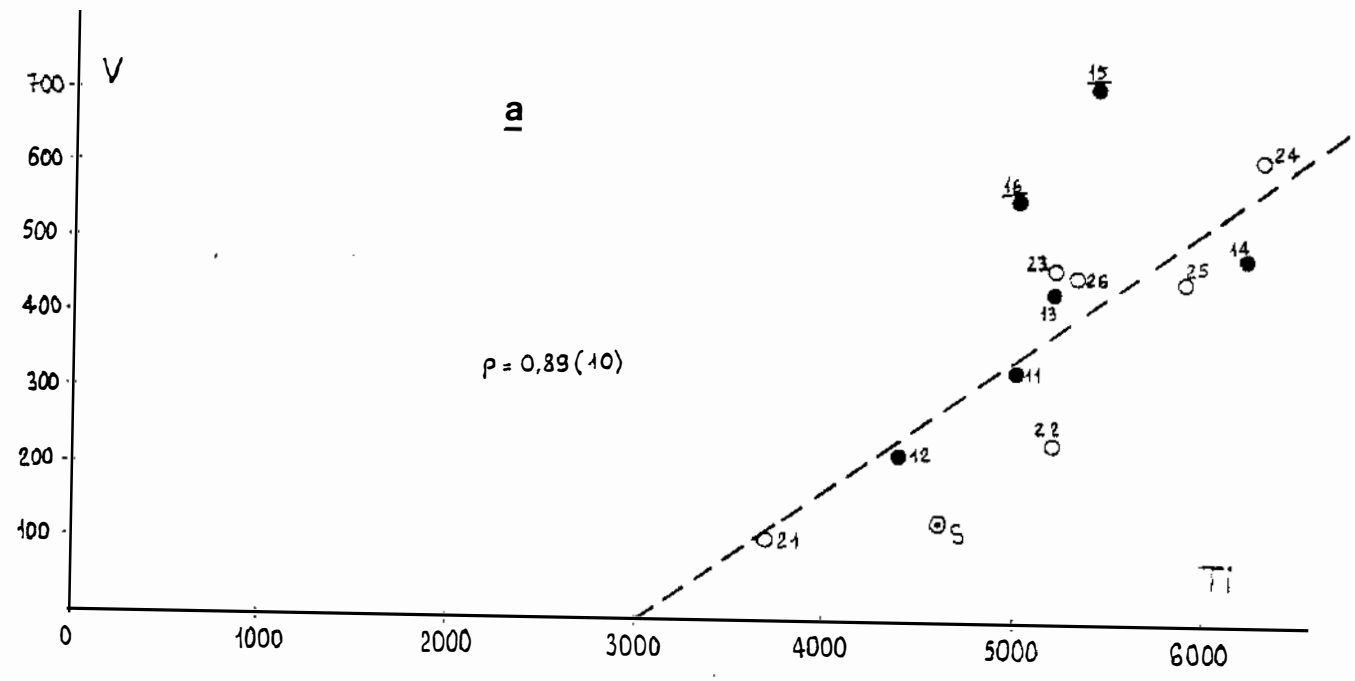
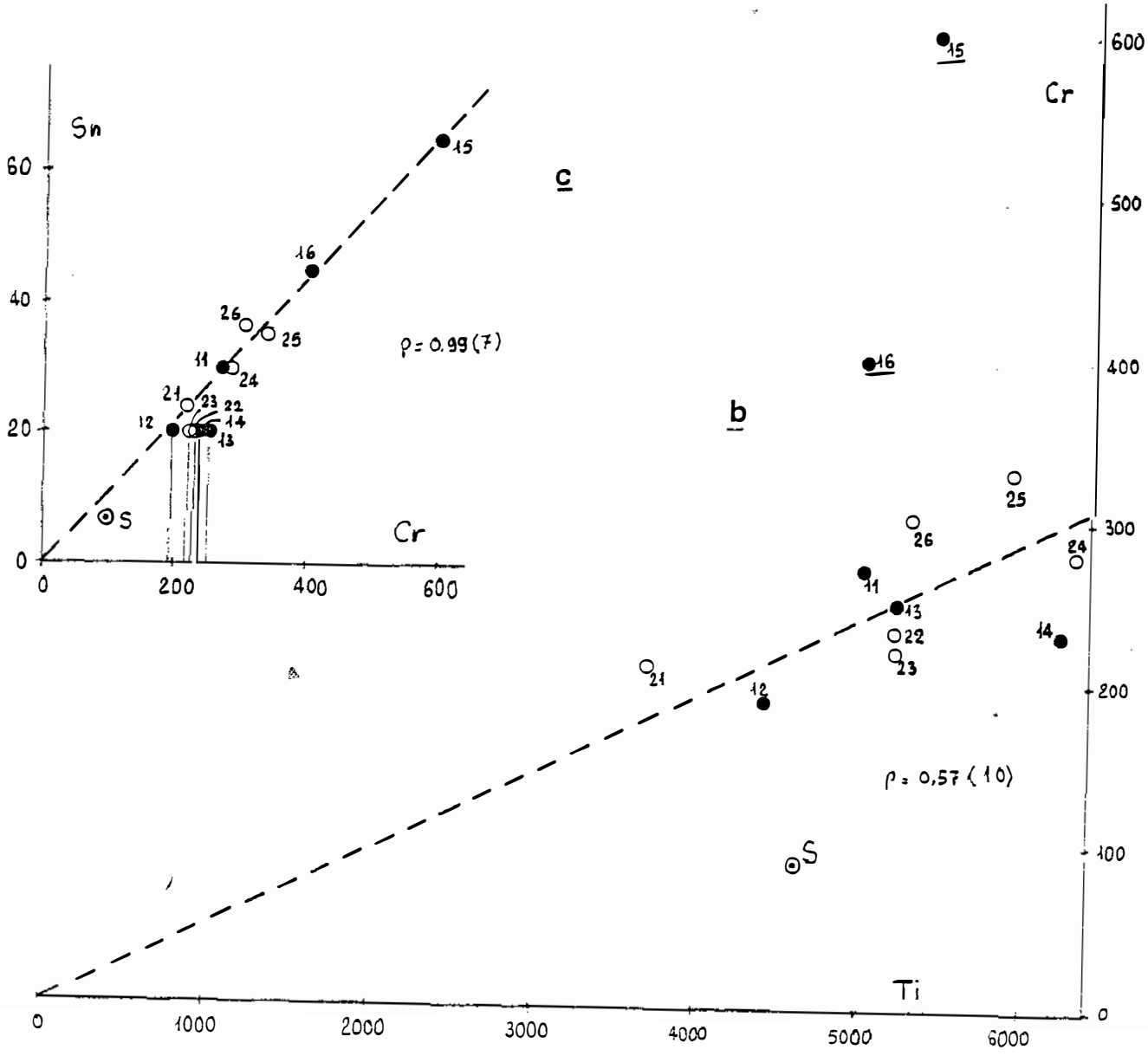


Figure 23 : Famille du titane





Nous avons reporté sur chaque diagramme, à titre indicatif, les valeurs moyennes que donnent K.K. Turekian et K.H. Wedepohl (1961) pour les shales. Nos valeurs sont comparables pour Ni, Co et Ti, sensiblement supérieures pour Cu, Zn, As, V, Cr (et Sn ?).

Les niveaux noirs étudiés ici sont beaucoup moins riches en vanadium et en molybdène que ceux du Silurien des Pyrénées, qui dépassent 1500 ppm V et 40 ppm Mo (renseignement communiqué par Zeeghers).

La teneur pour les éléments de ces groupes ne diffère pas d'un niveau graphiteux à l'autre.

Les relations entre ces groupes et les éléments majeurs ne sont pas très nettes, sauf pour Fe + Mg et le groupe du nickel dans le cas du premier niveau.

Pour montrer cela, nous avons procédé de la manière suivante : nous avons calculé, pour chaque analyse, le rapport des teneurs en Ni, Co, Cu et Zn à la moyenne, en éliminant les dosages qui ne suivent pas la loi de linéarité du groupe. Le paramètre (Ni) est la moyenne de ces rapports et représente la richesse de l'analyse en éléments de ce groupe. Nous avons défini de même le paramètre (FM) : $= \frac{1}{2} \left(\frac{Fe}{\overline{Fe}} + \frac{Mg}{\overline{Mg}}\right)$ avec $\overline{Fe} = \Sigma Fe/12$ et $\overline{Mg} = \Sigma Mg/12$.

La figure 24 montre que le groupe du nickel est beaucoup plus directement lié au fer et au magnésium dans le premier niveau que dans le second.

3. LES ANOMALIES

Les diagrammes qui nous ont permis plus haut de distinguer deux groupes d'éléments traces indiquent les échantillons dont les teneurs en éléments de ces groupes sont anormales : ils ne suivent pas la loi de proportionnalité du groupe.

Par ailleurs, parmi les éléments dont les teneurs nous ont paru varier indépendamment des autres, certains sont parfois particulièrement abondants.

Le tableau 5 récapitule ces anomalies.

Trois types d'anomalies positives apparaissent dans ce tabelau, en ce qui concerne les éléments des groupes du nickel et du titane : V, Cr (15 et 16), As et Cu (16 et 24) et Zn, Pb (12, 24).

L'anomalie en chrome et vanadium est bien indépendante de celle en arsenic et cuivre car l'échantillon 15 montre la première mais pas la seconde. Nous n'en connaissons pas la cause.

Figure 24 : Relation entre la famille du nickel et les ferromagnésiens.

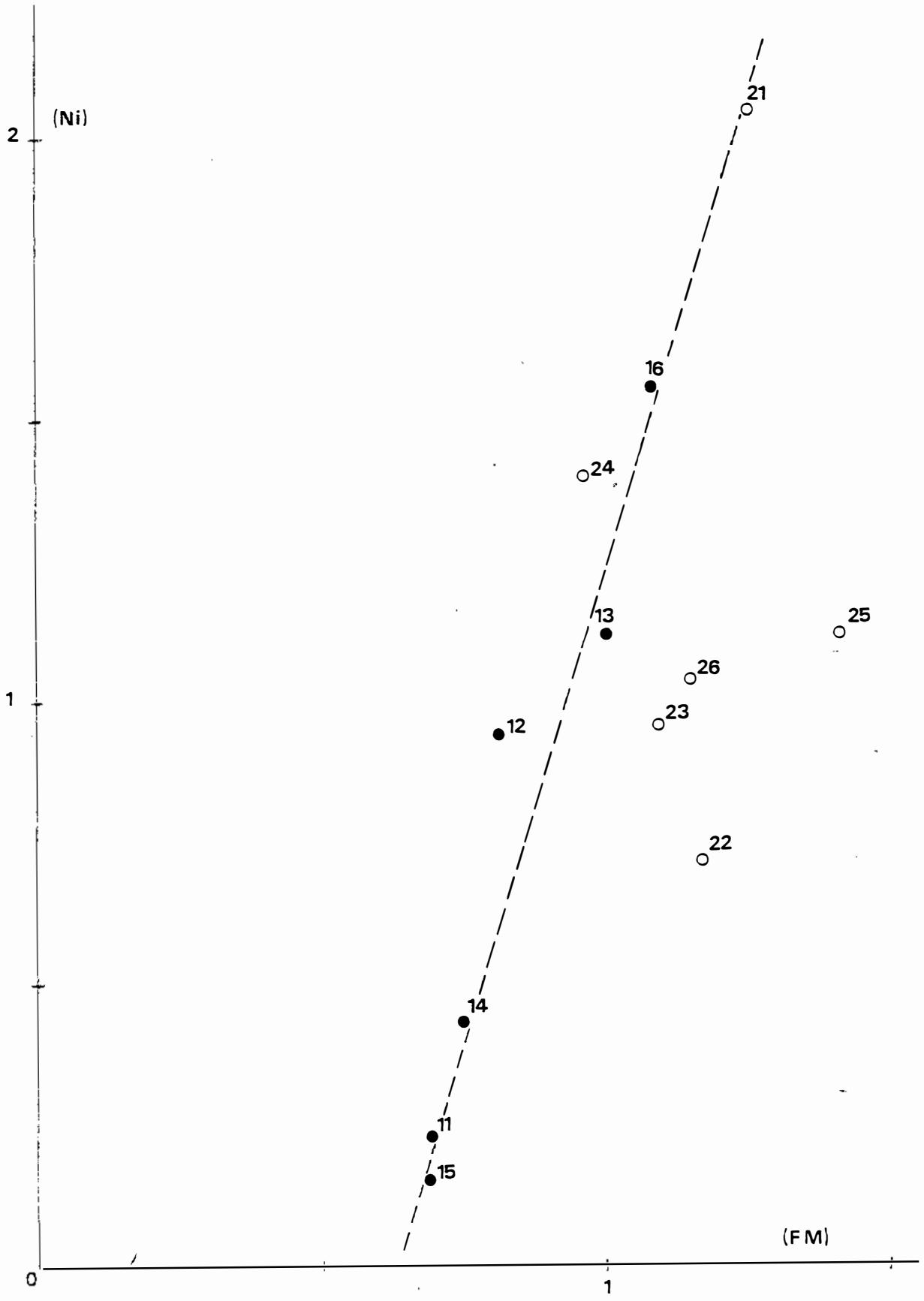


TABLEAU 5

Anomalies en traces

	11	12	13	14	15	16	21	22	23	24	25	26
Ti												
V					++	++		-				
Cr				-	+++	+++						
Sn					++	++						
Ni												
Co												
As						+++				++		
Cu			-			+++	--			+		
Zn		++								++		
Pb		+								+		
Mn							+++					
P			+		+++	+	+++	+	+			
B	+				++				+			++
Mo	++					+						
Ba		--				--				+++		
Bi							+					++

Anomalies :

+,-	vraisemblable
++,--	nette
+++,---	très nette
+	positive
-	négative

Les anomalies en arsenic-cuivre et en plomb-zinc sont probablement dues à la proximité d'un indice minéralisé dont nous ignorons l'existence.

Il faut remarquer que les anomalies en plomb et zinc se correspondent alors que les valeurs normales ne se corrèlent pas, ainsi que l'on peut en juger sur la figure 25, ces deux éléments se comportant de manière indépendante dans les schistes graphiteux banaux. On peut se demander s'ils n'y sont pas piégés par des hydroxydes de fer détritiques.

4. CONCLUSION

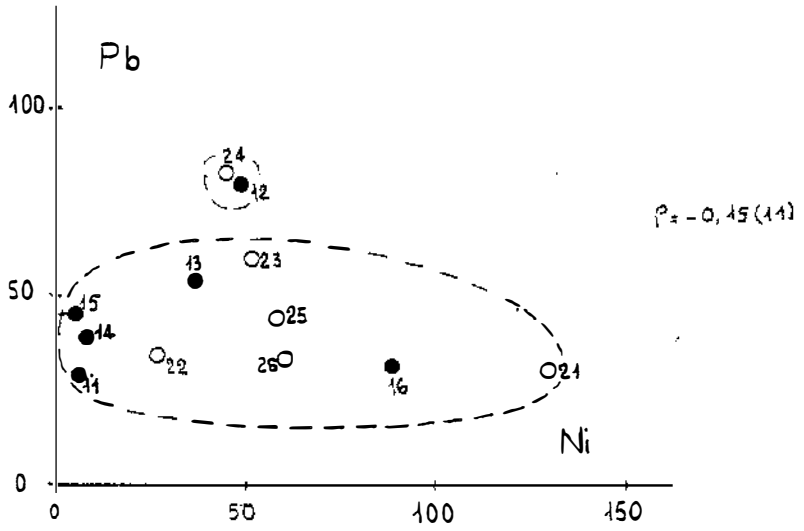
Le chimisme des niveaux noirs graphiteux les apparente, en ce qui concerne les majeurs, à des roches détritiques à quartz, plagioclase, chlorite, illite (ou phengite) et peut être feldspath potassique. Il semble que le niveau n° 2, déposé en ambiance calcaire, soit d'origine moins nettement détritique que le niveau n° 1. Cette différence des milieux de sédimentation se traduit par l'abondance du baryum dans le premier niveau, du magnésium et du strontium dans le second.

Certains éléments traces ont pu être regroupés selon leur similitude de comportement. Ce sont Ni, Co, Cu, As et Zn qui sont associés au fer et au magnésium, d'une part, et d'autre part Ti, V et Cr.

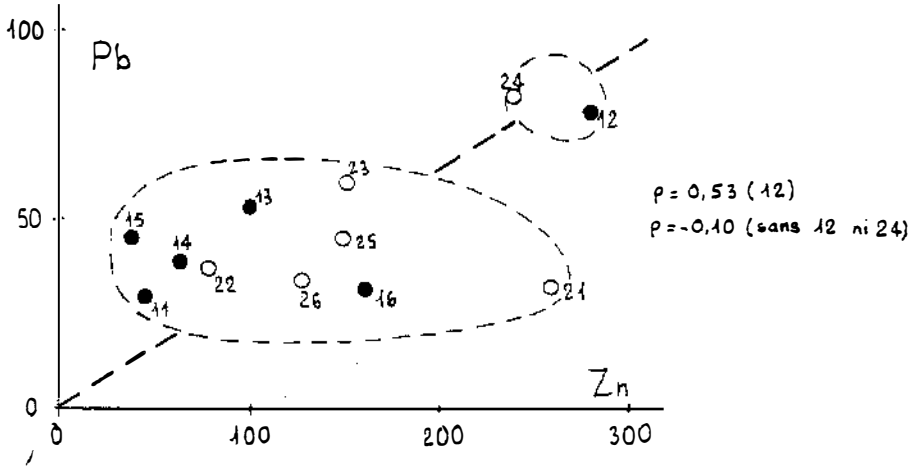
Quelques échantillons présentent des teneurs anormalement élevées par rapport aux relations de proportionnalité qui définissent ces groupes. Ces anomalies sont toutes d'importance modérée, sauf l'arsenic dans l'échantillon 16 (510 ppm), nous ne pensons donc pas que les niveaux graphiteux des schistes du Cabardès soient des niveaux porteurs pour les minéralisations de ce secteur, mais qu'ils furent au contraire, pollués par des indices minéralisés situés à proximité. Ceci est corroboré par le comportement du plomb et du zinc dont seules les anomalies sont corrélées, ce qui suggère une origine extérieure à la lithologie pour ces anomalies.

Figure 25 : Comportement du plomb et du zinc.

a



b



CHAPITRE 2

TECTONIQUE

I. INTRODUCTION

Les schistes du Cabardès sont considérés comme un grand monoclinal enveloppant le massif de Nore. Cette simplicité d'ensemble des structures n'est qu'une apparence. La tectonique à l'échelle de l'affleurement est en fait souvent très compliquée.

Trois particularités du terrain étudié rendent difficilement applicables les techniques classiques d'étude.

- Il n'existe pas de bancs suffisamment épais et de dureté suffisamment contrastée par rapport aux schistes banals pour former des barres visibles dans le paysage et permettre ainsi la mise en évidence aisée des plis d'échelle cartographique et des failles importantes. Les gneiss de l'Orbiel font exception mais les falaises qui les révèlent ne sont continues que dans la vallée de l'Orbiel.

- La lithostratigraphie, bien connue à l'échelle de l'hectomètre, n'est pas assez fiable à l'échelle du mètre ou du décamètre pour servir à la mise en évidence des plis ou des failles d'importance moyenne.

Pour ces raisons, la microtectonique apparaît comme la méthode d'étude privilégiée de la géométrie des déformations.

Nous avons ainsi mis en évidence six phases tectoniques. Trois sont précoces et accompagnées de plis semblables. Trois sont tardives et se manifestent par des plis droits ou peu inclinés et assez ouverts. Sur les six, quatre sont coaxiales (E.W.), une est mineure (NW.SE) et la dernière est N.S. Il en résulte que

les diagrammes stéréographiques sont simples, mais ne suffisent pas à l'identification des phases et à l'établissement de leur chronologie. Ajoutons que les plissements sont rarement superposés.

C'est pourquoi nous avons utilisé la cartographie des vergences (sens de déversement apparent) pour étudier les effet de la phase 2 et la cartographie des pendages pour étudier les effets de la phase 5. Ceci nous a permis de localiser les structures attribuables à ces phases.

II. TECTONIQUE SOUPLE

Nous allons décrire les phases de plis dans ce que nous croyons être l'ordre chronologique. Cette chronologie est bien établie pour les phases 1, 2 et 3 qui sont précoces. L'ordre dans lequel sont intervenues les autres est mal connu.

1. PHASE 1.

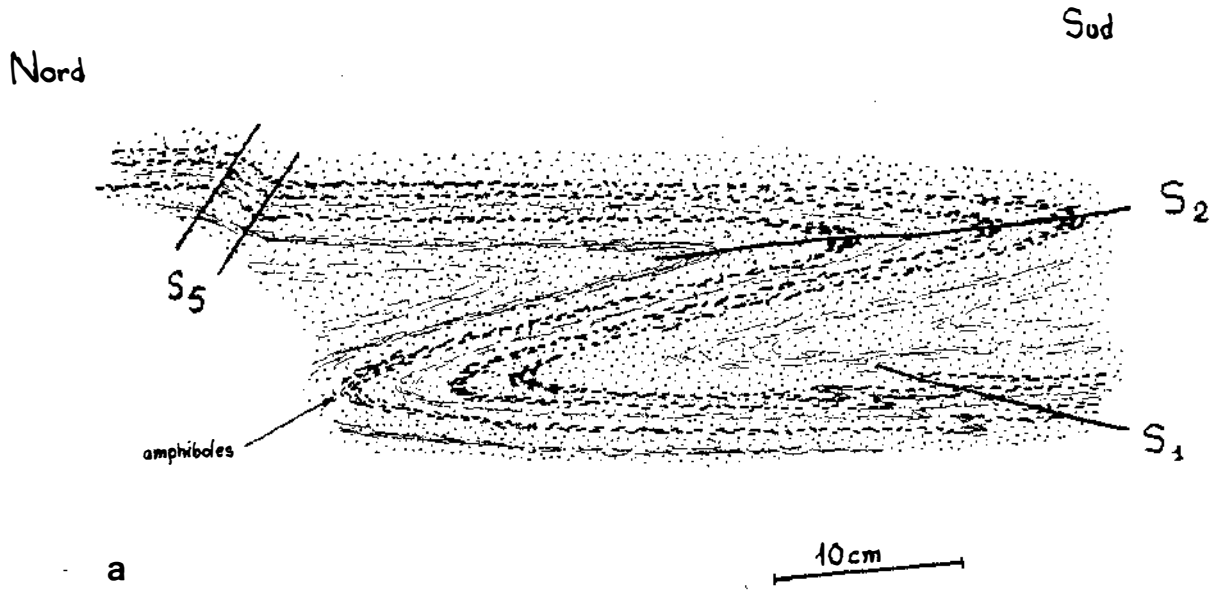
Cette phase est rarement visible parce que la phase 2, qui donne lieu à la schistosité régionale, masque bien souvent les objets qui lui sont antérieurs.

Elle se manifeste essentiellement par une linéation d'intersection S_1/S_0 d'orientation 80°. L'existence et la précocité de cette phase peuvent être prouvées en plusieurs endroits où la schistosité et les plis de phase 2 sont postérieurs.

A 500 m environ au S.E. de la Tourette, au bord de la route de Mas-Cabardès on observe, dans les psammites de la formation de Miraval, un train de plis couchés semblables et presque isoclinaux soulignés par des lits millimétriques à centimétriques de gneiss à silicates calciques (amphiboles noirâtres). A ces plis de vergence sud nettement majoritaires, attribués à la phase 2, s'ajoute un petit repli centimétrique à vergence nord que nous attribuons à la phase 1 (fig.26 a).

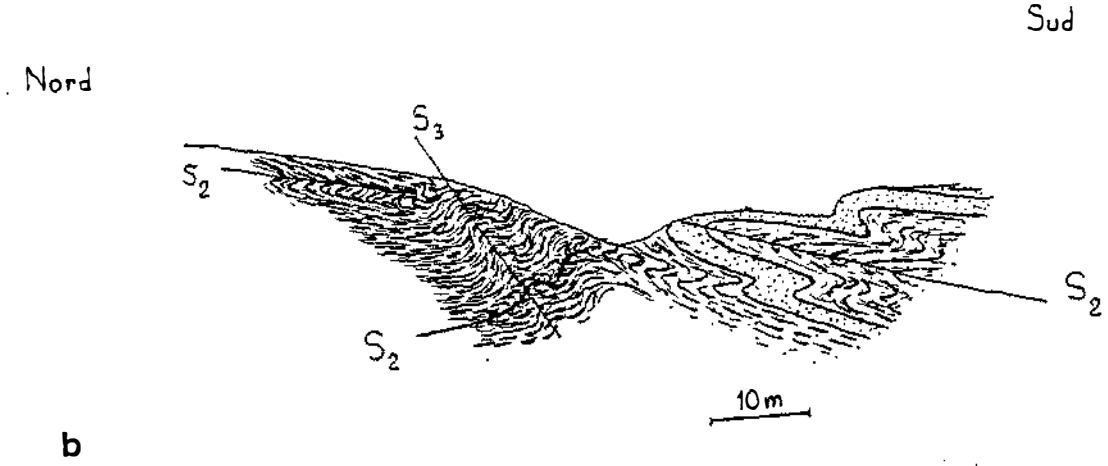
A Serremijeanne, sur la coupe du chemin rive gauche de la Clamoux, à 50 m au S.W. de la cote 452, un affleurement remarquable montre deux types de relations entre la phase 1 et la phase 2 (fig. 27).

Sur une partie de l'affleurement, on observe une fine stratification (ou schistosité de phase inconnue antérieure à 1 ?) constituée d'alternances millimétriques contrastées schiste et grès. Cette stratification est ployée par des plis



a

Plis 2 et 5 et repli 1 de La Tourette



b

Schéma interprétatif de la cote 529 (1km à l'est de Roquefère)

Figure 26 -

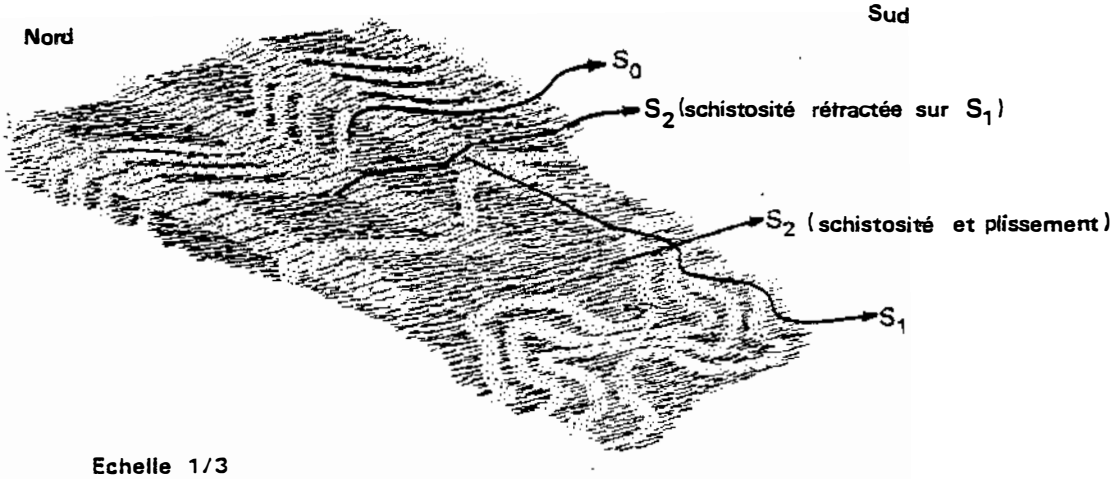


Figure 27 - Affleurement de Serremijeanne

Relations entre les phases 1 et 2

semblables dissymétriques centimétriques à vergence nord dont les plans axiaux sont repris par des plis de même style mais dont la vergence par rapport aux plans axiaux de la phase précédente est sud. Ces derniers sont accompagnés par une schistosité de plan axial de direction constante. Nous considérons que les premiers sont de phase 1 tandis que les seconds sont de phase 2.

A quelques décimètres de là, on observe, en parfaite continuité avec les plans aciaux des plis de phase 1, des lits gréseux d'épaisseur presque centimétrique qui recoupent les alternances schistogréseuses de la stratification. La localisation systématique de ces lits dans les charnières 1 indique que ceux-ci résultent d'une importante diffusion de matière lors de la transposition de stratification. Ce litage tectonique de phase 1 donne lieu à une réfraction de la schistosité 2.

Des observations analogues ont été faites à 500 m à l'est de Roquefère où une stratification très fine est transposée en lits centimétriques de grès (litage de phase 1), puis plissotée et schistosée par la phase 2. La vergence S_1/S_0 est vraisemblablement nord tandis que la vergence S_2/S_1 est sud (fig. 28).

Les caractères principaux de la phase 1 sont les suivants :

- Une existence certaine
- Une direction d'axe 70 à 80
- Une vergence nord (en fait un déversement nord)
- L'absence probable de structures cartographiables
- Une transposition localement importante.

Nos observations ne nous permettent pas d'envisager l'existence de plusieurs phases antérieures à la phase 2.

2. PHASE 2.

La phase 2 se caractérise par le développement d'une schistosité ubiquiste et pénétrative accompagnée, dans le haut de la série, par des plis d'échelle hectométrique à kilométrique d'axe 80 à 110, à déversement sud.

C'est la phase majeure du terrain étudié.

2.1. La schistosité

La schistosité de phase 2 se traduit par des alternances inframillimétriques de lits micacés et de lits quartzofeldspathiques à phyllites peu abondantes.

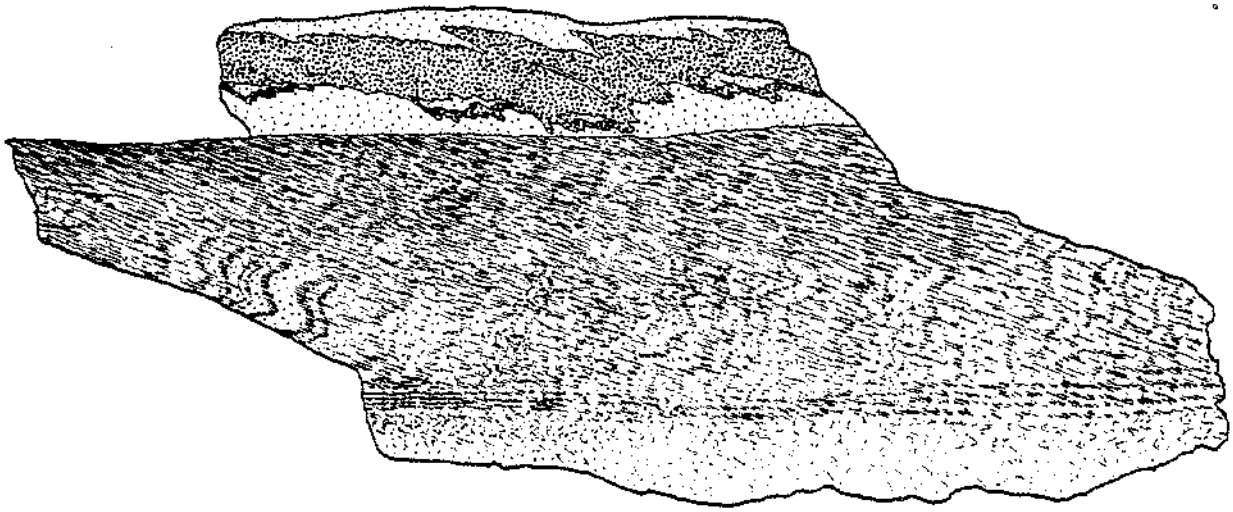
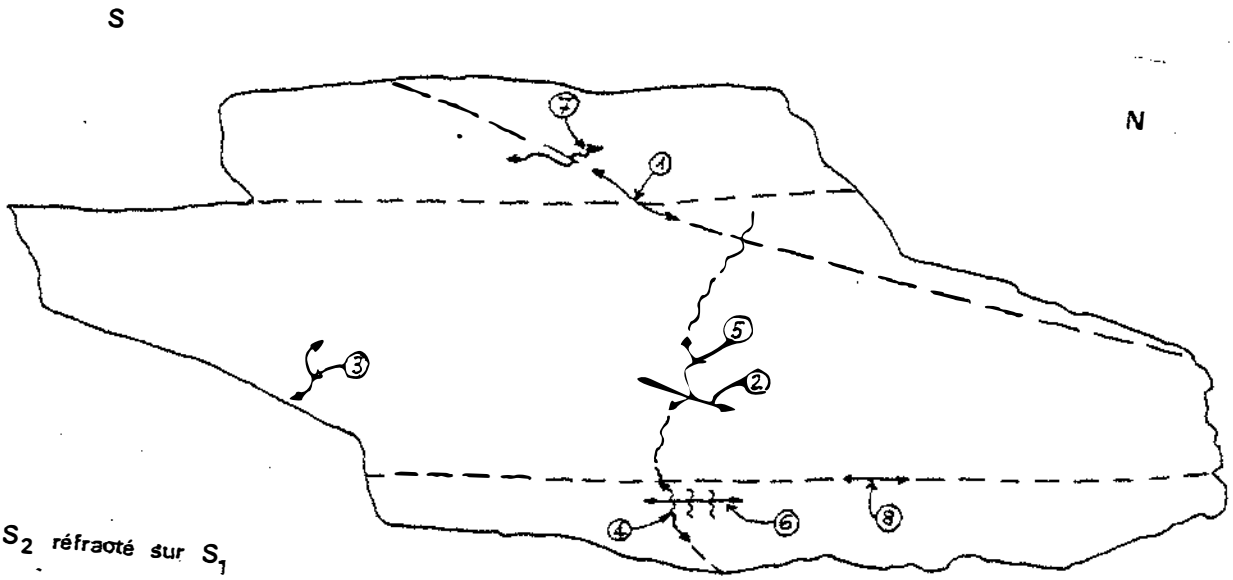


Figure 28 – Surfaces précoces

échelle 1



1 S_2 réfracté sur S_1

2 S_2

3 S_0 plissé par S_2

4 S_0 plissé par S_1

5 S_0 transposé par S_2

6 S_1 (plan axial)

7 S_1 plissé par S_2

8 S_1 (litage)

Elle est contemporaine du métamorphisme car les micas et en particulier les biotites ont cristallisé dans son plan.

Dans la partie inférieure de la série, les grenats sont souvent hélicitiques au coeur et toujours limpides au bord lorsqu'ils sont inclus dans des lits purement micacés. Ceci indique que le litage actuel n'est pas, à l'échelle du millimètre, d'origine sédimentaire, et que la formation de ce litage tectonique est contemporaine du métamorphisme. Le début du métamorphisme est antérieur à la phase 2.

2.2. Les plis

L'importance des plis de phase 2 montre une nette évolution du bas de la série, où ils sont absents, vers le haut, où ils sont fréquents et de grande taille. Cette évolution se relie à celle des rapports schistosité-stratification : ces deux surfaces ne se distinguent pas dans le bas de la série et sont fréquemment sécantes dans la partie supérieure.

Les plis de phase 2 sont semblables et presque isoclinaux. Leur vergence est sud.

Ces plis sont particulièrement bien exposés à la Tourette (affleurement décrit à propos de la phase 1) et au Plo de la Gourgue, à 3 km au sud de Pradelles-Cabardès, 150 m au nord du Pas de Montserrat.

Un rocher situé à l'est de la crête montre des barres gréseuses décimétriques dont la charnière regarde vers le nord. La schistosité est très nettement en éventail dans les bancs gréseux sur lesquels elle se réfracte (fig.29 a).

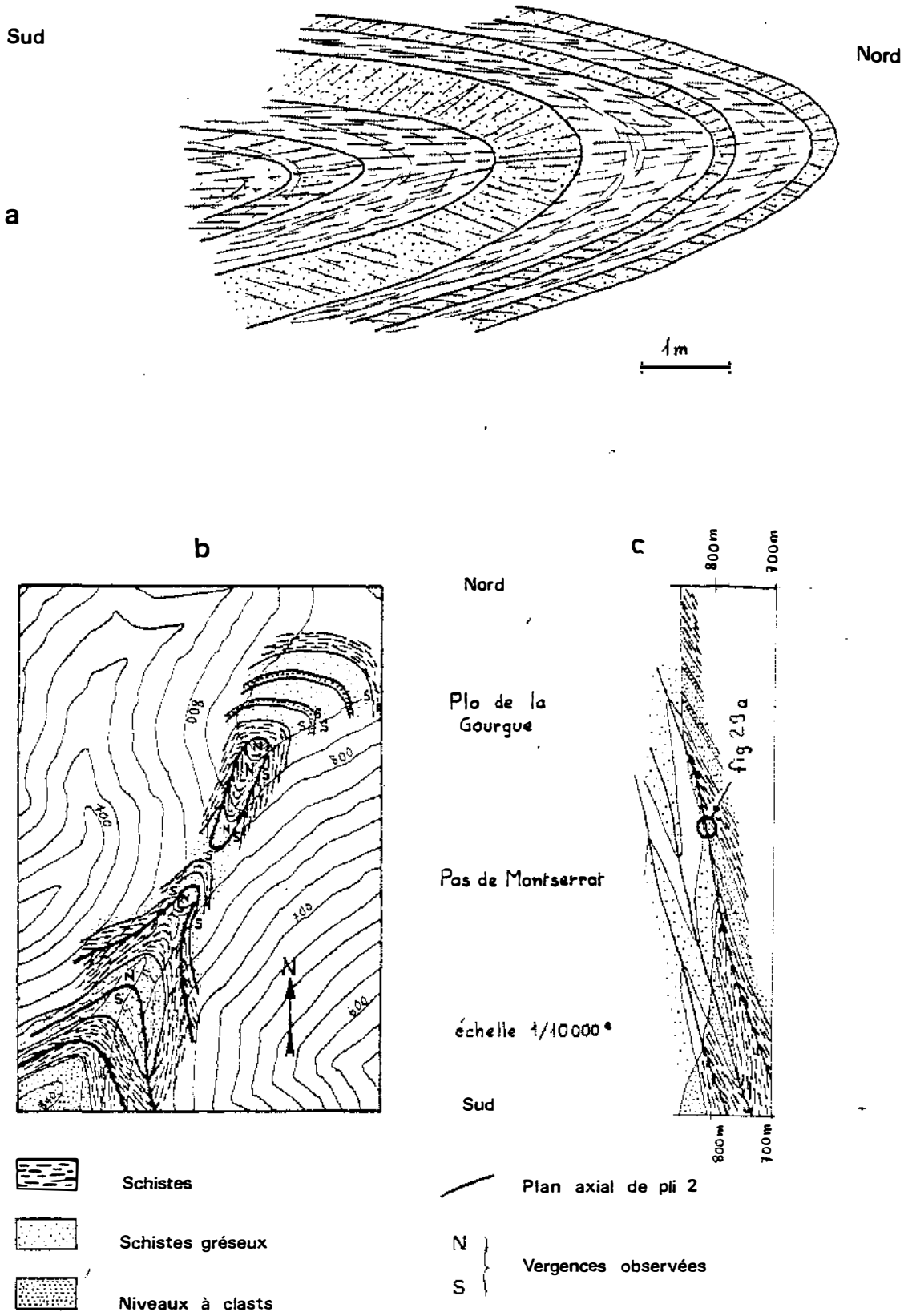
L'observation de nombreux rapports schistosité stratification a montré que la structure du haut des schistes du Cabardès était plus compliquée que ne le suggéraient les rarissimes charnières connues. Ces rapports S_2/S_0 sont souvent indiqués par des réfractions de schistosité, ou, quelquefois, à une échelle donnée, par des petits replis d'échelle inférieure.

Nous avons donc défini cartographiquement des domaines d'isovergence dont les limites représentent l'intersection avec la topographie des plans axiaux de phase 2.

