



**HAL**  
open science

# Etude des formations dévono-dinantiennes du Beaujolais méridional (secteur de Rivolet-St Cyr Le Chatoux) : magmatisme et minéralisations associés à l'ouverture d'un proto-rift ensialique

Jean Pierre Rigaud

► **To cite this version:**

Jean Pierre Rigaud. Etude des formations dévono-dinantiennes du Beaujolais méridional (secteur de Rivolet-St Cyr Le Chatoux) : magmatisme et minéralisations associés à l'ouverture d'un proto-rift ensialique. Géochimie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1985. Français. NNT : . tel-00744083

**HAL Id: tel-00744083**

**<https://theses.hal.science/tel-00744083>**

Submitted on 22 Oct 2012

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



RIGAUD (J.P.)  
Ex. no 1  
+ 4 pl. H.T.  
A faire

THESE  
DE  
DOCTORAT DE 3° CYCLE  
DE  
L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE  
DE GRENOBLE

SPECIALITE GEOLOGIE APPLIQUEE

par

21 JUIN 1985

Jean-Pierre RIGAUD

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (76) 87.46.43

ETUDE DES FORMATIONS DEVONO-DINANTIENNES  
DU BEAUJOLAIS MERIDIONAL

(secteur de Rivolet- St Cyr Le Chatoux)

MAGMATISME ET MINERALISATIONS ASSOCIES A L'OUVERTURE

D'UN PROTO-RIFT ENSIALIQUE

Thèse soutenue le 18 juin 1985 devant la commission d'examen

M. P. GIRAUD	Professeur U.S.M.G.	Président
M. M. PIBOULE	Professeur U.S.M.G.	Rapporteur
M. B. BRIAND	Maître assistant, U. de Lyon	Examinateur
M. H. CAPDECOMME	Ingénieur géologue S.N.E.A.P.	"
M. H. DABROWSKI	Maître assistant U.S.M.G.	"
M. J.L. DUTHOU	Chargé de recherche C.N.R.S.	"
	(U. de Clermont-Ferrand)	

UNIVERSITE DE GRENoble 1  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE-GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (76) 87.46.49

THESE  
DE  
DOCTORAT DE 3° CYCLE  
DE

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE  
DE GRENOBLE

SPECIALITE GEOLOGIE APPLIQUEE

par

21 JUN 1985

Jean-Pierre RIGAUD

ETUDE DES FORMATIONS DEVONO-DINANTIENNES

DU BEAUJOLAIS MERIDIONAL

(secteur de Rivolet- St Cyr Le Chatoux)

MAGMATISME ET MINERALISATIONS ASSOCIES A L'OUVERTURE

D'UN PROTO-RIFT ENSIALIQUE

Thèse soutenue le 18 juin 1985 devant la commission d'examen

M. P. GIRAUD	Professeur U.S.M.G.	Président
M. M. PIBOULE	Professeur U.S.M.G.	Rapporteur
M. B. BRIAND	Maître assistant, U. de Lyon	Examinateur
M. H. CAPDECOMME	Ingénieur géologue S.N.E.A.P.	"
M. H. DABROWSKI	Maître assistant U.S.M.G.	"
M. J.L. DUTHOU	Chargé de recherche C.N.R.S. (U. de Clermont-Ferrand)	"

GRENOBLE

*Je remercie les membres du jury, et toutes les personnes  
des laboratoires de pétrographie de Grenoble et de Lyon.*

*Je remercie également tous mes collègues étudiants.*

*A ma mère et à Corinne, pour leur soutien moral et financier.*

*" Còsta pas res d'oblidar,  
còsta pas que d'aprener. "*  
*(Proverbe Occitan)*

## RESUME

Les monts du Haut-Beaujolais (Rhône, France) présentent une série Dévono-dinantienne volcanique à caractère spilito-kératophyrique. La reprise de levés cartographiques au 1/25 000ème et au 1/12 500ème confirme en général les relations connues entre les grands ensembles structuraux. Elle a permis de préciser et parfois de découvrir les relations existantes entre les différentes formations géologiques. L'étude pétrographique et géochimique a été focalisée sur les formations du Dévonien supérieur.

Deux ensembles géologiques se dégagent :

- un ensemble basal à dominante détritique qui témoigne d'un volcanisme précoce subordonné;
- un ensemble formé par un complexe volcanoplutonique intrusif.

Ce dernier montre des termes plutoniques et des laves associées de nature basique, intermédiaire et acide, dont le trait principal est le caractère albitique. Les caractères pétrographiques et géochimiques, notamment la répartition des éléments inertes Ti, Zr, Y, Nb confirment les liens cogénétiques, voire comagmatiques entre les différents termes. La géochimie, abstraction faite de l'albitisation, révèle l'existence d'une série magmatique différenciée, de nature tholéitique abyssale. L'estimation des degrés de fusion partielle, l'évaluation de la nature et de l'importance des fractionnements suggère une mise en place ensialique dans un environnement de type croûte amincie.

La métallogénie du secteur étudié s'intègre au schéma régional du Nord-Est du Massif Central français et présente de nombreux indices métallifères. Les minéralisations sulfurées les plus importantes appartiennent au Dévonien, au sein duquel elles sont associées avec les masses volcanoplutoniques acides ou basiques. Leur morphologie, en lentilles localisées à la base de la série, les apparente aux amas sulfurés (de type kuroko ou chypriote selon les cas). Tardivement, lors des intrusions de granitoïdes numéro-westphaliens, ces amas ont été accessoirement restructurés par apport localisé d'une minéralisation à Mo, Bi, (As, W, Sn ??).

L'ensemble des informations géologiques relatives à ces minéralisations s'intègre dans un schéma géotectonique cohérent. Elles se sont mises en place avec le volcanisme acide et basique (voire le plutonisme), à la faveur du fonctionnement d'un rift intracontinental ou d'un bassin marginal ensialique.

Mots clefs : volcanoplutonisme acide et basique; métasédiments; géochimie (majeurs et traces); spilitisation; tholéitique; fractionnement; amas sulfurés; bassin marginal; Dévonien; Beaujolais; Massif central; France.

## ABSTRACT

The Haut-Beaujolais mounts (Rhône, France) show a spilto-keratophiric volcanogenic series of Devono-Dinantien age. New mapping generally confirms the previously recognized relations between structural units. In petrographic and geochemical studies emphasis has been placed on upper Devonian formations. Two geological units have been recognized:

1. the basal group, dominantly detritic, with accessory, early volcanics ;
2. an upper, intrusive volcano-plutonic complex.

The latter, basic to acidic in nature, comprises plutonic with associated lavas. Their major feature is their albitic plagioclase. Petrographic and geochemical characters, particularly trace element behavior (Ti, Zr, Y, Nb) agree with co-genetic and locally comagmatic ties between plutonic and lavic components. Geochemical characters, disregarding albitization, disclose differentiation of the magmatic series, from an abyssal tholeiitic nature. The study of partial melting and fractionation trends, suggests an ensialic tectonic setting, such as an attenuated-crust environment.

From a metallogenic point of view, the studied area fits well into the general frame of the N.E. French Central Massif. These sulphide mineralizations are of Devonian age. Near the basis of the series, they are associated with basic or acidic volcano-plutonic complexes. Both in morphology and nature, they are close to massive sulphide deposits (kuroko or cyprus type). Later granitic intrusions of namuro-westphalian age accessorially reworked the mineralizations, sometimes bringing with them Mo, Bi (As, W, Sn ?).

The whole geologic data agree with an attenuated-crust tectonic setting. The mineralizations were introduced by volcanics, sometimes plutonics, under the cover of an ensialic rift or of an ensialic marginal basin.

**Key words :** volcanoplutonism; acid and basic; metasediments; geochemistry; (majors, traces); spilitisation; tholeiitic; massive sulphide deposits; marginal basin; Devonian; Beaujolais; Central Massif; France.

## SOMMAIRE

(Table des matières détaillée, p.200)

Résumé .....	1
Abstract .....	2
Sommaire .....	3

## PREMIER CHAPITRE

## LE SECTEUR ETUDIÉ - PRESENTATION ET HISTORIQUE

I - 1 Présentation géographique et géomorphologique.....	7
I - 2 Présentation historique et géologique.....	8
I - 2.1. Historique.....	8
I - 2.2. Géologie régionale.....	10

## DEUXIEME CHAPITRE

## GISEMENTS ET RELATIONS DES GRANDS ENSEMBLES

II - 1. Gisement et relations des grands ensembles classiques.....	15
II - 1.1. Le socle.....	15
II - 1.2. Le Dévonien supérieur (Viséen inférieur ?).....	17
II - 1.2.1. La base du Dévonien supérieur : un ensemble détritique dominant.....	17
II - 1.2.2. L'ensemble volcanoplutonique dévonien supérieur.....	22
II - 1.2.3. Les déformations mylonitiques affectant l'ensemble dévonien.....	27
II - 1.3. Le Viséen moyen à supérieur.....	30
II - 1.3.1. Le Viséen moyen.....	30
II - 1.3.2. Le Viséen supérieur.....	32
II - 1.4. Le plutonisme namuro-westphalien.....	33
II - 2. Les chloritoschistes : un ensemble nouveau et mal connu.....	34
II - 2.1. Les différentes formations de l'ensemble chloritoschisteux.....	34
II - 2.2. Rapports des chloritoschistes avec les autres ensembles cartographiques..	37

## TROISIEME CHAPITRE

## PETROGRAPHIE DE L'ENSEMBLE DES FACIES

III - 1. Moyens et buts de l'étude.....	45
III - 2. Le socle.....	45
III - 3. Le Dévonien Supérieur.....	46
III - 3.1. Les formations détritiques et volcanodétritiques de base.....	46
III - 3.2. La formation volcanoplutonique dévonienne supérieure.....	52
III - 3.3. Conclusion à l'étude pétrographique du Dévonien supérieur.....	72
III - 4. Le Viséen.....	74
III - 4.1. Le Viséen moyen.....	74
III - 4.2. Le Viséen supérieur.....	76
III - 5. Les faciès du Namuro-westphalien.....	78
III - 6. Les chloritoschistes et leurs faciès associés.....	80
III - 6.1. Les chloritoschistes.....	80
III - 6.2. Les leptynites.....	82
III - 6.3. Les amphibolites.....	83
III - 6.4. Le skarn.....	83
III - 7. Conclusion pétrographique.....	84

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES SCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 B.P. 53  
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
 Tél. 04 76 83 54 27 - Fax 04 76 51 00 58  
 Mail: pjalour@ujf-grenoble.fr  
 30 AOÛT 2003

QUATRIEME CHAPITRE

GEOCHIMIE DES MATERIAUX DEVONIENS

IV - 1. Buts et moyens..... 89  
 IV - 2. Typologie des matériaux magmatiques..... 91  
 IV - 3. Le problème de la spilitisation..... 95  
 IV - 4. Typologie de la série volcanoplutonique..... 102  
 IV - 5. Le fractionnement ultime: granites sodiques et kératophyres..... 115  
 IV - 6. Le problème des leptynites..... 125  
 IV - 7. Géochimie des formations détritiques et volcanodétritiques..... 127  
 IV - 8. "Paysage" géochimique d'ensemble..... 134

CINQUIEME CHAPITRE

GITOLOGIE, METALLOGENIE

V - 1. Introduction..... 139  
 V - 2. Le gîte de La Planche..... 141  
 V - 3. Le gîte du Glabat..... 153  
 V - 4. Le gîte du Clerjon..... 166  
 V - 5. Eléments de conclusion à l'étude métallogénique..... 169

SIXIEME CHAPITRE

CONCLUSIONS GENERALES

175

Bibliographie..... 181  
 Annexes..... 190  
 Liste des figures..... 197  
 Table des matières (détaillée)..... 200

PREMIER CHAPITRE

LE SECTEUR ETUDIE : PRESENTATION ET HISTORIQUE

I - 1. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE.....  
 I - 2. PRESENTATION GEOLOGIQUE ET HISTORIQUE.....

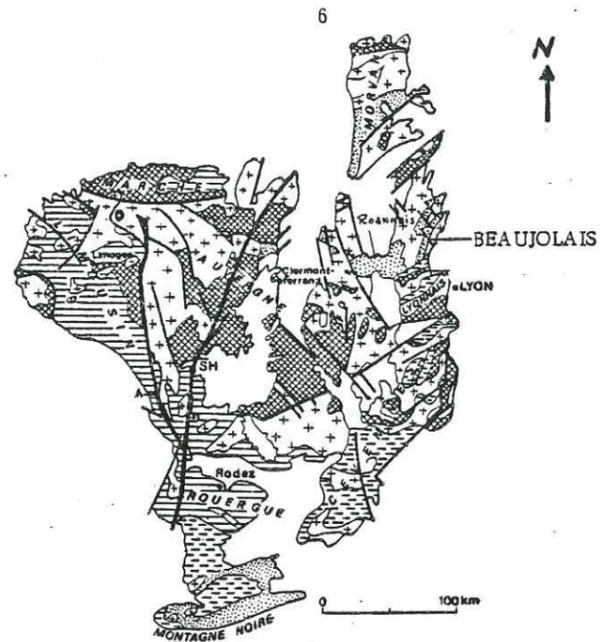


Fig 1 : Le Beaujolais, localisation vis à vis du Massif Central Français.

In Guides Géologiques Régionaux : volume Massif Central.

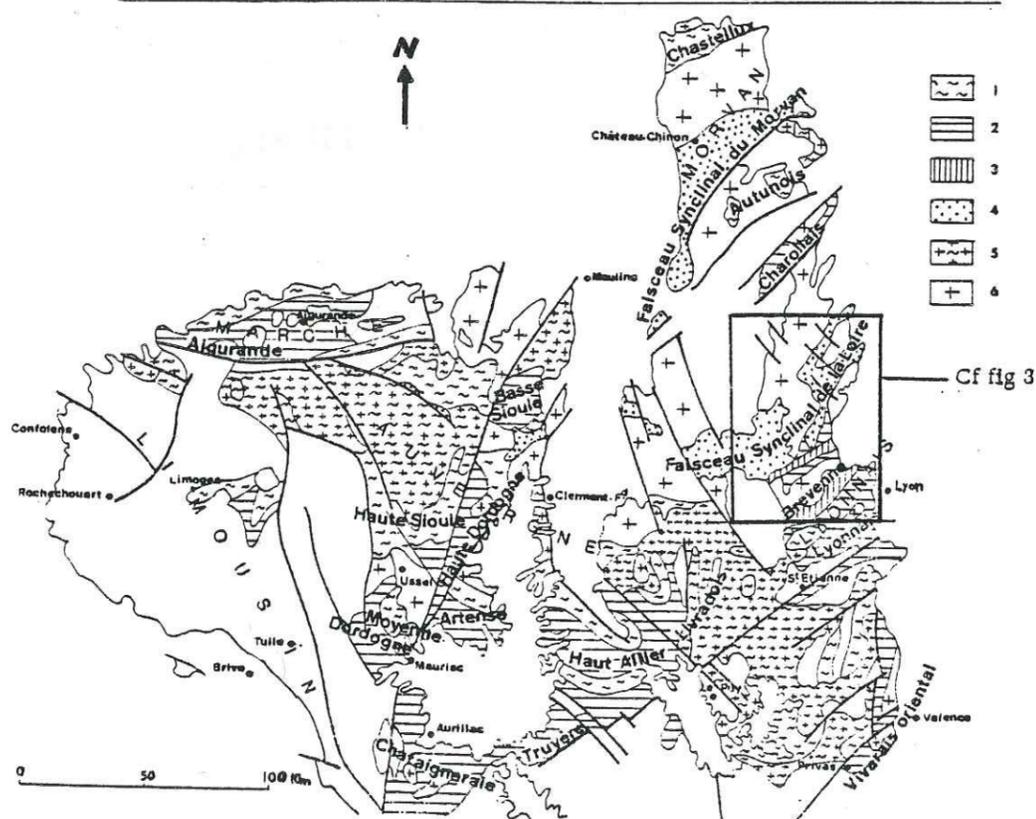


Fig 2 : Localisation du faisceau synclinal de la Loire

1 anatexites; 2 micaschistes et gneiss; 3 Série épizonale de la Brévenne;  
4 dévono-dinantien; 5 et 6 granites. In géologie de la France; Debeimas J.

## PREMIER CHAPITRE

### LE SECTEUR ETUDIE - PRESENTATION ET HISTORIQUE

#### I - 1. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE

La région qui intéresse cette étude appartient à la feuille Amplepuis 1/50 000ème. Elle se localise dans la partie nord-orientale du Massif Central (fig. 1), en rive gauche de la vallée d'Azergues, directement à proximité de Lamure sur Azergues. Le terrain fait partie intégrante du Beaujolais dont il constitue la partie méridionale, encore appelée Haut-Beaujolais, du fait des altitudes qui avoisinent les 700 à 800 m et peuvent atteindre localement les 1000 m (Mont-Saint-Rigaux, alt. 1009 m, environs des Echarmeaux).

C'est une crête subméridienne qui domine sur l'Ouest le val d'Azergues et sur l'Est Vaux-en-Beaujolais et la plaine de Saône. L'étude se limite à la portion située entre les cols de Croix Rozier au Nord (alt. 721 m) et du Châtois au Sud (alt. 704 m).

La topographie a pour ossature principale cette crête et ses prolongements latéraux mis en reliefs par les cours d'eau. Malgré ses formes très arrondies et souples, ce relief n'exclut pas des dénivelées parfois importantes.

Ce relief ne tient pratiquement pas compte de la géologie sous-jacente. Le terrain est fortement recouvert par des formations de type arènes sur lesquelles se développe une végétation boisée abondante. Cet important couvert végétal limite les affleurements à des fonds de vallons, chemins, bords de routes et rares blocs plus ou moins en place, dispersés dans les bois. Ces faits obligent, en plus de la cartographie classique, à utiliser les pierres volantes pour compléter les vastes zones ne présentant pas d'affleurements. L'observation géologique, limitée, conduit à une cartographie parcellaire et à une interprétation cartographique souvent difficile.

#### I - 2. PRESENTATION HISTORIQUE ET GEOLOGIQUE

##### I - 2.1. Historique

A l'échelle régionale, l'ensemble dévono-dinantien se rencontre du Sud au Nord, dans les monts du Lyonnais (série de La Brévenne), le Roannais, les monts du Beaujolais et le Morvan (fig. 2). Les formations dévono-dinantiennes s'y présentent sous la forme de deux grandes unités géologiques: le synclinorium de la Loire et le faisceau synclinal du Morvan (fig. 2). La direction structurale majeure est sud-ouest-nord-est.

Le Beaujolais se situe dans la portion nord-est du synclinorium de la Loire, dans le prolongement direct des monts du Lyonnais (fig.3).

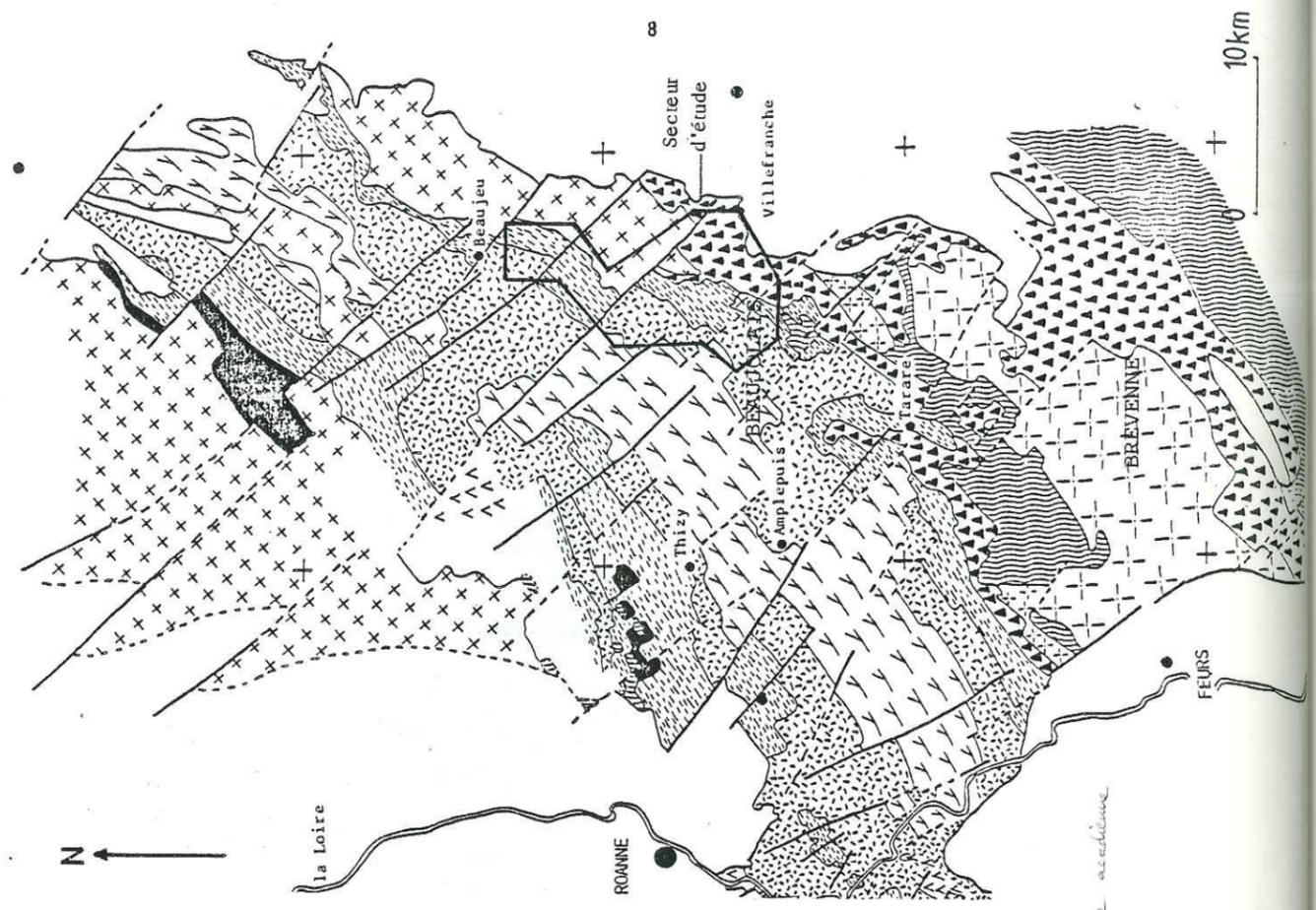
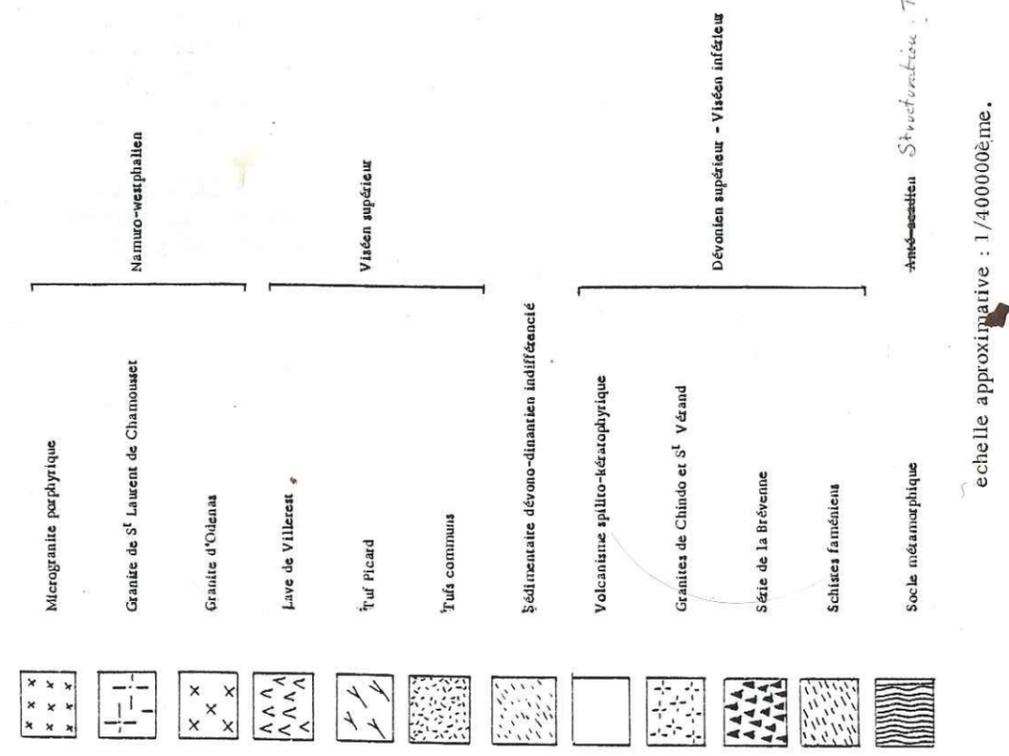


Fig 3 : Localisation de notre secteur, dans le faisceau synclinal de la Loire.  
Cartographie synthétique, d'après Bertaux et Rubiello (1981).



Ces formations ont été étudiées par de nombreux auteurs dès les débuts de la géologie. Parmi ceux-ci, nous citerons : LEYMERIE (1836), GRUNER (1841), ROUX C. (1895-1900), MICHEL LEVY A. (1908, 1913, 1938), ROMAN F. (1926), DEMAY A. (1946). Plus récemment, les travaux de ROIRE A. (1959), PETERLONGO J.M. (1960), BARDIN D. (1971), ESCALIER J. (1962), CARRIE R. (1963), ZANGA BILA BOUBAKAR (1972) et toute une série de thèses de 3ème cycle des universités de Lyon, Nancy et Grenoble, dont suit une liste non exhaustive :

- sur le Roannais : BERTAUX J., RUBIELLO M.F. (1981) ;
- sur la Brévenne : LACROIX P. (1980), DURAND C. (1981), JOUCHOUX P. (1983), BELLOTTO S. (1983), DIABATE A. (1984) , GIRAULT M. (1983) ;
- sur le Beaujolais : PEYREL J.Y. (1981), SIDER H. (à paraître), VUAGNAT P. (1984) et les nombreuses publications (PIBOULE M., GAGNY Cl., ...) permettent de mieux comprendre les formations et les structures de ces régions, ainsi que leurs relations mutuelles.

Il ressort de ces études que l'ensemble des formations dévono-dinantiennes et leur socle montrent des caractères pétrographiques, structuraux, métamorphiques et géochimiques semblables dans les différents secteurs. Toutefois, un certain nombre de différences moindres se dégagent particulièrement pour les termes dévoniens. En effet, on note pour la zone sud (Brévenne), un métamorphisme (et des déformations) plus développé(s) que dans la partie nord, où il ne dépasse jamais l'épizone. De plus, la pétrographie et de fait, la géochimie montrent des variations liées à l'influence des facteurs : spilitisation et métamorphisme.

Actuellement, concernant la géochimie du Dévonien, deux hypothèses coexistent : d'une part, celle d'un volcanisme calco-alcalin dominant, associé à un volcanisme tholéitique subordonné (FONTEILLES, 1968; CARMES, 1975) ; d'autre part, celle d'un volcanisme tholéitique d'affinité océanique dominant (LACROIX, 1980 ; PIBOULE et al., 1981 ; DURAND, 1981 ; JOUCHOUX, 1983 ; VUAGNAT, 1984 ; DIABATE, 1984).

A l'échelle du Beaujolais, la géologie a pour origine, l'existence de nombreux indices métallogéniques et l'exploitation de quelques gîtes connus (cf. carte des indices). Ces gîtes ont surtout été l'objet de grattages, mais quelques-uns ont été plusieurs fois repris, avec l'espoir de leur découvrir des prolongements. Ainsi, on peut citer: la Planche (le Berchoux), le Glabat-la Creuze et le Clerjon, qui, abandonnés après la guerre de 1914-1918, ont été réétudiés dans les années 50. Enfin, actuellement, quelques points sont en cours d'étude, tels des skarns (pour W-Mo) et des indices aurifères.

Les mémoires effectués sur la région se sont attachés à cet aspect. Ainsi, les DES de ESCALIER J. (1962) et de CARRIE R. (1963), puis la thèse de ZANGA BILA BOUBAKAR (1972), suite à une cartographie et une pétrographie, ont développé l'aspect métallogénique.

Actuellement, cet aspect n'est pas totalement écarté, mais la pétrographie fine et la géochimie sont les éléments prépondérants utilisés pour la compréhension d'ensemble.

### I - 2.2. Géologie régionale

Les différentes formations ont pu être séparées par des données de géochronologie relative. Cette chronologie est basée sur des datations de faunes et microfaunes et sur les recoupements des formations entre elles. Toutefois, certaines données chronologiques sont à considérer avec prudence, car elles sont basées sur des analogies de faciès avec les formations dévono-dinantiennes du Morvan.

Actuellement, la série stratigraphique admise est la suivante:

- Le socle formé de gneiss banaux et ceillés. Formation gneissique méso- à catazonale, pour laquelle est admise une structuration tectono-métamorphique intradévonienne (370 à 380 millions d'années ; CANTAGREL et al., 1978), contemporaine de la phase acadienne.

- Le Dévonien supérieur - Viséen inférieur (?) repose en discordance sur le socle gneissique (PETERLONGO J.M., 1960 ; BEURRIER et al., 1979). Cet ensemble est composé par des formations sédimentaires et volcanoplutoniques. Localement, les formations sédimentaires (schistes, grès et calcaires) ont pu être datés du Dévonien moyen à supérieur (faune de Conodontes des calcaires du Goujet ; BEURRIER et al., 1981 ; LACROIX, 1980 ; GIGOT et al., à paraître).

Les formations volcaniques et plutoniques recoupent les sédiments. Les termes magmatiques ci-après sont observables :

- ultrabasites,
- gabbros, diorites et granites albitiques,
- dolérites et basaltes (± spilitiques), kératophyres, tufs.

Cet ensemble a subi un métamorphisme du type schistes verts, fini Dévonien à Viséen inférieur (MICHEL LEVY A., 1908 ; JUNG, 1953 ; PETERLONGO J.M., 1960 ; JOUCHOUX, 1983). Cet épisode est accompagné de déformations plus ou moins synchrones.

- Durant le Tournaisien, Viséen inférieur?, dont aucun dépôt n'est connu, l'ensemble précédent est fortement érodé.

- Le Viséen moyen grés-pélimitique et conglomératique, ou localement carbonaté (Marchampt, Bussières, Néronde), se dépose en discordance sur l'ensemble Dévonien supérieur érodé.

- Le Viséen supérieur, composé à majorité de tufs rhyodacitiques à rhyolitiques, est discordant, à son tour, sur tous les ensembles précédents.

- Le granite d'Odenas, d'âge post-Viséen (Namuro-Westphalien s.l.) et son cortège filonien se met en place et développe une auréole de métamorphisme de contact d'importance variable.

- L'histoire hercynienne du Beaujolais s'arrête là. Au secondaire, sur l'Est, les dépôts du Jurassique (s.l.) recouvrent en discordance cet ensemble. Lors des plissements alpins, certains accidents hercyniens sont repris, particulièrement en horsts et grabens.

Sur la base de ces données, j'ai effectué une cartographie qui a permis de découvrir à l'échelle de ce terrain un certain nombre d'affleurements jusqu'alors non décrits. Il semble que leur observation apporte un éclairage neuf sur la structure et la chronologie des événements régionaux.

Suite au travail de terrain, l'échantillonnage réalisé pour la pétrographie et la géochimie a permis de compléter notre vision du secteur et de fait, sa cartographie. Le plan adopté s'efforcera de suivre ce fil directeur.

CARTOGRAPHIE

Ce chapitre rapporte les données obtenues par elle sur les schistes dans les Alpes au moins dans le but de comprendre les ensembles dont

II - 1. GISEMENTS

II - 1.1. Les

Dans la région de la Savoie les roches, les schistes, les affectées par les tectoniques alpes corses

CARTOGRAPHIE

des schistes, l'incorporation, les schistes, les schistes de

Ce schiste

II -1. GISEMENTS ET RELATIONS-DES GRANDS ENSEMBLES

CLASSIQUES.....

II -2. LES CHLORITOSCHISTES : UN ENSEMBLE NOUVEAU ET

MAL CONNU.....

DEUXIEME CHAPITRE

CARTOGRAPHIE : GISEMENTS ET RELATIONS

DES GRANDS ENSEMBLES

## DEUXIEME CHAPITRE

## CARTOGRAPHIE : GISEMENT ET RELATIONS DES GRANDS ENSEMBLES

Ce chapitre présente deux parties. La première consigne les rapports existants entre les différentes formations : observations obtenues par le biais de la cartographie et du travail de terrain. Elle est consacrée à l'étude des faciès pétrographiques classiques, dont les âges, rapports stratigraphiques et structuraux sont connus, au moins dans leurs grandes lignes. La deuxième partie s'attachera à comprendre la nature et la position structurale des chloritoschistes, ensemble dont l'origine exacte est mal définie actuellement.

## II - 1. GISEMENTS ET RELATIONS DES GRANDS ENSEMBLES CLASSIQUES

## II - 1.1. Le socle

Dans la région considérée (comme dans tout le secteur du synclorium de la Loire), le socle est uniquement représenté par des gneiss. Ces roches, de type paragneiss (gneiss banaux) ou orthogneiss (gneiss œillés), se présentent sous forme massive et cohérente, toujours affectées par une foliation nette. Cette foliation s'avère très changeante, témoignant ainsi des nombreuses phases de déformation (plicative et/ou cassantes), ayant affecté cet ensemble.

Cartographiquement, le socle se présente sous deux formes structurales :

- des horsts, mis en contact avec le reste de la série, par l'intermédiaire de failles normales; localement, ces horsts peuvent présenter, à leur sommet, la partie basale de la série dévonienne (par exemple au Clerjon et à Champey ; à l'Ouest de Rivolet);
- des lames de gneiss, généralement accompagnées et parfois encadrées de leur couverture dévonienne.

Ce socle peut s'observer en plusieurs secteurs :

Le secteur de Rivolet - col de St Bonnet (cf. cartographie planche h.t.) est le plus instructif. Il montre la série gneissique composée de paragneiss alternant avec des passées d'orthogneiss (itinéraire Montmélas St Sorlin - col de St Bonnet). Ce socle, qui constitue un horst de dimension supérieure à 2,5 km, est recoupé par des masses plutoniques de nature variée (gabbros, dolérites, basaltes, granites albitiques et kéraatophyres) qui sont observables à proximité immédiate du col de St Bonnet (X = 774,3 ; Y = 2116). Ce horst est affecté sur sa bordure par des failles importantes qui le mettent en contact avec la série volcanoplutonique dévonienne. Des horsts d'importance plus modeste s'observent dans le secteur sud, aux environs de Châtoux (X = 772,3 ; Y = 2112,5).

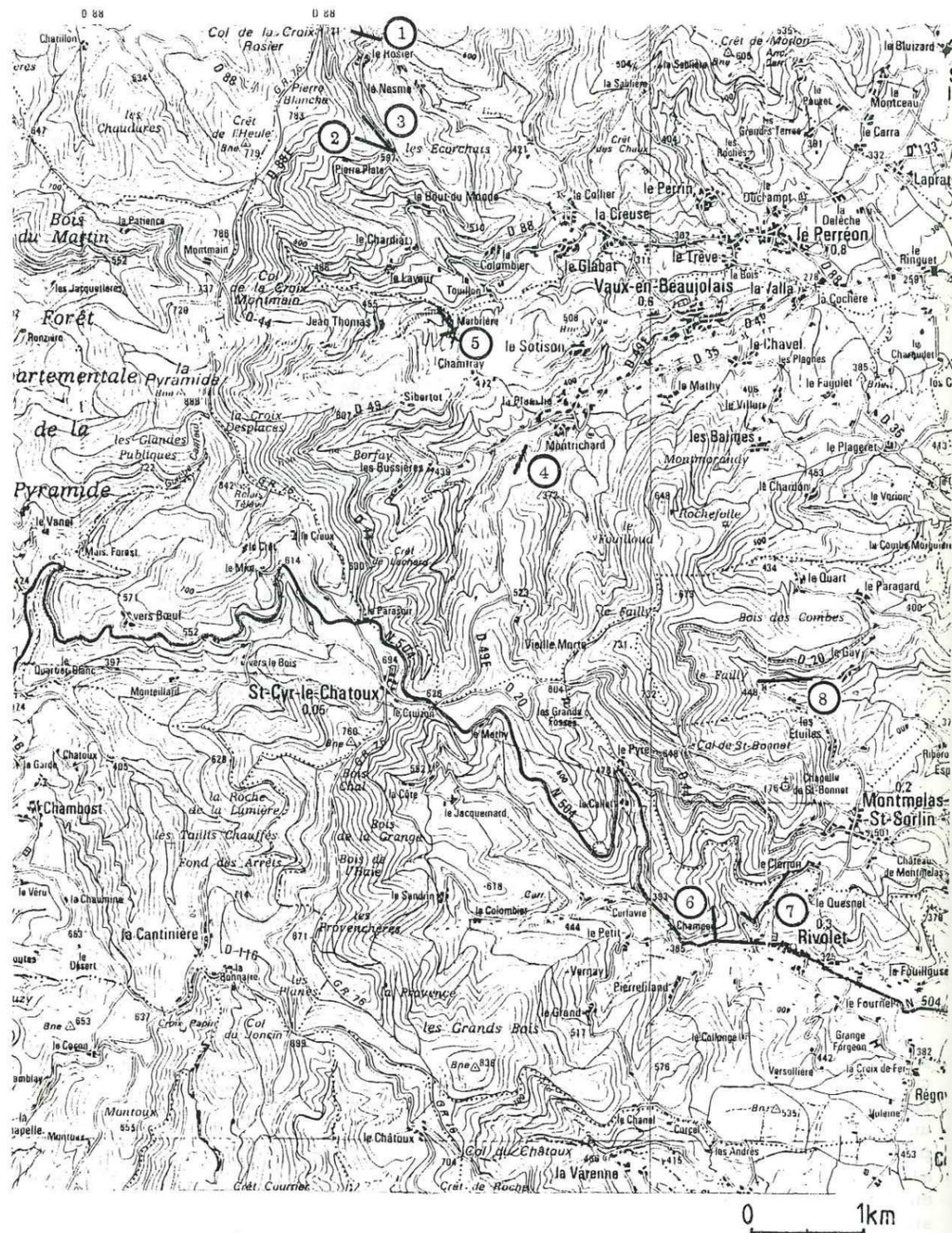


Fig 4 : Localisation des coupes observées et décrites . Formation basale du Dévonien supérieur.

Echelle 1/50.000ème.

- |                             |                |
|-----------------------------|----------------|
| 1 Le Rozier                 | 5 La Marbrière |
| 2 Col de Pierreplate , D88E | 6 Champey      |
| 3 Col de Pierreplate, D88   | 7 Le Clerjon   |
| 4 Montrichard, D49E         | 8 Les Etuiles  |

La partie nord du terrain montre des lames gneissiques bordées de formations dévoniennes. De tels ensembles sont visibles en trois points :

- au sud de Montrichard (X = 773,1 ; Y = 2118,9) ;
- à la Marbrière (X = 772,25 ; Y = 2119,9) ;
- au col de Pierreplate (X = 771,75 ; Y = 2121,3) .

#### II - 1.2. Le Dévonien supérieur (Viséen inférieur ?)

Cet ensemble a été daté du Dévonien supérieur par analogie de faciès avec le Morvan (MICHEL LEVY A., 1908). Puis, une faune de conodontes livrée par une lentille de calcaire, découverte au Goujet (environs de Violay), a permis de dater la base de la série: Frasnien-Famennien (BEURRIER et al., 1981 ; LACROIX, 1980 ; GIGOT et al., à paraître).

La limite supérieure de la série est encore mal définie. Certains pensent que la série dévonnaise se prolonge jusqu'au Viséen inférieur compris (BEBIEN et al., 1980). Pour d'autres, la série se termine fini Dévonien supérieur et/ou au Tournaisien, et le Viséen inférieur est absent (lacune de cet étage ; PIBOULE et al., 1982).

##### II - 1.2.1. La base du Dévonien supérieur : un ensemble détritique dominant

Coupes observées dans la base du Dévonien.

Malgré la qualité des affleurements, il a été tenté de réaliser des coupes stratigraphiques schématiques de la base du Dévonien, dans les secteurs ou des séries transgressives sur le socle sont observables.

##### 1. Localisation des coupes

Les neuf coupes effectuées se localisent : au Rozier, au col de Pierreplate (2), à Montrichard, à la Marbrière (2), à Champey, au Clerjon et aux Etuiles. Pour leur localisation, on se reportera à la figure 4 et pour la représentation schématique des successions de faciès observés, aux figures 5,6 et 7. Les coupes 1 à 5 (cf. fig.4) sont effectuées au contact des lames de gneiss, forme sous laquelle se présente le socle dans la partie nord.

##### 2. Description des coupes

- Col de Pierreplate - D 88 E (cf. fig.5, coupe 2)

Sur le socle, on observe un faciès d'apparence gneissique qui s'avère, en lame mince, être un faciès de démantèlement du socle. Ce faciès montre des débris de ce dernier, emballés dans une matrice initialement argileuse et désormais recristallisée sous la forme de fines phyllites.

Une ou deux coulées de laves kéraatophyriques, d'épaisseur plurimétrique (3 à 4 m au total).

Un niveau très fin (de l'ordre de 30 à 40 cm), montrant une alternance de lits clairs et de lits sombres : véritables cinérites issues du dépôt finement lité de débris d'échardes de verre désormais recristallisées.

le Rozier

D 88E Col de Pierre Plate D 88

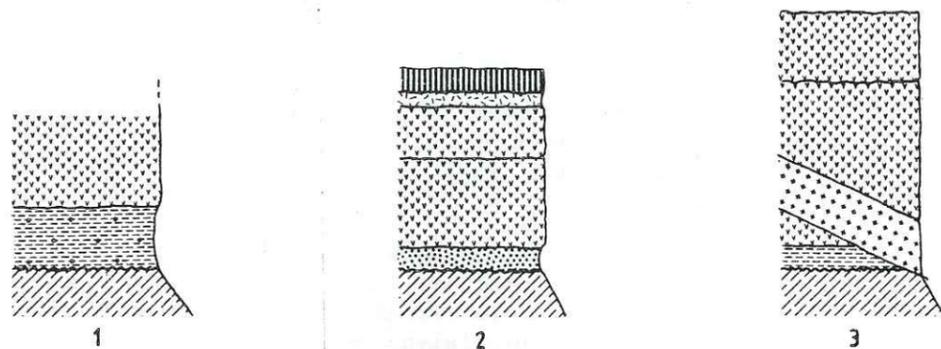


Fig 5

Montrichard D49E

Carrière de la Marbrière

S ← → N

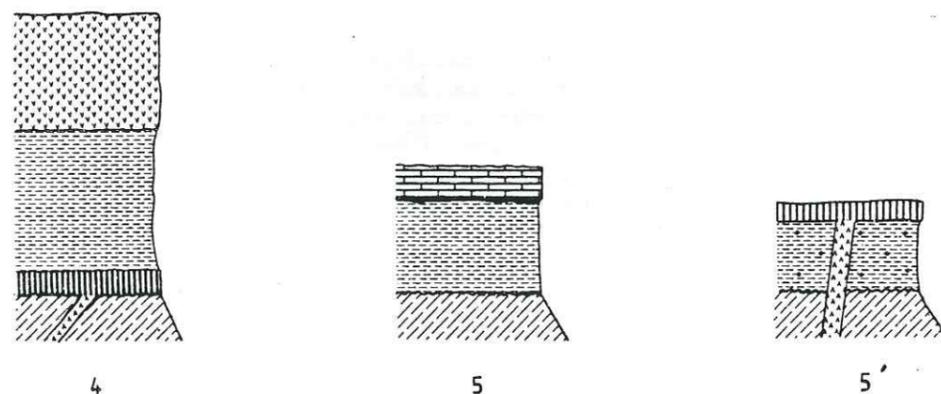


Fig 6

<b>Légende</b>	Microgranite	Tuf kératophyrique	Schistes tachetés
	Lave basique (coulée)	Kératophyres	Gr�s chloriteux
	Dolérite (filon) - Ultrabasite	Calcaires recristallisés	Quartzite
	Tuf remanié - volcanodétritique	Lentilles carbonatées dissoutes	Microconglom�rat
	Tufs � blocs de socle	Schistes	Gneiss du socle
	Limite stratigraphique	Discordance	Faille, zone broyée

. Une coulée de basalte à texture microlitique porphyrique.  
 . L'ensemble est recoupé par de nombreux filons de microgranite porphyrique, tardifs.

- Col de Pierreplate - D 88 (cf. fig. 5, coupe 3)

. Sur le socle repose un fin niveau silteux noir.  
 . Au-dessus, deux coulées kératophyriques peuvent être individualisées.  
 . Le contact entre les métasilts et les kératophyres est recoupé par un filon de microgranite.

- Le Rozier (cf. fig. 5, coupe 1)

En discordance, sur le socle, on rencontre des schistes tachetés,   cordiérite, et, au-dessus des laves et tufs kératophyriques.

- Montrichard - D 49 E (cf. fig. 6, coupe 4)

. Le socle présente des faciès banaux et des faciès plus siliceux,   caractères leptyniques.  
 . Au-dessus, on rencontre une coulée de lave basique de type basalte porphyrique.  
 . Des "schistes" tachetés.  
 . Une série de niveaux laviques kératophyriques d'épaisseur non déterminée.

- La Marbrière : ancienne carrière désormais abandonnée (cf. fig. 6, coupes 5 et 5')  
 Partie sud, ancien front de taille

. Discordant sur le socle, environ deux mètres de "cornes vertes": ancien faciès détritique carbonaté, fortement recristallisé par le granite d'Odenas, très proche.

. Une lentille de calcaire gris-bleuté, qui repose au-dessus des cornes vertes.

Partie nord; bord latéral de la carrière et chemin

D'après les pendages, l'ordre semble être le suivant :

. "schistes" tachetés à composante volcanodétritique importante probable;

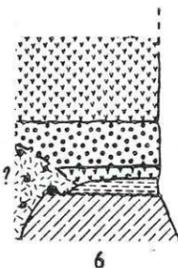
. un niveau tuffacé, de composition intermédiaire, type andésite.

- Champey (cf. fig. 7, coupe 6); X=774,75 ; Y=2114,45

Des formations, à caractères volcaniques et volcanodétritiques, intimement associées, peuvent y être observées. La disposition apparente est la suivante :

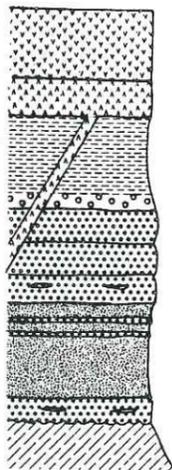
. Le socle, sur lequel repose localement un niveau très fin de silts noirs ;

## Champey



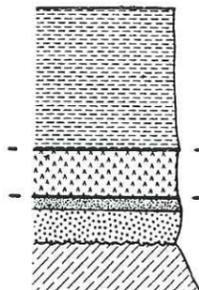
6

## le Clerjon



7

## les Etuiles



8

Fig 7

<b>Légende</b>	Microgranite	Tuf kératophyrique	Schistes tacher�s
Lave basique (cou�e)	Kératophyres	Gr�s chloriteux	Quartzite
Dolerite (filon) - Ultrabasite	Calcaires recristallisés	Microconglom�rat	Gneiss du socle
Tuf remanié - volcanodétritique	Lentilles carbonatées dissoutes	Gneiss du socle	Faille, zone broyée
Tufs � blocs de socle	Schistes		
Limite stratigraphique	Discordance		

. l'ensemble précedent est recoupé par une formation tuffacée,   "xénolites" du socle sous-jacent. Ces tufs, qui ont vraisemblablement été, pro-parte, remaniés sur place, passent latéralement et peut-être vers le haut à un faciès volcanodétritique   éléments (xénolites) de socle. Enfin, on trouve, sous forme de pierres volantes, des échantillons à texture de brèches magmatiques. On y observe, au sein d'une lave basique sombre, des débris arrondis de laves acides.

Ces échantillons de brèches magmatiques et tufs conduisent à envisager un volcanisme explosif, vraisemblablement sous-marin (en raison des éléments laviques trempés, vitreux) : appareil volcanique de type diatr me, issu d'une éruption phr atomagmatique ? La nature de ces faciès, ainsi que leur origine probable, seront détaillés dans la partie consacrée à la pétrographie.

- Le Clerjon : coupe le long de la route communale joignant Rivolet   Montmélas St Sorlin (cf. fig. 7, coupe 7)

. Le socle, de nature gneissique, est ici recoupé par des lamprophyres et un petit stockwerk pyriteux.

. Au-dessus, la discordance (ici angulaire), est marquée par un niveau de quartzites à muscovite. Ces quartzites, assez pures, montrent localement des cavités allongées qui marquent d'anciens nodules ou niveaux calcaires, désormais dissous.

. Vers le haut, ces quartzites alternent avec des niveaux plus riches en phyllites (chlorites), puis réapparaissent en bancs massifs. Le changement de pendage des quartzites peut faire penser à un redoublement de ce niveau, mais l'existence d'une lacune visuelle empêche de confirmer la présence d'une éventuelle structure plicative. Les quartzites sont, sur le haut, recoupées par des filons de nature basique.

. Sur l'ensemble précedent repose un fin niveau à allure de "peau de léopard", dont les taches évoquent des cordiérites. En fait, c'est un faciès de remaniement   caractère volcanodétritique   tuffacé, riche en débris albitiques et dont la mésostase est oblitérée par le métamorphisme de contact qui y développe des biotites. Ce niveau est accompagné de formations très corn fi es, pouvant correspondre à d'anciens silts dévoniens, fréquents à la base de la série.

. Au-dessus, un complexe formé de laves acides et basiques, difficilement déterminables du fait du métamorphisme de contact. Les laves acides accompagnent notamment un amas sulfuré et un amas barytique totalement recristallisé (X = 775,5 ; Y = 2114,9).

- Les Etuiles (X = 775,25 ; Y = 2116,6) (cf. fig. 7, coupe 8)

Les terrains dévoniens de base s'observent dans un petit compartiment effondré reposant sur le socle.

. Sur les gneiss typiques reposent des quartzites rubéfiées, puis un niveau de gr s riches en éléments de socle.

. Au-dessus, on note la présence d'une passée d'ultrabasites chloriteuses à aspect lustré. Cette formation est encadrée par deux lacunes (zones de broyages) qui empêchent de préciser ses rapports exacts avec le reste de la série.

. Une formation silteuse recouvre les ultrabasites.

Cet affleurement présente un caractère neuf, car aucune masse de roches ultrabasiques n'avait été signalée jusque-là dans ce secteur du Beaujolais. Ses positions structurales et stratigraphiques semblent en accord avec celles des autres masses ultrabasiques connues, par exemple en Brévenne et dans la région de Matour (71). En effet, assez systématiquement, ces faciès se rencontrent dans la base du Dévonien supérieur, à proximité immédiate du socle (BARDIN, 1971 ; DURAND, 1981 ; MBA, 1982).

Ces coupes, malgré les mauvaises conditions d'affleurement, nous permettent d'effectuer l'inventaire des formations détritiques de la base du Dévonien supérieur. Les principaux faciès sont les suivants : silts, grès, grauwackes, quartzites et calcaires, plus accessoirement des tufs. Ces faciès variés se rencontrent essentiellement dans les coupes décrites ci-dessus. Ailleurs, sur le terrain, le principal niveau rencontré est constitué par des siltites schisteuses noires. Ces siltites semblent marquer, là où on les rencontre, la proximité de la base de la série. Ces faciès détritiques sont accompagnés de fréquents niveaux laviques et tuffacés, acides ou basiques (kératophyres, dolérites, basaltes). Ils sont aussi recoupés, ainsi que le socle, par des formations plutoniques (équivalents grenus des faciès laviques précédemment cités). Les ultrabasites, quant à elles, sont rares.

Nous allons maintenant examiner cet ensemble volcanoplutonique.

#### II - 1.2.2. L'ensemble volcanoplutonique dévonien supérieur

Attendu les intrications complexes existantes au sein de cet ensemble, on est obligé, contre notre volonté, de séparer les faciès considérés, en fonction soit de leur texture (taille de grain), soit de leur nature (acide, intermédiaire ou basique). Nous examinerons donc successivement les faciès basiques, intermédiaires puis acides. Ensuite, nous nous efforcerons de relier ces différents ensembles, afin d'exposer les relations existantes entre eux.

##### 1. Cartographie et gisement

###### a) Les faciès de nature basique

Ce groupe montre des faciès communément de teinte verte, et que seuls séparent la taille des grains. On y observe donc des gabbros, des dolérites et des basaltes. Ces faciès ont subi un métamorphisme (schistes verts) qui tend à uniformiser l'ensemble. De fait, sur le terrain, gabbros et basaltes paraissaient prédominants. Toutefois, l'examen microscopique a révélé l'importance des dolérites.

Les masses gabbroïques se rencontrent essentiellement en deux points :

- Dans le secteur du col de la Croix Rozier (X = 771,1 ; Y = 2122,45), où elles constituent le prolongement sud des masses gabbroïques du col de la Croix Marchant. Dans cette zone, on peut observer la masse gabbroïque se différencier vers le haut, avec production de diorites et de granites albitiques. Ces faciès grenus sont accompagnés d'un cortège filonien (acide, basique, microgrenu et/ou microlitique) qui les recoupe et se développent latéralement, par exemple dans les coupes du Rozier et du col de Pierreplate.

- Dans le secteur de Rivolet - col de St Bonnet (X = 774,5 ; Y = 2116,0), où on observe des masses volcanoplutoniques ou filoniennes recoupant le socle mis ici à nu par l'érosion. Ainsi, au Sud du col de St Bonnet, les coupes de bord de route permettent de voir une petite masse plutonique gabbroïque, passant à un chevelu filonien (basaltes, dolérites). A l'Est de Rivolet (X = 776 ; Y = 2114,4), une autre masse de gabbros révèle à son sommet une tendance à la différenciation marquée par des faciès plus acides sus-jacents. A côté de ces massifs, on peut observer des filons d'épaisseur variable et recoupant eux aussi le socle.

Les filons basiques se rencontrent au sein des masses volcanoplutoniques dévoniennes et en particulier celles de nature acide. Leur développement est mal connu du fait des mauvaises conditions d'affleurement.

Les filons basiques (dolérites, basaltes) sont souvent associés avec les granites et les laves kératophyriques. Exemples :

- filons de nature basaltique recoupant des granites albitiques, au bord de la N 504 (X = 774,4 ; Y = 2114,5) ;
- filons doléritiques recoupant les laves kératophyriques de la Carrière noyée (N 504 ; X = 776,75 ; Y = 2115,1).

Ces laves peuvent aussi être associées à des diorites, comme par exemple aux Bussières où elles recoupent des mylonites de roches intermédiaires à acides. Enfin, les filons de basaltes ont été rencontrés dans l'ensemble des chloritoschistes à Vieille Morte (X = 772,75 ; Y = 2117) et au Mathy (1 km au sud du point précédent). Les filons basiques recoupent et/ou sont, bien évidemment, associés aux massifs gabbroïques, comme au col de St Bonnet. Mais, en raison des conditions d'affleurement, souvent médiocres, il est difficile d'effectuer la cartographie de détail que ces filons mériteraient pour mieux connaître leur chronologie de mise en place et leur nature originelle (sills, dykes, ...).

###### b) Les faciès de nature intermédiaire

Ils restent rares, relativement aux faciès basiques et acides. Les diorites sont visibles au-dessus des gabbros, comme résultat de leur différenciation. Suivant le niveau d'érosion, elles paraissent plus ou moins développées. Des faciès représentatifs de ce groupe sont observables au sud du col de la Croix Rozier (dans le complexe gabbroïque et granitique) et dans le secteur de Bussières (X=772,9 ; Y = 2118,6) et de Vers Boeuf (N 504 ; X = 770,0 ; Y = 2116,8) où ces faciès sont fréquemment mylonitiques.

Les laves de nature intermédiaire sont encore plus rares ; elles ont surtout été vues dans la partie basale de la série dévonienne, avec les niveaux sédimentaires et volcanosédimentaires.

###### c) Les faciès de nature acide

Ils sont caractérisés par leur teinte rose à beige rosée. Les granites albitiques et leurs équivalents laviques : les kératophyres, sont très fréquents. Dans la partie nord (col de Croix Rozier), on peut voir les granites albitiques surmonter les massifs gabbroïques et dioritiques.

Dans la partie sud, les masses granitiques et/ou volcaniques acides tendent à devenir largement prépondérantes. Ces ensembles sont généralement accompagnés de filons de nature basique (basaltes et dolérites) qui les recourent. Nous citerons à titre d'exemple les massifs suivants :

- granitiques :

- . du Jacquemard (X = 772,5 ; Y = 2115,5) ;
- . du col du Joncin (X = 771,1 ; Y = 2113,4) ;
- . de Pierrefiland (X = 774,5 ; Y = 2113,9).

- kératophyriques :

- . au nord du col de St Bonnet ;
- . de la carrière de Cerfavre (X = 773,35 ; Y = 2114,6).

L'épaisseur montrée par les laves kératophyriques, en particulier dans la carrière de Cerfavre (supérieure à 50 m), suggère localement des gisements probables sous forme de d mes. Toutefois, l'existence de coulées et de filons est certaine.

Les granites albitiques s'observent parfois en filons : chemin GR 76 au nord du Parasoir et route forestière de la Cantinière. Ils s'insèrent au sein de chevelus filoniens complexes, dans lesquels on rencontre aussi des gabbros, diorites, dolérites, metabasaltes et kératophyres. Ces filons présentent des épaisseurs très variables inframétriques   décamétriques.

Les kératophyres, quant à eux, se présentent fréquemment en filons et en coulées. Les coulées s'individualisent surtout à la base de la série (coupes de base). Les filons, d'épaisseur variable, sont observables au sein du socle et des masses plutoniques, quelles que soient leur nature.

Les rapports existants entre les différents faciès semblent caractériser des masses plutoniques différenciées en gabbros, diorites et granites albitiques. Ces masses donnent naissance, vers le haut et latéralement, à leurs équivalents laviques : dolérites basaltes, andésites et kératophyres.

Comme cela nous est révélé par la base de la série, ces faciès laviques et plutoniques recourent et/ou reposent sur cette formation basale.

Nous verrons que l'importance cartographique des faciès acides, vis-à-vis des faciès basiques, pose un problème quant à l'origine possible de ces produits, par différenciation d'un magma originel commun. Toutefois, il est à noter que les volumes observés sont vraisemblablement liés au niveau d'érosion atteint.

## 2. Description des macrofaci s

La complexité au moins locale de l'ensemble volcanoplutonique dévonien s'accorde mal avec la pétrographie classique telle qu'on la pratique usuellement. La coexistence de termes plutoniques, hypabisiaux et volcaniques, de nature basique, intermédiaire et acide entraine des problèmes de détermination et donc de cartographie. En effet, le fort recouvrement et la qualité des affleurements limite fortement les investigations de détail. Nous décrirons donc succinctement les différents faciès observés. Toutefois, ces descriptions sont à considérer comme indicatives et en aucun cas limitatives.

### a) Les faciès basiques

. **Les gabbros** : Ce sont des roches  quantes vert-sombre, mélanocrates   mésocrates, dont la taille de grain peut atteindre le centimètre. Les principaux minéraux visibles à l'oeil nu sont les espèces ferromagnésiennes, le plagioclase et les minéraux opaques. En règle générale, les gros massifs présentent des pyroxènes, tandis que les petits massifs et les filons sont surtout à amphiboles. Des ferrogabbros   magnétite sont observables (nord du col de Croix Rozier).

  côté des minéraux ferromagnésiens, le plagioclase de teinte beige-verdâtre peut atteindre 50 % du volume.

Aucun faciès de gabbro flas ris  n'a été observé sur notre terrain, à l'instar du secteur de Marchampt, au nord du col du Rozier.

Les effets du métamorphisme du granite d'Odenas sont parfois sensibles, avec soit développement de cristaux d'actinote au dépens des pyroxènes ou amphiboles, soit, à proximité, par des néoformations de biotite (mine de la Planche).

. **Les dolérites** : Comme les gabbros, ce sont des roches  quantes, à forte densité, vert-sombre, mais généralement mésocrates, dont la taille de grain atteint les 2 mm. Seules, de rares dolérites à texture ophitique, montrent des cristaux de pyroxènes dont le grain peut atteindre les 5-6 mm. Leur séparation vis-à-vis des microgabbros s'avère impossible. Les minéraux observables sont les plagioclases, en particulier sur la patine d'altération, et quelques ferromagnésiens. Le reste de la roche est formé par un fond à dominante verte et non déterminable.

L'altération peut induire un débit en "boules" caractéristique.

Aucune tectonite de c  faciès n'est connue. Les effets du métamorphisme de contact induisent un obscurcissement des feldspaths par développement d'actinotes.

. **Les basaltes** : Comme les autres roches basiques, ils sont usuellement de teinte verte (claire à sombre)   forte densité et  quants. Ils sont à texture peu porphyrique ou aphyrique. Les phénocristaux de pyroxène (ou amphibole : remplacement du pyroxène) sont les seuls minéraux déterminables.

Au côté de ces basaltes non déformés, on rencontre un groupe d'amphibolites. Ces amphibolites, similaires en tous points aux basaltes, ont été observées en association d'une part avec les faciès mylonitisés des Bussières (cf. chapitre suivant) et d'autre part avec la formation des chloritoschistes.

Au contact du granite d'Odenas, biotites et actinotes se développent fortement.

### b) Les faciès intermédiaires

Ces roches restent très rares par rapport aux faciès basiques et acides.

. Les diorites : Ce sont des roches mésocrates à leucocrates, de teinte beige à vert-pâle, dont la taille de grain peut dépasser 5 mm. Leur texture, initialement non orientée, peut le devenir sous l'effet de processus mylonitiques.

Les minéraux observables sont les plagioclases, des amphiboles: hornblende ou actinote et parfois du quartz.

. Les andésites se révèlent encore plus rares que les diorites. Ces faciès sont macroscopiquement très proches des metabasaltes.

Ces roches intermédiaires sont rares et leur détermination s'effectue essentiellement pétrographiquement et géochimiquement, en particulier pour les caractériser vis-à-vis des basaltes.

#### c) Les faciès acides

. Les granites albitiques : Ce sont des roches leucocrates de teinte beige à rosée. Leur texture grenue montre des grains millimétriques à plurimillimétriques ; les faciès pegmatitiques sont rares mais existent. Les minéraux observables sont essentiellement le plagioclase albitique, du quartz, ainsi que de la chlorite en paillettes ou en nids. Plus rarement, on rencontre des fibres d'actinote. Enfin, le métamorphisme de contact du granite d'Odenas développe souvent des biotites à partir des minéraux ferromagnésiens originels.

La texture est communément équante, mais les faciès orientés par la mylonitisation ne sont pas rares.

. Les kéraatophyres : Ce sont des roches leucocrates à hololeucocrates, de teinte beige à grise, mais parfois noire. Leur texture, équante, est porphyrique à aphyrique. Dans une pâte quartzofeldspathique, s'observent de minuscules grains de chlorite et surtout des phénocristaux de plagioclase. Les cristaux de pyrite automorphes sont fréquents. Le granite d'Odenas les cornéifie, avec développement de biotite accompagné d'un assombrissement du fond de la roche.

Ces faciès sont parfois l'objet de déformations mylonitiques, comme leur équivalent grenu.

#### d) Ultrabasite

Ce faciès, volumétriquement peu développé, semble s'intégrer à l'ensemble dévonien. Sa position exacte est mal connue, mais il constitue un jalon entre la Brévenne et le Beaujolais septentrional. Macroscopiquement, seule la chlorite est déterminable.

Cet ensemble Dévonien supérieur est affecté par un métamorphisme de type schistes verts. Cet épisode tend à uniformiser toute la série, par développement d'une paragenèse à albite, actinote, chlorite, épidote, quartz. Ce métamorphisme est accompagné d'une déformation synschisteuse. Cette déformation est particulièrement marquée dans les métasiltites de base.

Les faciès volcanoplutoniques dévoniens montrent localement des textures orientées qui témoignent de déformations à caractères mylonitiques. Selon l'importance de la déformation, ayant affecté les faciès considérés, le résultat peut évoluer de simples cataclasites jusqu'à des mylonites œillées, en passant par des protomylonites.

#### II - 1.2.3. Les déformations mylonitiques affectant l'ensemble volcanoplutonique

Notre secteur d'étude nous a permis d'observer toutes les roches définies comme cataclastiques par HIGGINS (1971), à la seule exception de blastomylonites franches. Cependant, notre attention a été surtout retenue par les roches présentant une cohésion primaire (qui autorise l'exécution de lames minces).

Pour ce qui est des cataclasites ("mylonites non cohérentes"), on les rencontre très fréquemment. En effet, sur le terrain, les failles à rebords francs restent rares. Généralement, les contacts faillés sont de nature bréchique. Ces zones peuvent atteindre plusieurs mètres de largeur, le long desquelles la détermination pétrographique est très délicate.

Pour les tectonites de nature "métamorphique" (HIGGINS, 1971), les secteurs les plus instructifs ont été les suivants :

- Bussièrès-Borfay ;
- Vers Boeuf (N 504) ;
- route forestière de la Cantinière.

##### 1. Bussièrès-Borfay

Dans la portion de forêt située au nord-ouest des Bussièrès, les pierres volantes sont constituées par une majorité de roches de composition dioritique à granitique, montrant une foliation nette. Parmi ces blocs, certains nous ont montré des niveaux centimétriques de lave basique (metabasaltes). Deux cas de figures coexistent :

- les filons de metabasaltes sont engagés et affectés par la même déformation mylonitique que leur encaissant granitique (cf. fig. 9 B) ;
- les filons de metabasaltes recoupent le plan de foliation (N 90, 45 SW) affectant le granite (cf. affleurement et bloc, fig. 8 et 9 A).

On se référera à la partie pétrographique concernant les descriptions microscopiques de ces cas de figure. Toutefois, on notera que l'observation des lames minces confirme la nature de ces laves basiques et leur appartenance au Dévonien, car elles ont subi le métamorphisme schiste vert. Les mylonites sont à texture de protomylonite ou de mylonite œillée.

En conséquence, la phase de mylonitisation observée en ce lieu étant encadrée par deux venues magmatiques basiques dévoniennes, on peut affirmer que son âge est intradévonien.

Ce fait présente un caractère neuf et remet en cause les idées préexistantes concernant les "shears" affectant le Dévonien du Nord-Est du Massif Central. En effet, classiquement les mylonites rencontrées dans l'ensemble Dévono-dinantien de Brévenne sont considérées comme synmétamorphes (DURAND, 1981).

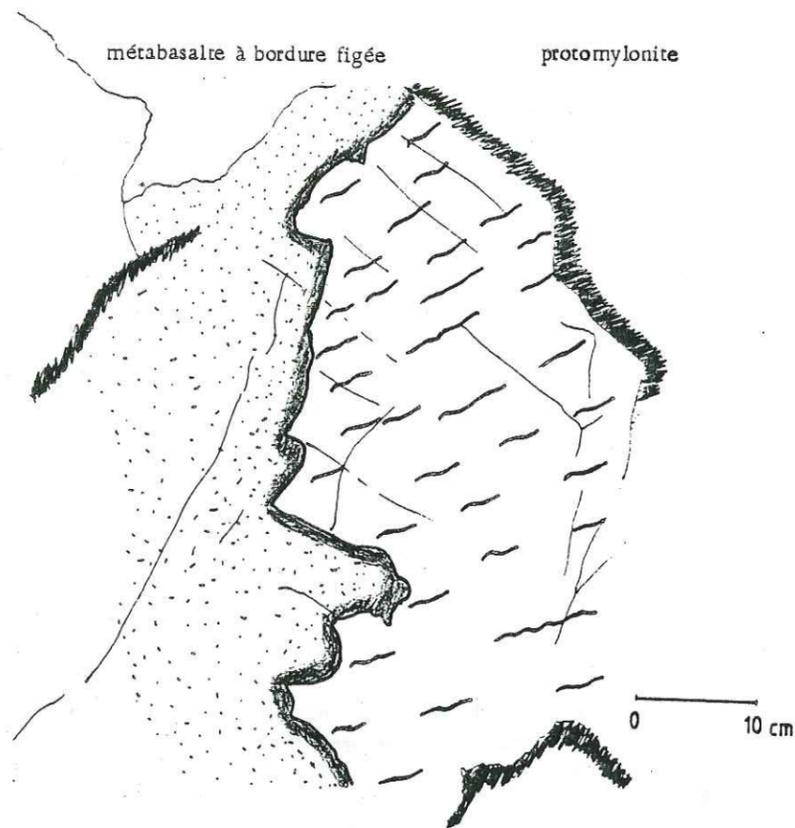
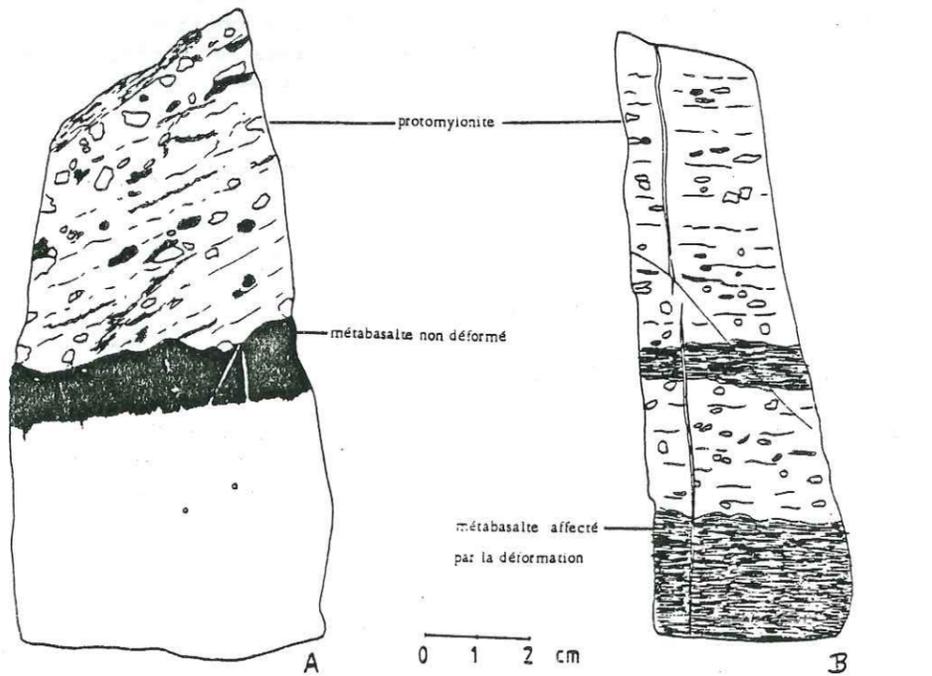


Fig 8 : Affleurement du secteur mylonitique des Bussières X=772,9 Y=2118,6



Filon de métabasalte recoupant la foliation      Filon de métabasalte affecté par la foliation

Fig 9 Blocs provenant de la zone mylonitique des Bussières.

Ces nouveaux affleurements démontrent l'existence d'au moins une phase mylonitique intradévonienne antérieure à la phase synmétamorphe, connue dans le Nord-Est du Massif Central. Plusieurs phases à caractères mylonitiques, successives dans l'espace et dans le temps, ont donc affecté les matériaux Dévono-dinantien, depuis le Dévonien supérieur jusqu'au Carbonifère inférieur. Cette phase intradévonienne pourrait bien représenter des déformations effectuées à chaud dans un magma en fin de cristallisation ou déjà consolidé.

De tels phénomènes sont connus dans les complexes gabbroïques et ophiolitiques, où les chambres magmatiques sont affectées par de tels "shears zones" (MEVEL C. et al., 1977 ; PEDERSEN et MALPAS, 1984).

2. Vers Boeuf (X = 770,0 ; Y = 2116,8) (cf. fig. 10)

A proximité du lieu-dit Vers Boeuf, s'observe la prolongation vraisemblable de l'ensemble mylonitique observé précédemment. En ce point, on voit affleurer sur trois mètres de haut la formation mylonitique en position subhorizontale. Les plans de mylonitisation sont affectés par des plis tardifs et des fractures. Cette déformation affecte des roches originellement plutoniques ou volcaniques acides (granites albitiques et kératophyres), accompagnés de roches basiques subordonnées. Les mylonites sont de type protomylonite à mylonite oillée, et plus rarement des ultramytonites (HIGGINS, 1971 ; BARD, 1980).

L'observation, à proximité de roches basiques recoupant cet ensemble mylonitique, confirme les relations de ce secteur avec celui des Bussières. La mylonitisation serait similaire à celle observée aux Bussières, c'est à dire intradévonienne.



Fig 10 : Affleurement mylonitique de Vers Boeuf X=770,0 Y=2116,8

### 3. Route forestière de la Cantinière et environs de St Cyr le Chatoux

Outre les faciès de cataclasites, toute une gamme de mylonites ont été rencontrées sur ce bord de route ou à proximité. Ces faciès jalonnent le contact entre les formations de la série dévonienne et l'ensemble des chloritoschistes sus-jacents. Ces mylonites, qui s'étendent des protomylonites jusqu'à des ultramylonites, avec toutefois une prépondérance des tectonites à texture de type augen-gneiss, affectent la série dévonienne. Il semble probable qu'elles affectent aussi, au moins localement, la base de l'ensemble chloritoschisteux.

Toutefois, la texture naturellement foliée de ces chloritoschistes, empêche de constater les effets de cette déformation à caractère mylonitique (cf. fin de ce chapitre et pétrographie).

Postérieurement à ces déformations, l'ensemble Dévonien a subi un métamorphisme de type schistes verts (fini-Dévonien supérieur à Tournaisien). Puis, après une période d'érosion probable (lacune du Viséen inférieur), le Viséen moyen à supérieur se met en place sur l'ensemble précédemment décrit.

## II - 1.3. Le Viséen moyen à supérieur

### II - 1.3.1. Le Viséen moyen

#### 1. Gisement

Il s'agit d'une formation détritique, grésopélitique, à passées conglomératiques. On l'observe géométriquement au-dessus de l'ensemble dévonien et en discordance sur celui-ci. Il repose en particulier sur les masses volcanoplutoniques acides qui ont contribué à alimenter son détritisme. On le rencontre sous la forme de niveaux ou de placages de faible épaisseur; épaisseur qui ne dépasse probablement pas plus de 50 m. Localement sur l'Ouest, il apparaît en contact avec le Viséen supérieur qui le recouvre en discordance. La cartographie confirme cette discordance car, localement, le Viséen moyen disparaît et le Viséen supérieur repose directement sur les masses volcanoplutoniques dévoniennes. Cette observation conduit à penser que localement le Viséen moyen ne s'est pas déposé ou a été érodé avant la mise en place du Viséen supérieur. Les affleurements de Viséen moyen se répartissent sur notre secteur exclusivement sur l'Ouest. Ce faciès se rencontre sous forme de 3 zones d'affleurements principales :

- secteur du Chardiat et du Laveur ;
- secteur du Parasoir ;
- secteur de la Cantinière - col de Croix Papin.

- Secteur de la Chardiat et du Laveur

La formation viséenne de nature grésopélitique et à rares passées conglomératiques repose en discordance sur les masses volcanoplutoniques à dominante acide des environs du Jean Thomas. Des niveaux de calcaires noirs à composante détritique sont observables dans le lit du ruisseau de la Ponsonnière (X = 771,5 ; Y = 2120,1). Le Viséen supérieur recouvre en discordance le Dévonien supérieur, comme en atteste la non-observation locale du Viséen moyen entre ces deux formations.

- Secteur du Parasoir (X = 771,6 ; Y = 2117,0)

Au Nord de ce lieu-dit, les affleurements permettent de délimiter un panneau de matériel viséen moyen. La formation viséenne repose sur le massif de métagranite albitique des Bussières. De rares filons laviques représentant les filons d'alimentation du Viséen supérieur recoupent l'ensemble grésopélitique. Au départ du Parasoir, la D 44 donne une bonne coupe de cette formation. Elle permet d'observer des alternances de bancs pélitiques et gréseux, verdâtres à bruns, au sein desquels se rencontrent des niveaux plus grossiers, de nature conglomératique. Ces niveaux grésopélitiques montrent surtout des galets d'éléments cristallins et plus rarement de calcaires.

- Secteur de la Cantinière - col de Croix Papin

Trois affleurements importants sont observables dans ce secteur :

a) Dans le village de la Bonnaire (X = 770,5 ; Y = 2113,9), vient à l'affleurement un niveau conglomératique à éléments décimétriques de calcaire blanc. Ces éléments peuvent être rapportés au Dévonien qui présente localement de tels faciès, par exemple à la Marbrière ou au Goujet.

b) Aux environs de Point Boeuf (X = 771,45 ; Y = 2114,65), un lambeau de matériel grésopélitique et conglomératique repose sur la formation des chloritoschistes. Cet ensemble, de faible extension, montre les mêmes caractéristiques que le Viséen moyen, à savoir des éléments figurés cristallins de nature lavique acide. Il présente une teinte violacée, probablement due au fait que nous sommes au niveau de la surface de transgression, qui a pu connaître une rubéfaction. Nous verrons dans le chapitre consacré aux chloritoschistes, l'importance de cet affleurement, particulièrement, du point de vue chronologique.

c) A proximité de Croix Papin (X = 770,2 ; Y = 2113,7), le Viséen moyen, qui réapparaît à la faveur de petits anticlinaux érodés, nous montre dans un ensemble grésopélitique des blocs plurimétriques de chloritoschistes. Ces blocs sont emballés et interstratifiés dans le Viséen moyen à galets. Leur gisement rappelle ceux d'olistolites. De par leur position, ces blocs tendent à prouver une mise en place, des massifs chloritoschisteux, antérieure au Viséen moyen (cf. gisement et pétrographie des chloritoschistes).

### 2. Description macroscopique des faciès du Viséen moyen

Ce sont des faciès silteux à conglomératiques, de teinte verte ou grise et à patine brune. Les faciès les plus fins montrent un aspect schisteux souligné par un litage plus ou moins discret. Toutefois, même ces faciès fins montrent des éléments détritiques figurés et ils sont rattachables, à majorité, au groupe des arénites.

Les échantillons conglomératiques et les faciès grauwackeux sont considérés comme symptomatiques de cet étage. A l'oeil nu, on distingue parmi les galets des conglomérats dont la taille excède rarement les 5 centimètres (sauf pour les éléments de calcaire de la Bonnaire) :

- des laves acides très siliceuses de type kéraophyre (majoritaires) ;
- des calcaires blancs à gris clair ;
- des laves basiques chloritisées et épidotisées ;
- des éléments de schistes et chloritoschistes.

beaucoup plus rares

(cf. fig 29, p.74)

Ces éléments sont emballés dans une mésostase gréseuse à silteuse de nature similaire à celle des faciès fins.

On ne décèle pas l'influence du métamorphisme schistes verts, non plus que celle d'une déformation importante.

Un niveau de calcaire noir pyriteux a été observé dans le lit du ruisseau de la Ponsonnière, à l'Est du col de la Croix Montmain. Ces niveaux sont similaires à ceux de Marchampt, où des faunes viséennes moyennes ont pu être reconnues. Ces niveaux inframétriques ne révèlent macroscopiquement aucun élément figuré; seuls des grains de pyrite sont visibles. Ce minéral, ainsi que la teinte sombre, attestent de la richesse originelle probable en matière organique.

Les effets d'un métamorphisme schistes verts ne sont pas visibles. L'influence du métamorphisme de contact du granite d'Odenas est peu net (sauf dans le secteur de la Chardiat où la cordiérite se développe localement).

En conséquence, ces données conduisent à penser que cette formation détritique est immature. Son dépôt s'est probablement effectué sous une faible tranche d'eau, comme en témoignent les faunes reconnues (dans cette formation), à proximité de Marchampt. Un domaine affecté de horsts et grabens aurait pu autoriser le dépôt d'une telle sédimentation variée et probablement non ubiquiste.

#### II - 1.3.2. Le Viséen supérieur

Cette masse volcanogénique à dominante tuffacée affleure uniquement sur la partie occidentale de notre terrain. Elle repose en discordance sur l'ensemble viséen moyen précédent ou sur les terrains dévoniens sous-jacents. Cet ensemble est particulièrement bien représenté sur la feuille de Roanne 1/50 000ème. La cartographie de cette feuille (thèse BERTAUX et RUBIELLO, 1981) nous servira de référence pour la description de ces faciès. L'âge Viséen supérieur de cet ensemble, à dominante de volcanites acides, a été donné par l'étude et la datation paléontologique des faciès sédimentaires associés (secteur de l'Ardoisière ; CHICHERY, 1938). De telles associations volcanosédimentaires ont aussi été rencontrées dans le Beaujolais méridional.

Par ailleurs, les volcanites sont souvent accompagnées par des microgranites porphyriques en filons qui constituent peut-être les zones d'alimentation de cette épaisse série volcanique et tuffacée.

Sur notre terrain, les meilleures coupes sont offertes par les environs du col de Croix Montmain (D 44 et D 49 jusqu'au Sibertot) et le secteur du col de Croix Papin.

Ces coupes nous révèlent un ensemble tuffacé assez uniforme, avec toutefois une apparente prépondérance des faciès laviques à la base.

A l'affleurement, ce sont des roches massives de teinte variable (grise, verdâtre, beige-rosée), à cassure esquilleuse et patine variable. Elles sont fréquemment cornéifiées. L'altération, liée à un diaclasage parfois intense et des circulations d'eau, entraîne un verdissement. Dans les vignes, l'altération poussée de ces faciès conduit à des concentrations de phyllites tout ou partiellement chloritisées.

Aucun affleurement de matériel volcanodétritique attribuable au Viséen supérieur n'a été observé dans le secteur étudié. Au Sud-Ouest du col de Pierreplate, quelques niveaux gréseux et conglomératiques, apparemment insérés dans le Viséen supérieur, appartiennent probablement au Viséen inférieur, apparaissant à cet endroit à la faveur d'un rejeu de failles (présence des grands filons quartzeux).

D'importance variable, le métamorphisme de contact du granite d'Odenas, tend à recristalliser le fond tuffacé en y induisant la formation de nids de biotite néoformée. Les filons microgranitiques associés à cette série tuffacée se révèlent importants. Certains de ces filons ont subi le métamorphisme de contact du granite d'Odenas, marquant ainsi leur antériorité vis-à-vis de celui-ci. Dès lors, cette génération filonienne se révèle être viséenne supérieure. Ce fait a été confirmé par BERTAUX et RUBIELLO (1981) qui démontrent un cogénétique des tufs et de ces microgranites.

Macroscopiquement, la distinction faciès tuffacés et faciès volcanodétritiques est très difficile. Dans tous les cas, on observe une pâte fine où baignent des phénocristaux et/ou des phénoclastes de plagioclase, de feldspath potassique et parfois de quartz, ainsi que des cristaux millimétriques de biotite chloritisée. La texture est généralement équante, cependant des flammes centimétriques sont localement visibles (par exemple sur le versant ouest du col de Croix Papin).

A côté de ces faciès volcanodétritiques à tuffacés, on rencontre des faciès laviques : col de Croix Papin. Ce sont des roches cohérentes, massives, de teinte vert-sombre et à structure vacuolaire. Le fond microlitique insère des phénocristaux de quartz et de feldspaths.

#### II - 1.4. Le plutonisme namuro-westphalien

Sur leur bordure orientale, les terrains dévono-dinantiens sont recoupés par le groupe des granites rouges, d'âge post-Viséen supérieur (Namuro-Westphalien probable). Le massif associé à notre secteur se présente sous la forme d'un batholite, dénommé granite d'Odenas. Ce granite développe à son contact une auréole de métamorphisme de contact. L'étendue des domaines atteints par la cornéification laisse supposer une intrusion de forme lopolitique ou laccolitique. Enfin, un cortège filonien important et de nature variée l'accompagne: microgranites, lamprophyres, aplites, filons de quartz minéralisés ou non.

##### 1. Le granite d'Odenas (X = 778,15 ; Y = 2120,1)

Les affleurements frais, tels ceux de la carrière de Pont Mathivet, permettent d'observer un granite porphyroïde rose à texture équante.

Dans notre secteur, les affleurements de bonne qualité sont très rares et ce granite, qui est généralement totalement arénisé, est un des faciès de prédilection pour la culture de la vigne. L'aspect des arènes granitiques le distingue des autres masses granitiques et en particulier des métagranites albitiques.

Pour les échantillons non altérés, une texture grenue à quartz, feldspath potassique, plagioclase, et biotite chloritisée, englobe des phénocristaux d'orthose, automorphes et maclés.

2. Les microgranites : Affleurement type : col de Pierreplate  
(X = 771,5 ; Y = 2121,2)

Les microgranites se rencontrent en filons, en essaims filoniens et peut-être en petits massifs. Ils recoupent toutes les formations et jalonnent les contacts tectoniques. Leur aspect macroscopique est très variable, tant par la teinte (grise, rose ou noire) que par la texture (microgrenue plus ou moins fine ; porphyrique ou non).

3. Les lamprophyres : Affleurement type : le Bout du Monde  
(X = 772,25 ; Y = 2120,8)

Ce faciès présente un gisement classique en filons, recoupant toutes les formations. La roche type est très riche en biotites chloritiques, baignant dans un fond quartzo-feldspathique à rares amphiboles brunes. Généralement très altérés, ils peuvent acquérir une texture pulvérulente.

4. Les aplites

Toujours en filons de faible épaisseur, elles recoupent essentiellement le granite d'Odenas.

II - 2. LES CHLORITOSCHISTES : UN ENSEMBLE NOUVEAU ET MAL CONNU

Ce groupe de faciès est volontairement décrit à part, en fin de partie consacrée aux données cartographiques et de terrain. En effet, ces faciès constituent un ensemble très particulier, qu'il apparaît nécessaire de traiter à part.

Cet ensemble a connu plusieurs appellations, qui ont entraîné des confusions et compliqué sa compréhension. Successivement, ils ont été dénommés : schistes chloriteux (ESCALIER J., 1962 ; CARRIE R., 1963), puis schistes verts (ZANGA BILA BOUBAKAR, 1972) et enfin série et faciès satinés (GAGNY et al., 1981, 1982).

Attendu la nature pétrographique de ces faciès, il apparaît judicieux de les dénommer chloritoschistes. En effet, ce sont le plus souvent des schistes à chlorite (biotite, quartz, albite et muscovite -ou séricite- subordonnée).

Ce faciès affleure essentiellement en 2 masses situées sur des sommets de la crête subméridienne, à proximité immédiate de St-Cyr-le-Chatoux (cf. cartographie, fig. 14). En première approximation, elles semblent être uniquement formées par des faciès chlorito- et séricito-schisteux. Cependant, la cartographie a permis de découvrir une série d'affleurements jusqu'alors non décrits et qui permettent de préciser la nature lithologique de cet ensemble.

II - 2.1. Les différentes formations de l'ensemble chloritoschisteux

1. Les chloritoschistes : Affleurement type : route forestière de la Cantinière (X = 770,65 ; Y = 2114,9).

Le long de la route forestière et aux alentours du Cruizon, on peut observer les différents types : à aspect satiné ou micacé et montrant ou non des lentilles de quartz. Il s'agit de véritables chloritoschistes affectés d'une schistosité ou d'une foliation générale-

ment nette mais parfois repliée. Au sein de cette texture planaire, soulignée par les phyllites, s'individualisent localement des lentilles de quartz d'aspect lenticulaire ou sigmoïde. Ces chloritoschistes se rencontrent cartographiquement au-dessus de la série détritique et volcanoplutonique dévonienne, ce qui pose un problème quant à leur gisement.

Insérés dans cet ensemble ou le recoupant, des leptynites, amphibolites et calcaires sont observables.

2. Les leptynites : Affleurement type : route forestière de la Cantinière (X = 770,7 ; Y = 2114,9)

Elles sont toujours associées aux chloritoschistes avec lesquels elles semblent le plus fréquemment en accordance.

En bordure de la route forestière de la Cantinière, un groupe de petits niveaux de quartzites à séricite, de teinte blanche, apparaissent intercalés dans les chloritoschistes. Toutefois, en ce point, on ne peut préciser les contacts entre les deux formations. En contrebas, apparaissent deux niveaux décimétriques, leptyniques blancs interstratifiés avec des chloritoschistes verdâtres (cf. fig. 11). Ces roches, très leucocrates, tranchent avec les micaschistes qui sont de teinte sombre.

Du point de vue macroscopique, ce sont des roches cohérentes, de teinte blanche à beige.

L'orientation des minéraux et en particulier des phyllites, souligne une foliation discrète mais nette. Leur association minérale révèle à côté du quartz, largement prédominant, de la séricite et/ou de la chlorite en paillettes fines, inframillimétriques. Plus rarement, des phénocristaux de feldspaths de taille supramillimétrique, s'observent, insérés dans la foliation. La pyrite, en cubes ou agrégats de cubes automorphes, est fréquente. La foliation montre localement une composante mylonitique. La nature ortholeptynique de cette formation semble probable (kératophyres à l'origine?).

3. Les roches basiques : amphibolites

Rencontrées au sein de la série des chloritoschistes, ces amphibolites qui constituent des filons (et/ou des coulées ?), sont très similaires aux metabasites de la série dévonienne. Le trait qui les caractérise est leur déformation très conséquente (cf. fig. 12).

Au Mathy (X = 772,8 ; Y = 2116,25), des amphibolites semblent recouper l'ensemble micaschisteux et leptynique. Des échantillons en pierres volantes d'amphibolites, à déformation spectaculaire, sont visibles dans le chemin joignant la D 504 à la D 20.

A l'Est de St Cyr, dans le Bois de Vaux (secteur du skarn de Vieille Morte ; X = 772,9 ; Y = 2116,85), des filons d'amphibolites, apparemment recoupants vis-à-vis des chloritoschistes s'observent. Ce sont des filons et blocs épars, de nature basique, métamorphisés et déformés, montrant des lentilles centimétriques de matériel acide. Ce matériel de teinte rose, (ségrégation magmatique ou boudinage?) n'est pas sans rappeler un métagranite albitique fin.

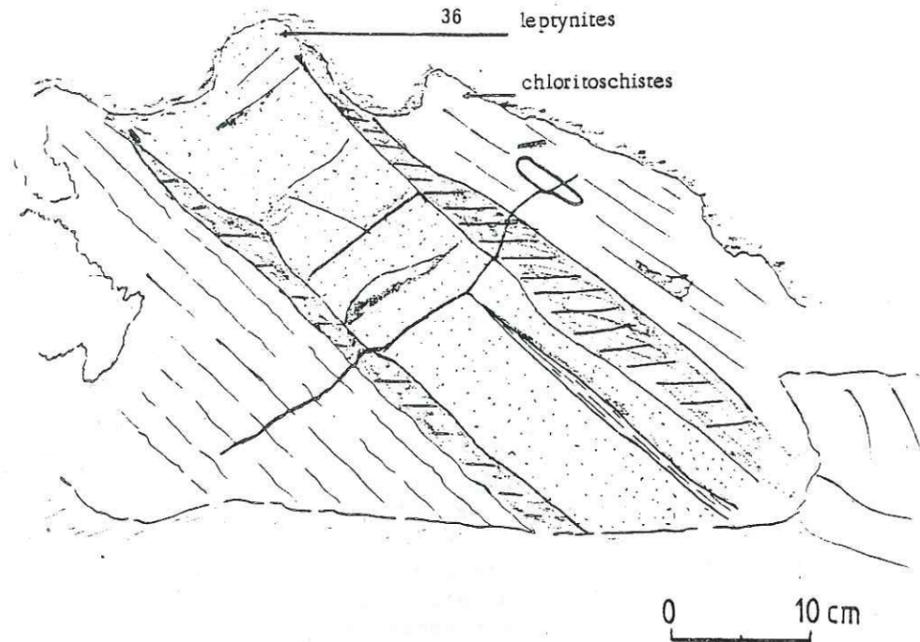


Fig11 : Leptynites en accordance dans les chloritoschistes X=770,7  
Y=2114,9

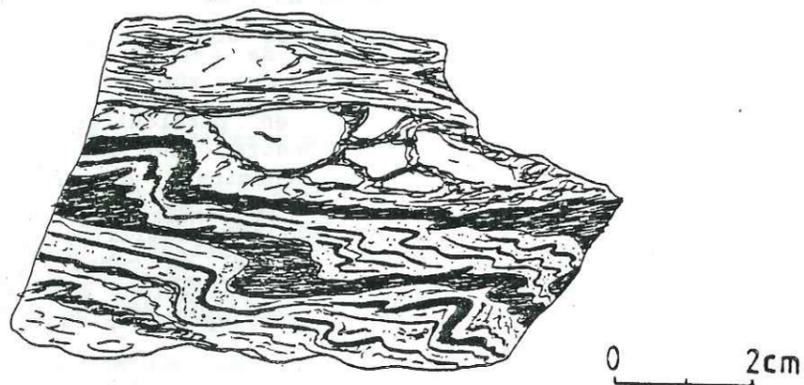


Fig 12 : Déformation d'une amphibolite associée aux chloritoschistes (éch JR75), Le Mathy .

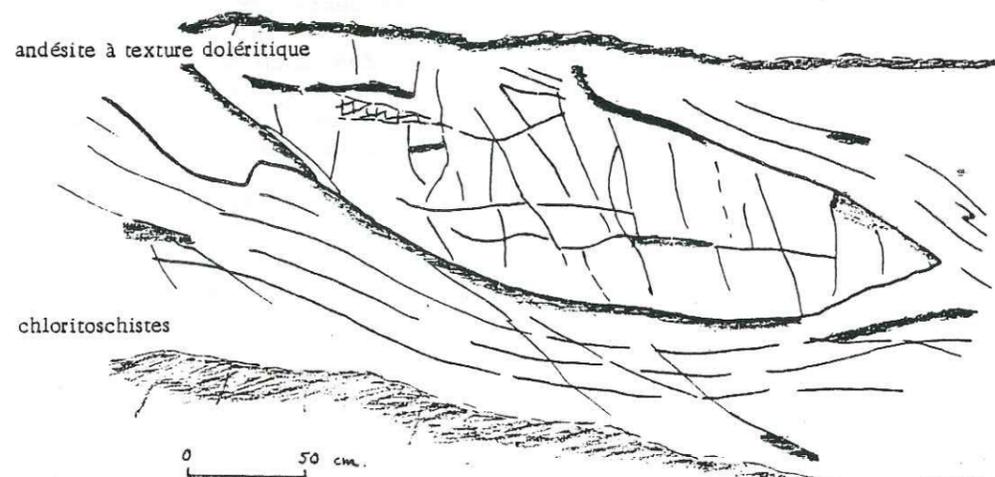


Fig13 : lentille d'andésite prise dans les chloritoschistes X=770,9  
Y=2115,1

En contrebas de la route forestière de la Cantinière (X= 770,7; Y = 2115,1), l'ensemble chloritoschisteux, ici à lentilles quartzeuses présente un faciès verdâtre très sombre, apparemment pris dans la déformation affectant ces chloritoschistes. Sa texture est celle d'une tectonite mylonitique ocellée, dont les phénoblastes de nature amphibolique sont noyés dans un fond chloriteux vert-sombre.

Macroscopiquement, ces faciès sont caractérisés par leur teinte vert-sombre où s'individualisent parfois de rares lits pratiquement holofeldspathiques. Lits feldspathiques, amphiboles et minéraux opaques soulignent le litage métamorphique et/ou tectonique. Selon l'importance de la déformation, une foliation ou un litage, voir des plis isoclinaux, sont observables. Ces matériaux sont assimilables à des orthoamphibolites.

Un faciès de nature plus intermédiaire est observable sur la route forestière. Il affleure sous la forme d'une lentille insérée en accordance dans la série des chloritoschistes (cf. fig. 13) et représente un filon (ou une coulée), désormais mis en accordance et probablement morcellé à cette occasion.

L'échantillon macroscopique a une texture de lave où dans un fond chloriteux peu déterminable, baignent des phénocristaux de plagioclase et des agrégats d'épidote.

#### 4. Les roches carbonatées

Lors d'une campagne de terrain, il a été découvert par H. SIDER, un skarn dans le secteur Bois de Vaux - les Fourches, à proximité de Vieille Morte (X = 770,6 ; Y = 2114,9). Un affleurement révèle en effet, des roches très particulières à grenat (actinote, magnétite et scheelite). Certains niveaux sont de véritables grenatites massives (grenat andraditique). En contrebas dans la forêt, des débris révèlent être insérées dans les chloritoschistes. Cela conduit à penser qu'en ce point existait, avant l'intervention tardive du granite d'Odenas, un niveau ou une lentille de matériel carbonaté, insérée dans les chloritoschistes.

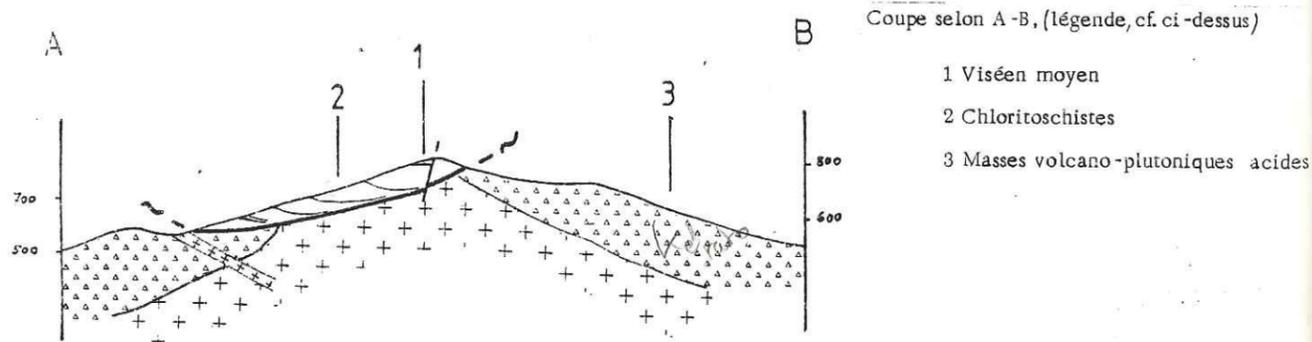
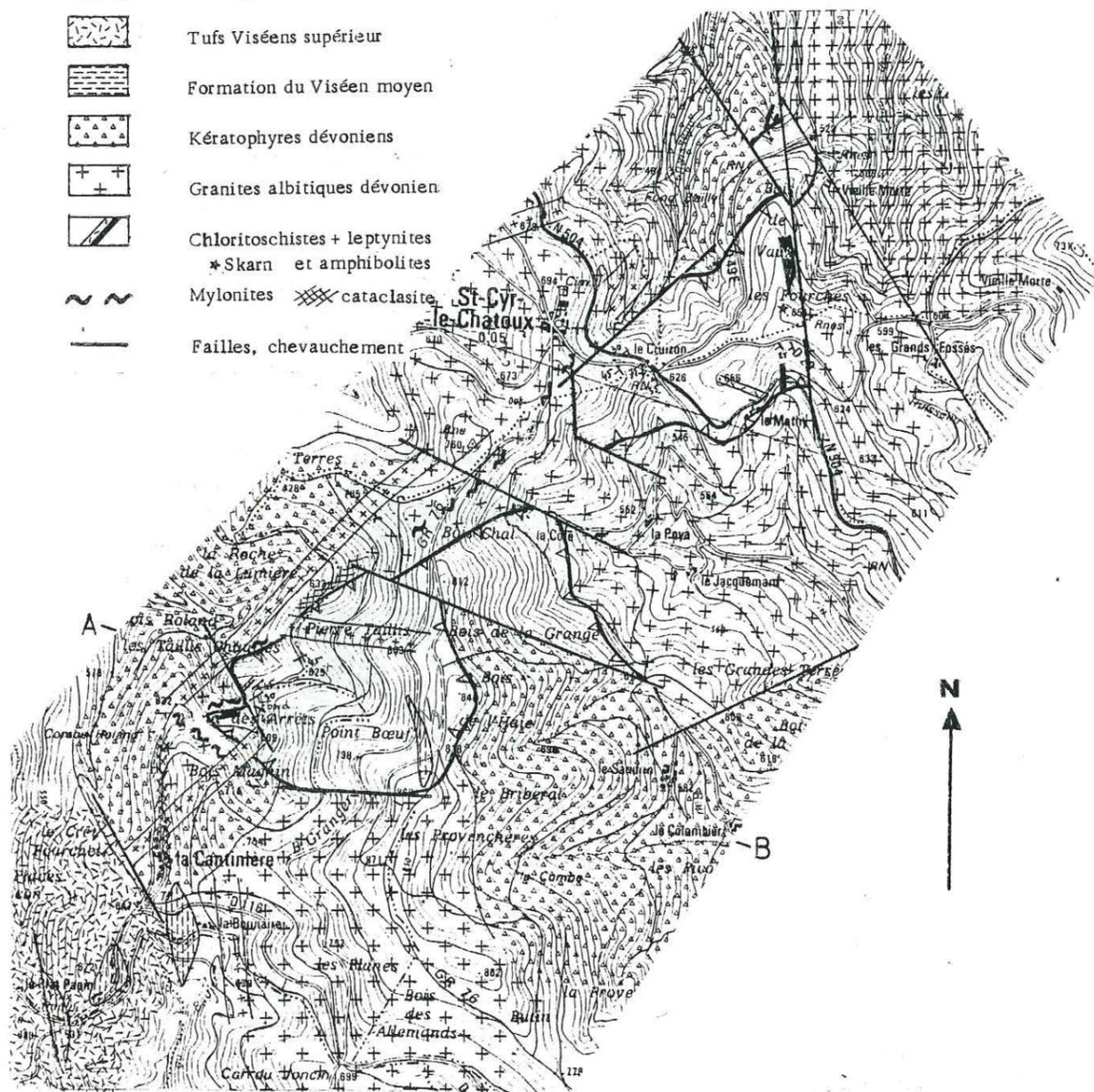
#### II - 2.2. Rapports des chloritoschistes avec les autres ensembles cartographiques et pétrographiques

On se référera à la cartographie schématique jointe (fig.14). Nous avons vu que cette unité, composée de chlorito- et séricitoschistes auxquels s'associent des leptynites, des amphibolites et des roches carbonatées (les faciès leptyniques et amphiboliques montrent l'empreinte d'une origine orthodérivée), se trouvait dans une position cartographique très particulière. En effet, cet ensemble métamorphisé et tectonisé, repose sur un ensemble magmatique relativement moins déformé et moins métamorphique. L'ensemble chloritoschisteux révèle aussi, en de rares affleurements, des relations avec la formation viséenne moyenne.

- Légende -

-  Granite d'Odenas
-  Microgranites
-  Tufs Viséens supérieur
-  Formation du Viséen moyen
-  Kératophyres dévoniens
-  Granites albitiques dévoniens
-  Chloritoschistes + leptynites  
\*Skarn et amphibolites
-  Mylonites cataclasite
-  Failles, chevauchement

Fig 14 : Cartographie schématique des chloritoschistes

et de leur environnement . Ech. 1/25000<sup>ème</sup> .

Nous examinerons successivement les rapports existants entre les chloritoschistes et leur substratum, puis entre ces mêmes chloritoschistes et les formations viséennes.

### 1. Les chloritoschistes et leur substratum

La cartographie révèle entre ces deux ensembles les contacts suivants :

- contacts faillés ;
- contacts mylonitiques ;
- contacts cartographiquement horizontaux mais de nature inconnue.

#### a) Contacts faillés subverticaux

Ensembles chloritoschisteux et volcanoplutoniques, sont localement en contact, par l'intermédiaire de failles subverticales orientées N 120 et N 170, qui jouent verticalement et/ou en décrochement. Ce système de failles semble tardif et affecte l'ensemble chloritoschisteux postérieurement à sa mise en place.

#### b) Contacts mylonitiques

Plusieurs couloirs mylonitiques sont observables au contact et à proximité immédiate. Les deux massifs de chloritoschistes, de la Cantinière et de St-Cyr-le-Chatoux, sont bordés sur leurs flancs nord-ouest et sud-ouest par des bandes mylonitiques. Elles affectent le substratum volcanoplutonique, mais aussi la formation des chloritoschistes. Epaisseur et intensités de déformation sont variables. En effet, l'épaisseur observable peut varier d'une dizaine de mètres à quelquefois 10 m, et peut-être localement 100 m. Quant à l'importance des déformations, elle s'étage de simples cataclasites jusqu'à des mylonites œillées qui sont les plus fréquentes. Attendu la position de ces mylonites, vis-à-vis de l'ensemble chloritoschisteux, elles jouent très probablement un rôle important dans la mise en place de cet ensemble.

#### c) Contacts horizontaux mais de nature non définie

Les bordures sud du massif de St-Cyr-le-Chatoux et ouest-nord-ouest du massif de la Cantinière, révèlent, lors de la cartographie, des contacts chloritoschistes-granites albitiques (ou laves acides) parallèles aux courbes topographiques. Ce fait tend à prouver qu'en ces points, les contacts sont subhorizontaux. Malheureusement, la rareté des affleurements (cartographie à dominante de pierres volantes) n'a pas permis l'observation de mylonites. Seuls les chloritoschistes présentent leur texture foliée, parfois empreinte de caractères mylonitiques.

Les contacts observés et décrits dans les paragraphes b et c conduisent à penser que cet ensemble lithologique se trouve dans une position structurale probablement anormale.

### 2. Les chloritoschistes et la série viséenne

#### a) Secteurs d'affleurements

Les rapports concernant les chloritoschistes et la série viséenne moyenne ont été évoqués dans la partie consacrée à ce dernier ensemble (cf. § I - 3.1.). Les deux affleurements sont observables à proximité de la Cantinière.

- Sur les chemins au nord du col du Joncin, au lieu-dit Point Boeuf, affleure une formation gréseuse (volcanodétritique fine) accompagnée d'un conglomérat. Le ciment qui relie les éléments est de teinte pourpre (influence de la proximité de la discordance ?). Cette formation orientée N 150 pentée 10 N, à subhorizontale, repose en discordance sur les chloritoschistes de direction N 40 à pendage S.E. Le conglomérat montre à l'affleurement, comme en lame mince, des éléments de laves acides (kératophyres). Cette unité conservée sous la forme d'un lambeau, probablement à la faveur du jeu d'une faille, présente toutes les caractéristiques du Viséen moyen.

- La route joignant Croix Papin à la Cantinière permet l'observation de volcanites, de tufs Viséen supérieur et de formations silteuses du Viséen moyen. Dans ce Viséen moyen, composé de silts noirâtres à verdâtres, de faciès gréseux et de conglomérats, il a été observé deux masses plurimétriques de chloritoschistes (cf. fig. 15). L'observation microscopique confirme la détermination de terrain : il s'agit de chloritoschistes montrant leur déformation et nature habituelles.

La partie observable de ces blocs montre qu'ils sont emballés dans les formations silteuses à galets ; le pendage restant constant autour d'eux et n'étant pas affecté. La disposition de ces blocs de chloritoschistes au sein du Viséen moyen évoque celle d'olistolites. Ce fait tend à prouver une structuration anté-viséenne des chloritoschistes.

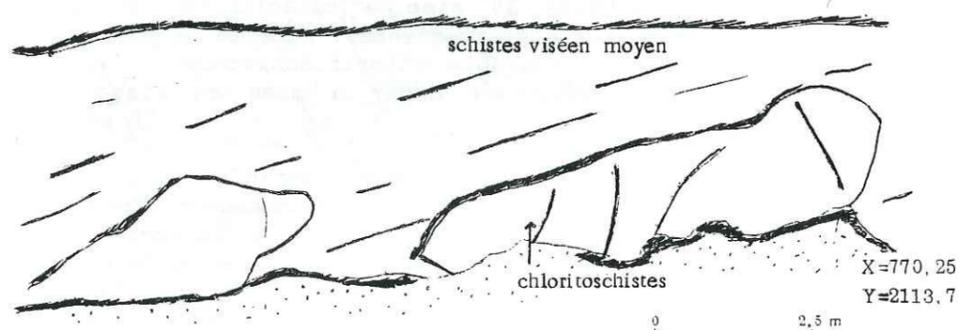


Fig 15 : Blocs de chloritoschistes insérés dans le Viséen moyen.

Portion de route joignant Croix Papin à la Cantinière.

b) Apport à la compréhension de cet ensemble  
Ces deux affleurements militent donc en faveur d'une structuration des chloritoschistes, antérieure au Viséen moyen.

Ce fait est en désaccord avec l'hypothèse émise récemment par GAGNY et al. (1981, 1982) qui avance un âge sudète pour la tectonique tangeantielle ayant présidé à la mise en place de la "série satinée" (ou chloritoschistes). En effet, les observations ci-dessus interdisent

un âge sudète pour cette phase tectonique (tout au moins en ce qui concerne la mise en place des chloritoschistes). La phase intra-tournaisienne ou viséenne inférieure, assimilable à la phase bretonne, semblant plus plausible. La structuration est peut-être contemporaine du métamorphisme de la Brévenne, dont on sait qu'il est lui aussi postérieur au Faménien et anté-Viséen moyen.

### 3. Conclusion à l'étude cartographique des chloritoschistes

Ainsi, la formation des chloritoschistes a pu être structurée à la faveur d'une déformation ductile (attestée par les mylonites), post-dévonienne supérieure et anté-viséenne moyenne. La position de cette formation serait assimilable à celle montrée par la coupe schématique : fig.14. Sur la base, la foliation des chloritoschistes serait mise en accordance selon le plan mylonitique.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : platour@ujf-grenoble.fr

30 AOÛT 2003

### TROISIEME CHAPITRE

#### PETROGRAPHIE DE L'ENSEMBLE DES FACIES

III -1.	MOYENS ET BUTS DE L'ETUDE.....
III -2.	LE SOCLE.....
III -3.	LE DEVONIEN SUPERIEUR.....
III -4.	LE VISEEN.....
III -5.	LES FACIES DU NAMURO-WESTPHALIEN.....
III -6.	LES CHLORITOSCHISTES ET LEURS FACIES ASSOCIES....
III -7.	CONCLUSION PETROGRAPHIQUE.....

## TROISIEME CHAPITRE

## PETROGRAPHIE DE L'ENSEMBLE DES FACIES

## III - 1. MOYENS ET BUT DE L'ETUDE

Cette étude a été effectuée à partir de 250 lames minces réparties dans tous les faciès rencontrés. Des colorations au cobalt-nitrite de sodium ont été réalisées pour visualiser le feldspath potassique, en particulier dans les faciès acides. L'étude porte sur l'examen des associations minérales et des textures. Le but en est, la typologie des matériaux originels (textures, paragenèses) et la reconstitution des différents événements tectonométamorphiques (métamorphismes et déformations).

## III - 2. LE SOCLE (lames : JR 45, 70, 96, 122 ; P 4, 20, 50, ...)

1) Textures, granolépidoïdique pour les faciès banaux et ocellée pour les faciès du même nom. Une déformation de type cataclase est omniprésente. Elle est marquée par des extinctions roulantes (quartz, plagioclases, feldspath potassique) et des "kinks" pour les phyllites. Des gneiss mylonitiques à "plattenquartz" sont localement observables.

## 2) Minéralogie :

- Le quartz, abondant se présente sous des formes variées :
  - . amiboïdes, incluses dans le feldspath potassique (association myrmékite),
  - et selon l'importance de la déformation :
    - . anguleuses avec limites suturées,
    - . en amas de grains à structure en mosaïque,
    - . plattenquartz (blastomylonites).
- Plagioclases en cristaux subautomorphes à xénomorphes, de taille variable. Ce minéral de composition acide (An 0 à An 30), présente des cristaux maclés et séricitisés de façon centripète. Les inclusions de quartz, biotite, séricite, apatite, zircon, sont fréquentes. Les extinctions roulantes sont communes.
- Feldspath potassique : 2 formes coexistent :
  - . rares cristaux d'orthose perthitique dans les faciès ocellés;
  - . microcline en cristaux xénomorphes, généralement de grande taille, avec altération argileuse, surtout le long des fractures. Ce microcline est vraisemblablement issu de la transformation de l'orthose, sous l'effet des déformations (ROUBAULT, 1963) et surtout de la rétro-morphose sous le faciès schistes verts (fini-Dévonien supérieur à Viséen moyen).
- Biotites : une ou deux générations sont observables selon les échantillons :
  1. Biotite primaire, toujours altérée et/ou décolorée, avec formation de chlorite, chargée de cristaux d'épidote et de rutile. Ces cristaux sont effilochés à leurs extrémités par le métamorphisme de contact du granite d'Odenas. Les déformations de type "kink" sont fréquentes.

2. Biotite secondaire, en nuages constitués de petits individus se développant aux dépens de la biotite primaire chloritisée. Cette biotite 2 peut également être chloritisée.

- Muscovite : en paillettes peu nombreuses associées à la biotite primaire. Les cristaux sont effilochés, à bordures floues et montrent des déformations de type kink.

- Epidote tardive en grains dans les chlorites (exsudation) et en filonnets.

- Apatite en grosses tablettes ovoïdes, souvent craquelées et morcelées.

- Zircon, fréquent en sections de toute taille.

- Grenat en rares débris emballés dans leur chlorite d'altération.

- Cordiérite, en gros cristaux amandiformes, issus des phyllites par métamorphisme de contact.

- Amphiboles (?), en rares sections automorphes, désormais chloritisées.

- Minéraux opaques : pyrite, hématite, rutile, leucoxène.

Les épisodes métamorphiques postérieurs à leur gneissification sont bien marqués par les phyllites. Les chlorites à exsudats d'épidote et minéraux opaques soulignent la rétro-morphose de biotites primaires. Cette rétro-morphose est liée au métamorphisme schiste vert d'âge fini Dévonien supérieur à Viséen inférieur (?) (PETERLONGO, 1960). La deuxième génération, qui se développe en partie aux dépens de la première, est visiblement liée au métamorphisme de contact du granite d'Odenas (ESCALIER, 1962 ; CARRIE, 1963 ; GAGNY, 1981 ; PEYREL, 1981;..).

Origine supposée de ces faciès : Les faciès banaux sont vraisemblablement issus de matériaux à composante initiale volcanodétritique de type grauwacke ; les faciès œillés, dérivant de granites porphyroïdes recoupant cette ancienne série volcanosédimentaire (ZANGA BILA BOUBAKAR, 1972).

### III - 3. LE DEVONIEN SUPERIEUR

Nous examinerons successivement la série détritique (s.l.) de base puis l'ensemble volcanoplutonique.

#### III - 3.1. Les faciès détritiques et volcanodétritiques de base

Les coupes effectuées dans la base du Dévonien nous ont révélé des faciès détritiques et volcanodétritiques (s.l.) accompagnés de faciès laviques en filons ou coulées.