Ce travail, que nous avions commencé au sud de notre secteur d'étude, a été poursuivi et étendu collectivement entre l'Orbiel et l'Argent Double. A plus petite échelle, la coupe de la Clamoux extraite de Bonnemaison et al. (1980).

Figure 29 _ Charnière 2 du Plo de la Gourgue

et synclinorium du Pas de Montserrat



illustre les premiers résultats acquis dans l'étude de la phase 2 au niveau de la partie supérieure de la série.

Nous donnons, à titre d'exemple de détail, la carte des vergences observées près du Pas de Montserrat et la coupe N.S. correspondante (fig.29b et 29c).

On voit sur cette coupe le pli du Pas de Montserrat et plus généralement la structure majeure du haut des schistes du Cabardès caractérisée par l'antiforme de Montserrat et la synforme de Laval.

Deux remarques nous permettent de conclure quant à la structure globale des schistes du Cabardès. Tout d'abord, toutes les polarités observées, dont deux sont particulièrement nettes, sont positives lorsque la vergence est sud et négatives lorsque la vergence est nord. Ceci confirme l'absence de mégastructures de phase 1 et indique que les plis de phase 2 sont déversés au sud. De plus, les vergences les plus septentrionales connues sont toujours sud. Nous en déduisons que la série est essentiellement à l'endroit, et que sa moitié inférieure, comme le prouve la quasi-absence de critère de vergence observables,(2 seulement sont connus dans la formation de Miraval) constitue un vaste monoclinal de stratification à valeur de flanc normal, sans repli notable. Ceci est corroboré par l'absence de récurrence lithostratigraphique.

2.3. Eléments d'interprétation

Nous nous bornerons à rapprocher la structure de phase 2 des schistes du Cabardès de la structure de deux autres domaines de la Montagne Noire.

Dans le Minervois, une structure en nappes déversées au sud a été démontrée (Boyer 1963, Arthaud 1972). Elle affecte des terrains dévoniens et des terrains du Crétacé supérieur la recouvrent en transgression. Elle est donc hercynienne.

Par analogie de direction, de sens de déversement et aussi de style, nous envisageons un âge également hercynien pour la phase 2 de la zone axiale.

Par ailleurs, le caractère semblable des plis de phase 2 dans les schistes du Cabardès suggère que cette structure se poursuit assez loin vers le nord dans des terrains actuellement érodés. Le sens de déversement des plis indique que leur position stratigraphique descend vers le nord.

3. PHASE 3

Cette phase replisse la grande structure de phase 2 au sud du synclinal du Pas de Montserrat. Elle produit des trains de plis en chaise décamétrique déversés vers le nord qu'accompagne une schistosité de strain-slip ou de fracture d'orientation 90 S 30 environ, bien développée. Il arrive que, localement, dans les zones de charnière, la schistosité 3 prédomine sur la schistosité 2. Au sud de notre terrain, cette phase est la plus importante après la phase 2.

4. PHASE 4

La phase 4 se manifeste par des ondulations d'axe 130 environ et parfois des kinks. Nous ne connaissons pas la direction du plan axial qui est très mal défini à cause de la mollesse des plis.

La seule structure connue de phase 4 est la flexure de l'Orbiel. La figure 30 montre un léger basculement de la foliation des gneiss. Les mesures reportées sont celles de la coupe de la route Les Martys-Mas-Cabardès entre La Coste et le Roc du Bougre.

Cette phase est mineure sur le terrain étudié.

5. PHASE 5

5.1. Généralités

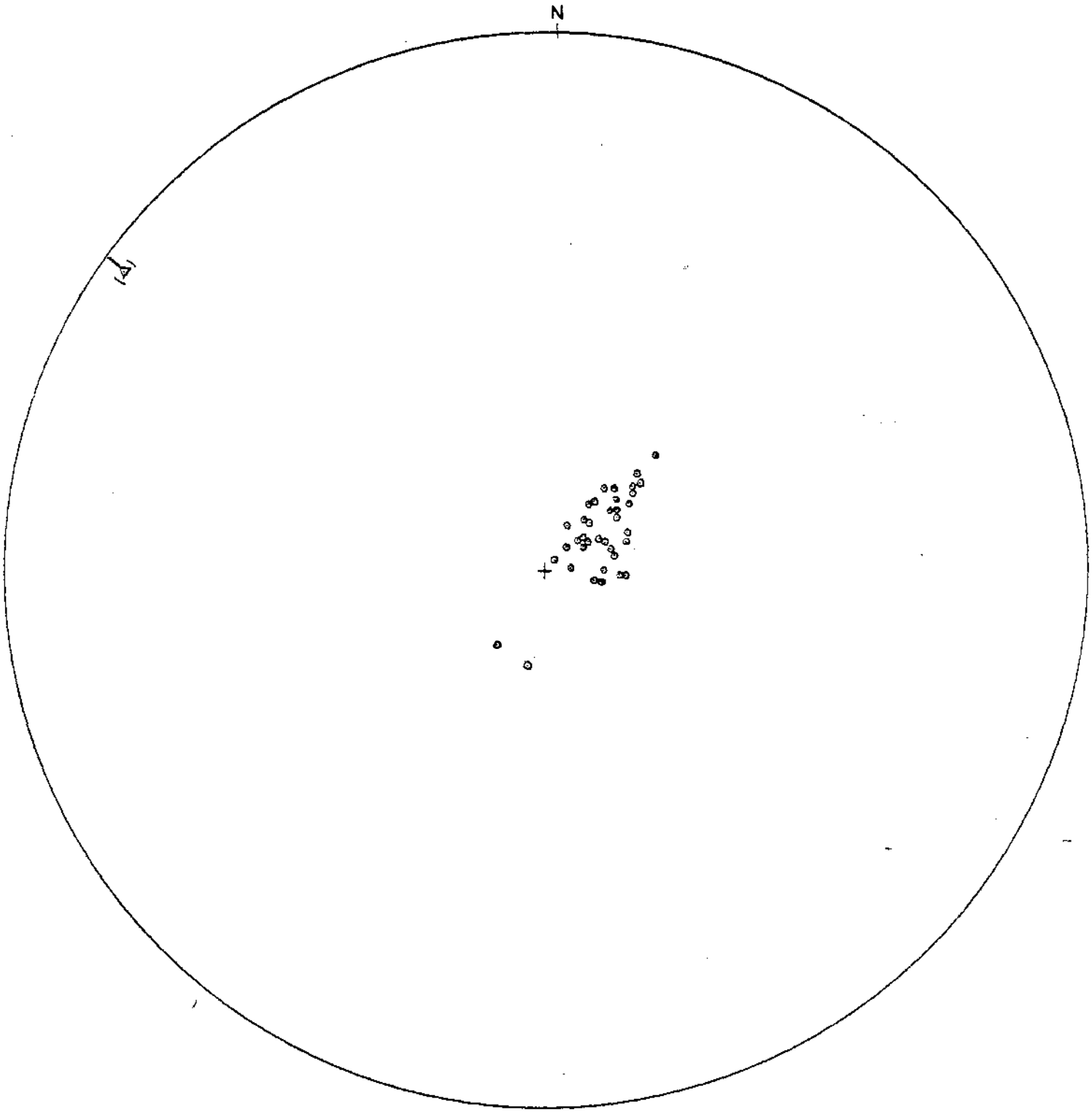
Cette phase est, dans notre secteur d'étude, la plus importante après la phase 2. Elle se traduit par des plis en chaise dissymétriques d'axe 80 à 110 dont le plan axial est penté au nord de 30 à 70° par rapport à S_2. Les plis sont donc inclinés vers le sud plutôt que déversés au sud puisque la rotation des couches ne dépasse jamais la verticale (pas de flanc inverse).

Cette phase donne lieu, surtout dans les niveaux pélitiques, à une crénulation millimétrique qui se traduit sur l'affleurement par une linéation E.W. assez constante dans la moitié supérieure de la série. Elle se distingue des linéations S_0/S_2 et S_1/S_2 par son caractère plus grossier.

Il semble que l'on puisse également attribuer à cette phase un important boudinage d'axe N.S. qui est surtout visible dans la formation de Mas-Cabardès et au-dessus. La figure 31 montre la morphologie des bancs de grès plus ou moins

Figure 30 : Phase 4 : la flexure de l'Orbiel.

o Foliation des gneiss ou des schistes.



calcareux (a, b) ou des schistes de la formation 6 (C). La rupture des bancs les plus compétents se fait en traction (fig. 31 a) ou par cisaillement (fig.31 b). Il semble que, lorsque la lithologie est peu contrastée, ces fractures de cisaillement évoluent pour former des coussins dont l'empilement offre une moindre résistance à une extension E.W. que la roche d'origine non boudinée (fig. 31 c).

Remarquons qu'un certain nombre de kinks d'axe 90 à 100 à plan axial fortement penté au nord ont été observés. Nous ne savons pas, à cause de leur style plus "froid" et plus "tardif" que celui des plis habituels de phase 5, s'ils doivent être rattachés à cette phase.

5.2. Structure de phase 5

Comme les filons minéralisés que nous étudions sont orientés E.W. pour les uns et N.S. pour les autres, comme les phases 5 et 6, nous avons tenté de cartographier les structures associées à ces phases pour situer les indices connus par rapport à celles-ci.

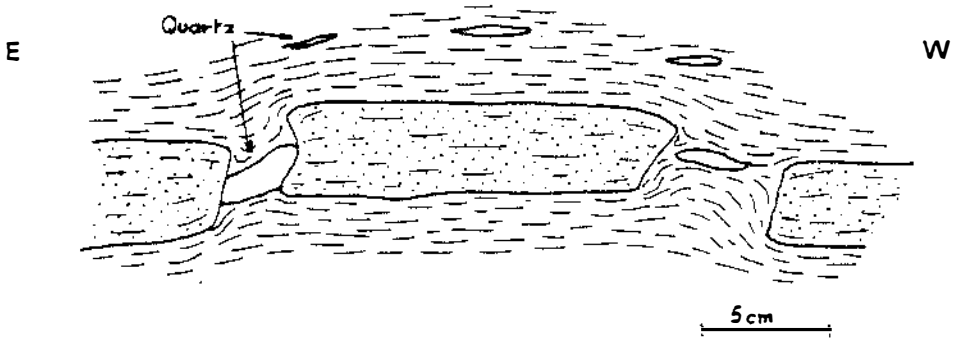
Notre démarche est fondée sur les considérations suivantes :

Sur le terrain étudié,

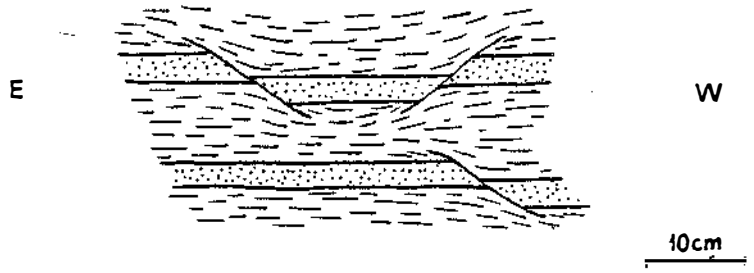
- La schistosité 2 est la surface de référence pour les plis tardifs
- Les phases 3 et 4 sont d'importance négligeable.
- Les phases 5 et 6 se traduisent par des plis mous, de toutes tailles, de fréquence variable mais jamais nulle.

Une méthode de mise en évidence des plis de phase 5 (E.W.) est la cartographie des plongements axiaux de phase 6 (N.S.). Nous ne l'avons pas retenue car les plis mesurés à l'échelle du décimètre ou du mètre sur l'affleurement ne peuvent pas servir à la détermination de structures plus grandes que le décamètre. En effet, la condition de séparation des différentes échelles de plis, qui est fondamentale en microtectonique, étant assez mal vérifiée sur notre terrain, les plongements des axes de plis métriques (a fortiori décimétriques) de phase 6 sont indépendants des structures cartographiables de phase 5 (hectométriques et plus grandes) car ces plongements sont déterminés par les plis décamétriques de phase 5 qui sont rarement observables.

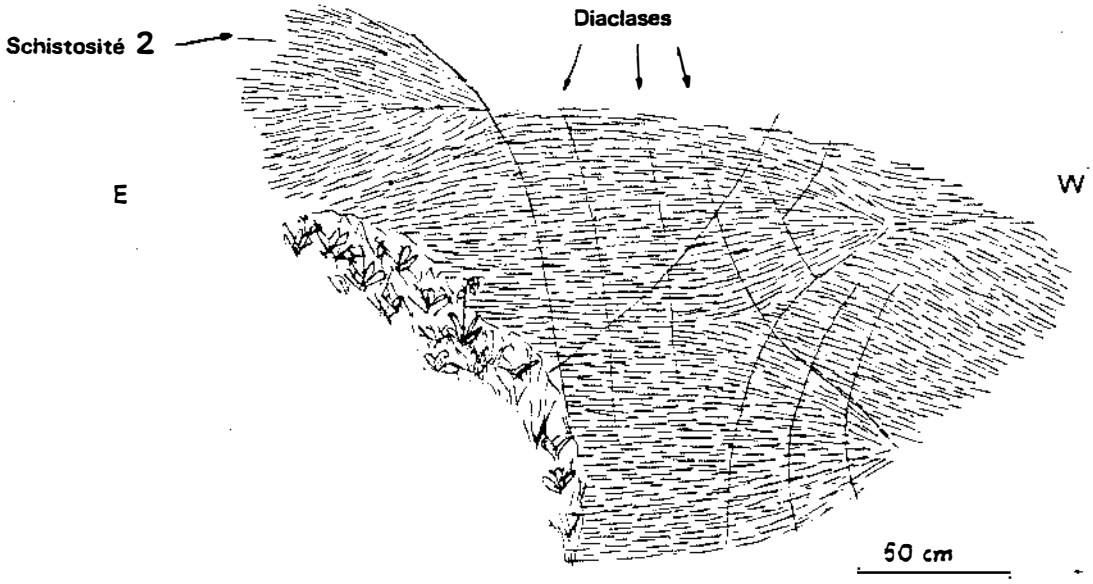
Nous avons donc préféré la cartographie des pendages à celle des axes. Pour cela nous avons mesuré sur le terrain deux types de pendages : des pendages locaux, reportés sur diagrammes, et des pendages globaux que nous avons choisis



a. Boudinage d'un banc gréseux par rupture en traction.



b. Boudinage de bancs gréseux par rupture en cisaillement



c. Boudinage des schistes et réfraction des diaclases sur les boudins

Figure 31 - Boudinage

Les schémas décrivent des affleurements verticaux

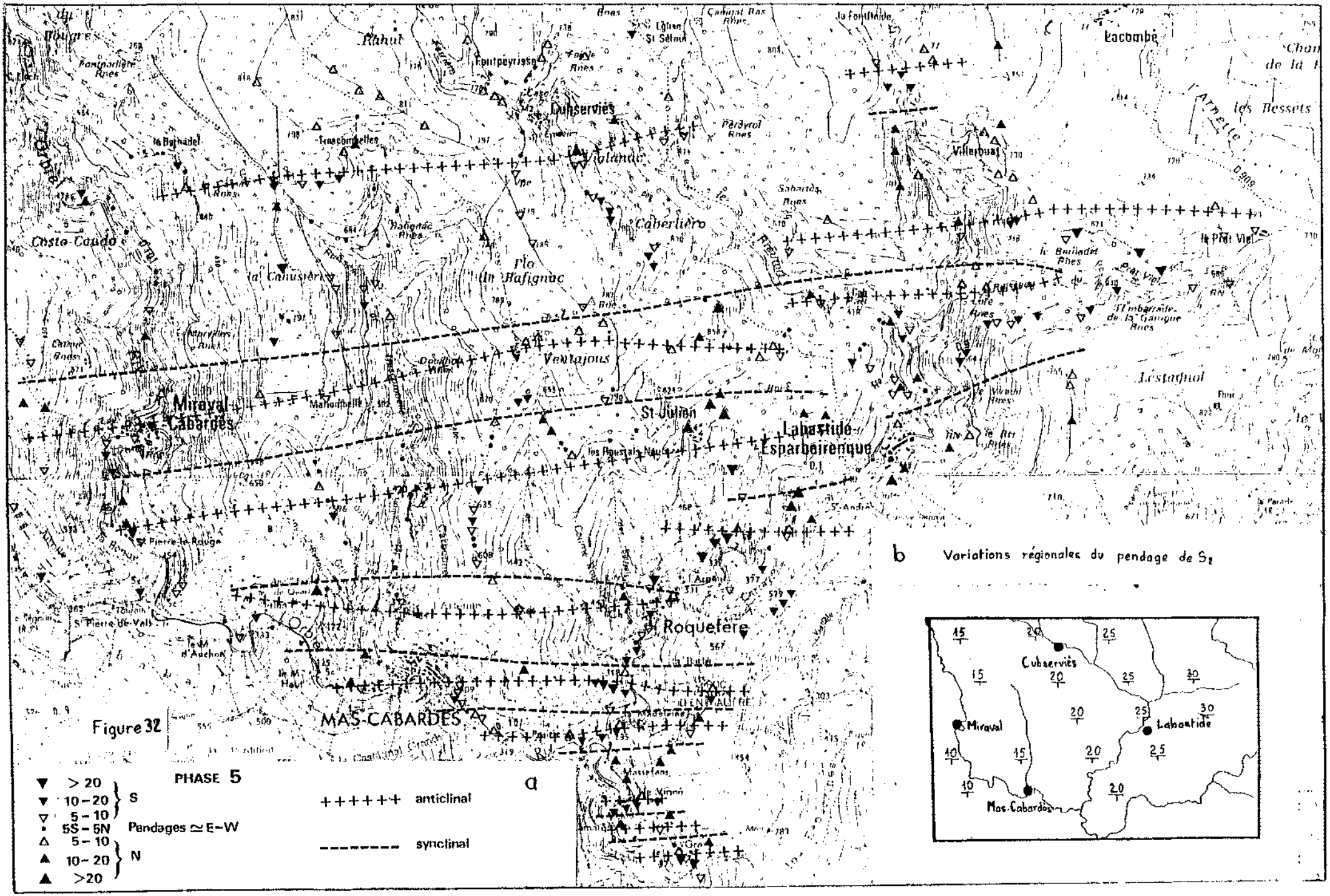


Figure 32

PHASE 5

▼	> 20	S
▼	10 – 20	S
▽	5 – 10	S
•	5S – 5N	Pendages ≃ E–W
△	5 – 10	N
▲	10 – 20	N
▲	>20	N

++++++ anticlinal

------- synclinal

a

b Variations régionales du pendage de S_2

pour leur représentativité à l'échelle du décamètre, ou quelquefois calculés par moyenne de pendages locaux.

Les plis cartographiables de phase 5 étant presque toujours très ouverts (l'angle dièdre des flancs dépasse rarement 30°) et la moyenne des pendages étant de 90 S 20 environ, la simple partition du secteur étudié en domaines à pendages nord et domaines à pendage sud n'a pas permis la mise en évidence des structures car les deux flancs sont souvent pentés au sud. Nous avons, à cause de cela, défini le plan tangent à la charnière de chaque pli (dont la droite de tangence sépare les deux flancs du pli) non comme l'horizontale mais comme le pendage moyen régional.

Nous nous sommes alors aperçus, en constatant l'existence de grands domaines de flancs nord et de grands domaines de flancs sud, que ce pendage moyen de référence, défini à l'échelle de quelques kilomètres carrés, subissait une nette dérive sur l'ensemble du terrain étudié.

La figure 32 a est la carte de l'angle entre les pendages globaux et le pendage moyen à l'échelle de quelques kilomètres carrés dont la figure 32 b montre les variations.

6. PH SE 6

La phase 6 se caractérise par des kinks d'axe N.S. (150 à 20) et de plan axial à pendage variable mais toujours fortement penté. Les zones de flexure sont souvent associées à des fractures N.S. qui marquent le paysage et se repèrent facilement sur photos aériennes.

III. TECTONIQUE CASSANTE

Les observations concernant la tectonique cassante peuvent se classer en trois catégories :

- Les failles ou fractures mises en évidence sur le terrain et les filons de quartz.
- Les diaclases.
- Les fractures repérées sur photos aériennes.

1. LES FAILLES MISES EN EVIDENCE SUR LE TERRAIN

Les conditions d'affleurement ne sont en général pas suffisamment bonnes pour permettre de suivre les failles observées ponctuellement. Cependant, surtout au nord du secteur étudié, de nombreux blocs de quartz forment des alignements très significatifs.

1.1. Faille de Pradelles

Le domaine étudié est limité au nord-est par la grande faille E-W de Pradelles-Cabardès. Cette faille normale subverticale met en contact les gneiss du massif de Nore et l'une des trois formations suivantes des schistes du Cabardès : micaschistes inférieurs, gneiss de l'Orbiel et formation de Miraval. Elle est connue depuis la vallée de l'Argent Double jusqu'au nord du Col de la Prade (1 km au S-E de Pradelles). La très mauvaise qualité des affleurements dans la dépression qui s'étend de ce col à Lacombe ne nous a pas permis de préciser son tracé dans ce secteur. Il semble cependant qu'elle existe car les gneiss de l'Orbiel, connus à l'est comme à l'ouest, n'ont pas été repérés dans ce secteur. A l'ouest de Lacombe, plusieurs fractures E-W la prolongent et se marquent par des filons de quartz. Ceux-ci sont parfois en extrados de pli de phase 5 (Fig. 33).

1.2. La faille du Bernadel (87 S 66)

Cette faille normale est bien visible sur la route des Martys à Mas-Cabardès. Elle met en contact la partie supérieure des gneiss de l'Orbiel, au nord, avec le niveau repère à gneiss et niveau carboné de la formation de Miraval-Cabardès, au sud. Le rejet vertical peut de la sorte être estimé à 70 m environ.

Cette faille se marque par un important remplissage de quartz (2 m) dans lequel une galerie d'exploration de 20 m a été percée. Cette faille n'a pas pu être suivie en dehors de la route.

2. LES DIACLASES

Des diaclases sont partout visibles dans les schistes du Cabardès. L'ensemble des orientations mesurées a été reporté sur le diagramme synthétique de la figure 34. On y remarque deux accumulations nettes autour des directions N-S, E-W

Figure 33 : Filon de quartz en extrados de pli de phase 5.

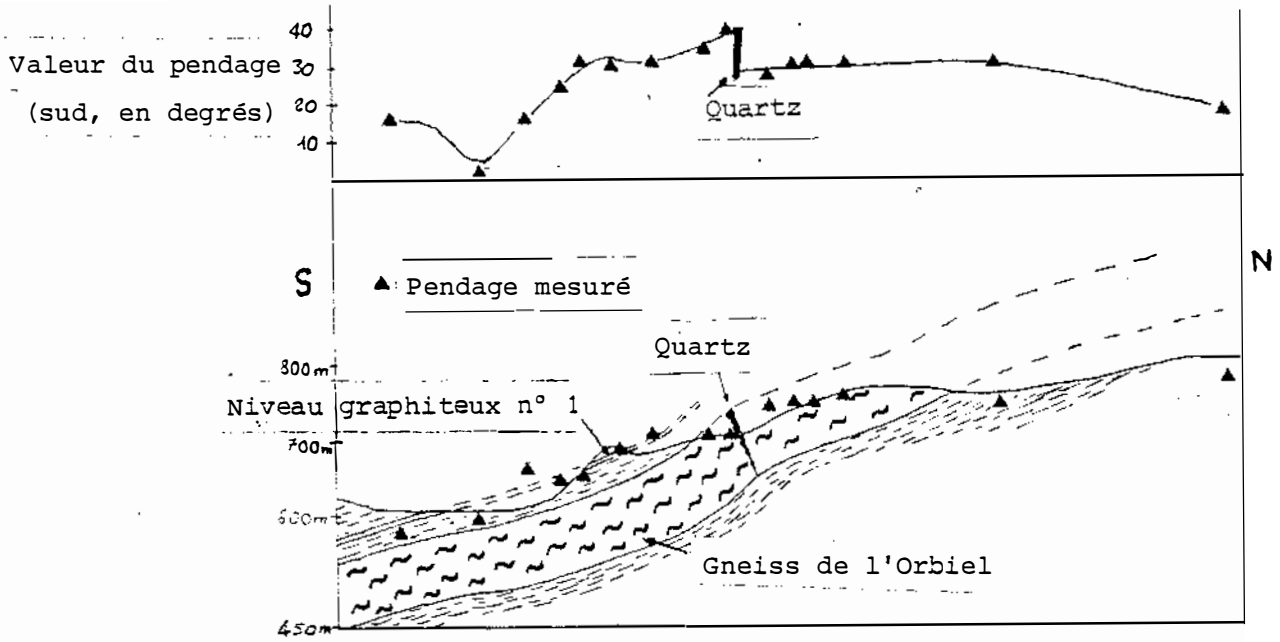
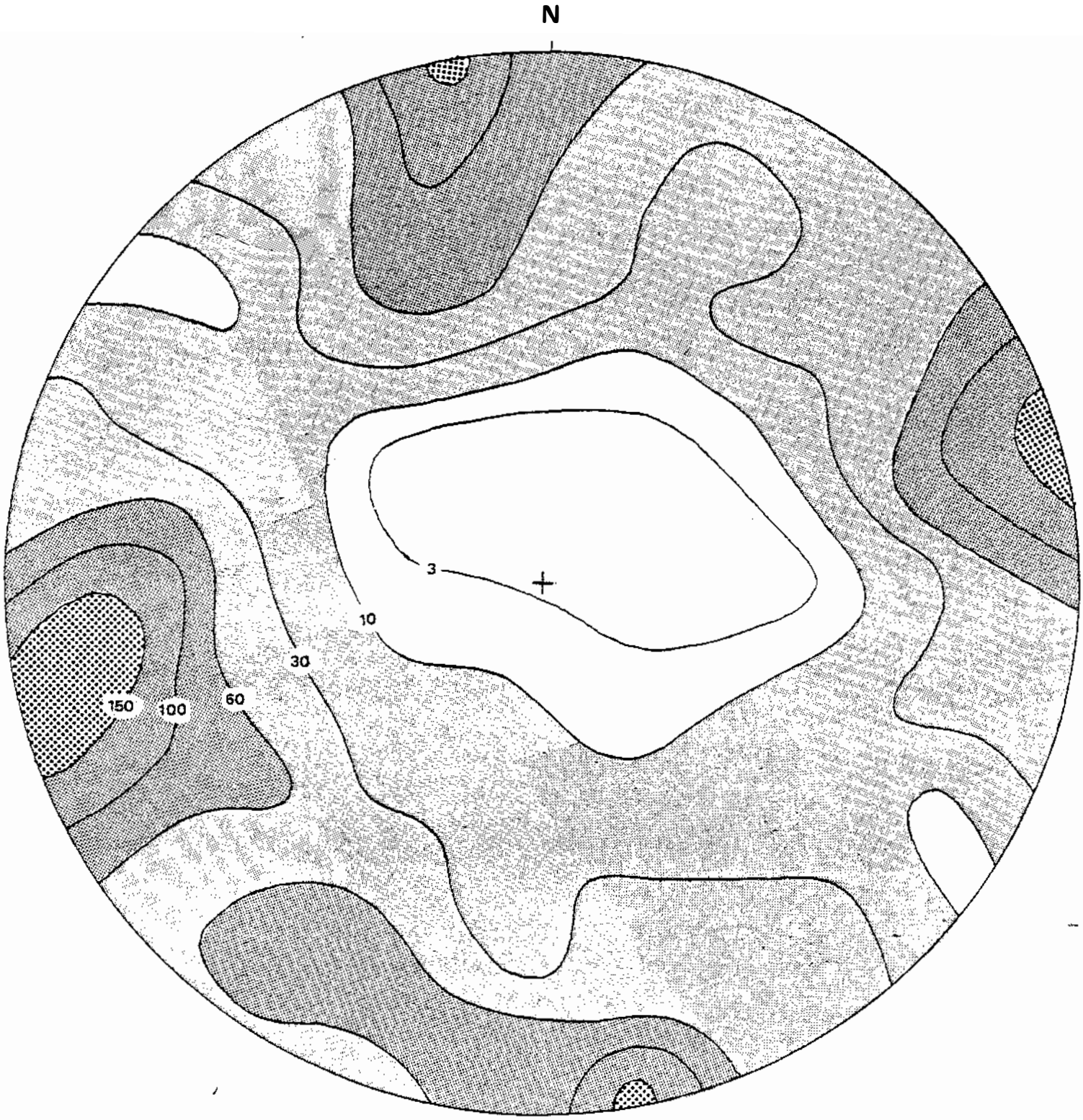


Figure 34

Stéréogramme des diaclases

fréquence des orientations en stéradians^{-1}



et, dans une moindre mesure NW-SE. Ces dernières sont surtout localisées dans la haute vallée de l'Orbiel et dans son prolongement SE vers Roquefère.

3. STRUCTURES DECELEES SUR PHOTOS AERIENNES

L'examen des photos aériennes a confirmé la prépondérance des structures N-S et E-W. Une importante fracture E-W, qui n'avait pas été reconnue sur le terrain, apparait entre Miraval, à l'ouest, et la mine de la prairie du Nesplier à l'est. Elle semble se prolonger dans la vallée du ruisseau de Prat-Vieil jusqu'à la ferme du même nom.

Les fractures N-S sont particulièrement fréquentes dans une région qui s'étend des Ilhes à Cubserviès et au-delà. Elles correspondant à l'accident que nous avons mis en évidence en remarquant le décalage de la surface d'érosion anté-tertiaire entre l'est et l'ouest de l'Orbiel.

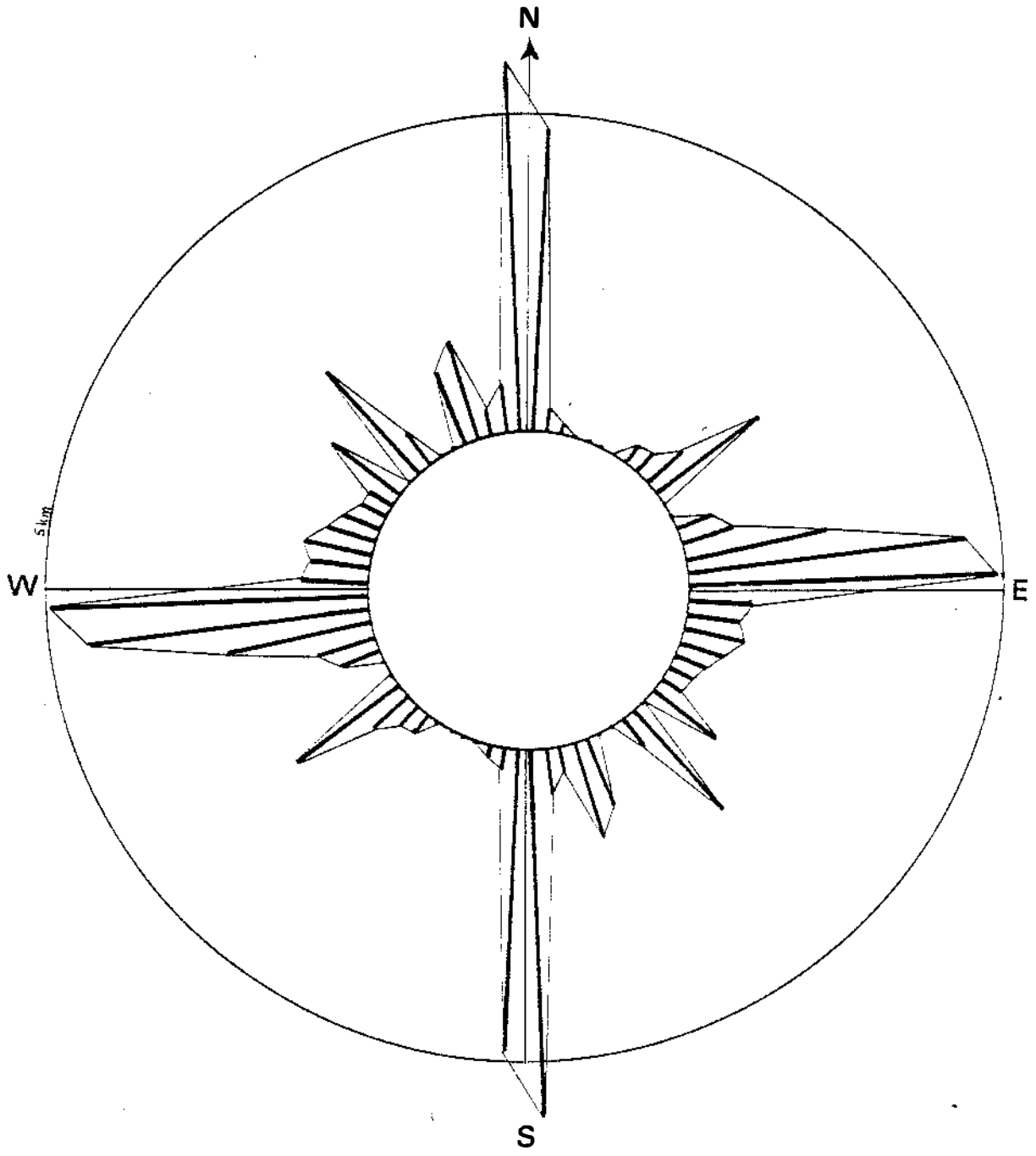
Les fractures NW-SE sont localement abondantes entre Mas-Cabardès et Les Martys, en alignement avec la haute vallée de l'Orbiel.

Au sud-ouest du terrain étudié, les fractures NE-SW prédominent. Elles se prolongent en direction de Labastide. A Viallèle, les levers de galerie ont montré leur caractère tardif par rapport aux filons E-W à chalcopyrite.

L'histogramme des longueurs cumulées de ces fractures apparait sur la figure 35.

Ces fractures ont été reportées sur le schéma structural de la région de Mas-Cabardès (en pochette).

Figure 35 : Histogramme des structures décelées sur photos aériennes.



CHAPITRE 3

METAMORPHISME

I. INTRODUCTION

Les schistes du Cabardès ont subi un métamorphisme régional progressif dont l'étude fait l'objet du présent chapitre.

Nous baserons celle-ci sur les roches pélitiques qui sont de très loin les plus répandues dans la série.

Les niveaux calciques étant pour l'essentiel situés dans la formation de Miraval-Mas-Cabardès, nous y ferons brièvement référence à propos des pélites.

Les orthoamphibolites de la base de la série montrent des associations réactionnelles qui témoignent d'une évolution métamorphique plus complexe que celle des schistes.

Dans le paragraphe traitant des pélites, nous utiliserons la méthode des isogrades et la méthode des faciès.

II. ROCHES PELITIQUES (ET CALCIQUES)

1. DEFINITION ET TRACE DES ISOGRADES

Le principe de la méthode des isogrades réside dans la comparaison des associations minéralogiques de roches de composition chimique voisine, les différentes paragenèses traduisant les variations des conditions physiques de formation.

L'étude pétrographique des roches pélitiques a permis d'identifier les minéraux suivants : chlorite, muscovite, biotite, grenat, staurotide, cordiérite, andalousite, plagioclase, quartz, tourmaline, apatite, zircon, ilménite et rutile.

Nous ne pouvons tracer l'isograde que pour le grenat et la stautotide, les autres minéraux étant soit connus en trop peu d'endroits (cordiérite, andalousite), soit répandus dans toute la série.

La biotite, cependant, semble apparaître à proximité du Dévonien.

Le tracé de ces deux isogrades figure sur la carte géologique placée en pochette à la fin de ce volume. Ce tracé a été établi à partir des coupes suivantes : vallées de l'Orbiel et du Rieutort, coupe de Mas-Cabardès aux gneiss de Nore au nord de Cubserviès, et d'un échantillonnage réparti sur l'ensemble du terrain étudié permettant de relier ces coupes.

Pour la localisation des paragenèses observées, nous utiliserons le classement suivant par secteur (d'ouest en est) :

M : vallée de l'Orbiel dans la région de Miraval.

T : ruisseau de Trescombelles et vallée de l'Orbiel jusqu'à La Grave.

C : secteur de Cubserviès-Viallèle.

L : secteur de Labastide-Villerouat.

CX : vallée de la Clamoux et

RMC : crête de Castanviels-Mont-Péril de la vallée de l'Argent Double.

1.1. Biotite

Compte tenu de l'échantillonnage que nous avons réalisé, nous plaçons l'isograde de la biotite 100 à 200 mètres au nord du contact avec le Dévonien. Cet isotope est assez mal défini à cause de la rareté de ce minéral en début de zone.

1.2. Grenat

L'isograde du grenat almandin est le mieux défini. Nous le situons, à une cinquantaine de mètres près, à la partie supérieure de la formation de Mas-Cabardès, ceci sur l'ensemble du terrain étudié. Les incertitudes qui subsistent sur le tracé des contours géologiques et sur la position de cet isograde ne permettent pas de savoir si celui-ci ces plissé par la phase 5 (E-W).

1.3. Staurotide

Le niveau de pélites alumineuses du sommet de la formation de Miraval-Cabardès, où la staurotide est abondante, guide l'isograde de ce minéral de manière très constante. Deux échantillons seulement, appartenant à la même formation, en contiennent aussi. Cela signifie que l'apparition de la staurotide est fortement contrôlée par la lithologie. Le tracé de l'isograde est donc artificiellement précis.

1.4. Cordiérite en andalousite

La cordiérite n'est connue qu'en deux endroits : dans les micaschistes intercalés dans les gneiss de l'Orbiel, à la carrière de La Coste et à proximité des gneiss du massif de Nore, au nord de Villerouat. Ces deux échantillons proviennent de la zone de la staurotide. Le premier présente une association à muscovite, quartz, plagioclase et biotite. Le second montre une paragenèse à cordiérite, andalousite, biotite et quartz sans muscovite et une autre à staurotide, cordiérite, biotite, muscovite et quartz (Fig. 39).

Nous pouvons donc affirmer l'existence de l'isograde de la disparition de la chlorite stable et de l'isograde de l'andalousite.

1.5. Conclusion

Les deux seuls isogrades bien connus sont celui du grenat et celui de la staurotide. Ils sont proches l'un de l'autre (150 m environ), parallèles et concordants sur la lithostratigraphie. L'isograde de la biotite est proche du contact Dévonien schistes du Cabardès. Les isogrades de la cordiérite et de l'andalousite existent mais n'ont pu être tracés en raison de la rareté de ces minéraux.

2. LES FACIES DE METAMORPHISME

2.1. Introduction

Complémentaire de la méthode des isogrades, la méthode des faciès considère des roches de compositions chimiques variées placées dans des conditions de température et de pression voisines, c'est-à-dire, en pratique, dans la même zone de métamorphisme.

Pour que la méthode des faciès soit applicable, il faut que les associations minéralogiques considérées soient des paragenèses. L'examen microscopique permet d'éliminer les minéraux hors d'équilibre. La règle des phases indique en outre si une association peut être en équilibre.

2.11. Règle des phases

Lorsqu'un système chimique fermé est en équilibre, son état dépend de (C + F) paramètres si C est le nombre de constituants indépendants et si F est le nombre de facteurs physiques agissant sur ce système. Cet état d'équilibre se traduit par l'existence de Φ phases. A chacune d'elles correspond une relation du type $\Sigma_{i=1}^{C}$ nij = 1, où les nij sont les concentrations de la phase j en constituant i, soit en tout Φ relations.

Φ phases étant données, le nombre des paramètres intensifs (concentrations ou facteurs physiques) qui peuvent varier sans qu'aucune de ces phases apparaisse ou disparaisse est la variance V du système dont la définition constitue la règle des phases :

$$V = C + F - \Phi$$

Dans le cas des pélites, les constituants principaux sont SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, FeO, MnO, MgO, Na_2O, K_2O, CaO, P_2O_5, ZrO_2, B_2O_3 et H_2O.

Les minéraux que nous avons observé dans les pélites sont : quartz, plagioclase, muscovite, ilménite, apatite, zircon, tourmaline et, éventuellement : chlorite, biotite, grenat , staurotide, cordiérite et andalousite. Toutes les réactions du métamorphisme progressif libérant de l'eau, nous pouvons la supposer en excès et l'ajouter à cette liste.

2.12. Réduction du système

La difficulté d'étudier le système complet ainsi défini amène, par un raisonnement maintenant classique dû à Thompson, à scinder celui-ci en deux sous-systèmes : les minéraux ubiquistes et les constituants qui leur sont associés d'une part, et le système réduit d'autre part. Cette réduction s'opérant à raison d'une phase pour un constituant, elle est neutre vis-à-vis de la règle des phases puisque le nombre des constituants et le nombre des phases interviennent par leur différence dans le calcul de la variance.

Nous réduisons ainsi le système complet :

- Aux constituants mineurs TiO_2, B_2O_3, ZrO_2 et le P_2O_5 sont associés les minéraux accessoires correspondants : ilménite, tourmaline, zircon et apatite.

- Aux phases ubiquistes quartz, eau, muscovite et plagioclase correspondent les constituants SiO_2, H_2O, K_2O, CaO et Na_2O. Ces deux derniers constituants devant correspondre au seul plagioclase, nous devons leur imposer une relation : Na_2O/CaO fixé, par exemple.

Le système ainsi réduit comprend trois constituants indépendants (C') : Al_2O_3, FeO et MgO, et les ϕ' phases restantes. Sauf mention contraire, les minéraux considérés ici comme ubiquistes sont effectivement en excès.

Ce système réduit peut être représenté sur le diagramme de Thompson à trois pôles :

- Al - 3 K - Na - 2 Ca (3 K + Na + 2 Ca est la quantité d'alumine bloquée dans le plagioclase et la muscovite).
- Fe - Ti (Ti est la quantité de fer bloqué dans l'ilménite).
- Mg.

2.3. Zone de la chlorite

Cette zone, dont l'extension est mal connue, n'existe pas sur notre terrain. Plus à l'est, les paragenèses rencontrées comprenaient les minéraux ubiquistes avec ou sans chlorite (coupes CX et RMC).

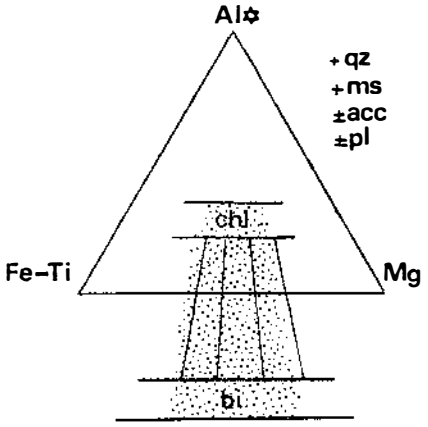
2.4. Zone de la biotite

2.41. Roches pélitiques

Les paragenèses observées dans cette zone sont :

Avec plagioclase :	c' - Φ'	Localisation
Chlorite	2	C
Biotite-chlorite	1	T, C, L
Sans plagioclase :		
Chlorite	2	T
Biotite	1	C
Biotite-chlorite	2	T, C, L

Ces paragenèses sont illustrées par ce diagramme de Thompson :



Chlorite, biotite et muscovite apparaissent en général en très petites paillettes (< 10 µm) orientées selon la schistosité. Cependant la biotite se présente souvent en cristaux plus grands (quelques dixièmes de millimètres) de contour soit dentelé soit arrondi. Lorsque la schistosité 2 se distingue de So-1, on peut observer que les muscovites sont soit dans So-1, soit recristallisées dans les flancs des microplis de phase 2 (fig. 36), où les biotites croissent de préférence. La culmination du métamorphisme est donc postérieure à la phase 2.

Les taux d'anorthite mesurés sur les plagioclases varient entre 10 et 15 % mais ils sont plus faibles dans les roches les plus gréseuses.

Deux réactions peuvent être proposées pour l'apparition de la biotite :

$$\underset{\text{muscovite}}{3\ KAl_3Si_3O_{10}\ (OH)_2} + \underset{\text{Si - chlorite}}{5\ (Fe\ Mg)_5\ Al_2Si_3O_{10}\ (OH)_8} \rightarrow$$

(1)

$$\underset{\text{biotite}}{3\ K\ (Fe,Mg)_3\ AlSi_3O_{10}\ (OH)_2} + \underset{\text{Al - chlorite}}{4\ (Fe,Mg)_4\ Al_4Si_2O_{10}\ (OH)_8} + \underset{\text{quartz}}{7\ SiO_2} + \underset{\text{eau}}{4\ H_2O}$$

Qz = quartz, Ms = muscovite, Plg = plagioclase, acc = apatite, zircon, tourmaline, ilménite, Bi = biotite, Gt = grenat (almandin), St = staurotide, Chl = chlorite, Cd = cordiérite, And = andalousite.

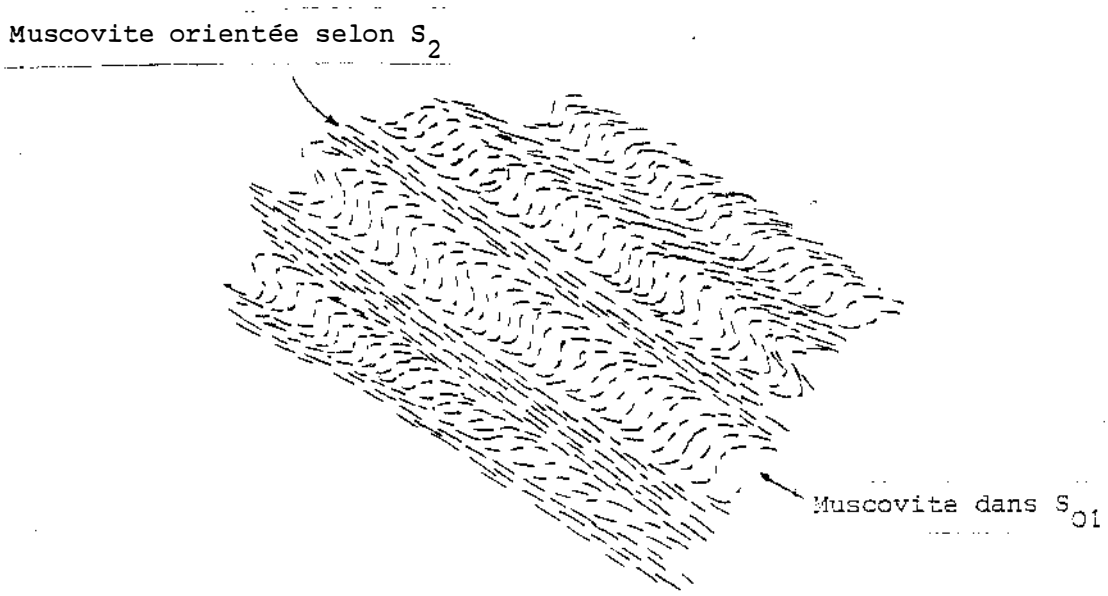


Fig. 36. Relations entre la muscovite et les plis de phase 2 dans la zone de la biotite.

Une autre réaction a été proposée :

$$8\ K\ Al_2\ (Fe,Mg)_{0,5}\ Si_{3,5}\ O_{10}\ (OH)_2 + (Fe,Mg)_5\ Al_2\ Si_3O_{10}\ (OH)_8 \rightarrow$$

phengite chlorite

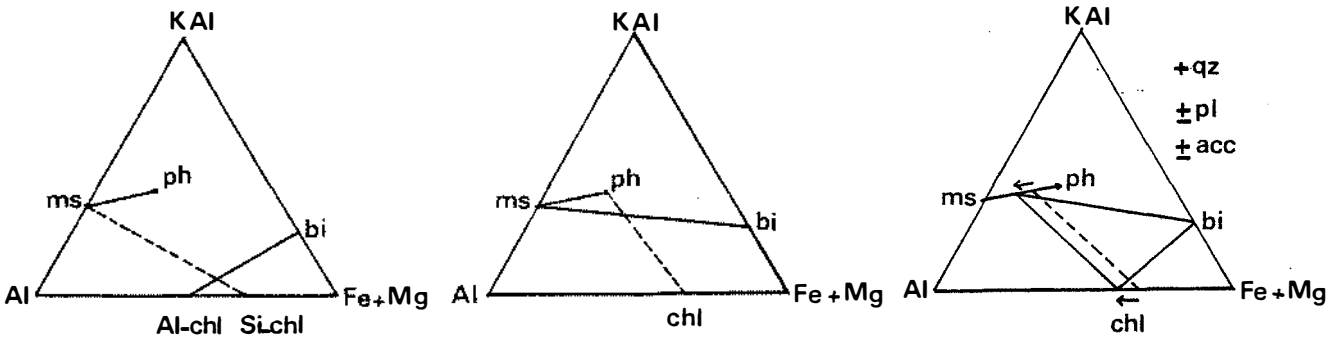
(2)

$$5\ K\ Al_3Si_3O_{10}\ (OH)_2 + 3\ K\ (Fe,Mg)_3\ AlSi_3O_{10}\ (OH)_2 + 7\ SiO_2 + 4\ H_2O$$

muscovite biotite quartz eau

Ces deux réactions interviennent sans doute simultanément car en général la muscovite devient moins phengitique et la chlorite plus alumineuse à métamorphisme croissant. Nous n'avons pas d'analyse de microsonde qui permette de vérifier ou d'infirmer ceci dans le cas des schistes du Cabardès.

Les schémas suivants illustrent ceci :



2.42. Roches calciques

Les seuls minéraux calciques observés dans cette zone sont la calcite et l'épidote, celle-ci n'apparaissant qu'exceptionnellement et à la base de l'ensemble flyschoïde. Ces minéraux sont situés dans des grauwackes légèrement calcareux. La calcite est peu abondante et disséminée dans la roche en petits cristaux xénomorphes.

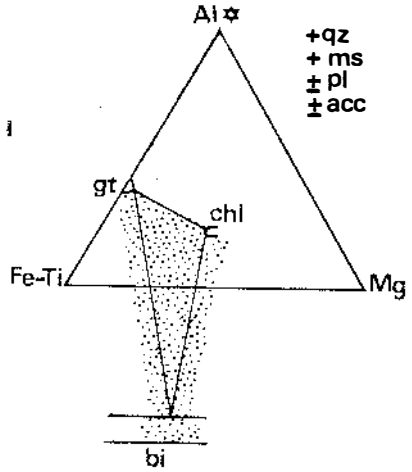
2.5. Zone du grenat

2.51. Roches pélitiques

Les paragenèses que nous avons observées dans la zone du grenat sont les suivantes :

Avec plagioclase	c' - Φ'	Localisation
Biotite	2	M, T, C, L
Biotite-chlorite	1	M, T, C, L
Grenat-biotite	1	T
Grenat-biotite-chlorite	O	T, C
Sans plagioclase		
Grenat-biotite	1	M

Nous avons représenté ces paragenèses sur diagramme de Thompson :



Les grenats apparaissent en porphyroblastes millimétriques soit dans les lits micacés, soit dans les lits quartzofeldspathiques. Ils sont surtout poecilitiques dans ce dernier cas.

La schistosité 2 ne se distinguant plus de So-1 en-dessous de la formation carbonatée, il n'est pas possible de préciser les rapports entre muscovite et biotite d'une part et So-1 et S_2 d'autre part. Cependant, les biotites en flaques, transverses sur la schistosité 2, existent encore dans cette zone mais elles disparaissent au sommet de la zone de la staurotide. Elles sont plus rares que dans la zone de la biotite.

Les taux d'anorthite mesurés sur les plagioclases avoisinent 15 % mais restent très faibles (<5 %) dans les roches les plus gréseuses.

La réaction d'apparition du grenat s'écrit ainsi :

$$12\ Fe_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 4\ K\ Al_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 12\ SiO_2 \rightarrow$$

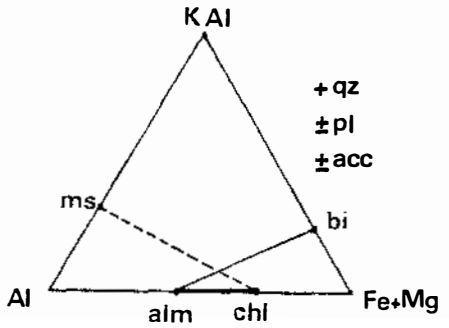
Fe-chlorite muscovite quartz

(3)

$$16\ Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 4\ K\ Fe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 48\ H_2O$$

almandin Fe-biotite eau

La figure suivante illustre cette réaction :



Nous avons analysé à la microsonde le grenat et la chlorite dans un échantillon correspondant à l'isograde du grenat. La figure 37 montre le diagramme de Thompson qui en résulte.

2.52. Roches calciques

Quelques gneiss à silicates calciques apparaissent à la base de la formation de Mas-Cabardès, ce qui correspond à la moitié supérieure de la zone du grenat. La paragenèse observée dans ces niveaux est à amphibole verte, plagioclase, calcite, quartz et chlorite ou biotite et épidote.

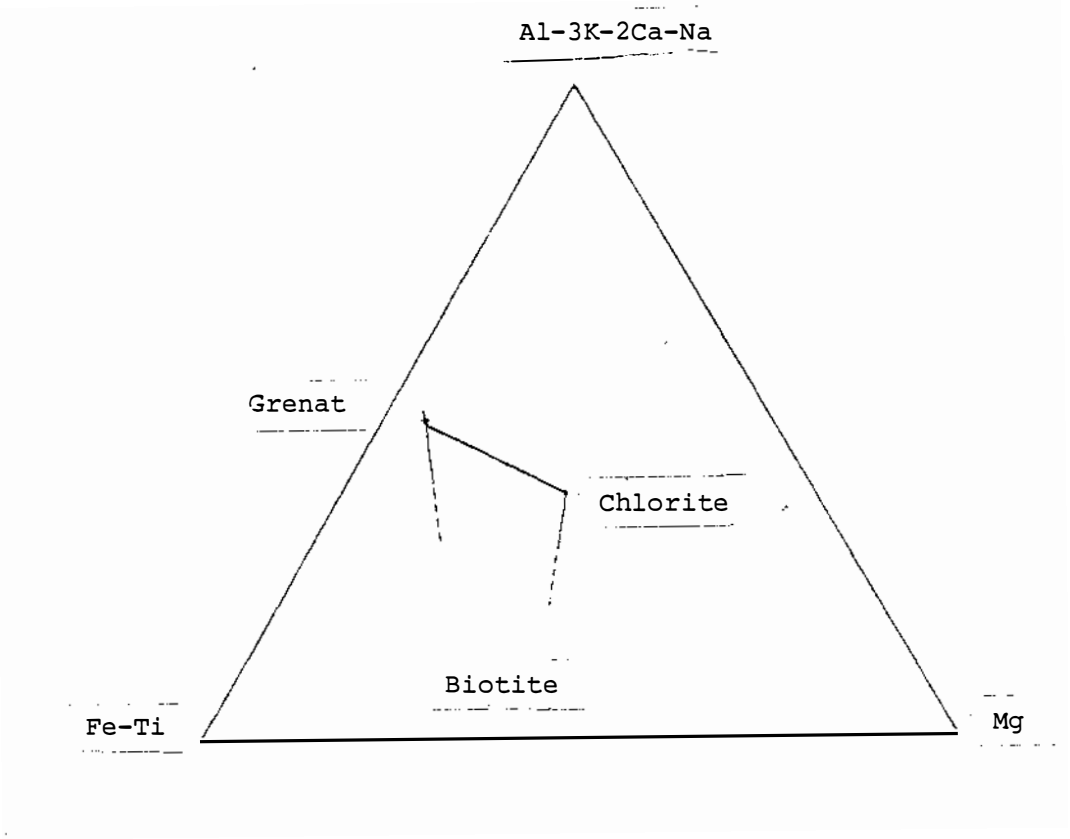


Fig. 37. Diagramme AFM de la zone du grenat.

2.6. Zone de la staurotide

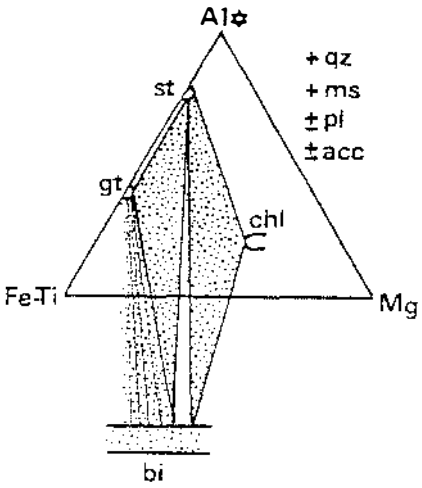
2.61. Roches pélitiques

Nous avons observé les associations suivantes, dans la zone de la staurotide :

Avec muscovite	c' - Φ'	Localisation
Biotite	2	M, T
Grenat-biotite	1	M, C
Staurotide-grenat-biotite	O	M, T, C, L
Staurotide-biotite-chlorite	O	M, T, C
Staurotide-grenat-biotite-chlorite	- 1	M, C
Sans muscovite		
Grenat-biotite-chlorite	1	C

La paragenèse à grenat-chlorite-biotite est stable dans la zone de la staurotide en l'absence de muscovite. En effet, le système réduit comprend alors les constituants Al-2Ca-Na, Fe-Ti, Mg et K et, dans le tétraèdre qui lui correspond, les joints grenat-chlorite et staurotide-biotite ne sont pas coplanaires, la biotite devenant le minéral potassique. Il est donc possible, en mettant de côté la biotite et, conjointement, la potasse, d'aboutir au diagramme AFM ci-dessous.

La figure suivante représente ces associations sur diagramme de Thompson



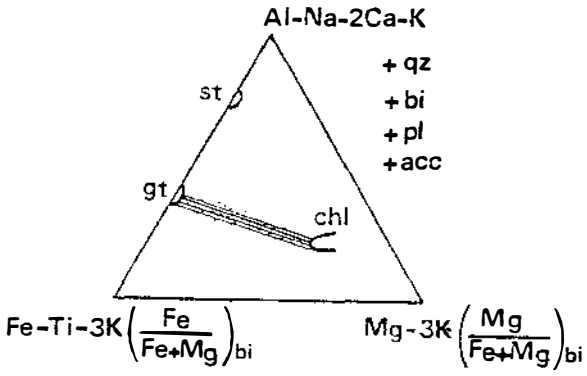


TABLEAU 6

Analyse de microsonde

Echantillon M68C

	Staurotide	Biotite	Chlorite	Muscovite	Grenat coeur	Grenat bord	Biotite
SiO_2	29,06	37,32	25,53	47,59	38,97	39,24	37,44
Al_2O_3	52,61	19,38	22,88	35,78	21,25	20,62	19,72
TiO_2	0,69	1,70	0,10	0,42	0,27	0,14	1,31
FeO	11,70	20,01	23,50	1,04	26,38	34,37	19,03
MgO	1,19	9,42	14,73	0,42	0,82	2,34	8,70
MnO	0,03	0,03	0,02	0,[illegible]	6,34	0,04	0,02
CaO	0,02	0,06	0,04	0,02	8,93	6,47	0,02
Na_2O	0,05	0,14	0	1,93	0,04	0,07	0,19
K_2O	0,01	9,21	0,01	8,92	0	0,01	9,09
H_2O	1,04	4,04	11,43	4,58	0	0	3,99
Total	96,44	101,31	98,25	100,71	103,03	103,31	99,53
	Si 8,46	Si 5,54 } 8	Si 5,36 } 8	Si 6,23 } 8	Si 3,08	Si 3,09	Si 5,59 } 8
	Al 18,08 } 18,23	Al 2,46	Al 2,64	Al 1,77	Al 1,98 } 2	Al 1,91 } 2	Al 2,41
	Ti 0,15	Al 0,93 } 5,69	Al 3,03 } 11,75	Fe^{3+} 3,74 } 3,93	Fe^{3+} 0,02	Fe^{3+} 0,09	Al 1,06 } 5,53
	Fe 2,84 } 3,38	Ti 0,19	Fe 4,12	Fe 0,11	Fe^{2+} 1,72 } 3	Fe^{2+} 2,18 } 3	Ti 0,15
	Mg 0,51	Fe 2,48	Mg 4,61	Mg 0,08	Mg 0,10	Mg 0,28	Fe 2,38
	Na 0,03	Mg 2,09			Mn 0,42	Ca 0,54	Mg 1,94
		K 1,74 } 1,78		K 1,49 } 1,98	Ca 0,76		K 1,73 } 1,79
		Na 0,04		Na 0,49			Na 0,06
Fe/(Fe + Mg)	0,847	0,543	0,472	0,581	0,947	0,891	0,551
		Ms 15,7		Pg 24,7	Alm 57,4-57,7	Alm 72,5-73,3	Ms 20,4
		Sd 52,3		Ph 9,9	Pp 3,2- 3,2	Pp 9,2- 8,9	Sd 43,9
		Tc 10,5			Sp 14,1-14,0	Sp 0,1- 0,1	Tc 10,2
		$\frac{Na}{Na+K}$ 2,3			Gr 24,2-25,1	Gr 13,8-17,7	
					And 1,0- 0	And 4,4- 0	$\frac{Na}{Na+K}$ 3,1
						$\left(\frac{Mg}{Fe}\right)_{Gr} / \left(\frac{Mg}{Fe}\right)_{Bi} = 0,150$	

Les paragenèses magnésiennes sont absentes de ces diagrammes : les associations staurotide-chlorite et chlorite-biotite n'ont en effet pas été observées.

La staurotide apparait généralement dans les lits riches en muscovite où le grenat est déjà abondant. Parfois, dans la même lame, ce minéral présente deux habitus. Le plus souvent, les cristaux automorphes de staurotide, dont la taille est très inférieure à celle des grenats, se groupent autour de celui-ci en-dehors des zones abritées. Ces deux minéraux ne sont jamais contigus.

Dans l'autre cas, les staurotides forment des groupements allongés selon la schistosité, sans relation apparente avec le grenat.

L'association staurotide-grenat-biotite-chlorite pose un problème puisque le joint grenat-chlorite est, a priori, incompatible avec le joint staurotide-biotite.

Ces minéraux, en effet, ne peuvent être en équilibre qu'à l'isograde de la staurotide. Il nous faut cependant envisager d'autres hypothèses car cette association a été observée à l'intérieur de la zone de la staurotide :

- La réduction du système que nous avons opérée est troppoussée. Les grenats contiennent en effet deux constituants que nous avons exclus du système : MnO et CaO. Le manganèse facilite l'apparition du grenat (qui en contient alors 8%), mais ne peut jouer qu'un rôle mineur lorsque la staurotide apparait puisque le bord du grenat est très pauvre en manganèse. Le constituant CaO, par contre, se trouve encore dans le bord des grenats en quantité appréciable, quoique plus faible qu'au centre (6 et 9 % respectivement). Les grenats ne contenant pas de soude, la condition Na/Ca = constante dans le plagioclase n'est plus vérifiée lorsque changent les proportions relatives de grenat et de plagioclase. L'emploi du diagramme AFM n'est donc pas tout-à-fait licite.

- Le grenat, ou la chlorite, persisteraient en association avec la biotite et la staurotide, au-delà de l'isograde de celle-ci, mais à l'état métastable.

- Enfin, ces quatre minéraux n'ayant jamais été observées vraiment au contact les uns des autres, on ne peut exclure que leur association résulte de variations locales du chimisme de la roche.

Réaction d'apparition de la staurotide :

$$16\ Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 39\ (Fe, Mg)_5\ Al_2Si_3O_{10}\ (OH)_8 + 65\ K\ Al_3Si_3O_{10}\ (OH)_2 \rightleftarrows$$

almandin chlorite muscovite

$$48\ FeAl_5Si_2O_{12}\ (OH) + 65\ K\ (Fe, Mg)_2\ AlSi_3O_{10}\ (OH)_2 + 69\ SiO_2 + 132\ H_2O$$

staurotide biotite

La figure 38 montre la traduction sur diagramme AFM des analyses de microsonde effectuées sur les minéraux de l'échantillon M68C.

2.62. Roches calciques

Ces roches ne présentent pas d'associations différentes de celles qui ont été rencontrées dans la zone du grenat. L'amphibole est plus abondante et la calcite plus rare.

2.7. Zone de la cordiérite

La cordiérite a été observée dans deux échantillons dont les paragenèses sont :

Ech. M1C (1) : - quartz, plagioclase, muscovite, biotite, cordiérite

Ech. M771A (2a) : - quartz, plagioclase, muscovite, biotite, staurotide, cordiérite et

(2b) : - quartz, plagioclase, muscovite, biotite, staurotide, cordiérite, andalousite.

Dans les zones précédemment décrites (biotite, grenat, staurotide), la cordiérite n'a pas été observée, mais elle pourrait être stable dans des roches suffisamment magnésiennes.

La paragenèse (1), que nous avons rencontrée dans les micaschistes pyriteux intercalés au sommet des gneiss de l'Orbiel, (carrière de La Coste), côtoie d'autres associations de la zone de la staurotide où la chlorite stable existe.

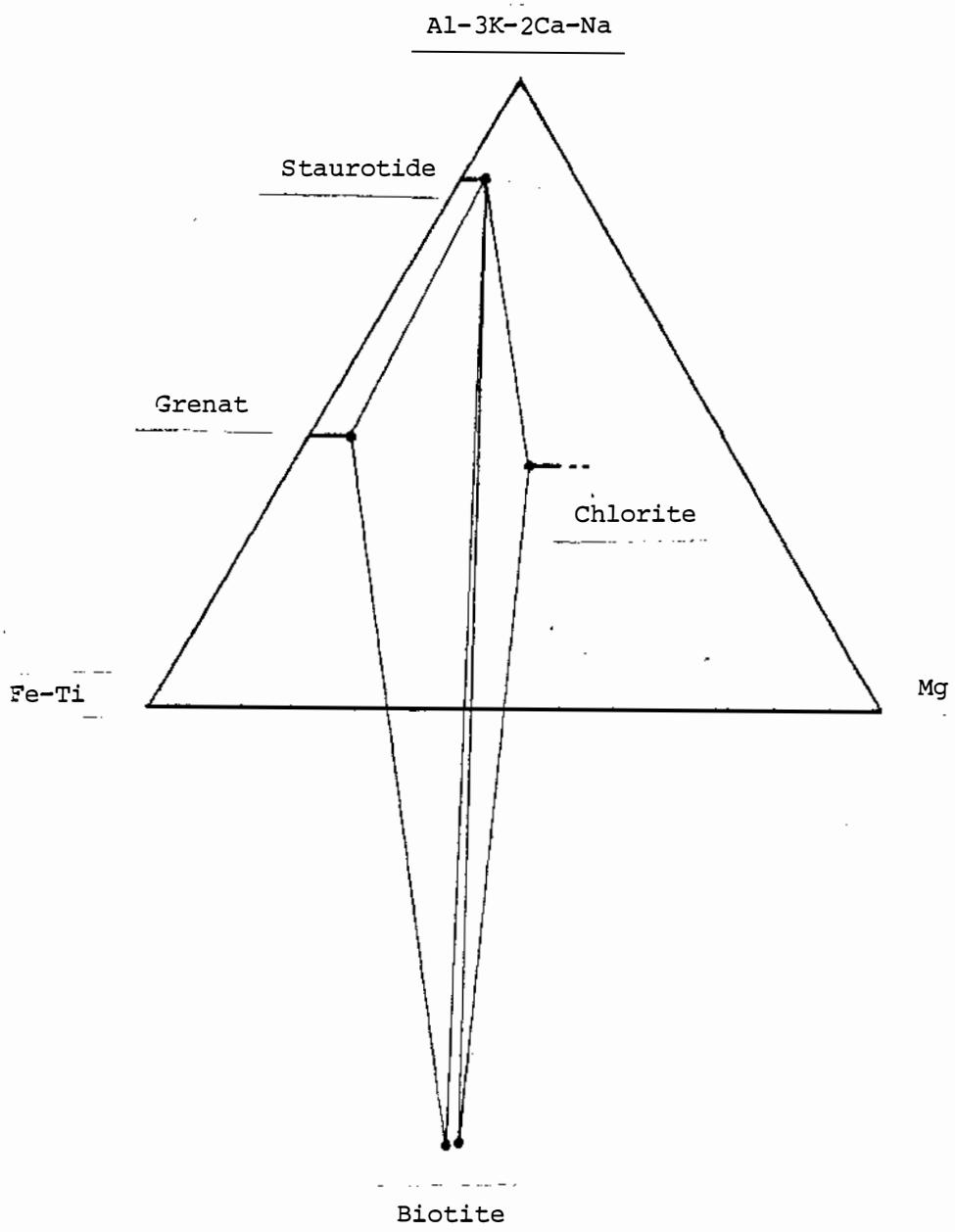


Fig. 38. Diagramme AFM de la zone de la staurotide.

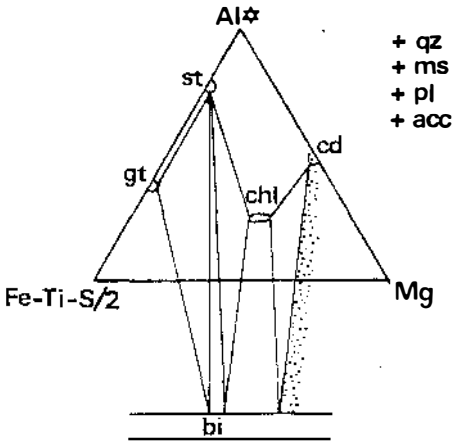
TABLEAU 7

Analyses de microsonde

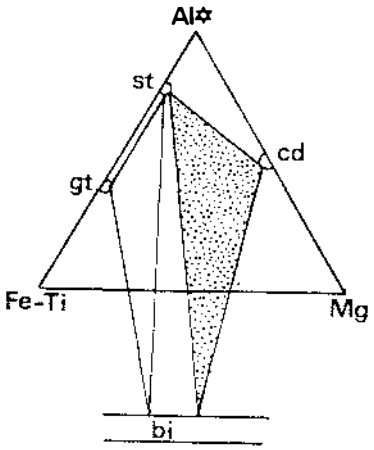
Echantillon M345

	Grenat bord	Grenat coeur	Grenat bord	Biotite
SiO_2	37,09	38,06	38,94	36,73
Al_2O_3	17,97	18,38	19,36	17,68
TiO_2	0,07	0,14	0,01	1,70
FeO	31,27	29,24	31,79	17,93
MgO	2,21	1,45	3,75	9,68
MnO	0,64	5,60	0,44	0,04
CaO	7,40	6,95	5,36	0
Na_2O	0	0,06	0,09	0,08
K_2O	0	0,03	0	9,51
H_2O	0	0	0	3,90
Total	96,64	99,91	99,74	97,25
	Si 3,14	Si 3,15	Si 3,18	Si 5,66 } 8
	Al 1,79 } 2	Al 1,79 } 2	Al 1,87 } 2	Al 2,34
	Fe^{3+} 0,21	Fe^{3+} 0,21	Fe^{3+} 0,13	Al 0,87 } 5,60
	Fe^{2+} 2,01 } 3	Fe^{2+} 1,82 } 3	Fe^{2+} 2,04 } 3	Ti 0,20
	Mg 0,28	Mg 0,18	Mg 0,46	Fe 2,31
	Mn 0,04	Mn 0,39	Mn 0,03	Mg 2,22
	Ca 0,67	Ca 0,62	Ca 0,47	K 1,87 } 1,89
				Na 1,89
Fe/(Fe + Mg)	0,888	0,919	0,826	0,510
	Alm 66,9 - 69,0	Alm 67,1 - 69,4	Alm 68,1 - 69,4	Ms 20,3
	Pp 9,3 - 8,7	Pp 5,9 - 5,5	Pp 15,3 - 14,6	Sd 25,2
	Sp 1,5 - 1,4	Sp 13,1 - 12,3	Sp 1,0 - 1,0	Tc 5,4
	Gr 12,0 - 20,9	Gr 10,3 - 19,2	Gr 9,0 - 15,0	Na/(Na + K) = 1,2
	And 10,4 - 0	And 10,4 - 0	And 6,7 - 0	
			$\left(\frac{Mg}{Fe}\right)_{Gt} / \left(\frac{Mg}{Fe}\right)_{Bi} = 0,219$	

L'observation pétrographique montre un micaschiste où des lits fuselés de muscovite alternent avec des lits de quartz et le plagioclase submillimétriques. La biotite se présente en belles paillettes millimétriques dispersées dans la lame. G. Guitard (communication personnelle) attribue ce caractère magnésien des biotites, ainsi que la présence de cordiérite, à l'appauvrissement en fer de la roche du à la formation de la pyrite, qui est abondante. Ceci suppose une arrivée de soufre postérieure à la formation de la roche. Les cristaux de cordiérite de taille décimillimétrique forment des groupements essentiellement localisés dans les lits de muscovite. Ils sont très altérés en produits jaunes. Le pôle ferreux du diagramme de Thompson doit être Fe-Ti-S/2 si on veut tenir compte de l'existence de la pyrite :



La paragenèse (2a), par contre, est incompatible avec l'existence de la chlorite car celle-ci se trouve à l'intérieur du triangle staurotide-cordiérite-biotite. Le diagramme AFM, qui en résulte est le suivant :



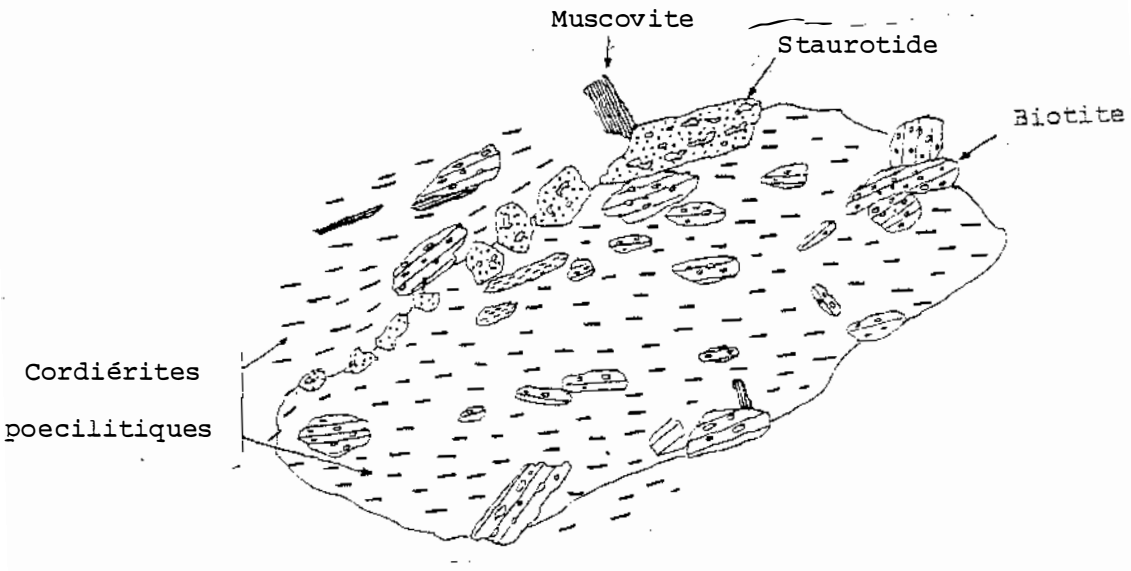


Fig. 39. Relations entre la cordiérite et la staurotide.

La paragenèse (2b) appartenant au même échantillon que la précédente, contient de l'andalousite. Nous en reparlerons dans le paragraphe suivant.

La réaction d'apparition de la cordiérite peut s'écrire :

$$\underset{\text{Mg-chlorite}}{Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8} + \underset{\text{muscovite}}{K\,Al_3Si_3O_{10}(OH)_2} + 2\,SiO_2 \rightleftarrows$$

$$\underset{\text{cordiérite}}{Mg_2Al_4Si_5O_{18}} + \underset{\text{Mg-biotite.}}{K\,Mg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} + 48\,H_2O$$

2.8. Zone de l'andalousite

La seule paragenèse que nous avons observée dans cette zone est celle-ci :

Ech. M771A : - quartz, plagioclase, muscovite, biotite, staurotide, cordiérite, andalousite.

Cet échantillon a été trouvé à 300 m au NE du hameau de Villerouat, au point coté 757. C'est un micaschiste ponctué de nombreux nodules millimétriques de cordiérite gris verdâtre. Nous ne l'avons pas trouvé en place.

En lame mince, les porphyroblastes de cordiérite apparaissent limpides et finement poecilitiques. Les minéraux qui constituent les inclusions sont le quartz, la biotite et les opaques.

La biotite, plus abondante que la muscovite, se présente en cristaux idiomorphes dont l'orientation moyenne souligne la schistosité. Elle contient, comme la cordiérite des petites inclusions de quartz de quelques micromètres.

La staurotide et la muscovite, se localisent dans les lits biotiteux qui séparent les cordiérites (fig. 39).

L'andalousite assez rare, se développe en cristaux mullimétriques aux dépens de la cordiérite, l'association biotite-staurotide-cordiérite-andalousite est donc réactionnelle. Nous l'avons représentée sur diagramme AFM en vraie grandeur (fig. 40), d'après les analyses de minéraux réalisées à la microsonde.

La quasi identité des rapports Mg/(Mg+Fe) des biotites associées à la staurotide et à la cordiérite indique que cet échantillon est situé à l'isograde de l'andalousite. La coexistence, dans la même roche, de l'andalousite et de l'association biotite-staurotide-cordiérite n'est, elle aussi, possible qu'à

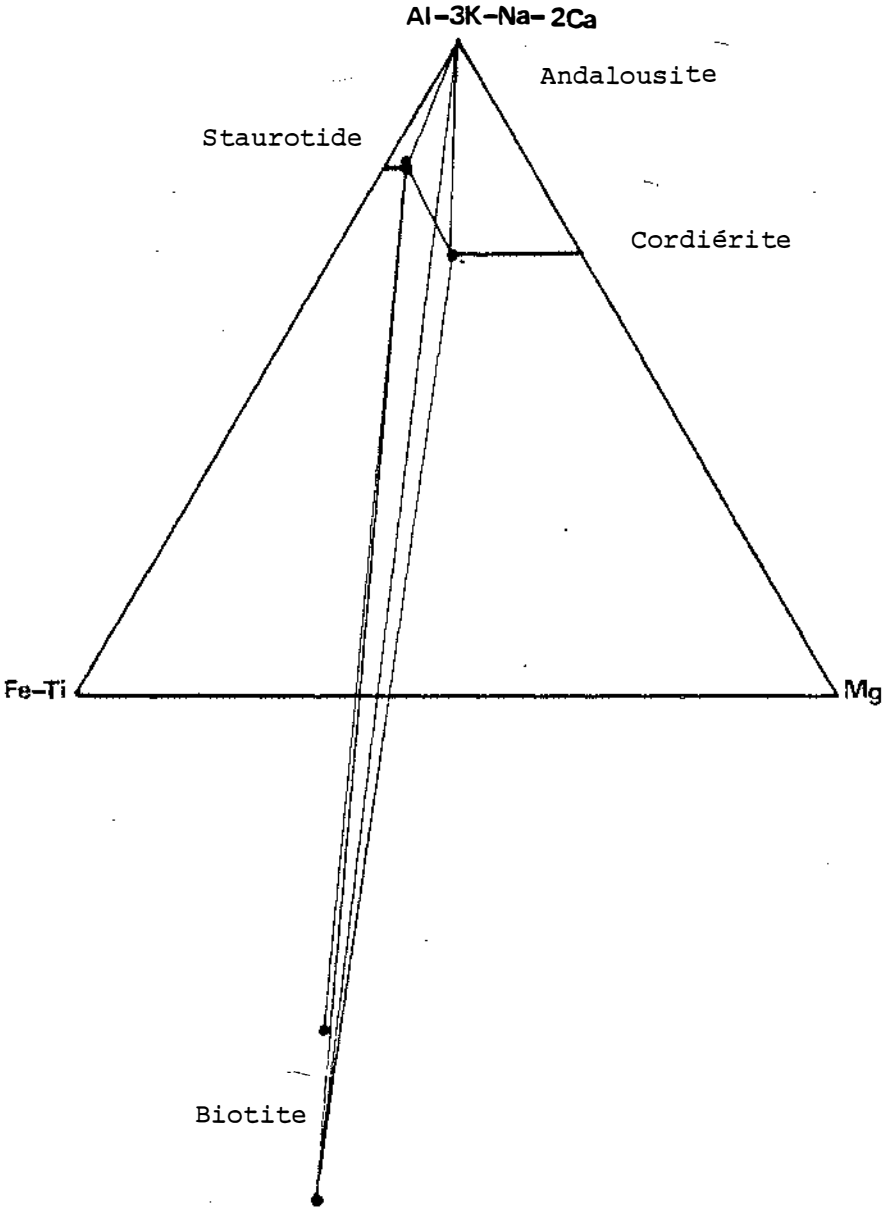


Fig. 40. Diagramme AFM de la zone de l'andalousite.