##### 1. Les formations détritiques

###### a) Les quartzites

Ce sont des roches blanches à gris-brun, cohérentes, à aspect saccharoïde et patine rouille (localement rubéfiées).

**Texture** : Les grains de quartz anguleux à arrondis, isolés et/ou en agrégats, sont insérés dans une matrice phylliteuse. Les phyllites marquent un litage frustré. Ce type de texture implique une origine sédimentaire détritique.

**Minéralogie** : quartz, muscovite, séricite, chlorite, cordiérite, minéraux opaques, apatite, zircon, épidote, leucoxène, tourmaline.

**Quartz** : en grains anguleux à arrondis qui s'observent, isolés ou en agrégats. Ces agrégats sont parfois liés à un nourrissage siliceux secondaire.

**Phyllites** : ces minéraux, riches en inclusions (apatite, zircon, tourmaline, leucoxène, minéraux opaques), constituent le fond, qui englobe les grains de quartz. Ces phyllites, comme le quartz, sont détritiques. Elles dérivent très probablement du démantèlement du socle sous-jacent. L'influence locale du métamorphisme de contact du granite d'Odenas développe de la biotite et de la cordiérite, aux dépens de ces phyllites.

**Cordiérite** : cf. ci-dessus.

**Tourmaline** : en rares grains détritiques isolés.

**Apatite, zircon, épidote, minéraux opaques et leucoxène** : ils se rencontrent essentiellement à l'état d'inclusion dans les phyllites.

Le faciès décrit ci-dessus (l.m. JR 118 ; éch. JR 111) est riche en quartz. Un autre faciès plus riche en phyllites a été observé au Clerjon, en alternance avec le précédent. Ses particularités sont : sa richesse en phyllites (chlorite dominante) et l'existence de reliques de feldspaths tout ou partiellement altérés (l.m. JR 280).

En conclusion, ces quartzites représentent un faciès de démantèlement du socle dont elles révèlent tous les composants. En raison de la nature détritique et phylliteuse de cette formation, le métamorphisme schistes verts y est peu décelable. Par contre, les effets du métamorphisme de contact du granite d'Odenas y sont sensibles, en particulier au Clerjon, où la cordiérite a été observée.

###### b) Les métasilts

Ils montrent un débit ardoisier. Leur teinte est sombre, généralement noire, mais parfois verdâtre. La schistosité principale est accompagnée de deux directions de fracturation, perpendiculaires entre elles et avec la schistosité. Des circulations fluides, selon ces plans, confèrent une patine rouille à violacée (hydroxydes de fer et manganèse). Macroscopiquement, aucun élément lithique n'est reconnaissable. Pyrite et cordiérite en taches sont les seuls minéraux visibles.

**Texture** : Il s'agit d'un feutrage de phyllites très fines insérant quelques grains détritiques plus grossiers (l.m. : P 41, JR 129).

**Minéralogie** : phyllites, quartz, plagioclases, minéraux semi-opaques (hydroxydes), pyrite, épidote, zircon (cordiérite, grenat).

Phyllites : constituées majoritairement de chlorite et séricite. Elles sont très chargées et assombries par des hydroxydes, et dérivent très probablement d'argiles.

Quartz : second constituant principal, ses grains anguleux et de taille assez réduite sont emballés dans la matrice phylliteuse.

Plagioclases : ils s'observent en rares individus microscopiques, le plus souvent altérés.

Pyrite, épidote et zircon sont accessoires mais parfois abondants.

Cordiérite : Elle se présente toujours en individus poeciloblastiques incluant les éléments figurés originaux (quartz en particulier), l.m. : JR 81.

Grenats : De petits individus limpides sont observables, en association avec de la biotite néoformée (l.m. : JR 173). Tous deux sont issus du métamorphisme de contact du granite d'Odenas.

c) Les calcaires (l.m. : JR 48 , P 16)

Ils sont uniquement observables dans la carrière de la Marbrière. Ces calcaires recristallisés y furent exploités pour la taille (socle de la statue de Louis XIV à Bellecour, Lyon) et pour l'amendement des sols. Leur teinte est blanche à gris-bleutée. Ils sont recoupés par de nombreux filonnets de calcite blanche.

Texture : Totalement recristallisée, elle montre des cristaux de calcite et quartz, engrenés.

Minéralogie : calcite, quartz, chlorite, séricite.

Calcite : Elle forme de grandes plages polycristallines. Ces plages dont les cristaux sont indentés, insèrent de rares grains de quartz à nourrissage tardif et d'exceptionnelles fibres de chlorite et séricite.

Quartz et phyllites : cf. ci-dessus.

Les cornes vertes, sous-jacentes aux calcaires, doivent correspondre à d'anciens sédiments plus ou moins carbonatés. Le métamorphisme de contact y a développé des pyroxènes et du grenat.

Ces formations carbonatées sont totalement recristallisées par le métamorphisme de contact qui a fait disparaître les textures antérieures.

2. Les formations volcanodétritiques et tuffacées

a) Les cinérites (l.m. JR 17)

Un affleurement du col de Pierreplate nous montre une formation litée, où alternent des lits clairs et sombres. Il s'agit de cinérites. On se référera aux figures 16 à 19 .

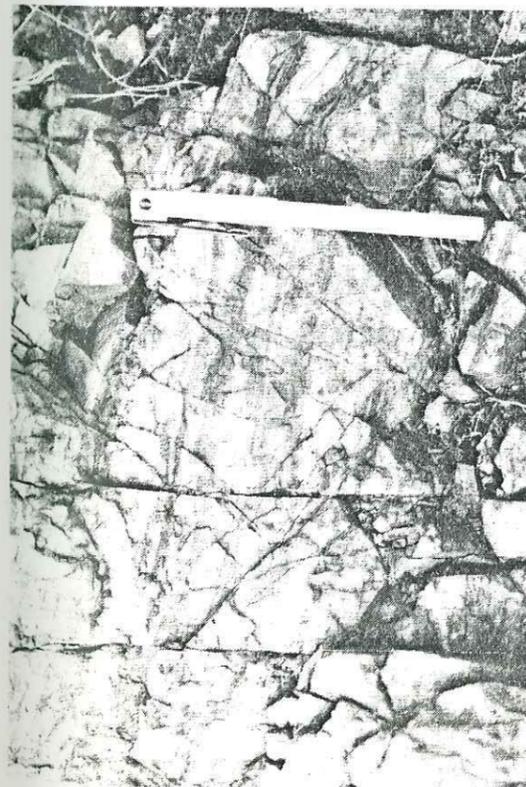


Fig 16 : Cinérites dévoniennes : Col de Pierreplate. ech. JR 17

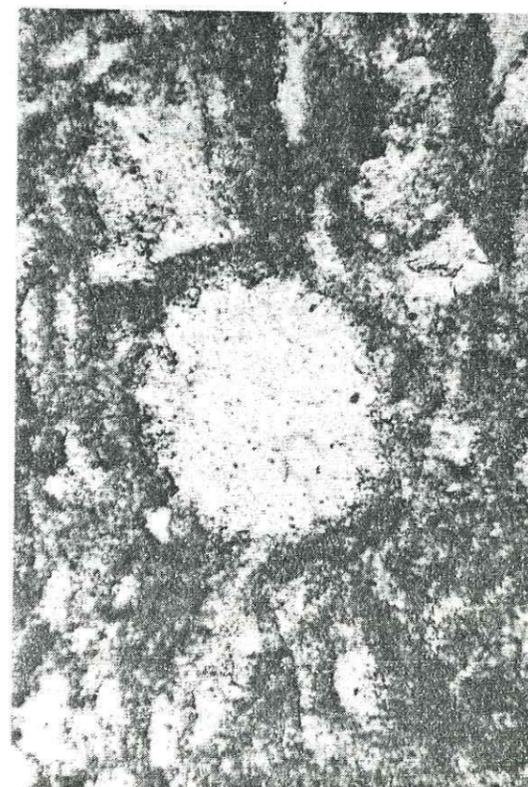


Fig 18 : Radiolaires dans le fond à écharde de verre et matière organique l.m. JR 17.



Fig 17: Echantillon JR 17, cinérites vues en lame mince; radiolaires dans le fond à écharde de verre et filonnet recoupant (quartz - zéolites).

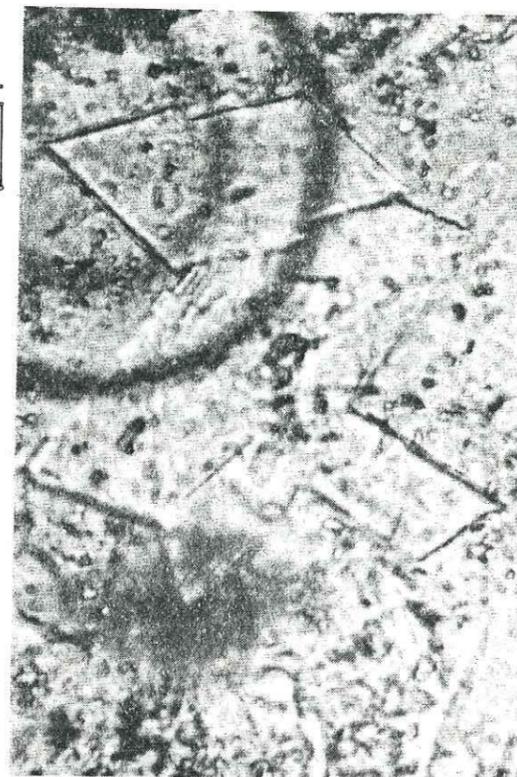


Fig 19 : Zéolites des filonnets recoupants. le faciès à radiolaires. l.m. JR 17 .

**Texture** : La texture litée montre, en lame mince, des lits clairs et sombres dont l'épaisseur peut varier de moins d'un millimètre à plus de 5 millimètres. La variation de teinte est due à une charge pigmentée (concentrée dans les lits sombres).

**Minéralogie** : quartz, plagioclases, chlorite, épidotes (zoïsite, allanite), zéolites, apatite, minéraux opaques.

Des clastes feldspathiques et quartzeux sont insérés et moulés dans une mésostase quartzo-feldspathique et chloriteuse, partiellement recristallisée. Ces clastes quartzeux et feldspathiques représentent probablement l'épigénie d'échardes de verre. Les niveaux sombres sont vraisemblablement pigmentés par des matières organiques. Cette pigmentation fait ressortir d'autres éléments de forme sphérique ou lenticulaire d'environ 140  $\mu\text{m}$  de taille moyenne. Le fort grossissement permet de remarquer une crénulation très fine (ornementation) sur leur bordure. En lumière polarisée, on constate le remplissage tardif de chaque individu, par 2 ou 3 grains de quartz. Ces faits (taille, ornementation, remplissage) militent en faveur de radiolaires.

En effet, les radiolaires présentent généralement de tels caractères et les espèces de l'ère Primaire étaient généralement plus développées que les espèces actuelles. De tels microfossiles ont déjà été rencontrés dans les formations volcanodétritiques et tuffacées dévoniennes du N.E. du Massif central (Morvan, ROBÉLIN, 1981).

Ces milieux de dépôts ne sont pas en opposition avec le développement et l'accumulation de radiolaires. En effet, ces organismes à test siliceux vivent en milieu marin ; les dépôts et émanations siliceuses d'origine volcanique seraient favorables à leur biologie.

Dans notre cas, la nature des dépôts évoque les faciès tuffacés kéraatophyriques, fait qui est confirmé par l'analyse chimique. En conséquence, on peut penser qu'il s'agit de dépôts cinéritiques sous marins, issus d'un appareil volcanique à caractère ignimbrétique (échardes). Le dépôt de ces produits volcanogènes siliceux en milieu marin a pu favoriser le développement de radiolaires.

Ce faciès est recoupé par des filonnets quartzeux et zéolitiques (fig. 17 et 19). Leurs propriétés optiques : sections losangiques fréquentes, extinctions avec un angle  $\alpha < 16^\circ$ , la polarisation dans les gris du 1er ordre permettent de déterminer des zéolites, sans que l'on puisse préciser avec certitude l'espèce minérale. De telles cinérites métamorphosées sous le faciès zéolites sont connues en Australie (LEITCH, 1981).

L'observation de termes dévoniens ayant subi un métamorphisme sous le faciès zéolites pourrait remettre en cause, au moins localement, l'idée d'un métamorphisme schiste vert affectant tous les faciès dévoniens.

b) Les grauwackes (grès à éléments volcanogènes et/ou à éléments de socle)

Dans le secteur du col de Pierreplate (coupe n° 2), la base de la série est formée par un niveau détritique à éléments de socle. Ce faciès, issu du démantèlement du socle, est très proche des quartzites décrits précédemment. Toutefois, l'influence des phénomènes détritiques et/ou volcaniques est difficilement discernable (l.m. JR 14, JR 123).

Ces faciès rappellent ceux de Champey où une formation détritique semblable est issue du remaniement de tufs à xénolites de socle (l.m. 237). Ces formations volcanodétritiques révèlent des éléments de socle, typiques, emballés dans une mésostase argileuse (à composante tuffacée) désormais recristallisée.

c) Les tufs et brèches magmatiques

A Champey (cf. coupe n° 7 et description p.19-20), un ensemble volcanogène explosif recoupe le socle. Les formations sont représentées par des tufs à xénolites de socle qui passent à des faciès détritiques à éléments de tufs et de socle. Ces derniers semblent être issus du remaniement des tufs. L'existence d'un volcanisme à caractère explosif, à l'origine de ces tufs, est attestée par la présence de brèches magmatiques associées.

- les tufs à blocs et éléments de socle (l.m. JR 125).

**Texture** : à l'origine, vraisemblablement celle d'un tuf à blocs.

**Minéralogie** : plagioclases, quartz, chlorites.

**Plagioclases** (An 5-25) : de nature oligoclase ; d'une part, en petits cristaux automorphes, insérés dans les échantillons de lave fraîche (blocs), et en phénoclastes dans la matrice chloriteuse.

**Chlorite** : abondante dans le fond de la roche ; dévitrification du fond tuffacé, et en filonnets tardifs.

**Quartz** : surtout fréquent dans le fond chloriteux.

La minéralogie des enclaves est celle de gneiss typiques, à biotite chloritisée et muscovite. Ces enclaves sont de forme arrondie et très émoussées, témoignant ainsi des nombreuses reprises des matériaux lors des explosions. Ces blocs sont parfois fracturés.

- Faciès détritiques issus des tufs à blocs (l.m. : JR 237, P 70, P 71)

Comme les tufs à blocs dont ils dérivent par remaniement, ces faciès détritiques surmontent le socle. Macroscopiquement, ces matériaux sont inséparables des tufs précédemment décrits. Ils montrent des blocs de socle et de laves acides. Le ciment est seulement déterminable microscopiquement ; sa nature phylliteuse dérive probablement d'argiles préexistantes.

**Texture** : celle de roches détritiques à éléments supracentimétriques de formes arrondies.

**Minéralogie** : Les éléments figurés sont constitués de blocs de socle (gneiss), de laves acides de teinte variable, assimilables à des kéraatophyres et de faciès très sombres, pouvant représenter des schistes sous-jacents aux tufs et aux faciès volcanodétritiques.

Le fond argileux originel a été remplacé par un feutrage de phyllites sous l'effet des métamorphismes (en particulier lors de l'épisode schistes verts).

- Les brèches magmatiques (l.m. P 78 ; JR 233, 233')

De rares blocs présentent des textures de brèches magmatiques. Ce sont des laves basiques montrant de petites enclaves anguleuses de matériel acide. La lame mince confirme la nature basique des laves de teinte vert-sombre et la nature acide des éléments de teinte rose-beige (kératophyres).

Ces tufs et brèches magmatiques révèlent, pour le secteur de Champey, un volcanisme sous marin à caractère explosif (phréatomagmatisme probable), qui contribue à alimenter le volcanodétritisme.

### 3. Conclusion à l'étude des formations détritiques de base du Dévonien supérieur

Il ressort de ce chapitre que ces formations détritiques montrent 2 composantes :

- une issue du démantèlement du socle gneissique,
- une autre de nature volcanique.

Ces deux composantes interviennent de façon variable, conjuguées ou non.

La composante volcanodétritique et tuffacée marque le début du volcanisme qui, par la suite, va devenir prépondérant (cf. chapitre suivant). Cet ensemble a subi le métamorphisme schistes verts. Cet épisode a essentiellement conduit à un fort développement des phyllites (chlorite et séricite), aux dépens des argiles originelles. Le métamorphisme de contact du granite d'Odenas a conduit à la formation, selon son intensité, de biotite, actinote, cordiérite, voire grenats et pyroxènes.

### III - 3.2. La formation volcanoplutonique dévonienne supérieure

Lors de la description des coupes, nous avons vu que la formation sédimentaire de base était accompagnée ou recoupée par des coulées et des filons de nature basique à acide. Ces formations laviques présentent des équivalents grenus (cf. cartographie et pétrographie des faciès volcanoplutoniques dévoniens). Nous décrivons l'aspect microscopique de ces différents faciès.

#### 1. Les faciès volcaniques

a) Les metabasaltes (l.m. : JR 18, P 34, JR 197 ...)

**Texture** : elle est microlitique aphyrique à porphyrique (cf. fig. 20). Les phénocristaux de clinopyroxènes et les microlites de plagioclase baignent dans un fond actinolitique. L'orientation des microlites révèle une fluidalité soulignant le caractère lavique de ces matériaux. Le métamorphisme schiste vert, qui a destabilisé le verre basaltique et les clinopyroxènes en actinote, justifie le terme de metabasalte.

**Minéralogie** : plagioclases (An 5-15), clinopyroxène, actinote, chlorite, épidote, minéraux opaques.

**Plagioclases** : albite-oligoclase, en lattes subautomorphes à automorphes (0,2 à 0,3 mm) d'aspect squelettique et plus rarement en phénocristaux séricitisés.

**Clinopyroxènes** : de nature augite, en phénocristaux maclés. On rencontre des sections fraîches montrant un liseré d'actinote et d'autres totalement pseudomorphosées par ce minéral.

**Amphibole** de nature actinolitique : Associée au plagioclase, elle compose le fond de la roche (remplacement du verre originel). Parfois, en amas tardifs remplissant les cavités (anciennes vacuoles).

**Epidote** : zoïsite et pistacite en amas de granules dans le fond.

**Chlorite** : en filonnets, et dans le fond.

**Leucoxène** en granules.

De la préhnite en filonnets s'observe dans l'échantillon P 34.

Le métamorphisme destabilise la paragenèse pyroxénique originelle de ces basaltes et la remplace par une paragenèse typiquement épizonale.

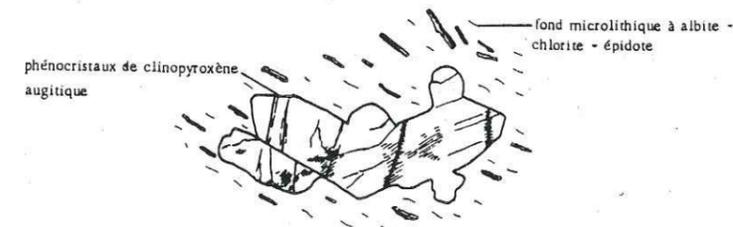


Fig 20 : Métabasalte porphyrique (x20) ; lm. JR 18; Col de Pierreplate.

b) Les métadolérites

Ce groupe révèle toute une variété de minéralogies et textures.

- Métadolérites à textures ophitiques (l.m. JR 113, 115)

**Texture** : Leur texture est ophitique à sub-ophitique. Elle montre de grandes plages de clinopyroxène (jusqu'à 6 mm) incluant de nombreuses lattes plagioclasiques (0,1 à 1 mm). Classiquement, on admet une cristallisation précoce des plagioclases, puis une cristallisation en phase intercumulus des pyroxènes. Toutefois, un certain nombre de points, comme le montre AUGUSTITHIS (1978), tendent à prouver, au moins localement, un ordre de cristallisation inverse.

Pour notre faciès, nous observons (cf. fig. 21) :

- des lattes plagioclasiques automorphes qui peuvent être précoces, mais aussi :
- des lattes subautomorphes montrant :
  - . des extrémités en fer de lance,
  - . des formes cristallines courbes,

- . des ramifications tortueuses joignant les plagioclases entre eux ("ponts"),
- . des bordures floues, marquant une corrosion des pyroxènes au contact des plagioclases les envahissant.

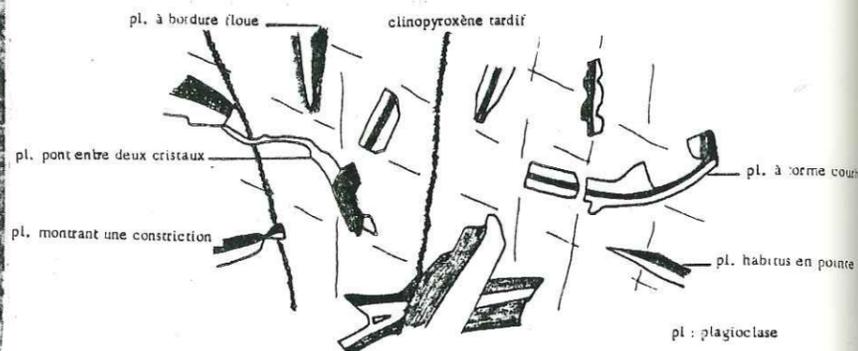


Fig 21 : Détail d'une dolérite à texture ophitique (x20), l.m. JR115. Le Clerjon.  
On notera les différents habitus tendant à montrer une croissance tardive du plagioclase.

Cet ensemble de points tend à montrer que tout au moins pour une part les plagioclases se développent tardivement dans les pyroxènes en utilisant les fractures qui les affectent.

- **Minéralogie** : Paragenèse I à clinopyroxènes résiduels (l.m. JR 113)  
Plagioclase (An 10-40), clinopyroxène, actinote, chlorite, préhnite, titanomagnétite ?, ilménite, leucoxène, pyrite, épidotes.

**Plagioclases** en lattes de taille et forme variables (cf. ci-dessus). Les lattes automorphes peuvent atteindre les 2 mm. Elles sont maclées, parfois zonées avec une composition variant des bordures vers le cœur, de l'oligoclase à l'andésine. Une altération centrifuge s'y développe. Les lattes subautomorphes semblent plus tardives.

**Le clinopyroxène** relictuel, de nature augitique, montre de nombreuses fractures le long desquelles se développent des fibres d'actinote isolées et en amas. Ces augites présentent des lattes de plagioclases en inclusion, en particulier le long de leurs fractures et clivages.

**Minéraux opaques** en agrégats à ilménite ± leucoxénisée et pyrite tardive.

**L'actinote** secondaire remplace les cristaux de pyroxène.

**Chlorite**, rare, remplissant avec l'actinote des cavités tardives.

**Epidote** en petits grains, inclus dans les amphiboles remplaçant le pyroxène.

**Préhnite** tardive en filonnets.

Association IIaire (sans clinopyroxène résiduel) (l.m.:JR 115)

Ce faciès, à l'origine semblable au précédent, ne présente plus désormais de pyroxène magmatique. Ce dernier, sous l'effet des métamorphismes schistes verts et de contact, a disparu et a été remplacé par de l'actinote.

Ces métadolérites montrent donc les effets du métamorphisme schistes verts qui développe essentiellement des cristaux d'actinote à inclusions d'épidotes, de la chlorite et plus accessoirement de la préhnite. Le faciès schistes verts est accompagné d'une intense fracturation et les actinotes se développent souvent dans le réseau de diaclases issues de cette phase. Le métamorphisme de contact a pour effets une destabilisation des pyroxènes en actinote et une biotitisation des éventuelles chlorites formées, lors du métamorphisme schistes verts.

- **Métadolérites à textures intersertales et intergranulaires**

Trois types sont observables, en fonction de leur paragenèse:

- à clinopyroxène résiduel,
- à quartz,
- à minéraux secondaires.

**Textures** : Les textures sont doléritiques. La nature des minéraux composant la phase intercumulus permet de distinguer des variétés intergranulaires (à pyroxène primaire et peut-être amphibole ?) et des variétés intersertales (à minéraux secondaires : actinote, chlorite, épidotes).

. Paragenèse à clinopyroxène résiduel (l.m. PR 265 ...)

**Minéralogie** : plagioclases (An 0-15), augite, actinote, chlorite, épidote, calcite, apatite, magnétite - ilménite (± leucoxénisée), pyrite.

**Plagioclases** : en lattes inframillimétriques, jointives, souvent fracturées et ponctuées de séricite et fibres d'actinote (cataclase contemporaine du métamorphisme schistes verts).

**Clinopyroxènes** : de nature augitique remplissant les espaces laissés vides entre les plagioclases. Une pseudomorphose plus ou moins développée (ouralitisation) s'insinue à partir des fractures, avec formation d'actinote.

**Minéraux opaques** : magnétite et/ou ilménite "leucoxénisée" et pyrite plus tardive.

**Actinote, chlorite, épidotes**, minéraux tardifs liés aux transformations métamorphiques.

. Paragenèses à quartz (l.m. : JR 228)

**Texture et minéralogie** sont similaires. Mais, on remarque de petits grains de quartz qui viennent se placer en position intergranulaire aux côtés de la hornblende actinolitique. D'après sa localisation, ce quartz est primaire et probablement contemporain de la paragenèse magmatique.

- . Association à minéraux secondaires (texture intersertale relictuelle ; l.m. JR 222 ...)

Il s'agit de faciès similaires aux précédents, mais où les minéraux primaires ont été totalement remplacés sous les effets des métamorphismes schistes verts, puis de contact. Au côté des plagioclases, les minéraux ferromagnésiens primaires ont disparu au profit d'une association minérale à amphibole, chlorite, épidotes et calcite. Les pyroxènes sont totalement pseudomorphosés en hornblende actinolitique ponctuée de grains d'épidotes et/ou de minéraux opaques. La détermination de la hornblende actinolitique nous est donnée par PETERLONGO (1960) : "l'amphibole ressemble à une hornblende verte, rarement caractéristique, tendant vers l'actinote avec un angle Ng/c inférieur à 20°. Ces amphiboles peuvent être transformées à leur tour en actinote, chlorite et épidotes".

Les associations minérales des dolérites (s.l.) révèlent l'empreinte d'un métamorphisme faciès schistes verts auquel se superpose localement le métamorphisme de contact du granite d'Odenas. Ils induisent une convergence minéralogique (actinote, chlorite) qui rend difficile l'évaluation de leurs effets respectifs.

Du point de vue déformation, une cataclase avec développement de cristaux fibreux d'actinote dans les plans formés est omniprésente. Plus rarement, de petits "shears" mylonitiques sont observables.

#### c) Les méta-andésites

Ces faciès sont très rares, deux affleurements peuvent être signalés : un faciès lavique à tuffacé et un faciès à texture doléritique.

- Faciès lavique à tuffacé (l.m. JR 46) : la Marbrière (X = 772,32 ; Y = 249,8)

**Texture** : la présence de clastes feldspathiques laisse soupçonner une texture originellement tuffacée.

**Minéralogie** : plagioclase (An 20-30), chlorite, calcite, quartz, cordiérite, séricite, zircons, minéraux opaques.

**Plagioclases** : actuellement de composition oligoclasique, ils sont fréquemment maclés, zonés et très souvent sous forme de clastes inframillimétriques.

**Chlorites** : deux variétés coexistent : une représentant une ancienne biotite primaire (désormais déstabilisée) ; une autre issue de la déstabilisation d'une amphibole primaire (hornblende → chlorite + calcite).

**Calcite**, en association avec la chlorite.

**Quartz** : se présente en rares clastes très fins associés dans le fond, aux plagioclases.

**Cordiérite** : ferrocordiérite, en plages partiellement séricitisées et présentant des zircons à auréoles pléochroïques.

A l'origine, la paragenèse était vraisemblablement à plagioclase, amphibole, biotite et quartz. Les métamorphismes successifs ont induit la déstabilisation de la biotite, de l'amphibole, puis une cordiéritisation (métamorphisme de contact).

Sa nature était vraisemblablement andésitique. Toutefois, nous verrons que malgré ses affinités pétrographiques, cet échantillon se place géochimiquement dans le groupe des basaltes.

- Faciès doléritique (l.m. : JR 214 ; R.F. de la Cantinière, X = 770,9 ; Y = 2115,1 ; cf. fig. 13)

Ce faciès a été rencontré en association avec les chloritoschistes dans lesquels il est inséré sous la forme d'une lentille, en concordance. C'est une dolérite à texture intergranulaire de nature intermédiaire montrant des plagioclases oligoclasiques et des agrégats épidotiques. La paragenèse originelle était également à plagioclase, amphibole et biotite probable.

#### d) Les métavolcanites kéraatophyriques

Les coulées et filons sont communs (cf. coupes de base du Dévonien). Mais, l'importance de certains volumes observés suggère des dispositions en dômes (carrière de Cerfavre par exemple), plutôt que des empilements de coulées.

**Texture** : deux types principaux sont observables :

- microlitique, porphyrique ou gloméroporphyrique pour les laves (l.m. : P 26, P 55, 217, 218) ;
- tuffacé pour les faciès volcanoclastiques (l.m. : JR 13, 128, 142).

- **Texture microlitique** : Les microlites de plagioclase, le plus souvent recristallisés et de fait, incorporés au fond granoblastique, insèrent des phénocristaux de plagioclase albite, automorphes à subautomorphes. L'agencement des phénocristaux permet de distinguer des faciès porphyriques (phénocristaux isolés, fig. 22) et des faciès gloméroporphyriques (agrégats polycristallins de phénocristaux). Les litages magmatiques sont assez rares.

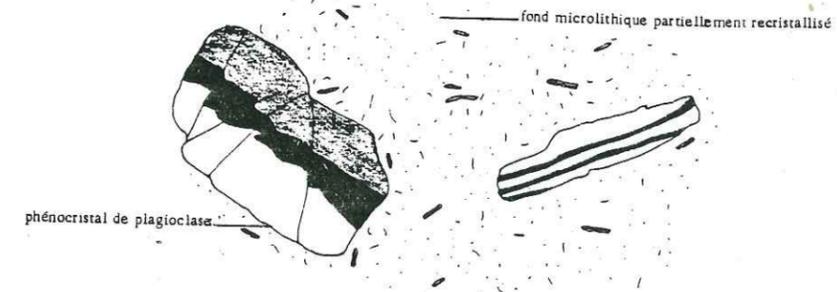


Fig 22 : Kéraatophyre porphyrique (x20); l.m. JR 131 -Rte F. de la Cantinière

- Texture tuffacée : ces faciès, assez rares ou tout du moins peu reconnaissables du fait de la recristallisation, se caractérisent par leurs phénoclastes feldspathiques ou plus rarement par des flammes. Ces flammes s.l. (BOUCARUT, 1971) sont de forme lenticulaire et remplies d'un agrégat quartzo-feldspathique et chloriteux (recristallisation des textures en échardes originelles).

**Minéralogie** : les associations minérales des laves et tufs kéraatophyriques sont très homogènes et constantes : plagioclase (An 0-10), quartz, feldspath potassique, chlorite, séricite, biotite, calcite, épidote, apatite, zircon, leucoxène. Dans cette association, les 4 premiers minéraux ainsi que l'apatite et le zircon paraissent constituer la paragenèse primaire. Les autres, secondaires, sont issus des événements postérieurs à la mise en place. Nous verrons la position particulière du feldspath potassique qui semble précoce mais tardimagmatique.

**Plagioclase** : essentiellement trois habitus :

- . en phénocristaux, de taille maximale 3 mm, isolés ou regroupés (syneusis), maclés et parfois altérés (séricite, épidote rare);
- . en microcristaux subautomorphes (habitus en queue d'hirondelle de début de cristallisation) à xénomorphes (faciès recristallisés) constituant la matrice quartzo-feldspathique;
- . en sphérolites (rares) marquant un refroidissement rapide (l.m. : JR 142) avec trempe et dévitrification postérieure. Les extinctions roulantes sont fréquentes.

**Quartz** : en petits grains dans la matrice lavique ou tuffacée.

**Chlorite** : toujours en petits individus, parfois regroupés en amas, soulignant la " fluidalité " magmatique, quand elle existe.

**Biotite** : néoformée, elle se présente en petits amas à aspect nuageux. Elle est induite par le métamorphisme de contact. Elle semble se développer en partie aux dépens du feldspath potassique.

**Séricite** : produit d'altération des plagioclases ; elle se développe parfois en petits lits flexueux, surtout dans les faciès déformés et/ou hydrothermalisés.

**Calcite** : généralement rare, mais s'observe parfois en plages et filonnets tardifs.

**Feldspath potassique** : décelé par coloration (imperceptible autrement), il envahit et remplace les cristaux d'albite de la mésostase, mais aussi les phénocristaux à partir de leurs fractures. Ce critère et sa cristallisation dans les filonnets tardifs suggère une cristallisation tardi- à post-magmatique.

**Apatite** : en cristaux aciculaires (rapport h/l < 1/10) inclus dans les phénocristaux et la mésostase.

**Epidotes** : allanite, en grains isolés ou en chapelets de grains, vraisemblablement primaire.

Zoïsite, rare, en amas de grains dans certains phénocristaux de plagioclase (altération).

**Zircons** : en rares phénocristaux.

**Leucoxène** : en granules.

- Le caractère précoce ou originel probable de l'albite est attesté par :

- . la rareté des inclusions épidotiques dans les phénocristaux albitiques ;
- . la rareté de la calcite (sauf dans les faciès hydrothermalisés).

- Le phénomène de potassification montre les caractères suivants :

- . développement le long des filonnets tardifs,
- . tendance au remplacement des albites de la mésostase,
- . début de remplacement dans les phénocristaux à partir de leurs fractures.

Ce facteur, d'importance variable, s'exprime par des valeurs d'orthose normative de 0 à 30 %. Il semble affecter particulièrement certains secteurs, qui ne sont pas forcément au contact du granite d'Odenas. Ces zones marquent peut-être des phénomènes d'hydrothermalisation liés à des minéralisations. Le développement de feldspath potassique a peut-être favorisé les cristallisations de biotite lors du métamorphisme de contact (association fréquente du feldspath potassique et des biotites).

La potassification semble de toute façon tardive par rapport à la mise en place des laves (tardi-magmatique probable, voir post-magmatique).

- Influence des métamorphismes : du fait de la minéralogie originelle (quartz, albite, chlorite, feldspath potassique, zircon, apatite), le métamorphisme faciès schistes verts est difficile à distinguer. Le métamorphisme de contact du granite d'Odenas entraîne une granulation des phénocristaux d'albite et la néoformation de cristaux de biotite, qui envahissent sans distinction le fond et les phénocristaux.

- Déformation : une cataclase est omniprésente avec torsion des minéraux et extinctions roulantes.

Plus rarement, des protomylonites semblent représenter d'anciens kéraatophyres, désormais intensément déformés. Des clastes et cristaux de feldspath sont moulés par une mésostase orientée à épidotes, chlorites et quartz (très abondants).

La fabrication de réseau (orientation des axes c des quartz, observée avec une lame auxiliaire) se révèle mauvaise. Ce fait permet de confirmer une mylonitisation de type protomylonite.

## 2. Les faciès plutoniques

Gabbros, diorites et granites albitiques constituent ce groupe. J'y ai adjoint pour plus de commodité la description de l'ultrabasite, bien que son appartenance à ce groupe ne soit pas certaine.

- a) Ultrabasite (cf. coupe 9, fig. 23 ; l.m. : JR 112')  
X = 775,25 ; Y = 2116,6

Cette ultrabasite, qualifiable de prime abord de serpentinite chloriteuse, montre la pétrographie suivante :

**Texture** : elle est de type hétéradcumulat ; des clinopyroxènes poecilites englobent des fantômes d'olivine. Ces minéraux relictuels et leurs fantômes sont emballés dans une mésostase à dominante chloriteuse qui est peut-être d'origine tectonique.

**Minéralogie :**

**Clinopyroxène** : de taille variable, il est tout ou partiellement altéré, en actinote, antigorite et chlorite. Les plus grands individus, relictuels, révèlent des inclusions de cristaux d'olivine serpentinisée.

**Olivine** : aucun individu relictuel n'a été observé, cependant, certains habitus typiques (fig. 23) et l'altération serpentinite en antigorite caractérisent une olivine primaire.

**Magnétite**, en cristaux automorphes inclus dans les fantômes de minéraux magmatiques.

**Chlorite** : vert pâle, en amas de paillettes qui remplace le fond originel de la roche.

**Antigorite** : en amas de fibres remplaçant les olivines et pro-parte les pyroxènes.

**Actinote** : elle remplace les clinopyroxènes et se rencontre aussi en aiguilles dans le fond. On observe donc des reliques :

- . d'olivine,
- . de clinopyroxènes poecilites (inclusions d'olivines),
- . d'orthopyroxènes ?

Cette roche a subi une transformation de ses constituants qui est imputable au métamorphisme faciès schistes verts (ouralitisation des pyroxènes, serpentinitisation des olivines). Elle est donc qualifiable de méta-hétéradcumulat, dont la nature originelle était picritique.

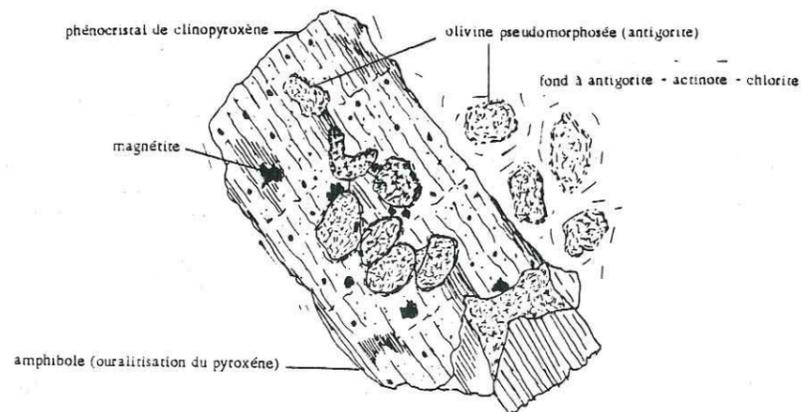


Fig 23 : Pseudomorphoses de clinopyroxène et d'olivine (x30);  
l. m. : JR112' - les Etouilles - cf. coupe n° 8.

- b) Les métagabbros

Au sein de ce groupe, on peut individualiser à côté des faciès classiques des faciès à olivine pseudomorphosée.

- Les gabbros (l.m. : JR 240, 109, 34, P 56)

**Texture** : Elle montre des phénocristaux de plagioclases subautomorphes insérés dans des cristaux de pyroxène ou inversement (ces derniers, inclus dans des lattes plagioclasiques). La texture est grenue et suggère des cristallisations subsynchrones.

**Minéralogie** : clinopyroxènes, plagioclases (An 10-50), amphiboles, chlorite, épidotes, magnétite, ilménite, apatite (biotite).

**Clinopyroxènes** : primaires et de nature augitique. La cataclase importante et les métamorphismes successifs tendent à les faire disparaître au profit d'amphiboles, chlorites et épidotes.

**Plagioclases** : en grandes lattes, de nature oligoclase à andésine, parfois bien conservés, mais parfois damouritisés (mélange de séricite, chlorite, épidote, quartz, calcite) et granulés tardivement par le métamorphisme de contact. Fracturation et extinctions roulantes sont fréquentes. Cette cataclase qui masque le zonage des cristaux primaires favorise le développement de fibres d'actinote, ce qui tend à prouver une déformation synchrone du métamorphisme épizonal.

**Amphiboles** : elles présentent 3 habitus :

- . hornblendes qui semblent primaires dans certains faciès (pas de minéraux secondaires dans les clivages; l.m. JR109);
- . hornblende actinolitique de taille variable, chargée et piquetée de petits grains de minéraux opaques et d'épidotes. Cette variété est probablement secondaire ;
- . actinote tardive en fibres aciculaires et liée aux transformations métamorphiques.

**Magnétite, ilménite** en gros cristaux. La richesse en minéraux opaques est très variable.

**Apatite**, rare, mais en grosses tablettes incluses dans les pyroxènes et amphiboles, quand elle existe.

**Chlorite** tardive remplaçant les hornblendes actinolitiques.

**Epidotes** : rares, associées au plagioclase et aux amphiboles (altération).

**Biotite** néoformée, issue du métamorphisme de contact. dans la lame JR 192 où on l'observe en particulier, elle semble assez riche en magnésium (teinte peu colorée). Elle envahit les minéraux ferromagnésiens et les plagioclases.

- Gabbros à olivine (l.m. : JR 192)

Ce faciès apparaît de prime abord classique. Mais, l'observation détaillée de ses hornblendes actinolitiques révèle l'existence de structures de pseudomorphose (cf. fig. 24). En effet, on note, au sein de certaines hornblendes, des amas de particules opaques. Ces petits grains de magnétite dessinent "en pointillé", des contours et des cassures semblables à ceux des olivines. Le coeur de ces pseudo-

morphoses est aussi ponctué de grains de magnétite. Ces figures soulignent très probablement d'anciennes olivines désormais remplacées par de la hornblende et de la magnétite (CHENEVOY, 1950 ; COX, BELL, PANKURST, 1979). Des amas biotitiques montrent des formes "en diamant" similaires.

Cette roche représente vraisemblablement un ancien gabbro à olivine, il s'agit donc d'un métagabbro troctolitique.

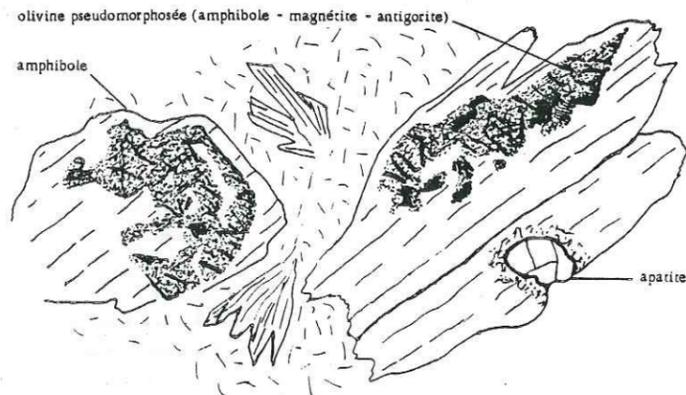


Fig 24 : Remplacement d'olivine, par magnétite et amphibole (x20).  
l.m. JR 192 - Mine de la Planche.

**Métamorphismes et déformations :** le métamorphisme épizonal développe une association minérale à actinote, chlorite, épidote (destabilisation des cristaux de pyroxène, d'olivine). La déformation principale est une cataclase qui favorise le développement de la paragenèse schistes verts.

Le métamorphisme de contact favorise le développement des actinotes et la formation de biotites ainsi que la granulation des plagioclases.

**Nature originelle des matériaux :** en raison des transformations multiples et successives qui ont pu affecter ces matériaux, il nous paraît difficile d'expliquer l'association minéralogique observée. Les plagioclases acides (An 10-50) actuellement observés ne sont plus en accord avec une paragenèse gabbroïque. Cette nature voit peut-être son origine dans les métamorphismes ayant affecté la série (faciès schistes verts en particulier) ou dans un phénomène de spilisation, antérieur à ces métamorphismes.

c) Les métadiorites (l.m. : JR 19, 36, 102 ; P 14, 45)

Elles se rapprochent des métagranites albitiques avec toutefois une teinte plus sombre, en raison de la présence systématique de hornblende verte.

**Texture :** elle est grenue, équate à orientée. L'altération marquée, surtout pour les plagioclases, rend difficile l'établissement de l'ordre de cristallisation. Toutefois, l'amphibole qui est souvent automorphe à subautomorphe et inclut apatite et minéraux opaques, est généralement légèrement antérieure au plagioclase. Les déformations mylonitiques affectent assez systématiquement ces faciès.

**Minéralogie :** amphiboles, plagioclases, quartz, chlorite, épidotes, séricite, calcite, apatite, sphène, minéraux opaques, zircons.

**Amphiboles :** deux variétés coexistent :

. la hornblende actinolitique se présente en cristaux subautomorphes montrant dans leurs clivages des chlorites, de la calcite et des épidotes. Aucune relique de pyroxène n'est observable, ce qui conduit à penser que cette hornblende est primaire. Elle inclut des minéraux opaques (magnétite, ilménite) et de fréquentes apatites (cf. fig. 25) ;

. l'actinote se développe sous forme de gerbes, au dépens des amphiboles primaires. On la rencontre surtout dans les faciès déformés et/ou métamorphisés au contact du granite d'Odenas.

**Quartz :** il n'est pas forcément présent. Quand on l'observe, c'est en grain ou en amas de grains xénomorphes cristallisés tardivement. C'est en effet le dernier minéral à cristalliser. Il marque surtout les déformations qu'a subi la roche par son extinction onduleuse, l'apparition de sous-grains et son morcellement. Il peut montrer des recristallisations en rubans ou plattenquartz pour les mylonites franches.

**Plagioclase :** son habitus le plus fréquent est en cristaux subautomorphes à xénomorphes de grande taille. Sa composition (An 0 à 30) est généralement peu visible du fait de son altération en séricite et plus accessoirement épidote chlorite.

**Chlorite, séricite, épidote, calcite** sont les produits d'altération des plagioclases et amphiboles au côté de l'actinote (pour les hornblendes).

**Apatite :** en nombreuses tablettes, tendant à s'étirer selon leur axe c, elles sont toujours incluses dans les amphiboles.

**Magnétite, ilménite :** leur localisation est la même que pour les cristaux d'apatite.

**Sphène :** le plus souvent transformé en leucoxène, rarement en grands individus (l.m. : JR 132).

**Zircon :** dans ces faciès, ce minéral reste très rare.

Le métamorphisme épizonal (fini-Dévonien supérieur à anté-Viséen moyen) induit, pour les hornblendes, une expulsion de calcite et/ou d'épidotes, qui s'insèrent dans les clivages. Il provoque aussi la transformation de certaines hornblendes en actinote. Le métamorphisme de contact induit la formation d'actinote aux dépens des hornblendes.

La déformation : une cataclase accompagnée de déformations (pliage des macles des plagioclases et fractures des amphiboles) est omniprésente, elle accompagne la néoformation de fibres d'actinotes. Ces faciès, où le quartz n'est pas forcément exprimé mais normatif (5 à 20 % de quartz normatif), sont des milieux très favorables au développement de formations de type mylonitique. Ce phénomène peut rester très discret (cataclase) ou évoluer jusqu'à former des mylonites œillées. Concernant la chronologie relative de ces événements, on se référera au chapitre II - 1.2.3.

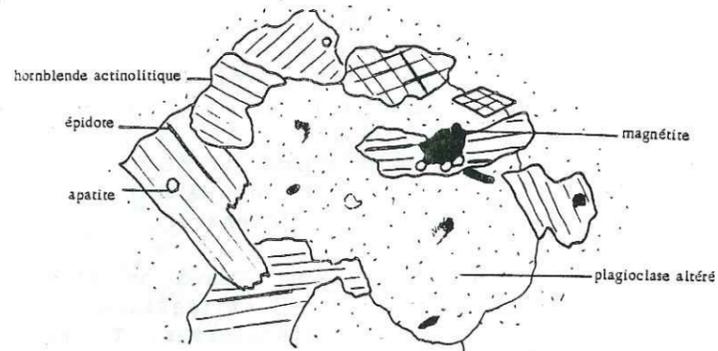


Fig 25 : Métadiorite à amphibole primaire incluant des minéraux opaques et de l'apatite. Epidote d'altération dans les clivages. l.m. JR36 - Col de Crx Rozier.

#### d) Les métagranites albitiques

L'étude des lames minces conduit à modérer le terme plutonique, en utilisant de préférence celui de hypabyssal qui qualifie mieux la profondeur de mise en place du magma, au moins pour les faciès montrant des textures micropegmatitiques.

Deux types de textures se rencontrent : une de type grenue classique, une autre à micropegmatites.

#### - Faciès grenu

**Texture** : grenue et généralement hypidiomorphe, elle montre des cristaux automorphes jointifs entre lesquels cristallise du quartz tardif. Les minéraux ferromagnésiens se présentent en individus isolés ou en amas polycristallins (actinote, phyllites), localement ils peuvent être absents.

**Minéralogie** : plagioclase (albite), quartz, hornblende actinolitique, actinote, chlorite, épidotes, biotite, feldspath potassique, apatite, zircon, allanite, minéraux opaques.

**Plagioclase** : de composition albitique, c'est le minéral dominant. Son habitus est en lattes automorphes à subautomorphes, généralement jointives. Son altération est de type sériciteuse. Les macles polysynthétiques et les doubles macles sont fréquentes.

**Quartz** : en cristaux xénomorphes d'aspect globulaire ou vermiculaire montrant une tendance à former des associations de type micropegmatitique. Il remplit ainsi les vides laissés entre les cristaux de plagioclase.

**Hornblende actinolitique** : fréquemment désagrégée sous la forme d'amas de fibres d'actinote (effets des métamorphismes postérieurs à la mise en place). Localement, sa transformation plus poussée produit de la chlorite à exsudats épidotiques, marquant les clivages de la hornblende primaire.

**Chlorite** : vert-pâle, remplaçant les minéraux ferromagnésiens originels (biotite, amphibole).

**Biotite** : dans tous les cas, la biotite primaire a été chloritisée et n'est plus observable. Elle est cependant marquée par des cristaux, riches en inclusions d'apatites, de zircons et de minéraux opaques, disséminés dans la chlorite d'altération. Une biotite secondaire, néoformée dans l'auréole de contact du granite d'Odenas obscurcit la mésostase des faciès cornéifiés.

**Epidote** : tardive, elle est issue des métamorphismes. Elle s'observe dans les amphiboles et plus rarement les plagioclases. De l'allanite, probablement primaire (en petits grains) est localement observable.

**Feldspath potassique** : rare, il se présente en très petites plages tardives s'insinuant dans les albites à la faveur des fractures ou des limites de grains et plus rarement en filonnets.

**Apatite** : uniquement en cristaux aciculaires, dans les plagioclases.

**Pyrite, zircon et leucoxène** restent rares.

#### - Faciès à micropegmatites

**Texture** : la texture est généralement porphyrique à gloméroporphyrique; les phénocristaux, généralement automorphes de plagioclase albitique, sont emballés dans une mésostase micropegmatitique. Deux types s'observent :

- . d'une part des cristallisations aux formes très souples, arrondies, dessinant des chevrons et des gerbes, à allure d'empreintes digitales ;

- . d'autre part des cristallisations rectilignes se traduisant par des formes à allure micrographique.

Ces textures semblent témoigner de l'existence de deux phases de cristallisation avec développement initial de phénocristaux de plagioclase acide (peut-être albitiques), puis une cristallisation finale et rapide du magma qui produit une association eutectoïde à quartz-plagioclase. Elles caractérisent probablement une mise en place hypabyssale.

**Minéralogie** : elle est semblable à celle des faciès grenus ci-dessus ; seuls certains habitus changent.

Plagioclase : toujours en lattes automorphes à subautomorphes, mais pas forcément jointives. Il montre aussi des associations vermiculaires ou micrographiques avec le quartz. Au côté des macles polysynthétiques, les doubles macles ne sont pas rares.

Quartz : il est uniquement en association micropegmatitique avec l'albite.

Minéraux ferromagnésiens : leur nature est similaire à celle de l'autre faciès. Toutefois, leurs habitus montrent des plages en étoiles, formées de minéraux aciculaires tendant à se développer aux dépens des quartz et plagioclases. Il s'agit d'actinote, de chlorite et de biotite néoformée.

L'épidote est très rare, sauf en filonnets tardifs.

Feldspath potassique : son extension, bien que très variable, est plus marquée que dans les faciès grenus. Il s'insinue dans les phénocristaux de plagioclases à la faveur de leurs fractures et au sein des micropegmatites où il tend à remplacer l'albite.

Pour les minéraux accessoires, on se référera au faciès grenu (paragraphe précédent).

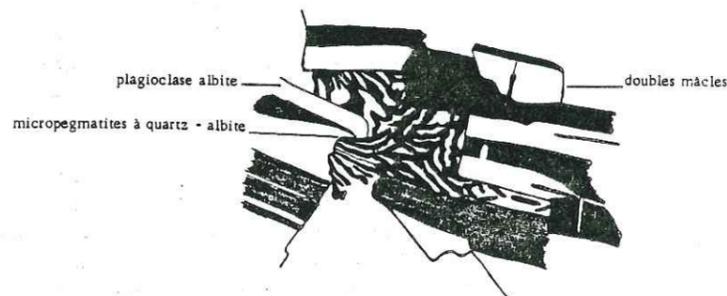


Fig 26 : Granite albitique à micropegmatites (x20); l.m. JR 155 -Le Jacquemard -

- De rares faciès fins, d'aspect microgrenu, s'observent. Leur taille de grain est homogène. Des faciès à mésostase sont décrits. On peut toutefois penser que cette mésostase granoblastique est tectono-métamorphique plutôt que magmatique. En effet, ces faciès montrent des minéraux à extinction roulante qui témoignent de leur déformation. De rares cristaux d'albite en échiquier y sont observables.

- Les déformations des méta-granites albitiques. Ces méta-granites sont localement affectés par une mylonitisation. Ces faciès mylonitiques sont parfois recoupés par des venues de même nature plus tardive (ex. R.D. joignant Croix Rozier au col de Croix Marchamp<sup>§</sup>). Ce fait est similaire à celui observé aux Bussières (cf. ch. II - 1.2.3.1). Les différents types de déformations sont les suivants :

§ : Mr Piboule, comm. orale

1. Une déformation à caractère bréchique s'observe dans ces faciès. L'allure bréchique est soulignée par un développement des minéraux ferromagnésiens, dans ces fissures, lors des métamorphismes postérieurs. Ce phénomène semble pouvoir être rattaché aux mouvements des fluides ayant présidé à la phase finale de cristallisation (phase tardi-magmatique). Il a pu induire la mise en place, au sein des fissures et micropegmatites, du feldspath potassique.

2. Une cataclase parfois importante s'observe. Son action brise les minéraux et leur confère de fréquentes extinctions roulantes. Son caractère postérieur à la cristallisation est nette, elle semble être rapportable aux rejeux des nombreuses failles de la région.

3. Un processus de mylonitisation, localisé à certains secteurs (région des Bussières, Vers Boeuf, ...) affecte ces méta-granites albitiques. L'intensité de déformation, très variable, a pu développer des faciès de cataclasites (cf. ci-dessus) jusqu'à des mylonites œillées. La description de terrain a été réalisée précédemment (cf. Ch.II - 1.2.3 ; les déformations mylonitiques affectant l'ensemble volcanoplutonique) et la description microscopique sera effectuée ci-après. Ce phénomène peut être rapporté soit à une déformation contemporaine du fonctionnement des chambres, soit à une déformation tardive, synchrone du métamorphisme régional ou de chevauchements tardifs (localement).

#### - Minéralogie primaire et histoire magmatique des méta-granites

Problème du plagioclase originel, des méta-granites (et kérophyres) albitiques. Ces plagioclases montrent une composition albitique (ou oligoclasique) constante, confirmée par une altération sériciteuse homogène. Aucun zonage n'est observable. Séricitisation différentielle et grains d'épidote en inclusions sont rares et suggèrent que le plagioclase est originel et n'a pas connu de remplacement postérieur à sa mise en place (à l'exception peut-être de rares points localisés). De plus, les albites en échiquier sont très rares. Il semble donc que le feldspath de ces faciès est à l'origine relativement riche en sodium. En conséquence, le phénomène "d'albitisation" doit être considéré comme comagmatique ou éventuellement tardimagmatique.

#### - Problème de la potassification des méta-granites (et kérophyres) albitiques

Nos granites albitiques montrent des teneurs en potassium très variables, mais fortes pour ce type de granite (cf. ch. géochimie).

Dans notre secteur, le potassium est exprimé sous 2 formes minérales :

- . la biotite avec 2 habitus : primaire, désormais chloritisée et altérée ; secondaire, sous forme de paillettes néoformées lors du métamorphisme de contact ;
- . le feldspath potassique, de répartition et d'habitus très variable selon les échantillons.

Répartition de la biotite : Dans les granites sodiques, ce minéral est assez ubiquiste. Il existait vraisemblablement comme minéral primaire, aux côtés de l'amphibole. Tous deux sont désormais destabilisés. La biotite secondaire est la seule observable actuellement

sous forme de "nids" issus du métamorphisme de contact. Son développement est favorisé par les fissures de la bréchification et/ou de la cataclase. L'existence d'une biotite primaire est attestée par la présence, au sein des agrégats chloriteux (ou rebiotitisés), de grains d'apatite, de zircon, de minéraux opaques et d'épidotes. Ces éléments représentent des inclusions ou des exsudats issus des biotites primaires, désormais destabilisées et militent en faveur de l'existence précoce et magmatique de ce minéral.

Répartition du feldspath potassique : Ce minéral a révélé, après coloration, 3 habitus xénomorphes (microcline ou adulaire, probablement).

1. Il constitue, tout ou partiellement, de petits filonnets tardifs recoupants, au sein desquels il est associé au quartz et à l'albite.

2. En plages diffuses, d'extensions mal définies qui suivent les fractures et s'insinuent dans les phénocristaux de plagioclase albitique. Cette position souligne une cristallisation tardive (tardi- à post-magmatique).