TABLEAU 8

Analyses de microsonde

Echantillon 771A

	Staurotide	Cordiérite	Biotite	Staurotide	Muscovite	Biotite
SiO_2	26,50	48,08	35,11	26,04	45,87	34,13
Al_2O_3	46,95	30,42	18,65	45,21	31,97	18,08
TiO_2	0,48	0,01	1,61	0,58	0,32	1,43
FeO	13,39	9,85	20,93	13,80	1,73	21,51
MgO	1,09	6,35	7,83	1,19	0,80	7,61
MnO	0,31	0,33	0,08	0,34	0	0,09
CaO	0,01	0,02	0,01	0	0,07	0,06
Na_2O	0,03	0,43	0,35	0,03	1,94	0,25
K_2O	0	0,01	8,86	0	8,26	8,04
H_2O	0,96	0	3,84	0,93	4,32	3,74
Total	89,72	95,50	97,30	88,17	95,28	95,03
	Si 8,31	Si 5,14 } 6	Si 5,49 } 8	Si 8,35	Si 6,36 } 8	Si 5,48 } 8
	Al 17,36 } 17,48	Al 0,86	Al 2,51	Al 17,09 } 17,23	Al 1,64	Al 2,52
	Ti 0,12	Al 2,97	Al 0,92 } 5,68	Ti 0,14	Al 3,59 } 3,96	Al 0,90 } 5,78
	Fe 3,51 } 4,10	Fe 0,88 } 2,01	Ti 0,19	Fe 3,70 } 4,36	Fe 0,20	Ti 0,17
	Mg 0,51	Mg 1,01	Fe 2,74	Mg 0,57	Mg 0,17	Fe 2,88
	Mn 0,08	Mn 0,03	Mg 1,82	Mn 0,09	K 1,46 } 1,98	Mg 1,82
		Na 0,09	Mn 0,01		Na 0,52	Mn 0,01
			K 1,77 } 1,87			K 1,64 } 1,72
			Na 0,11			Na 0,08
Fe/Fe + Mg	0,873	0,466	0,600	0,867	0,549	0,613
			Ms 16,3		Pg 26,3	Ms 11,0
			Sd 45,2		Ph 18,4	Sd 62,7
			Tc 6,2			Tc 13,8
			$\frac{Na}{Na+K}$ 5,8			$\frac{Na}{Na+K}$ 4,6

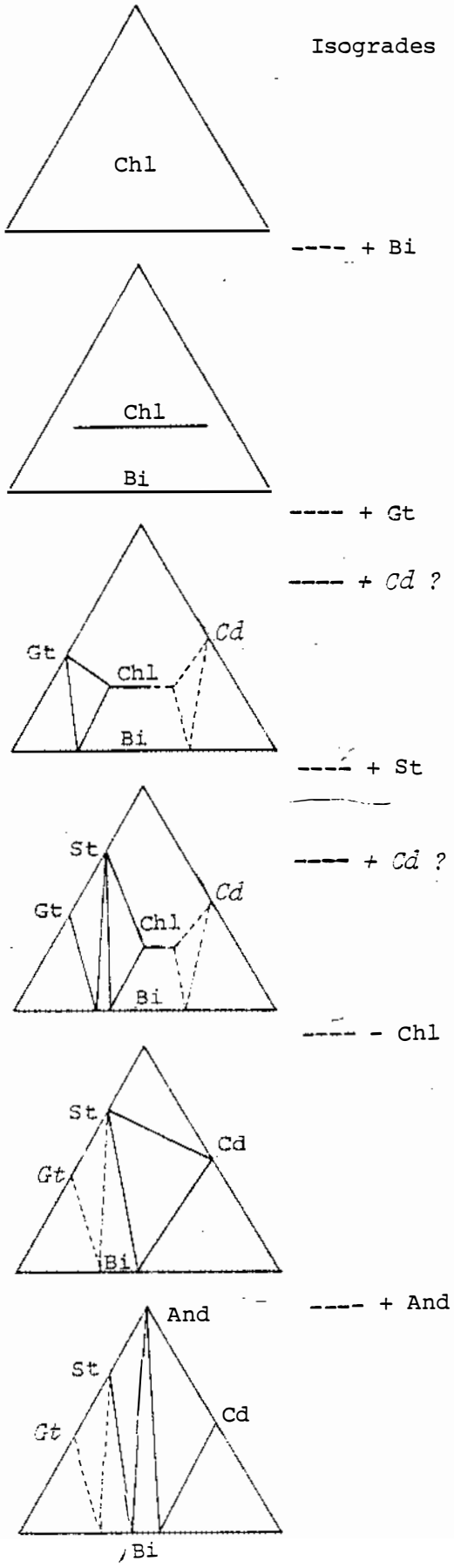


Fig. 41. Succession des faciès de la séquence pélitique.

l'isograde de l'andalousite.

La réaction d'apparition de l'andalousite à partir de la staurotide et de cordiérite peut s'écrire :

$$5\ (Mg, Fe)_2\ Al_4Si_5O_{18} + 14\ (Fe, Mg)\ Al_5Si_2O_{12}\ (OH) + 8\ K\ Al_3Si_3O_{10}\ (OH)_2 \rightleftarrows$$

cordiérite staurotide muscovite

$$53\ SiAl_2O_5 + 8\ K\ (Fe, Mg)_3\ AlSi_3O_{10}\ (OH)_2 + 7\ H_2O$$

andalousite biotite

Nous ne connaissons pas de roches calciques dans cette zone.

2.9. Récapitulation

La figure 41 résume la succession des faciès de la séquence pélitique observés ou supposés.

3. CHIMISME DES MINERAUX

Nous indiquons dans ce paragraphe les variations que nous avons constatées dans le chimisme des minéraux analysés à la microsonde électronique selon l'intensité du métamorphisme, c'est-à-dire, puisque les isogrades sont concordants sur la lithologie, en fonction de celle-ci.

3.1. Biotite

Les biotites que nous avons analysées ont des compositions variables qui ne suggèrent pas de loi générale bien nette.

Nous avons cependant pu remarquer qu'elles étaient toujours déficitaires en alcalins (Na + K = 1,84 en moyenne, pour 22 oxygènes, écart type 0,07) et généralement substituées en muscovite puisque le remplissage du site octaédrique n'est jamais complet : 5,67 en moyenne, avec un écart type de 0,06.

L'alumine est vraisemblablement sous-dosée et la silice surdosée pour l'ensemble de nos analyses. Ces erreurs ne peuvent cependant pas suffire à expliquer le déficit des alcalins et la présence de muscovite car ces erreurs devraient être trop importantes. Le calcul, effectué sur la sidérophyllite,

montre l'influence de ces erreurs de mesure sur les taux de talc, de muscovite et de sidérophyllite :

	Talc	Muscovite	Sidérophyllite
$\frac{\Delta Si}{Si} = + 1$ %	+ 5 %	+ 0,7 %	- 2,3 %
$\frac{\Delta Al}{Al} = + 1$ %	- 1 %	+ 0,1 %	- 1,6 %

Le premier de ces calculs est exposé en annexe B.

Les 16 % de muscovite que nous obtenons en moyenne ne peuvent être expliquées que par un surdosage de la silice de 23 %.

Les valeurs du rapport Mg/(Mg + Fe) des biotites varient de 0,45 à 0,50 environ. Ceci coïncide avec les résultats que M. Demange (1978) a obtenus dans le St. Ponais pour la zone de la staurotide. Nous n'avons cependant pas trouvé, à la différence de cet auteur, la loi de variation de ce rapport en fonction de la paragenèse et de l'intensité du métamorphisme, sans à cause de la qualité inférieure de nos dosages.

Pour l'échantillon M771A, dans lequel l'andalousite croît aux dépens de la staurotide et de la cordiérite, le rapport Mg/(Mg + Fe) est relativement faible : 0,40. Cette valeur est inférieure à celle que M. Demange a obtenue dans le St. Ponais : 0,50.

3.2. Muscovite

Alors que la structure et le chimisme des biotites sont assez compliqués, les muscovites que nous avons analysées ne montrent que trois substitutions dont la plus importante est celle du potassium par le sodium.

La proportion de paragonite augmente de 9 % à l'isograde du grenat à 26 % à celui de l'andalousite, comme le montre la figure 42a. Ces résultats sont comparables à ceux de M. Demange (1978) et à ceux de C.V. Guidotti (1978) pour les pélites du nord-ouest du Maine, mais ils montrent une solubilité de la paragonite dans la muscovite supérieure à celle que prévoient N.D. Chatterjee et E. Froese (1975) pour la muscovite associée à la paragonite et à l'andalousite : 20 % à 570°C et 4 kb. Il est possible, comme le suggère A. Miyashiro (1973, p. 203), que cet écart à la théorie soit dû au caractère phengitique de la muscovite.

La substitution phengitique présente une évolution moins nette. Elle semble cependant décroitre en fonction de l'intensité du métamorphisme (fig. 42b).

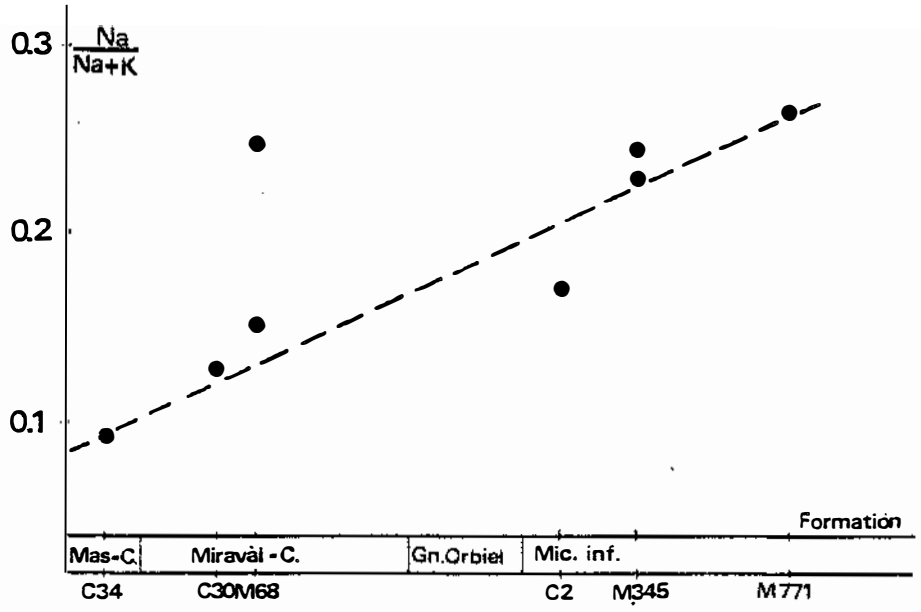


Fig. 42a. Proportion de paragonite dans les muscovites en fonction de leur position stratigraphique.

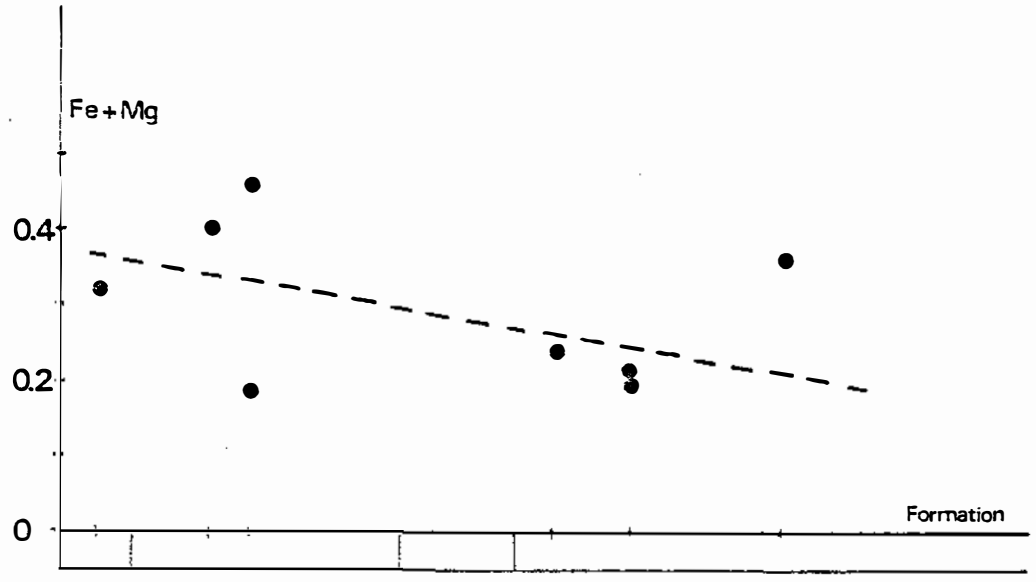


Fig. 42b. Les muscovites deviennent moins phengitiques à métamorphisme croissant.

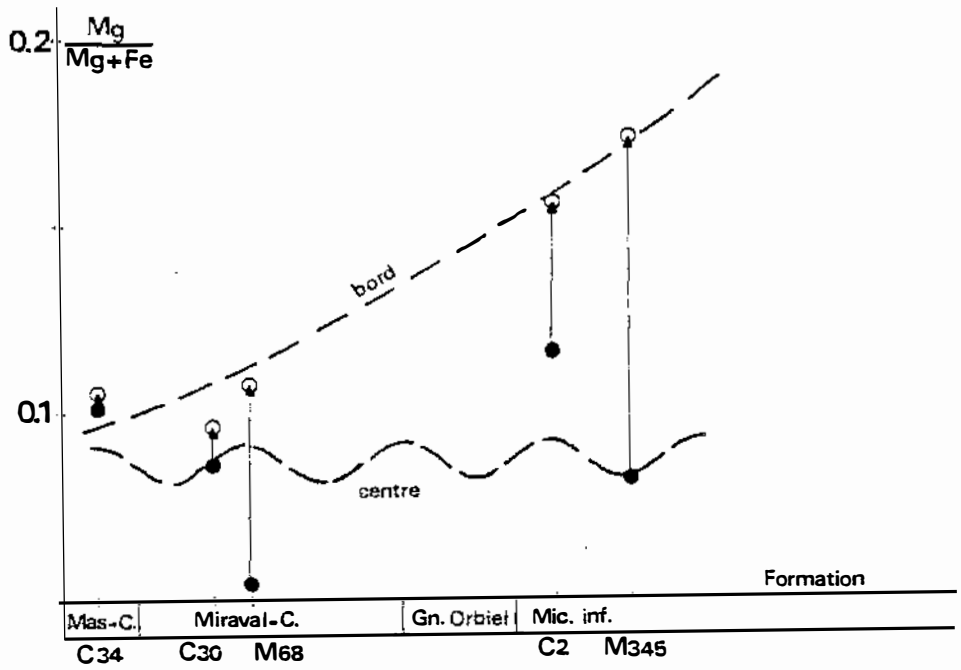


Fig. 43. Relation entre le rapport Mg/(Mg+Fe) et la position dans la série, au centre et au bord des grenats.

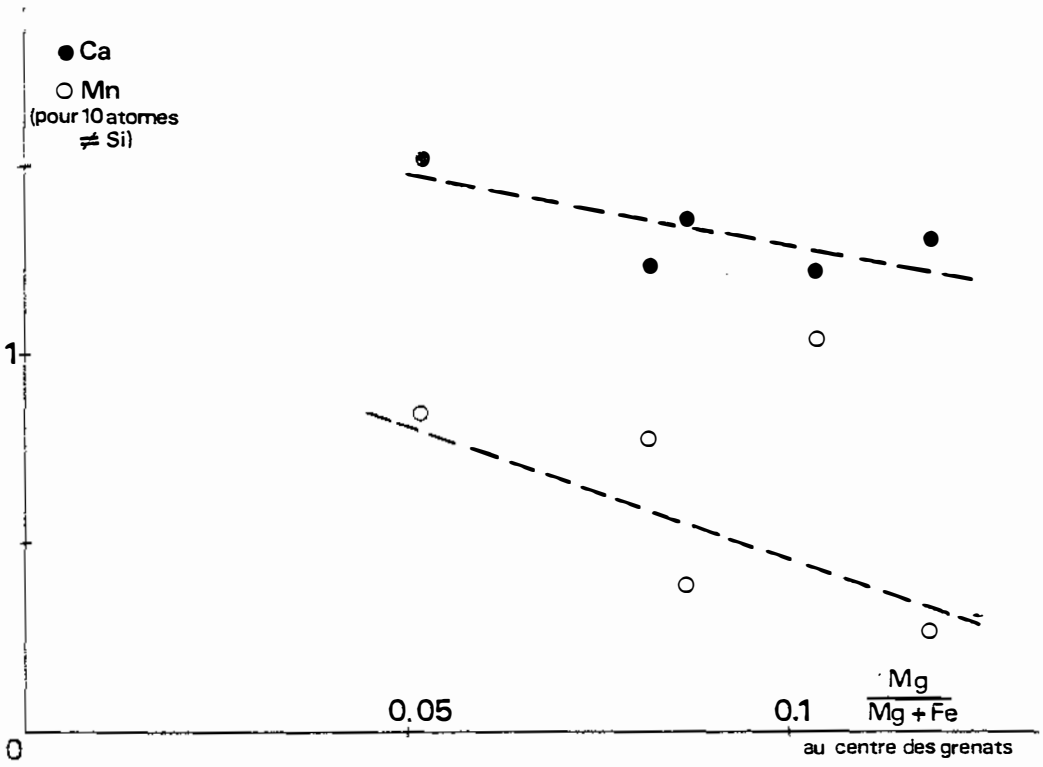


Fig. 44. La germination des grenats est d'autant plus précoce (Mg/(Mg+Fe) faible) qu'ils sont plus riches en calcium et en manganèse.

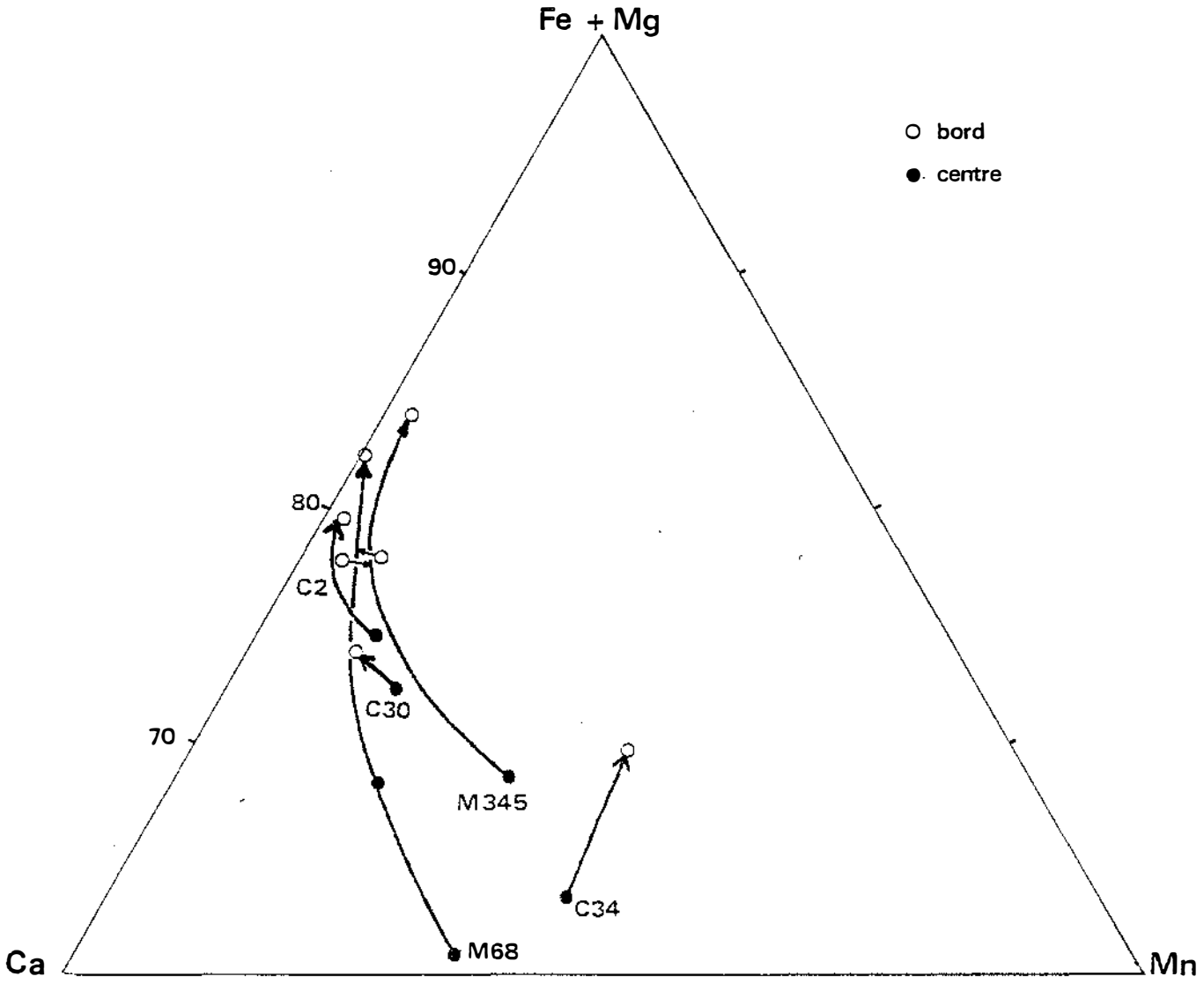


Fig. 45. Diagramme triangulaire (Fe+Mg - Ca - Mn) pour les grenats.

Le dosage de Fe et de Mg est imprécis car ces éléments sont peu abondants. Les rapports Mg/(Mg + Fe) varient de 0,45 à 0,58 sans relation apparente avec l'intensité du métamorphisme.

3.3. Grenat

Les grenats que nous avons analysés sont des almandins contenant de la spessartine, du grossulaire et du pyrope en proportion notable. Les formules structurales , calculées sur la base de 10 cations différents du silicium à cause d'un léger surdosage de celui-ci, font apparaitre un peu d'andradite (4 % en moyenne) mais nous ne pensons pas que ces taux soient significatifs.

Lorsque l'on descend dans la série, le rapport Mg/(Mg + Fe) à la périphérie des grenats augmente nettement et régulièrement de 0,10 à 0,17 (fig. 43), tandis qu'en leur centre ce rapport ne se relie qu'à la teneur en calcium et en manganèse (fig. 44). La teneur en magnésium des grenats apparait donc comme un bon indicateur de l'intensité du métaporphisme.

Calcium et manganèse favorisent la croissance du grenat puisque celui-ci est d'autant moins magnésien, donc apparu à une température plus basse, qu'il est riche en ces deux éléments.

A métamorphisme croissant, les teneurs en manganèse et en calcium diminuent. Cette diminution est rapide et importante pour le manganèse, moins sensible et plus tardive pour le calcium (fig. 45). Le comportement du manganèse est expliqué (A. Miyashiro, 1973) par un coefficient de partage $(Mn/(Fe + Mg + Mn))_{Gt}/(Mn/(Fe + Mg + Mn))_{Bi}$ très fort, dont l'effet est de concentrer une partie importante du manganèse de la roche dans le grenat alors que ce minéral est encore peu abondant. Cet effet semble moins net dans le cas du calcium car celui-ci est plus abondant dans la roche, sous forme de constituant anorthite dans le plagioclase. Remarquons qu'en toute rigueur le système réduit que nous avons défini plus haut n'est plus utilisable puisque la croissance d'un grenat partiellement calcique mais non sodique entraine la diminution du taux d'anorthite du plagioclase alors que nous avons supposé celui-ci constant.

4. RELATIONS ENTRE TECTONIQUE ET METAMORPHISME

Dans le premier chapitre, nous avons distingué deux parties dans la série : la partie inférieure, jusqu'à la formation de Mas-Cabardès incluse, et l'ensemble flyschoïde. Nous avons retrouvé cette distinction dans le chapitre

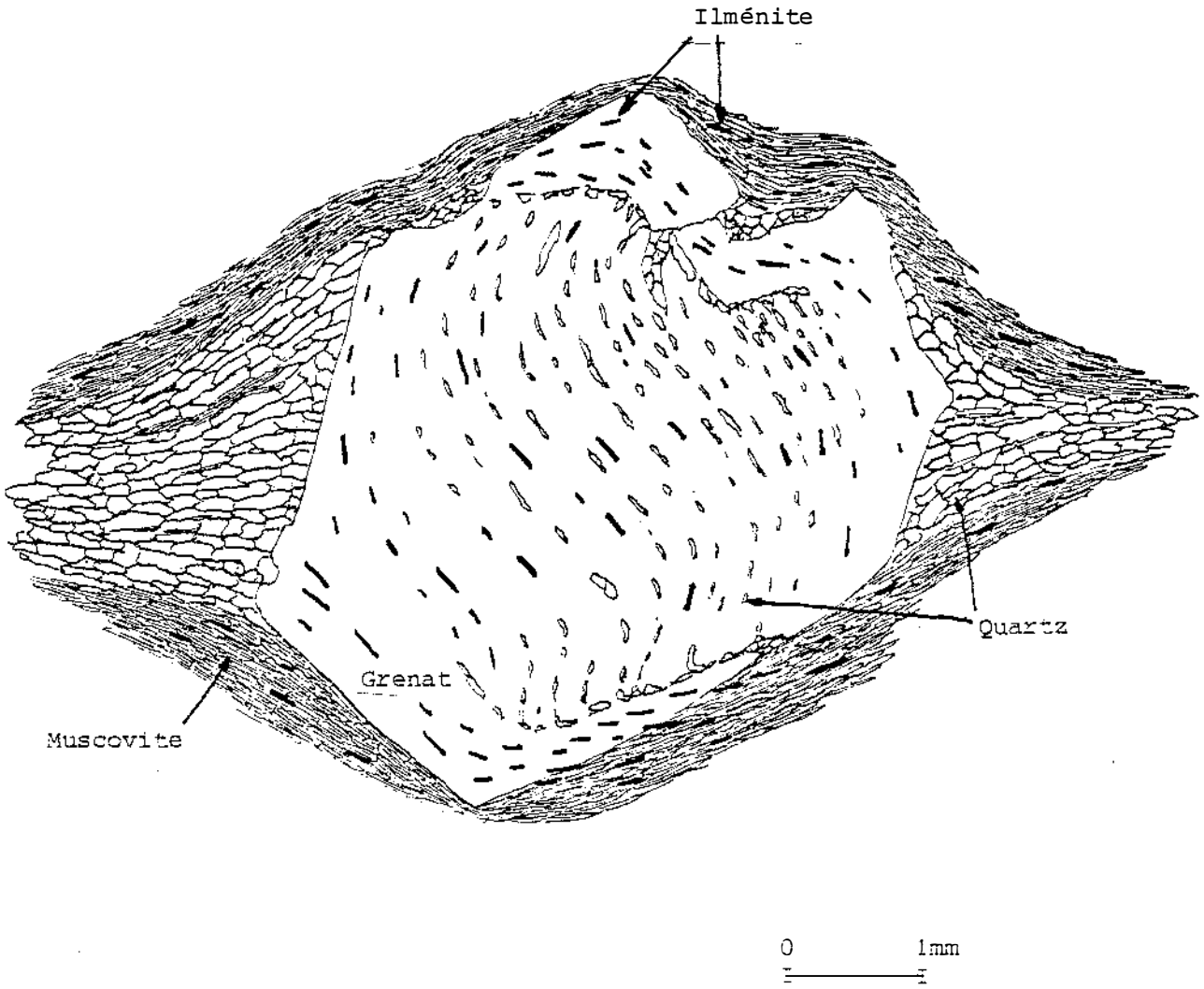


Fig. 46. Grenat doublement hélicitique (changement de sens de rotation pendant la croissance).

sur la tectonique : la première ne montre que des plis de phase 1 et 2 exceptionnellement, contrairement à la partie supérieure. Ce contraste est également sensible du point de vue du métamorphisme.

4.1. Partie inférieure de la série

Dans la partie inférieure de la série, la schistosité présente couramment un aspect ondulant qui est du à la forme fuselée des lits micacés. Nous attribuons cette morphologie à la superposition des schistosités 2 et 1, cette dernière n'étant qu'exceptionnellement visible. La figure 36 montre un lit de muscovite S_1 repris par un pli de phase 2. Les schistes ont donc subi une importante recristallisation pendant ou après la phase 2 puisque les objets antérieurs (stratification ou schistosité 1) sont généralement effacés.

Les grenats montrent fréquemment des inclusions d'ilménite et de quartz disposées en hélices, mais la périphérie est toujours exempte de quartz. Un échantillon prélevé à 500 m au NW de Lespinassière a permis d'observer un grenat doublement hélicilcique qui témoigne d'une inversion du sens de rotation pendant la croissance de celui-ci (fig. 46). Il est tout-à-fait vraisemblable (l'échantillon n'est malheureusement pas orienté) que ces rotations sont causées par des cisaillements de phase 1 et 2 qui, comme nous l'avons vu, ont des déversements de sens opposé. Il est remarquable que la courbure de l'hélice de phase 2 soit beaucoup plus forte que celle de l'hélice de phase 1. Cela signifie, si on prend la croissance du grenat comme échelle de temps, que la déformation de phase 2 fut beaucoup plus brutale que celle de phase 1. Cette idée nous avait déjà été suggérée par l'affleurement de Serremijeanne (fig. 27) où la phase 1 donne lieu à une transposition de stratification centimétrique, ce qui suppose une recristallisation importante donc fort étalée dans le temps, alors que la phase 2 se manifeste par une schistosité plus pénétrative, certes, mais accompagnée d'une transposition au plus millimétrique.

Enfin, les inclusions de certains grenats étant alignés au centre de ceux-ci, on peut conclure que leur naissance est antérieure à la phase 1.

4.2. Partie supérieure de la série

En ce qui concerne la partie supérieure de la série, qui correspond en gros à la zone de la biotite, le calage des minéraux par rapport aux phases tectoniques est assez délicat parce que d'une part les roches les plus grauwackeuses ont peu recristallisé lors du métamorphisme, et parce que d'autre part

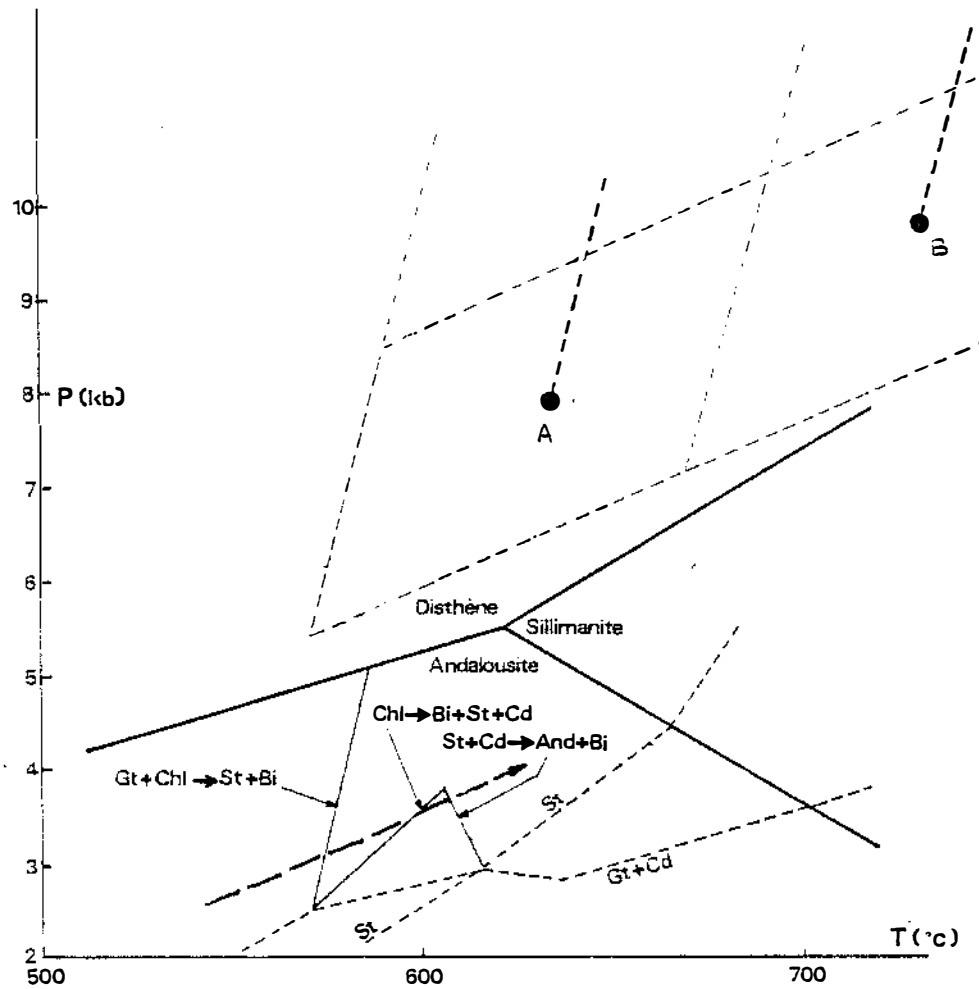


Fig. 47. Position des isogrades d'apparition de la staurotide, de disparition de la chlorite et d'apparition de l'andalousite dans le diagramme P, T selon P.C. Hess (1969) in A. Miyashiro (1973). Position des éclogites.
A : d'après A. Råheim et D.H. Green (1974)
B : d'après D.J. Ellis et D.H. Green (1979)

les phases tectoniques souples ont elles-mêmes induit des recristallisations : c'est le cas des microlithons de la figure 36, par exemple.

La muscovite est souvent antérieure à la phase 1 tandis que la biotite s'est formée pendant et après la phase 2. Nous n'avons pas observé de biotites soulignant les plans axiaux des crénulations de phase 5 comme celles que connait M. Demange (1978) dans le St. Ponais.

4.3. Conclusion

Le métamorphisme régional qu'ont subi les schistes du Cabardès a débuté avant la phase 1 et s'est poursuivi au-delà de la phase 2. L'âge de ce métamorphisme, comme celui de la phase 2, est vraisemblablement hercynien.

5. EVALUATION DES CONDITIONS PHYSIQUES DU METAMORPHISME

Quelques remarques permettent de situer le métamorphisme des schistes du Cabardès dans le plan P, T :

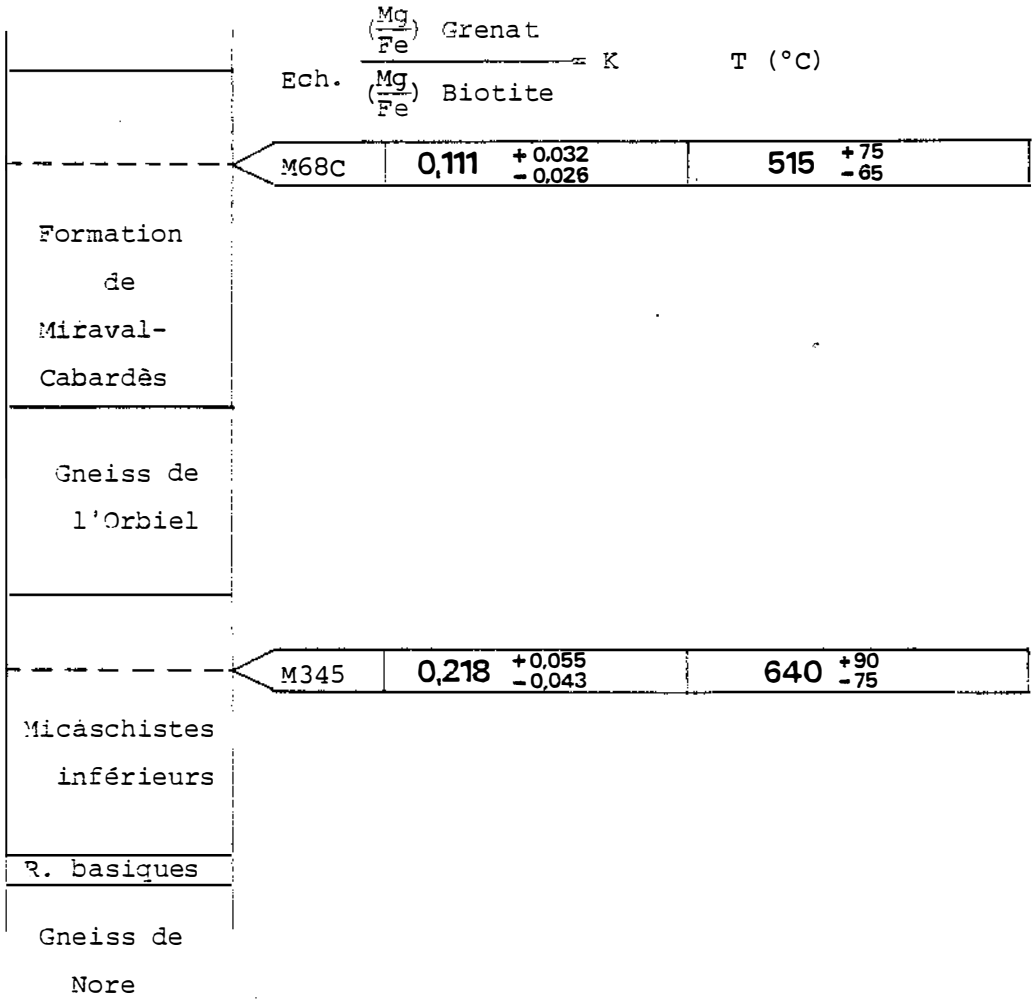
- La présence de staurotide
- La non-coexistence du grenat et de la cordiérite
- La quasi-absence de silicate d'alumine

D'après P.C. Hess (1969) in A. Miyashiro (1973), la zone à staurotide-chlorite, qui constitue une partie importante de notre terrain d'étude, correspond à 550-600°C et 3 kbar (fig. 47).

Nous avons également utilisé le rapport K = (Mg/Fe) Grenat/(Mg/Fe)biotite que les expérimentations de J.M. Ferry et F.S. Spear relient à la température. La figure 48 résume les résultats et les situe par rapport à la stratigraphie.

Les incertitudes sur les températures obtenues sont de trois sortes :

- Les erreurs de mesure des expérimentateurs. Elles sont faibles et leur effet sur la température obtenue ne dépasse pas 20°C.
- Nos propres mesures sont entachées d'erreurs et entrainent une incertitude assez forte sur coefficient de partage K et, par suite, sur la température : environ 80°C. L'estimation des incertitudes de mesure et le calcul de l'incertitude sur K font l'objet de l'annexe A.
- L'adéquation imparfaite du modèle expérimental à notre problème. Elle est due au calcium et au manganèse contenus dans le grenat, et à l'aluminium octaédrique des biotites.



Echelle 1/5000e environ.

Fig. 48. Estimation de la température atteinte dans la zone à staurotide-chlorite.

Nous ne pouvons cependant pas apprécier l'importance de cette troisième source d'erreur parce que les deux premières entrainent une incertitude d'environ 100°C vis-à-vis de laquelle il y a concordance entre les températures estimées d'après P.C. Mess et d'après J.M. Ferry et F.S. Spear.

Le gradient thermique de 0,4°C/m que nous obtenons, et qui est beaucoup trop fort, indique que la température est sous-évaluée pour M68C et sans doute sur-évaluée pour M345.

III. LES ROCHES BASIQUES

Nous consacrons ce paragraphe au métamorphisme qu'ont subi les orthoamphibolites de la base de la série.

1. TRANSFORMATIONS MINERALOGIQUES

Nous avons exposé au premier chapitre les résultats de l'étude pétrographique de ces orthoamphibolites. Celle-ci a montré que plusieurs associations se sont succédées :

- Stade 1 : grenat-omphacite-quartz-rutile-ilménite
- Stade 2 : grenat-diopside-plagioclase-quartz-rutile-ilménite
- Stade 3 : hornblende-biotite-plagioclase-quartz-sphène
- Stade 4 : chlorite-plagioclase-séricite-sphène

A partir de cette succession, nous pouvons définir trois transformations :

A : stade 1 → stade 2

B : stade 2 → stade 3

C : stade 3 → stade 4

que nous allons décrire.

1.1. Transformation A

Elle se manifeste simplement par la déstabilisation de l'omphacite

$$\underset{\text{omphacite}}{10\ (Ca_{0,7}\ Na_{0,3})\ (Mg_{0,525}\ Fe_{0,175}\ Al_{0,3})\ Si_2O_6} + \underset{\text{quartz}}{3\ SiO_2} \xrightarrow{(1)}$$

$$\underset{\text{diopside}}{7\ Ca\ (Mg_{0,75}\ Fe_{0,25})\ Si_2O_6} + \underset{\text{albite}}{3\ NaAlSi_3O_8}$$

L'association albite-diopside présente une texture kélyphitique et elle n'occupe qu'une faible partie du volume de la roche.

1.2. Transformation B

Elle se traduit par l'apparition de l'amphibole et accessoirement de la biotite, celle-ci restant toujours peu abondante. Comme nous l'avons vu au premier chapitre, les roches que nous avons analysées restent très groupées sur le diagramme AFM, bien qu'elles soient amphibolitisées à divers degrés. Il est donc légitime de supposer que Al, Fe et Mg sont restés inertes tout au long de l'histoire de ces roches. Nous pouvons donc écrire ainsi la réaction d'apparition de l'amphibole, d'après les dosages de microsonde effectués :

$$20\ Ca_{0,75}\ Mg_{0,75}\ Fe_{1,5}\ Al_2Si_3O_{12} + 60\ CaMg_{0,75}\ Fe_{0,25}\ Si_2O_6 + 26\ NaAlSi_3O_8$$

Grenat diopside albite

$$+ 25\ H_2O \xrightarrow{(2)}$$

$$25\ Na_{0,4}\ Ca_2Mg_{2,4}\ Fe_{1,8}\ Al_2Si_{6,8}\ O_{22}\ (OH)_2 + 16\ NaAlSi_3O_2 + 25\ CaO$$

hornblende magnésienne albite

L'albite du premier membre est censée dériver de l'omphacite à 30 % de jadéite, elle se trouve donc dans un rapport 26/60 = 3/7 avec le diopside.

Il est intéressant de remarquer que le rapport Mg / (Mg + Fe) dans la hornblende est identique à celui de la roche : 0,57, et que donc grenat et pyroxène interviennent dans la réaction ci-dessus dans les mêmes proportions que dans la roche. Il en résulte que ces deux minéraux disparaissent ensemble à la fin de la transformation.

Une partie de la silice et de la chaux produites par la réaction (2) servent à former du sphène à partir du rutile :

$$TiO_2 + CaO + SiO_2 \xrightarrow{(3)} CaSiTiO_5$$

Le rapport Ti/Mg (en moles) valant 0,11 dans la roche, on en déduit la synthèse des réactions (2) et (3), à raison de 7 Ti pour 60 Mg :

$$20 \text{ grenat} + 60 \text{ diopside} + 26 \text{ albite} + 25 \text{ eau} + 7\ TiO_2 \xrightarrow{(4)}$$

$$25 \text{ hornblende} + 16 \text{ albite} + 33\ SiO_2 + 18\ CaO + 7\ CaSiTiO_5$$

L'appauvrissement en chaux des roches basiques, lors de leur amphibolitisation peut ainsi être estimé à 24 % relatifs (= 18/75). Ceci indique une teneur initiale voisine de 12 %, plutôt que de 9 % comme dans le cas des amphibolites. Cette valeur de 12 % s'accorde avec les données de Kuno (in M. Fonteilles 1978) concernant la lignée tholéïtique pour 48 % de silice (fig. 49). De plus, le plus riche en chaux de nos échantillons, M846B, est justement celui dont l'amphibolitisation est la moins poussée.

Du point de vue des textures, on voit l'amphibole se développer en grandes plages mais aussi remplacer le diopside dans les kélyphites.

1.3. Transformation C

La transformation C se traduit par la chloritisation intégrale des amphiboles, la séricitisation des plagioclases et le passage du sphène au rutile. La réaction de chloritisation peut s'écrire :

$$\underbrace{30\ Na_{0,4}\ Ca_2\ Mg_{2,4}\ Fe_{1,8}\ Al_2Si_{6,8}\ O_{22}\ (OH)_2}_{\text{hornblende}} + 74\ H_2O \xrightarrow{(5)}$$

$$\underbrace{13\ (Mg_{72/13}\ Fe_{54/13}\ Al_{30/13})\ (Al_{30/13}\ Si_{74/13})O_{20}(OH)_{16}}_{\text{chlorite}} + Na_2O + 60\ CaO$$

$$+ 130\ SiO_2$$

La chlorite M849 ne se distinguant pas des autres roches basiques sur le diagramme AFM (fig.8), nous avons écrit cette réaction à Al, Fe et Mg constant. Le départ de soude qu'elle indique représente, d'après la réaction (2), une proportion de 10/26 = 38 % de la quantité originelle. C'est à peu près ce que l'on observe sur les analyses chimiques : 1,00 % Na_2O pour M846B (amphibolite à grenat et pyroxène) et 0,65 % pour la chlorite M849.

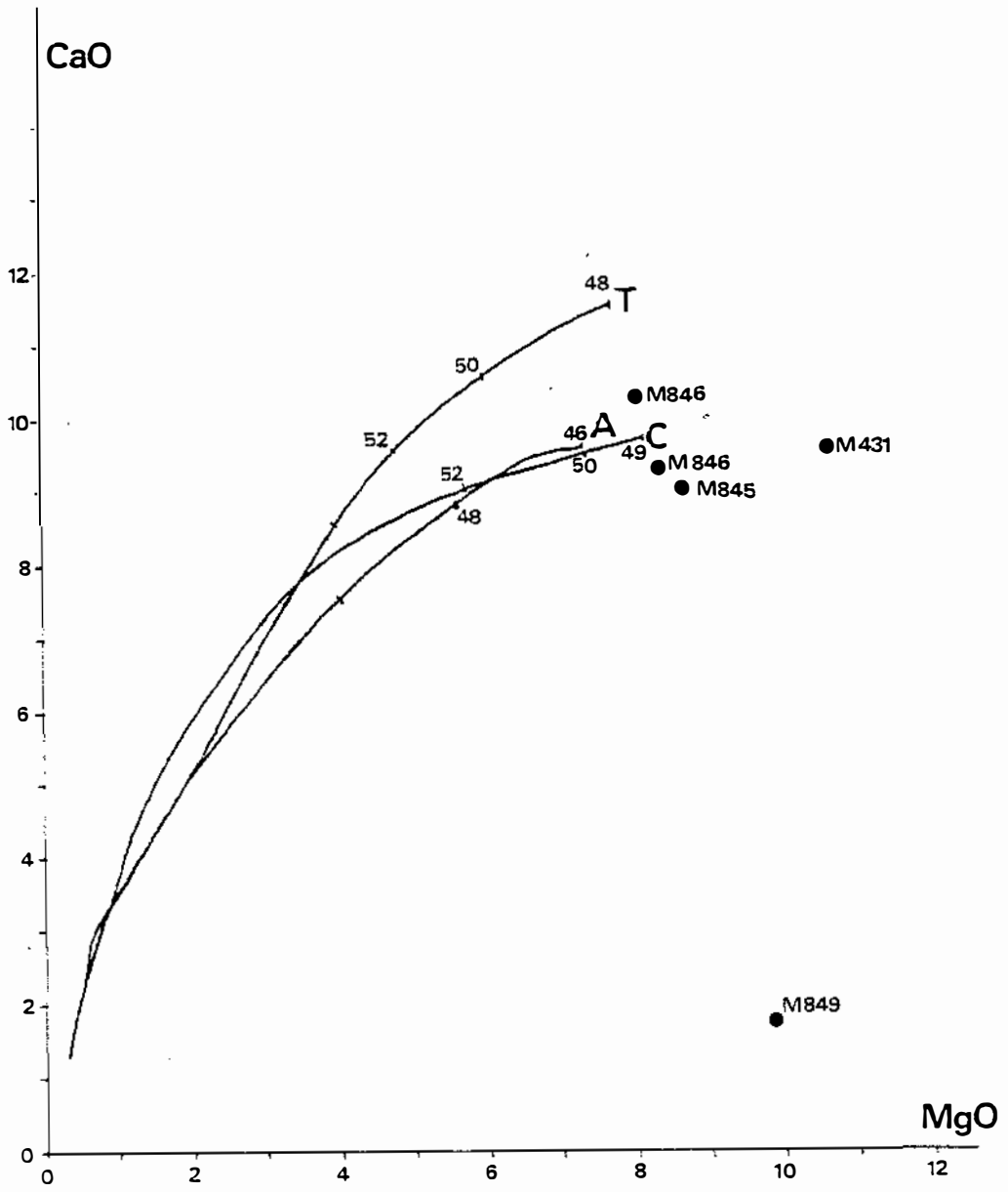


Figure 49 – Diagramme MgO – CaO des roches basiques.

2. METHODES D'EVALUATION DES CONDITIONS PHYSIQUES DE FORMATION

Nous exposons ici les méthodes dérivées de travaux expérimentaux que nous avons utilisées pour évaluer les conditions de température et de pression de formation des roches basiques à chaque stade de leur histoire en discutant si leur usage est licite, c'est-à-dire si l'équilibre est réalisé. Les résultats sont récapitulés au paragraphe suivant.

2.1. Stade 1

La texture présentée par le grenat et l'omphacite est équante. Ces minéraux sont très peu zonés d'après les analyses de microsonde. L'équilibre est donc certainement réalisé.

Pour connaître la température de formation, nous avons utilisé le "quasi-thermomètre" de A. Raheim et D.H. Green (1974) modifié par D.J. Ellis et D.H. Green (1979) pour tenir compte du constituant grossulaire dans le grenat. Ce "quasi-thermomètre" est basé sur le coefficient de partage Fe/Mg entre grenat et clinopyroxène qui est beaucoup plus sensible à la température qu'à la pression.

Pour estimer la pression nous avons utilisé le taux de jadéite de l'omphacite qui fournit (I. Kushiro (1969) in A. Raheim (1975)) une relation entre P et T. Notons qu'il ne s'agit d'une relation univogue que si l'omphacite est associée au plagioclase. Or nous n'avons pas observé de plagioclase à ce stade ; le taux de jadéite de l'omphacite n'indique donc qu'une pression minimale (ou une température maximale mais celle-ci est connue).

2.2. Stade 2

La décomposition de l'omphacite en diopside et plagioclase ne permettant plus l'estimation de la pression, nous avons calculé la seule température par la même méthode que précédemment.

On peut se demander pourquoi l'omphacite et l'association diopside-plagioclase coexistent dans la même roche. En effet, la température et la pression ne pouvant varier de manière sensible à l'échelle du centimètre, ces deux facteurs physiques ne peuvent être à l'origine de la transformation A car alors l'amphacite aurait complètement disparu. La cause de sa déstabilisation partielle ne peut être que locale donc de nature chimique et non pas physique. Il ne semble

TABLEAU 9

Analyses à la microsonde des minéraux des roches basiques.

	M 846 D - 1	M 846 D - 4	M 846 B - 10	M 846 B - 11	M 846 B - 7	M 846 B - 6		M 846 B - 8		M 846 D - 2	M 846 D - 3	M 846 D - 5
	Grenat (bord)	Grenat (bord)	Grenat (bord)	Grenat (centre)	Pyroxène (bord)	Pyroxène (centre)		Biotite		Amph. (dans Grenat)	Amphibole	Amphibole
SiO_2	40,32	40,37	40,07	40,12	54,57	54,37	SiO_2	39,48	SiO_2	47,14	46,30	46,15
Al_2O_3	22,00	21,81	21,66	21,70	6,51	6,18	Al_2O_3	14,31	Al_2O_3	13,38	11,03	11,38
TiO_2	0,10	0,07	0,12	0,13	0,12	0,16	TiO_2	2,94	TiO_2	1,01	0,77	0,85
Cr_2O_3	0,04	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	Cr_2O_3	n.d.	Cr_2O_3	0,06	0,11	0,15
FeO	25,55	24,31	25,95	25,44	6,02	6,43	FeO	12,97	FeO	12,00	15,10	14,13
MgO	6,66	6,56	5,79	5,95	10,09	9,81	MgO	15,27	MgO	12,58	10,74	10,97
MnO	0,51	0,49	0,45	0,52	0,06	0,03	MnO	0,06	MnO	0,08	0,21	0,11
CaO	8,17	8,75	9,43	9,60	17,45	17,74	CaO	0,01	CaO	8,84	12,41	12,43
Na_2O	0,03	0,05	0,02	0,03	3,98	3,63	Na_2O	0,11	Na_2O	2,22	1,56	1,36
K_2O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	K_2O	9,86	K_2O	0,64	0,30	0,33
Si	3,00	3,00	3,00	3,00	2,00	Si 2,00	Si	5,88 ± 0,23 (8,00)	Si	6,65 (8)	6,78 (8)	6,77
Al	1,95 (2,00)	1,96 (2,00)	1,99 (2,00)	1,99 (2,00)	0,29 (1,00)	Al 0,27 (1,00)	Al	2,12 ± 0,18	Al	1,35	1,22	1,23
Fe^{3+}	0,05	0,04	0,01	0,01	0,16	Fe 0,18	Al	0,39	Al	0,87 (5)	0,69 (5)	0,74
Fe^{2+}	1,56 (3,00)	1,51 (3,00)	1,51 (3,00)	1,48 (3,00)	0,55	Mg 0,55	Ti	0,33 ± 0,06	Ti	0,11	0,08	0,09
Mg	0,75	0,74	0,67	0,69	0,00 (1,00)	Fe 0,00 (1,00)	Mn	0,01 ± 0,01 (5,55 ± 0,16)	Cr	0,01	0,01	0,02
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	Mg 0,01	Mg	3,39 ± 0,24	Fe^{3+}	0,86	0,06	0,02 (0,00)
Ca	0,66	0,71	0,79	0,80	0,70	Ca 0,72	Fe	1,45 ± 0,14	Fe^{2+}	0,50	1,79	1,72 (1,73)
					0,29	Na 0,27	K	1,87 ± 0,19 (1,90 ± 0,20)	Mg	2,65	2,35	2,40
Alm	52,0 ± 3,8	50,3 ± 3,8	50,4 ± 4,1	49,2 ± 3,9			Na	0,03 ± 0,01	Mn	0,01	0,03	0,02
Pp	24,9 ± 2,3	24,8 ± 2,3	22,4 ± 2,3	23,0 ± 2,3	28,1 ± 2,4	Enst 27,7 ± 2,3			Fe^{2+}	0,06 (2)	0,00 (2)	0,00 (0,01)
Sp	1,1 ± 0,4	1,1 ± 0,4	1,0 ± 0,4	1,1 ± 0,4	8,4 ± 1,2	Fs 9,2 ± 1,2	Sd	-0,12 ± 0,22	Ca	1,34	1,94	1,95
Gr	19,6 ± 5,3	21,7 ± 5,4	25,7 ± 5,5	26,1 ± 5,5	34,8 ± 2,6	Wo 36,0 ± 2,7	Ms	0,21 ± 0,08	Na	0,61	0,06	0,05 (0,04)
And	2,4 ± 5,6	2,1 ± 5,6	0,5 ± 5,9	0,6 ± 5,8	28,7 ± 2,6	Jd 27,1 ± 2,6	Talc	0,05 ± 0,06	Na	0,00	0,39	0,34
									k	0,12	0,05	0,06
Fe/Mg (Fe^{3+} = 0)	2,15 $^{+0,09}_{-0,12}$	2,08 $^{+0,09}_{-0,12}$	2,26 $^{+0,10}_{-0,15}$	2,16 $^{+0,10}_{-0,14}$	0,300 ± 0,044	0,331 ± 0,049			Tch	1,23	0,78	0,83 (0,82)
					2,3 ± 5,5	α 1,1 ± 5,4			Fe^{3+}/Fe^{T}	0,61	0,03	0,01 (0,00)
									Mg/R^{2+}	0,82	0,56	0,58

pourtant pas que des lessivages ou des apports soient intervenus. Il nous faut donc envisager qu'au moment de la transformation A, l'omphacite était métastable et que sa destruction a résulté de l'action d'un "agent de recristallisation" que nous pensons être un fluide aqueux.

De ce point de vue, la décomposition de l'omphacite en diopside et plagioclase pourrait annoncer l'amphibolitisation et lui être génétiquement liée.

2.3. Stade 3

Le problème de l'équilibre à ce stade est compliqué et nous ne le considérons pas comme résolu.

Nous avons récapitulé dans le tableau 10 la liste des constituants et des phases présents dans la roche à chaque stade en vue d'appliquer la règle des phases. La quantité $c-\phi$ étant toujours supérieure ou égale à 1, nous ne pouvons pas exclure que l'équilibre soit réalisé à chaque stade, si du moins le système est fermé.

Or justement le même tableau indique que les transformations B et C ne sont pas isochimiques. Deux cas sont alors envisageables : ou bien la circulation de fluides a été importante mais de durée insuffisante pour transformer toute la roche en amphibolite, la cinétique de destruction du grenat et du pyroxène étant trop lente, la roche est alors en déséquilibre, ou bien la faible perméabilité de la grenatopyroxénite du stade 2 n'a permis que des échanges limités entre celle-ci et le milieu extérieur, la roche partiellement transformée s'étant rééquilibrée après ces échanges.

C'est en nous fondant sur cette deuxième hypothèse que nous avons utilisé le géothermomètre de J.M. Ferry et F.S. Spear (1978) basé sur le coefficient de partage Fe-Mg entre biotite et grenat, l'association grenat, pyroxène, hornblende, biotite, quartz, plagioclase, sphène et eau étant alors considérée comme une paragenèse ($c - \phi = 1$).

2.4. Stade 4

Nous n'avons pas pu évaluer les conditions de formation des chloritites. Remarquons qu'elles proviennent de la zone très faillée où les gneiss de l'Orbiel disparaissent cartographiquement à l'est de Cubserviès, ce qui explique sans doute leur état d'altération.

TABLEAU 10

L'évolution des orthoamphibolites vue sous l'angle de la règle des phases

	Si	Al	Ti	Fe	Mg	Ca	Na	K	H	Gt	Cpx	Plg	Amph	Musc	Bi	Qz	Rt	Ilm	Sph	Chl	H_2O	C	ϕ	$c-\phi$
Stade 1	*	*	*	*	*	*	*			*	*					*	*	*			?	7	5	2
Transf. A												A												
Stade 2	*	*	*	*	*	*	*			*	*	*				*	*	*			?	7	6	1
Transf. B						d		A	A	D	D		A		A		D	D	A		A			
Stade 3	*	*	*	*	*	*	*	*		R	R	*	*		*				*			9	6	3
Transf. C						D	d	a	a				D	A	D		A		D	A				
Stade 4	*	*	*	*	*		*	*	*	R		*		*		*	*			*	*	8	6	2

* présent
R relique

A apparition
D disparition

a augmentation
d diminution

C nombre de constituants
ϕ nombre des phases

3. RESULTATS

Nous récapitulons ici les résultats que nous avons obtenus :

	pression	température	
Stade 1	≥ 7,9 ± 2,5 kbar	625 ± 70°C	A. Råheim et D.H. Green (1974)
	≥ 9,8 ± 2,5 kbar	730 ± 70°C	D.J. Ellis et K.H. Green (1979)
Stade 2	(< 9,8 kbar)	< 730 ± 70°C	"
Stade 3	(< 9,8 kbar)	710 ± 60°C	J.M. Ferry et F.S. Spear (1978)

Le stade 1 correspond à une pression de formation importante : environ 10 kbar, qui est incompatible avec le métamorphisme des pélites tel que nous l'avons décrit (fig. 47).

Au stade 2 le clinopyroxène associé au plagioclase étant le diopside, la pression est nettement inférieure à celle du stade 1. La température, par contre, semble ne pas avoir varié.

Au stade 3, la température obtenue n'est pas significativement différente des précédentes. Elle est de plus compatible avec celles que nous avons obtenues à propos du métamorphisme des pélites. En particulier, le fait que les couples grenat-pyroxène et grenat-biotite fournissent des températures concordantes tend à confirmer l'équilibre entre le grenat, le pyroxène et les minéraux du stade 3.

4. CONCLUSION

Les roches basiques de la base de la série des schistes du Cabardès ont subi un stade éclogitique (> 10 kbar, 730°C) puis une rétromorphose dans l'amphibolite faciès du métamorphisme mésozonal des pélites. Nos connaissances, et en particulier nos observations de terrain, sont insuffisantes pour nous permettre de replacer le stade éclogitique dans son contexte de géologie régionale.

DEUXIEME PARTIE

LES MINERALISATIONS

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Les indices minéralisés sont assez nombreux dans le secteur du Cabardès que nous avons étudié. Certains d'entre eux ont fait l'objet de travaux de recherche ou d'exploitation qui sont malheureusement rarement accessibles à cause des éboulements et du couvert végétal.

I. PANORAMA ET HISTORIQUE DES INDICES

Les travaux connus les plus anciens remontent à l'époque romaine. De l'exploitation de la chalcopyrite il reste actuellement des scories ferrifères dont la présence est parfois révélée par la toponymie : La Ferrière de Laprade, La Ferrière (1,8 km à l'est de La Coste), parfois non : Coumbo-Falgouzo. Leur tonnage parfois important et leur teneur intéressante (5000 t et 40 % Fe à la Ferrière de Laprade) les rend exploitables encore actuellement. Quelques galeries ("Galerie Romaine" à Mas-Cabardès) sont également attribuées à cette époque. Le début de l'époque moderne peut être situé en 1810, date d'octroi des concessions de Salsigne, Villanière, Lastours, Malatau, La Caunette et Villeneuve.

La région a connu alors une véritable fière de l'or. Au 19ème siècle et cours de la première partie du vingtième, de nombreuses recherches ont été effectuées par des sociétés ou des particuliers qui écrivaient au Service des Mines pour que soient préservés leurs droits d'inventeurs sur tel ou tel indice. L'ingénieur des mines leur répondait invariablement que ces droits ne pouvaient être

officialisés que par un permis de recherche délivré après que des travaux prouvant l'intérêt de l'indice aient été effectués en accord avec le propriétaire.

Nous récapitulons ici les indices qui nous sont connus (tableau 11). Les sources principales des renseignements que nous citons sont des rapports du B.R.G.M. et du Service des Mines.

Nous classerons les indices en trois catégories :

- Les filons N.S. (toujours à mispickel)
- Les filons E.W. sans mispickel
- Les autres indices.

1. LES FILONS N.S. A MISPICKEL

Artémie

Ce filon a fait l'objet en 1899 d'une reconnaissance par galerie (50 m) située à la sortie de Mas-Cabardès, au bord de la route des Ilhes, cette galerie est actuellement bouchée. Plus au nord, deux filons ont été reconnus vers 1907. Dans le filon est une galerie de 75 m a fourni 100 t de minerai contenant 10 à 20 g/t d'or.

Cubserviès

Des filons N.S. à mispickel ont été découverts en 1906. Ils se répartissent tout autour du village : au Moulin de Peyris (Fontpeyrisse), sous le village à l'est et à l'ouest et près de la route, à 100 m au nord du village. Aucun travail de reconnaissance particulier n'a été effectué.

La Matte-Les Jouys

A l'est de Pradelles-Cabardès, trois filons à mispickel aurifère ont été découverts en 1914 et suivis entre La Matte et Calvayrac. Deux sondages d'une vingtaine de mètres ont été effectués et deux échantillons analysés. Les dosages ont indiqué 0,2 et 18 g/t d'or. D'autres filons ont été découverts plus à l'ouest au niveau des Jouys. Les échantillons récupérés dans les sondages indiquaient Ag : 12 g/t, Au : 0,2 g/t et Ag : 142 g/t, Au : 21 g/t, As : 28,50 %.

Rieutort (Prairie du Nesplier)

Cet indice, situé près du Rieutort, à 1 km au nord de Labastide, est constitué par un filon à mispickel interstratifié dans les schistes. On connait un filon N.S. nourricier qui permet de le rattacher à cette catégorie. Il est décalé par une faille E.W. Deux galeries ont été percées en 1935. Seule la galerie inférieure est encore accessible.

TABLEAU 11

Nom	Localisation	Orientation	Travaux (dates)	Minéralisations								Teneurs					Formation
				Msp	Py	Sph	Gal	Cpy	Cal	Fl	Ank	Au	Ag	As	Cu	Pb	
Artémie	E Mas-Cabardès NE Mas-Cabardès "	N-S N-S	G 50 m (1899) G 75 m (1907) TB (1936)	x x	x							17,5 8					Ensemble Flyschoïde
Cubserviès		N-S		x	x	x	x					3-4					Gneiss de l'Orbiel
La Matte	SE Pradelles Calvayrac	N-S N-S	S 20 m (1941) S 20 m (1941)	x x								17 18					Miraval-C.
Les Jouys	SW Pradelles	N-S	S 20 m (1941)	x								21	142	28,5			Miraval-C.
Le Bernadel	N Miraval	E-W	D 40 m				x x x					tr 0	76 320	0,1 tr.	19,6 4,18 3,13		Gneiss de l'Orbiel
Trescombelles		E-W										1,5					Miraval-C.
Viallèle	S Labastide	E-W	G 40 m (1914)					x				tr.	89,6	17,4			Ensemble Flyschoïde
Labastide		E-W	G 100 m (1890)					x	x	x	x						Mas-Cabardès
Roc-Bartou	NW Mas-Cabardès	E-W	G 55 m (1890) G 10 m P 15 m														Mas-Cabardès
Rieutort	N Labastide	E-W Inters-tratifié	G 36 m (1935) G 100 m (1955)	x	x							5-23 6-19					Miraval-C.
Le Carnier	N Miraval	E-W	G 20 m D 5 m (1937)	x								10-20	4-10				Miraval-C.
Villerouat	NE Labastide	?		x	x							48	12	25	tr.		Miraval-C.
Jeanne-Guilloune	N Labastide	lentille Inters-tratifié		x	x												Miraval-C.
Mas-Cabardès	N Mas-Cabardès	E-W	G (1890) G 34 m (1911) P 44 m (1911)					x	x	x	x						Mas-Cabardès
La Bousille	E Cubserviès	N-S		x	x							0,5-1,2					Gneiss de l'Orbiel

Travaux: G galerie, TB travers-banc, S sondage, D descenderie, P puits

Minéraux: Msp mispickel, Py pyrite, Sph sphalérite, Gal galène, Cpy chalcopyrite, Cal calcite, Fl fluorine, Ank ankérite

Teneurs: Au, Ag ppm; As, Cu, Pb %

2. LES FILONS E.W. SANS MISPICKEL

Le Bernadel

A trois cents mètres à l'ouest de la métairie du Bernadel, un filon quartzeux est minéralisé en galène argentifère (Pb 3 à 20 %, Ag 76 à 320 g/t). Une descenderie a été creusée. Le filon est orienté E.W.

Trescombelles

Près de la ferme de Trescombelles, affleure un filon de quartz appartenant vraisemblablement au même système que le précédent. Il n'est pas minéralisé (seulement 1,5 g/t d'or).

Viallèle

Vers 1914, sur le flanc sud du Pic de la Madeleine, la Société des Mines de l'Aude a creusé une galerie de 40 m pour reconnaître un filon quartzeux à chalcopyrite mais sans fluorine. Un échantillon contenait 17,4 % de cuivre et 90 g/t d'argent.

Labastide-Esparbairenque (La Caune)

A la sortie nord du village, à une quinzaine de mètres au-dessus du niveau du Rieutort, une galerie de 100 m a été percée vers 1890 pour suivre un filon quartzeux minéralisé en fluorine et chalcopyrite dont les puissances réduites respectives sont de l'ordre de 15 et 1 cm en moyenne.

Des affleurements de quartz filonien E.W. ont été repérés à l'est de Labastide, près de la route de Pradelles, et sur le chemin forestier qui domine la route (le B.R.G.M. a creusé là une tranchée qui permit d'observer un peu de fluorine).

Mas-Cabardès

500 m environ au nord de Mas-Cabardès, en rive droite du ruisseau de Trescombelles, des galeries furent percées vers 1890 pour explorer les travaux des anciens qui s'avérèrent éboulés. Ces travaux visaient à explorer des filons à fluorine et chalcopyrite. En 1911, la Société des Mines de l'Aude déblaya une galerie de 34 m et un puits de 44 m fut creusé qui descendait 10 m sous le niveau du ruisseau. Ces recherches, interrompues pendant la guerre de 1914-1918, furent gênées par une venue d'eau et plusieurs éboulements, et furent bientôt abondonnées. En 1944, les Mines et Usines de Salsigne firent une tranchée pour mettre à jour un filon de quartz qui devait correspondre à celui du puits. En 1960, la société Argiles-Kaolins-Dérivés (A.K.D.) obtint un permis de recherches de 3 ans pour la

fluorine et reçut l'autorisation de disposer du cuivre associé à celle-ci. Ceci marque la fin des recherches dans ce secteur.

Roc Bartou

Dans le prolongement ouest des filons de Mas-Cabardès, un filon quartzeux E.W. a été exploré en 1890 pour son cuivre. Deux galeries (55 m et 10 m) et un puits de 15 m ont été percés. La chalcopyrite atteint 15 cm de puissance en profondeur.

Dans ce filon épais de plusieurs mètres, le quartz a été exploité comme fondant pour la fonderie des Mines et Usines de Salsigne à la Combe du Saut.

3. AUTRES INDICES

Jeanne-Guilloune

A quelques centaines de mètres en amont de l'indice du Rieutort, au bord du sentier, une lentille métrique de tourmalinite à quartz et mispickel a été trouvée, interstratifiée dans les schistes. Elle est associée au premier niveau noir.

Le Carnier

Un filon de quartz à mispickel d'orientation E.W., situé à 500 m à l'ESE du hameau du Carnier, fit l'objet de recherches en 1937 de la part de la société Mines et Usines de Salsigne. Les échantillons analysés contenaient de 10 à 20 g/t d'or.

Villerouat

Un peu de mispickel aurifère et de pyrite a été trouvé à 200 m au sud du hameau de Villerouat. Quelques échantillons ont été analysés dont l'un, beaucoup plus riche que les autres, recelait As : 25 %, Cu : traces, Au : 48 g/t, Ag : 12 g/t.

II. REMARQUES

1. D'ORDRE HISTORIQUE ET ECONOMIQUE

L'intense activité minière qu'à connue cette région pendant plus d'un siècle (surtout entre 1850 et 1950) est aujourd'hui entièrement retombée si on exclut la brillante exception qu'est Salsigne.

Cette activité s'est d'ailleurs traduite plus par des travaux de recherche que par des exploitations car les indices explorés se sont avérés peu importants, irréguliers et morcelés par des failles.

2. D'ORDRE METALLOGENIQUE ET GEOLOGIQUE

Nous avons distingué plus haut deux familles essentielles en adoptant l'orientation des filons comme critère. Le tableau 11 permet de constater que les filons N.S. contiennent toujours du mispickel et jamais de fluorine, tandis que les filons E.W. ne contiennent pas de mispickel sauf au Carnier (et peut être à Villerouat ?).

Les filons à mispickel ne dépendent pas de la lithostratigraphie puisqu'on les trouve depuis les gneiss de l'Orbiel jusqu'au dessus de la formation de Mas-Cabardès.

La minéralisation des filons E.W., au contraire, subit l'influence de la lithologie puisqu'on ne trouve de la calcite et de la fluorine dans le remplissage que lorsque le filon est encaissé dans la formation carbonatée de Mas-Cabardès.

Il n'a pas été possible de retrouver tous les indices signalés car d'une part l'accès aux anciens travaux est souvent interdit par des éboulements, et d'autre part un véritable maquis a remplacé souvent les champs et les prairies. Cette région a en effet connu un important exode rural depuis deux générations.

Nous baserons essentiellement notre étude sur les indices de Jeanne-Guilloune (tourmaline à mispickel), Cubserviès (filonnets N.S. à mispickel) d'une part, de Labastide-Esparbairenque et de Mas-Cabardès d'autre part.

CHAPITRE 2

LES MINERALISATIONS A MISPICKEL

I. LES TOURMALINITES A QUARTZ ET MISPICKEL

1. LOCALISATION

Nous ne connaissons ces roches en place qu'au lieu-dit Jeanne-Guilloune, au bord du sentier qui longe le Rieutort entre Labastide et Cubserviès, à 400 m au nord de la Bergerie de l'Airolle (point le plus à l'est de la route Cubserviès-Roquefère).

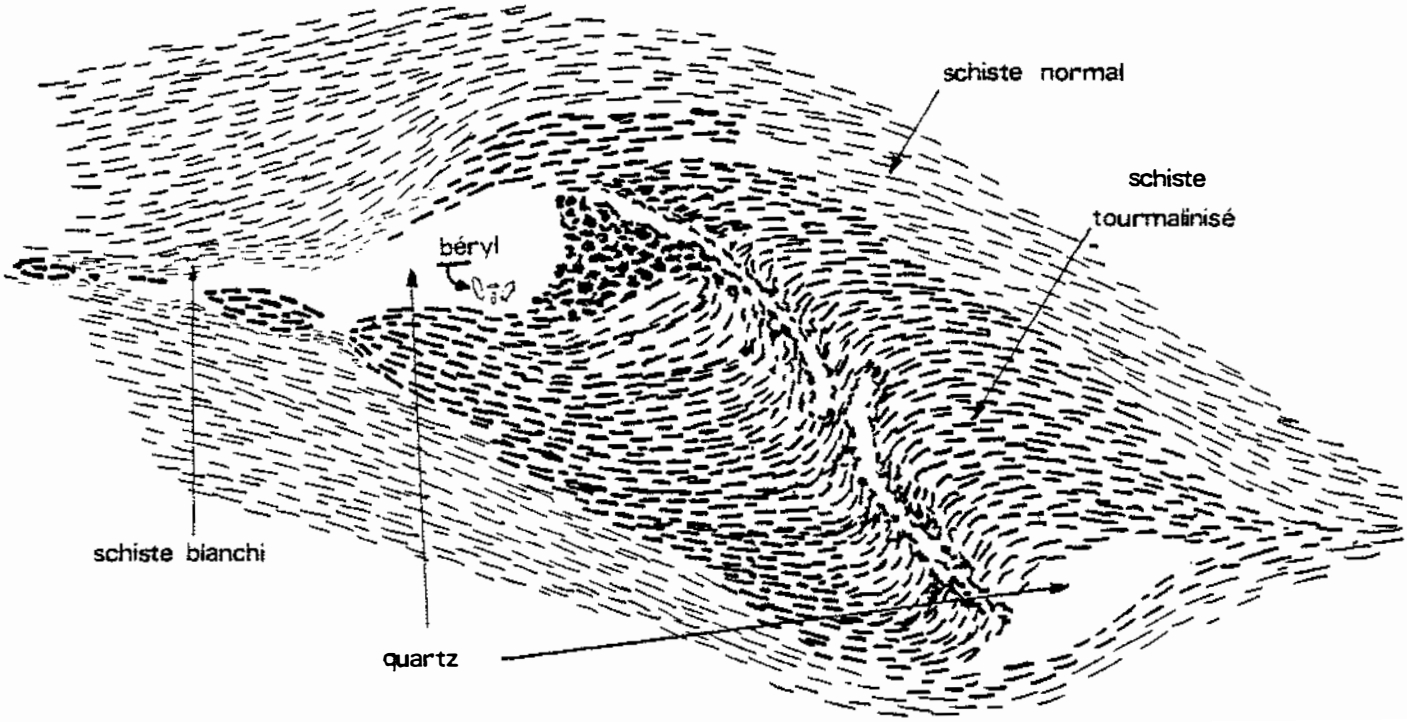
Elles ont également été trouvées 450 m à l'ouest de Villerouat, près du chemin de Sabartès.

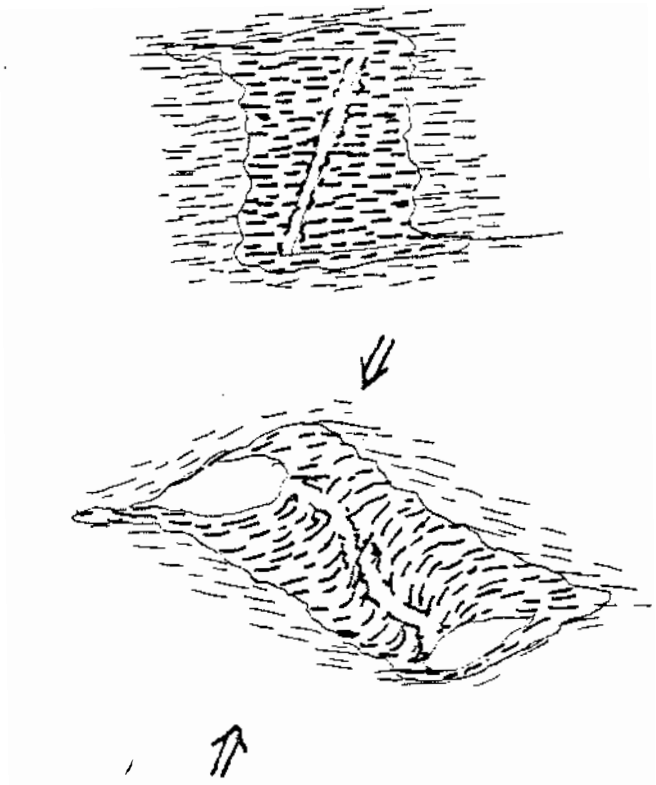
De nombreux blocs jalonnent le chemin qui part de la cote 752 sur la route Castans-Pradelles vers le petit sommet coté 874 qui domine Castans à l'ouest.

2. GISE ENT ET DESCRIPTION ACROSCOPIQUE

A Jeanne-Guilloune, la tourmalinite se présente comme une lentille métrique intercalée dans les schistes. La structure est orientée selon une schistosité plissotée. La roche est assez dure, noire, tache les doigts par endroits et montre des mouches de mispickel de plusieurs millimètres.

A Castans, certains échantillons montrent nettement la relation entre les tourmalinites et le schiste (fig.50) mais ne contiennent pas de mispickel.