3. Dans les micropegmatites des granites sodiques, où l'albite et le feldspath potassique coexistent. La coloration révèle sa cristallisation diffuse, sous une forme xénomorphe, non maclée. Dans les plages micropegmatitiques, l'assemblage quartz-albite est remplacé par l'assemblage quartz-albite-feldspath potassique. La position de ce dernier rend difficile toute corrélation chronologique entre sa venue et celle des autres minéraux. Cette localisation semble toutefois caractériser une venue tardi- à post-magmatique.

Pour les kératophyres, en dehors des habitus précités (filonnets et fractures), un faciès particulier (JR 217) particulièrement riche en feldspath potassique, s'est avéré intéressant. Il s'agit d'un kératophyre lavique à texture microlitique glomérporphyrique, montrant un "litage" magmatique souligné par une orientation des minéraux. La potassification forme des microlites qui moulent les phénocristaux de plagioclase et parfois les corrode. Ce phénomène, difficile à expliquer, pourrait être en accord avec une potassification tardive (tardi- à post-magmatique). En effet, une roche primaire aussi riche en feldspath potassique s'intégrerait mal dans le contexte de roches sodiques que nous connaissons.

#### - Essai de remise en place chronologique de la potassification

En conséquence, ce phénomène semble être dans son ensemble, qualifiable de tardi- à post-magmatique. Le feldspath potassique peut dès lors être, soit dû à des fluides tardifs, soit aux métamorphismes (épizonal et/ou de contact). On remarquera que biotite et feldspath potassique montrent peu de rapports mutuels. On peut toutefois penser que la biotite se développe, au moins localement, aux dépens du feldspath potassique. En effet, dans les faciès micropegmatitiques affectés par le métamorphisme de contact (biotitisation), à l'entour des amas biotitiques, les micropegmatites (qui sont ailleurs riches en feldspath potassique), montrent une dépotassification. Le potassium semble avoir été "pompé" par la biotite en formation. Dès lors, la potassification des matériaux pourrait être considérée comme antérieure au métamorphisme de contact. Dans notre secteur, la potassification semble tardi-magmatique ; on ne peut toutefois pas rejeter une éventuelle composante liée aux métamorphismes et en particulier au métamorphisme

de contact. Ce phénomène pourrait donc être associé à la bréchification de ces faciès ; bréchification ayant favorisé la circulation de fluides riches en alcalin et notamment en potassium.

#### - La mise en place des granites albitiques (et des métavolcanites associées)

Les massifs de granite sodique du Beaujolais présentent vraisemblablement le même agencement que ceux de la Brévenne (St Vérand ; LACROIX, 1980 ; PIBOULE et al., 1982), à savoir une zonalité verticale ; les faciès micropegmatitiques (refroidissement plus rapide) surmontant les faciès grenus (refroidissement plus lent). La mise en place sous forme d'une "mousse de cristaux" s'installant à faible profondeur semble plausible. La cristallisation rapide du magma, associé aux cristaux déjà formés, a conduit à la formation de micropegmatites, voire même de faciès laviques. Le magma originel était probablement riche en sodium (?). En fin de cristallisation, une phase de bréchification liée aux pressions de fluides favorise le mouvement de ces derniers, en particulier dans les zones apicales. Les fluides potassiques ont pu se mettre en place au cours de ces mouvements. Le métamorphisme schiste vert provoque la chloritisation des minéraux ferromagnésiens. Enfin, l'épisode tardif du métamorphisme de contact tend à reformer des nids de biotite aux dépens du feldspath potassique préexistant. Il a pu induire localement un nouvel apport en potassium.

En conclusion, les granites dévonien du Beaujolais, à affinité sodique, présentent des caractères qui confirment leur nature ignée (COLEMAN et DONATO, 1979), à mise en place hypabyssale ; hypovolcanisme montré par les micropegmatites (ZANGA, 1972).

#### - Rapprochement granites sodiques - kératophyres

Sur le terrain, ces massifs, volumétriquement énormes (tout au moins cartographiquement), montrent des gisements semblables et sont fréquemment associés.

Macroscopiquement, leurs aspects sont similaires et seule la taille de grain les différencie. En lames minces, leurs paragenèses sont rigoureusement semblables et leurs textures révèlent des caractères communs : phénocristaux isolés ou associés en syneusis, emballés dans une mésostase micropegmatitique ou microlitique, et aspects tuffacés et/ou bréchiques marquant un caractère explosif (lié aux fluides et/ou au dégazage).

Les paragenèses métamorphiques et les déformations qui les affectent sont similaires. Enfin, la géochimie montre (cf. ch. géochimie) une forte affinité entre ces deux ensembles. Les nombreuses ressemblances observées entre les granites albitiques et les kératophyres (gisement, pétrographie -textures et associations minérales-, géochimie) suggèrent un cogénéisme probable.

#### 3. Caractères microscopiques des mylonites affectant cet ensemble

Nous avons vu précédemment (ch. II - 1.2.3.) que ces processus mylonitiques affectaient surtout des ensembles de nature dioritique et/ou granitique sodique. Plus rarement, tout du moins sur notre terrain, les faciès basiques subissent une telle déformation. Ce fait est en accord avec les observations habituelles puisque ces

processus affectent préférentiellement des roches à quartz 'normatif'. Les roches grenues affectées ont été recoupées antérieurement et/ou postérieurement vis-à-vis de la déformation par des filons de metabasaltes et parfois de granites sodiques.

Les principales zones d'affleurements sont celles des Bussières, Vers Boeuf et de la route forestière de la Cantinière (cf. ch. II-1.2.3.).

Typologie des mylonites observées : Les mylonites de notre secteur peuvent être qualifiées, par leur texture, de cataclastiques, protomylonitiques ou mylonitiques. Les critères utilisés sont ceux de la classification de HIGGINS ainsi que les notions de fabrique de réseau et fabrique de forme des minéraux (PECHER, 1978).

a) Textures cataclastiques et protoclastiques (l.m. : JR 84, 127-P 35)

On n'observe pas de texture de flux. Les éléments, de nature quartzo-feldspathique, peuvent atteindre le centimètre. Ces éléments et les clastes, qui forment la vaste majorité de la roche, sont emballés dans une mésostase phylliteuse ou un mortier quartzo-feldspathique peu abondant. Les roches originelles étaient des granites albitiques ou des kérotophyres.

b) Textures protomylonitiques (l.m. : P 76, 77 - JR 268, 275)

La cataclase est largement dominante sur la recristallisation. La roche montre une structure de flux. On n'observe pas de rubans de quartz. La fabrique de réseau est inexistante (pas de rubans de quartz). La fabrique de forme des minéraux : les phénoclastes sont représentés par des feldspaths, de l'amphibole et des agrégats quartzo-feldspathiques. Leur forme est arrondie, ils sont parfois fracturés. Le quartz est surtout observable dans la mésostase.

Les roches originelles étaient des diorites quartziques (à amphiboles), des kérotophyres et de rares metabasaltes (P 77).

c) Textures mylonitiques (s.l.)

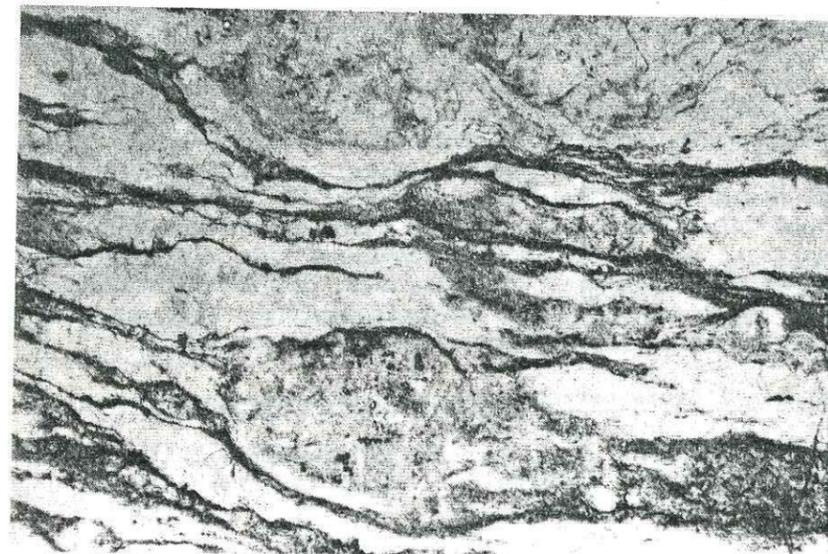
Nous y distinguerons des faciès classiques et des faciès œillés.

- Faciès banal (l.m. : JR 273', 274)

Les roches sont à grain fin et une schistosité de flux y est observable. Les rubans de quartz apparaissent et moulent les phénoclastes qui sont abondants. La lame auxiliaire (gypse teinte sensible) révèle une mauvaise fabrique de réseau (mauvaise orientation des axes c des quartz). Fabrique de forme des minéraux : les phénoclastes à dominante feldspathique montrent des macles déformées (plis, et macles en échiquier) ; les quartz qui sont sous forme de cristaux indentés (dissociation en sous-grains) forment des rubans.

- Faciès œillé (l.m. : JR 132, 146 ; P 10, 40, 43)

La recristallisation domine largement sur la cataclase. La structure œillée est marquée par des phénocristaux moulés par la mésostase recristallisée et à bandes de quartz. Les bandes de quartz (ou plattenquartz), qui sont bien développées, montrent une bonne fabrique de réseau (bonne orientation des axes c des quartz se traduisant par une teinte assez homogène). Les cristaux de quartz tendent à se restaurer sous l'effet de la recristallisation. La fabrique de forme des minéraux : les phénoclastes, feldspathiques ou plus rarement amphiboliques, sont étirés dans la schistosité de flux ; les phyllites issues de la recristallisation, comme le quartz, moulent les phénoclastes feldspathiques (cf. fig. 27).



"yeux" feldspathiques

plattenquartz

lits phylliteux

Fig 27 : Mylonite œillée (x20); l.m. JR 273; Secteur mylonitique de Vers Boeuf. On notera que la recristallisation est dominante sur la cataclase.

La classification de ces roches mylonitiques n'est pas toujours évidente. Par exemple, les lames minces JR 42, 135, 191 montrent des faciès à caractères intermédiaires entre protomylonites et mylonites; des bandes de quartz commencent à apparaître et alternent avec des lits épidotiques et phylliteux. La lame mince P 38 est, quant à elle, rapprochable d'une ultramylonite du fait de la rareté des phénoclastes. Il pourrait en fait s'agir d'une roche originellement pauvre en phénocristaux, par exemple un kérotophyre.

Chronologie des événements vis-à-vis des mylonites (affleurements des Bussières).

Les faits observés sur le terrain sont confirmés par les lames minces. En effet, l'observation des lames minces P 76 et 77, effectuées dans les blocs mylonitiques des Bussières (cf. fig. 8 et 9) révèle les faits suivants :

Les metabasalts associés aux mylonites ont tous les deux subi le métamorphisme épizonal. Il s'agit de metabasalts à textures microlitiques montrant la paragenèse schistes verts à actinote, albite, chlorite, épidote.

La lame P 77 montre un metabasalte engagé dans la déformation mylonitique. La mylonite est qualifiable de protomylonite. Elle confère au metabasalte une texture granoblastique orientée avec des phénocristaux d'amphibole (anciens pyroxènes) alignés dans la direction mylonitique.

La lame P 76 montre un metabasalte à bordure figée, recoupant la direction de foliation mylonitique. Au contact, le metabasalte révèle donc une bordure figée et cornéifie le faciès mylonitique en provoquant une granulation de ses plagioclases.

En conséquence, la phase mylonitique est encadrée par deux venues magmatiques basiques dévoniennes (les metabasalts ont subi le métamorphisme épizonal). Son âge semble donc intradévonien, tout au moins dans le secteur des Bussières. Ailleurs, certaines mylonites sont probablement assimilables à celles connues en Brévenne. Elles sont alors synchrones du métamorphisme épizonal (fini-Dévonien supérieur, anté-Viséen moyen). A ce titre, nous évoquerons les mylonites de la route forestière de la Cantinière. Ces mylonites, qui sont vraisemblablement liées à la mise en place des chloritoschistes (cf. ch. II-2.2.) pourraient être synchrones du métamorphisme schistes verts.

### III - 3.3. Conclusion à l'étude pétrographique du Dévonien supérieur

Deux ensembles se dégagent donc de cette pétrographie : l'ensemble détritique et volcanodétritique de base et l'ensemble volcanoplutonique sous-jacent.

L'ensemble détritique de base révèle deux composantes : une issue du démantèlement du socle et l'autre de matériaux volcanogènes à affinité acide et/ou basique.

L'ensemble volcanoplutonique révèle des faciès variés à affinité basique, intermédiaire et acide. Une liste exhaustive des faciès et de leurs associations minérales est donnée dans le tableau n°1. Dans ces faciès, on peut observer des textures relictuelles :

- microlitiques porphyriques parfois clastiques, montrant des phénocristaux (ou phénoclastes) :
  - . de clinopyroxène augitique pour les metabasalts;
  - . d'albite pour les méta-andésites et les méta-volcanites kératophyriques;
- doléritiques ophitiques ou intergranulaires pour les dolérites;
- grenues :
  - . cumulatives à olivine et/ou clinopyroxène augite, pour les métagabbros et les péridotites;
  - . à hornblende actinolitique, plagioclase pour les métadiorites et les métagranites albitiques;
  - . granophyriques à caractère hypovolcanique pour les métagranites sodiques.

La paragenèse originelle devait être :

TABLEAU RECAPITULATIF DE LA PETROGRAPHIE DU DEVONNIEN SUPERIEUR

TABLEAU No 1

faciès volcanoplutoniques.

Roches effusives	Roches hypabyssales	Roches plutoniques	Minéraux primaires										Minéraux secondaires							
			Ol	Opx?	Cpx	Mt	Hb	Bio	Qtz	Fk	Ap	Zr	Sph	All	Chl	Bio	Act	Cal	Ep	
Rhyolites (kératophyres et leptynites)	Granites albitiques	Albitiques																		
Icelandites (laves intermédiaires)	Diorites	Diorites																		
Ferrobasalts	Ferrodolérites	Ferrogabbros																		
Basalts-amphibolites	Dolérites	Gabbros																		
Basalts peu évolués	Dolérites peu évolués	Gabbros troctolitiques																		
		Péridotites																		

Liste des symboles minéralogiques

Pl : plagioclase  
Ol : olivine  
Opx : orthopyroxène  
Cpx : clinopyroxène  
Mt : magnétite  
Cr : chromite  
Hb : hornblende  
Bio : biotite  
Qtz : quartz  
Ap : apatite  
Zr : zircon  
Sph : sphène  
All : allanite  
Chl : chlorite  
Act : actinote  
Ant : antigérite  
Cal : calcite  
Ep : épidote  
Fk : feldspath potassique

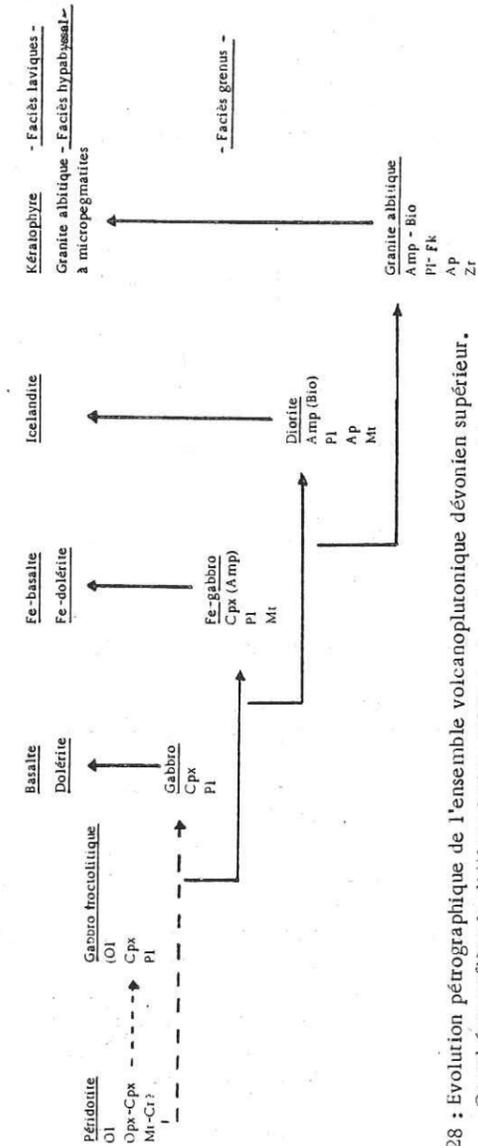


Fig 28 : Evolution pétrographique de l'ensemble volcanoplutonique dévoniens supérieur. Ce schéma reflète la différenciation existante au sein de cet ensemble.

- pour les roches basiques à : (olivine), augite, magnétite (-ilménite), plagioclase ;
- pour les roches acides à : hornblende actinolitique), biotite, plagioclase, apatite, zircon.

Ces paragenèses sont décrites dans la figure 28. Comme nous le montre cette figure, elles peuvent évoluer en se différenciant; cette évolution, par différenciation, marque le caractère comagmatique de ces faciès. On a pu démontrer, pour certains d'entre eux, le cogénéisme des faciès grenus et laviques (métagranites albitiques et kérotophyres par exemple).

Ces faciès dévoniens montrent l'empreinte d'un métamorphisme régional à caractère épizonal. Cet évènement (fini-Dévonien supérieur, anté-Viséen moyen) développe une paragenèse à albite, actinote, chlorite, épidote, quartz, qui correspond à une de celles définies par WINKLER (1974) pour le métamorphisme faciès schistes verts. Cet évènement destabilise les minéraux primaires. Des déformations de type cataclase et mylonitisation affectent à plusieurs reprises cet ensemble. On notera qu'il existe au moins une phase intradévonienne et une autre synchrone du métamorphisme épizonal.

Enfin, le granite d'Odenas développe à son contact une auréole métamorphique avec néoformation de biotite et d'actinote, plus rarement de pyroxène et de grenat, ainsi qu'une granulation des minéraux (en particulier des plagioclases).

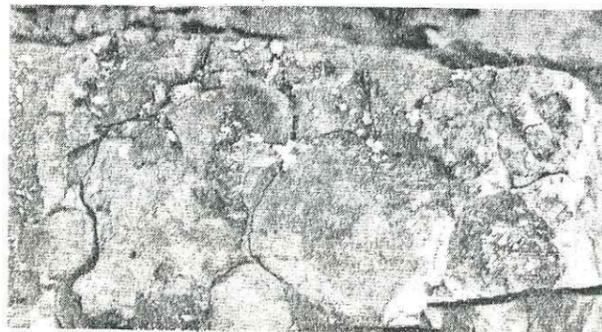
Toutefois, on remarquera que restent posés certains problèmes concernant, notamment la richesse en albite de ces faciès et son origine possible, mais aussi celui du feldspath potassique. Ces problèmes seront examinés par le biais de la géochimie.

### III - 4. LE VISEEN

#### III - 4.1. Le Viséen moyen (l.m. : JR 30,31,32,33,55, 61,144,145,178,...)

Nous avons vu précédemment son gisement et ses rapports vis-à-vis des autres ensembles cartographiques. Il présente donc des faciès gréseux, conglomératiques et rarement silteux. Il insère localement des olistolites de chloritoschistes. Leur composante volcanodétritique permet de les rattacher au groupe des grauweekes. Aux côtés de ces termes, de rares calcaires noirs sont observables.

La figure ci-après montre l'aspect macroscopique des conglomérats :



Conglomérat à éléments laviques.



Conglomérat à éléments calcaires (gris-blancs)

Fig 29 : Aspects des conglomérats du Viséen moyen.

### 1. Les termes volcanodétritiques

La taille des éléments permet de les qualifier de grauweekes arénites et grauweekes rudites. Les éléments volcaniques et volcanodétritiques sont emballés dans une mésostase plus fine de même composition. L'examen microscopique permet de déterminer les éléments figurés suivants :

- laves acides (kérotophyres) ± recristallisés et séricitisés, tufs, leptynites ;
- granites albitiques ± déformés et recristallisés ;
- chlorito- et séricitoschistes (l.m. : JR 144 et JR 140) ;
- metabasaltes épidotisés ;
- calcaires blancs à gris ;
- éléments du socle gneissique ? ;
- grains monominéraux (et clastes) de quartz, feldspath, muscovite, chlorite, épidote.

Le ciment est argileux et plus rarement calcitique. Des granoclasements sont localement visibles. La nature de ces éléments suggère que leur origine est liée à l'érosion du bâti volcanoplutonique Dévonien supérieur. Cette érosion a préférentiellement affecté la partie sommitale de la série à dominante volcanique acide, mais aussi plutonique acide (granites sodiques) et volcanoplutonique basique (lavique surtout). Cette érosion fini-dévonienne supérieure à viséenne moyenne a pu localement atteindre le socle dans lequel s'était intrudé le complexe volcanoplutonique. Ces faits sont en accord avec la position du Viséen moyen (encore appelé Viséen inférieur par certains auteurs ; AUTRAN et DERCOURT, 1980, ...), qui fait suite à une lacune importante, d'âge Tournaisien. Cet épisode a entraîné, après la phase bretonne (métamorphisme schistes verts et structuration de la série de la Brévenne) un fort décapage de la couverture dévonienne supérieure et parfois de son socle. Ces matériaux viséens pourraient appartenir à cet épisode. De plus, nous avons vu sur notre terrain l'existence d'olistolites de chloritoschistes. Ces matériaux, dont la structuration est ainsi démontrée comme anté-viséenne, semblent confirmer une alimentation (au moins pro-parte), par les formations locales dévoniennes, et/ou de structuration anté-viséenne. Cette disposition pourrait bien marquer un dépôt dans un contexte de horsts et grabens; les horsts alimentant les parties effondrées de cette paléogéographie. La sédimentation de ces formations dans un tel milieu est à même d'expliquer la non-observation locale du Viséen moyen, sous les volcanites viséennes supérieures.

### 2. Les calcaires noirs (affleurement du ruisseau de la Ponsonnière) (X = 771,5 ; Y = 2120,1) (l.m. : JR 10 et 11 b)

Ils sont assimilables à ceux de Marchampt. En lame mince, de petits grains (environ 40 microns) de quartz, feldspath et muscovite sont emballés dans un ciment calcitique et pyriteux. Leur teinte très sombre, évoque, comme la pyrite, une richesse en matière organique. Cette formation s'intègre à part entière dans le schéma décrit précédemment.

Cet ensemble viséen moyen est similaire à celui décrit par MBA (1982) dans la région de Matour (71). En conclusion, cet ensemble détritique, localement carbonaté, a pu se déposer dans un milieu marin peu profond (sédimentation détritique de plate forme, peut-être affecté de horst et grabens).

Une telle paléogéographie est en accord avec celle définie par CHENEVOY (in DEBELMAS, 1974) qui avance l'existence d'un "voussoir d'effondrement subsident, dès le Viséen inférieur, en Bourbonnais et Morvan".

### III - 4.2. Le Viséen supérieur

Il s'agit, conformément à la description du gisement, d'un puissant ensemble volcanogène où de rares faciès laviques et volcanodétritiques accompagnent des faciès tuffacés abondants.

#### 1. Les laves

- Lave de Croix Papin (JR 138, 141)

**Texture** : de type intersertale où les plagioclases en lattes subautomorphes forment la phase porphyrique. Des cristaux de quartz à habitus rhyolitique sont observables. Les espaces interstitiels sont remplis par des plages chloriteuses et du quartz plus tardif.

**Minéralogie** : oligoclase, quartz, chlorite, calcite, épidote, apatite, zircon.

- Lave du Sibertot (JR 39)

**Texture** : elle est de type microlitique porphyrique.

**Minéralogie** : plagioclase, quartz, biotite chloritisée, feldspath potassique, calcite, séricite, épidote, leucoxène, zircon.

**Plagioclase** : en phénocristaux, très abondants, automorphes à subautomorphes, maclés, parfois zonés et séricitisés. Sa nature originelle devait être de composition oligoclase-andésine.

**Quartz** : en individus automorphes (bipyramidés) montrant des golfes de croissance.

**Biotite chloritisée** : en paillettes effilochées à exsudats d'épidote et de leucoxène.

**Orthose** : généralement non maclée, elle se présente en cristaux xénomorphes tardifs incluant de petits plagioclases.

**Calcite, séricite** : produits d'altération des plagioclases.

**Epidote** : en inclusion dans les biotites chloritisées, avec le leucoxène.

**Zircon** : observable dans les plages chloriteuses; anciennes inclusions des biotites originelles.

Les phénocristaux de plagioclase, quartz, orthose et chlorite baignent dans un fond microlitique de nature quartzo-feldspathique et chloriteux.

L'association minérale de cette lave, à plagioclase et feldspath potassique coexistants, ainsi que quartz et biotite (désormais chloritisée) permet de la dénommer rhyolite latitique.

#### 2. Les "tufs"

Ils constituent le faciès dominant et caractéristique du Viséen supérieur (l.m. : JR 1, 2, 37 ; P 7, 47, ...).

**Texture** : ces tufs ont toujours une texture porphyrique (cf. fig. 30). Aux cotés des tufs, qui montrent un fond quartzo-feldspathique et chloriteux, sans structure apparente, on rencontre de rares ignimbrites, dont le fond vitroclastique est recristallisé.

**Minéralogie** : oligoclase, biotite chloritisée,  $\pm$  quartz,  $\pm$  orthose, chlorite, calcite, épidotes, zircon, apatite, pyrite hématisée, (grenat).

Porphyroclastes et/ou phénocristaux, en abondance variable, de:

**Plagioclases** : de nature oligoclasique, maclé, séricitisé, parfois à inclusion de biotite.

**Biotite chloritisée** : à exsudats d'épidote et de leucoxène.

**Quartz** : en clastes et cristaux à habitus rhyolitiques.

**Orthose** : assez rare, en clastes peu altérés.

Plagioclase et biotite chloritisée sont omniprésents. Le quartz et l'orthose s'observent dans certains faciès seulement, en association ou non. Le fond recristallisé peut montrer localement des structures de dévitrification. Pétrographiquement, ces roches sont assimilables à des rhyolites ou rhyodacites pour celles à quartz, et des dacites, pour celles qui n'en présentent pas. Les faciès à orthose sont qualifiables de rhyolites ou rhyodacites latitiques, tout comme leurs équivalents laviques.

Un grenat, probablement arraché au substratum lors de la montée des magmas a été observé. Concernant l'origine des grenats inclus dans les tufs viséen supérieur, on se reportera à la thèse de BERTAUX et RUBIELLO (1981).

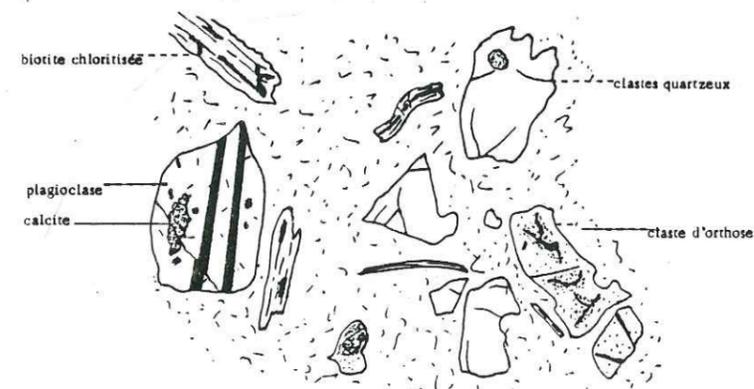


Fig 30 : Tuf viséen supérieur assimilable à une rhyolite latitique. (x20).  
l.M. JR 60, environs du Jean-Thomas.

### 3. Les faciès volcanodétritiques (l.m. : JR 3 ; P 9)

Leur composition minéralogique est typiquement celle des tufs. Seule la texture révèle, localement, au sein de l'ensemble tuffacé, un remaniement intraformationnel plus ou moins important. Les éléments laviques à tuffacés, infracentimétriques, sont emballés dans un ciment peu abondant et de même nature. Il n'a pas été rencontré de véritables niveaux détritiques.

Cet ensemble tuffacé subit localement le métamorphisme de contact du granite d'Odenas, dont l'effet le plus visible est la recristallisation du fond vitroclastique originel. A proximité du contact, le granite développe des cristaux de biotite et de muscovite néoformées (secteur de Valtorte par exemple) et parfois une granulation des plagioclases.

Du point de vue déformation, ces tufs sont affectés de nombreuses failles et diaclases. Les lames minces révèlent des déformations des minéraux : phyllites pliées, quartz et plagioclases fracturés. Ces déformations pourraient être pro-parte synchrones de la mise en place des tufs.

Cette formation tuffacée pourrait être issue selon certains auteurs (CHENEVOY et RAVIER, 1977 ; BEBIEN et al., 1980) d'une fusion anactectique continentale. La nature des grenats observés dans cette formation (grenats métamorphiques provenant du socle) semble confirmer ces hypothèses. Elle s'intégrerait dans un contexte de fosse volcano-tectonique (Leistel et al., 1984).

BERTAUX et RUBIELLO (1981) montrent un cogénéisme des volcanites viséennes supérieures et de certains filons microgranitiques. Ces faits se voient confirmés sur notre terrain par l'existence de deux générations de filons microgranitiques dont une est antérieure au granite d'Odenas namuro-westphalien, et donc probablement viséenne supérieure.

### III - 5. LES FACIES DU NAMURO-WESTPHALIEN : LE GRANITE D'ODENAS ET SES FILONS

Nous effectuerons une description succincte de ce faciès qui constitue la partie orientale de notre terrain. Ce granite appartient au groupe des "granites rouges". Il présente de nombreux émissaires filoniens.

#### III - 5.1. Le granite d'Odenas (l.m. : JR 15, 54)

Le faciès typique est un granite porphyroïde rose à structure équante. Cependant, les affleurements sont le plus souvent arénisés.

**Texture** : elle est grenue porphyroïde.

**Minéralogie** : orthose, plagioclase, quartz, biotite chloritisée, muscovite, apatite, zircon, sphène, minéraux opaques.

**Orthose perthitique** : en phénocristaux maclés pouvant atteindre les 5 cm, et en cristaux xénomorphes, parfois maclés, dans le fond grenu.

**Plagioclases** : subautomorphes, maclés albite, à composition d'oligoclase basique ( $Ng \wedge c = 20-30^\circ$ ).

**Quartz** : xénomorphe et tardif.

**Biotite chloritisée** : abondante à rare, en paillettes déchiquetées montrant des inclusions d'apatite et zircon.

**Muscovite** : rare.

**Apatite, zircon, sphène, pyrite hématisée** constituent les minéraux accessoires.

L'ordre de cristallisation est : biotite, plagioclase, feldspath potassique et quartz.

Le granite d'Odenas est rattachable pétrographiquement au groupe des granites monzonitiques. Par les formations qu'il recoupe, son âge est post-viséen (tufs anthracifères cornéifiés). Géochronologiquement, son âge n'a pas pu être mesuré avec précision. Ce granite, d'affinité calco-alcaline orogénique, pourrait être issu d'une fusion crustale et (ou) infra-crustale, comme les autres granites rouges du Nord-Est du Massif Central (PEYREL, 1981).

#### III - 5.2. Les microgranites (l.m. : JR 8, 11, 12, 53, 68 ; P 2, 28, ...)

Leur gisement est essentiellement filonien.

**Texture** : elle est microgrenue avec une taille de grain fine à très fine, porphyrique ou non (cf. fig. 31). La couleur est généralement grise à rosée, mais parfois rouge ou noire du fait du métamorphisme de contact et de l'altération.

**Minéralogie** : orthose, plagioclase, quartz, biotite ( $\pm$  chloritisée), apatite, zircon, minéraux opaques.

Dans un fond microgrenu montrant parfois des textures granophyriques, baignent des phénocristaux d'orthose perthitique maclée Carlsbad (jusqu'à 3 cm), des cristaux automorphes à subautomorphes de quartz rhyolitiques atteignant 5 mm et des paillettes millimétriques de biotite automorphe (chloritisée ou non).

Certains filons montrent des nids de biotites néoformées qui témoignent de leur antériorité vis-à-vis du granite d'Odenas.

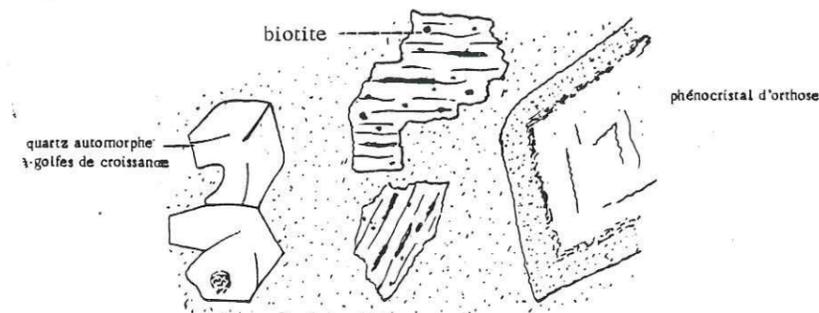


Fig 31 : Microgranite porphyrique (x20), l.m. JR 12, Col de Pierreplate.

### III - 5.3. Les lamprophyres (l.m. P 23, 36 ; JR 5, ...)

Comme les microgranites, leur gisement est filonien.

**Texture** : le faciès type est à cristaux de biotite chloritisée, baignant dans un fond quartzo-feldspathique à amphiboles brunes. Tous les minéraux, à l'exception des amphiboles brunes, sont altérés.

**Minéralogie** : chlorite, plagioclase, calcite, quartz, amphibole brune, épidote, pyrite, rutile, apatite.

### III - 6. LES CHLORITOSCHISTES ET LEURS FACIES ASSOCIES

Nous avons vu précédemment (ch. II - 2.2.) que les chloritoschistes se trouvaient très probablement en position anormale, chevauchants sur les formations volcanoplutoniques dévoniennes, à la faveur d'une déformation à caractère ductile (mylonitique). Ces chloritoschistes sont accompagnés de leptynites et d'amphibolites (cf. ch. II - 2.1) dont il est nécessaire de préciser la typologie. Macroscopiquement, toutes les roches associées à cet ensemble montrent toujours au moins une surface planaire. Sur le terrain, les chlorito- et séricitoschistes montrent, insérés dans leur schistosité, une individualisation fréquente de lentilles de quartz, parfois affectées de plis isoclinaux. Les leptynites sont visiblement orientées et montrent parfois des textures mylonitiques. Il en est de même pour les roches basiques qui montrent des orientations et des microstructures plicatives (ortho-amphibolites). Les roches carbonatées (désormais skarnifiées) ne montrent pas d'orientation nette, du fait des recristallisations et métasomatoses postérieures.

#### III - 6.1. Les chloritoschistes (l.m. JR 77, 78, 104, 105, 121, 133, 140, 210 ; P 5)

**Texture** : la texture est celle d'une roche métamorphique, orientée et qui, selon les échantillons, peut être qualifiée de lépidoblastique à granolépido-blastique. Deux phases plicatives sont observables et une composante mylonitique est parfois présente. La S<sub>0</sub> (litage originel de la formation) n'est plus observable. Elle est transposée par la S<sub>1</sub>, très pénétrative et isoclinale. Cette surface est elle-même reprise dans une S<sub>2</sub> moins pénétrative et de type crénulation. Une composante mylonitique d'importance variable semble se superposer localement aux déformations précédentes. Malgré l'importance des déformations, le métamorphisme appartient toujours aux schistes verts. Parmi les minéraux susceptibles de préciser la chronologie des événements, le grenat (quand il existe) se révèle être anté- ou syncinématique (ombres de pressions). Plus rarement, des grenats post-cinématiques (dus au métamorphisme de contact) s'observent. Seule la biotite néoformée, issue du métamorphisme de contact du granite d'Odenas, lorsqu'elle est présente, ne s'aligne pas selon les déformations. En conséquence, les déformations présidant à la mise en place de l'ensemble chloritoschisteux apparaissent antérieures à l'intrusion des granitoïdes namuro-westphaliens. Leur mise en place pourrait être synmétamorphe. On peut raisonnablement penser que l'on a une schistosité de flux, peut-être synmétamorphe, à laquelle se surimpose une schistosité de crénulation passant localement (vers la base) à des déformations ductiles, de type mylonite. En effet, "la schistosité de crénulation pourrait représenter la phase de déformation ductile ou semi-ductile, moins profonde que la schistosité de flux qu'elle recoupe" (BARD, 1980). Cf. figure 32, qui montre un exemple de déformation de ces roches.

**Minéralogie** : plagioclases, quartz, phyllites ( $\pm$  chlorite  $\pm$  muscovite, séricite  $\pm$  biotite) ; (feldspath potassique, perthites ?), grenat, épidotes, apatite, zircon.

**Plagioclase albitique** : en clastes et/ou en cristaux lenticulaires insérés dans les phyllites, mais aussi avec le quartz sous forme de lits quartzo-feldspathiques.

**Quartz** : 3 habitus sont observables :

- . en grains isolés insérés dans les phyllites,
- . associé au quartz (lits quartzo-feldspathiques),
- . sous forme de bandes de quartz à grains fortement suturés, qui évoquent celles des structures mylonitiques. Ces niveaux d'aspect fréquemment lenticulaire sont parfois repliés isoclinalement.

**Chlorite, muscovite** : en amas de fibres orientées dans la (ou les) schistosité(s). Ces deux minéraux sont fréquemment associés.

**Biotite** : néoformée, elle se développe secondairement dans les faciès affectés par le métamorphisme de contact du granite d'Odenas.

**Grenats** : ils s'observent en petits individus fracturés et chloritisés. Ils sont insérés dans la foliation et de fait, révèlent des ombres de pression (formées de chlorite).

**Epidotes** : parfois abondantes, surtout en filonnets avec chlorite et quartz, mais aussi peut-être en remplacement de plagioclases plus calciques destabilisés durant le métamorphisme.

**Minéraux opaques** : pyrite et leucoxène, dont l'abondance est variable.

**Apatite** : assez rare, surtout en grosses tablettes.

**Zircon** : ce minéral s'observe mais reste rare.

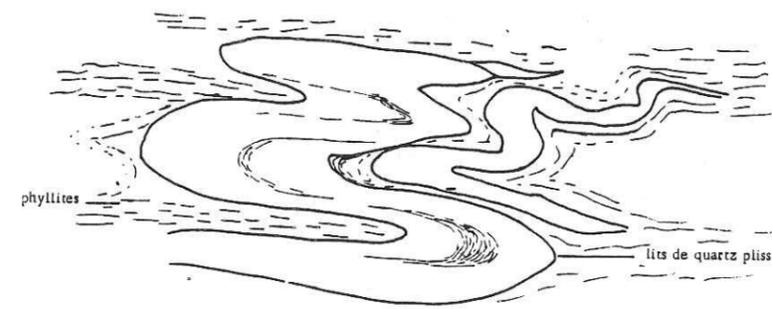


Fig 32 : Déformation dans un échantillon de chloritoschistes (x20), l.m. JR 77, environs de Vielle Morte.

Les roches originelles se rapportent probablement à des faciès gréseux et volcanodétritiques dont la matrice, initialement argileuse et/ou phylliteuse, a recristallisé sous forme de phyllites. Les faciès les plus phylliteux pourraient représenter d'anciennes pélites.

### III - 6.2. Les leptynites (l.m. JR 134, 209, 210, 272 ; P 6)

**Texture** : elle est granoblastique orientée, parfois hétérogranulaire, mais le plus souvent isogranulaire. Une composante mylonitique, de type protomylonite à mylonite (s.l. : peu de bandes de quartz) semble être à l'origine de l'orientation des minéraux et de leur recristallisation selon une foliation frustrée. Aucune relique de texture micropegmatitique n'a pu être observée, ce qui semble exclure l'appartenance originelle de ces roches au groupe des granites albitiques micropegmatitiques. Seul un échantillon pourrait représenter un ancien faciès grenu dont les cristaux sont actuellement clastiques et morcellés.

**Minéralogie** : plagioclase albitique, quartz, chlorite, muscovite, (biotite), feldspath potassique (perthites ?), épidote, leucoxène, pyrite, apatite, zircon.

**Plagioclase** : de nature albitique (An 0-10) en cristaux subautomorphes à xénomorphes, il montre des macles de type albite. Ces cristaux sont fréquemment étirés et allongés dans la foliation. Ils présentent parfois des bordures floues et indentées qui marquent la déformation. Cette déformation donne un fond homogène peu déterminable. Les phénocristaux subautomorphes et maclés existent mais restent rares.

**Quartz** : il est associé au plagioclase et montre aussi des sutures témoignant de la déformation. Quartz et plagioclases insèrent les rares minéraux ferromagnésiens.

**Chlorite** : sous forme de rares paillettes, elle s'aligne dans la foliation. Ces chlorites sont parfois biotitisées lors du métamorphisme de contact.

**Muscovite** : elle présente, dans les échantillons où elle existe, des cristaux massifs ou des flaques. Il est possible qu'elle soit issue des métamorphismes (schistes verts et/ou contact).

**Epidotes** : rares, elles sont le plus souvent sous forme de chapelets et amas de grains sales, alignés dans la schistosité. Certaines, primaires, se rapportent à des allanites. Les autres, issues des métamorphismes, sont des pistacites et zoïsites.

**Feldspath potassique** : il est très peu abondant et se présente sous forme de cristaux perthitiques uniquement dans certains faciès porphyriques. On observe des albites maclées en échiquier et/ou des perthites en films.

**Apatite** : seulement en petits cristaux aciculaires.

Les autres minéraux : leucoxène, pyrite et zircon sont rares.

Ces roches semblent donc être des ortholeptynites dérivant à majorité de roches originellement laviques, de nature kéraatophyrique. Comme nous le verrons, la géochimie confirme les affinités pétrographiques avec ce type de laves.

### III - 6.3. Les amphibolites (l.m. JR 75, 80 S, 79, 211)

Il s'agit de roches déformées montrant parfois des structures plicatives centimétriques (cf. fig. 12).

**Texture** : ce sont des roches foliées et rubanées. La foliation est soulignée par des alternances de lits feldspathiques et amphiboliques. Leur déformation révèle une schistosité S1 (accompagnée d'une P1 ?) et une S2 (P2) qui reprend la S1. Si une S0 existait (litage magmatique), elle n'est plus observable, étant transposée par la S1.

**Minéralogie** : actinote (hornblende actinolitique), plagioclase, leucoxène (ilménite, sphène), épidote, apatite, calcite.

**Actinote** : c'est le composant principal qui remplace les ferromagnésiens (fantômes de pyroxènes) et le verre originels. Des individus à section trapue et d'autres plus fibreux sont observables.

**Plagioclase** : il est en masses informes. Recristallisé et à extinctions roulantes, il est indéterminable.

**Minéraux opaques** : ils se présentent en lits parfois importants, soulignant la foliation et les plis. Il s'agit de leucoxène en granules et d'ilménite blindée de leucoxène.

**Epidotes** : leur habitus est en amas de granules, similaires à ceux du leucoxène.

**Apatite** : fréquente, surtout incluse dans les amphiboles.

**Calcite** : très rare.

Ces roches sont donc des ortho-amphibolites. Leur pétrographie les rapproche des metabasaltes dévoniens dont ils semblent constituer des termes plus déformés. Nous verrons que la géochimie confirme l'affinité des deux ensembles.

Un faciès plus intermédiaire a été rencontré (l.m. JR 214). C'est une lentille de matériel andésitique insérée en concordance dans les chloritoschistes (cf. fig. 13). Il s'agit d'une métadolérite montrant des phénocristaux de plagioclases partiellement altérés (cf. ch. III - 3.2.1. c). Ce faciès rappelle les métadolérites du complexe volcanoplutonique dévonien supérieur.

### III - 6.4. Le skarn (l.m. JR 80) (X = 770,6 ; Y = 2114,9)

Au côté de niveaux de grenatites, on rencontre des associations minérales à grenat (andradite montrant des secteurs anormalement biréfringents), actinotes en gerbes, quartz, magnétite et scheelite. Ce dernier minéral est fréquemment inclus dans les grenats, tandis que la magnétite est plus tardive.

En conclusion, les chloritoschistes semblent être en position structurale anormale. Nous avons vu qu'ils reposent sur l'ensemble dévonien supérieur par l'intermédiaire de zones mylonitiques et de contacts subhorizontaux. Leur mise en place est scellée par des sédiments viséens moyens qui militent en faveur d'une tectonique tangentielle développée au cours de la phase bretonne (et peut-être synchrones du métamorphisme de la série de la Brévenne). Les chloritoschistes rappellent pétrographiquement, malgré leurs métamorphisme et déformation plus marqués, les faciès volcanodétritiques et sédimentaires de la base du Dévonien. Les faciès associés aux chloritoschistes (ortholeptynites et orthoamphibolites) montrent de nombreuses affinités avec les faciès laviques (kératophyres, metabasaltes, ...) rencontrés dans la base du Dévonien où ils sont en association avec les faciès détritiques.

Les chloritoschistes et leurs faciès associés montrent donc de nombreuses affinités avec les faciès de base du Dévonien supérieur.

### III - 7. CONCLUSION PETROGRAPHIQUE

Notre terrain se révèle être constitué de trois cycles successifs. Chacun d'eux montre des épisodes sédimentaires, puis volcaniques et/ou plutoniques. On observe donc la succession suivante :

1. Le socle : il se présente actuellement sous la forme d'ortho- et paragneiss. Ces faciès dérivent de grauwackes et granites, métamorphisés et structurés par la phase acadienne (410 à 360 millions d'années; KORNPROBST in AUTRAN et DER COURT, 1980).

2. Le Dévonien supérieur, avec à sa base des faciès détritiques surmontés et recoupés par le complexe volcanoplutonique. Cet ensemble est structuré et métamorphisé postérieurement au Dévonien supérieur et antérieurement au Viséen moyen (phase brévenne).

3. L'ensemble viséen et namuro-westphalien. Il présente une série détritique de base (V2), puis un complexe volcanique (V3 : tufs viséen supérieur) et des granitoïdes (granite d'Odenas). Nous avons vu les relations probables qui existent entre ces deux derniers faciès (BERTAUX et RUBIELLO, 1981 ; PEYREL, 1981).

Au sein de cette série dont l'agencement général était connu, on a pu préciser un certain nombre de points, à savoir :

- les rapports existants entre le socle et le Dévonien supérieur;
- la position et la nature des faciès détritiques de base ;
- la nature des produits magmatiques dévoniens et leurs liens cogénétiques et comagmatiques ;
- la chronologie relative des métamorphismes et déformations (notamment mylonitiques) affectant cet ensemble ;
- la position structurale de l'ensemble chloritoschisteux, sa nature, et de fait sa possible appartenance au Dévonien supérieur.

Dès lors, l'utilisation de la géochimie apparaît nécessaire pour mieux comprendre, confirmer et préciser certains des points ci-dessus. Nous citerons à titre d'exemple,

pour l'ensemble dévonien :

- la typologie de la série et des matériaux,
- le cogénéisme et comagmatisme des termes plutoniques et volcaniques,
- l'origine de la richesse en albite des faciès volcanoplutoniques,
- le problème de potassification, pour les roches acides ;

pour l'ensemble chloritoschisteux :

- le cogénéisme possible avec les faciès détritiques dévoniens,
- les similitudes entre ses faciès laviques et ceux du Dévonien.

Enfin, l'étude géochimique permettra de caractériser le site géotectonique dans lequel se sont mises en place, les masses volcanoplutoniques dévoniennes.

QUATRIEME CHAPITRE

GEOCHIMIE DES MATERIAUX DEVONIENS

- IV -1. BUTS ET MOYENS.....
- IV -2. TYPOLOGIE DES MATERIAUX MAGMATIQUES.....
- IV -3. LE PROBLEME DE LA SPILITISATION.....
- IV -4. TYPOLOGIE MAGMATIQUE DE LA SERIE VOLCANOPLUTONIQUE.  
LA LIGNEE MAGMATIQUE BASIQUE.....
- IV -5. LE FRACTIONNEMENT ULTIME : GRANITES SODIQUES ET  
KERATOPHYRES.....
- IV -6. LE PROBLEME DES LEPTYNITES.....
- IV -7. GEOCHIMIE DES FORMATIONS DETRITIQUES ET  
VOLCANODETRITIQUES.....
- IV -8. "PAYSAGE" GEOCHIMIQUE D'ENSEMBLE.....

- Ultrabasite
- Métagabbros
- + Métadiorites
- Métagranites albitiques
- ▲ Métadolérites
- △ Métabasaltes
- × Meta-andésites
- Métavolcanites kératophyriques
- ☆ Leptynites
- ◆ Schistes
- ★ Chloritoschistes
- ⊥ Talcschistes et faciès transformés associés

Th : tholeitique

CA : calcoalcalin

OAB : basalte alcalin océanique

OTB : basalte tholeitique océanique

CAB : basalte alcalin continental

CTB : basalte tholeitique continental

MORB : basaltes de ride médio-océanique

WPB : basaltes intraplaques

VAB : basaltes d'arc volcanique

IAT : tholeite d' arc insulaire

Syn Col : granites syncollision

WPG : granites intraplaques

ORG : granites de ride médio-océanique

VAG : granites d'arc volcanique

Vecteurs de fractionnement : - minéraux

bi (biotite); pl, ol (plagioclase, olivine);

cpx (clinopyroxène); opx (orthopyroxène);

ap (apatite); am (amphibole); zr (zircon);

- modélisés

1 pl 0,5 ; cpx 0,3 ; ol 0,2

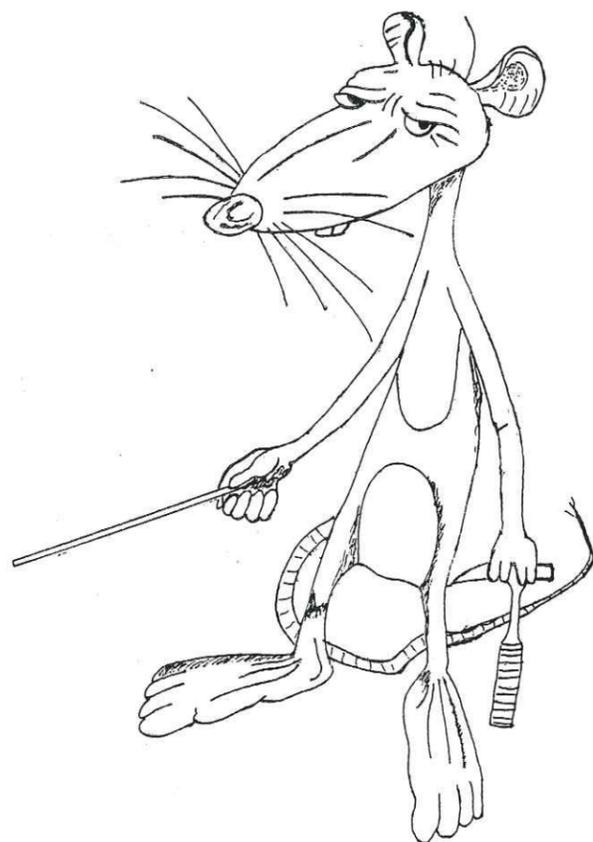
2 pl 0,5 ; cpx 0,3 ; ol 0,1 ; mt 0,05

3 pl 0,6 ; am 0,35 ; mt 0,05

4 pl 0,55 ; am 0,2 ; cpx 0,2 ; mt 0,05

5 (ksp, pl) 0,6 ; bi 0,15 ; am 0,2 ; mt 0,05

6 pl 0,6 ; cpx 0,2 ; am 0,15 ; mt 0,05



## QUATRIEME CHAPITRE

### GEOCHIMIE DES MATERIAUX DEVONIENS

#### IV - 1. BUTS ET MOYENS

##### IV - 1.1. Buts

La pétrographie du groupe Dévonien nous a permis de constater qu'il existait, au sein de l'ensemble volcanoplutonique, des faciès de nature et de texture variées. Leur cartographie, gisement et pétrographie (cf. ch. II et III) suggèrent un certain nombre de liens cogénétiques et/ou comagmatiques. En effet, ces roches révèlent des relations cartographiques qui sont marquées par des gisements communs ou similaires des roches acides (granites albitiques et kératophyres) et basiques (gabbros, dolérites et basaltes) (cf. cartographie et gisement des faciès volcanoplutoniques dévoniens).

La géochimie va nous permettre, dans un premier temps, de typer la série volcanoplutonique dévonienne et de caractériser les différents faciès qui la composent. Dans un deuxième temps, elle va permettre de visualiser et de contrôler certains phénomènes magmatiques et tardimagmatiques tels que :

- la fusion partielle ;
- le fractionnement ;
- la spilitisation et le métamorphisme ;

par la signature qu'ils ont laissé sur les teneurs en certains éléments.

Enfin, après examen des problèmes de fractionnement et de fusion partielle, la géochimie nous permettra l'approche du site géotectonique originel.

Nous verrons ensuite les caractéristiques géochimiques de l'ensemble détritico-silteux dévonien. Puis, en parallèle, nous étudierons l'ensemble chloritoschisteux afin de pouvoir effectuer une comparaison entre ces deux faciès et établir l'existence d'éventuels liens cogénétiques. Une annexe géochimique concernant des matériaux très particuliers, issus de l'encaissant du gîte du Glabat, sera insérée dans l'étude de ce gisement (cf. ch. V).

##### IV - 1.2. Démarche de l'étude géochimique

Cette approche géochimique suscite l'utilisation spécifique d'oxydes et d'éléments traces appropriés, en fonction des phénomènes étudiés. Comme l'ont souligné depuis longtemps de nombreux auteurs, les éléments ont des réponses diverses aux processus qui les affectent. En particulier lors de processus tels que la spilitisation, certains éléments sont mobiles, tandis que d'autres s'avèrent inertes. Chacun de ces groupes d'éléments est susceptible d'apporter des enseignements sur les différents processus géodynamiques ayant affecté la série :

- Eléments mobiles (Na, K, Ca) en ce qui concerne les phénomènes secondaires (spilitisation, potassification, métamorphisme) qui ont tout ou partiellement oblitéré les caractères primaires de la série.

- Eléments peu mobiles (Fe, Mg, Si) pour caractériser la série et ses différents termes, ainsi que pour approcher les mécanismes de fractionnement.

- Les éléments inertes (Al, P, Ti, Zr, Nb, Y), pour déterminer les conditions de fractionnement, de fusion partielle et le site géotectonique.

#### IV - 1.3. Moyens

En raison d'une part de la variété des faciès observés au sein des complexes volcanoplutoniques dévoniens, et d'autre part de la diversité des processus ayant affecté cette série, il est apparu nécessaire d'échantillonner et d'analyser les divers matériaux observés. Les premières analyses ont été consacrées à l'étude des oxydes majeurs de ces échantillons. La pétrographie réalisée précédemment (cf. ch. III) a permis de discriminer les faciès à caractères cumulatifs des liquides magmatiques, qui, plus instructifs, ont été analysés en traces (éléments traces).

#### IV - 1.4. Méthodes d'analyses

Les éléments majeurs : Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, P. Feu, ont été analysés :

- pour part, à Grenoble (F. KELLER, G. VIVIER) par fluorescence X, sur perles ;
- pour part, à Lyon (P. CAPIEZ, J.G. GERMANIQUE, N. RIMET) par absorption atomique.

Les éléments traces :

- Y, Sr, Rb, Zr, Nb, obtenus par fluorescence X à Lyon (J.C. GERMANIQUE) sur pastilles ;
- Cr, Ni, V, Zn, Mo effectués à Grenoble (B. USELLE) par absorption atomique. Au, Ag par spectrométrie d'émission (J. AMOSSE).

#### IV - 1.5. Répartition des analyses

Ont été effectuées 99 analyses majeures, 73 analyses traces (Y, Sr, Rb, Zr, Nb) et 11 analyses traces (Cr, Ni, V, Zn, Mo).

Elles ont été centrées majoritairement sur l'ensemble volcanoplutonique dévонien (68 analyses majeures et 57 traces). Le reste a été effectué sur les silts dévoniens, les chloritoschistes et les leptynites (20 analyses majeures, 12 analyses traces) et enfin sur l'encaissant du Glabat (11 majeures, 11 traces). Les analyses constituent les annexes n° 1, 2 et 3.

#### IV - 1.6. Démarche spécifique de l'étude de nos formations dévoniennes

Nous examinerons successivement :

- la typologie des matériaux éruptifs,
- les effets de la spilitisation,
- la typologie magmatique de la lignée basique : sa nature, son fractionnement, son origine,

- l'origine de la série volcanique : caractéristiques et aspect géodynamique,
- le fractionnement ultime : le problème des volcanites acides et des granites albitiques.

Après une synthèse de ces résultats, nous nous attacherons à examiner les caractéristiques des ensembles méta-sédimentaires qui accompagnent les formations volcanoplutoniques.

Remarque : les légendes des figures sont disponibles au début de ce chapitre.

## IV - 2. TYPOLOGIE DES MATERIAUX MAGMATIQUES

### IV - 2.1. Grands traits caractérisant ces matériaux

Les diagrammes de HARKER (cf. fig. 34 à 40) nous donnent une bonne idée de la composition de la série magmatique dévонienne supérieure. Les valeurs de silice s'étendent de 41,4 (pour une ultrabasite) jusqu'à 77 % (pour certains kératophyres), voire même au-delà pour certaines leptynites associées aux chloritoschistes. Ces diagrammes marquent les faits suivants :

- les augmentations corrélatives de  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{SiO}_2$  ;
- les diminutions marquées de  $\text{Fe}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ , lorsque les valeurs de  $\text{SiO}_2$  augmentent ;
- les variations plus particulières de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , dont les valeurs atteignent un maximum à 19,2 % , pour 55 % de silice puis décroissent ; et  $\text{K}_2\text{O}$  dont les valeurs semblent indépendantes de celles de la silice (avec toutefois des teneurs supérieures pour les roches acides, par rapport à celles des roches basiques).