Tourmalinisation
à partir d'une fracture

Formation de la lentille de
de tourmalinite avec ses zones
abritées remplies de quartz
et de béryl

Figure 50 – Tourmalinite de Castans.

3. DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

A Jeanne-Guilloune, la tourmaline est de loin le minéral le plus abondant (environ 80 %). Les cristaux, inframillimétriques, sont automorphes. Les interstices sont remplis par le plagioclase (An 15), la biotite, qui est très chloritisée, et le graphite, qui forme des sphérolites de quelques micromètres. Ces sphérolites s'organisent en agrégats étirés qui matérialisent l'ancienne stratification. Quelques rutiles bien cristallisés ponctuent la lame.

A Castans, la tourmaline ne constitue qu'environ la moitié de la roche. Ses cristaux, allongés, poecilitiques et idiomorphes atteignent quelques dixièmes de millimètres de longueur. Ils forment des alignements qui prolongent la schistosité de la roche encaissante. Ces lits alternent avec des lits de quartz et de plagioclase séricitisé, ce dernier étant nettement moins abondant que le quartz. Les minéraux accessoires sont l'ilménite et le zircon.

Le front de tourmalisation, très net puisqu'il n'atteint pas 1 mm d'épaisseur, se traduit par l'apparition des tourmalines dans les lits micacés du schiste. Les biotites sont modérément chloritisées. L'aire tourmalinisée comporte à ses extrémités deux zones "abritées" que relie une veinule centrale (Fig. 50) constituée de quartz inframillimétriques et de quelques tourmalines. Au milieu de cette veinule court une fissure bordée de séricite (ou de kaolinite ?) bourgeonnante que l'on retrouve parfois dans la tourmalinite. Celle-ci, à proximité de la veinule centrale, ne contient plus de plagioclase mais renferme quelques rares et minuscules biotites entourées par les tourmalines.

Le quartz est le constituant essentiel des zones "abritées", mais nous avons pu prouver la présence de béryl (détermination optique et diagramme de poudre aux rayons X). Les cristaux de béryl, dont la longueur atteint deux millimètres et dont la largeur varie de 1/10e à 1 millimètre, sont parfaitement automorphes et montrent des inclusions fluides très allongées, parallèles à l'axe C. Quelques apatites ont été observées à proximité, dans la tourmalinite.

4. RESULTATS DES ANALYSES

Fait remarquable dans un district à mispickel aurifère, l'or n'a pas été détecté dans le mispickel des tourmalinites. Deux analyses ont indiqué :

	S (%)	As (%)	Au (ppm)	Co (ppm)
M173 (Jeanne-Guilloune)	15,8	41,4	< 0,1	246
M235 (Villerouat)	16,9	44,6	< 0,1	210

Nous avons également fait doser le soufre 34 de ces mispickels. Le $\delta^{34}S$ vs. CDT est de- 2,3 ± 0,2 pour M173 et - 2 ± 0,2 pour M235. Tout comme les teneurs en or, ces valeurs se distinguent de celles des mispickels filoniens.

5. CONCLUSION

La tourmalinite de Castans, particulièrement démonstrative, permet de préciser l'origine de ces tourmalinites et de les situer par rapport à la chronologie des évènements tectoniques.

La continuité des lits micacés et des lits de tourmaline démontre clairement que la roche résulte de la transformation du schiste par métasomatose. La percolation du fluide riche en bore est postérieure à la formation de la schistosité puisque celle-ci est mimée par des lits de tourmaline. Cette tourmalinisation est cependant contemporaine de la déformation souple qui a imposé une morphologie amygdalaire à la zone transformée, boudiné ses extrémités et moulé le schiste tout autour. Cette déformation comprenait certainement une composante de cisaillement importante qui a ployé le litage de la tourmalinite. La situation du béryl dans la zone abritée remplie de quartz, où la pression était moindre lors de la déformation de cisaillement, confirme le synchronisme entre cette déformation et la percolation du fluide tourmalinisant.

De nombreuses tourmalinites comparables à celle-ci sont connues à l'est de la Montagne Noire (M. Demange, communication personnelle). Elles se disposent suivant une zone parallèle aux isogrades, et, dans le synclinal de Rosis, sécante sur la lithostratigraphie.

Les tourmalinites des schistes du Cabardès sont donc d'origine métasomatique. Les fluides qui leur correspondent ont valeur de pegmatites périanatectiques issues du socle gneissique. Elles sont contemporaines de la dernière phase souple qui se soit traduite par une déformation homogène importante : vraisemblablement la phase 2.

II. LES FILONS ET STOCKWERKS A MISPICKEL

1. CUBSERVIES

1.1. Localisation et description macroscopique

Cet indice se situe au nord du village de Cubserviès, à l'intérieur du virage de la route qui domine la cascade.

Sur une superficie de quelques ares, des gneiss de l'Orbiel affleurent en une surface structurale bien dénudée. Les dalles de gneiss sont recoupées par des filonnets N-S subverticaux en stockwerk dont l'épaisseur varie de 1 à 10 cm. Leur espacement est de l'ordre du mètre.

Le remplissage de ces filonnets est surtout constitué de quartz. Le mispickel, assez abondant, forme des petits amas disposés en chapelets au milieu des

veines. Il est fréquemment altéré en scorodite qui s'insinue dans les diaclases qui suivent la foliation.

A deux cents mètres plus au nord, un filon de quartz de 20 cm d'épaisseur, orienté 100 N 35, affleure au bord de la route. Il est encaissé dans les alternances de schistes et de gneiss de la transition micaschistes inférieurs-gneiss de l'Orbiel. Un filonnet minéralisé en sulfures, épais d'environ 3 cm, jouxte ce filon de quartz dont il possède l'orientation.

1.2. Description microscopique

L'examen des sections polies confirme la nette prédominance du mispickel. Ce minéral est rarement automorphe mais toujours craquelé et altéré : un fin liseré de scorodite l'entoure systématiquement. Ceci vaut d'ailleurs pour tous nos indices à mispickel.

La pyrite, fréquente mais peu abondante, a cristallisé après. Elle se place en effet autour des cristaux de mispickel en un mince liseré (quelques micromètres) ou en veinules dans ses fractures. Quelques cristaux de pyrite automorphe sont également visibles autour des mispickels.

La gangue est quartzeuse et montre quelques rutiles maclés qui témoignent peut-être d'une silicification centimétrique de l'encaissant.

A proximité des filonnets du stockwerk, une altération hydrothermale a blanchi le gneiss sur quelques centimètres. Les plagioclases sont séricitisés et les biotites entièrement chloritisées.

Le filonnet E-W du nord du secteur présente une minéralogie plus variée.

Le mispickel, qui est, là encore, le principal minéral, se présente en agrégats de plages millimétriques sans formes propres ; partiellement altérées en scorodite. Ces agrégats de mispickel contiennent parfois de la galène et de la matildite intersticielles. La pyrite est souvent automorphe et contient des inclusions de mispickel, de pyrrhotite et de galène. La blende est relativement abondante en plages bordant les agrégats de mispickel ; elle contient de nombreuses inclusions micrométriques de chalcopyrite. Le quartz est le seul minéral de gangue.

2. LA BOUSILLE

2.1. Localisation, gisement et macroscopie

Au bord du ruisseau de la Conque, près de son confluent avec le Rieutort, sous le piton rocheux coté 571, les gneiss de l'Orbiel affleurent en surface structurale sur une vingtaine de mètres carrés.

Ces gneiss sont récoupés par plusieurs petits filons N-S (175 E 80) pluricentimétriques à quartz et mispickel ; entre ces filons la minéralisation s'insinue dans la foliation des gneiss par des diaclases parallèles à celle-ci et les imprègne sur une distance de plusieurs décimètres.

N.B. Nous avons repéré dans ce secteur d'importants filons de quartz décimétriques à métriques, d'orientation N-S. Ils sont stériles et ne semblent pas liés aux minéralisations à mispickel.

2.2. Description microscopique

La minéralogie de ce petit stockwerk est très pauvre puisque seuls le quartz, le mispickel et la scorodite sont présents avec quelques limonites. Le mispickel est intensément fracturé et très altéré en scorodite à partir de ces fractures. Les irrégularités du front d'altération confère aux reliques de mispickel un contour souvent dentelé.

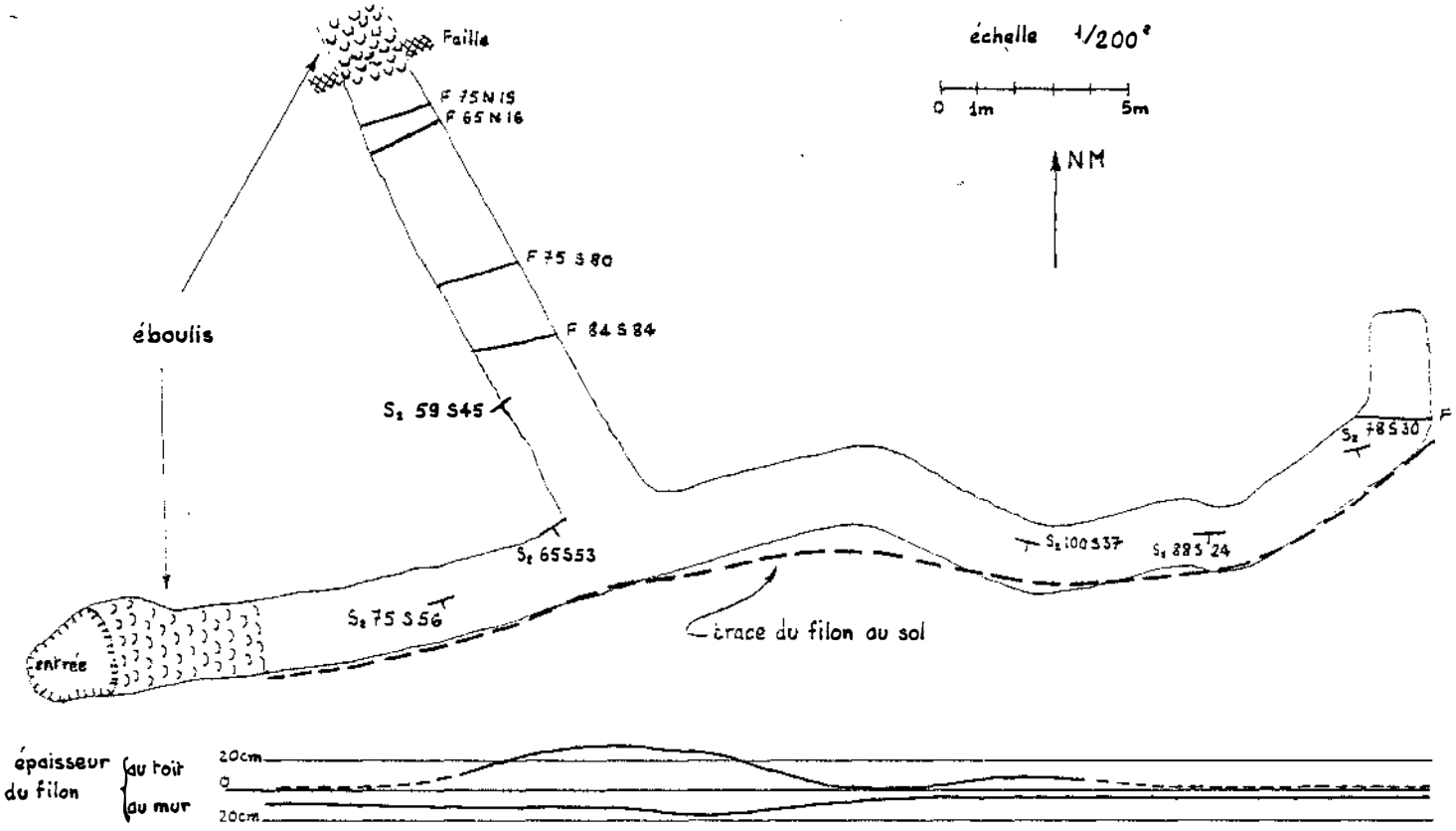
3. ARTEMIE

3.1. Localisation et gisement

Cet indice comprend deux parties. L'une est constituée de deux filons situés au nord-est de Mas-Cabardès. Nous ne les avons malheureusement pas retrouvés dans le maquis. L'autre partie est également constituée de deux filons dont l'un a fait l'objet de travaux de reconnaissance par galerie (travers-bancs) actuellement inaccessibles, l'autre étant visible au bord de la route des Ilhes.

Le filon métrique du bord de la route orienté 170 W 75 ne montre à l'affleurement que quartz et mispickel emballant des débris de schistes. L'encaissant est constitué de schistes finement lités qui se situent stratigraphiquement cent mètres environ au-dessus de la formation de Mas-Cabardès.

Figure 51 - Galerie du Nesplier



3.2. Description microscopique

L'étude microscopique confirme l'aspect bréchique du filon : des enclaves de schistes de toutes tailles y sont présentes. Nous avons noté l'existence de pyrite, en lits de quelques dizaines de micromètres d'épaisseur dans la schistosité de certaines enclaves.

Le mispickel est le principal sulfure. Ses cristaux dont la taille varie du centième au dixième de millimètre sont en général groupés en agrégats compacts, sans forme propre, et contiennent de très rares inclusions plurimicrométriques de pyrrhotite et de galène faiblement anisotrope (argentifère ou bismuthifère ?) Nous n'avons toutefois pas observé de matildite comme à Cubserviès. D'autres cristaux sont dispersés dans la gangue de quartz, ils sont alors subautomorphes.

A ces cristaux de mispickel sont parfois associés des pyrites cubiques.

4. FILON INTERSTRATIFIE DE LA PRAIRIE DU NESPLIER

4.1. Localisation et gisement

Situé en rive gauche du Rieutort, deux cents mètres en amont de son confluent avec le ruisseau de Prat-Vieil cet indice comprend un filon N-S décalé par une faille E-W, et un satellite interstratifié dans les micaschistes de la formation de Miraval-Cabardès.

Les vestiges actuels des anciens travaux comprennent un tas de minerai abandonné riche en mispickel et où la pyrite n'est pas rare. A vingt mètres au-dessus, se trouve la galerie que nous avons étudiée. Son entrée est éboulée mais n'en interdit pas l'accès. La figure 51 résume nos observations de terrain.

Le filon est à gangue quartzeuse et recèle un peu de pyrite mais surtout du mispickel. Celui-ci est abondamment altéré en scorodite jaune verdâtre et parfois en terres rouges sans cohésion dont l'étude aux rayons X a montré qu'elles contenaient des oxydes de fer amorphes (forte fluorescence avec le tube au cobalt) et quelques dizaines de pour cent de scorodite. L'épaisseur du filon varie de 0 à 30 centimètres.

Tableau 12 - Données analytiques sur les filons à mispickel.

éch.	origine	min.	$\delta^{34}S$ ( )	S (%)	As (%)	Au (ppm)	Co (ppm)	Au/As (10^{-6})
M173A	tourmalinite	Msp	-2,3	15,8	41,4	<0,1	246	<0,24
	"	Msp	-3,3	-	-	-	-	-
M235	"	Msp	-2,0	16,9	44,6	<0,1	210	<0,22
M45D	sch. pyr.	Py	-11,9	-	-	-	-	-
M95	Artémie	Msp	+2,1	19,7	38,2	7,5	161	20
	"	Msp	+0,1	-	-	-	-	-
	"	Py Fil.	+3,3	-	-	-	-	-
	"	Py Séd.	-7,6	-	-	-	-	-
M583	Nesplier	Msp	+5,6	-	-	-	-	-
	"	Py	+3,9	-	-	-	-	-
	"	Cpy	+4,4	-	-	-	-	-
N1	"	Msp	+5,0	-	-	-	-	-
	"	Py	+4,1	-	-	-	-	-
N2A	"	Msp	+4,2	15,4	28,3	25,1	80	89
	"	Py	+2,7	42,5	9,4	22,8	48	(242)
	"	Cpy	+2,6	-	-	-	-	-
	"	Scorodite	-	3,3	29,9	26,8	14	90
N3	"	Msp	+5,2	-	-	-	-	-
	"	Py	+4,1	-	-	-	-	-
N4A	"	Msp	-	21,0	31,0	49,3	159	159
	"	Py	-	40,5	12,6	18,7	199	(148)
	"	Scorodite	-	4,6	26,7	33,3	41	125
	"	T. rouge	-	2,3	17,5	12,1	22	69
N10	"	Msp	-	17,3	40,2	7,5	328	19
N12	"	Msp	-	17,3	42,9	7,1	46	17
N13	"	Msp	-	17,0	42,1	10,8	47	27
M357	La Bousille	Msp	-	18,3	43,7	1,2	574	2,7
	"	Scorodite	-	0,9	30,8	0,5	35	1,6
C8C	Cubserviès	Msp	+4,0	-	-	-	-	-
C5A	"(200m	Msp	+1,1	-	-	-	-	-
	"+ au	Py	+1,8	-	-	-	-	-
	"/nord)	Bl	-2,0	-	-	-	-	-
N1	Nesplier	Cpy	+3,2	-	-	-	-	-

Fig. 52 . Histogramme des teneurs en or.

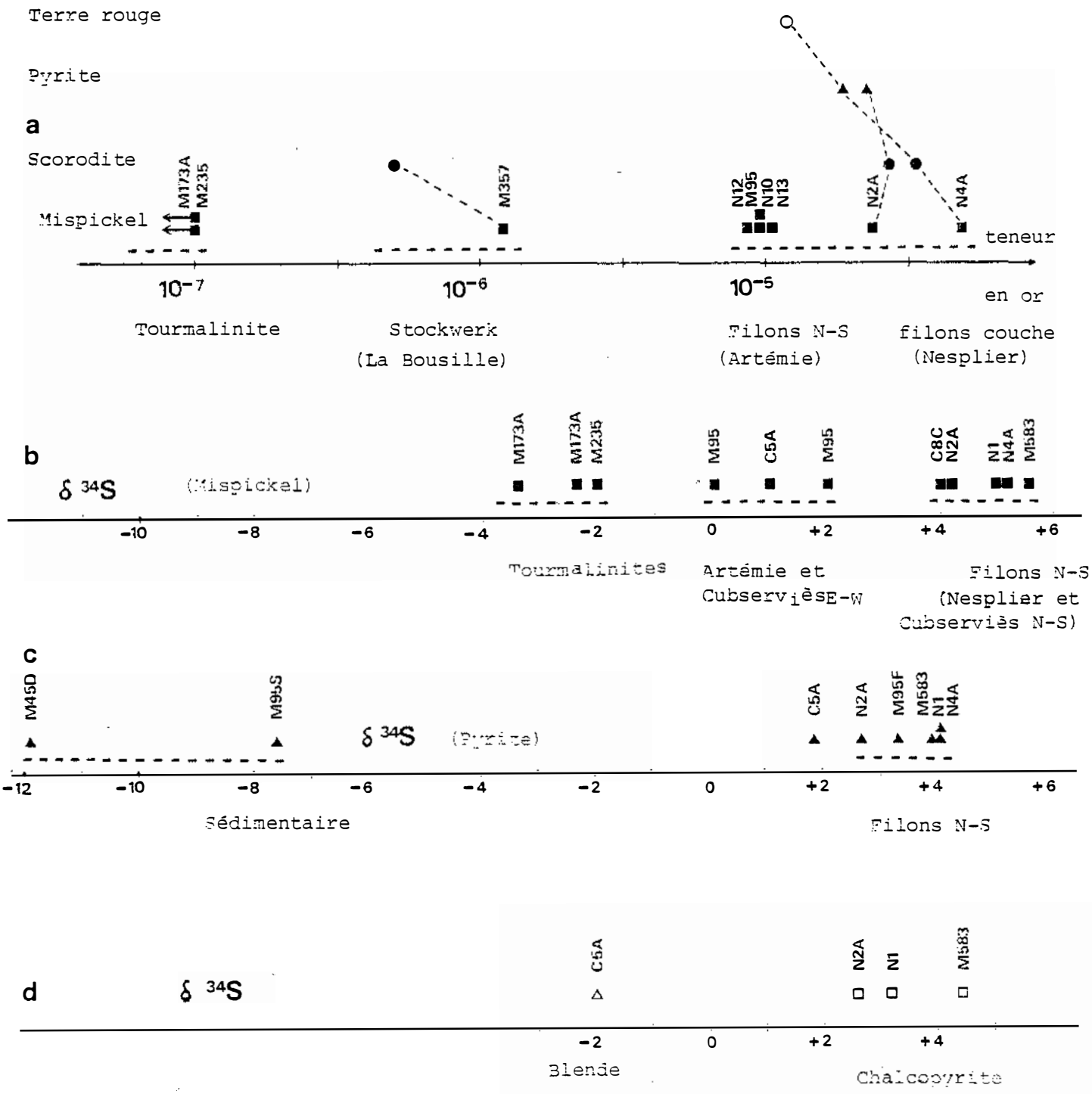


Fig. 52b, c, d. Histogramme des $\delta^{34}S$ des mispickels, pyrites, blende et chalcopyrites.

Les schistes sont découpés par de nombreuses fractures subverticales de direction 65 à 85. Une zone broyée au moins métrique d'orientation mal définie mais vraisemblablement E-W a donné lieu à un éboulement qui limite la recoupe vers le nord.

4.2. Description microscopique

Le mispickel est , là aussi, le minéral dominant. Il contient exeptionnellement des inclusions plurimicrométriques de pyrrhotite. Sur deux échantillons, nous avons observé de l'or natif au contact du mispickel. L'un d'eux contenait aussi de la chalcopyrite.

La pyrite présente les mêmes faciès que dans les autres filons à mispickel : cristaux automorphes dans la gangue quartzeuse, et veinules recoupant le mispickel ; elle est toutefois plus abondante que dans les autres indices.

La chalcopyrite, localement abondante, se trouve en cristaux idiomorphes. Un liseré de bornite l'entoure parfois.

5. RESULTATS ANALYTIQUES

Le tableau 12 rassemble les résultats des analyses effectuées sur les minéraux des filons à mispickel : teneur des sulfures en ^{34}S, teneurs en S, As, Au et Co. Nous rappelons en tête de tableau, à titre de comparaison, les données concernant les mispickels de tourmalinites et le $\delta^{34}S$ d'une pyrite provenant des schistes pyriteux situés au sommet des micaschites inférieurs.

III. METALLOGENIE DES MINERALISATIONS A MISPICKEL

1. Données analytiques

1.1. Teneurs en or des minéraux triés

Le soufre, l'arsenic, l'or et accessoirement le cobalt ont été analysés par le B.R.G.M. sur les principaux minéraux triés. La méthode de tri est exposée en annexe D.

Nous avons reporté graphiquement (fig. 52 A) les teneurs or mesurées sur différents minéraux dans les différents contextes. Trois familles de mispickel apparaissent nettement:

- Les mispickels de tourmalinite (M235 et M173A)
- Le mispickel et la scorodite du stockwerk de la Bousille (M357)
- Les minéraux du filon N-S Artémie (M95) et du filon interstratifié du Nesplier (N2A à N13).

Comme nous l'avons remarqué lorsque nous avons décrit les tourmalinites, les mispickels qui leur sont associés présentent des teneurs en or au moins cent fois inférieurs à celles des filons. Le stockwerk de la Bousille est quant à lui plus pauvre en or d'un ordre de grandeur par rapport aux filons N-S dont les teneurs varient de 7,1 à 49,3 ppm et qui sont les plus riches.

L'altération du mispickel en scorodite ne s'accompagne pas d'un lessivage important de l'or puisque les rapports $(Au/As)_{Sc}/(Au/As)_{Misp}$ calculés : 0,59 (M357), 0,79 (N4A) et 1,01 (N2A) sont relativement proches de 1, compte tenu de leur dispersion.

Les teneurs en or des pyrites sont un peu plus faibles que celles des mispickels auquels elles sont associées mais restent dans le domaine des teneurs courantes des mispickels des filons N-S. L'importance des rapports Au/As (242.10^{-6} et 148.10^{-6}), comparé à ceux du mispickel (17.10^{-6} à 159.10^{-6}) exclut l'hypothèse que l'or contenu appartienne en totalité aux impuretés de mispickel ou de scorodite contenu dans la pyrite.

La "terre rouge", composée de scorodite et d'oxydes de fer amorphes, présente un rapport Au/As de 69 qui, n'indique qu'un léger appauvrissement en or par rapport à la scorodite (107 en moyenne).

1.2. Les données isotopiques du soufre

Nous disposons d'analyses isotopiques qui ont été réalisées par le B.R.G.M. Les échantillons ont été récoltés sous forme de poudre à l'aide d'une fraise de dentiste. Les mispickels, dont les cristaux forment souvent des masses très homogènes de quelques millimètres à plusieurs centimètres, se sont avérés faciles à isoler. Il n'en fut pas de même pour les autres minéraux, pyrite, chalcopyrite et blende car leur taille dépasse rarement le millimètre et parce qu'ils sont souvent en contact soit entre eux, soit avec le mispickel. Nous les avons donc prélevés en fraisant sur section polie sous l'objectif du microscope à réflection; nous avons ainsi atteint une précision de l'ordre du dixième de millimètre sur les limites de la plage minérale échantillonnée.

Comme pour les teneurs en or, nous avons représenté graphiquement les valeurs obtenues (fig.52 b, c, d).

Tableau 13 - Fractionnement isotopique du soufre entre les minéraux des filons à mispickel.

	éch.	Py-Msp	Py-Cpy	Py-Bl	Msp-Cpy	Msp-Bl
(Cubserviès E-W)	C5A	+0,7(380°C) (280-600)		+3,8(10°C) (0-20)		+3,1(-)
(Artémie)	M95	+1,2(225°C) (170-300)				
		+3,2(35°C) (20-50)				
Nesplier	M583	-1,7(-)	-0,5(-)		+1,2(80°C) (45-125)	
Nesplier	N1	-0,9(-)	+0,9(430°C) (340-590)		+1,8(20°C) (0-45)	
Nesplier	N2A	-1,5(-)	+0,1(-)		+1,6(30°C) (0-80)	
Nesplier	N3	-1,1(-)				

Les fourchettes de température correspondent à une incertitude de mesure de ±0,3 sur le fractionnement.

Pour le mispickel, les valeurs mesurées se répartissent en trois catégories :

- Les tourmalinites (M173A et M235)
- Le filon Artémie (M95) et le filonnet E-W de Cubserviès (C5A) et
- Le filon N-S du Nesplier (M583, N2A et N4A) et le filon N-S de Cubserviès (C8C).

Les dosages sont au contraire très groupés (entre + 2 et + 4) pour la pyrite, à deux exceptions près, M45D et M95S, qui correspondent à des schistes pyriteux. La pyrite M45 provient des micaschistes inférieurs de la boutonnière de l'Orbiel, au niveau de l'épingle inférieure de la route, sans relation apparente avec des minéralisations. La pyrite M95S provient d'un débris schisteux emballé dans le filon Artémie. Il convient de remarquer que la pyrite filonienne M95F, provenant du même filon, présente un $\delta^{34}S$ beaucoup plus élevé qui ne se distingue pas des autres pyrites filoniennes. Il ne semble donc pas y avoir contamination de la pyrite filonienne par la pyrite sédimentaire des schistes encaissants.

Les données concernant la chalcopyrite et la blende sont trop peu nombreuses pour être commentées. Par contre nous pouvons confronter les données concernant les différents minéraux et tenter de les interpréter en termes de conditions de formation.

2. CONDITIONS DE FORMATION

Lorsque plusieurs sulfures cristallisent à partir d'un même fluide, la théorie et l'expérience montrent que le fractionnement du soufre ne dépend que de la température.

Le tableau 13 rassemble les fractionnements calculés et les températures déduites, dans l'hypothèse de l'équilibre, des courbes de Kajinara et Krouse (1971) in I. Friedman et J.R. O'Neil (1977).

2.1. Pyrite - Mispickel

Il n'existe malheureusement pas, à ce jour, de courbe de calibration pour le mispickel. Cependant, les données de D.M. Rye et R.O. Rye (1974) indiquent un fractionnement proche de 0 entre mispickel et pyrrhotite puisque les $\delta^{34}S$ de ces deux minéraux ont pour moyenne + 7,5 et + 7,2 et pour écart type 1,2 et 1,3 respectivement dans la formation de Monestake. Par ailleurs, les

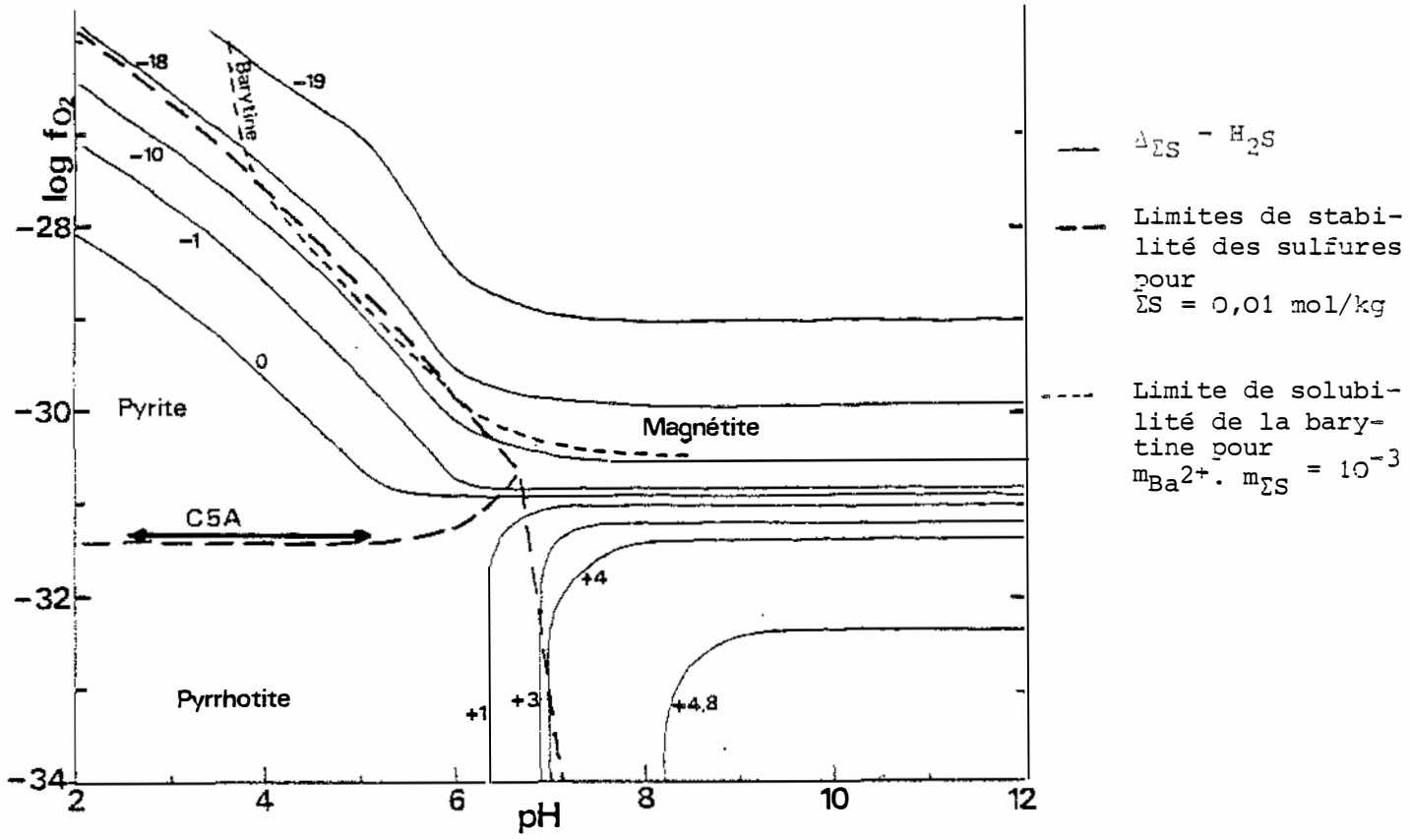


Fig. 53. Diagramme (fO_2 - pH) pour T = 350°C et I = 1,0
d'après H. OHMOTO (1972).

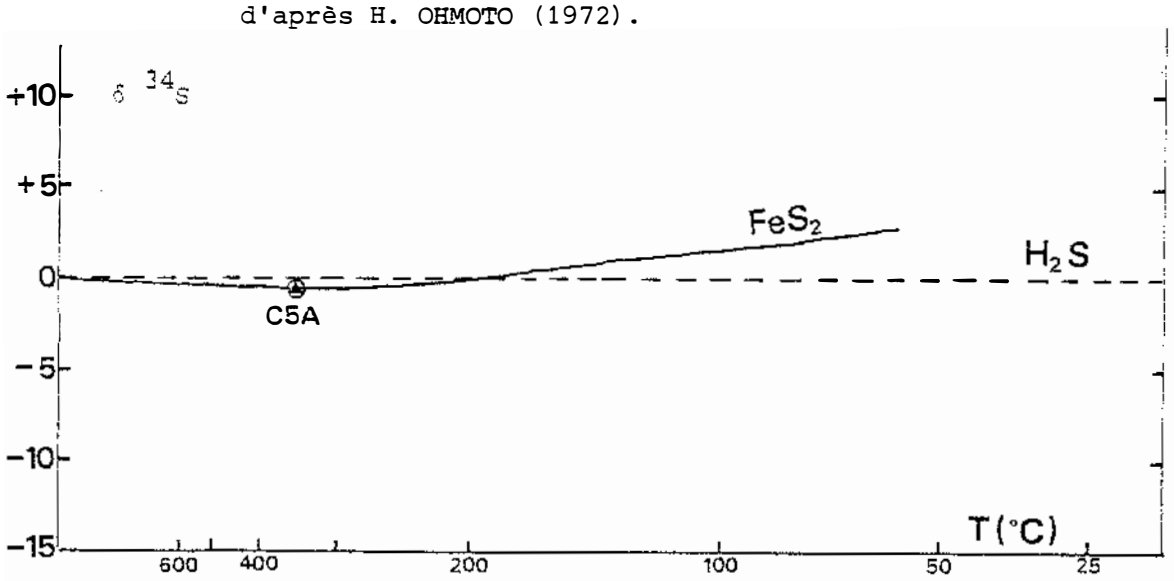


Fig. 54. Fractionnement entre pyrite et H_2S
d'après H. OHMOTO (1972).

données du Geological Survey (I. Friedman et J.R. O'Neil, 1977) identifient les $\delta\ ^{34}S$ de la blende et de la pyrrhotite. Nous supposerons donc le fractionnement négligeable entre blende et mispickel.

A la mine du Nesplier, le fractionnement pyrite-mispickel est significativement négatif (moyenne = - 1,3 ; écart-type = 0,37) et confirme le déséquilibre que nous avait suggéré l'étude des textures: la pyrite est en effet en veinules dans le mispickel ou en cristaux isolés en-dehors de celui-ci, ce qui indique deux venues distinctes (1 mispickel ; 2 pyrite).

Pour le filon Artémie, l'interprétation des résultats est rendue fort délicates par la présence de deux pyrites d'origines différentes, filonienne et sédimentaire. Celles-ci présentant des $\delta\ ^{34}S$ très différents (+ 3,3 et - 7,6) alors qu'elles sont distantes de quelques décimètres, nous sommes assurés que l'équilibre isotopique n'est pas réalisé. En revanche le $\delta\ ^{34}S$ du mispickel associé étant le plus faible parmi les filons N-S, il semble bien que le filon Artémie a été, au moins localement, partiellement contaminé par l'encaissant pyriteux. Des deux températures obtenues, 35°C et 225°C, la seconde peut à la rigueur être considérée comme un minorant très approximatif de la réalité.

A Cubserviès, dans la partie stockwerk de l'indice, nous n'avons pas réussi à isoler d'autre minéral que le mispickel. Dans le filonnet E-W situé plus au nord, le mispickel et la pyrite apparaissent en équilibre et leur fractionnement indique une température de formation de l'ordre de 380°C.

La présence de pyrrhotite en petites inclusions dans la pyrite nous permet de préciser les conditions physicochimiques de formation. En effet, d'après H. Ohmoto (1972), pour une température de 350°C, l'équilibre pyrite-pyrrhotite indique une fugacité d'oxygène d'environ 10^{-31} si le pH est inférieur à 6 (Fig. 53). Dans ces conditions, le fractionnement est nul entre l'espèce dominante dans le fluide H_2S et le fluide global. Par ailleurs, le même auteur indique un fractionnement de - 0,5 entre FeS_2 et H_2S. Nous pouvons donc situer le $\delta\ ^{34}S$ de la solution autour de + 2,3, ce qui témoigne d'une origine vraisemblablement magmatique (Fig. 54).

CHAPITRE 3

LES FILONS E-W SANS MISPICKEL

I. INTRODUCTION

Nous avons vu que les filons E-W pouvaient se classer en trois catégories :

- avec mispickel (ex : Le Carnier)
- sans mispickel ni fluorine (ex : Le Bernadel et Viallèle)
- avec fluorine (ex : Mas-Cabardès et Labastide).

Nous décrirons ici les indices de Mas-Cabardès, Labastide et Viallèle, pour lesquels nous avons pu effectuer des levers de galerie.

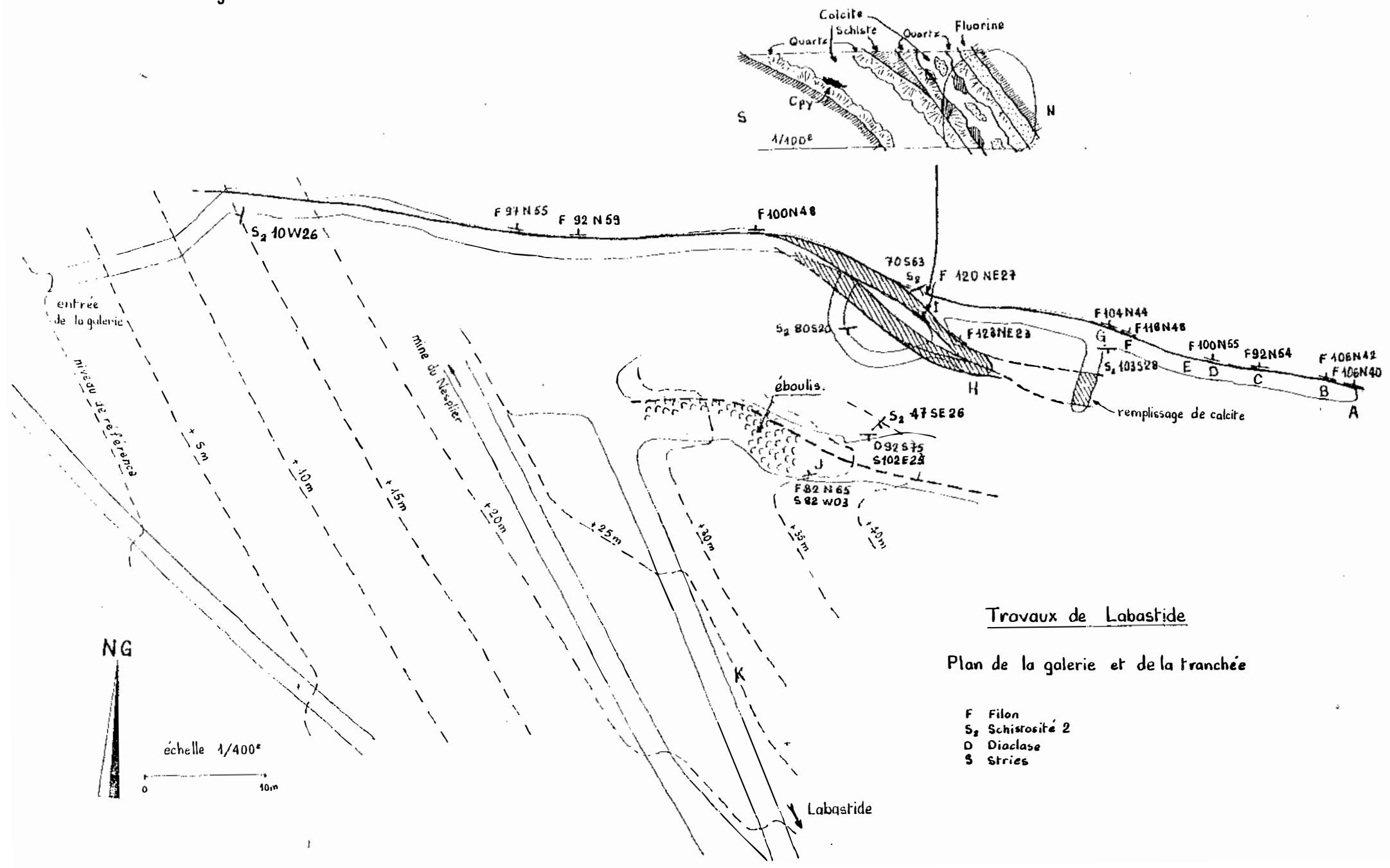
Les deux premiers, où la fluorine existe, sont situés stratigraphiquement dans la formation de Mas-Cabardès, tandis qu'à Viallèle, où la chalcopyrite est l'unique minerai, on est dans l'ensemble flyschoïde. Ceci indique un contrôle lithologique net pour la fluorine : le calcium des carbonates (grès calcareux) a réagi avec le fluor des fluides minéralisateurs pour former la fluorine.