### IV - 2.2. Répartition des différents termes

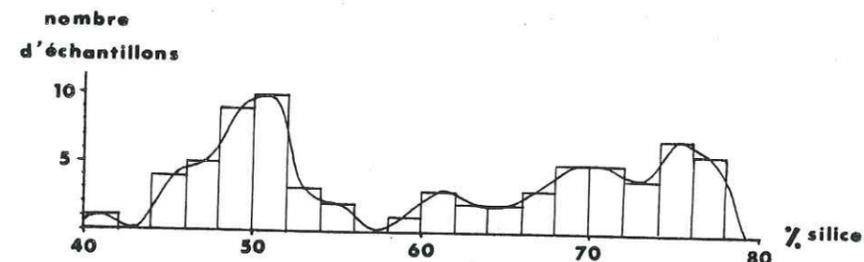
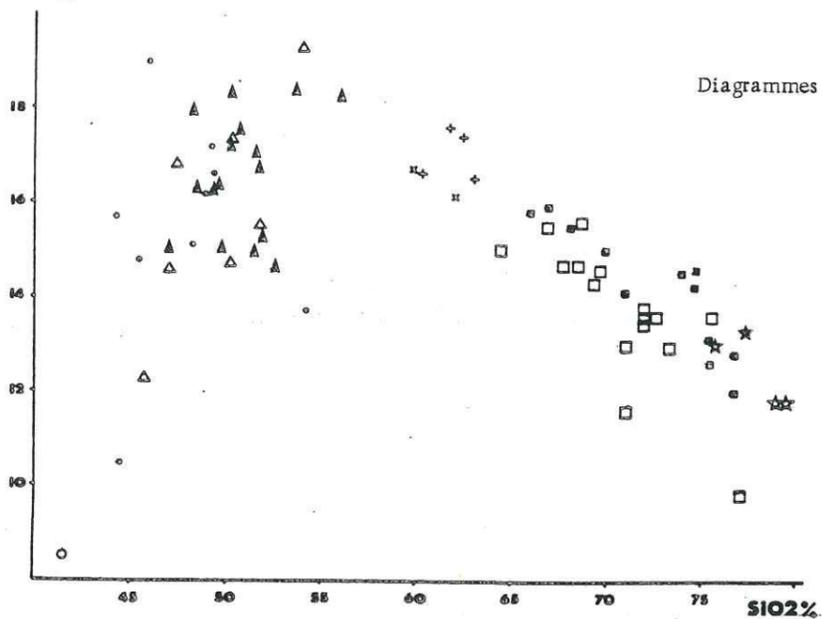


Fig 33 : Répartition des analyses en fonction de leur teneur en silice

La figure 33 nous montre la répartition des échantillons en fonction de leur teneur en silice. Elle nous révèle que la série présente deux modes principaux pour des valeurs moyennes de silice, de 51 et 75 %. Des modes relatifs sont observables à 61 et 70 %. On



Diagrammes de Harker (1909).

Fig 34 : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - SiO<sub>2</sub>

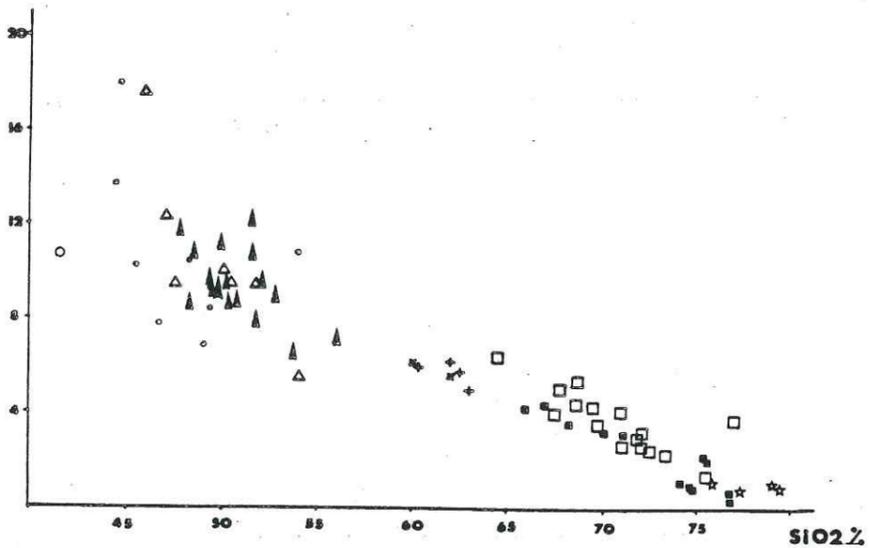


Fig 35 : Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - SiO<sub>2</sub>

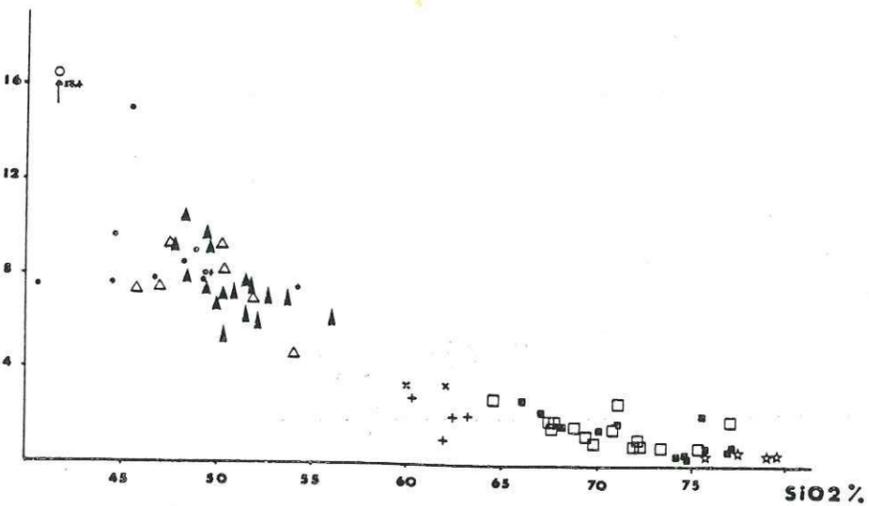
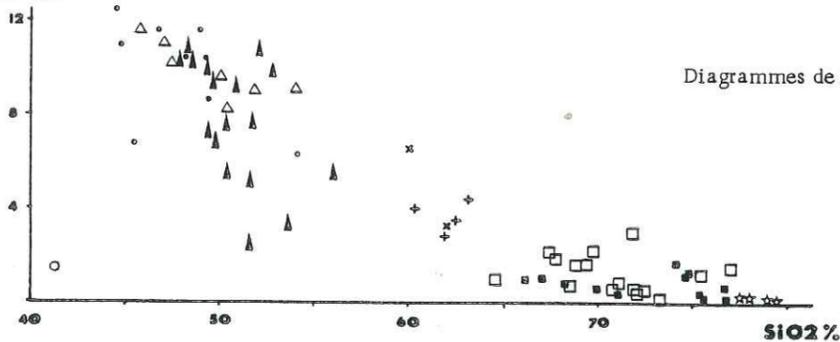


Fig 36 : MgO - SiO<sub>2</sub>



Diagrammes de Harker (1909).

Fig 37 : CaO - SiO<sub>2</sub>

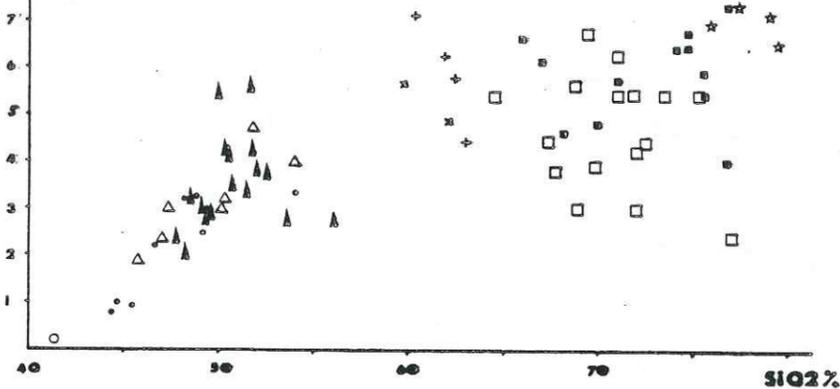


Fig 38 : Na<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub>

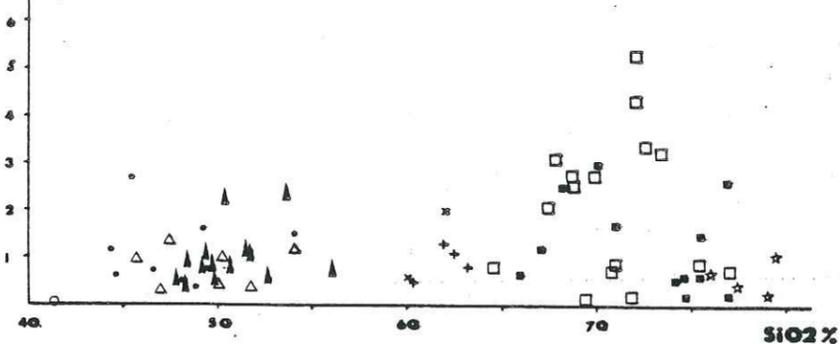


Fig 39 : K<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub>

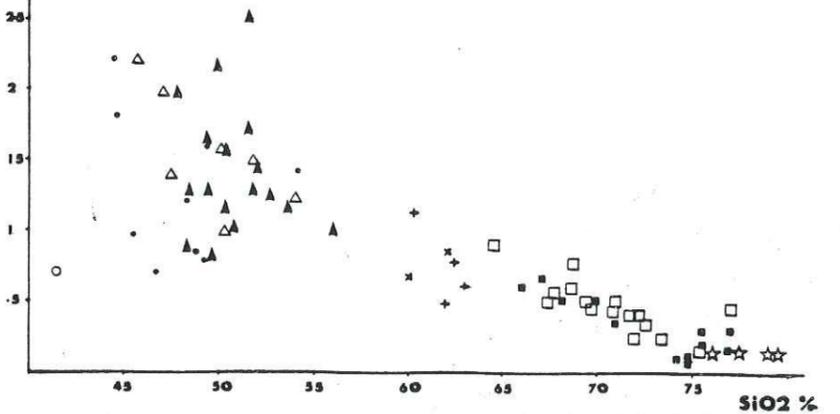


Fig 40 : TiO<sub>2</sub> - SiO<sub>2</sub>

— TABLEAU N° 3 : MOYENNES ET ECARTS-TYPES PAR FACIES —

	Métagabbros		Métadolérites		Métabasaltites		Métadiorites		Méta-andésites		Métagranites albitiques		Métavolcanites kératophyriques		Leptynites		Métasiltis Dévoniens		Chloritoschistes	
	my.	σ	my.	σ	my.	σ	my.	σ	my.	σ	my.	σ	my.	σ	my.	σ	my.	σ	my.	σ
SiO <sub>2</sub>	47.65	2.88	50.54	1.92	49.97	2.87	61.90	1.04	60.94	1.14	72.50	3.74	70.73	3.02	77.91	1.44	54.06	5.75	63.49	2.85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.47	2.29	16.45	1.19	16.12	2.11	17.06	0.46	16.41	0.30	14.21	1.25	13.76	1.43	12.44	0.68	15.35	3.00	16.37	1.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.58	3.18	9.48	1.33	10.05	3.47	5.71	0.45	5.95	0.21	2.18	1.42	3.62	1.24	0.90	0.15	7.41	1.15	7.16	0.71
FED	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	8.98	2.22	7.39	1.41	7.41	1.43	1.97	0.62	3.29	0.01	1.14	0.78	1.38	0.63	0.38	0.12	3.16	1.58	2.92	0.46
CaO	9.87	2.03	7.89	2.39	9.00	2.43	3.66	0.59	4.84	1.66	0.80	0.44	1.26	0.77	0.12	0.02	0.77	0.96	0.68	0.47
Na <sub>2</sub> O	2.23	1.01	3.55	0.99	3.12	0.83	5.86	0.98	5.25	0.40	5.82	0.94	4.67	1.19	6.94	0.33	2.16	1.08	3.37	0.94
K <sub>2</sub> O	1.10	0.71	0.95	0.55	1.00	0.60	0.94	0.30	1.28	0.69	1.28	0.94	2.13	1.49	0.60	0.32	2.61	1.28	2.13	0.73
TiO <sub>2</sub>	1.28	0.49	1.42	0.46	1.43	0.41	0.74	0.24	0.77	0.08	0.31	0.20	0.47	0.18	0.14	0.01	0.82	0.26	0.94	0.12
H <sub>2</sub> O	0.18	0.06	0.17	0.06	0.17	0.07	0.09	0.02	0.09	0.04	0.02	0.02	0.05	0.03	0.01	0.01	0.20	0.17	0.10	0.05
F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.10	0.21	0.06	0.20	0.07	0.17	0.02	0.19	0.08	0.07	0.04	0.10	0.06	0.01	0.01	0.16	0.08	0.14	0.03
H <sub>2</sub> O+	2.10	0.61	2.19	0.88	1.88	1.07	1.53	0.50	1.26	0.03	1.13	0.55	1.19	0.71	0.78	0.14	3.76	0.70	2.89	0.57
Y	32.00	11.78	33.46	10.57	32.00	9.74	26.50	12.01	28.00	0.00	25.92	15.93	44.13	7.66	76.50	59.09	—	—	30.88	4.37
SR	412.67	48.32	309.54	77.39	342.29	84.24	476.00	148.27	551.00	201.00	159.00	89.37	159.88	64.19	130.75	124.07	—	—	92.50	29.77
RB	46.00	24.26	43.92	32.67	42.57	34.71	39.50	11.72	35.00	9.00	39.75	29.19	64.38	43.63	28.75	13.95	—	—	79.13	23.74
ZR	99.67	47.23	124.00	41.86	147.86	70.25	156.50	27.65	213.00	17.00	170.17	87.99	237.56	58.02	149.50	69.30	—	—	166.50	43.85
HB	5.00	0.82	5.46	1.22	8.14	5.11	8.50	1.50	9.50	3.50	9.42	5.30	11.50	2.87	17.50	8.56	—	—	10.88	1.96

remarque surtout que les valeurs de 56 à 60 % de silice, qui caractérisent les roches intermédiaires, sont peu représentées. Il existe donc 2 super-groupes : le premier, avec des valeurs de silice de 44% à 54 % , est formé par les gabbros, dolérites et basaltes ; le second, avec des valeurs de 60 à 78 % de SiO<sub>2</sub>, est constitué par les granites albitiques et les kératophyres. Cette disposition suggère pour notre série une affinité à caractère bimodal. Ce caractère bimodal est reconnu comme très classique dans les séries spilito-kératophyriques (AMSTUTZ, 1974 ; HUGUES, 1973). La pétrographie (cf. ch. III), nous a révélé la grande variété des roches coexistantes au sein du volcanoplutonisme dévonien. Il apparaît dès lors nécessaire de visualiser géochimiquement les caractéristiques des différents groupes. On se référera au tableau des moyennes et écarts-types de chacun des groupes (tableau n° 3).

La pétrographie a démontré, au sein de la série volcanoplutonique dévonienne, la prépondérance de certains minéraux. En particulier, nous avons pu voir que le plagioclase avait fréquemment une composition albitique ; plus exceptionnellement celle d'un oligoclase ou d'une andésine (pour certains faciès gabbroïques). Malgré l'observation de rares phénomènes de remplacement d'un plagioclase originel, par de l'albite, la prépondérance de ce minéral évoque l'intervention d'un processus tel que la spilitisation. Ce processus est marqué chimiquement par des teneurs modérées en sodium, en moyenne 4,36 % pour les faciès basiques et acides confondus.

Dans le chapitre qui suit, nous allons donc examiner le problème de la spilitisation, en exposant d'une part, les résultats les plus récents dans ce domaine, et d'autre part, les données de notre secteur d'étude.

#### IV - 3. LE PROBLEME DE LA SPILITISATION

##### IV - 3.1. Généralités

Concernant l'origine des matériaux magmatiques riches en sodium et donc à association minérale albitique, 3 hypothèses sont en confrontation :

- celle d'un magma primaire originellement riche en sodium;
- celle d'un magma ayant subi une albitisation en fin de cristallisation ou aussitôt après sa mise en place (métamorphisme de fond océanique au contact de fluides) ;
- celle d'un magma ayant subi un phénomène d'albitisation postérieur à sa consolidation (métamorphisme de type schiste vert, par exemple).

De très nombreux auteurs ont travaillé sur ces problèmes, nous citerons uniquement : HUGUES, 1973 ; AMSTUTZ, 1974 ; VALLANCE, 1974 ; FONTEILLES, 1968, 1978 ; ...

Plus récemment, les travaux concernant les phénomènes de métasomatose ont pris une nouvelle orientation ; notamment à la suite, des différents projets de recherche (Angus, Cyamex, D.S.D.P.,...) effectués en domaine océanique et en particulier le long des rides médio-océaniques. Ces travaux ont permis d'acquiescer la certitude qu'il existe, à proximité des rides médio-océaniques, des circulations de fluides susceptibles de générer des minéralisations (BALLARD et al., 1981...).

Ces émergences de fluides minéralisés ou non, suggèrent l'établissement, dans la croûte océanique nouvellement formée, de circuits hydrothermaux (LISTER, 1973 ; LOWELL, 1975 ; LISTER, 1977) d'importance variable, situés de part et d'autre de la ride et pouvant atteindre en profondeur les masses gabbroïques encore en fusion. Les campagnes de terrain ont permis d'échantillonner, par sondage et par prélèvement, des basaltes, mais aussi des diabases et des gabbros du fond sous-marin, transformés hydrothermalement à cette place. On a donc pu examiner puis essayer de reproduire expérimentalement les altérations à caractère hydrothermales observées.

1. De nombreux travaux (SPOONER et al., 1977 ; HUMPHRIS et THOMPSON, 1978 ; D.S.D.P., ...) décrivent ces transformations. Nous citerons donc les observations suivantes :

Les circulations hydrothermales le long des rides médio-océaniques confèrent aux basaltes affectés, les changements minéralogiques et chimiques suivants :

- Minéralogiques :

- . plagioclase → albite + chlorite  
ou albite + épidote ;
- . plagioclase + pyroxène → chlorite + épidote ;
- . pyroxène → actinote ;
- . olivine → chlorite (+ pyrite) ;
- . verres interstitiels → syncristallisations de chlorite et actinote.

- Chimiques : Les altérations riches en chlorite montrent un gain de magnésium et une perte de calcium ; celles riches en épidote, de moindres changements au point de vue MgO et CaO. Le magnésium pourrait être issu de l'eau de mer puis fixé par le basalte, avec échange des ions  $Ca^{2+}$  et  $Mg^{2+}$ . La silice des basaltes est fréquemment lessivée. Sodium et potassium ne marquent pas de variations importantes. Les rapports eau de mer/roche varient de 5 à 60.

2. On a donc tenté de reproduire expérimentalement, en laboratoire, ces phénomènes d'altération et de métasomatose. Ces expériences mettent en contact des basaltes et de l'eau de mer. Ces systèmes sont soumis à des conditions et des paramètres variés tels que température, pression, composition, rapport volumétrique eau/roche et le temps de réaction. Les études ont porté sur des conditions telles que : températures de 50°C à 500°C, pressions de 1 à 800 bars, rapports eau/roche de 1 à 125.

Toutefois, dans le cas qui nous concerne : transformations appartenant au faciès schistes verts (température comprise entre 250 et 450°C et pression de 500 à 600 bars), les principaux résultats sont résumés par MOTTI, 1983 (cet article reprend de nombreux travaux consacrés à ce sujet).

Les résultats, ont donc conféré une bonne quantification des phénomènes et en particulier les effets chimiques résultant des interactions. Toutefois, les paragenèses minérales obtenues ne sont pas toujours en accord avec celles formées dans les milieux naturels. En particulier, il n'a pas été observé la formation de smectite, smectite-chlorite et épidote. Le trait principal de l'interaction est le passage de  $Mg^{2+}$ , de l'eau de mer vers la roche, avec formation de chlorite, trémolite-actinote, talc. Ce magnésium remplace  $Ca^{2+}$  qui passe en solution (MOTTI et HOLLAND, 1978 ; SEYFRIED et BISCHOFF,

1981). Une partie de ce calcium passe sous forme de sulfate de calcium. Dans le cas d'un rapport eau/roche inférieur ou égal à 5, une partie du sodium de l'eau passe dans le solide pour former de l'albite ou de l'analcime (HAJASH, 1975 ; MOTTI et HOLLAND, 1978). Ce sodium tend lui aussi (comme le Mg) à remplacer le calcium. Ce phénomène se prolonge jusqu'à un rapport de 10 et des températures supérieures à 350°C. Le potassium lui, est lessivé au-dessus de 150°C, tout comme le quartz qui sature rapidement le système.

Ces expériences montrent, que pour des rapports < 10, le sodium passe du liquide vers le solide pour y former de l'albite. Le calcium, à ce moment est lessivé et laisse sa place à Mg et Na. Fer et manganèse montrent des réponses plus diverses. En particulier, dans des conditions naturelles, le fer pourrait être redistribué au sein des différents faciès.

3. Le rapprochement des associations minérales des metabasaltes de ride médio-océanique (HUMPHRIS et THOMPSON, 1978) et des résultats expérimentaux, a permis à MOTTI (1983) d'établir la figure 41 ci-après. Cette figure permet de prévoir l'association minérale (et les pourcentages respectifs de minéraux) produits par un basalte mis en contact avec l'eau de mer, dans le domaine du faciès schistes verts. Elle présente donc, selon les rapports eau/roche, différentes associations minérales secondaires. L'évolution successive des associations minérales, avec l'augmentation du rapport eau/roche, conduit, au stade ultime, à une association à chlorite-quartz (comme celle de certains metabasaltes de la M.A.R. 23,6° N analyses SEYFRIED et MOTTI, 1982).

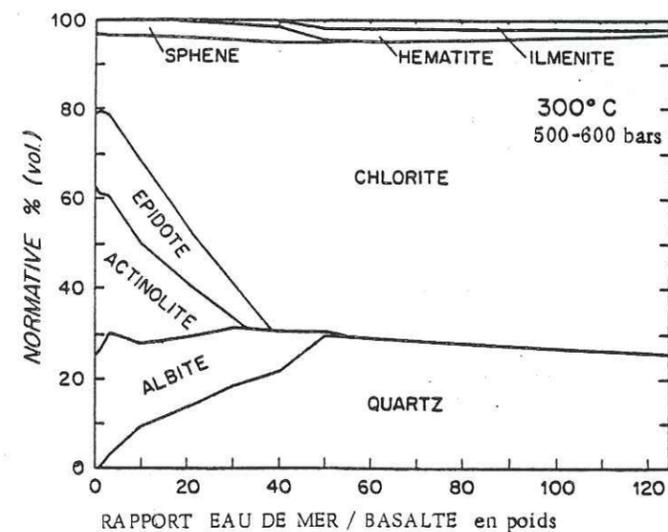


Fig41 : Modèle prévoyant les associations minérales obtenues par réaction d'un basalte avec l'eau de mer, dans les conditions du faciès schiste vert. Motti, (1983).

	<u>Chlorite - pauvre en quartz</u>	<u>Chlorite - riche en quartz</u>
<u>Rapport eau de mer / roche</u>	0 - 10	10 - 50
<u>Minéralogie</u>	Riche en actinote + épidote	Pauvre en actinote + épidote
<u>Géochimie</u>	Léger gain ou perte en Mg	Gain en Mg
	Petite perte en Ca	Importante perte en Ca
	Gain en Na	Gain ou perte en Na
	Perte en Fe	Gain en Fe
<u>Roches originelles</u>	Basaltes ou diabases (dolérites)	Basaltes (pillows-lavas surtout)

TABLEAU N° 4 : Associations minérales formées en fonction du rapport eau de mer / roche, et conséquence sur la mobilité des éléments.

Les associations minérales ci-dessus sont réparties ainsi: les faciès riches en quartz sont issus des zones superficielles de la croûte ; ceux pauvres en quartz peuvent se former n'importe où ailleurs. Ces derniers sont les plus fréquents et marquent un rapport eau/roche plus faible (inférieur à 10), qui caractérise de moindres circulations de fluides. Ces faciès dits "à chlorite et pauvre en quartz" montrent des compositions assimilables à des associations minérales à albite, actinote, épidote, chlorite, quartz, sphène (cf. tab. n° 4). Les associations minérales obtenues sont similaires à celles des roches affectées par le processus que nous dénommons spilitisation. Les formations réputées spilitisées auraient pu connaître, pour certaines d'entre elles, des altérations du type précédemment décrit, et caractérisées par un rapport eau/roche de l'ordre de 1 à 10. Nos formations volcanoplutoniques dévoniennes pourraient avoir connu de telles altérations au moment, ou immédiatement après leur mise en place (métasomatose comagmatique ou tardi-magmatique).

#### IV - 3.2. Le cas du Beaujolais

##### IV - 3.2.1. Données pétrographiques

La pétrographie de l'ensemble magmatique Dévonien (cf. ch.III) nous a révélé les faits suivants :

- L'albite et l'oligoclase sont les plagioclases dominants de la série. Plus rarement, quelques faciès tels que gabbros ou dolérites peuvent présenter des plagioclases un peu plus calciques, à composition d'andésine. Ces plagioclases montrent de rares zonages et/ou altérations différentielles (témoignant d'un zonage antérieur). Leur altération, le plus souvent de type damouritisation, montre rarement des grains d'épidote et presque jamais de calcite. Ces faits militent en faveur d'un plagioclase à l'origine relativement riche en sodium.

- L'épidote est présente dans tous les faciès, mais pas abondante.

- La calcite est très rare.

- Les autres minéraux calciques sont : le clinopyroxène augite et les amphiboles (hornblende actinolitique ou actinote), plus accessoirement : sphène, leucoxène.

L'ensemble des faciès basiques présente donc des associations à minéraux riches en calcium (pyroxène, amphibole, voire sphène), aux cotés du plagioclase riche en albite. Les faciès acides, eux, montrent peu de minéraux calciques et le plagioclase est très albitique. Ces faciès présentent aussi (parfois) du feldspath potassique.

##### IV - 3.2.2. Résultats géochimiques

L'ensemble des analyses est disponible en annexe. Le tableau n° 4 récapitule les moyennes et écarts-types par faciès. Ces moyennes révèlent, pour les faciès basiques, les faits suivants : les métadolérites sont plus riches en sodium que les metabasaltes, eux-mêmes plus riches en Na que les gabbros. Pour les faciès intermédiaires, les métadiorites sont plus sodiques que les méta-andésites. Enfin, pour les faciès acides, les métagranites sont plus sodiques que leurs équivalents laviques. Il apparaît donc que, en opposition avec toute logique, les faciès laviques (à grain plus fin et donc usuellement les plus affectés) sont moins "transformés" que leurs équivalents grenus.

##### IV - 3.2.3. Influence du phénomène de spilitisation sur nos roches

Les diagrammes de HARKER, 1909 (fig. 37 et 38), nous révèlent que la série montre des tendances géochimiques classiques, à savoir, des termes basiques vers les termes acides, une augmentation de la teneur en calcium et une diminution de la teneur en sodium. De ce point de vue, la série paraît "normale" avec toutefois une dispersion des teneurs en Ca et Na au-dessus de 50 % de SiO<sub>2</sub>. Cette dispersion est peut-être due à un phénomène de type spilitisation. La détermination chimique des roches spilitiques connaît plusieurs acceptations : pour certains, ce sont des roches basiques montrant plus de 4 % de Na<sub>2</sub>O (FIALA in AMSTUTZ, 1974) ; pour d'autres, la spilitisation est un phénomène plus complexe (VALLANCE, 1974 ; in MUELLEN, 1981 ; diagramme Na<sub>2</sub>O-CaO). Ce diagramme (fig. 42) permet donc de séparer les roches spilitiques des roches non spilitiques. Nous voyons se dessiner une forte dispersion et la plupart des roches basiques de notre série ne montrent pas de caractères spilitiques (seules quelques dolérites s'insèrent dans le champ des spilites). A partir des valeurs les plus fortes en calcium (11 à 12 %), les échantillons forment un éventail qui tend à s'élargir et gagner vers le domaine des spilites (augmentation de Na<sub>2</sub>O et diminution corrélative de CaO). En conséquence, on peut penser qu'un phénomène de spilitisation discret a affecté la série; les roches les plus transformées étant rattachables aux spilites s.l.

Ce phénomène a donc supposé, lors de son intervention, la mobilité des éléments qu'il concerne (Na et Ca) et probablement une mobilité relative des autres éléments tels que Si, Fe, Mg (cf. résultats obtenus par MOTTL, 1983 ; tableau n° 4).

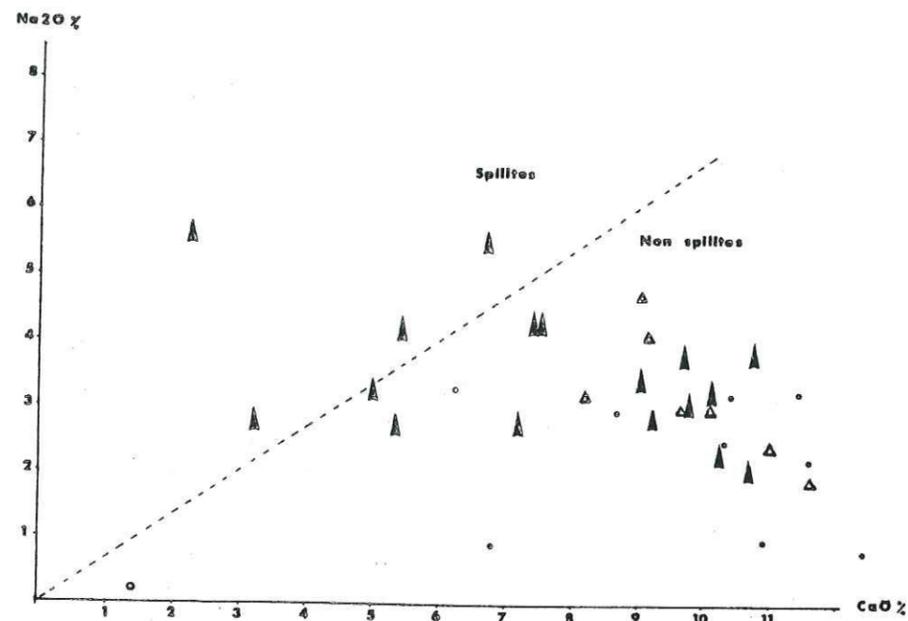


Fig 42 : Diagramme de Vallance T. G. (1974) in Muellen (1981).

Les diagrammes A.F.M. de KUNO et Al.F.M. de BESSON et FONTEILLES (1974) illustrent ces faits.

- Diagramme A.F.M. de KUNO (fig. 43). Il marque une insertion de la majorité de nos échantillons dans le domaine calco-alcalin défini par KUNO (1966) ou TEGYEV (1979). Toutefois, un grand nombre de roches basiques sont incluses dans les champs des tholéites abyssales définies par ENGEL et al. (1965) et WOOD et al. (1979). Ce fait souligne au sein de ce groupe, un léger "fenner trend" qui aboutit à de rares ferrobasaltes et ferrogabbros (PR 80 S ; PR 211 ; PR 109 ; PR 3). La partie la plus différenciée de la série (termes volcanoplutoniques acides), montre une évolution de type calco-alcalin. Cette évolution apparente calco-alcaline pourrait être due à la mobilité des éléments considérés et en particulier des alcalins, lors du phénomène de spilitisation.

- Diagramme Al.F.M. de BESSON et FONTEILLES (1974) (fig. 44). Il est de conception similaire à celui de KUNO, toutefois, l'utilisation du paramètre  $Al_2O_3$ , au lieu des alcalins, le rend plus fiable. En effet, l'alumine est reconnue stable lors de certains phénomènes d'altération tels que spilitisation, potassification, etc... La série montre toujours une affinité générale à caractère calco-alcaline. Les roches basiques révèlent, ici encore, un léger étirement du nuage de points, le long de l'axe des cumulats tholéitiques (fenner trend). Certaines roches acides tendent aussi à se placer le long de l'axe tholéitique.

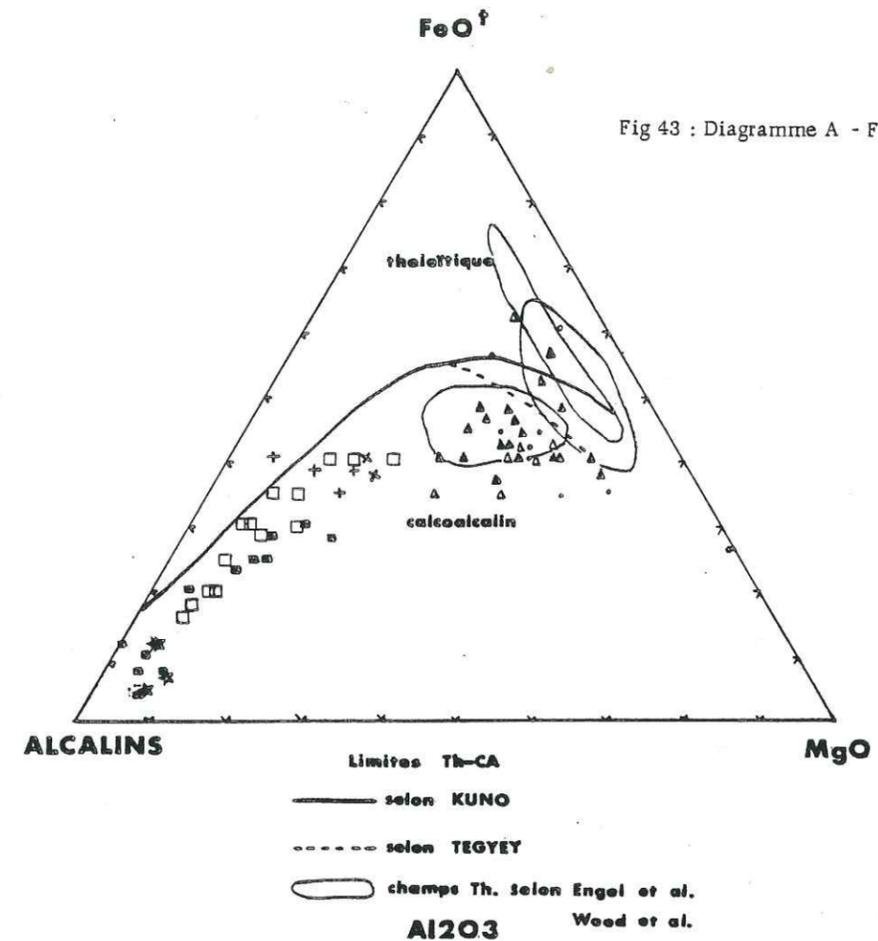


Fig 43 : Diagramme A - F - M ; Kuno (1966) .

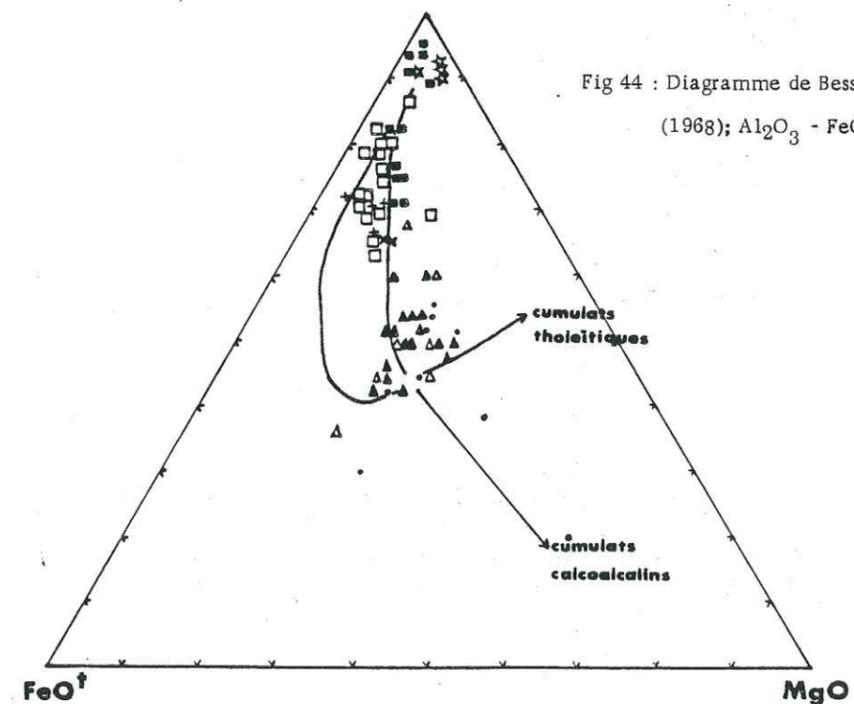


Fig 44 : Diagramme de Besson et Fonteilles ; (1968);  $Al_2O_3$  -  $FeO^t$  - MgO

#### IV - 3.2.4. Discussion

Un phénomène de métasomatose, mal recalé et d'ampleur mal définie, affecte notre série. Il conduit, comme nous l'avons vu pour les termes basiques, à quelques dolérites à composition spilitique. Les roches acides, quant à elles, sont très riches en sodium, mais aucun argument pétrographique ne permet d'affirmer que l'albite remplace un plagioclase originellement plus calcique. Le phénomène de métasomatose, qui a dû affecter la série lors de sa mise en place ou postérieurement, est peut-être assimilable à ceux décrits par MOTTI. On se doit de noter que ce sont les dolérites, plus que les metabasalts qui sont affectés ; ce fait suggère, que les faciès révélant des gisements verticaux (filons de dolérites) ont été sélectivement plus atteints. On peut donc penser que l'importance du phénomène a pu être limitée dans le temps et/ou l'espace. La spilitisation apparaît plus marquée pétrographiquement que chimiquement. Ce fait pourrait provenir de la convergence minéralogique de la spilitisation et du métamorphisme schistes verts.

#### IV - 3.2.5. Conclusion à l'étude des phénomènes de spilitisation

Les termes basiques de notre série volcanoplutonique et en particulier certains dolérites, révèlent une tendance vers le domaine spilitique défini par VALLANCE (1974). Toutefois, au moins au niveau de ces termes, cette tendance semble modérée, ce qui résulte en de rares faciès franchement spilitiques. Ces roches basiques sont associées comme dans la majorité des séries spilitiques, à des roches acides (kératophyres notamment). On ne possède aucun argument pour préciser l'origine du sodium de ces faciès et caractériser son positionnement chronologique; bien que pétrographiquement il semble le plus souvent primaire.

Le caractère spilitique des roches basiques a peut-être été limité par certains facteurs : importance du volcanisme acide (apparemment sus-jacent), influence du site géotectonique ?? ...

Nous voyons donc que le problème concernant la nature sodique de la série et l'origine de cet élément reste en suspens. Comme dans les autres séries spilito-kératophyriques, l'origine du sodium et le recalage chronologique de la spilitisation, sont difficiles à clarifier.

Il apparaît donc que l'usage d'un certain nombre d'éléments (Na et Ca notamment), mobiles lors des altérations subies par notre série, devront être proscrits dans la suite de la démarche géochimique. On leur préférera des éléments peu mobiles, voire inertes.

#### IV - 4. TYPOLOGIE MAGMATIQUE DE LA SERIE VOLCANOPLUTONIQUE

##### IV - 4.1. Mise en évidence du caractère subalcalin de la série

Nous avons vu précédemment que certains éléments ont connu, lors des événements ayant affecté la série, une forte mobilité. En conséquence, une typologie établie sur de tels éléments (Na, Ca, K, ...) ne s'avérerait pas fiable ; une typologie correcte se doit d'être établie sur des éléments inertes. En la matière, les diagrammes de WINCHESTER et FLOYD (1977) sont satisfaisants puisque établis

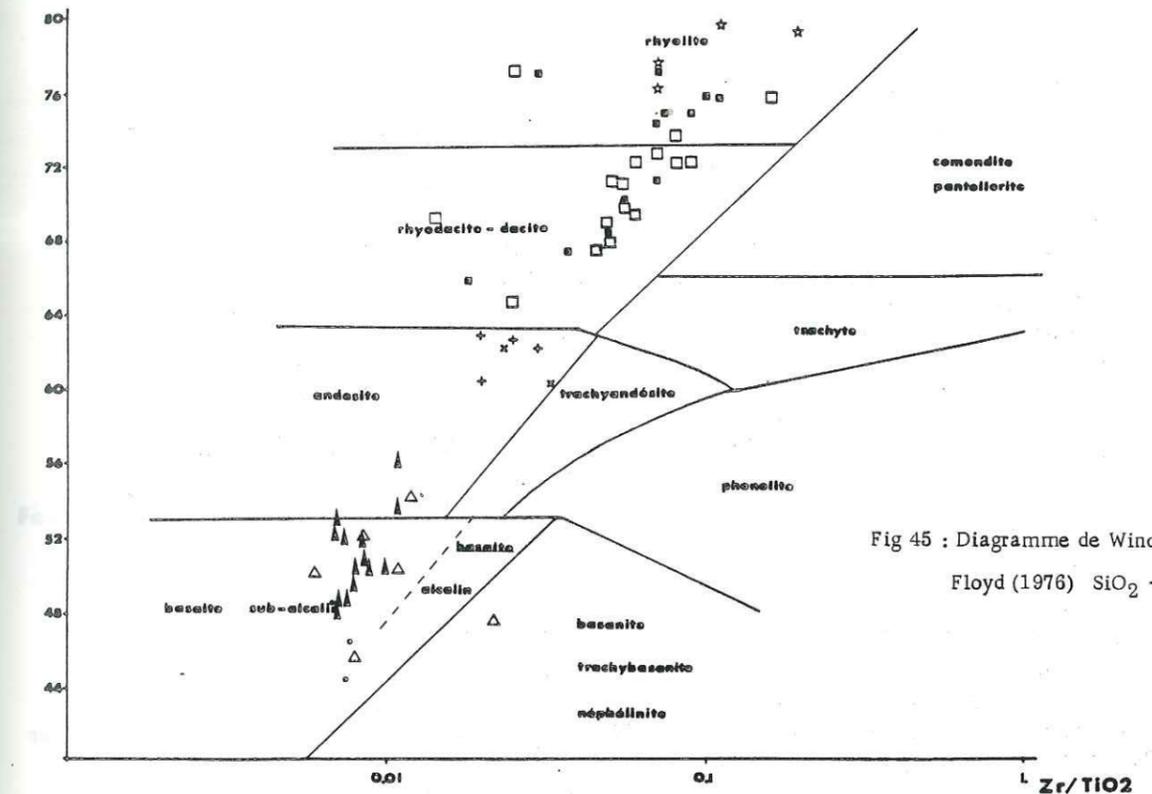


Fig 45 : Diagramme de Winchester et Floyd (1976)  $\text{SiO}_2 - \text{Zr}/\text{TiO}_2$ .

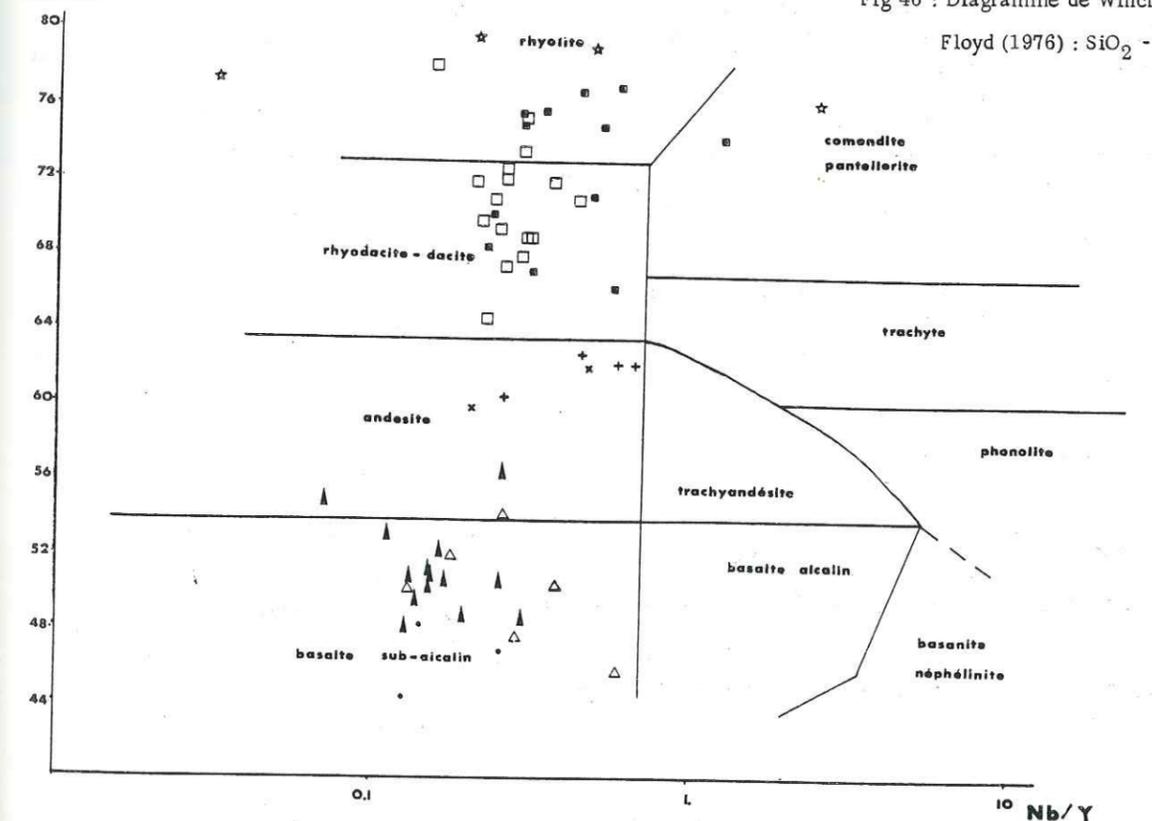


Fig 46 : Diagramme de Winchester et Floyd (1976)  $\text{SiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$ .

sur la silice, qui varie peu lors des phénomènes d'altération (y compris lors de la spilitisation) et sur les éléments Ti, Zr, Y, Nb, qui sont réputés inertes, dans des conditions de métamorphisme et d'altération modérées.

L'abstraction du caractère albitique de la série et des phénomènes d'altération permet de distinguer trois groupes et de les recaler entre eux (fig. 45 et 46) :

- le premier, constitué par les métagabbros, métadolérites et metabasites. Ces roches occupent un champ restreint qui s'étend à majorité sur le domaine des basaltes subcalins et pro-parte sur celui des andésites ;

- le deuxième, formé par les échantillons de nature intermédiaire: métadiorites et méta-andésites qui montrent une composition très homogène ;

- le troisième regroupe métagranites albitiques, métavolcanites kératophyriques et leptynites. Leurs teneurs en silice sont très variables, mais la dispersion reste faible selon l'axe Zr/TiO<sub>2</sub>. Ces échantillons s'étendent des dacites et rhyodacites jusqu'aux rhyolites. Les leptynites constituent les termes les plus évolués.

Ces diagrammes permettent aussi de reconnaître le caractère alcalin ou subalcalin d'une série. Nous voyons que notre série s'insère dans la partie gauche des diagrammes, ce qui permet de la qualifier de subalcaline. On remarquera, au cours de la différenciation, marquée par l'augmentation du taux de silice : d'une part, la teneur assez constante du rapport Nb/Y ; d'autre part, l'augmentation constante du rapport Zr/TiO<sub>2</sub>, dont la valeur augmente dans les liquides magmatiques différenciés (par augmentation des teneurs en Zr et diminution de celles en TiO<sub>2</sub>).

Ces diagrammes confirment la faible représentation des roches intermédiaires déjà décelée précédemment.

#### IV - 4.2. Tendances géochimiques de la lignée volcanique basique

##### IV - 4.2.1. Nature tholéitique de la lignée basique

Nous avons vu précédemment que la série volcanoplutonique du Beaujolais est caractérisée par sa nature subalcaline.

Afin de préciser la nature de notre lignée basique, nous utiliserons tout d'abord les éléments majeurs les plus stables : Fe, Mg et Ti.

- Diagramme de MIYASHIRO, 1973 (fig. 47 et 48). Ces diagrammes mettent en ordonnée FeO<sup>t</sup>, MgO ou TiO<sub>2</sub>, en fonction du rapport FeO<sup>t</sup>/MgO ; rapport qui présente une meilleure inertie aux phénomènes d'altération. Le report des roches basiques montre l'appartenance de notre série à une lignée tholéitique. Ces premiers matériaux, issus de la phase précoce de différenciation, s'apparentent aux roches de la Brévenne et du Beaujolais méridional (Chessy), qui révèlent, elles aussi, une affinité tholéitique d'arc ou abyssale (DURAND, 1981 ;

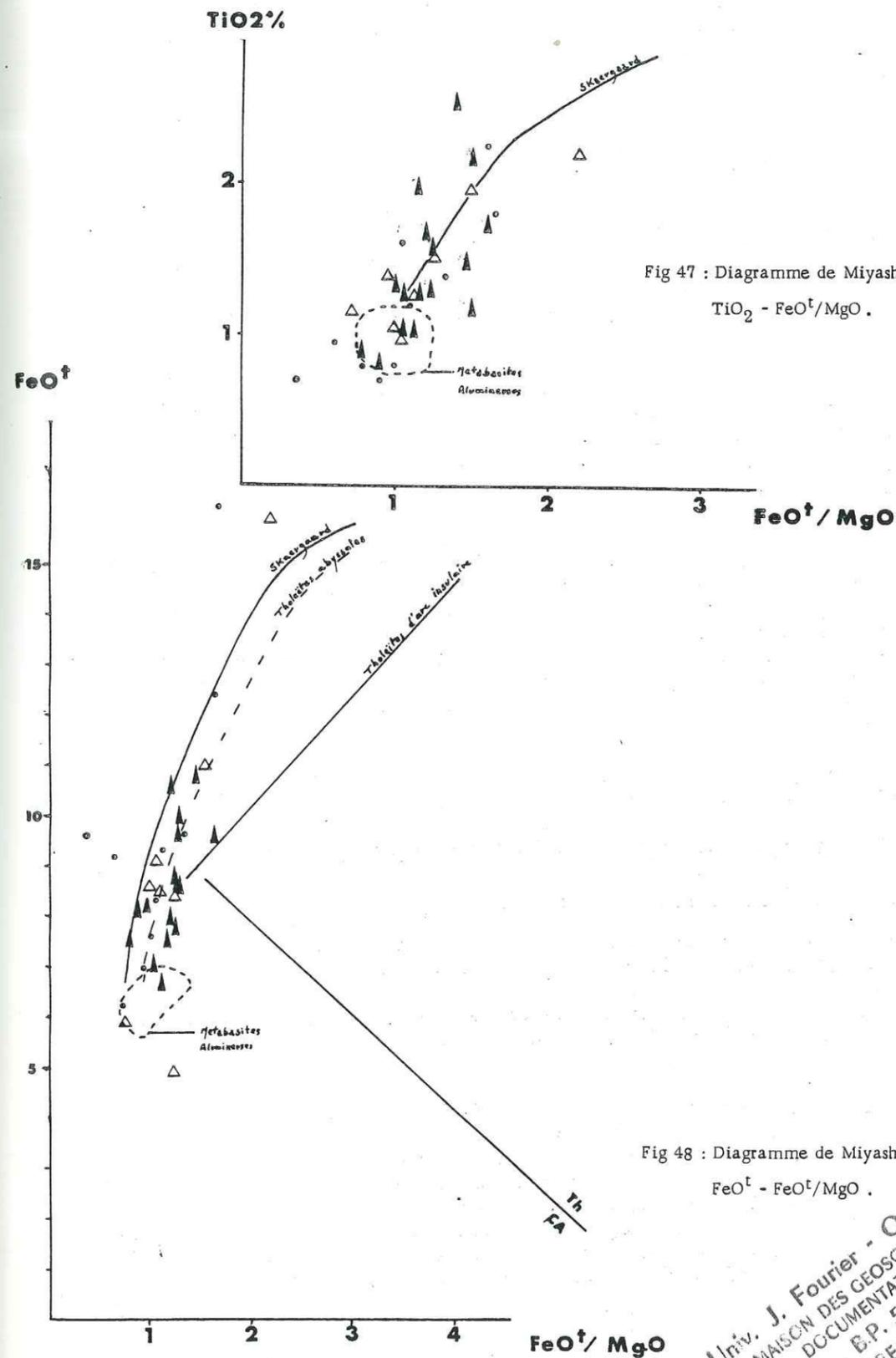


Fig 47 : Diagramme de Miyashiro (1973);  
TiO<sub>2</sub> - FeO<sup>t</sup>/MgO.

Fig 48 : Diagramme de Miyashiro (1973);  
FeO<sup>t</sup> - FeO<sup>t</sup>/MgO.

30 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 83 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

PIBOULE et al., 1982 ; JOUCHOUX, 1983 ; VUAGNAT, 1984). Toutefois, notre lignée marque une affinité plus particulière avec les tholéites abyssales. Dans les deux diagrammes, les termes les moins évolués se localisent dans le domaine des metabasites alumineuses. Les termes les plus évolués sont des ferrobasaltes, -dolérites et -gabbros.

- Diagrammes basés sur les éléments traces. WINCHESTER et FLOYD (1975, 1976, 1977) et FLOYD et WINCHESTER (1975, 1978) ont proposé de nombreux diagrammes basés sur les éléments inertes, Ti, Zr, Y, Nb, P. Tous ces diagrammes ont montré, pour la partie basique de notre lignée, une affinité tholéitique franche. Parmi ceux-ci, le diagramme  $TiO_2$ -Y/Nb (fig. 49 ; FLOYD et WINCHESTER, 1975) est représentatif, il confirme la nature tholéitique de notre série. De plus, nos roches sont insérées à majorité dans le domaine des "basaltes tholéitiques océaniques" (OTB).

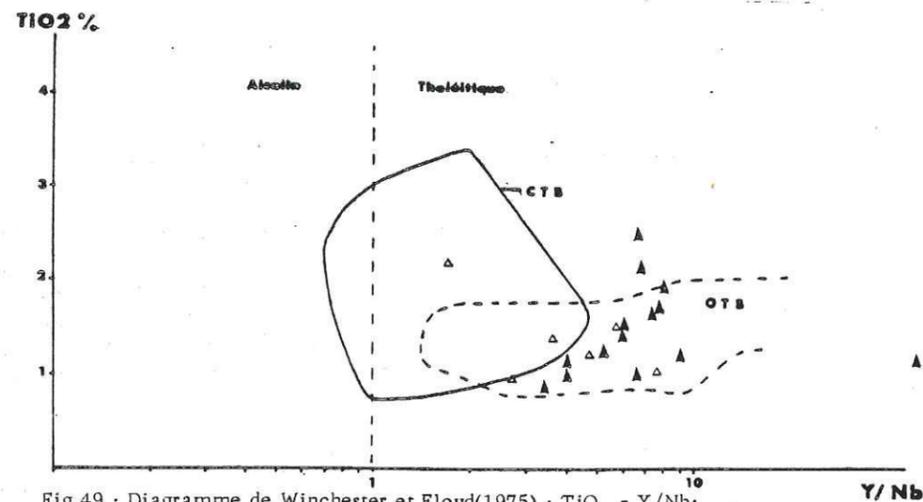


Fig 49 : Diagramme de Winchester et Floyd (1975) ;  $TiO_2$  - Y/Nb ;  
On notera la forte affinité des roches avec le domaine des tholéites océaniques.

Les termes les moins différenciés de notre série montrent donc une nette affinité tholéitique, à caractère abyssal et donc océanique. Ces termes, de nature basique, sont associés à des formations volcaniques et plutoniques acides (granites albitiques et kératophyres), tout comme cela est signalé dans de nombreuses séries tholéitiques abyssales (OHNENSTETTER et OHNENSTETTER, 1975 ; COLEMAN et PETERMAN, 1975 ; DIXON et RUTHERFORD, 1979 ; PIBOULE et al., 1982 ; VUAGNAT, 1984).

Le diagramme suivant : Ti-Zr de PEARCE (1973 ; fig. 50) montre l'excellente corrélation de ces deux éléments. Elle souligne le caractère océanique des tholéites ; interdisant toute affinité de cette série avec des lignées de type tholéites d'arc insulaire.

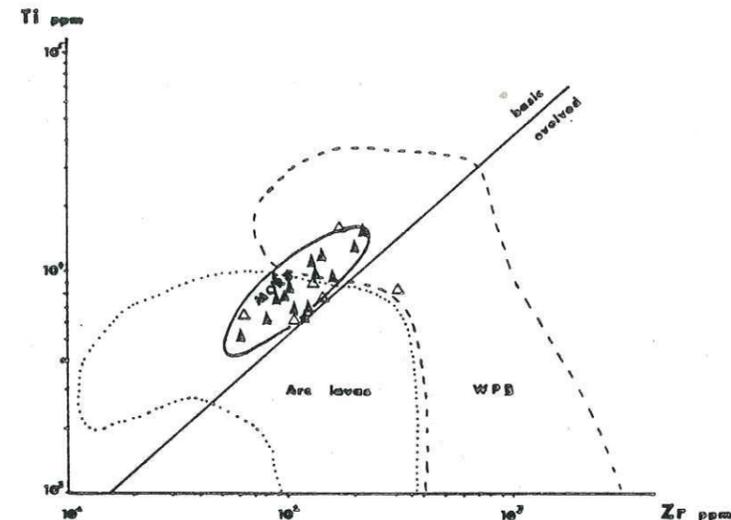


Fig 50 : Diagramme de Pearce (1973) : Ti - Zr.  
On notera la forte affinité des roches avec le domaine M.O.R.B.