II. LABASTIDE-ESPA BAI ENQUE (mine de La Caune)

1. LOCALISATION

Cet indice est situé au nord du village. Les vestiges des anciens travaux comprennent une galerie d'une centaine de mètres et une tranchée qui suit le filon à flanc de montagne à une trentaine de mètres au-dessus.Cette tranchée résulte peut-être de l'effondrement d'une autre galerie plus ancienne comme le suggère le nom de La Caune (cavité, grotte) de ce lieu-dit.

Figure 55.



Travaux de Labastide

Plan de la galerie et de la tranchée

F Filon
S_2 Schistosité 2
D Diaclase
S Stries

Nous avons effectué les levers géologiques à partir d'un canevas topographique (planimétrique et altimétrique) réalisé à la boussole et au décamètre (Fig.55). Cela nous a permis de compléter les mesures locales d'orientation du filon par une estimation plus globale déduite du plan : le pendage moyen varie de 90 N 62 à 115 N 65.

2. GISEMENT ET DESCRIPTION

2.1. Gisement

Le gisement de Labastide, d'orientation moyenne 100 N 65, est encaissé dans les schistes plus ou moins gréseux de la formation de Mas-Cabardès. Nous n'avons pas observé de marbres ou de grès calcareux au contact du filon mais ce dernier faciès abonde à proximité, en particulier au bord du chemin d'accès, au sud du point K. Nous ne connaissons le deuxième niveau noir qu'à environ 300 m au sud, en bas du village.

2.2. Description de la galerie

Après une quinzaine de mètres creusés dans les schistes, la galerie atteint et suit le filon. Celui-ci se montre d'épaisseur assez régulière sur une cinquantaine de mètres : vingt centimètres environ. Il est alors constitué de quartz, de calcite et de débris schisteux emballés. La fluorine n'apparaît qu'ensuite. Après soixante mètres, la structure du filon se complique avec l'apparition de satellites d'épaisseur métrique, d'orientation 120 à 130, pendant vers le nord à 50° environ. Ces satellites ne contiennent pas de fluorine mais du quartz et surtout beaucoup de calcite blanche en grands cristaux de plusieurs centimètres. La chalcopyrite y est visible en petites mouches centimétriques. De nombreuses fractures courbes orientées 90 à 130 découpent ces remplissages de calcite en lentilles. Des travers bancs furent percés sans succès vers le sud pour explorer ces filons de calcite et chercher un autre filon à fluorine.

La tranchée, située à 30 m plus haut, ne permet malheureusement que peu d'observations car la caisse filonienne a disparu et le fond est jonché d'éboulis.

Sur les quarante derniers mètres de la galerie, le filon principal s'élargit à une quarantaine de centimètres en moyenne et devient plus riche en fluorine.

Les coupes du remplissage filonien que nous avons effectuées permettent d'établir le schéma de cristallisation suivant :

- 1. Quartz
- 2. Calcite
- 3. Fluorine

La chalcopyrite se présente en mouches de quelques centimètres réparties indifféremment dans chacun des minéraux ci-dessus, ce qui suggère la parenté de ceux-ci. En outre de l'ankérite remplit des veinules centimétriques qui suivent parfois la direction du filon, mais le recoupent le plus souvent.

A dix mètres du fond de la galerie, (point C) une fracture 100 S 80 décale légèrement le filon, le compartiment sud étant remonté.

L'observation des épontes montre que des glissements sont intervenus selon des fractures de même direction que le filon. Les stries sont proches de l'horizontale, mais leur sens nous est inconnu. Au point J le filon présente la succession suivante, du mur au toit (du sud au nord) : liseré de chalcopyrite, quartz et chalcopyrite, quartz et fluorine. L'ensemble ne dépasse pas 15 cm.

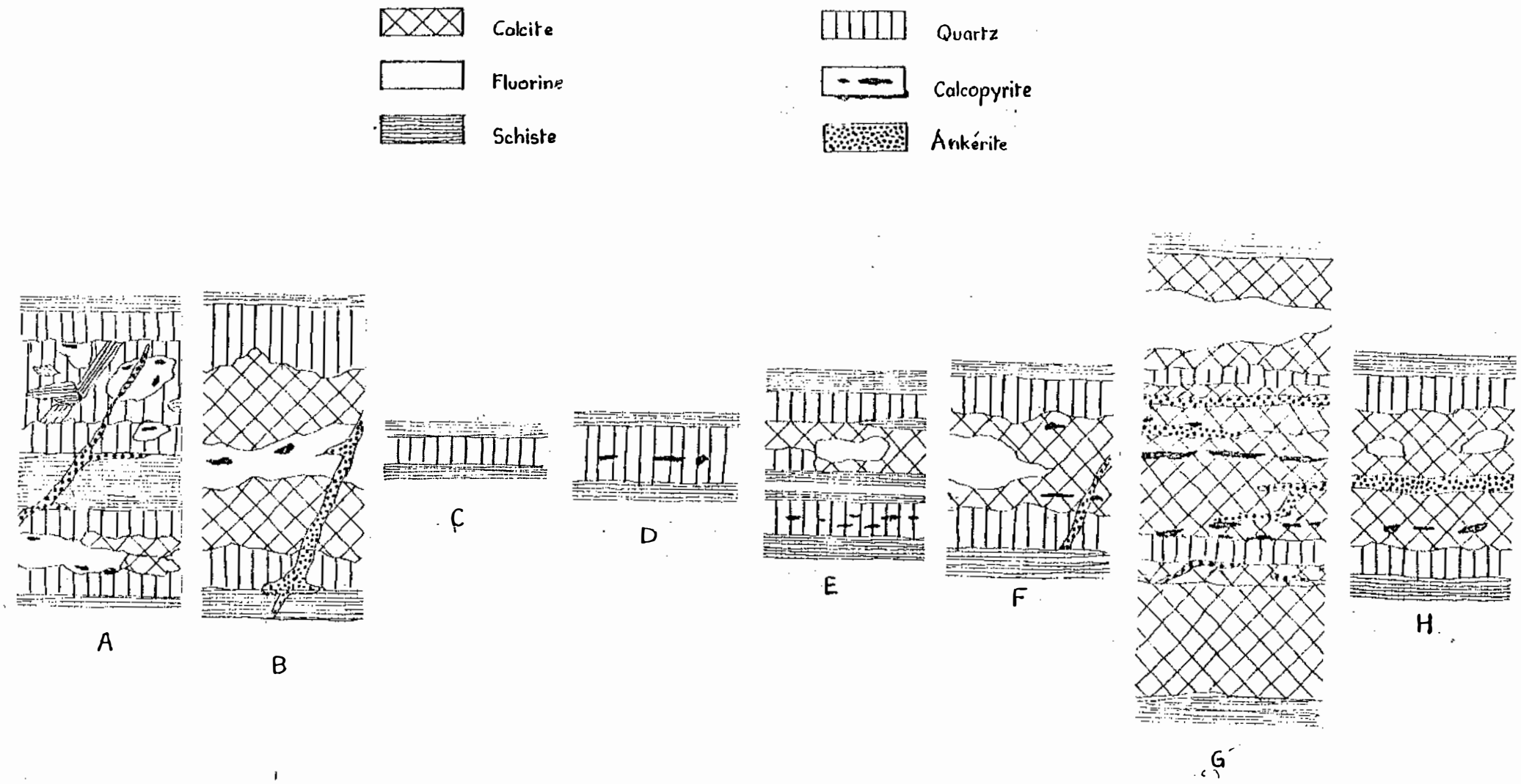
L'étude microscopique s'est avérée décevante. En plus des minéraux cités précédemment, nous avons observé qu'à la chalcopyrite était associée un peu de pyrite. La chalcopyrite contient exceptionnellement des inclusions de bismuthinite (20 µm). La calcite recouvre des quartz automorphes, ce qui confirme qu'elle est plus tardive.

3. CONCLUSION

Des observations se dégagent les faits suivants :

- Le filon à fluorine de Labastide est orienté 100 N 65 en moyenne.
- L'encaissant est constitué en partie des grès calcareux.
- La succession minéralisée comporte : quartz, calcite, fluorine, tous trois avec chalcopyrite ; par contre il existe une venue tardive d'ankérite stérile.
- Des fractures E-W pentées au sud sont postérieures à la minéralisation, et stériles.

Figure 56 - Coupes du remplissage filonien du filon à fluorine de Labastide.



III. MAS-CABARDES

1. LOCALISATION

Les filons de Mas-Cabardès se situent à 500 m environ au nord du village, en rive droite du ruisseau de Trescounbelles. Ils s'étendent sur environ 200 m du nord au sud et environ 100 m d'ouest en est.

2. GISEMENT

Notre étude a été facilitée par la possession du plan de situation au 1/500e des travaux effectués ainsi que du rapport géologique ayant servi à la société A.K.O. pour sa demande de permis de recherches. Ces documents nous ont été aimablement communiqués par le B.R.G.M.

Les roches encaissantes sont, pour ces filons, des schistes assez gréseux dans lesquels se distinguent quelques grès calcareux, un niveau noir graphiteux et une lentille de marbre, ces deux derniers niveaux paraissant associés.

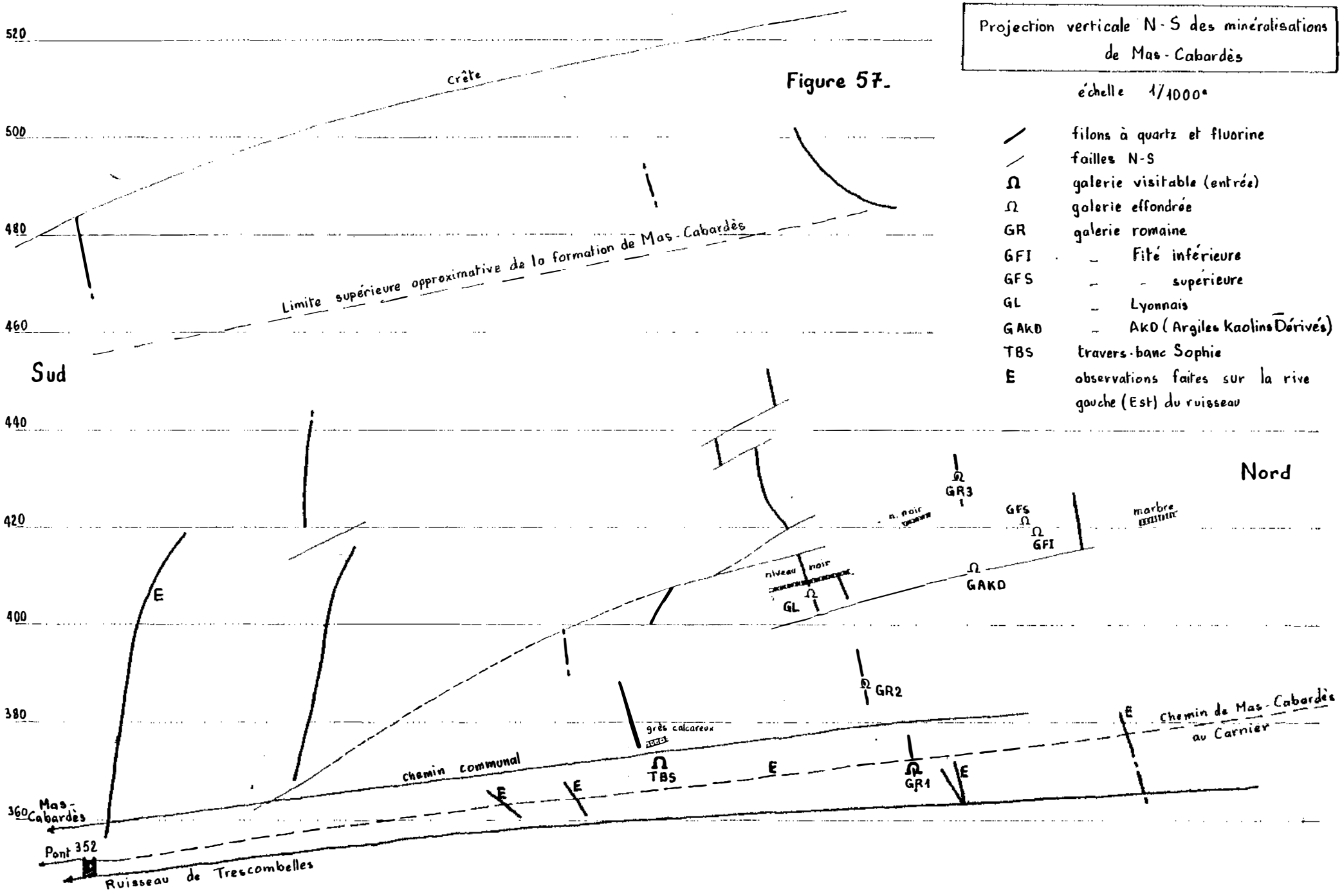
La plus grande partie des anciens travaux est aujourd'hui inaccessible parce qu'effondrés. Nous avons cependant pu reconnaître deux galeries : la "galerie romaine n° 1" et le travers banc Sophie (GR1 et TBS sur la Fig. 57).

3. DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

3.1. "Galerie romaine n° 1" (Fig. 58)

Cette galerie suit un filon bréchique très irrégulier subvertical d'orientation moyenne 75. Tout à l'opposé de la galerie de Labastide qui est de section constante, celle-ci montre d'importantes variations de hauteur totale : bien que la section apparente soit assez constante, le filon a été exploité tant au plafond qu'au sol lorsque son remplissage le permettait. Il en résulte que la galerie se présente actuellement comme une succession de fosses au sol, de cheminées ou de profondes rainures au plafond. Mal purgée, cette galerie est dangereuse.

Dans sa première moitié sur une quinzaine de mètres, l'exploitation n'a laissée que les zones broyées par de nombreuses fractures courbes, oscillant autour de la direction moyenne du filon qui se compose de quartz, de calcite et de débris de schistes emballés.


Projection verticale N-S des minéralisations de Mas-Cabardès
échelle 1/1000e
filons à quartz et fluorine
failles N-S
Ω galerie visitable (entrée)
Ω galerie effondrée
GR galerie romaine
GFI – Fité inférieure
GFS – – supérieure
GL – Lyonnais
GAKD – AKD (Argiles Kaolins Dérivés)
TBS travers-banc Sophie
E observations faites sur la rive gauche (Est) du ruisseau
Figure 57.
520
500
480
460
440
420
400
380
360
Sud
Nord
Crête
Limite supérieure approximative de la formation de Mas-Cabardès
n. noir
niveau noir
marbre
GR3
GFS
GFI
GAKD
GL
GR2
grès calcareux
TBS
GR1
E
chemin communal
Chemin de Mas-Cabardès au Carnier
Mas-Cabardès
Pont 352
Ruisseau de Trescombelles

Plus loin, la fluorine et la chalcopyrite apparaissent. Bien que la structure du filon soit en partie oblitérée par la fracturation, nous avons retrouvé la même succession minéralogique qu'à Labastide : quartz, calcite, fluorine et ankérite tardive recoupant les structures précédentes.

La galerie proprement dite se termine par un éboulement qui donne accès, lorsqu'on l'escalade, à une chambre de 100 à 150 m^3. A l'entrée de cette chambre, la caisse filonienne est large de deux mètres environ. La puissance de la fluorine à cet endroit est de 40 cm. C'est le maximum que nous ayons observé. Ceux qui ont creusé cette chambre semblent avoir été rebutés par la disparition rapide de la minéralisation : la paroi opposée à l'entrée est hachée de fractures qui font disparaître le filon.

Tout au long de cette galerie, nous avons observé des stries proches de l'horizontale sur les épontes de la caisse filonienne.

3.2. Autres observations

La "galerie romaine n° 3 (GR3 sur la Fig. 57) n'est longue que de huit mètres, mais ses abords permettent quelques observations. Le filon qu'elle suit est orienté en moyenne 90 N 70. Il contient de la fluorine, de la chalcopyrite et parfois du quartz aux épontes. Son épaisseur varie rapidement de 0 à 50 cm.

A quelques mètres de là, on peut voir un filon décimétrique à quartz parfois géodique et chalcopyrite orienté 75 N 55 recoupant un filon, apparemment antérieur, à fluorine, orienté 110 S 80. Une petite veine centimétrique d' ankérite s'insinue au toit de la fluorine.

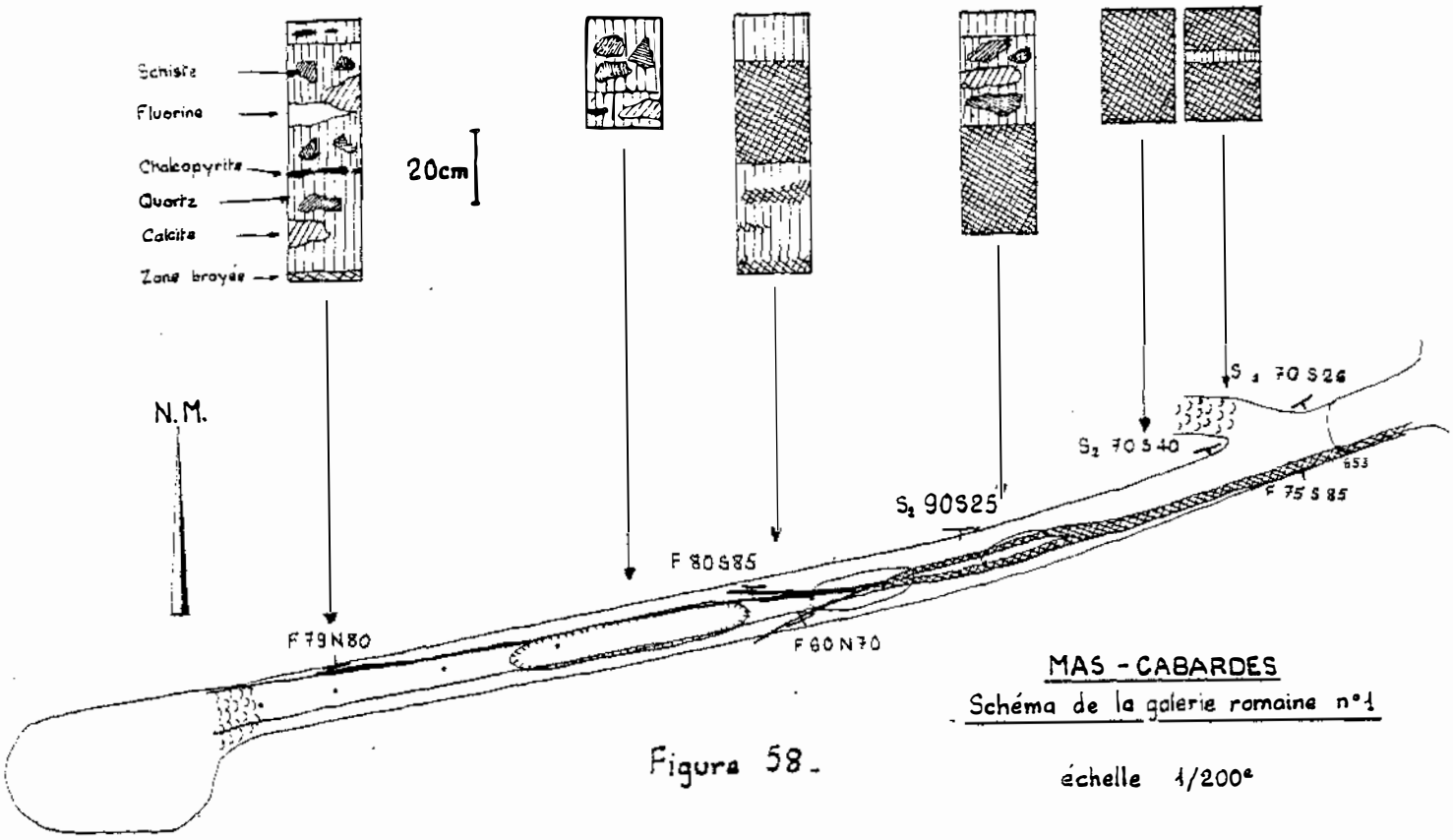
4. CONCLUSION

On retrouve ici la même succession qu'à Labastide : quartz, calcite, fluorine ; la chalcopyrite, peu abondante, accompagne surtout la fluorine. Cependant on constate localement qu'un filon de quartz à chalcopyrite recoupe et décroche un filon de fluorine. Enfin il existe comme à Labastide une venue tardive d'ankérite stérile.

IV. VIALLELE

1. LOCALISATION

La galerie de Viallèle près est située à 100 m en contrebas des ruines de Viallèle-Près, dans l'ensemble flyschoïde.



MAS - CABARDES

Schéma de la galerie romaine n°1

Figure 58.

échelle 1/200ᵉ

Filon

F Fracture

Qz quartz

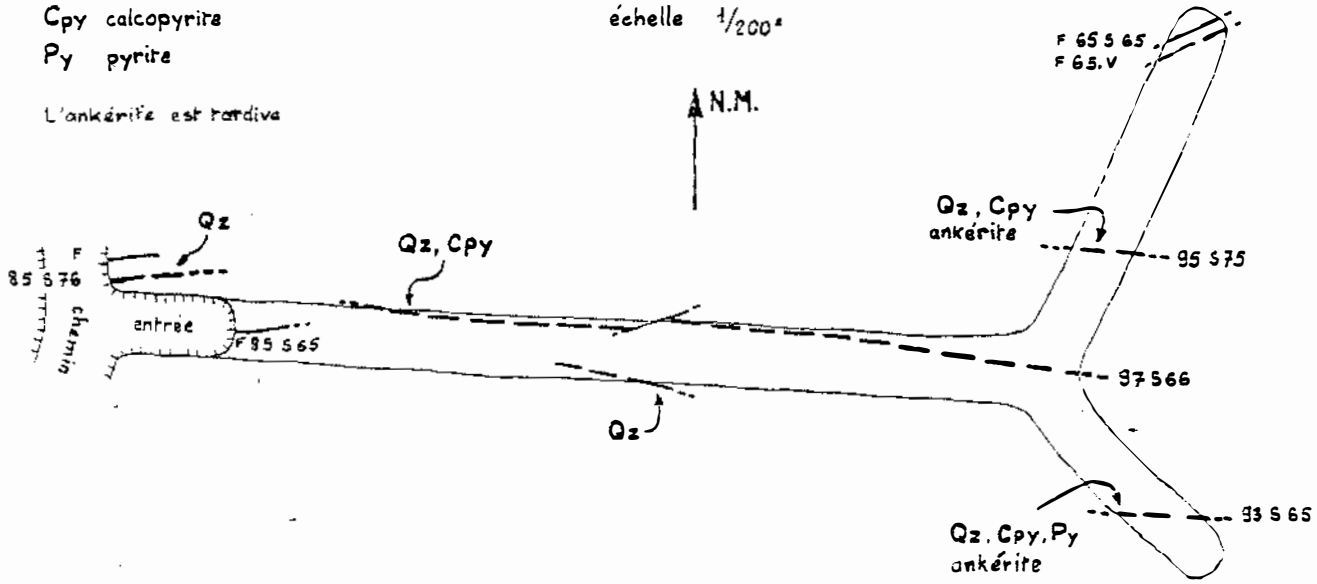
Cpy calcopyrite

Py pyrite

L'ankérite est tardive

Figure 59. Galerie de Viallèle

échelle 1/200ᵉ



2. GISEMENT ET DESCRIPTION MACROSCOPIQUE

La galerie suit un filon de quartz à chalcopyrite et pyrite sur environ vingt cinq mètres, puis se scinde en deux travers bancs qui n'ont pas recoupé d'autre filon plus intéressant mais seulement deux satellites. L'épaisseur du filon ne dépasse guère 10 m.

Ces filons sont orientés 95 S 70 et sont décalés par des fractures 65 S 65 à 90. L'étude des photos aériennes a montré que de nombreuses fractures de cette direction se relayaient depuis Villanière jusqu'à l'est de Labastide au moins.

On peut mettre en relation l'absence de fluorine avec le fait que ces filons sont encaissés dans une série flyschoïde dépourvu de carbonates.

V. DONNES PRELIMINAIRES SUR LA METALLOGENIE DES FILONS A FLUORINE

Nous avons quelques résultats d'analyses en ce qui concerne les isotopes du soufre et les inclusions fluides dans la fluorine.

1. ISOTOPES DU SOUFRE

Quelques analyses isotopiques du S ont été réalisées par le BRGM sur des échantillons triés (prélèvement à l'aide de la fraise de dentiste) :

Ech.	Origine	Minéral	$\delta\ ^{34}S$ C.D.T.
M583	Labastide	Chalcopyrite	+ 5,9
M660-1	Mas-Cabardès	Pyrite	+ 4,1
M660-2	"	Chalcopyrite	+ 3,0

A Labastide la valeur du $\delta\ ^{34}S$ de la chalcopyrite est élevée, ce qui évoquerait une origine sédimentaire. Nous avons observé des mouches millimétriques de chalcopyrite dans les grès calcareux de l'encaissant mais ne les avons dosées. Ces chalcopyrites semblent localisées à 15-20 m du filon.

A Mas-Cabardès, le fractionnement entre la pyrite et la chalcopyrite incluses dans une gangue de quartz indiquerait une température de formation d'environ 370°C pour le début du dépôt filonien.

2. INCLUSIONS FLUIDES DANS LA FLUORINE

Nous avons étudié les inclusions fluides des fluorines de Labastide (Mine de La Caune) et de Mas-Cabardès à partir de lames épaisses (200 µm) réalisées au B.R.G.M., où nous avons effectué une partie de nos mesures.

Les inclusions observées se différencient par leur taille, leur forme et leur organisation spatiale.

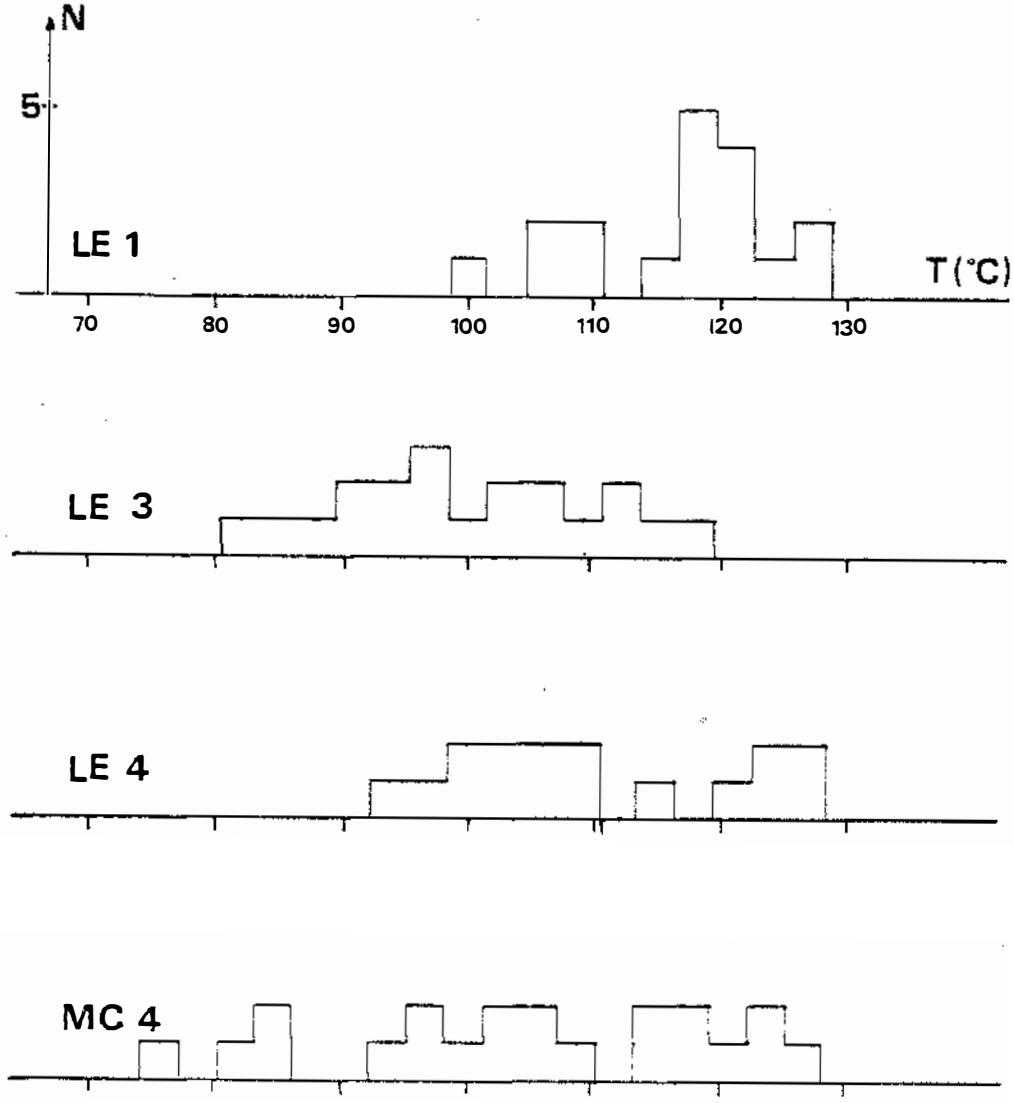


Fig. 60. Température d'homogénéisation des inclusions fluides dans les fluorines.

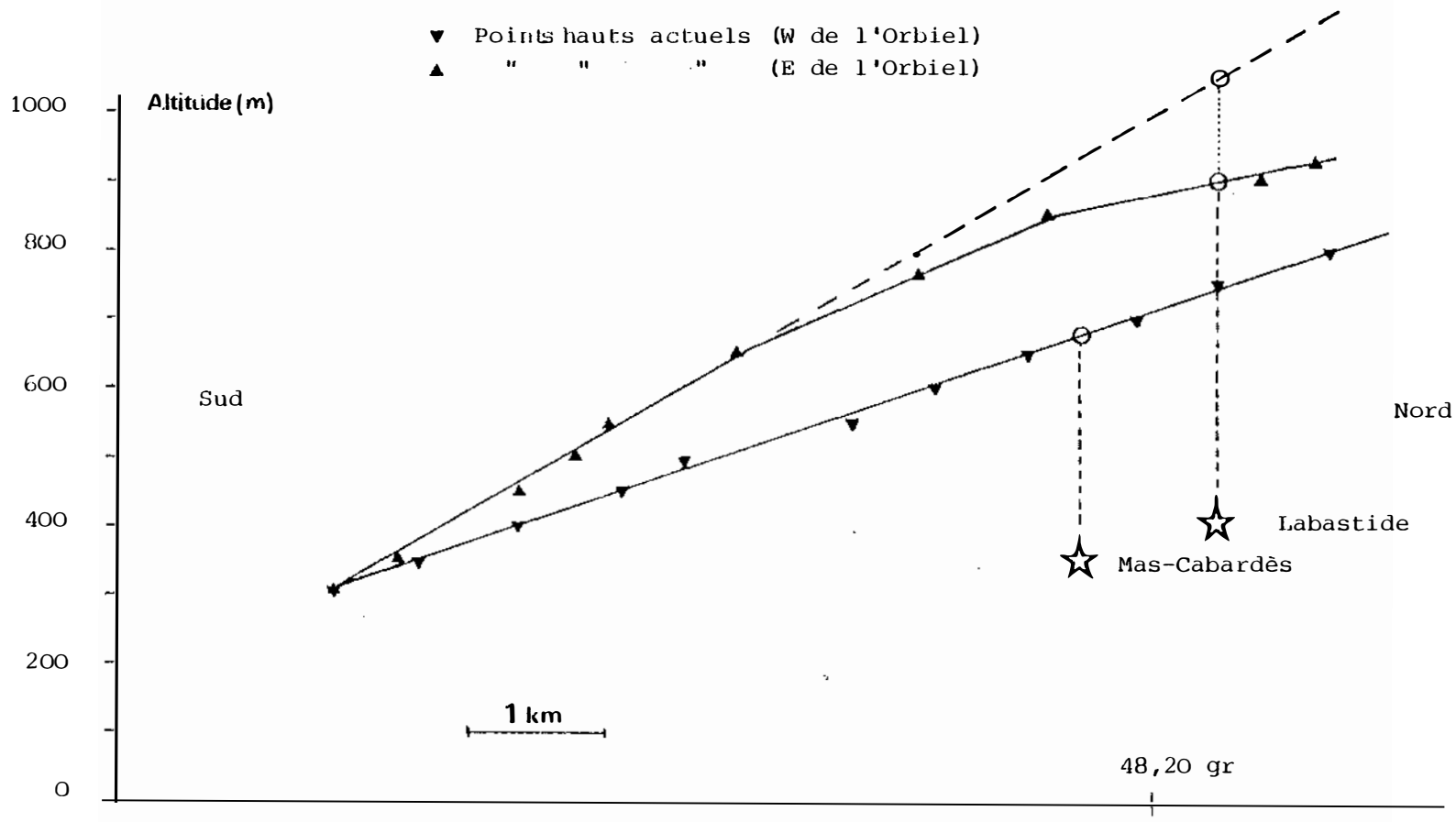


Fig. 61. Position des filons de Mas-Cabardès et de Labastide-Esparbaisenque par rapport à la surface d'érosion antétertiaire.

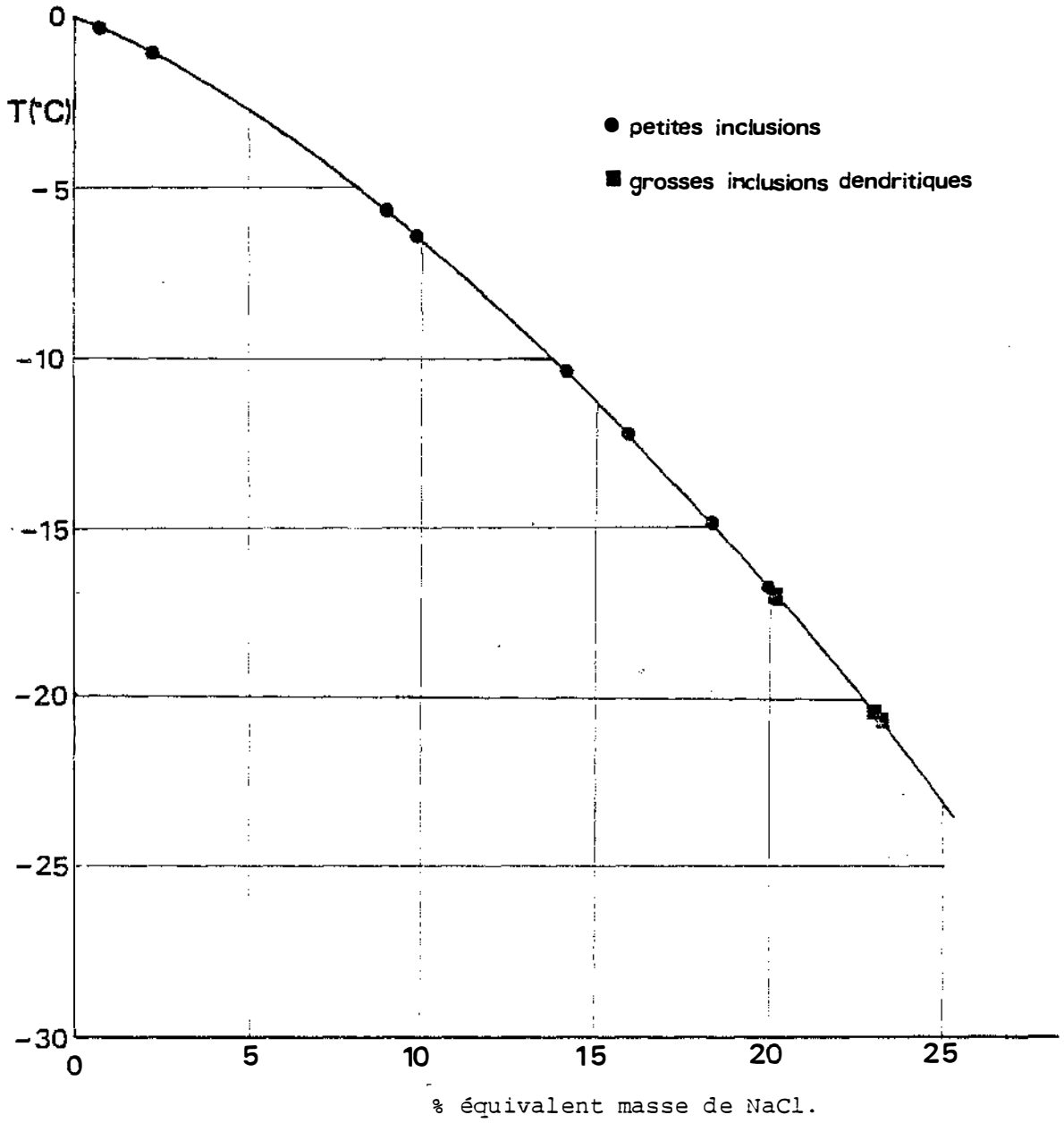


Fig. 62. Variation de la température de congélation de l'eau en fonction de sa teneur en NaCl.

Les plus courantes sont de petite taille (de l'ordre de la dizaine de micromètres), aplaties, en forme de polygones plus ou moins arrondis, et disposées en très grand nombre selon des plans. Il s'agit alors typiquement d'inclusions fluides secondaires.

Les autres sont de plus grande taille et leur morphologie est amiboïde ou dendritique. Elles sont presque toujours placées dans un plan contenant des inclusions secondaires du type précédent.

L'intense microfracturation qu'ont subi les fluorines en est peut-être la cause : les échantillons les plus limpides montrent d'anciennes fissures soudées,(révélées par des inclusions fluides secondaires qui ne sont jamais distantes de plus de 0,2 mm).

Les températures d'homogénéisation que nous avons mesurées s'échelonnent entre 77 et 128°C à Mas-Cabardès et 82 à 127°C à Labastide (Fig. 60). La moyenne est quasiment la même pour ces deux indices : 105°C et 108°C respectivement.

Cette température est normalement inférieure à la température réelle de formation, ceci par l'effet de la pression.