#### IV - 4.2.2. Nature du fractionnement des roches basiques

Les diagrammes Ti-Zr, Y-Zr et Nb-Zr de PEARCE et NORRY (1979) permettent d'approcher le problème du fractionnement de nos roches basiques. Ils utilisent en effet uniquement des éléments incompatibles. Leurs degrés d'incompatibilité, différents, permettent d'étudier les processus de fractionnement et de fusion partielle ainsi que la nature de la source, à l'origine des magmas considérés. Leurs degrés d'incompatibilité ont permis le calcul de vecteurs de fractionnement minéraux et modélisés (pour des compositions déterminées).

Restriction à l'usage de ces diagrammes. Ces diagrammes, comme le souligne PEARCE (com. orale), doivent être appliqués à des roches ayant des compositions de liquides magmatiques. La notion de liquide magmatique s'oppose à celle de cumulat. Les roches cumulatives sont issues de l'accumulation de cristaux, sous l'effet de processus magmatiques variés. Les cumulats sont appauvris en éléments traces et donc ne donnent plus une image fidèle du magma originel. Dès lors, il apparaît nécessaire de trier les analyses de roches à caractère cumulatif, de celles à composition de liquide magmatique.

Dans ce travail, la pétrographie est primordiale et permet un premier tri. Afin d'affiner cette séparation, 2 diagrammes de PEARCE (communication orale, 1984) sont utilisables (fig. 51 et 52). Ces diagrammes utilisent des éléments inertes.

1. Diagramme  $Al_2O_3$  -  $TiO_2$  (fig. 51). Il délimite un champ réduit pour les liquides, autour duquel se répartissent les roches cumulatives et/ou porphyriques. Toutefois, comme le souligne PEARCE, le champ délimité n'est pas adapté à toutes les séries examinées. Dans notre cas, il permet de déceler deux échantillons hypotitanés qui, pétrographiquement, révèlent des textures ophitiques (éch. PR 115 et 184). Par contre, il qualifie de cumulats des roches qui sont peu, voire non porphyriques. Enfin, il permet de noter que certains gabbros (non analysés en traces) ne présentent pas de caractères cumulatifs marqués.

Diagrammes de Pearce (communication orale), destinés au tri des cumulats et des liquides magmatiques basiques.

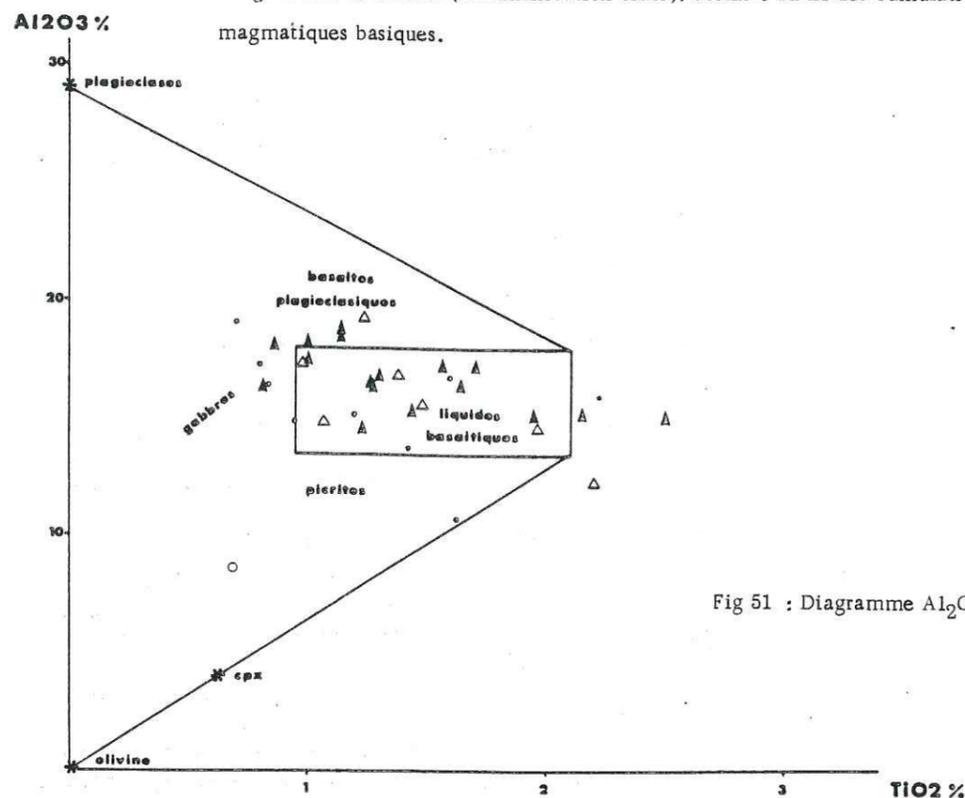


Fig 51 : Diagramme  $Al_2O_3 - TiO_2$ .

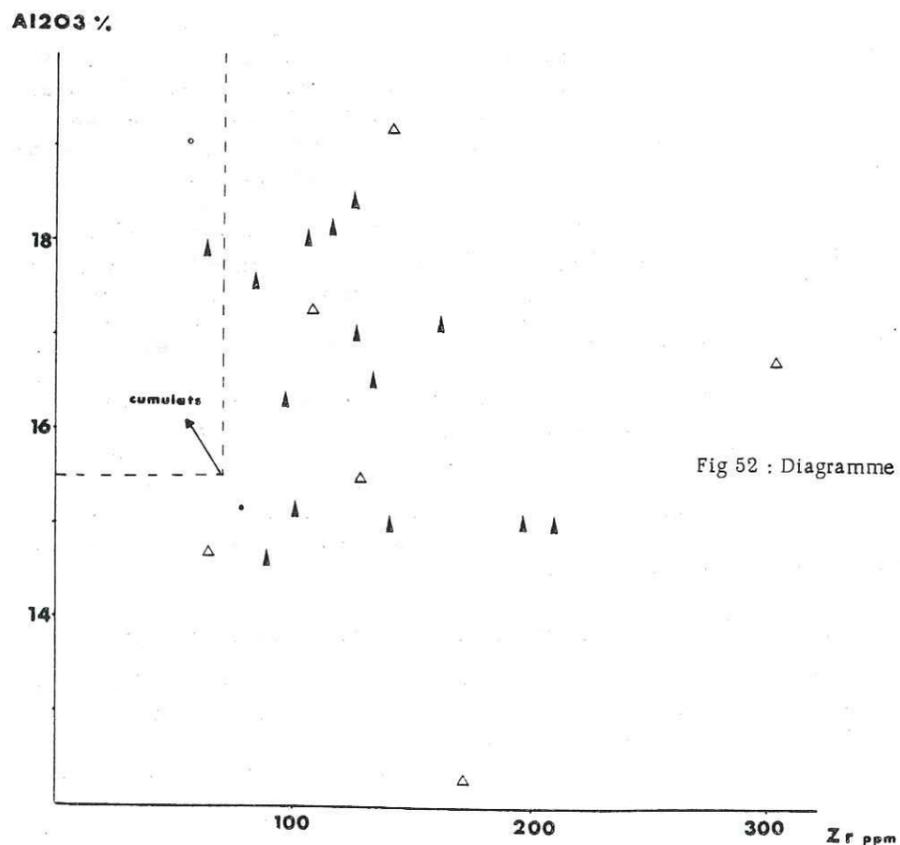


Fig 52 : Diagramme  $Al_2O_3 - Zr$ .

2. Diagramme  $Al_2O_3 - Zr$  (fig. 52). Il s'avère beaucoup moins strict et écarte seulement une dolérite (PR. 115) à texture ophitique. Nous supprimerons donc des diagrammes traces : cette analyse PR 115 qui offre des caractères cumulatifs.

Toutes précautions étant prises, on peut étudier la nature et l'importance des fractionnements qui affectent les termes volcaniques basiques de la série.

Diagramme  $TiO_2 - Zr$  (PEARCE et NORRY, 1979) : fig. 53. Il permet de constater deux faits :

1. Il souligne l'existence de 2 lignées magmatiques basiques montrant des caractéristiques assez semblables (ces deux lignées seront exposées dans le paragraphe suivant). Nous noterons seulement qu'elles semblent marquer une affinité avec celles mises en évidence par VUAGNAT (1984) à Chessy et par DIABATE (1984) à Sain-Bel.

2. Il permet d'estimer la nature et l'importance des fractionnements affectant ces deux lignées magmatiques basiques. En effet, les différences d'incompatibilité de Ti et Zr (Zr étant plus incompatible que Ti) permettent, du fait de leurs coefficients de partage différents, de visualiser les processus de fractionnement. Pour nos lignées basiques, Ti et Zr montrent une forte corrélation positive, qui, comme nous l'avons vu, confirme l'origine tholéitique océanique de ces matériaux. Cette direction de corrélation est subparallèle au vecteur  $V_1$  défini par PEARCE et al. (1979) : 50 % plagioclase, 30 % clinopyroxène, 20 % olivine.

Les paramètres de ce vecteur donnent la composition approximative du magma qui est à l'origine de ces lignées basiques.

Diagrammes Y-Zr et Nb-Zr (fig. 54 et 55) de PEARCE et NORRY (1979). Y et Nb sont aussi des éléments incompatibles qui marquent le fractionnement de nos lignées. De l'ensemble Ti, Y, Nb et Zr; Nb est le plus incompatible et Y le moins. Ces 2 diagrammes, dont l'objet est similaire confirment, pour nos deux lignées (qui s'y distinguent aussi), une tendance de fractionnement selon le vecteur 1 (Pearce et al., 1979).

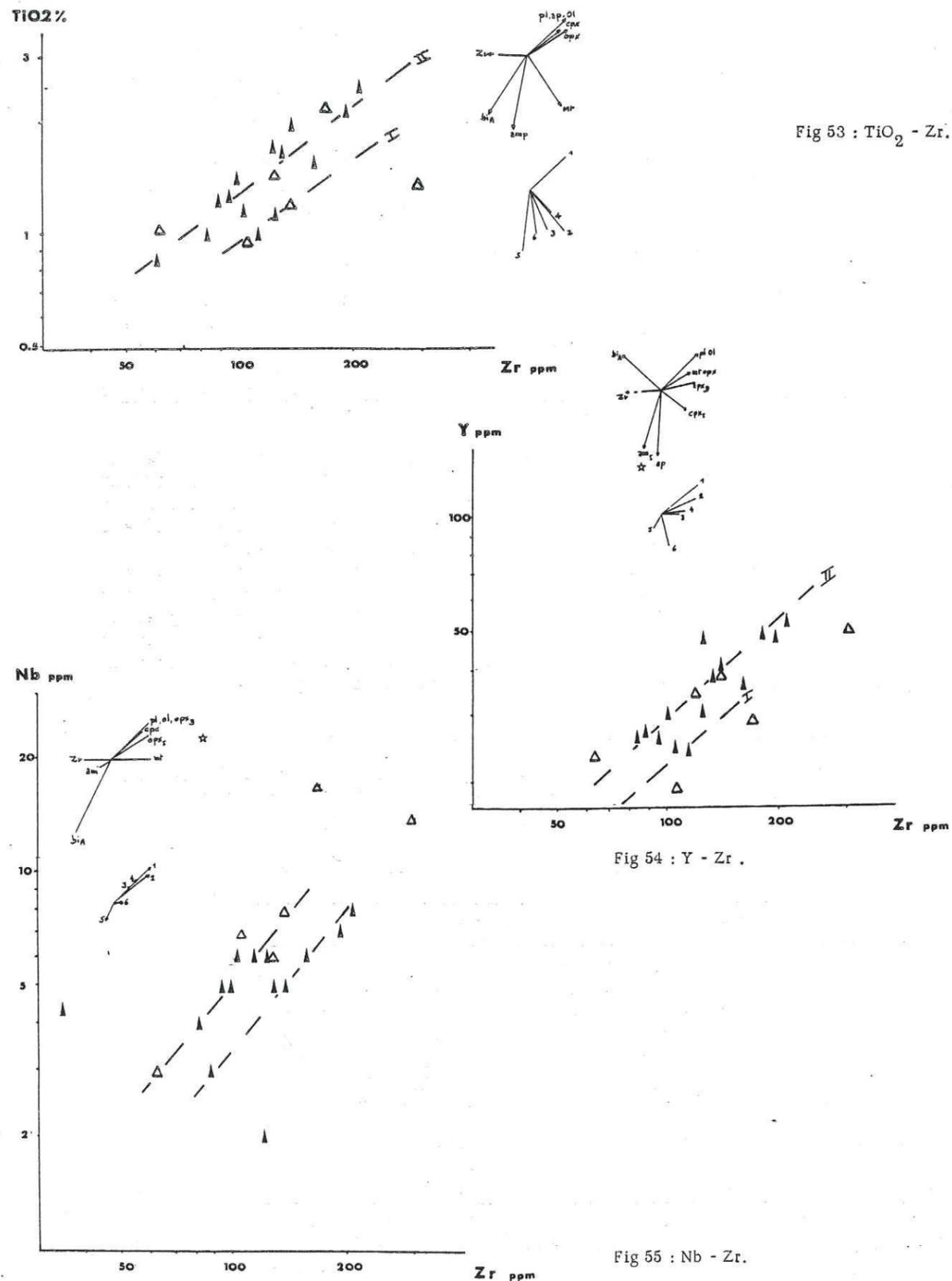
En conséquence, les diagrammes de PEARCE et NORRY (1979) confirment tous trois l'existence de 2 lignées magmatiques basiques issues du fractionnement d'un magma originel riche en plagioclase et dont la composition est proche du vecteur 1 (c'est-à-dire : 50 % plagioclase, 30 % clinopyroxène et 20 % olivine).

Ces fractionnements minéraux étaient déjà esquissés dans les diagrammes de HARKER (cf. fig. 34 à 40) qui montrent, pour les roches basiques, une diminution de  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$  et  $TiO_2$ , traduisant ainsi la précipitation de minéraux ferromagnésiens et de plagioclase. L'alumine présente une évolution moins claire et il est possible qu'elle connaisse une diminution puis une réaugmentation de sa teneur lors du fractionnement des roches basiques.

#### IV - 4.2.3. Affinité intraplaque de certaines volcanites basiques

Nous avons vu que les roches basiques de notre série se répartissent en 2 lignées de direction similaire (fig. 53 à 55). Le diagramme Zr/Y - Zr (PEARCE et NORRY, 1979 ; fig. 56), souligne lui aussi l'existence des deux lignées et précise leur localisation vis-à-vis des champs

Diagrammes de Pearce et Norry (1979), consacrés à l'étude du fractionnement des roches basiques. On remarquera la coexistence de deux lignées magmatiques basiques subparallèles.



des basaltes de ride, d'arc insulaire et intraplaque. On peut ainsi voir que la lignée II s'insère à part entière dans le champ des basaltes de ride médio-océanique. La lignée I, quant à elle, prend naissance dans le champ des basaltes de rides médio-océaniques et se prolonge dans le champ des basaltes intraplaques. Il apparaît donc que la lignée I présente, au côté de son affinité tholéitique, un cachet intraplaque marqué. D'autres diagrammes confirment cette tendance, en particulier celui de EGIN et al. (1979) ou le nuage des points s'étire du domaine des "N MORB" jusqu'à celui des "WPB" (fig. 57).

L'étude des diagrammes de PEARCE et NORRY (1979) nous permet d'approcher les problèmes de cristallisation fractionnée et de fusion partielle, qui affectent la série et donc de préciser son origine.

IV - 4.3. Origine de la série volcanique basique (s.l.)

Notre série volcanique est donc d'affinité tholéitique océanique. Elle présente pour ses termes basiques 2 lignées, dont il convient de préciser la nature et l'origine.

IV - 4.3.1. Précision concernant les 2 lignées magmatiques basiques

Les premiers travaux consacrés à l'étude géochimique de la Brévenne et du groupe de Violay (DURAND, 1981 ; LACROIX, 1980 ; PIBOULE et al., 1982 ; JOUCHOUX, 1983) donnaient, pour les diagrammes utilisant les éléments incompatibles (Ti, Zr, Y, Nb), une direction générale de fractionnement selon le vecteur 1. Les termes basiques de ces secteurs, bien que d'affinité tholéitique, révélaient l'apparente existence d'une lignée unique. Les travaux plus récents et consacrés à des secteurs plus localisés (VUAGNAT, 1984 ; DIABATE, 1984 et le présent travail) montrent tous la coexistence d'au moins 2 lignées magmatiques basiques individualisées. De plus, VUAGNAT (1984) et le présent travail précisent pour la lignée dénommée I, une affinité intraplaque.

Caractéristiques de ces deux lignées (tab. n° 5) :

Concernant notre secteur, les deux lignées magmatiques basiques se retrouvent dans tous les diagrammes de PEARCE et NORRY (1979) avec une bonne reproductibilité de leurs contenus respectifs.

Tableau n° 5 : CARACTERISTIQUES DES DEUX LIGNEES MAGMATIQUES BASIQUES. (moyennes et valeurs extrêmes)

	LIGNEE I	LIGNEE II
SiO <sub>2</sub> %	51,66 (47,4 à 56,00)	49,95 (45,68 à 52,63)
FeO <sup>t</sup> %	7,2 (4,95 à 8,38)	9,72 (7,77 à 15,87)
MgO %	6,65 (4,43 à 9,2)	7,38 (5,76 à 9,16)
TiO <sub>2</sub> %	1,20 (0,9 à 1,56)	1,63 (1,00 à 2,51)
Zr ppm	150 (105 à 303)	128 (63 à 209)
Y ppm	32 (19 à 51)	34 (26 à 53)
Nb ppm	7 (6 à 14)	6 (3 à 17)
TiO <sub>2</sub> /Zr	0,008	0,012
Y/Zr	0,21	0,26
Nb/Zr	0,046	0,047
Echantillons	PR : 18, 46, 116, 226, 232, 263, 268.	PR : 80s, 82, 130, 197, 200, 213, 222, 228, 239, 241, 265.

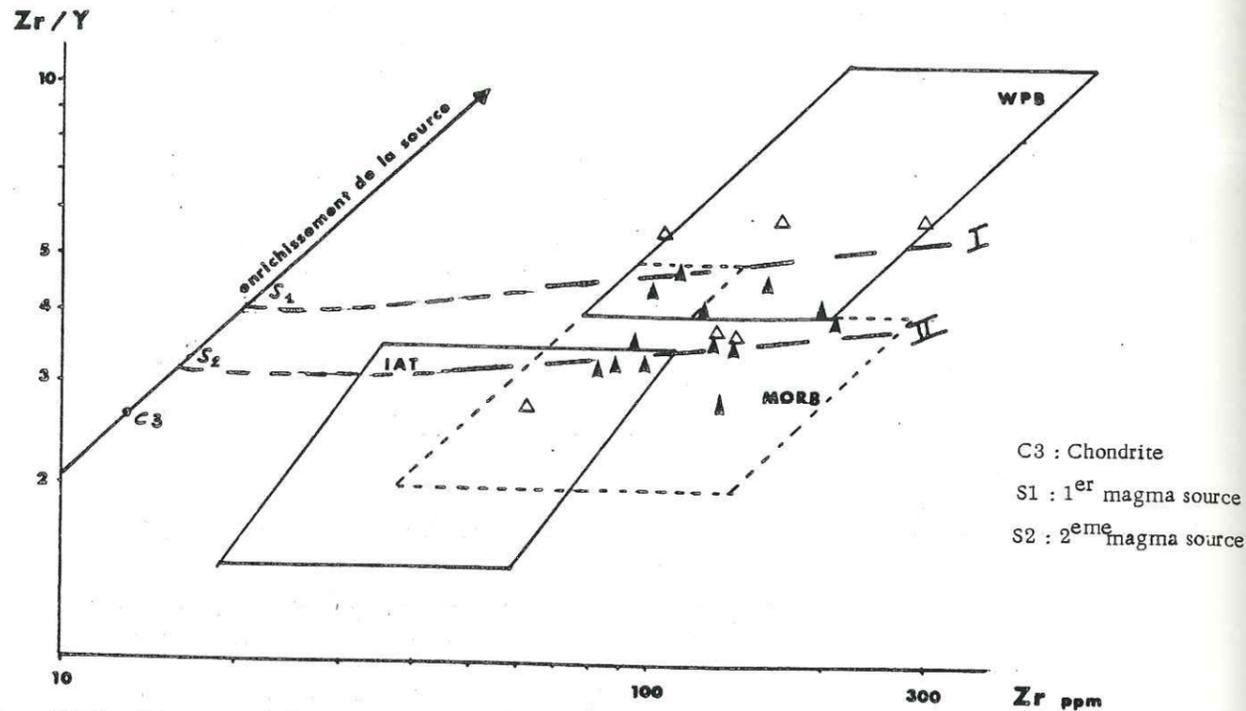


Fig 56 : Diagramme de Pearce et Norry (1979) :  $Zr/Y - Zr$ .

La coexistence de deux lignées est confirmée. On notera la double affinité Morb et Intraplaque.  
 Ce diagramme montre aussi leur origine issue de deux fusions partielles successives, à taux modéré.

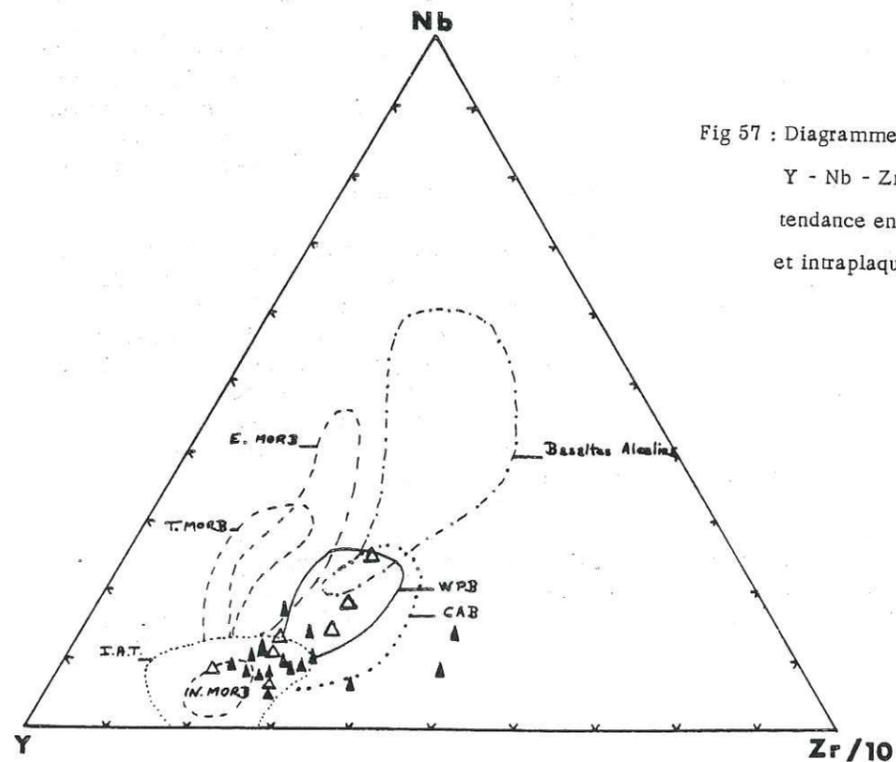


Fig 57 : Diagramme de Egin et al. (1979);

$Y - Nb - Zr/10$ . Il montre une  
 tendance entre les domaines N morb  
 et intraplaque.

Ces deux lignées révèlent donc qu'elles possèdent leurs caractéristiques propres. La lignée I est plus siliceuse et plus riche en Zr que la lignée II. La lignée II est plus ferrifère, magnésienne, titanée et plus riche en Yttrium.

Leurs rapports  $TiO_2/Zr$ ,  $Y/Zr$  et  $Nb/Zr$  caractérisent les deux lignées. La lignée II montre systématiquement des rapports plus forts que ceux de la première. L'ensemble des deux lignées se situe à proximité de la base de la série. La lignée I n'est donc pas clairement antérieure à la lignée II, mais est plus fréquemment rencontrée en filons recoupant le socle ou les sédiments de base du Dévonien supérieur.

La reconnaissance et la définition de ces deux lignées magmatiques pose le problème de leur origine (magmas sources, taux de fusion). En effet, ces deux lignées magmatiques qui coexistent peuvent être issues d'un ou de plusieurs magmas sources, affectés par des taux de fusion différents et/ou successifs.

#### IV - 4.3.2. Caractéristiques de la fusion partielle : degré de fusion et nature de la source

Dans le but de caractériser ces taux de fusion partielle, l'utilisation des éléments hygromagmaphiles, par l'intermédiaire des diagrammes  $Y-Zr$  et  $Zr/Y - Zr$ , est préconisée par les travaux de PEARCE et NORRY (1979) et STEINBERG et al. (1979). On se référera donc aux figures 54 et 56. L'établissement de diagrammes basés sur  $Y$  et  $Zr$ , de degrés d'incompatibilité différents permet d'évaluer les processus de fusion, à l'origine des deux lignées et leurs cristallisations fractionnées. En effet, ces éléments connaissent, du fait de leurs degrés d'incompatibilité respectifs, des coefficients de partage (solide/liquide) différents. Leurs teneurs sont donc sensibles aux processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée. L'excellente corrélation  $Y-Zr$  marque à l'origine une source magmatique unique, qui a connue différents phénomènes de fractionnement. De fait, l'observation sur nos diagrammes de deux lignées, dont une est enrichie en  $Zr$  et l'autre appauvrie en cet élément, tend à suggérer des séparations successives de liquides magmatiques, à partir de cette source magmatique unique.

Le diagramme  $Zr/Y - Zr$  visualise les taux de fusion des différentes lignées (valeur approximative du taux en fonction du rapport  $Zr/y$ ). Dans notre cas, les deux lignées semblent être caractérisée par des taux modérés, de l'ordre de 15 % environ. L'examen des teneurs en  $Zr$ , des basaltes les plus immatures, montre pour ceux-ci des valeurs de 63 ppm (l. II ; éch. : PR 197) et 107 ppm (l. I ; éch. : PR 18), qui sont en accord avec des taux de fusion semblables. Comme nous ne possédons pas d'analyses de chrome et nickel dans ces roches, ce taux de fusion sera tenu comme approximatif.

En conclusion, nos deux lignées magmatiques basiques sont très probablement issues d'un même manteau originel qui a subi successivement deux fusions partielles à taux modéré (10 à 20 %). Les produits dérivant de ces processus ont évolué parallèlement par cristallisation fractionnée.

Malheureusement, les conditions d'affleurement ne nous permettent pas de voir clairement l'expression de ces deux lignées sur le terrain et elles nous paraissent plus ou moins contemporaines ; toutes deux proches de la base de la série.

#### IV - 4.4. Aspects géodynamiques : site géotectonique (fig. 56 et 57)

Le volcanisme basique de notre secteur du Beaujolais présente donc des caractères tholéitiques nets. Toutefois, nous avons vu qu'il est composé de deux lignées qui marquent deux venues magmatiques basiques successives. Ces deux lignées s'individualisent au sein de nombreux diagrammes (cf. paragraphe précédent), marquant ainsi leurs tendances propres. En effet, la lignée I montre une affinité intraplaque et la lignée II une affinité tholéitique plus franche, à caractère océanique.

Les diagrammes de PEARCE et NORRY (Zr/Y - Zr ; 1979) et de EGIN et al. (Zr - Ti/100 - Yx3 ; 1979) confirment ces faits, avec une majorité des échantillons dans le domaine des basaltes de ride médio-océanique (MORB), à la limite du domaine des basaltes intraplaques (WPB), dans lequel se situent quelques échantillons. Cette position à la limite de ces deux domaines, suggère une mise en place très particulière, à caractère transitionnel, comme le suggère PEARCE (1983). Ce site géotectonique pourrait être assimilable à un bassin marginal ou à un rift intracontinental. Le caractère ensialique est souligné par la présence du socle, qui est recoupé et intrudé par les volcanoplutons dont les laves basiques représentent un des composants.

#### IV - 4.5. Conclusion à l'étude des masses volcanoplutoniques basiques dévoniennes

Ces masses basiques, et plus particulièrement les faciès laviques, révèlent :

1. leur nature subalcaline tholéitique ;
2. l'existence en leur sein de deux lignées magmatiques basiques, montrant une tendance évolutive, avec une double affinité, tout d'abord intraplaque (lignée I) puis tholéitique franche (lignée II) ;
3. une origine mantellique, probablement issue de deux fusions successives, toutes deux à taux modérés (10 à 20 %) ;
4. enfin, une évolution postérieure par cristallisation fractionnée, à partir d'un magma riche en plagioclase (donné par VI, soit à 50 % de plagioclase, 30 % de clinopyroxène et 20 % d'olivine).

Ces faits suggèrent donc une mise en place dans un bassin marginal ou un rift, ensialiques, comme en atteste cartographiquement l'intrusion de ces masses dans le socle. De telles dispositions sont connues en Mer Rouge et dans les bassins marginaux du Sud Chili (Sarmiento et Tobiféra), des Iles Shetlands et de la Mer des Philippines (Shikoku, Paréce Véla et Daito basins).

Notre ensemble volcanoplutonique, comme nous l'avons vu dans les chapitres II et III, montre, associés aux termes basiques, des granites et des laves acides. Il convient donc maintenant d'étudier ces roches afin d'authentifier géochimiquement leur nature, leur fractionnement et leurs relations avec les faciès basiques de la série. En effet, cartographie, gisements et pétrographie de ces roches (cf. ch. II et III) suggèrent l'existence entre elles, de liens cogénétiques et/ou comagmatiques. Les travaux récents de PEARCE (1984) sur les granitoïdes, permettront, appliqués à cette série de vérifier son site géotectonique, infirmant ou confirmant ainsi les affinités entre les termes basiques, acides et intermédiaires.

#### IV - 5. LE FRACTIONNEMENT ULTIME : GRANITES SODIQUES ET KERATOPHYRES

##### IV - 5.1. Généralités - Cogénéisme

###### 1. Données de terrain

Nous avons vu, dans les chapitres II et III, les relations cartographiques et de gisement qui existent entre les faciès plutoniques et laviques, de nature basique, intermédiaire et acide. Ces faciès montrent donc de fréquentes associations sous la forme de plutons, sills, filons et coulées. Ils recoupent et/ou reposent sur le socle et les formations détritiques de la base du Dévonien supérieur. Leur disposition suggère un cogénéisme des différents termes de ces complexes volcanoplutoniques. Localement, la superposition de faciès acides, voire intermédiaires, sur des masses plutoniques gabbroïques tend à prouver aussi un comagmatisme au moins local (sous l'angle cartographique). Le cogénéisme granites sodiques - kératephyres est déjà connu au sein de nombreuses séries (GILLULLY, 1933 ; COLEMAN et PETERMAN, 1975 ; COLEMAN et DONATO, 1979) ; de plus, on connaît les fréquentes associations à caractère spilito-kératephyriques. Dans le Beaujolais, tout comme en Brévenne (DURAND, 1981 ; PIBOULE et al., 1980, 1982, 1983 ; JOUCHOUX, 1983), en plus des termes spilitiques et kératephyriques, on rencontre des termes plutoniques équivalents, qui, dans le cas de la Brévenne, sont démontrés cogénétiques.

###### 2. Pétrographie

Les faciès volcanoplutoniques acides montrent une grande homogénéité, tant par leurs associations minérales, que par leurs textures. L'association minérale type est à plagioclase (albite, oligoclase), quartz, (hornblende, biotite), actinote, chlorite, feldspath potassique (microcline), épidote (zoisite, allanite), apatite, zircon, sphène, pyrite. Les granites montrent de la hornblende et (ou) de la biotite, généralement chloritisées ; les kératephyres révèlent seulement de la chlorite. Ces faciès ont connu le métamorphisme faciès schistes verts (chloritisation des minéraux ferromagnésiens) et parfois le métamorphisme de contact du granite d'Odenas, qui induit la formation de biotites et/ou d'actinotes secondaires. Les textures présentent des phénocristaux de plagioclase, isolés ou associés en syneusis, baignant dans une mésostase : microlitique (pour les laves) ou micropegmatitique à grenue (pour les granites albitiques). Cet agencement suggère deux stades de cristallisation. Cette pétrographie (cf. ch. III) dégage deux problèmes principaux :

- l'origine du plagioclase albitique, pour lequel il n'existe que de rares preuves de remplacement ;

- l'origine du feldspath potassique, qui montre une répartition très inégale, et révèle, à l'issue de la pétrographie une cristallisation apparemment tardimagmatique.

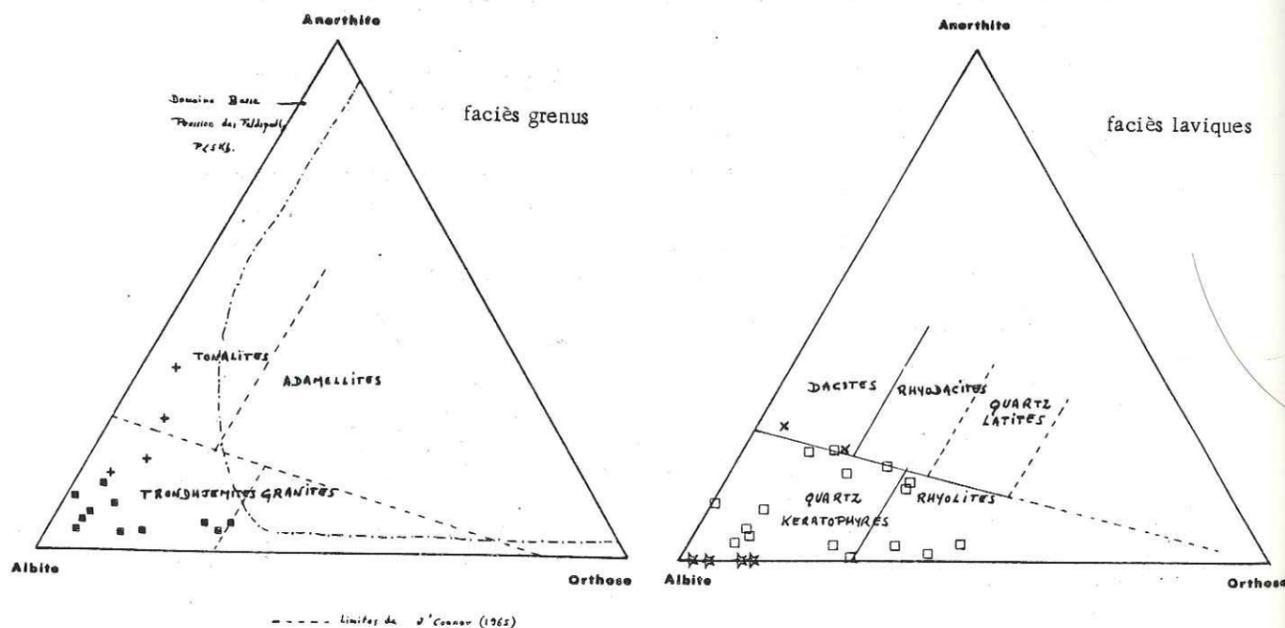
Cette partie s'attachera donc à typer les matériaux acides, à évaluer leurs fractionnements et à examiner leurs rapports géochimiques avec les matériaux basiques. Puis, nous verrons comment ils s'insèrent dans le schéma géotectonique du secteur.

#### IV - 5.2. Typologie des matériaux acides

Jusque là, nos granites dévoniens ont été dénommés, par égard à leur composition minéralogique ou texturale, granites albitiques (ou sodiques); ceci afin de ne pas présager de leur origine et de leur site géotectonique. Pour les laves acides, on a gardé le terme de kéraatophyres puisque celui-ci correspond à la définition pétrographique des laves observées, à savoir : des faciès effusifs, riches en silice, et dont la minéralogie est à plagioclase albite et chlorite.

Les diagrammes de O'CONNOR (1965) : fig. 58

Ils qualifient nos granites albitiques de trondhjémites, c'est-à-dire de granites riches en sodium et hypopotassiques. Nos diorites se situent dans le champ des trondhjémites et celui des tonalites. Quelques granites albitiques se situent à proximité immédiate du champ des granites (s.l.), du fait de leurs fortes valeurs en orthose normative. Le terme de trondhjémite est en accord avec nos données pétrographiques et cartographiques. En effet, les trondhjémites désignent désormais des granites albitiques non ophiolitiques, ce qui est notre cas, puisque dans notre secteur, ces roches sont reconnues en plutons ou filons recoupant le socle. Nos laves acides se répartissent sur les domaines des quartz-kéraatophyres et des rhyolites jusqu'aux limites des dacites et rhyodacites. Cette dispersion est due aux fortes valeurs en orthose normative de ces laves. Les données de ce diagramme restent en accord avec nos déterminations.



----- Limites de O'Connor (1965)

Fig 58 : Diagramme normatif de O'Connor (1965) : Anorthite - Albite - Orthose.

Une petite précision supplémentaire peut être apportée concernant nos trondhjémites. En effet, selon BARKER (1979), il existe 2 types de trondhjémites, en fonction de leur teneur en alumine. En ce qui nous concerne et tout comme les faciès de Brévenne, nos trondhjémites sont généralement hypoalumineuses et révèlent moins de 15 % d' $Al_2O_3$ . Leur faible teneur en alumine semble en désaccord avec leur norme qui montre fréquemment jusqu'à 2 %, voire plus de 4 % de corindon normatif. Ce phénomène pourrait marquer un fractionnement à amphibole (probablement de type hornblende) à leur origine (CAWTHORN et al., 1976). Selon SCARENZI (1984), les fortes variations des valeurs en corindon normatif (cf. fig. 59) pour des faciès similaires, marquent des variations post-magmatiques importantes sur Na, Ca et K.

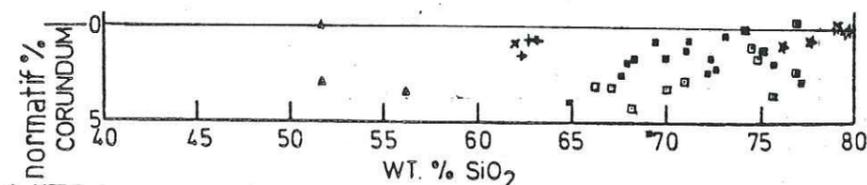


Fig 59 : Diagramme montrant le caractère à corindon normatif des roches acides.

#### IV - 5.3. Géochimie des faciès de nature acide

##### 1. Diagramme de HARKER (1909) : fig. 34 à 40

Ces diagrammes marquent le positionnement des roches acides dans le prolongement des faciès basiques examinés précédemment, avec toutefois un léger "diorite gap" au niveau des roches intermédiaires. Tandis que les teneurs en silice augmentent, les valeurs d' $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , MgO et  $TiO_2$  décroissent. Les teneurs en CaO tendent à décroître mais marquent une dispersion. Les teneurs en  $Na_2O$  restent fortes et montrent aussi une importante dispersion. Enfin, le  $K_2O$  semble être indépendant de la silice. Ces tendances suggèrent les faits suivants :

- les roches acides et intermédiaires montrent une évolution dans le prolongement de celle des roches basiques ;

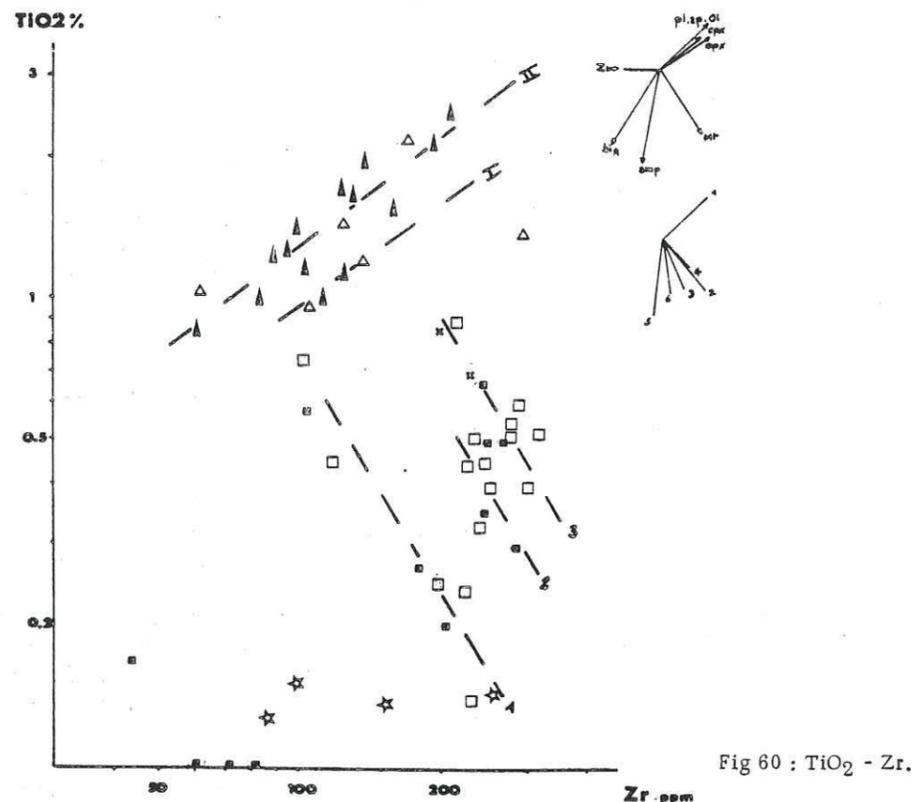
- ces tendances (chute des teneurs en  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , MgO et CaO) marquent, à l'origine des roches acides, un fractionnement à plagioclase, minéraux ferromagnésiens et ferrotitanés ;

- la dispersion des teneurs en  $Na_2O$ , jointe à celle des teneurs en CaO suggère l'intervention d'un phénomène assimilable à la spilitisation;

- enfin, la forte dispersion des teneurs en  $K_2O$  tend à faire penser à une mobilité de cet élément (potassification décelée en lame mince ?).

##### 2. Diagramme A.F.M. de KUNO (1968) (fig. 43)

Ce diagramme affilie nettement nos roches au domaine calco-alcalin. On ne doit toutefois pas perdre de vue que la partie basique de la série révèle un léger "fenner trend" qui marque, pour cette série, un cachet tholéitique. Cette apparente affinité calco-alcaline, semblable à celle observée pour ces mêmes matériaux, en Brévenne (PIBOULE et al., 1982, 1983 ; JOUCHOUX, 1983), serait imputable, selon UJIKE (1980) à la participation de l'amphibole dans le fractionnement tholéitique.

Fig 60 : TiO<sub>2</sub> - Zr.

On notera l'existence probable de plusieurs lignées, subparallèles aux vecteurs V2 ou V3 (selon les diagrammes).

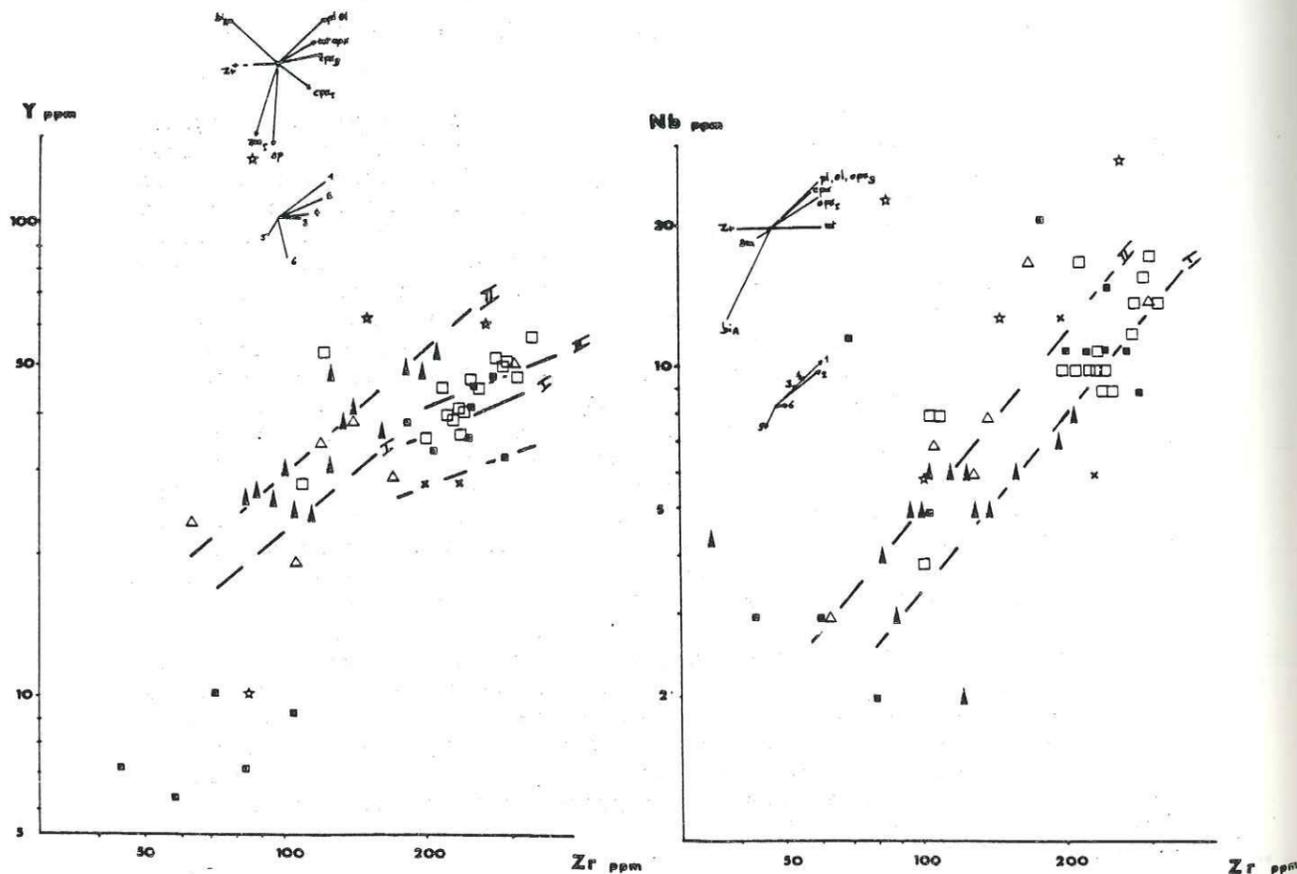


Fig 61 : Y - Zr.

Fig 62 : Nb - Zr.

### 3. Diagramme A.F.M. de BESSON et FONTEILLES (1974) : fig.44

Son résultat est similaire à celui de KUNO, il montre une affinité calco-alcaline apparente pour les roches acides. On remarquera la séparation des trondhjémites (sur la droite) vis-à-vis des kératophyres. Ce fait est issu d'un rapport FeOt/MgO supérieur pour les kératophyres; il a relié à un phénomène de pyritisation qui affecte les laves et plus faiblement, les roches grenues.

Ces différents diagrammes suggèrent, à l'origine des roches acides de la série dévonienne, un fractionnement à plagioclase, minéraux ferromagnésiens et oxydes ferrotitanés.

### IV - 5.4. Evaluation et nature du fractionnement des roches acides

Les diagrammes de PEARCE et NORRY (1979), déjà précédemment utilisés pour les roches basiques, nous permettent de préciser et de confirmer les directions de fractionnement ébauchées par les diagrammes antérieurs. Les diagrammes-traces, basés sur Ti, Zr, Y, Nb; éléments réputés inertes, autorisent un affranchissement, vis-à-vis des phénomènes post-magmatiques. Toutefois, seules peuvent être insérées dans ces diagrammes, les analyses de roches à caractères non cumulatifs (pas de litage magmatique).

Ces diagrammes (fig. 60, 61 et 62) révèlent donc les faits suivants :

- la localisation des roches acides ;
- leur positionnement vis-à-vis des roches basiques ;
- l'existence probable de plusieurs lignées, et leur direction de fractionnement.

Les roches acides montrent donc, par rapport aux roches basiques, des teneurs plus faibles en TiO<sub>2</sub>, constantes pour Y, et plus fortes pour Nb et surtout Zr. Ces valeurs situent les roches acides, en particulier dans les diagrammes Y - Zr et Nb - Zr, dans le prolongement des lignées magmatiques basiques. Le nuage de points des roches acides semble marquer, selon les diagrammes, l'existence d'au moins 2 lignées magmatiques acides. Ces lignées, qui montrent des caractéristiques propres, sont parallèles. Les directions de ces lignées révèlent une forte diminution des teneurs en TiO<sub>2</sub>, une augmentation des teneurs en Zr, Y et Nb. Ces faits soulignent l'intervention probable, lors du fractionnement de ces roches, d'oxydes ferrotitanés, mais aussi du plagioclase et de minéraux ferromagnésiens. Ces tendances de fractionnement, dans TiO<sub>2</sub> - Zr, sont sub-parallèles aux vecteurs V<sub>2</sub> et V<sub>3</sub>, et dans Y - Zr, aux vecteurs V<sub>2</sub> et V<sub>4</sub>. Dans Nb - Zr, attendu, le fort regroupement des points et les nombreux vecteurs de fractionnement parallèles, ce dernier est difficilement déterminable. Le fractionnement des roches acides est donc assimilable aux vecteurs V<sub>2</sub>, V<sub>3</sub> et V<sub>4</sub> (V<sub>2</sub> : pl 0,5 ; cpx 0,3 ; ol 0,1 ; mt 0,05 ; V<sub>3</sub> : pl 0,6 ; am 0,35 ; mt 0,05 ; V<sub>4</sub> : pl 0,55 ; am 0,2 ; cpx 0,2 ; mt 0,05). Ces vecteurs confirment donc l'intervention, à l'origine des roches acides, du plagioclase, de l'amphibole (ou du clinopyroxène) et des oxydes ferrotitanés. La conservation de fortes teneurs en yttrium semble marquer d'une part, la faible intervention de l'apatite (remplacement de Ca par Y) et d'autre part, la possible intervention de l'amphibole. A ce titre, ces faits marquent un rapprochement de nos roches acides avec celles de Chessy (VUAGNAT, 1984), qui montrent une évolution

et un fractionnement similaires. Nous pouvons donc constater l'existence de plusieurs lignées parallèles et caractérisées par leurs teneurs en Zr, Y et Nb. Le nombre exact de lignées n'est pas défini clairement. Toutefois, quelques échantillons de granites albitiques s'isolent avec de très faibles teneurs en Zr et Y. Ces valeurs pourraient marquer, à l'exception d'erreurs analytiques, pour ces échantillons, la disparition de l'incompatibilité de Y et Zr. Il pourrait donc exister une loi de retour avec un fractionnement terminal où interviennent le zircon et l'apatite. Ce phénomène semble affecter les leptynites associées aux chloritoschistes (cf. géochimie des leptynites).

Dans les diagrammes, la superposition des granites albitiques et des kératophyres, suggère leur cogénéisme (comme en Brévenne; Piboule et al. 1982, 1983).

Enfin, ces diagrammes montrent que le bimodalisme, envisagé pour notre série (cf. début du chapitre IV), s'exprime moins nettement au niveau des éléments traces. En particulier, dans les diagrammes Y - Zr et Nb - Zr, les lignées magmatiques acides se situent dans le prolongement des lignées basiques et ce, sans hiatus de teneurs. Nous venons de voir que, par un ensemble de points : gisement, pétrographie et géochimie, notre série magmatique montre, à l'image des séries de la Brévenne et du Sud Beaujolais (Chessy), un cogénéisme et parfois un comagmatisme local. Ces faits militent donc en faveur d'un cogénéisme des divers matériaux ; ce dernier démontre que le bimodalisme de cette série, n'est qu'apparent. En effet, de prime abord, ce bimodalisme tend à faire penser à 2 séries magmatiques (basique et acide) non connexes.

En conséquence, on retiendra que les roches de notre série marquent un cogénéisme probable entre elles et avec les lignées magmatiques basiques ; les faciès acides représentant dès lors le fractionnement ultime de la série, issu d'une cristallisation fractionnée où interviennent le plagioclase, le clinopyroxène et/ou l'amphibole et les oxydes ferrotitanés. Ce fractionnement ultime, pourrait être le produit d'une immiscibilité, en fin de cristallisation du magma tholéitique (DIXON et al., 1979 ; OHNSTETTER et al., 1980 ; PIBOULE et al., 1982). Toutefois, l'hypothèse d'un fractionnement des matériaux basiques et acides, à partir d'une souche magmatique commune pose un problème. Dans notre secteur, tout comme en Brévenne, les volumes respectifs des matériaux marquent une abondance des termes volcanoplutoniques acides. Ces volumes rendent difficile l'acceptation d'une origine par différenciation des roches acides ; en effet, on estime que de tels processus conduisent à environ 10-20 % de roches acides pour 80 à 90 % de roches basiques. C'est la raison pour laquelle, dans des complexes, tels que la nôtre (mais aussi en Brévenne, Province de Huelva, ...) sont invoqués des processus de fusion crustale, à l'origine des importantes quantités de roches acides (SOLER, 1980 ; SIGURDSSON, 1977 ; ...).

En Beaujolais, il semble que l'apparente prédominance des roches acides soit due au niveau d'érosion actuellement atteint. En effet, dans le secteur de Marchamp (Nord du col de la Croix Rozier), une érosion plus consistante met à jour d'importants volumes de matériaux basiques, qui sont largement prédominants sur les roches acides, essentiellement filoniennes. On peut donc raisonnablement penser, attendu les données de terrain, qu'il existe en profondeur, des masses plutoniques basiques ; conformément au comagmatisme et au cogénéisme existant dans cette série. La carte magnétique de la France (échelle 1/1 000 000, feuille sud) confirme la présence d'une anomalie lourde,

rapportable à l'existence en profondeur de masses basiques importantes (gabbros et/ou ultrabasites ?). Ces masses basiques seraient parfaitement en accord avec un site géotectonique de type bassin marginal où la géophysique décèle usuellement d'importantes masses basiques (ASHCROFT, 1972 ; SAUNDERS et al., 1979) sous-jacentes.

#### IV - 5.5. Le problème de la mobilité de Na et K

Ces éléments, bien que réputés mobiles dans les conditions d'altérations (métamorphismes, hydrothermalisme, etc...) sont très utiles. En effet, leurs teneurs sont généralement celles qui permettent de définir la nature exacte de ces roches acides (cf. fig. 64 ; diagramme de COLEMAN et PETERMAN, 1975). Les teneurs des roches en ces oxydes, définissent en effet, au moins grossièrement, l'origine et le mode de mise en place des granitoïdes (origine par fusion crustale, mantellique : phénomènes de contamination ...).

##### 1. Rappels pétrographiques

Nos roches acides (granites albitiques et kératophyres) ont révélé les faits suivants : des textures porphyriques où les phénocristaux (et/ou les phénoclastes) de plagioclase sont emballés dans une mésostase cristallisée tardivement. Cette mésostase à texture micromegmatitique (à grenue) ou microlitique, est de nature quartzofeldspathique. Les minéraux ferromagnésiens (biotite chloritisée et hornblende actinolitique), d'abondance variable, constituent avec des minéraux accessoires (zircon, apatite, minéraux opaques, ...) le reste de la paragenèse. Enfin, les colorations révèlent l'existence d'un feldspath potassique (microcline ou adulaire probables).

Cette pétrographie révèle une grande richesse en albite de ces faciès. Ce minéral apparaît comme relativement précoce. En effet (cf. pétrographie de ces faciès), les arguments en faveur d'un processus tardif (remplacement) sont peu nombreux :

- calcite inexistante ;
- plagioclases à altérations homogènes ;
- épidote rare au sein de ces mêmes plagioclases.

Le feldspath potassique montre des habitus qui suggèrent, au moins pro-parte, l'influence d'un phénomène de potassification tardive à postmagmatique (envahissement des phénocristaux et de la matrice, à partir de fractures).

##### 2. Les faits géochimiques

Les diagrammes de HARKER (1909 ; cf. fig. 37 et 38) révèlent une forte dispersion de Na et K vis-à-vis de la silice. Ces faits confirment donc la mobilité de ces éléments dans leur environnement. La nature du plagioclase qui constitue ces faciès, pose donc le problème de son origine. On peut penser que, à l'image des roches basiques de la série qui ont subi un processus spilitique, les faciès acides associés, ont pu connaître eux aussi un épisode similaire. Les roches des associations spilitiques (assimilables à notre cas) présentent un fréquent lessivage de leur potassium, dont les teneurs varient fortement. Un tel processus de lessivage ("leaching") est reconnu comme étant à l'origine probable, par exemple, des faibles teneurs des plagiogranites. Cette hypothèse est étayée par le calcul suivant.