Une estimation de la pression peut être fournie si on admet que les filons sont postérieures à la pénéplanation post-hercynienne et antérieurs aux mouvements pyrénéens qui ont remonté la Montagne Noire. La figure 61 montre la projection sur un plan vertical de la surface d'érosion antétertiaire et des indices de Labastide et Mas-Cabardès. Les profondeurs sont respectivement de 500 à 650 m et 300 à 350 m et les pressions correspondantes de 140 à 180 bars et de 85 à 100 bars. Ces faibles pressions n'entrainent qu'une correction mineure pour la température : 10°C pour Labastide et 5°C pour Mas-Cabardès, d'après Soukins (1966).

Les températures de congélation que nous avons mesurées sont très variables pour les petites inclusions typiquement secondaires et atteignent - 21°C pour les inclusions dendritiques de grande taille.

Cela équivraudrait, d'après Soukins (1966), à une concentration en NaCl inférieure ou égale à 23 % (Fig. 62).

Conclusion

Les filons E-W sans mispickel que nous avons étudiés comportent successivement et en continuité :

- un dépôt de quartz à pyrite et chalcopyrite, peut-être d'assez haute température à Mas-Cabardès

- un dépôt de calcite , puis de fluorine, dans laquelle des inclusions fluides, toutes secondaires, ont été emprisonnées à 100°C environ.

La fluorine ne se développe que lorsque l'encaissant est carbonaté (Mas-Cabardès et Labastide).

Des mouvements ultérieures ont provoqués la formation de fractures tardives, les unes à quartz et chalcopyrite, les autres (les plus fréquentes) à ankérite.

CHAPITRE 4

CONCLUSION

Le secteur étudié comporte deux grands types de minéralisations :

- Une minéralisation à mispickel avec pyrite et chalcopyrite qui se présente en filons nord-sud subverticaux, nourrissant parfois des injections concordantes dans les strates. Ces filons apparaissent à divers niveaux de la série, depuis les gneiss de l'Orbiel (La Bousille, Cubserviès) jusqu'à l'ensemble flyschoïde (Artémie), dans le prolongement approximatif du faisceau minéralisé de Salsigne. Aucune zonalité n'apparait dans le sens sud-nord, ni dans la paragenèse, ni dans les teneurs en or du mispickel (rapport Au/As) ni dans le $\delta^{34}S$ des minéraux associés (mispickel, pyrite...). A ces différents points de vue, le "filon" interstratifié du Nesplier s'individualise nettement à la fois comme le plus riche en or (le mispickel y titre jusqu'à 40 g/t) et sans doute le plus "chaud". On remarquera que les glandes de tourmalinite à mispickel, éparses dans les schistes au même niveau que le "filon" du Nesplier, sont exemptes d'or (moins de 0,1 g/t).

Dans l'ensemble, il est difficile de dire si ces minéralisations aurifères sont contemporaines de celles de Salsigne et liées à la même phase de granitisation, ou s'il s'agit de remaniements plus tardifs. Ce qui est sûr, c'est que les paragenèses sont bien plus pauvres qu'à Salsigne (rareté des minéraux de bismuth) et que les teneurs en or, et surtout les tonnages en jeu sont très faibles. L'alignement sud-nord qui joint Artémie à Cubserviès coïncide presque avec une grande faille en ciseaux qui affecte la pénéplaine post-hercynienne, le compartiment ouest étant abaissé de 180 m à la latitude d'Artémie et de 150 m à la latitude de Salsigne par rapport au compartiment est. Un linéament bismuthifère, récemment mis en évidence par P. Picot (1979) est peut-être en relation avec cet accident...

- Une minéralisation filonienne est-ouest où se succèdent quartz, calcite et fluorine avec peu de sulfures (chalcopyrite). Ces filons, qui se cantonnent dans la formation carbonatée de Mas-Cabardès, pendent généralement vers le nord et semblent postérieurs à la pénéplaine post-hercynienne. Ils présentent des analogies évidentes avec les filons à fluorine du Tarn, bien que leur importance économique soit beaucoup plus faible, tant à cause des tonnages reconnus par des travaux de recherche pourtant nombreux qu'à cause de l'irrégularité de la puissance du remplissage et de la fréquence des failles ou fractures nord-sud qui hachent les panneaux. L'état des anciens travaux ne permet malheureusement pas d'observer la position ni l'inclinaison d'éventuelles colonnes riches en fluorine. On notera aussi, par comparaison avec les filons du Tarn, le faible développement de la sidérite : on ne connait ici qu'une ankérite tardive et stérile.

ANNEXE A

INCERTITUDE SUR LES DOSAGES DE MICROSONDE ET SUR LES RENSEIGNEMENTS QUE L'ON EN TIRE

I. INCERTITUDES SUR LES MESURES

Nous n'avons pas estimé les incertitudes sur les dosages de microsonde de manière analytique mais synthétique. Il serait en effet nécessaire d'établir la liste complète des sources d'erreurs et de déterminer pour chacune d'entre elles, après traitement statistique de nombreuses expériences, la valeur de l'incertitude, et ceci en distinguant les parties systématiques et aléatoires.

Cet important travail de spécialiste sortant largement du cadre de notre travail, nous avons apprécié les incertitudes de manière globale. Notre estimation présente l'inconvénient d'être arbitraire, mais elle est simple et cette première approximation nous a paru suffisante :

$$dCi = 0{,}02 \sqrt{Ci}$$

Ci : proportion molaire du constituant i dans le minéral.

dCi : incertitude absolue sur Ci.

La constante 0,02 signifie qu'un minéral composé d'un seul constituant, le quartz par exemple, bouclera à 100 $\pm$ 2 %.

L'exposant de Ci doit être supérieur à 0 (inférieur à 1) puisque la concentration d'un constituant varie dans le même sens (en sens inverse) que l'incertitude absolue (relative). La valeur adoptée, 1/2, parait donc convenable.

C'est d'ailleurs cette même valeur qui intervient dans les statistiques de comptage.

II. INCERTITUDE SUR LES QUANTITES DERIVEES DES DOSAGES

Si α est une quantité déduite des dosages, ce peut être le taux d'almandin d'un grenat, par exemple, nous choisissons, comme incertitude $d\alpha$ sur α, la valeur de l'expression :

$$d\alpha = \sum_i \left| \frac{\partial \alpha}{\partial Ci} \right| dCi$$

Nous n'avons utilisé ceci que pour les déterminations des conditions physiques du métamorphisme.

ANNEXE B

CALCUL DES FORMULES STRUCTURALES

I. INTRODUCTION

1. GENERALITES

Nous allons préciser le cadre mathématique dans lequel il nous paraît souhaitable d'effectuer le calcul des formules structurales si on veut exploiter au mieux les analyses.

Le cadre mathématique est celui de l'algèbre linéaire dans lequel on sait que la dimension de l'image d'un espace vectoriel par une application linéaire est inférieure ou égale à la dimension de cet espace. Il en résulte que si on effectue n mesures, on ne pourra déterminer que n - 1 paramètres indépendants de la formule structurale. D'éventuels paramètres en surnombre auront, qu'on le veuille ou non, des valeurs mathématiquement arbitraires.

Dans ces conditions le rôle du géologue est de choisir, en fonction de son expérience, les n - 1 (ou plus) substitutions dont il pourra déterminer le taux, et d'effectuer aux autres des valeurs qui seront arbitraires, mais autant que possible réalistes.

2. PRINCIPE

On considère, en minéralogie classique, qu'un minéral est constitué physiquement par la répétition triplement périodique d'un motif de base que nous identifierons à sa maille élémentaire.

Cette maille élémentaire se compose d'un certain nombre de sites, qui

sont généralement occupés par un atome et un seul. Ces sites n'étant pas tous identiques, les atomes ne s'y répartissent pas de manière quelconque. Certains sites jouant des rôles comparables, voire parfaitement identiques, on les regroupe en catégories par souci de simplicité.

Nous appelons formule structurale complète la quantité moyenne de tous les atomes présents dans le minéral dans chacun des sites. Cette définition n'est réaliste que si le minéral est homogène.

Nous appelons pôle tout minéral pour lequel ces quantités moyennes sont des nombres entiers. Ces pôles sont indépendants si aucun d'entre eux ne peut être considéré comme un mélange des autres.

Un minéral donné appartient à la famille minérale définie par ces pôles dont les structures sont identiques (comparables) si sa formule structurale peut être considérée comme une combinaison linéaire des formules structurales de ces pôles. Réciproquement, si l'on sait, par exemple par une détermination optique, à quelle famille appartient ce minéral, celui-ci ne sera réellement identifié que si l'on est capable de déterminer sa formule structurale complète.

Il existe une autre manière de voir les choses, complémentaire de la première, et d'ailleurs équivalente. Elle consiste à choisir un des pôles comme pôle de référence et à définir chacun des autres comme ce pôle de référence modifié par une substitution. Bien évidemment, si les pôles sont indépendants, les substitutions qui leur correspondent le sont également. Remarquons que le nombre des substitutions est égal au nombre des pôles diminué d'une unité.

Il suffit, pour synthétiser ces deux points de vue, de considérer une famille minérale comme un espace affine dont les points sont les formules structurales et les vecteurs les substitutions.

Un minéral ne peut être considéré comme identifié qui si on connaît tous les taux de substitutions ou tous les coefficients de la combinaison linéaire (les proportions du mélange) des pôles qu'il représente.

La détermination directe de ces taux ou de ces coefficients étant en général très lourde, et de ce fait de la compétence du minéralogiste, le géologue se contente de la mesure d'un certain nombre de paramètres qui lui sont plus accessibles. L'influence de la formule structurale sur ces paramètres étant connue, il peut remonter à la formule structurale et la déterminer ainsi plus ou moins complètement.

Ces paramètres accessibles ont été dans le passé de nature essentiellement optique : Np, Nm, Ng (auquels N, Ng-Np, 2 V sont équivalents), mais aussi de nature physique, la densité par exemple. Le nombre de ces paramètres étant restreint, et ne permettant de ce fait qu'une identification très partielle, l'analyse par voie humide a été utilisée dans les études les plus fines pour compléter cette identification.

Le progrès technique, et en particulier la mise au point de la microsonde électronique, met à la disposition du géologue un moyen de mesurer plus rapidement des paramètres plus précis, plus nombreux et plus directement reliés à la structure que les paramètres optiques. Le caractère ponctuel de ce type de mesure est également avantageux.

Nous nous plaçons maintenant dans le cas où nous disposons d'analyses effectuées à la microsonde et où nous voulons identifier le minéral dosé.

Cette identification précise que recherche le géologue est dans bien des cas vouée à l'échec, et ceci pour deux raisons.

La première est que certaines substitutions ne modifient pas le chimisme du minéral : c'est le cas de la substitution $(Al)_{T_1}\ (Si)_{T_2} \rightarrow (Si)_{T_1}\ (Al)_{T_2}$ dans les feldspaths potassiques monocliniques. Il est donc hors de question de déterminer le taux des substitutions associées à l'ordre-désordre à partir de données chimiques puisque ces substitutions sont justement isochimiques.

Nous nous restreindrons donc désormais à la détermination des taux des substitutions non isochimiques.

Avant de mentionner la deuxième raison pour laquelle l'identification précise d'un minéral à partir des données de sonde est parfois impossible, il nous faut définir ce que nous appelons "variance" d'une famille minérale. C'est la différence entre le nombre des pôles indépendants correspondant à des substitutions non isochimiques et le nombre des éléments concernés par ces substitutions. On fait l'hypothèse que ces éléments ont été tous dosés.

Bien que cela puisse paraître surprenant, la variance de certaines familles minérales est strictement positive. Ce fait revêt une grande importance lorsque l'on considère les conséquences.

Dans notre espace affine des formules structurales restreint aux substitutions non isochimiques, l'analyse se traduit, même lorsqu'on la suppose parfaitement exacte, par un sous-espace affine dont la dimension est la variance V définie plus haut.

Le nombre moyen d'atomes d'une espèce donnée dans un site donné ne peut être inférieur à O ni supérieur au nombre des sites de ce type dans la maille élémentaire. De ce fait, tous les points du sous-espace affine des formules structurales correspondant mathématiquement au dosage effectué ne sont pas acceptables d'un point de vue physique.

En conséquence, dans l'espace affine des formules structurales basées sur les substitutions non isochimiques, l'ensemble des formules structurales correspondent à un dosage constitue un segment de droite lorsque V = 1, un polygone lorsque V = 2, un polyèdre lorsque V = 3 etc...

II. GRENATS

1. POLES PRIS EN COMPTE

Almandin	(Fe_3^{2+})	(Al_2)	(Si_3)	O_{12}	(Alm)
Pyrope	(Mg_3)	(Al_2)	(Si_3)	O_{12}	(Pp)
Spessartine	(Mn_3)	(Al_2)	(Si_3)	O_{12}	(Sp)
Grossulaire	(Ca_3)	(Al_2)	(Si_3)	O_{12}	(Gr)
Andratite	(Ca_3)	(Fe_2^{3+})	(Si_3)	O_{12}	(And)

La très faible valeur du chrome dans nos dosages nous a permis d'exclure l'ouvarovite. La proportion molaire du silicium parmi les cations dépassant en général 37,5 % (3/8), nous ne pouvons pas envisager la présence d'hydrogrossulaire.

2. SUBSTITUTIONS PRISES EN COMPTE

Pôles de référence	(Ca_3)	(Al_2)	(Si_3)	O_{12}
- (Ca) ( ) ( ) →	$(Fe^{2+}$	( )	( )	
- (Ca) ( ) ( ) →	(Mg)	( )	( )	
- (Ca) ( ) ( ) →	(Mn)	( )	( )	
- ( ) (Al) ( ) →	( )	(Fe^{3+})	( )	

Le silicium n'étant concerné par aucune des substitutions envisagées, nous l'excluons du calcul de la variance de la famille des grenats que nous considérons. 5 pôles et 5 éléments dosés (Ca, Fe, Mg, Mn, Al) indiquent une variance nulle. Il existe donc une formule structurale exacte et une seule correspondant à chaque dosage.

3. CALCUL DE LA FORMULE STRUCTURALE

Normalisation à 5 des cations différents de Si puisque cette somme est la même dans tous les pôles.

Sur 16 analyses de grenats, le nombre des atomes de silicium, quand le nombre des autres cations est fixé à 5/3 est, en moyenne, de 1,028 avec un écart type de 0,010. La silice est donc légèrement surdosée : 3 % relatifs.

III. LA BIOTITE

1. POLES PRIS EN COMPTE ET JUSTIFICATIONS

"Talc"	(L_2)	(Mg_6)	(Si_8)	O_{20} $(OH)_4$	
Muscovite	(K_2)	$(Al_4\ L_2)$	$(Si_6\ Al_2)$	O_{20} $(OH)_4$	(Ms)
Annite	(K_2)	(Fe_6^{2+})	$(Si_6\ Al_2)$	O_{20} $(OH)_4$	
Sidérophyllite	(K_2)	$(Fe_5^{2+}\ Al)$	$(Si_5\ Al_3)$	O_{20} $(OH)_4$	(Sd)
Phlogopite	(K_2)	(Mg_6)	$(Si_5\ Al_2)$	O_{20} $(OH)_4$	
"Mn-Annite"	(K_2)	(Mn_6)	$(Si_6\ Al_2)$	O_{20} $(OH)_4$	
"Ti-Sidérophyllite"	(K_2)	$(Fe_5^{2+}\ Ti)$	$(Si_4\ Al_4)$	O_{20} $(OH)_4$	
"Na-Annite"	(Na_2)	(Fe_6^{2+})	$(Si_6\ Al_2)$	O_{20} $(OH)_4$	

Le talc que nous considérons est un talc virtuel où les couches d'atomes de coordinance 4 et 6 sont séparés par une couche de lacunes dont la largeur confère à ce talc virtuel une distance interfeuillets comparable à celle des biotites. L désigne une lacune. Nous aurions écrit (Mg_6) (Si_8) O_{20} $(OH)_4$ pour le talc réel (pas de couche de lacune).

La prise en compte du talc résulte du déficit faible mais systématique de la somme Na + K dans nos analyses.

La présence de la muscovite dans cette liste s'explique par le fait que le silicium est toujours plus abondant que les ferromagnésiens. Ni les incertitudes de mesures (voir plus loin) ni la présence du talc virtuel en solution solide, ne permettent d'expliquer cette différence que nous attribuons donc à un caractère partiellement dioctaédrique de nos biotites.

2. SUBSTITUTIONS PRISES EN COMPTE

- Pôle de référence : (K_2) (Fe_6^{2+}) $(Si_6\ Al_2)$ O_{20} $(OH)_4$
- (K) ( ) (Al) → (L) ( ) (Si)
- (K) ( ) ( ) → (Na) ( ) ( )
- ( ) (Fe^{2+}) ( ) → ( ) (Mg) ( )
- ( ) (Fe^{2+}) ( ) → ( ) (Mn) ( )
- ( ) (Fe) (Si) → ( ) (Al) (Al)
- ( ) (Al) (Si) → ( ) (Ti) (Al)
- ( ) $(3\ Fe^{2+})$ ( ) → ( ) (2 Al) ( )

8 pôles pour 8 éléments concernés, la variance des biotites envisagées est donc nulle. Il nous est donc impossible d'estimer la quantité de fer trivalent sans abondonner l'une des substitutions ci-dessus dont nous savons qu'elles interviennent toutes.

3. CALCUL DE LA FORMULE STRUCTURALE

Le nombre des valences est conservé par chacune des substitutions, il nous faut donc normer à 22 oxygènes. Une solution exacte existe et elle est unique.

Nous avons constaté dans le paragraphe sur les grenats que la silice était surdosée. Nous allons calculer, si ce surdosage ne dépend pas de la nature du minéral, son influence sur l'estimation des taux de talc et de muscovite.

Nous effectuerons ce calcul sur la sidérophyllite.

	K	Fe	Al^{total}	Si	Al^{IV}	
cations	2	5	4	5	(3)	total 16
oxygènes	1	5	6	10	(4,5)	total 22

Si le silicium est surdosé, nous avons :

cations	2	5	4	5 (1+x)	3	total 16+5x
oxygènes	1	5	6	10 (1+x)	(4,5)	total 22+10x

En normant à 22 oxygènes nous obtenons :

K	Fe	AL^{VI}		total cations
$\frac{22}{11+5x}$	$\frac{55}{11+5x}$	$\frac{44}{11+5x}$	$\frac{55\ (1+x)}{11+5}$	$\frac{176+55x}{11+5x}$

Le taux de la substitution Si → K Al vaut :

$$2 - \frac{22}{11+5x} = \frac{10x}{11+5x} \quad \text{soit} \quad \frac{5x}{11+5x}$$

pour la proportion de talc. Notre biotite devient, en supprimant cette substitution :

2	$\frac{55}{11+5x}$	$\frac{44+10x}{11+5x}$	$\frac{55+45x}{11+5x}$

Le taux de la substitution Fe Si → Al Al vaut :

$$6 - \frac{55+45x}{11+5x} = \frac{11-15x}{11+5x}$$

Nous avons donc maintenant :

K	Fe	Al^{VI}	Si	Al^{IV}
2	$\frac{66-15x}{11+5x}$	$\frac{30x}{11+5x}$	6	2

Le taux de la substitution 3 Fe → 2 Al est $\frac{15x}{11+5x}$. La proportion de muscovite est donc de $\frac{15x}{22+10x}$.

2	6	0	6	2

Nous obtenons l'annite qui est notre pôle de référence, nous connaissons donc tous les taux de substitutions intervenant dans notre sidérophyllite surdosée en silicium. Par comparaison avec la sidérophyllite vraie nous obtenons :

	Si → K Al	Fe Si → Al Al	3 Fe → 2 Al
Sidérophyllite vraie	0	1	0
Sidérophyllite + Si	$\frac{10x}{11+5x}$	$\frac{11-15x}{11+5x}$	$\frac{15x}{11+5x}$
Différence	$\frac{10x}{11+5x}$	$-\frac{20x}{11+5x}$	$\frac{15x}{11+5x}$

En considérant la valeur de 2,8 % que nous avons déterminée pour les grenats, nous obtenons :

+ 2,5 % - 6,3 % + 3,8 %

Un surdosage de 1 % du silicium (2,8 %) entraîne une surestimation de 0,5 % (1,3 %) de la proportion de talc et de 0,7 % (1,9 %) de la proportion de muscovite, et une sous-estimation du taux de la substitution Fe Si → Al Al de - 2,3 % (- 6,3 %).

Les taux de muscovite (de l'ordre de 20 %) ne peuvent donc pas s'expliquer par le surdosage du silicium qui devrait alors dépasser 25 % relatifs. Il y a donc de la muscovite dans nos biotites. Nous ne savons pas s'il s'agit d'une solution solide ou d'interstratifiés.

IV. AMPHIBOLES

1. POLES PRIS EN COMPTE

Trémolite	(L_2)	(Ca_2)	(Mg_5)	(Si_8)	O_{22}	$(OH)_2$
Ferroactinote	(L_2)	(Ca_2)	(Fe_5^{2+})	(Si_8)	O_{22}	$(OH)_2$
Grünerite	(L_2)	(Fe_2^{2+})	(Fe_5^{2+})	(Si_8)	O_{22}	$(OH)_2$
Edenite	(Na)	(Ca_2)	(Mg_5)	$(Si_7\ Al)$	O_{22}	$(OH)_2$
Mg-Glaucophane	(L_2)	(Na_2)	$(Mg_3\ Al_2)$	(Si_8)	O_{22}	$(OH)_2$
K-Edenite	(K)	(Ca_2)	(Mg_5)	$(Si_7\ Al)$	O_{22}	$(OH)_2$
Tchermackite	(L_2)	(Ca_2)	$(Mg_3\ Al_2)$	$(Si_6\ Al_2)$	O_{22}	$(OH)_2$
Kaersutite	(Na)	(Ca_2)	$(Mg_4\ Ti)$	$(Si_6\ Al_2)$	O_{23}	(OH)
Kozulite	(Na)	(Na_2)	$(Mn_4\ Al)$	(Si_8)	O_{22}	$(OH)_2$
	(L_2)	(Ca_2)	$(Mg_4\ Cr)$	$(Si_7\ Al)$	O_{22}	$(OH)_2$
Hastingsite	(Na)	(Ca_2)	$(Fe_4^{2+}\ Fe^{3+})$	$(Si_6\ Al_2)$	O_{22}	$(OH)_2$

La formule générale de ces amphiboles est, d'après Leake (1978) :

$$(A)_{0-1}\ (B)_2\ (C)_5\ (T)_8\ O_{22} + [Ti]\ (OH)_2 - [Ti]$$

où les lettres désignent le nom des sites.

11 pôles indépendants pour 10 éléments concernés (Na, K, Ca, Fe, Mg, Mn, Al, Cr, Ti et Si), il existe donc une infinité du premier ordre de formules structurales qui correspondent à une analyse donnée, car la "variance" des amphiboles ici prises en compte vaut + 1.

2. SUBSTITUTIONS PRISES EN COMPTE

Nous avons choisi la ferroactinote comme pôle de référence.

1	(L)	( )	( )	(Si)		→	(Na)	( )	( )	(Al)	
2	(Na)	( )	( )	( )		→	(K)	( )	( )	(Al)	
3	( )	(Ca)	( )	( )		→	( )	(Fe^{2+})	( )	( )	
4	( )	(Ca)	(Fe^{2+})	( )		→	( )	(Na)	(Al)	( )	
5	( )	( )	(Fe^{2+})	( )		→	( )	( )	(Mg)	( )	
6	( )	( )	(Fe^{2+})	( )		→	( )	( )	(Mn)	( )	
7	( )	( )	(Fe^{2+})	(Si)		→	( )	( )	(Al)	(Al)	
8	( )	( )	(Al)	( )		→	( )	( )	(Fe^{3+})	( )	
9	( )	( )	(Al)	( )		→	( )	( )	(Cr)	( )	
10	( )	( )	(Al)	( )	OH	→	( )	( )	(Ti)	( )	O

Autres substitutions

α	( )	( )	(Fe^{2+})	( )	OH	→	( )	( )	(Fe^{3+})	( )	O
β	(K)	(Na)	( )	( )		→	(Na)	(K)	( )	( )	
γ	( )	(Fe^{2+})	(Mg)	( )		→	( )	(Mg)	(Fe^{2+})	( )	
δ	( )	(Fe^{2+})	(Mn)	( )		→	( )	(Mn)	(Fe^{2+})	( )	
ε	( )	( )	(Al)	(Si)		→	( )	( )	(Si)	(Al)	

Les substitutions effectivement déterminées sont celles qui sont numérotées de 1 à 10.

La substitution α, qui correspond aux oxyhornblendes, est supposée ne

pas intervenir.

Les substitutions β à εsont toutes des transformations d'ordre-désordre, donc isochimiques et indéterminables d'après les analyses.

En conséquence, nous avons fixé arbitrairement :

$(K)_B = 0$ pour β
$(Mg)_B = 0$ pour γ
$(Mn)_B = 0$ pour δ
$(Si)_C = 0$ pour ε

Les formules structurales obtenues d'après ces conventions sont aisément modifiables si on prend des valeurs différentes. Le problèmes du choix de ces valeurs est indépendant de celui de la détermination des taux des autres substitutions.

3. CALCUL DES FORMULES STRUCTURALES

Nous donnons 2 formules structurales par analyse. Ces formules sont les extrémités du segment de la droite des formules structurales correspondant exactement à l'analyse dans l'espace affine des amphiboles défini par le point origine ferroactinote et les vecteurs de base que sont les substitutions 1 à 10.

Ces formules sont bien extrêmes dans la mesure où, dans chacune d'elles, il existe 1 type de cation dans un certain site dont la quantité est nulle et ne peut devenir négative.

La formule structurale réelle du minéral est, sans compter les incertitudes de mesure, un mélange de ces deux extrêmes dont nous ignorons les proportions.

Nous avons calculé ces deux extrêmes de la manière suivante :

- Nous nous sommes fixés deux taux de remplissage du site A différents (dont l'un nul). La "variance" se trouve annulée et nous avons calculé les deux formules structurales correspondantes. La droite des formules structurales est donc déterminée par ces deux points de l'espace affine.

- Nous avons ensuite déterminé les deux formules structurales extrêmes en combinant linéairement les formules structurales précédentes de manière qu'un terme soit nul et chacun des autres soit positif.

Dans la pratique, trois termes sont apparus critiques : $(Na)_A$ $(Fe^{2+})_B$ et $(Fe^{3+})_C$. Le premier et le dernier sont ceux qui varient le plus lorsqu'on passe d'une extrême à l'autre.

Remarquons que la longueur du segment varie beaucoup selon le cas. Les deux extrêmes sont très proches pour M846-3 et M846-5, nettement différents pour M846O-2.

4. INCERTITUDES

Nous avons raisonné dans ce qui précède comme si les dosages étaient infiniment précis. Nous avons dû renoncer au calcul global des incertitudes à cause de leur lourdeur. Il aurait fallu en effet calculer 20 formules structurales par analyse.

Pour les deux amphiboles M846D-3 et M846O-5, nous avons pu cependant calculer le taux minimal de remplissage du site interstitiel A par les alcalins en :

- Supposant que la solution solide hornblende-grünerite est limitée à O,
- Supposant un sur-dosage maximal de (Na + K + Ca)
- Supposant un sur-dosage maximal de (Fe + Mg + Mn + Al + Cr + Ti + Si)
- Supposant que les erreurs commises sur les dosages sont indépendantes.

Cette dernière condition nous a conduit à calculer :
Δ (Na + K + Ca) = $[(\Delta K)^2 + (\Delta Na)^2 + (\Delta C_a)^2]^{1/2}$ et non $\Delta K + \Delta Na + \Delta C_a$, ce qui aurait été plus pessimiste sans être plus réaliste.

Ce taux minimal de remplissage vaut 28 % pour la première et 23 % pour la deuxième. Ces magnésio-hornblendes qui résultent de la rétromorphose de nos roches basiques sont donc edenitiques à 25 % au minimum.

Un tel calcul pour M846D-2 fournit la valeur - 10 %. Cela n'est pas surprenant puisque le calcul effectué sur les valeurs nominales des analyses donne déjà une valeur presque nulle sur ce taux de remplissage.

V. MUSCOVITE

1. POLES PRIS EN COMPTE

Nos muscovites ne semblent pas substituées en pyrophyllite comme les biotites le sont en talc car la somme Na + K varie peu autour de la valeur théorique 2 (en nombre d'atomes pour 22 oxygènes). La différence $(4 - Al^{VI}) - (2 - Al^{IV})$ étant toujours proche de O, nous n'avons pas jugé utile d'envisager

une solution solide limitée de la biotite dans la muscovite, c'est-à-dire que nos muscovites sont dioctaédriques aux incertitudes de mesure près.

Muscovite	(K_2)	(Al_4)	$(Si_6\ Al_2)$	O_{20}	$(OH)_4$
Paragonite	(Na_2)	(Al_4)	$(Si_6\ Al_2)$	O_{20}	$(OH)_4$
Phengite-Fe	(K_2)	$(Al_3\ Fe^{2+})$	$(Si_7\ Al\ )$	O_{20}	$(OH)_4$
Phengite-Mg	(K_2)	$(Al_3\ Mg)$	$(Si_7\ Al\ )$	O_{20}	$(OH)_4$

2. SUBSTITUTIONS PRISES EN COMPTE

La muscovite stoechiométrique est notre pôle de référence.

- (K) ( ) ( ) → (Na) ( ) ( )
- ( ) (Al) (Al) → ( ) (Fe^{2+}) (Si)
- ( ) (Al) (Al) → ( ) (Mg) (Si)

3. CALCUL DE LA FORMULE STRUCTURALE

4 pôles pour 6 éléments (Na, K, Fe, Mg, Al, Si) concernées. Pour un dosage donné, nous pouvons donc nous attendre à ce qu'il n'existe pas de solution exacte.

Nous avons normé à 22 oxygènes et placé 8 cations dans le site tétraédrique.

Le bouclage des sites octaédriques et interstitiels donnent une idée de la qualité des mesures.

VI. CHLORITE

1. POLES PRIS EN COMPTE

Fe-Serpentine	(Fe_{12})	(Si_8)	O_{20}	$(OH)_{16}$
Mg-Serpentine	(Mg_{12})	(Si_8)	O_{20}	$(OH)_{16}$
Amesite	$(Mg_8\ Al_4)$	$(Si_4\ Al_4)$	O_{20}	$(OH)_{16}$

2. SUBSTITUTIONS CORRESPONDANTES

Le pôle de référence est la serpentine magnésienne.

(Fe) ( ) → (Mg) ( )

(Fe) (Si) → (Al) (Al)

3. CALCUL DE LA FORMULE STRUCTURALE

Nous avons normé à 28 oxygènes et placé huit cations en site tétraédrique.

ANNEXE C

UN ESPOIR D'ACCEDER, A L'AIDE DE LA MICROSONDE A UN PARAMETRE SUPPLEMENTAIRE DE LA STRUCTURE DES AMPHIBOLES

F. Autefage a publié en 1980 les résultats de ses recherches concernant l'influence de la température sur la migration des alcalins sous le faisceau de la microsonde électronique, pour l'orthose, l'albite, le dipyre, la leucite et un verre. Cet auteur a montré qu'en refroidissant l'échantillon à l'aide d'azote liquide, il était possible de supprimer totalement cette migration pour les minéraux cités et de la réduire notablement pour le verre. La température n'influe pas de la même manière sur la migration selon le minéral considéré, en particulier la température de blocage du phénomène varie.

Il est bien connu que, dans les amphiboles, le sodium peut occuper deux sites différents : celui du calcium de la trémolite, c'est le cas, par exemple, du glaucophane, et celui qui est vacant dans cette même trémolite, par exemple dans le cas de l'édénite.

Si, comme c'est probable, le comportement du sodium varie selon le site dans lequel il se trouve, il doit être possible, en effectuant deux dosages du sodium dans des conditions différentes vis-à-vis du phénomène de migration, de discriminer le sodium présent dans le site A du sodium présent dans le site B. Ce but peut être atteint, par exemple, en faisant varier la température.

Tel que nous l'avons posé dans l'annexe B, le problème du calcul de la formule structurale des amphiboles deviendrait alors soluble, la connaissance de la répartition du sodium entre les sites A et B équivalant au dosage du fer ferrique.

ANNEXE D

PREPARATION DES ECHANTILLONS EN VUE DES ANALYSES EN OR

Les quantités recquises pour l'analyse (50 g) et la finesse des grains de minerai, qui sont millimétriques, ne nous ont pas permis d'isoler les cristaux individuellement.

Nous avons donc broyé des blocs dont la masse variait de quelques centaines de grammes à plus d'un kilogramme dans le cas des tourmalinites à l'aide du broyeur à mâchoires après les avoir concassés au marteau. Nous avons alors trié au tamis la fraction fine (< 70 µm), et recyclé le reste plusieurs fois. Lorsque la fraction grossière devenait trop fine, nous délaissions le broyeur à mâchoires pour le broyeur à anneaux, le temps de broyage étant alors limité à quelques secondes.

Le rendement de ces opérations est assez faible, la fraction fine étant enrichie en sulfures car ces minéraux sont moins durs que le quartz.

La séparation s'est ensuite effectuée en plusieurs étapes. Après lavage à l'eau et séchage à l'étuve de la poudre obtenue, le quartz fut éliminé par densité dans le bromoforme (d = 2,89). Après rinçage à l'acétone et séchage, la scorodite a été triée au séparateur magnétique, le mispickel et la pyrite n'étant pas déviés. Une flottation à l'eau courante, répétée trois ou quatre fois, permet enfin de séparer la pyrite du mispickel. Nous n'avons pas tenté de séparer la chalcopyrite qui est trop peu abondante.

L'élimination du quartz et le tri de la scorodite sont corrects, la séparation du mispickel et de la pyrite est plus délicate.

BIBLIOGRAPHIE

ARTHAUD F. - 1970 - USTELA Montpellier, série Géol. Struct. n° 1.
Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne).

AUBAGUE M., ORGEVAL J.J., SOULIE M., BOYER F. et COMBES P.J. - 1977 - Bull. B.R.G.M., série II, n° 3, pp. 139-181.
Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif Central et de sa bordure languedocienne (essai de synthèse).

BEZIAT P., FORTUNE J.P. et TOLLON F. - 1976 - Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallog., V. 99, n° 5, pp. 294-300.
Zonalité minéralogique régionale dans le Paléozoïque du Tarn.

BONNEMAISON M., DEMANGE M., ISSARD H., LEGER M., PASCAL M.L. et PERRIN M. - 1980 - C.R. Acad. Sc. Paris - t. 291, série D, pp. 147-150.
Lithostratigraphie et structure des "schistes x" du Cabardès (Montagne Noire, France).

BOYER C. - 1976 - Bulletin du BRGM, I, n° 1, p 3-24.
Les grandes périodes d'activité volcanique au cours des temps paléozoïques dans les Massifs armoricain et central.

BOYER F. - 1963 - Bulletin Soc. Géol. France - pp. 278-286.
Style en plis couchés et laminages dans le Paléozoïque du Minervois.

CHATTERJEE N.P., FROESE E. - 1975 - Am. Min. - vol. 60 n° 11 et 12
A thermodynamical study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system $KAlSi_3O_8$-$NaAlSi_3O_8$-Al_2O_3-SiO_2-H_2O.

DEMANGE M. et GATTONI L. -1978 - Bull. Minéral. Vol. 101.
Le métamorphisme progressif des formations d'origine pélitique du flanc sud du massif de l'Agout (Montagne Noire, France) I. Isogrades et faciès de métamorphisme.

DEMANGE M. - 1978 - Bull. Minéral. Vol. 101.
Le métamorphisme progressif des formations d'origine pélitique du flanc sud du massif de l'Agout (Montagne Noire, France) II. Variation de la composition chimique des minéraux.

DEMANGE M. et LEGER M. - 1980 - C.R. Acad. Sc. Paris- t. 291 - série D - pp. 597-599.
Présence d'éclogites en Cabardès. Un nouveau témoin du métamorphisme de haute à moyenne pression sur le flanc sud de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central, France).

DEMANGE M. et PERRIN M. - 1978 - C.R. Acad. Sc. Paris t. 286 - Série D - pp. 271-273.
Distinction d'unités lithostratigraphiques au sein des gneiss du massif de Nore (zone axiale de la Montagne Noire, Massif Central). Conséquences tectoniques.

ELLIS D.J., GREEN D.H. - 1979 - Contrib. Min. Petro. Vol. 71 p 13-22.
An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria.

ERICSON D.B., EWING M., WOLLIN G. et HEEZEN B.C. - 1961 - Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 72.
Atlantic deep-sea sediments cores.

FERRY J.M., SPEAR F.S. - 1978 - Contrib. Min. Pétro. V.66 n° 2.
Experimental Calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet.

FONTEILLES M. - 1978 - Thèse d'état - E.N.S. Mines Paris -
Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales).

FORNARI M. - 1974 - Thèse 3e cycle, USTELA Montpellier.
Les déformations hercyniennes souples et cassantes dans le Minervois (SW de la Montagne Noire, Massif Central français). Relation avec le champ filonien du district aurifère de Salsigne.

FRIEDMAN I. and O'NEIL J.R. - 1977 - Geol. Survey. Prof. Pap. 440-kk.
Data of geochemistry, sixth ed.
Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest.

GEZE B. - 1949 - Mém. Soc. Géol. Fr. XXIX -
Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes Méridionales.

GUIDOTTI C.V. - 1978 - Am. Min. Vol. 63 n° 9-10.
Compositional variation of muscovite in medium -to high- grade metapelites of northwestern Maine.

HESS P.C. - 1969 - Contrib. Mineral. Petrol. V24, pp. 191-207.
The metamorphic paragenesis of cordierite in pelitic rocks.

KAJIWARA Y. and KRAUSE H.R. - 1971 - Canad. Jour. Earth Sc., V8, n° 11, pp. 1397-1408.
Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems.

KUSHIRO I. - 1969 - Mineral. Soc. Am. Spec. Pap. 2 - pp. 179-191
Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressures.

MERGOIL-DANIEL J. - 1970 - Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand n° 422.
Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Central français.

MIYASHIRO A. - 1973 - G. ALLEN & UNWIN, ed.
Metamorphism and metamorphic belts.

OHMOTO H. - 1972 - Econ. Geol. V65, n° 5, pp. 551-578.
Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits.

PETTIJOHN F.J., POTTER P.E. and SIEVER R. - 1972 - Springer verlag.
Sand and Sandstone.

RÅHEIM A. - 1975 - Mineral. Soc. Am. Spec. Pap. 2, 179-191.
Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressures.

RÅHEIM A. and GREEN D.H. - 1974 - Contrib. Mineral and Petrol. V48-pp.179-203
Experimental determination of the temperature and pressure dependance of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene.

RÅHEIM A. and GREEN D.H. - 1975 - Lithos, V.8, pp. 317-328
P, T paths of natural eclogites during metamorphism- a record of subduction.

RAMSAY J.G. - 1967 - Ed. Mac Graw Hill.
Folding and fracturing of rocks.

RICHARDSON C.K. et HOLLAND H.D. - 1979 - Geoch. Cosmoch. Acta. Vol 43, p 1313-1326
The solubility of fluorite in hydrothermal solutions, an experimental study.

RICHARDSON C.K. et HOLLAND H.D. - 1979 - Geoch. Cosmoch. Acta. Vol. 43, p 1327-1336
Fluorite deposition in hydrothermal systems.

SAWKINS F.J. - 1966 - Econ. Geol. V.61, pp. 385-401.
Ore genesis in the North Pennine ore field in the light of fluid inclusion studies.

TOLLON F. - 1970 - Thèse Fac. Sc. Toulouse - YF Editions impressions.
Le district aurifère de Salsigne, Aude.

TUREKIAN K.K. et WEDEPOHL K.H. - 1961 - Géol. Soc. Am. Bull. Vol.72.
Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust.

WEDEPOHL K.H. - Springer Verlag -
Handbook of geochemistry.