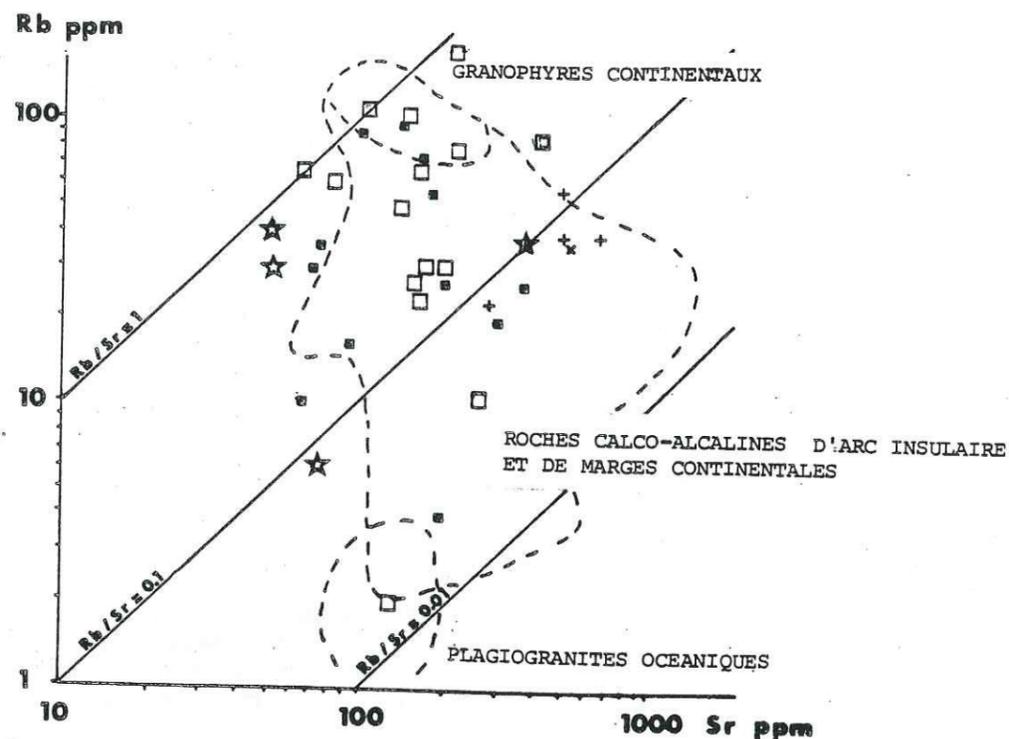
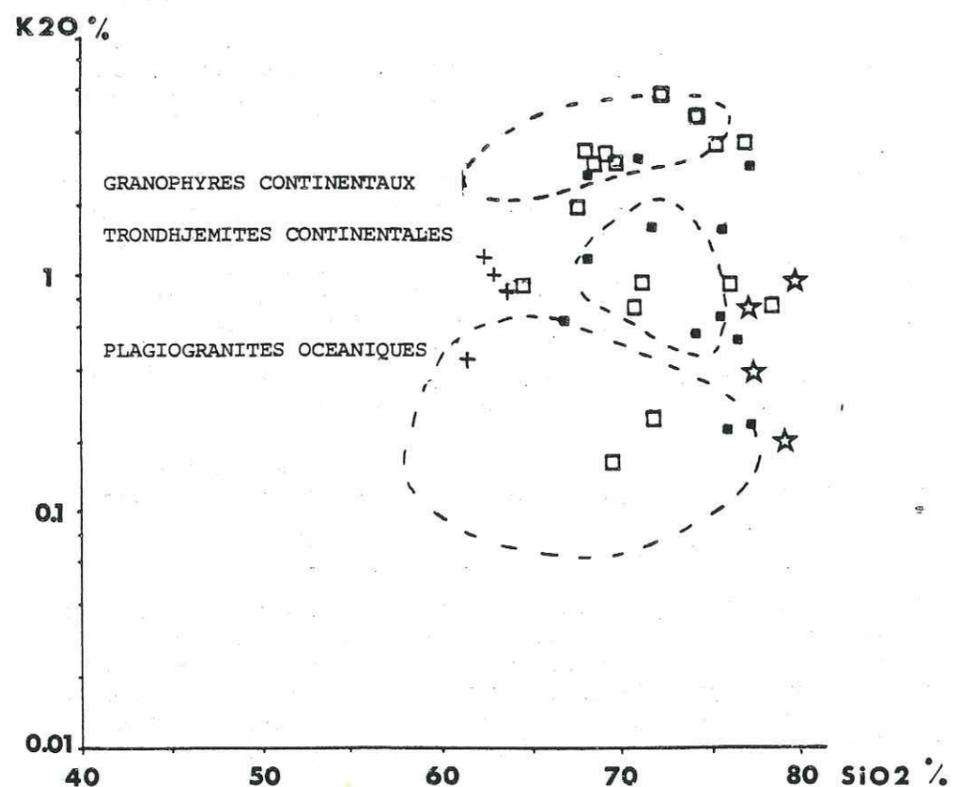


Fig 63 : Diagramme de Coleman et Peterman (1975) ; Rb - Sr .

Fig 64 : diagramme de Coleman et Peterman (1975) ; K<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub> .

Le taux de fractionnement au sein d'une lignée magmatique, à partir d'une souche commune, est estimé à 10-20 % de roches acides. De plus, la teneur en K<sub>2</sub>O d'une tholéite continentale est évaluée à environ 0,3-0,4 % de K<sub>2</sub>O. Ces faits permettent d'évaluer que le fractionnement de 10 % de roches acides, à partir d'une souche magmatique présentant de telles valeurs de K<sub>2</sub>O, conduit à des produits de nature acide qui, pour 70 % de silice, montreront environ 2,5 % en K<sub>2</sub>O (évaluation par méthode graphique).

Dans notre cas, qui est similaire, nous voyons (diagramme de COLEMAN et PETERMAN, 1975 ; fig. 64) que nos roches montrent des teneurs très variables, avec un léger ancrage dans le domaine des plagiogranites océaniques. Le résultat du diagramme Rb-Sr est similaire (cf. fig. 63).

On peut donc penser que les faciès acides de notre série ont connu un épisode magmatique qui a conduit à un lessivage du potassium ; élément remplacé conjointement par du sodium (albitisation). Par la suite, un phénomène de potassification secondaire, tardive, a postmagmatique, a vraisemblablement induit une nouvelle augmentation des teneurs. La dispersion actuelle des teneurs pourrait refléter, dans certains cas, des teneurs magmatiques originelles, aux côtés d'autres à caractère secondaire et plus tardif.

En conclusion, les roches acides comme les roches basiques de notre série ont dû subir un phénomène d'hydrothermalisme. Ce processus, d'amplitude variable, a conduit pour les roches basiques à un remplacement Ca-Na et pour les roches acides à un remplacement K-Na.

#### IV - 5.6. Apport des roches acides à la connaissance du site géotectonique

Nos granites albitiques et kérophyres, comme le reste de la série volcanoplutonique dévonienne, révèlent un gisement cartographique ensialique. En effet, ces faciès recoupent le socle gneissique structuré lors de la phase acadienne.

Jusque récemment, la géochimie des granitoïdes ne donnait pas accès au site géotectonique ; seule l'utilisation de termes basiques permettait une telle caractérisation. Toutefois, les diagrammes de PEARCE (1984) autorisent désormais cette caractérisation. Le positionnement sur ces diagrammes, utilisant Nb, Y, Rb, de granitoïdes dont le site géotectonique est connu, a permis de définir les domaines respectifs des granites d'affinité : médio-océanique, intraplaque, d'arc volcanique et syn-collision. Ces diagrammes sont applicables à des faciès présentant plus de 10 % de quartz normatif.

L'insertion de nos analyses de roches acides dévoniennes dans ces diagrammes (fig. 65 et 66), permet de visualiser les faits suivants :

- Diagramme Rb - Y + Nb (fig. 65)

Le nuage des points se localise conjointement sur les domaines des granites médio-océaniques et intraplaques. Malgré le caractère quelque peu mobile du Rb, lors des phénomènes d'altération postmagmatiques s.l. (mobilité qui signe l'affinité K-Rb), la position des analyses suggère pour ces roches acides une mise en place dans un domaine composite, d'affinité médio-océanique, mais aussi intraplaque.

Fig 65 : Rb - (Y+Nb) .

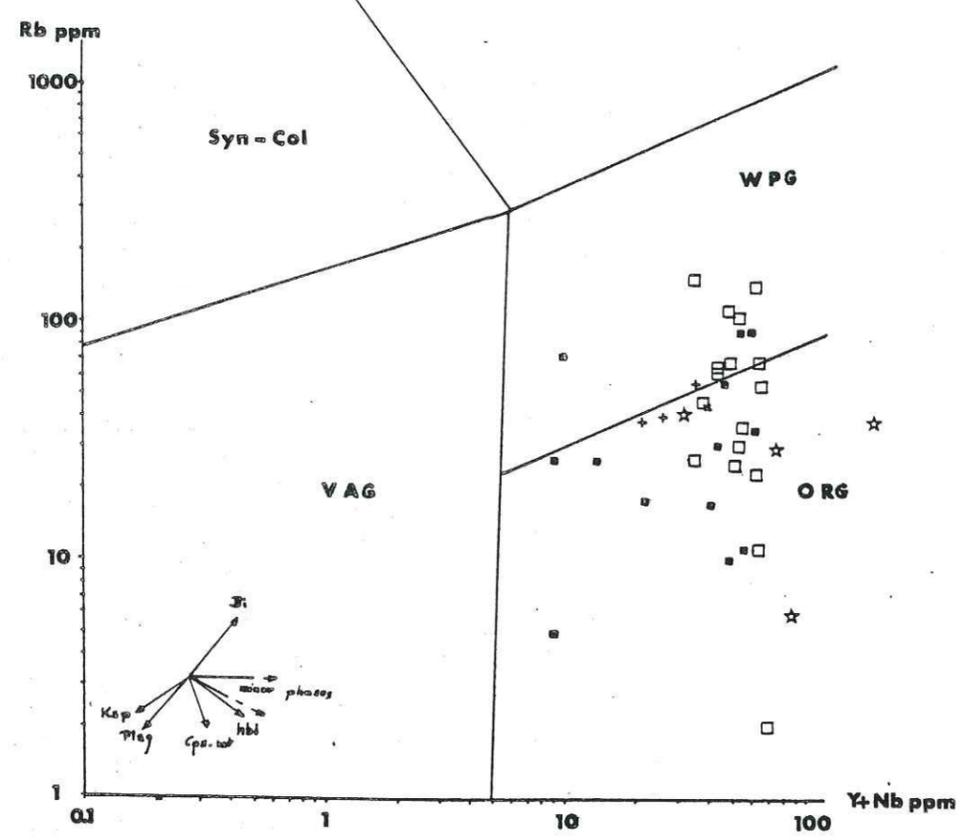
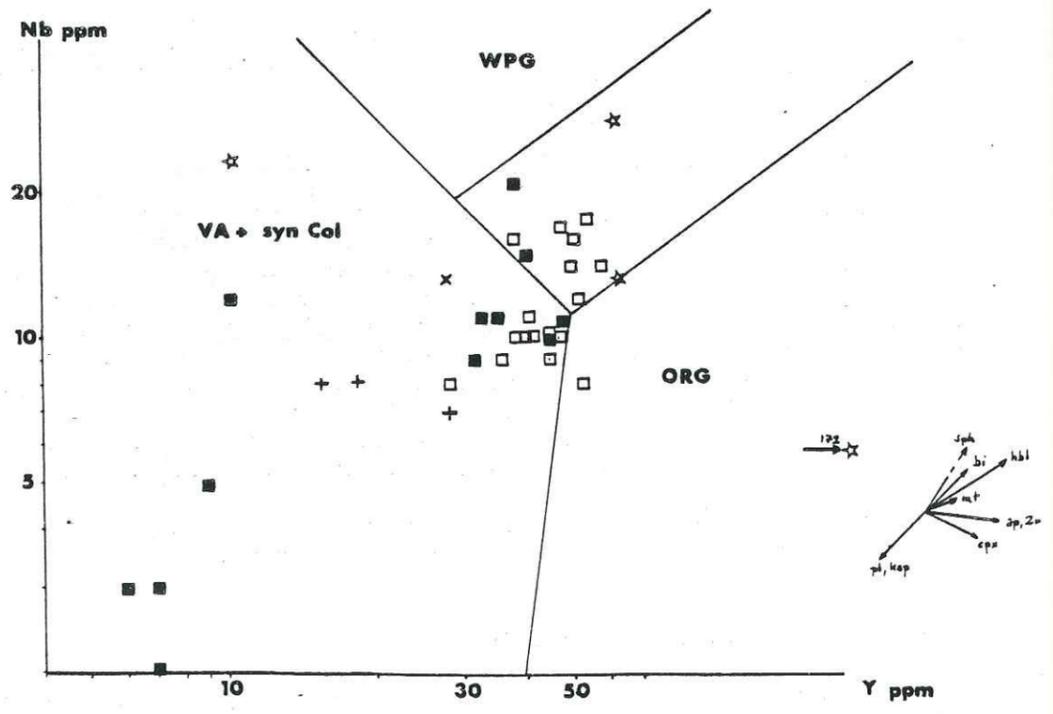


Fig 66 : Nb - Y .



- Diagramme Nb-Y (fig. 66)

Son intérêt est similaire, mais la non utilisation du Rb améliore la validité du diagramme ; Nb et Y étant plus inertes vis-à-vis des phénomènes d'altération. Les granites albitiques et les kératophyres du Beaujolais se placent sous la forme d'un nuage révélant une affinité complexe, avec d'une part le domaine commun aux granites de ride et intraplaque, et d'autre part avec le domaine d'arc volcanique et syn-collision. Selon PEARCE (1984), cette position caractérise des roches acides mises en place, soit, dans un domaine de ride médio-océanique à caractère transitionnel, soit, dans une croûte continentale en cours d'amincissement (attenuated-crust).

Dans ces diagrammes, comme dans ceux consacrés au fractionnement (fig. 60, 61 et 62), quelques analyses de granites s'isolent avec de très faibles valeurs de Ti, Zr, Y, Nb. Leurs teneurs peuvent être expliquées soit, par leur position en queue de différenciation (appauvrissement dû à la précipitation de tous les oxydes ferrotitanés, ferromagnésiens, zircon et apatite), soit, par un phénomène d'altération. La pétrographie de ces échantillons semble étayer, pour certains, un appauvrissement dû à la différenciation (absence de minéraux ferromagnésiens, oxydes ferrotitanés, apatite, zircon). Pour d'autres, dont la minéralogie est classique, cette hypothèse ne semble pas satisfaisante. Il faut peut-être, à ce titre, tenir compte des fluctuations possibles de Rb, Y, Nb, lors des phénomènes d'altération postmagmatique. Selon PEARCE (1984), les mobilisations possibles sont celles de Rb : lors de la potassification, biotitisation, séricitisation et de Y et Nb : par augmentation, lors de la chloritisation et diminution, lors d'apports de Si, K, Na, ... L'appauvrissement de quelques échantillons pourrait être expliqué par un phénomène d'immiscibilité tardive (SAUNDERS et al., 1979 ; DIXON et RUTHERFORD, 1979). Les roches acides définissent un site géotectonique similaire à celui donné par les roches basiques, à savoir, un domaine à caractères de ride et intraplaque; cette localisation est typique d'un secteur d'amincissement crustal, c'est-à-dire d'un rift ou d'un bassin marginal.

IV - 5.7. Conclusion à l'étude des roches acides

Il apparaît donc que les termes acides de la série sont issus, avec les faciès basiques et intermédiaires, du fractionnement d'une souche tholéitique commune. Le fractionnement ultime a donné naissance à au moins trois lignées (?) constituées de granites albitiques et kératophyres. Elles sont imputables au fractionnement d'un magma à plagioclase, clinopyroxène et/ou amphibole et oxydes ferrotitanés. Plus accessoirement, interviennent parfois, le zircon et l'apatite. Ces faciès ont toutefois connu, de façon comagmatique probable, un phénomène d'hydrothermalisation ("spilitisation", caractérisé par un remplacement précoce du feldspath potassique primaire par l'albite ?).

Leurs teneurs en Nb, Y, Rb, caractérisent un site géotectonique de type croûte continentale en cours d'amincissement.

IV - 6. LE PROBLEME DES LEPTYNITES

Ce faciès a été évoqué dans la pétrographie. Nous avons vu qu'il se rencontrait, sur le terrain, invariablement, en association avec l'ensemble des chloritoschistes. Leur allure macroscopique et

leur pétrographie, les rapprochent fortement des termes volcanoplutoniques acides de la série dévonienne. La déformation qu'elles ont subi, parfois empreinte d'un caractère mylonitique, limite l'investigation d'éventuelles textures reliques. Toutefois, on y observe des phénocristaux de plagioclase albitique, alignés et moulés par la foliation. Aucune relique de texture micropegmatitique n'ayant été observée, ces faciès se révèlent très proches des kérotophyres dévoniens (plutôt que des métagranites albitiques). Les arguments précédemment avancés, convergent donc en faveur d'une origine orthodérivée pour ces matériaux, qui sont affiliés aux métavolcanites dévoniennes.

#### IV - 6.1. Géochimie de ces matériaux

Quatre analyses, majeurs et traces, ont été effectuées sur des échantillons prélevés dans les environs de la Cantinière. On se référera : d'une part, aux analyses elles-mêmes (annexes) et d'autre part, à leur moyenne d'analyse, comparées aux autres groupes de roches (métavolcanites et métagranites albitiques en particulier ; tab. n° 3). Ces analyses ont été reportées, dans les diagrammes, aux côtés des roches acides dévoniennes.

- Diagramme de WINCHESTER et FLOYD (1977). Les leptynites s'insèrent dans le prolongement de la série subalcaline dévonienne dont elles constituent apparemment les termes de différenciation ultimes (fig. 45 et 46). Ce fait est peut-être à mettre en rapport avec le métamorphisme et la déformation conséquents qu'elles ont subi.

- Diagramme de HARKER (fig. 34 à 40) et A.F.M. (KUNO ; BESSON et FONTEILLES ; fig. 43 et 44). Elles se situent toujours en fin de lignée de différenciation, dans le prolongement de la série volcanique dévonienne.

- Diagramme normatif An-Ab-Or (O'CONNOR, 1965). Leur nature, presque exclusivement siliceuse, alumineuse et sodique, donc à albite et quartz normatifs, les situe à proximité immédiate du pôle albite. Elles sont donc typologiquement assimilables à des quartz kérotophyres (fig. 58).

- PEARCE et NORRY (1979). Attendu leur caractère orthodérivé et donc volcanique (à l'origine), nos leptynites peuvent être localisées sur ces diagrammes, afin de visualiser la nature de leur fractionnement. Sur les diagrammes Y-Zr et Nb-Zr (fig. 61 et 62), ces leptynites se révèlent très dispersées. Toutefois, sur  $TiO_2 - Zr$  (fig. 60), ces roches marquent un "trend" caractérisé par de très faibles valeurs de  $TiO_2$  et une diminution de leurs teneurs en zirconium. Cette position, vis-à-vis des kérotophyres et granites albitiques, pourrait marquer, en fin de différenciation des faciès acides, une loi de retour caractérisée par un appauvrissement des liquides en Zr (et Ti). Ce fait pourrait qualifier des produits magmatiques, issus d'un fractionnement à zircon, en fin de différenciation. Une tendance similaire pourrait être marquée par certains granites albitiques.

- Diagrammes de PEARCE (1984) : fig. 65 et 66. Les leptynites se placent au côté des roches acides dévoniennes. Comme elles, elles montrent une affinité complexe. Sur  $Rb - Y + Nb$  (fig. 65), elles se localisent dans le domaine des granites de ride océanique, à proximité du domaine intraplaque. Sur  $Nb - Y$ , la position dans le domaine commun aux granites de ride médio-océanique et aux intraplaques, mais aussi

dans le domaine de granites d'arc, se révèle très particulière. Selon PEARCE, une telle disposition est caractéristique de domaines de ride transitionnelle ou d'amincissement crustal.

#### IV - 6.2. Conclusion à l'étude des leptynites

De nombreux caractères pétrographiques et géochimiques rapprochent donc ces leptynites des formations dévoniennes de nature acide. De fait, ces arguments semblent caractériser ces leptynites comme étant une différenciation ultime de la série volcanoplutonique acide dévonienne ; différenciation issue d'un fractionnement final à zircon. On ne doit toutefois pas oublier que ce faciès a subi un métamorphisme et une déformation plus conséquents, que les métavolcanites dévoniennes. Ces roches semblent dégager un site géotectonique similaire à celui des volcanoplutons dévoniens.

### IV - 7. GEOCHIMIE DES FORMATIONS DETRITIQUES ET VOLCANODETRITIQUES

#### IV - 7.1. Généralités

Il a été effectué en parallèle : 8 analyses de métasiltites dévoniennes et de chloritoschistes, afin de permettre une comparaison de ces faciès. Ces analyses sont reportées sur les diagrammes de Moine et La Roche, appropriés à l'étude des métasédiments.

#### IV - 7.2. Les métasédiments dévoniens (symbole : ♦)

1. Rappels pétrographiques. Ce faciès est constitué à majorité d'un feutrage de phyllites très fines insérant des grains de quartz et de feldspath ( $\pm$  altérés). Il s'agit donc de faciès détritiques dont les éléments figurés sont issus du démantèlement du socle et/ou de débris d'origine volcanogène. Ce faciès présente un débit schisteux inhérent au tectonométamorphisme tardi-dévonien.

2. Géochimie des métasiltites dévoniennes. Les travaux de La Roche et Moine permettent une approche de l'origine des formations détritiques. Ces études donnent accès à la nature des matériaux puis à une approche de la composition de leur phase argileuse.

- Diagramme  $Al/3-K - Al/3-Na$  ; de La Roche (1968), fig. 67

Les formations détritiques dévoniennes s'insèrent à majorité dans le secteur sédimentaire, avec toutefois un léger enracinement dans le domaine volcanogène. Ces faciès s'étendent du domaine des grauwackes à celui des "shales". Ils révèlent donc une tendance, du domaine volcanique (matérialisée par l'attraction vers le pôle albite), vers le domaine sédimentaire. Ce fait traduit l'influence probable, au sein de ce détritisme d'une composante volcanogène (ou volcanique) à la base même de la série. Cette composante est accompagnée par un rapport  $K/Na$ , généralement inférieur à 1, conformément à la richesse des matériaux originels. On observe donc la cohabitation de matériaux pyroclastiques fins et de minéraux argileux. Ces matériaux argileux se traduisent par le caractère alumineux des métasiltites, et le rapport  $Al/Na + K$  est toujours supérieur à 1.

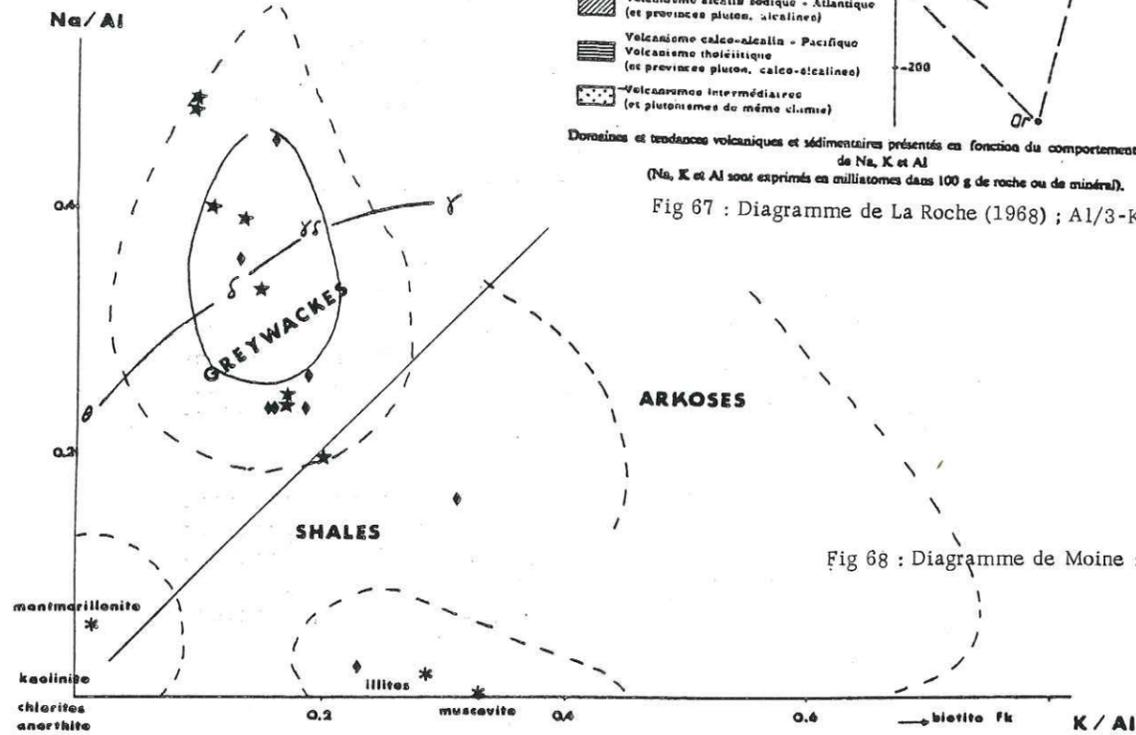


Fig 68 : Diagramme de Moine : Na/Al - K/Al.

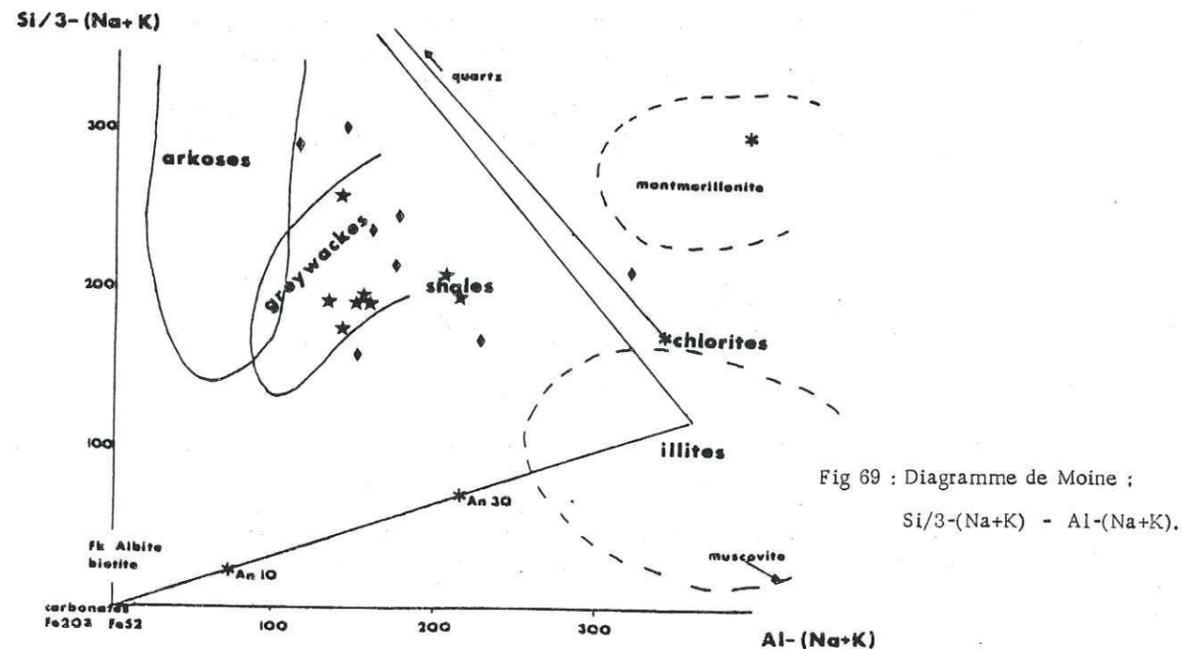


Fig 69 : Diagramme de Moine ;  
Si/3-(Na+K) - Al-(Na+K).

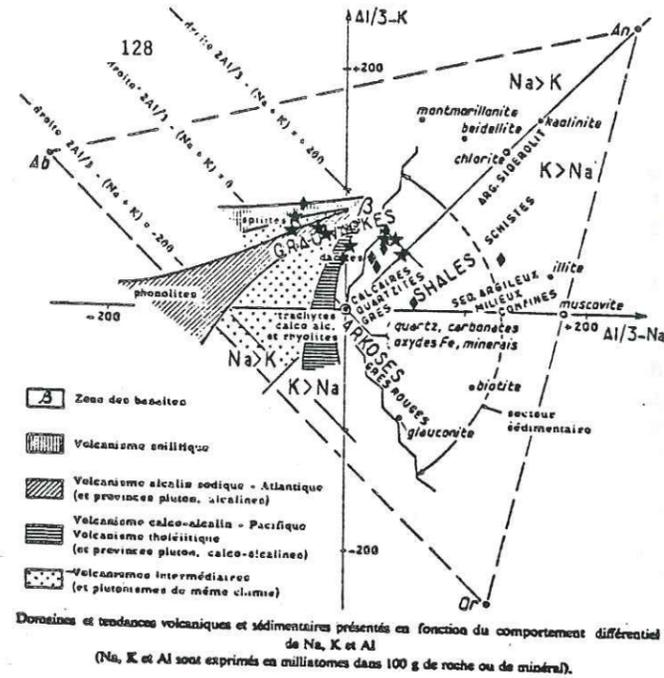


Fig 67 : Diagramme de La Roche (1968) ; Al/3-K - Al/3-Na.

- Diagramme de Moine : Na/Al - K/Al (fig. 68)

Les axes du diagramme sont équivalents à ceux de La Roche. De fait, les résultats, assez similaires, révèlent un étalement du domaine des grauweekes jusqu'à celui des phyllites, via le domaine des "shales". Les grauweekes, peu matures, sont largement prédominants sur les shales et sédiments argileux plus matures, qui restent accessoires. Un aperçu de la composition des débris volcanogéniques est donné, à savoir une nature intermédiaire à acide.

- Diagramme Si/3-(Na + K) - Al-(Na + K) ; (fig. 69) Moine.

Les échantillons se répartissent dans le champ des grauweekes et de part et d'autre, en fonction de leur minéralogie (à quartz ou plagioclase dominant). Les sédiments matures restent rares et montrent une tendance vers le champ des illites et chlorites.

3. Essai de détermination de la paragenèse argileuse antémétamorphique

- Diagramme K/(Al-Na) - (Fe + Mg)/(Al-Na) Moine (fig. 70)

Ce diagramme situe les principaux minéraux argileux et leurs tendances d'aggradation et de dégradation, d'une espèce dans une autre. Ainsi, on visualise d'une part, l'aggradation de la kaolinite avec formation d'illite, voire de chlorites et d'autre part, la transformation des smectites (montmorillonite...) en illites.

Nos échantillons se situent à proximité de la droite joignant le domaine des illites à celui des chlorites. La paragenèse argileuse semble donc être à illite-chlorite, minéraux qui selon les directions de ce diagramme dérivent par aggradation de la kaolinite. Cette position tend à suggérer que la paragenèse argileuse de départ était constituée, pro-parte, de kaolinite accompagnée d'illite-chlorite.

- Diagramme de Moine (1974)  $10(Na + K)/Al - 10(Fe + Mg)/Al$  (fig. 71)

Nous voyons se confirmer l'affinité illitique et chloriteuse, des minéraux argileux constituant les formations détritiques dévoniennes de notre secteur. Un échantillon révèle une paragenèse à illite, kaolinite et chlorite. Cet échantillon semble marquer un ancrage dans le domaine des paragenèses à kaolinite; minéral qui est rapidement aggradé en illite, puis en chlorite.

4. Origine de ces métasédiments

La paragenèse argileuse antémétamorphique semble être raisonnablement définissable, comme à illite-chlorite-kaolinite. Ces argiles sont conformes à celles rencontrées dans les formations grauweekeuses (MILLOT, 1964). La kaolinite originelle des siltites a probablement été rapidement aggradée en illite, puis en chlorite.

Nous remarquerons dans nos analyses, la valeur du rapport Mg/Fe qui est le plus souvent inférieure à 1. Ce fait pourrait être lié à une composition ferrifère des phyllites ; à savoir des chlorites et illites ferrifères (remplacement de Al par Fe). Cette richesse en fer et en alumine, associée au détritisme d'origine volcanogène,

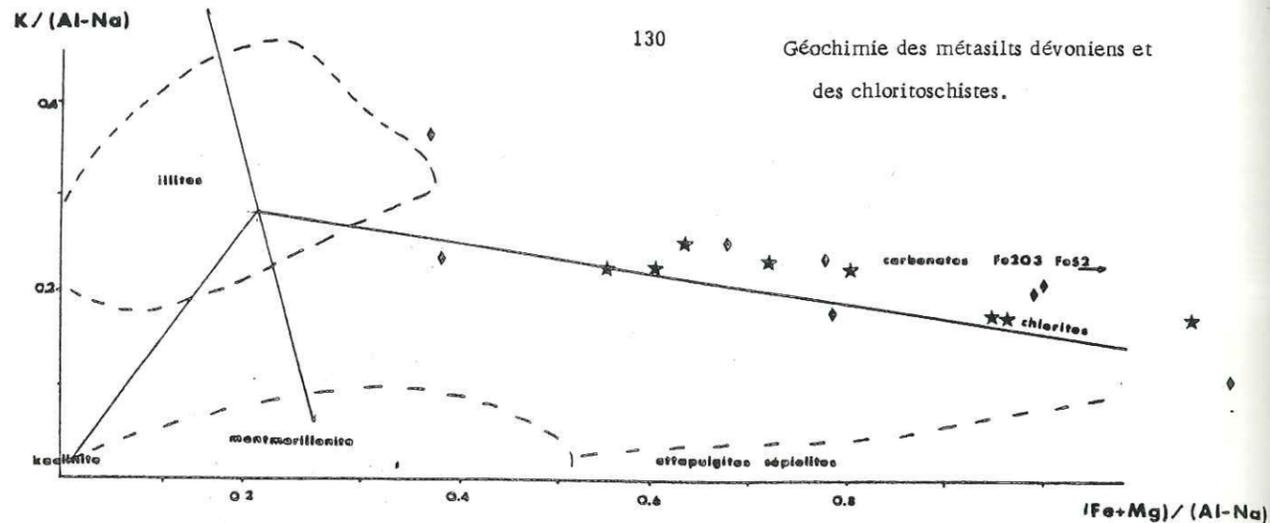


Fig 70 : Diagramme de Moine ;  $K/(Al-Na) - (Fe+Mg)/(Al-Na)$ .

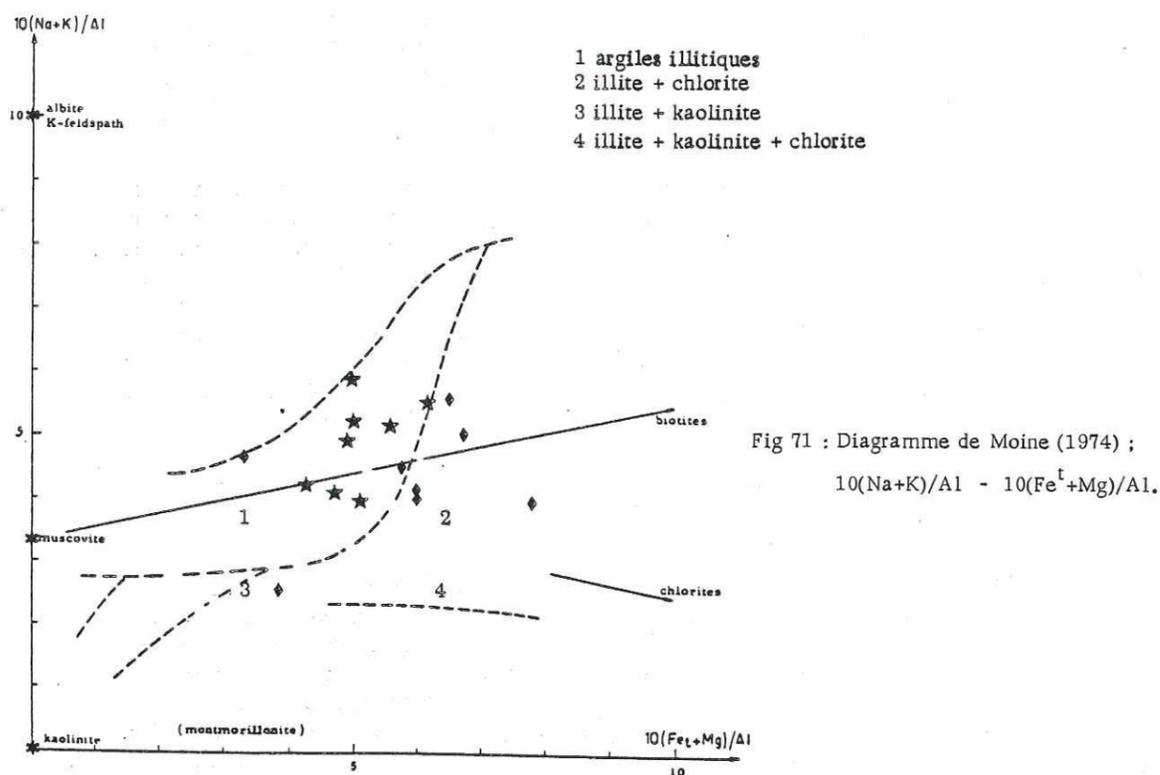


Fig 71 : Diagramme de Moine (1974) ;  $10(Na+K)/Al - 10(Fe+Mg)/Al$ .

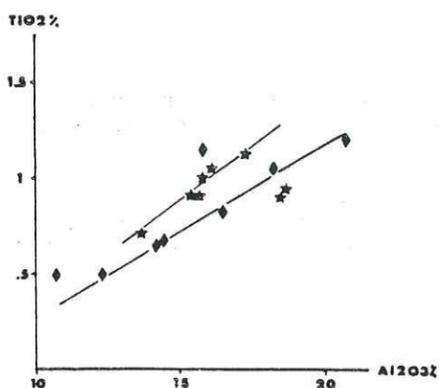


Fig 72 : Diagramme de corrélation Alumine - Titane.

pourrait marquer la proximité d'une zone continentale, où se développaient des formations de type latéritique. Ces faits sont en accord avec la paléogéographie qui situe, à cette époque, notre secteur sous une zone tropicale. De même, la très bonne corrélation Al-Ti (fig. 72) semblerait indiquer l'influence de formations résiduelles de zones tropicales.

#### 5. Conclusion à l'étude des métasédiments dévoniens

Ce faciès révèle une évolution, de termes riches en éléments détritiques volcanogènes, jusqu'à des termes plus argileux et donc plus matures. Les faciès les plus grossiers montrent une affinité avec le domaine des grauwackes. Cette tendance pourrait traduire l'influence du démantèlement du socle, mais aussi les prémices du volcanisme dévoniens qui en était alors à ses débuts, et montrait localement une activité à caractère explosif (cf. secteur de Champey). Les matériaux argileux révèlent une paragenèse originelle à illite, chlorite et probablement kaolinite. La richesse en fer, titane et alumine de ces faciès (termes évolués en particulier) et la paragenèse argileuse à kaolinite s'accordent avec un apport issu d'une zone continentale, où se développaient des ensembles latéritiques, typiques de climats tropicaux ou équatoriaux (MOSSER, 1980).

Cet ensemble de faits, semble donc marquer, à l'origine de ces métasédiments, une provenance continentale, peut-être accompagnée d'une composante volcanogène dévoniens. Cette hypothèse d'un continent proche, s'intègre au schéma géotectonique régional; dans lequel il pourrait représenter les bordures du rift intracontinental, voire l'arc volcanique, pour un bassin marginal d'arrière arc. L'ensemble de la structure pourrait être reliée (et imputable) à la zone de subduction sud-armoricaine (LAMEYRE et AUTRAN, 1980 ; BEBIEN et al., 1980 ; cf. site géotectonique de nos volcanoplutons dévoniens).

#### IV - 7.3. Les chloritoschistes

##### 1. Rappels pétrographiques

Ce faciès, en position structurale apparemment anormale, se superpose au complexe volcanoplutonique dévoniens. Il est cartographiquement associé et recoupé par des metabasaltes et des leptynites, roches qui présentent de fortes affinités pétrographiques et géochimiques avec les masses volcaniques dévoniens. Pétrographiquement, les chloritoschistes sont riches en minéraux phylliteux, mais montrent aussi des éléments quartzeux et feldspathiques. Une origine sédimentaire (faciès gréseux à argileux) semble probable pour certains d'entre eux.

##### 2. Géochimie

Les analyses de chloritoschistes sont reportées dans les mêmes diagrammes que précédemment, au côté des métasiltés dévoniens. Ils sont représentés par le symbole : ★.

Comme pour les métasiltés, on se référera aux analyses (annexes), aux moyennes d'analyses par groupes (tab. n° 3), puis aux diagrammes de La Roche et Moine.

- Diagramme de LA ROCHE (1968) : fig. 67

Les échantillons de ce faciès se situent, à majorité, dans le domaine des grauwackes, avec une légère tendance vers le domaine sédimentaire. Cette position évoque l'influence d'une composante détritique volcanique, qui attire les échantillons vers le pôle albite. De fait, le rapport Na/K reste généralement supérieur à 1. On note enfin le caractère alumineux, dominant sur (Na + K), qui marque aussi l'influence sédimentaire (probablement argileuse).

- Diagramme de MOINE . Na/Al - K/Al (fig. 68)

Les échantillons s'insèrent dans le domaine des grauwackes, avec une légère tendance vers le domaine des shales. Une nature intermédiaire est indiquée pour les éléments figurés.

.Si/3-(Na+K) - Al-(Na+K) ; (fig. 69)

Ces roches s'insèrent toujours dans les mêmes domaines, avec des tendances minéralogiques semblables à quartz, plagioclase et illite, chlorite. Une tendance discrète vers le domaine des shales semble se dessiner.

.K/(Al+Na) - (Fe+Mg)/(Al+Na) ; (fig. 70)

Les échantillons se situent sur la droite joignant le domaine des illites aux chlorites. Nous avons vu, pour les métasiltés dévoniens, qu'une paragenèse similaire semblait qualifier, à l'origine, une paragenèse argileuse à illite, chlorite et kaolinite (du fait de l'aggradation rapide de la kaolinite en illite et chlorite).

.10(Na+K)/Al - 10(Fe+Mg) ; (fig. 71)

Sur ces faciès métamorphiques, le diagramme dégage une paragenèse à illite-chlorite. Toutefois, cet état de fait peut simplement traduire le métamorphisme qui a aggradé kaolinite et illite en chlorite.

La détermination de la paragenèse argileuse de départ, sur de telles roches métamorphiques, est assez problématique. Selon MILLOT (1964), l'histoire mouvementée des domaines volcanosédimentaires, auxquels apparaît se rattacher notre ensemble, conduit à des paragenèses à illite-chlorite. Du fait des transformations pouvant affecter les argiles primaires, une paragenèse à illite, chlorite et kaolinite, à l'origine semble probable. Elle constitue en effet une association classique de domaine volcanosédimentaire. En particulier, la bonne corrélation Al-Ti (cf. fig. 72) conduit à penser qu'il existait probablement dans la paragenèse argileuse originelle, de la kaolinite (remplacement fréquent de Al par Ti dans ce minéral argileux). Le rapport Fe/Mg montre la prédominance du fer sur le magnésium. Cette richesse témoigne de la faible importance des argiles et phyllites magnésiennes. La richesse en fer, alumine et la corrélation alumine-titane pourraient signer l'apport de matériaux en provenance d'une zone continentale où se développaient des formations résiduelles (altérites et latérites).

3. L'étude des chloritoschistes révèle donc la coexistence d'un apport d'origine volcanogène et de matériaux argileux. La paragenèse argileuse originelle (illite-chlorite-kaolinite) et la géochimie de ces faciès (richesse en fer, alumine, titane) semble marquer un apport issu d'une zone continentale soumise à un climat hydrolysant.

#### IV - 7.4. Conclusion à l'étude des métasédiments s.l. (métasiltés dévoniens et chloritoschistes)

La comparaison de ces deux ensembles révèle leurs nombreux points communs :

- Cartographiquement et du point de vue de leur gisement, ces faciès sont associés et/ou recoupés par des laves basiques et acides (métabasaltes et kératophyres ou leptynites). De rares lentilles carbonatées coexistent aux côtés des sédiments.

- Pétrographiquement, on note la présence de clastes quartzeux et/ou feldspathiques au côté d'une paragenèse phylliteuse (dérivée des argiles originelles par métamorphisme).

- Géochimiquement, les points ci-après rapprochent ces deux faciès :

- . leurs analyses en composants majeurs sont très similaires (tab. n° 6) ;
- . leur localisation, à majorité dans le domaine des grauwackes, avec une tendance vers celui des shales ;
- . leurs rapports Na/K et Al/Na + K, qui marquent des influences volcaniques et sédimentaires similaires (cf. tab. n° 6) ;

TAB. N° 6 / ANALYSES COMPARÉES DES MÉTASILTÉS DÉVONIENS ET DES CHLORITOSCHISTES.

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P. Feu	
Métasiltés	64,06	15,35	7,41	3,16	0,77	2,16	2,61	0,82	0,2	0,16	3,76	moyenne (n=8)
Dévoniens	5,76	3,00	1,15	1,58	0,96	1,08	1,28	0,26	0,17	0,08	0,70	écart-type
Chlorito	63,49	16,37	7,16	2,92	0,68	3,37	2,13	0,94	0,10	0,14	2,89	moyenne (n=8)
-schistes	2,85	1,54	0,71	0,46	0,47	0,94	0,73	0,12	0,05	0,03	0,57	écart-type
Rapports	Na/K	Al/Na+K	Fe/Mg	Ti/Al	I. R.							
Métasiltés	0,83	3,21	2,34	0,053	0,098							
Chloritosc.	1,5	2,98	2,45	0,057	0,073							

I. R. = indice de Rittman (1963)

I. R. =  $\frac{CaO}{1,2(K_2O + 1,5Na_2O) + CaO}$

I. R. : de 0 à 0,2 : matériel acide  
de 0,2 à 0,6 : matériel intermédiaire  
de 0,6 à 0,9 : matériel basique à ultrabasique

Sa valeur indique la nature des matériaux magmatiques à l'origine des argiles des altérites et sédiments.

les paragenèses argileuses originelles similaires, à illite, chlorite et kaolinite probable. Paragenèses qui sont quantifiées par leurs rapports Fe/Mg constants, marquant ainsi une prédominance des phyllites et argiles ferrifères, sur les variétés magnésiennes; constance d'une bonne corrélation Al-Ti qui souligne, dans la paragenèse argileuse, le remplacement de Al-Ti. Ce fait marque la présence probable de kaolinite dans le sédiment originel; enfin et en conséquence, les faits précédents marquent, pour les deux ensembles, des apports issus d'une zone continentale où se développaient, sous climat tropical, des altérites (matériaux riches en Al, Fe, Ti).

En conclusion, nous remarquerons l'identité pétrographique et géochimique existant entre les métasédiments dévoniens et les chloritoschistes. Ces ressemblances tendent à révéler une origine et peut-être un âge similaires pour ces deux ensembles; les chloritoschistes ayant subi, à posteriori, une histoire structurale (et de fait métamorphique) plus complexe. Ces deux ensembles s'intègrent au site géotectonique dévonian défini précédemment (géochimie des masses volcanoplutoniques).

#### IV - 8. "PAYSAGE" GEOCHIMIQUE D'ENSEMBLE

Notre étude géochimique révèle donc, pour la série dévonnaise, la différenciation d'une souche magmatique tholéitique; comme étant à l'origine des matériaux basiques, intermédiaires et acides.

Les roches basiques, affiliées à cet ensemble tholéitique abyssal, montrent la coexistence de 2 lignées, dont une à affinité intraplaque. Ces 2 lignées présentent donc des directions similaires, mais aussi des caractéristiques propres qui soulignent une évolution par fractionnement à plagioclase, clinopyroxène et olivine. Ces liquides permettent une évaluation de la fusion partielle qui est à l'origine de la série; Les deux lignées semblent être issues de deux fusions partielles successives, caractérisées par des taux modérés.

Les roches acides, provenant du fractionnement ultime de la série, se répartissent en 3 lignées (ou plus?). Elles sont imputables à la cristallisation d'un magma à plagioclase, clinopyroxène et/ou amphibole et oxydes ferrotitanés.

Les faciès détritiques montrent, au sein de leurs groupes (métasilts et chloritoschistes), une tendance évolutive de grauwackes, jusqu'à des sédiments plus matures. La géochimie de ces deux groupes révèle, outre leurs fortes ressemblances, qui suggèrent un possible cogénéisme, un apport issu d'une zone continentale proche où existait un climat de type tropical (à l'origine de formations résiduelles).

Cet ensemble de données se corrélient pour dessiner un environnement géotectonique de type rift ou bassin marginal (dû à une distension de la croûte continentale). De telles dispositions sont connues en Mer Rouge (PEARCE, 1979; COLEMAN et al., 1978), Deception Islands (BRUHN et al., 1978; WEAVER et al., 1979; SAUNDERS et TARNEY, 1979, 1982) et les bassins de Daito, Parece Vela et Shikoku basin (MARSH et al., 1980; MATTEY et al., 1980)... La zone continentale mise en évidence par la nature des métasédiments pourrait représenter les reliefs bordant la zone en cours d'amincissement.

Ce site géotectonique est en accord avec celui défini pour le secteur de la Brévenne et du Beaujolais (Chessy); ces secteurs militent tous en faveur de l'existence dans le N.E. du Massif Central, au Dévonien, d'une zone d'amincissement crustal. Ce processus pourrait être rapportable au fonctionnement de la zone de subduction sud-armoricaine (AUTRAN et DERCOURT, 1980; BERNARD-GRIFFITHS et al.; à paraître).

CINQUIEME CHAPITRE

GITOLOGIE, METALLOGENIE

V -1. INTRODUCTION.....  
V -2. LE GITE DE LA PLANCHE.....  
V -3. LE GITE DU GLABAT.....  
V -4. LE GITE DU CLERJON.....  
V -5. ELEMENTS DE CONCLUSION A L'ETUDE METALLOGENIQUE....



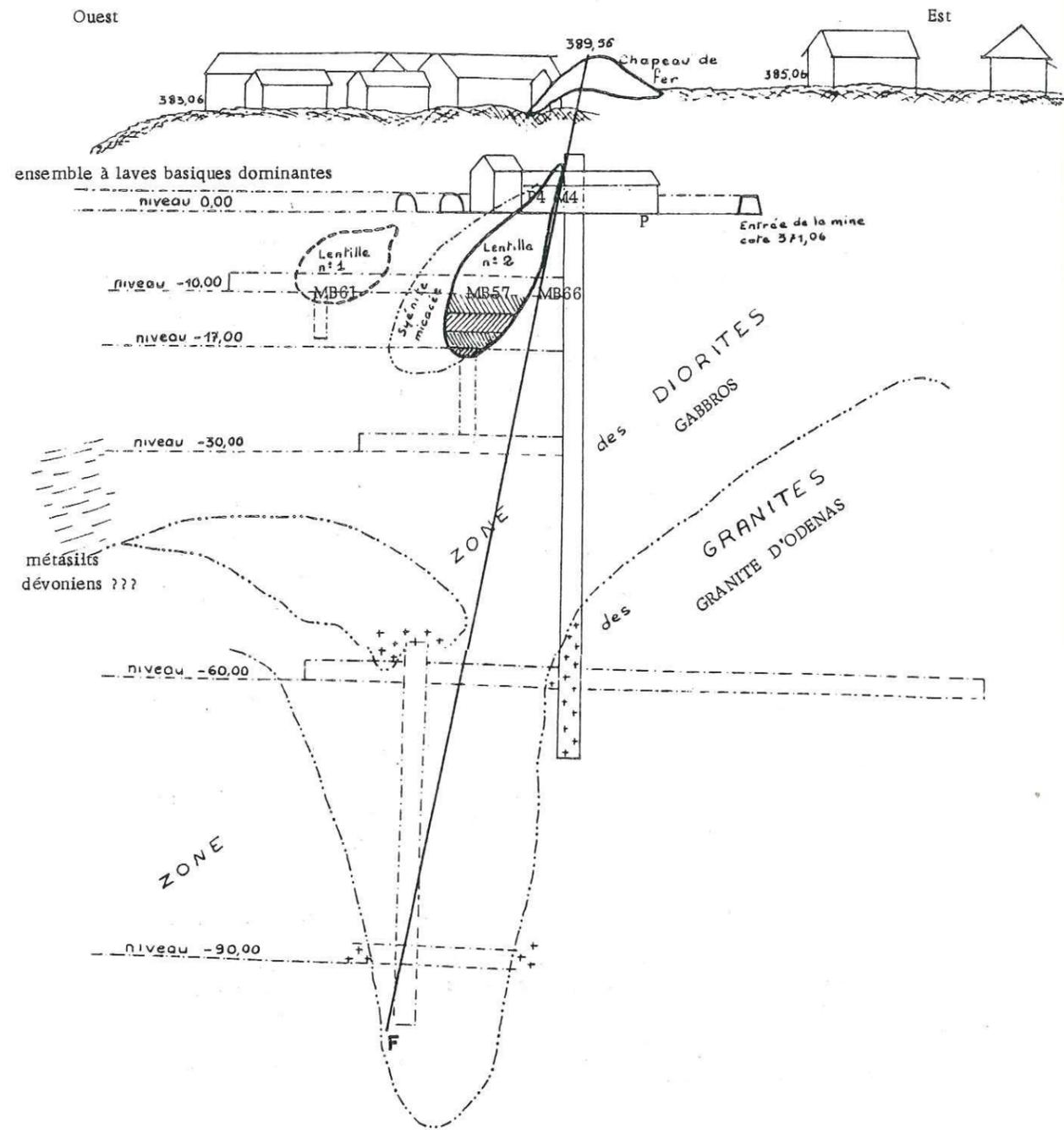


Fig 73 : Gîte de la Planche (Berchoux) - Coupe W-E passant par la lentille n° 2 .

Ech : 1/700<sup>ème</sup> d'après Carrie (1963) .

On a essayé de replacer les localisations d'échantillons .

## V - 2. LE GITE DE LA PLANCHE

### V - 2.1. Situation et historique

Le gîte de La Planche (Le Berchoux) se situe en rive gauche de la Vauxonne, au Sud-Ouest de Vaux-en-Beaujolais (à environ 1,8 km de cette commune). Sur un indice (connu depuis longtemps), ont été effectués, de 1905 à 1919, des travaux miniers motivés, en particulier, pour les besoins économiques consécutifs à la guerre de 1914-1918. Ces recherches, ont conduit au traçage de plus de 3 200 m de galeries et 100 m de puits. Ces travaux s'avèrent très importants, comparés à la production qui est restée faible (environ 3 800 tonnes de pyrite à 2-3% de cuivre). L'exploitation s'est faite au sein de deux lentilles minéralisées, à pyrite et pyrrhotite dominantes. Les campagnes de prospection géophysique de 1945 à 1955 (C.G.G.) n'ont révélé aucun prolongement intéressant. A l'heure actuelle, tous les niveaux inférieurs sont noyés et seul le niveau 0,00 est praticable.

### V - 2.2. L'encaissant du gisement

Les rapports, datant de l'époque d'exploitation, et repris par CARRIE (1963), signalent un encaissant dioritique, accompagné de "syénites"; cet ensemble recoupant des "schistes maclifères". Ils révèlent aussi l'existence d'un granite, qui a localement été rencontré lors des travaux (cf. fig.73). Ces rapports notifient également, une enveloppe de nature siliceuse emballant la minéralisation (CARRIE, 1963; ZANGA, 1972).

La cartographie, effectuée dans le cadre de ce travail, a révélé pour ce gîte un environnement varié. Trois ensembles principaux ont été observés:

- une lame de socle gneissique, accompagnée de siltites schisteuses dévoniennes;
- un ensemble intrusif dévonian, de nature principalement basique;
- le granite d'Odenas qui affleure à proximité, sur les deux rives de la Vauxonne.

1) Le socle - Ce socle représente l'extrémité nord de l'écaillage observée le long et en contrebas de la D 49.E (cf. cartographie h.t.). Elle est constituée de paragneiss et de gneiss ocellés, d'orientation générale N 30. Cette lame de socle est accompagnée de sa couverture, constituée de formations détritiques et magmatiques dévoniennes.

2) Parmi ces formations magmatiques, on remarque, des faciès éruptifs très siliceux (kératophyres) et une masse volcano-plutonique basique (basaltes, gabbros).

3) Cet ensemble a subi les effets du métamorphisme de contact du granite d'Odenas, postérieur et intrusif dans cet ensemble. Ce granite présente de petits apex, comme en témoignent la figure n°73 et la cartographie du secteur. Le métamorphisme de contact, induit des néoformations, qui rendent difficiles les déterminations pétrographiques.

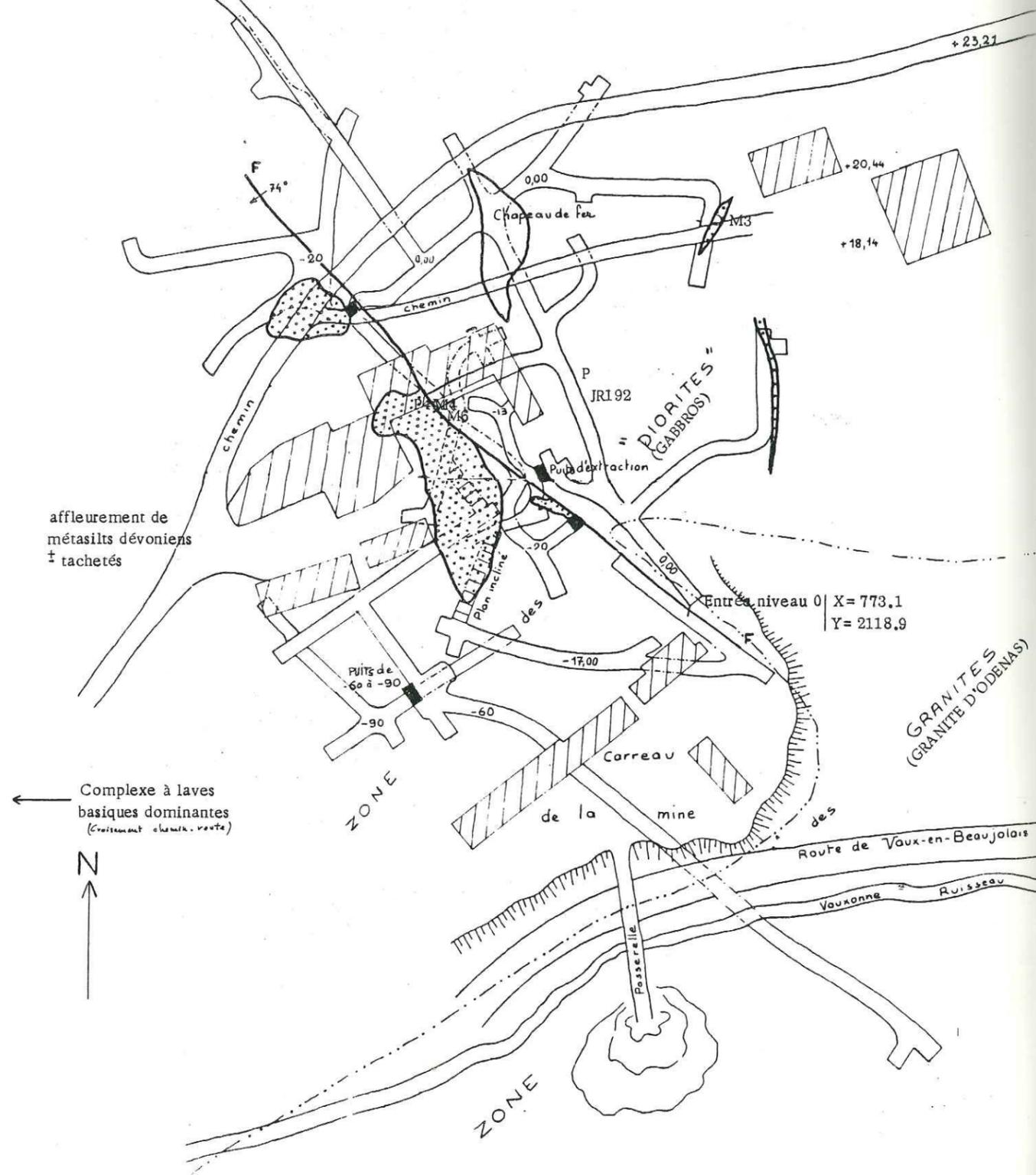
Un accident, orienté N 130 et penté 75 Sud, affecte le secteur des travaux, limitant ainsi les amas sulfurés sur l'Est et découpant le site en deux quartiers. Actuellement, les galeries du niveau 0,00

Fig 74 : Plan des travaux du gîte de la Planche (ou Berchoux, 1.75 km au SW de Vaux en Beaujolais)

Ech : 1/700<sup>ème</sup> - D'après Carrié (1963).

Les lettres P et M localisent les échantillons utilisés en métallogénie

On a essayé de recaler certains échantillons de Carrié.



donnent accès au quartier N.E. (cf. fig.74). Les faciès rencontrés sont essentiellement des gabbros (dénommés diorites lors de l'exploitation), recoupés par des filons de nature lavique acide. En lame mince (JR 192) ce gabbro révèle une association minérale à hornblende actinolitique, actinote, andésine, biotite et minéraux opaques. De rares figures, évoquent des fantômes d'olivine et/ou clinopyroxène. Ce faciès présente des minéraux opaques: magnétite et pyrite, en minuscules grains disséminés et en agrégats squelettiques. Les faciès laviques acides (l.m. J.R. 281, 282), présentent un débit schisteux, inhérent à la déformation qu'ils ont subi. Leur association minérale est à quartz, plagioclase albitique, biotite (chlorite), actinote, ilménite (rutile, leucosène). Malgré la texture, désormais granolépidoblastique et orientée, la pétrographie évoque une roche originelle de nature volcanique acide. Ce qui est confirmé par l'analyse chimique. Toutefois, la teneur en K2O est élevée, est suggère la possible influence du granite d'Odenas ou d'une hydrothermalisation antérieure.

Le quartier nord-est, présente donc essentiellement, une masse gabbroïque recoupée de filons lavique acides. Des filons décimétriques, minéralisés en pyrite et à gangue quartzreuse dominante, recoupent cet ensemble.

Le quartier situé au Sud-Ouest de l'accident principal est essentiellement constitué (pour la partie accessible) par le minerai pyriteux et massif de la lentille n°2.

#### V - 2.3 - La minéralisation

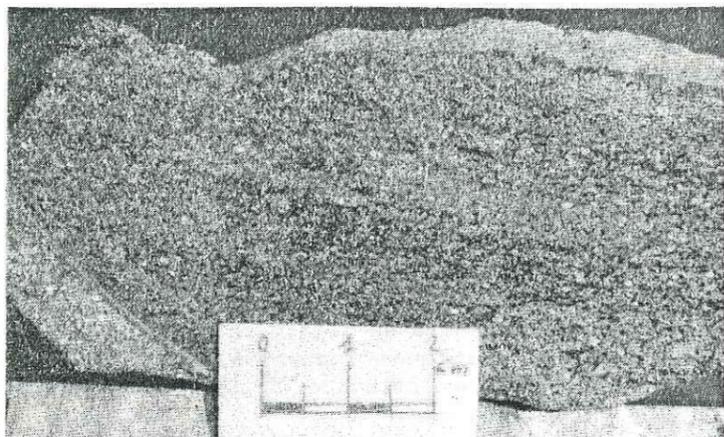
##### 1) Vue d'ensemble

La lentille n°2 se signalait en surface, par un chapeau de fer. La minéralisation proprement dite est située dans le quartier sud-ouest des travaux. Elle est limitée sur l'Est, par une faille importante d'axe N 130. D'après CARRIE (1963), cette minéralisation est décrite comme étant constituée par deux lentilles minéralisées, d'extensions décamétriques, accompagnées d'une enveloppe siliceuse très dure. Les minerais rencontrés sont à:

- . lentille n°1: pyrrhotite, chalcoppyrite, pyrite;
- . lentille n°2: pyrite, chalcoppyrite, blende.

Ces minéralisations, sont recoupées par des filons croiseurs à pyrite ou blende dominante, et gangue quartzo-carbonatée et barytique. CARRIE (1963) signale un passage progressif de la roche encaissante au minerai massif, par augmentation du pourcentage de sulfures.

Actuellement, la faible portion des travaux accessibles, permet seulement d'observer la partie supérieure de la lentille n°2. A l'éponte Est de la lentille n°2, j'ai pu observer un minerai lité (éch. P 4; fig.75). Le litage d'orientation N 0° penté 70 E. est matérialisé par des lits discontinus bruns, alternant avec le minerai pyriteux. Ces lits sont constitués de blende brune. Ce minerai lité est accompagné d'un minerai pyriteux massif polymétallique, à pyrite, chalcoppyrite, blende. On rencontre, plus rarement, des filons croiseurs dont le plus important est celui jalonnant le grand accident (éch. et s.p.M.4).



Minerai pyriteux

Lits de blende

± discontinus

Fig75 : Minerai lité à pyrite et blende.  
La Planche, lentille n°2, niveau 0,00, ech. P4

## 2) Métallographie

Pour cette étude, quelques sections polies provenant du D.E.S. de CARRIE (1963) ont été réétudiées. On a réalisé de plus, quelques quelques nouvelles sections sur des minerais prélevés en place, dans les galeries du niveau 0 (lentille n°2).

Les minéraux observés sur l'ensemble du gîte sont les suivants:

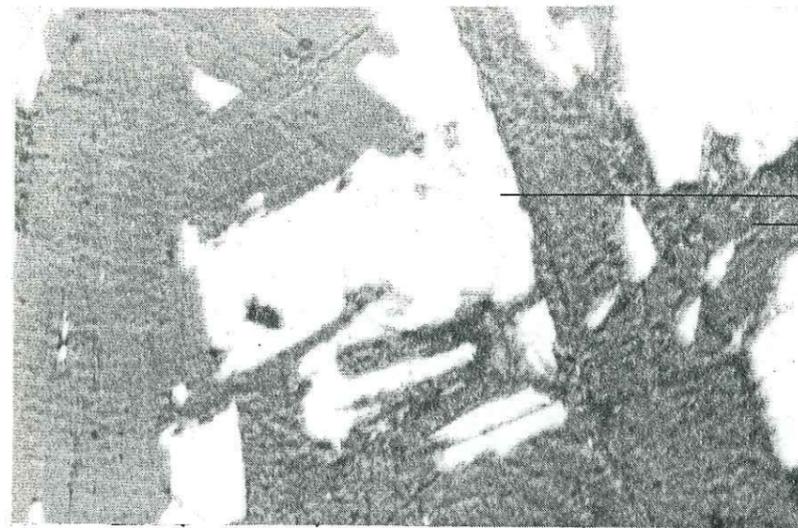
- minerai: pyrite, chalcopryrite, pyrrhotite, blende, magnétite, ilménite, rutile, marcassite, galène, or.
- gangue: quartz, carbonates, chlorite, amphibole, biotite.

### a) Description des minéraux observés

- **Pyrite:** elle est très abondante et se présente sous deux formes:  
 . des agrégats squelettiques dans les formations encaissantes;  
 . en masses constituées de cristaux automorphes, pouvant atteindre 3mm, dans le minerai proprement dit. Ces cristaux, sont fréquemment cataclasés et parfois montrent des bordures arrondies. Cette cataclase, favorise la mise en place de chalcopryrite et de blende (± pyrrhotite) accompagnées de quartz et de chlorite. Les inclusions de chalcopryrite sont fréquentes, dans la pyrite, surtout quand le minerai est polymétallique. Des restes d'agrégats pyriteux, évoquent des reliques de textures collo-morphes, emballées et/ou partiellement remplacées (?) par la pyrrhotite (s.p. MB.61).

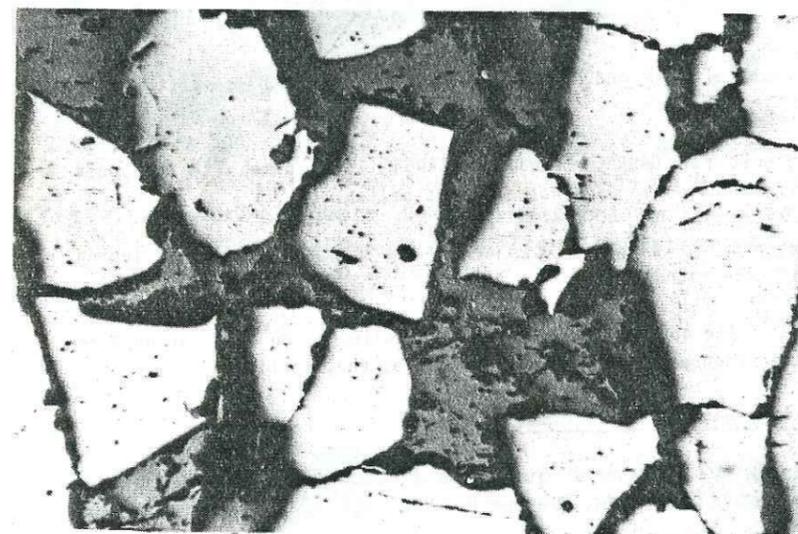
- **Chalcopryrite:** fréquente, soit, en inclusion dans la pyrite, soit dans les fractures de celle-ci. Elle est fréquemment associée à des cristaux inframillimétriques de blende brune (à exsolutions de chalcopryrite). La chalcopryrite, semble mouler et occasionnellement corroder la pyrrhotite. Il semble donc que deux générations de chalcopryrite se sont succédées: une antérieure à la pyrite et une autre postérieure. Ce minéral se présente aussi en fréquentes exsolutions, surtout dans la blende.

- **Pyrrhotite:** elle s'observe en plages xénomorphes, qui moulent et incluent: pyrite, magnétite et ilménite. Les plages de la pyrrhotite ont un aspect chagriné et sont parcourues de fréquentes diaclases ou se développe la marcassite, par altération. Son altération produit aussi parfois: pyrite, marcassite et magnétite. Les diaclases de ce minéral, sont souvent envahies par de la chalcopryrite (± accompagnée de blende)



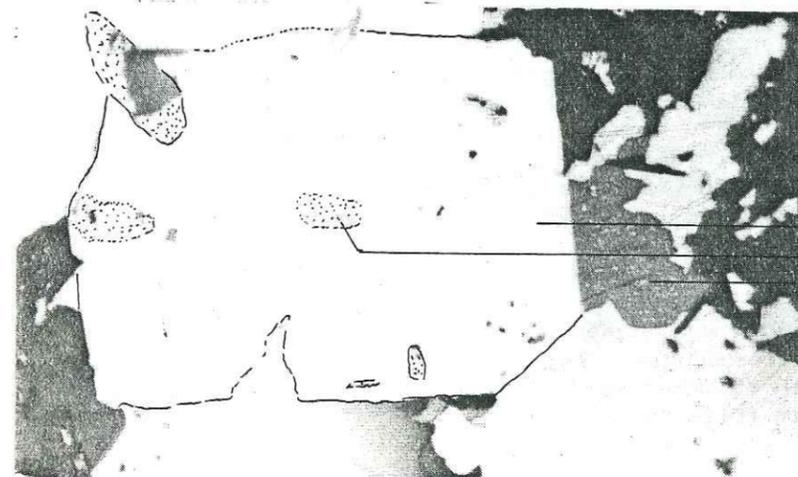
Minerai pyrrhotineux  
Gangue amphibolique

Fig76 : Minerai et roche en association à caractère "intergranulaire"  
La Planche, stockwerk ?, SP P2, (LN x50)



Pyrite en cristaux sub-automorphes ± cataclasés  
Blende cimentant les grains de pyrite

Fig77 : Minerai lité ici à blende dominante.  
La Planche, lentille n°2, SP P4 (LN x30)



Gangue  
Pyrite  
Chalcopryrite  
Blende à exsolutions de chalcopryrite

Fig 78 : Minerai polymétallique à pyrite, blende et chalcopryrite.  
La Planche, SP MB57 (LN x75)

On observe une tendance au remplacement de la pyrrhotite par la chalcopryrite.

- **Rutile** - Ce minéral est rencontré comme produit d'altération de l'ilménite, et en grains associés au minerai pyrrhotineux (lentille n°1). Il est donc fréquemment inclus dans la pyrrhotite, et parfois dans la pyrite.

- **Magnétite** - elle se rencontre dans la gangue et le minerai, sous forme de petits grains automorphes à subautomorphes disséminés. Dans la gangue, elle offre, plus rarement, des agrégats. Elle est fréquemment associée à l'ilménite.

- **Ilménite** - associée, en général à la magnétite, en cristaux accolés à celle-ci ou en exsolutions dans ce minéral.

- **Blende** - ce minéral se présente surtout en plages, généralement incluses dans la chalcopryrite. Ces plages de blende montrent de nombreuses inclusions et/ou exsolutions ponctuelles, de chalcopryrite. Mais elle se rencontre aussi avec la pyrite (minerai lité).

- **Marcassite** - c'est le produit d'altération type de la pyrrhotite, avec parfois pyrite et magnétite.

- **Galène** - ce minéral est rare, il se rencontre avec la chalcopryrite qu'il semble remplacer.

- **Mispickel**, décrit par CARRIE (1963) et ZANGA (1972) comme étant associé à la pyrrhotite. Il n'a pas été retrouvé dans nos sections polies.

- **Stannite**, observé par ZANGA (1972), sous forme d'une minuscule inclusion dans la pyrite. Elle n'a pas été retrouvée.

- **Or natif** - il a été observé, dans la section polie M4, en association avec une gangue quartzo-carbonatée recoupant un minerai à pyrite et chalcopryrite.

#### b) Structures observées dans les minerais

Nous décrivons, succinctement quelques textures qui permettront une meilleure compréhension du gîte, permettant ainsi sa classification.

##### . Minéralisation diffuse

On observe au sein des gabbros (notamment), une minéralisation diffuse constituée par des agrégats dendroïformes de pyrite (groupement de cristaux automorphes à subautomorphes): section polie P.

. **Texture "intergranulaire"** de gangue amphibolique et de minerai (fig.76). Localement, et à proximité de la lentille n°2, la gangue amphibolique et le minerai, tendent à former une texture à caractère "intersertale"; les espaces entre les amphiboles sont colmatés par du minerai. Ce dernier montre une association à pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite, ilménite, magnétite, blende (abondance décroissante, s.p. M.B.66). La pyrrhotite semble localement remplacer la pyrite (?).

. **Minerai lité**: la lentille n°2, révèle au niveau 0, une passée d'épaisseur métrique caractérisée par un litage plus ou moins net. Les sections polies renferment la détermination macroscopique, à savoir pyrite et blende. La microscopie confirme l'existence de chalcopryrite (associée à la blende) et d'un peu de gangue quartzo-chloriteuse (avec barytine rare). Section polie P4, fig.77).

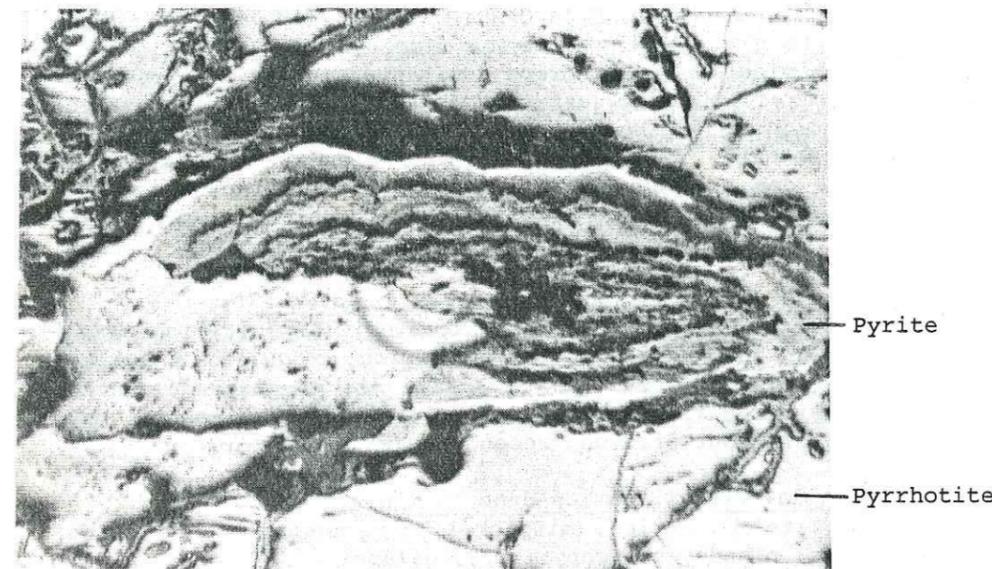


Fig 79 : Texture évoquant des reliques collomorphes pyriteuses, englobées dans la pyrrhotite. La Planche, lentille n°1, S.P. MB61 (l.n. x75).

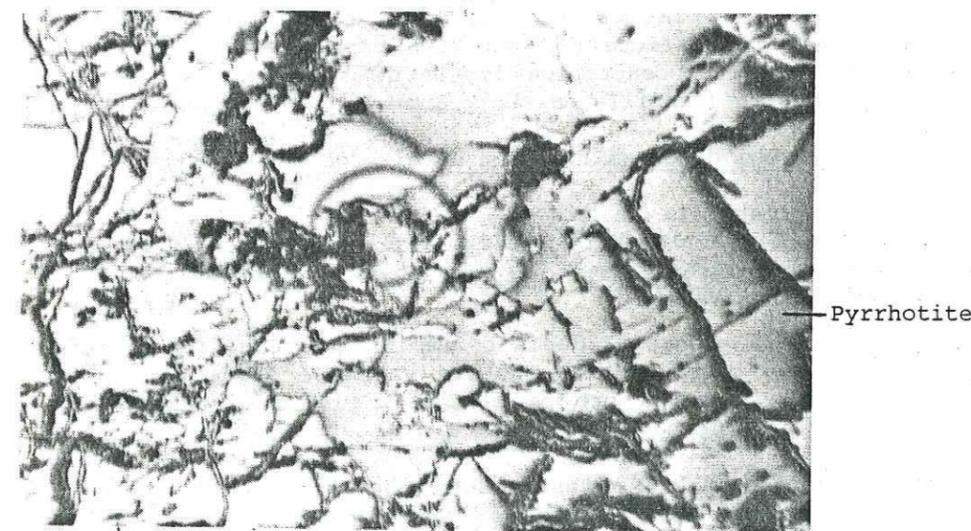


Fig 80 : Minerai à chalcopryrite envahissant la pyrrhotite. La Planche, lentille n°1, S.P. MB61, (l.n. x75)

. Minerai massif: deux types de minerais massifs coexistent:

. lentille n°2: au-dessus du minerai lité, on rencontre une minéralisation pyriteuse massive (aucune section n'a été réalisée du fait de la friabilité actuelle du minerai), et un minerai plus polymétallique, à pyrite, chalcopryrite, blende... (ce minerai est équivalent à celui de la section polie MB 57 de CARRIE (1963): fig.78).

. lentille n°1: l'échantillonnage effectué dans les halles par CARRIE, révèle un minerai à pyrrhotine dominante, pyrite, chalcopryrite et blende accessoire. Le rutile est parfois très abondant, en particulier dans la section MB 56. La pyrite, primaire, est englobée (et recoupée) par la pyrrhotite, la chalcopryrite ( $\pm$  blende). Localement la pyrite, qui montre des cristaux subautomorphes et des structures colloïdales (?), fig.79) est "agressée", voire corrodée par de la pyrrhotite (section MB 61). La fig.80 montre l'association pyrrhotite, chalcopryrite.

. Les filons croiseurs, signalés lors de l'exploitation, n'ont été reconnus qu'en un seul point, ou un filon de quartz à pyrite, blende et or natif (section M4) semble s'être mis en place au contact de l'accident majeur. Ce filon, semble reprendre la minéralisation préexistante, favorisant peut être une reconcentration de l'or.

#### c) Ordre de cristallisation dans le minerai

Chalcopryrite 1, pyrite, (mispickel ?), magnétite, ilménite, rutile, pyrrhotite, blende, chalcopryrite 2, galène.

La paragenèse et l'ordre de cristallisation sont approximativement en accord avec les travaux de CARRIE (1963) et ZANGA (1972). Toutefois, on peut penser que deux venues successives de chalcopryrite ont eu lieu. En effet, en dehors des plages à caractères tardifs, ce minéral s'observe en inclusions dans presque tous les minéraux, y compris la pyrite.

De plus, j'ai pu observer dans la section M4, des grains d'une teinte jaune soutenue et à pouvoir réflecteur élevé. Il pourrait s'agir d'or. Ce minéral est associé à une gangue quartzo carbonatée postérieure à la pyrite et à la chalcopryrite. Pyrite et or n'ont pas été observés en association directe. Sa position dans un filon recoupant pourrait marquer une reconcentration locale de l'or contenu dans la minéralisation primaire (lentille ou stockwerk).

### V - 2.4. Essai de classification du gîte de La Planche

#### 1) Caractéristiques du gîte

Les travaux d'exploitation, les mémoires de CARRIE (1968) et ZANGA (1972), ainsi que le présent travail, nous révèlent pour ce gîte les caractéristiques suivantes:

Age: Dévonien probable, du fait que la minéralisation diffuse semble antérieure au métamorphisme schiste vert. De toute façon, la minéralisation est, au moins pro parte, antérieure au métamorphisme de contact du granite d'Odenas.

Roches encaissantes: Métasédiments peu développés, recoupés par un pluton gabbroïque et des faciès laviques (métabasaltes, métabasaltites kératophyriques).

Position des amas (lentilles sulfurées): ils semblent reposer à faible distance des gabbros et sont insérés dans la série volcanique (et les métasédiments ?).

Altération et sédiments chimiques associés: les lentilles sont accompagnées par une forte silicification, accompagnée de chlorite assez rare. Cette silicification pourrait correspondre, sur le haut des minéralisations, à un sédiment chimique siliceux de type cherts (?). La présence de fer et/ou manganèse n'a pas été signalée.

Minéralisation: Contenu métal: Fe-Cu-Zn - (Pb-As-Au-Ag ?);  
- Morphologie: Deux amas de forme lenticulaire, surmontant une zone à minéralisation plus ou moins diffuse: Stockwerk (?).  
- Zonalité peu nette, assez homogène à Fe-(Cu et/ou Zn).  
- Textures et structures: minerai lité à pyrite-blende; pyrite automorphe; reliques de texture colloïdales (?).  
- Minéralogie à pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite, blende, ilménite, rutile, magnétite, galène, mispickel, or natif.

Cet ensemble, minéralisation et encaissant, est recoupé à proximité par le granite d'Odenas, d'âge namuro-westphalien.

Tous ces faits permettent de penser que ce gîte se trouve dans une position, probablement assez similaire à celle montrée par la figure 81.

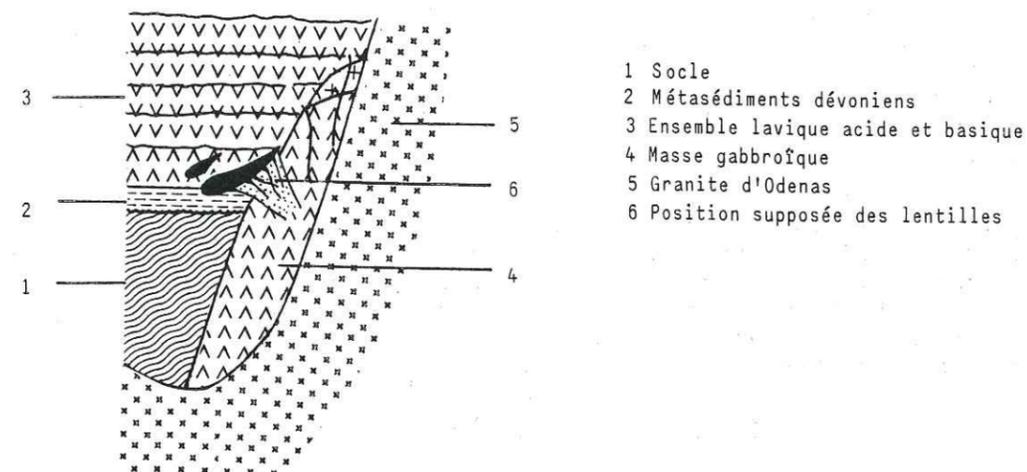


Fig 81 : Coupe schématique et interprétative du gîte de La Planche.

#### 2) Origine possible du gîte de La Planche

L'examen de la figure 81, ci-dessus, révèle que, de par sa position, ce gîte peut avoir plusieurs origines possibles:

- amas sulfuré lié aux masses volcanoplutoniques dévoniennes;
- minéralisation associée au granite d'Odenas, proche;
- superposition et/ou télescopage des deux types précédents.

De prime abord, ces trois cas peuvent être envisagés.

a) Minéralisation de type amas sulfuré. De nombreux points (cf.1 - Caractéristiques du gîte), militent en faveur de cette hypothèse. En effet, les amas sulfurés sont fréquemment associés à des volcanites (et/ou plutons) de nature variée; ils se présentent sous forme de lits ou lentilles (≠ stockwerk) à minéralisation, Fe-Cu-Zn (Pb, etc.) révélant des minerais lités, massifs et parfois disséminés. Pour comparaison, on se référera au tableau n° 7. Toutefois, la présence de pyrrhotite, dans le minerai (minéral classiquement réputé de haute température) tend à suggérer une possible intervention du granite d'Odenas proche.

b) Origine liée au granite d'Odenas. Le trait principal, en faveur d'une telle hypothèse, est la présence, dans ce gîte (lentille n°1, surtout), d'une paragenèse à pyrrhotite. Ce dernier minéral classiquement considéré par les métallogénistes, comme de haute température tendrait à étayer pour ce gîte une origine de type Skarn, ou filon hydrothermal (gîte hypothermal). Toutefois, on a aussi pensé, que la pyrrhotite pouvait provenir de la transformation métamorphique de gîtes préexistants (pyriteux par exemple: MALLEO and GEITH, 1972; VOKES, 1962-1969). Les travaux récents, sur les amas sulfurés précambriens et paléozoïques (FINLOW-BATER, 1978; FINLOW-BATER et PLIMER, 1978; GRENE et al. 1979), conduisent leurs auteurs, à penser que la pyrrhotite représentait à ces époques, une phase de dépôt pauvre en soufre (liée aux faibles teneurs en soufre, et au potentiel chimique existant lors de leur formation). Il apparaît donc que la pyrrhotite pourrait avoir des origines diverses.

En conséquence, dans notre gîte, la pyrrhotite peut avoir des origines multiples et ne semble pas qualifier, en particulier, une minéralisation de type Skarn ou BPGC filonien. De plus, le granite d'Odenas présente une anomalie géochimique à Mo-W-(Bi-Sn); GAGNY et al. 1982-1983. Cette anomalie (potentialité métallogénique) se traduit localement, par le développement de paillettes de molybdénite, au sein du granite (carrière de Pt Mathivet; X=778,1 - Y=2120,15), et de Skarns à scheelite à la périphérie du batholite (Vieille Morte, X=772,83 - Y=2116,55 - Cherves=775,10 - Y=2124,70). Lors des différentes études, la non observation de minéraux de Mo, W, Bi et Sn, tend à prouver l'intervention faible (voire nulle) du granite d'Odenas à l'origine de ce gîte.

c) Origine mixte par télescopage (superposition). L'intervention du granite d'Odenas, à l'origine de ce gîte, n'étant pas démontrée, cette hypothèse ne peut être retenue, tout au moins dans l'immédiat.

A l'issue de l'investigation des origines possibles de ce gîte il apparaît que de nombreuses affinités existent entre les amas sulfurés (s.l.) et les lentilles minéralisées de La Planche; comme en témoigne le tableau n°7. Plus particulièrement, la nature des roches encaissantes tend à rapprocher ce gîte des amas sulfurés de type Kuroko, ou de type chypriote.

Les paragenèses traditionnelles de ces modèles sont en accord avec celles observées. Toutefois, on notera que ce gîte ne révèle pas de tellurures et/ou de sulfosels (cf. classification de BOULADON et al., 1976). Les paragenèses observées, pourraient qualifier, selon BOULADON et al. (1976) une paragenèse riche en soufre (pyrite et chalcoppyrite blende et galène rare) avec toutefois une tendance à l'appauvrissement en cet élément, marqué par l'apparition de pyrrhotite (ou bornite)

Tableau 7 - COMPARAISON DU GITE DE LA PLANCHE AVEC LES PRINCIPAUX TYPES D'AMAS SULFURES MASSIFS

TYPE D'AMAS SULFURE	ROCHES ENCAISSANTES	ALTERATIONS ET SEDIMENTS EXHALATIIFS	MORPHOLOGIE	COMPOSITION DES MINERAIS	TEXTURES	CONTENU METAL	AGE	ENVIRONNEMENT GEOTECTONIQUE
KUROKO Japon	volcanoclastites et laves acides	silicification séricitisation chloritisation gypse barytine Fe - Mn	amas surmontant un stockwerk	pyrite chalcoppyrite blende galène cuivre gris barytine	minerai lité et minerai massif	Fe-Cu-Zn-Pb	Archéen à Tertiaire	structures distensives associées aux arcs insulaires
CYPRUS Chypre	basaltes pillow-lavas	silicification ocres à Fe - Mn	amas surmontant un stockwerk	pyrite chalcoppyrite blende magnétite rutile	minerai lité pyrite automorphe structures col- lomorphes	Fe-Cu-Zn (Au-Ag)	Paléozoïque inférieur à Tertiaire	marges passives en domaine océanique
BESSHI Japon	grauwackes et sédiments basaltes cherts	inexistantes silice oxydes de fer	dépôts massifs de forte extension	pyrite chalcoppyrite blende bornite	minerai lité	Fe-Cu-Zn	Paléozoïque inférieur à Tertiaire	variable souvent associé aux arcs insulaires
SULLIVAN Canada	sédiments et métasédiments d'origine détri- que (±basaltes)	séricitisation chloritisation albitisation tourmalinisation ? ?	amas surmontant un stockwerk ± net	pyrite pyrrhotite chalcoppyrite galène blende	minerais lités et minerais massifs	Pb-Ag-Zn-Cu	Protérozoïque à Paléozoïque	riffts intracontinentaux
LA PLANCHE Rhône France	volcanoplutonisme acide et basique (métasédiments)	silicification silice chlorite	amas surmontant une zone à miné- ralisation dissé- minée	pyrite pyrrhotite chalcoppyrite blende magnétite rutile	minerai lité pyrite automorphe restes collomorphes	Fe-Cu-Zn (Au-Ag?)	Dévonien	bassin marginal probable

et magnétite. Selon ce même auteur, ces faits marquent une certaine affinité ophiolitique.

Bien que la barytine existe dans les filons croiseurs, et en faible quantité dans le minerai (lité notamment), il n'est pas connu de niveau barytique associé.

#### Analyses chimiques des minerais

Il a été effectué, à Lyon en 1972, pour la thèse de ZANGA, une analyse de "minerai type" (non décrit, mais probablement à pyrrhotite, chalcopryrite).

#### Résultat analytique

	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Pb	Fe	S
en %	0.03	1.03	0.45	0.07	1.0	3.4	1.1	54.16	42.84

Nous ne connaissons pas les conditions et la précision des analyses.

Nous remarquons toutefois que:

- Les teneurs en Pb et Ni apparaissent élevées, attendu que la galène reste rare et qu'aucun minéral de nickel n'a été observé. On peut toutefois penser que ce nickel, à l'exception de pollution est probablement contenu dans la pyrrhotite et la pyrite, peut-être en relation avec la masse gabbroïque, qui montre des olivines désormais rétro-morphosées.

- Les teneurs des autres éléments, sont en rapport avec celles connues pour les gîtes de type amas sulfurés:

-Co (0.4 à 0.11); Cu (0.5 à 4.5); S (40 à 51%) et Fe ( 50%).

La valeur du zinc, semble extrêmement élevée, surtout si l'analyse a été effectuée sur un minerai à pyrrhotite, chalcopryrite, ou selon nos observations la blende reste rare.

De fait, le rapport Cu/Zn ( $< 1$ ) nous semble peu indicatif. De telles valeurs de rapports sont connues, localement, pour certains amas sulfurés.

Analyse Au-Ag: les résultats d'analyses par absorption atomique (minerai lité P4) ont révélé des teneurs pour cet échantillon, inférieur à 3 ppm pour l'argent et inférieur à 2 ppm pour l'or. Toutefois, ce minerai à pyrite et blende n'est peut être pas le plus propice à une concentration de ces métaux. Une analyse sur le minerai M4 pourrait révéler des teneurs plus intéressantes.

#### V - 2.5. Conclusion à l'étude de ce gîte

Ce gîte révèle donc, de par ses caractéristiques, de fortes affinités avec les amas sulfurés, et en particulier ceux associés à des métavolcanites acides et/ou basiques. Ces types de minéralisations se rencontrent fréquemment associés à du volcanisme (voire du plutonisme) de nature tholéitique. Ces minéralisations s'accordent avec le site géotectonique distensif caractérisé par la géochimie. En effet, on reconnaît l'affinité des amas sulfurés (Kuroko en particulier), avec les

domaines de proto-rift ou bassin marginal (CATHLES, 1983). Sans vouloir minimiser l'influence du granite d'Odenas, dans la retexturation de cette minéralisation, la non-observation de paragenèses à cachet granitique, semble témoigner de sa faible intervention. Cette intrusion a toutefois pu induire des recristallisations (?) et/ou des remobilisations (?) de la minéralisation préexistante.

#### V - 3. LE GITE DU GLABAT

##### V - 3.1. Situation et historique

Ce gîte est situé à environ 800 m au Sud-Ouest de Vaux-en-Beaujolais. Les travaux miniers, de faible importance (300m de galeries et 30m de puits) ont uniquement servi à reconnaître la disposition des corps minéralisés. En effet, malgré des recherches et reprises de concessions successives (1905-1917), ce site a été abandonné sans avoir été exploité. Les principales données actuelles sont celles de CARRIE (1963) et ZANGA (1972) qui reprennent des rapports datant de l'époque des travaux. A l'heure actuelle, les puits et la galerie supérieure sont rebouchés. La galerie principale (côte 0) est noyée; une tentative de siphonage de ce niveau s'est avérée infructueuse. L'étude s'est donc effectuée à partir des données de surface, c'est-à-dire l'examen de matériaux fortement altérés, observables dans les chemins de vigne. La minéralisation n'a pas pu être observée, en dehors de quelques blocs dans les haldes.

##### V - 3.2 - Données concernant l'encaissant de la minéralisation

###### V - 3.2.1. Généralités

Les travaux antérieurs, décrivent la minéralisation comme étant formée par une lentille principale, accompagnée de petits niveaux inframétriques parallèles, limités vers le Nord-Est par une faille N 120, 80 S-W. Ces minéralisations pyriteuses alternent avec des niveaux de talcschistes et de barytine. Ces talcschistes blancs, passent latéralement à un faciès équivalent vert, avec une intercalation de "grès arkosiques" et de "cornes vertes". Une minéralisation diffuse, occupe une bande de terrain de 75m de large et orientée E-W. On se référera à la figure n°82.

Données cartographiques actuelles: la cartographie du secteur, permet de replacer les masses minéralisées dans un contexte volcano-plutonique, montrant essentiellement des faciès laviques, acides et basiques (en pierres volantes). Les rares affleurements observables (dans les chemins) montrent des talcschistes, barytine et autres matériaux hydrothermalisés...

###### V - 3.2.2. Données pétrographiques

Le terrain nous a livré deux coupes qui ont été échantillonnées pour lames minces et géochimie (cf. fig.83). Toutes les deux présentent des faciès pétrographiques très particuliers:

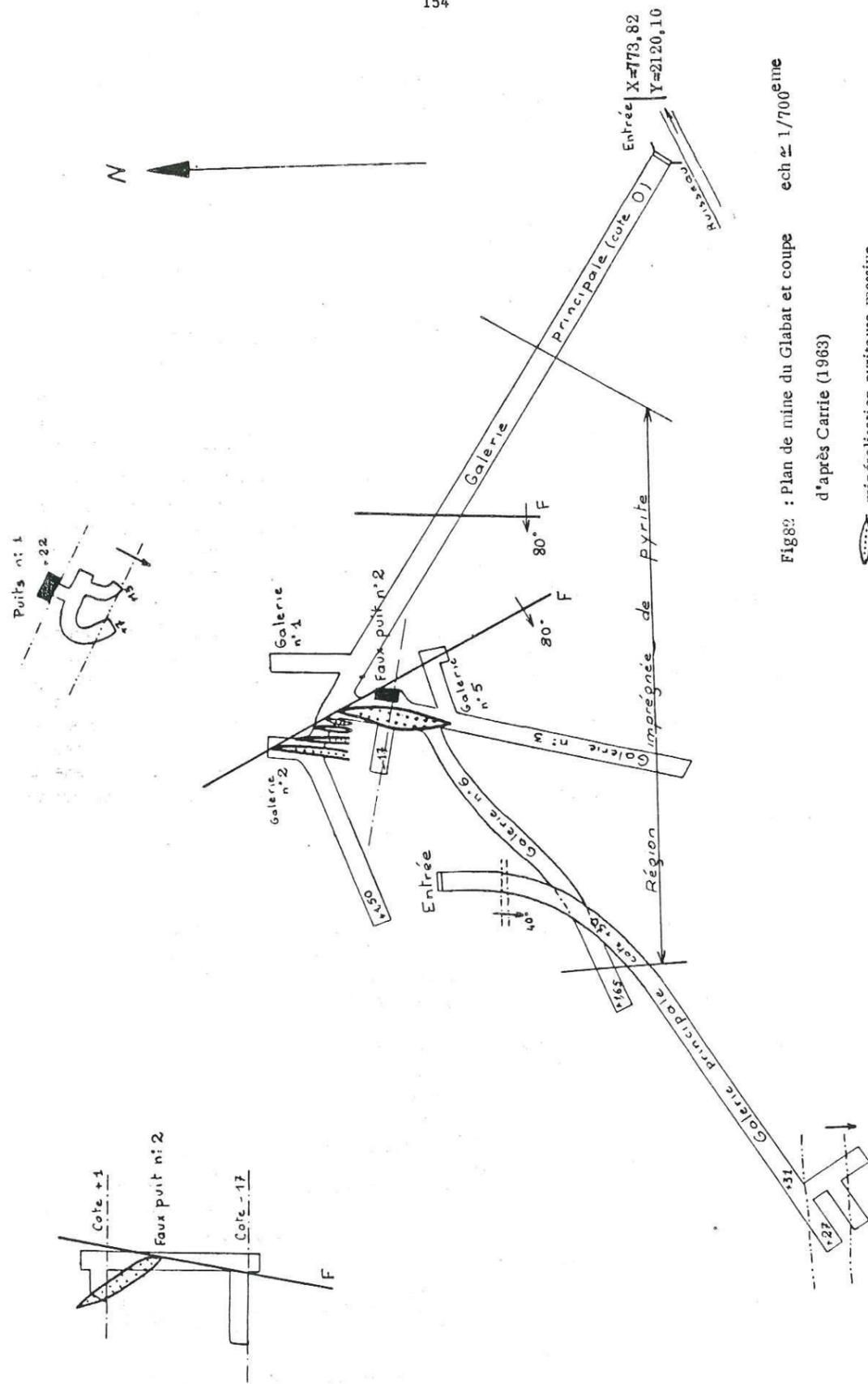
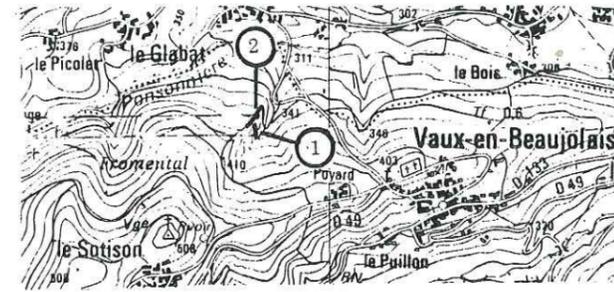


Fig 82 : Plan de mine du Glabat et coupe d'après Carrie (1963) echelle 1/700ème

minéralisation pyriteuse massive  
zones talqueuses



- 1 : Coupe 1, faciès hydrothermalisés à nodules quartzeux.
- 2 : Coupe 2, faciès à talc, amphibole, biotite.

Fig 83 : Localisation des zones d'affleurement du Glabat. Echelle : 1/25000ème.

- Faciès à aspect micaschisteux et nodules quartzeux (l.m. J.R 188, 250, 251).

Texture: ces faciès montrent une texture orientée et généralement ocellée. Ils ont aspect micaschisteux avec des lits phylliteux (biotite ou muscovite) dans lesquels s'insèrent des amandes de matériel quartzeux et/ou quartzo-feldspathique. Ces faciès témoignent d'un hydrothermalisme et révèlent la présence systématique de nombreux cubes de pyrite, disséminés et altérés.

On peut aussi y distinguer de gros nodules de cordiérite poéclitique. De prime abord, l'observation d'éléments quartzeux circulaires et ovoïdes, évoque une nature détritique à l'origine de ces faciès. Toutefois, la lame mince J.R. 250 révèle que ces "yeux de quartz" sont issus d'une déformation. En effet, un niveau quartzeux est affecté de petits plis isoclinaux, qui donnent naissance à ces éléments quartzeux. Ils dérivent donc d'un événement tectonométamorphique, par étirement et boudinage des charnières de plis quartzeux, insérés dans la mésostasé phylliteuse.

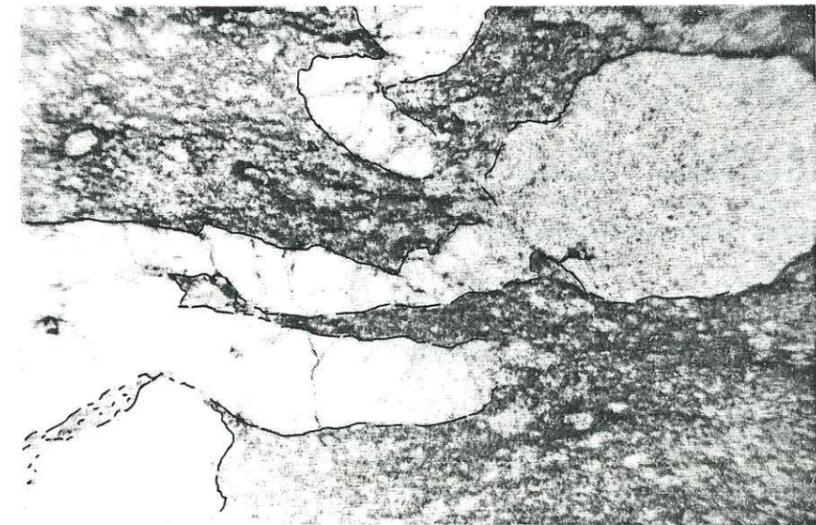


Fig 84 : Filonnets quartzeux donnant naissance à des ocelles, par boudinage (x20). l.m. JR 250.

Minéralogie: Quartz, biotite, cordiérite, feldspath potassique, hydroxydes de fer, zircon, rutile, barytine.

Quartz: en amas ovoïdes polycristallins et, en texture en mosaïque avec le feldspath potassique.

Biotite: généralement abondante, elle souligne une orientation nette. Toutefois, les paillettes de ce minéral ne sont pas toutes orientées dans la schistosité et pourraient donc remplacer un minéral originel (chlorite ?). Elle s'associe à la cordiérite et toutes deux pourraient être issues du métamorphisme de contact du granite d'Odenas (qui affleure à moins de 200 m). Sa teinte brun-clair, évoque une variété magnésienne.

Feldspath potassique: aux côtés de la biotite et du quartz, il constitue une part importante du fond de la roche.

Cordiérite: en gros cristaux (jusqu'à 1 cm) poéclitiques, englobant les éléments quartzeux, des biotites... elle présente des inclusions de zircons, et une altération très variable.

Pyrite, hématite et barytine: les hydroxydes de fer sont très abondants, en filonnets orientés dans la foliation, mais aussi en remplacement de cubes de pyrite automorphes. La barytine remplace parfois la pyrite, au côté de l'hématite.

Rutile: de forme variée: individus aciculaires et/ou trapus. Ces derniers sont associés, en grappes, aux amas quartzeux.

Il existe peut-être un plagioclase, mais son existence n'a pas été prouvée.

A l'origine, il pourrait s'agir d'un faciès détritique à volcano-détritique, voire tuffacé. Cet ensemble présentait probablement des filonnets quartzeux et minéralisés désormais très déformés. Le granite d'Odenas proche a développé une association minérale tardive, à cordiérite, biotite (feldspath potassique ?).

Faciès à muscovite: cet échantillon provient également de la coupe 1: éch. et l.m. J.R.187

Texture: elle est moins orientée que celle des échantillons précédents, mais de type granolépidoblastique, avec des textures en mosaïque.

Minéralogie: quartz, muscovite, feldspath potassique, cordiérite, andalousite.

Quartz: il montre des structures en mosaïques, témoin d'une recristallisation à l'équilibre. Il s'associe fréquemment au feldspath potassique.

Muscovite: abondante et apparemment primaire, elle montre des bordures floues (destabilisation). Elle semble antérieure à l'andalousite et à la cordiérite (on la trouve en inclusions dans celles-ci) et serait donc préexistante, au métamorphisme de contact tardif.

Feldspath potassique: la coloration au cobalt-nitrite a permis de déceler sa présence. Il apparaît s'insinuer entre les minéraux (le long des limites de grains, et dans les interstices laissés dans la structure de la roche). En conséquence, il apparaît tardif.

Cordiérite: elle se présente en phénocristaux poéclitiques (inclusions de quartz, muscovite), mais peu reconnaissables, car ils sont altérés en pinnite.

Andalousite: comme la cordiérite, son habitus est en phénocristaux poéclitiques.

Toute la roche est densément piquetée de petits grains opaques et semi-opaques.

A l'origine, probablement riche en alumine (paragénèse à muscovite probable), cette roche a subi le métamorphisme de contact, avec développement de cordiérite, andalousite, (feldspath potassique).

Faciès à minéraux phylliteux: éch. et l.m. P 30, P 53, P 37; ils proviennent de la coupe n°2. On peut observer deux associations (une à phlogopite, et l'autre à talc.

Faciès à phlogopite: la texture, généralement équante montre une grande richesse en phyllites brun-clair. Au sein de cette mésostase phylliteuse, s'individualisent des taches blanches, formées de cordiérite, quartz et feldspath. La pyrite est très abondante.

Minéralogie: Phlogopite, quartz, cordiérite, feldspath, pyrite rutile.

Phlogopite: le minéral phylliteux observé, de teinte brun clair, évoque une variété magnésienne assimilable à une phlogopite. Au sein de la texture équante, il se répartit de façon homogène.

Quartz: Son abondance est variable, il est associé aux phyllites et constitue parfois des filonnets déformés.

Cordiérite: d'abondance variable aussi, elle se présente en phénocristaux altérés.

Feldspath: le faciès P 30 montre des phénocristaux de feldspaths déformés et maclés Carlsbad. La coloration révèle leur nature potassique actuelle, mais la disposition de la coloration suggère une potassification à caractère tardif. En conséquence, il pourrait s'agir d'un plagioclase primaire, remplacé ultérieurement par du feldspath potassique.

Minéraux opaques: pyrite en cubes automorphes isolés ou associés en agrégats. Leur abondance signe la présence de la minéralisation. Rutile, en cristaux dispersés.

En conséquence, ici encore, la paragénèse originelle ne semble plus observable, et le métamorphisme de contact, probablement accompagné d'une potassification a développé phlogopite, cordiérite (feldspath potassique).

Faciès à talc: éch. et l.m., J.R. 37, P.15, P 44).

Macroscopiquement, ces roches ont un aspect de talcschistes, affectés d'une schistosité frustrée.

Texture lépidoblastique, montrant une orientation plus ou moins marquée.

Minéralogie: talc, amphibole, barytine, pyrite.

Talc: c'est le constituant principal, il souligne la schistosité.

**Amphibole:** une variété monoclinique est observable, elle s'insère en individus isolés ou groupés, dans la matrice riche en talc. D'aspect incolore, elle est assimilable à une trémolite légèrement ferrifère. Au côté de ces cristaux, non altérés, s'observent de grands individus transformés en talc et/ou muscovite.

**Barytine:** Ce minéral se rencontre en abondance variable, sous forme de lits.

**Pyrite,** en cristaux automorphes assez rares.

La paragenèse originelle a pu être à amphibole; le talc (probablement issu du métamorphisme de contact), tendant à les remplacer. Le talc pourrait aussi remplacer des chlorites primaires, désormais oblitérées.

. Faciès à amphibole (l.m.P 52, P 54, P 42, JR 251).

Ce faciès a été observé dans la coupe n°2 où, en niveaux décimétriques, il alterne avec des niveaux talqueux et barytiques. Leur position suggère, en profondeur, une insertion au sein du faisceau des lentilles minéralisées (ou à proximité). Ce sont des roches de teinte blanche, montrant un enchevêtrement de fibres d'amphiboles dont la taille peut atteindre le centimètre. Entre ces fibres, qui cristallisent sans direction préférentielle (agrégats fibroradiés fréquents), on note des cristaux de cordiérite altérée.

. Minéralogie

Amphibole, cordiérite, zircon, quartz, barytine, leucoxène.

**Amphibole:** c'est le minéral dominant. Ses propriétés optiques évoquent une espèce monoclinique. Elle est de teinte incolore et révèle une polarisation, dans les gris du premier ordre. Sa composition est, vraisemblablement celle d'une trémolite légèrement ferrifère. Agencée en agrégats fibroradiés, ses fibres ménagent entre elles des zones où cristallise, quand elle existe, de la cordiérite.

**Cordiérite:** d'abondance variable, elle remplit les espaces ménagés par les fibres d'amphibole. Elle est généralement altérée (teinte rougeâtre) et montre des inclusions d'apatite et de leucoxène.

**Quartz et barytine** constituent des minéraux accessoires, parfois absents. Aucun sulfure n'est observable.

Comme dans les autres faciès, la cordiérite est rapportable au métamorphisme de contact du granite d'Odenas. En l'absence d'arguments pétrographiques, l'amphibole pourrait être primaire. En l'occurrence, il pourrait s'agir à l'origine de roches basiques et/ou ultrabasiques ou d'hydrothermalites (associées aux minéralisations sous-jacentes).

. Niveaux barytiques

Ces niveaux ont été rencontrés, lors de l'exploitation, en alternance, avec les niveaux minéralisés en sulfures. La barytine constitue des lits monominéraux, ou s'associe aux niveaux à talc, amphibole et phlogopite. De teinte blanchâtre à jaunâtre, elle est cohérente et à texture saccharoïde. Elle montre une orientation généralement nette. Sulfures et carbonates (de cuivre) s'observent, mais restent rares.

. Minéralogie: barytine essentiellement, † quartz, amphibole, talc, phlogopite.

**Barytine:** elle présente une orientation généralement frustrée, mais nette. Ce minéral a vraisemblablement recristallisé. Il s'associe en abondance variable, avec tous les autres minéraux: phlogopite, talc, amphibole, quartz. Les sulfures sont rares.

Ces niveaux barytiques, qui alternent avec la minéralisation sulfurée suggèrent pour cet ensemble une affinité avec les amas sulfurés. En effet, la disposition en lits de ce minéral rappelle plus les barytines saccharoïdes, accompagnant les minéralisations sulfurées dévoniennes de la région (Chassy, Vieille Mine, Clerjon..), que les minéralisations filoniennes tardives, associées au granite d'Odenas.

Conclusion à l'étude pétrographique de l'encaissant du gîte

L'ensemble des faciès décrits ci-dessus montrent des associations minérales qui sont à majorité issues du métamorphisme de contact du granite d'Odenas; métamorphisme qui semble avoir été accompagné d'une potassification. Toutefois, le caractère particulier de certains niveaux ne semble pas entièrement attribuable au granite d'Odenas, qui n'induit pas généralement de telles transformations.

L'agencement de ces matériaux divers, en alternance avec des lits sulfurés et barytiques, suggère à leur origine, l'intervention de processus hydrothermaux, antérieurs à ceux du granite d'Odenas. La conjonction de minéralisations, et notamment de niveaux barytiques (dont nous avons vu l'affinité avec celles des gîtes dévoniens), avec ces matériaux, apparaît troublante. Si l'on admet que la minéralisation est, au moins pro-parte, antérieure au granite d'Odenas, certains minéraux (tel l'amphibole) pourraient être liés à cet épisode. Cette hypothèse est étayée par la pétrographie: l'amphibole se révélant antérieure au métamorphisme de contact. Ce dernier développe une association à phlogopite, talc, cordiérite, andalousite et feldspath potassique probable.

Des roches similaires (hydrothermalites, exhalites, altérites, constituées de chlorite, amphibole, biotite..) ont été décrites dans l'environnement de certains amas sulfurés; minéralisations reliées à des masses volcaniques et tuffacées acides et/ou basiques (DAGALLIER, 1979; BERNARD, 1980; COSTA et al. 1983).

V - 3.2.3. Géochimie de l'encaissant du gîte

Des analyses (majeurs et traces) ont été effectuées, sur des faciès peu minéralisés en pyrite et barytine. Au premier abord, ces analyses montrent une grande dispersion, et presque tous les éléments chimiques dosés offrent une grande variance. Toutefois, l'examen détaillé des analyses permet de les regrouper en trois sous-ensembles, qui s'accordent partiellement avec la pétrographie (cf. tableau n°8). Les seules caractéristiques communes à ces groupes sont leurs faibles teneurs en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO et les teneurs presque toujours nulles en Na<sub>2</sub>O, ce fait témoignant peut-être d'un lessivage intense de cet oxyde.

Composition pétrographique et géochimique des trois groupes (cf. groupes 1, 2 et 3 - tab. n°8)

1-Groupe hypermagnésien et hypo-alumineux (éch. P 42, P 54, P 37, PR 251)

Pétrographie: les minéraux dominants sont l'amphibole et/ou le talc auxquels s'associe parfois la cordiérite.

## ANALYSES DES ROCHES TRANSFORMEES ASSOCIEES AU GITE DU GLABAT

Tableau n° 8

REF	PR251	P54	P42	P37	P52	PR254	P30	PR188	PR250	P53	PR187
SiO2	53.96	55.84	56.69	58.80	39.35	55.21	60.26	65.14	66.77	42.99	59.97
AL2O3	2.89	1.77	0.85	1.69	12.93	14.32	13.18	12.26	12.64	19.28	21.66
FE2O3	0.81	1.63	0.88	1.11	2.05	8.19	6.69	5.52	4.43	5.23	1.72
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	27.30	25.01	27.09	33.65	32.32	10.91	8.61	6.72	6.25	18.48	0.71
CaO	11.19	12.22	11.74	0.24	2.18	0.04	0.04	0.08	0.08	0.27	0.07
Na2O	0.00	0.00	0.01	0.09	0.01	0.06	0.00	0.18	0.27	0.00	1.10
K2O	0.00	0.09	0.02	0.00	0.40	2.36	4.42	4.73	4.56	5.61	8.40
TiO2	0.31	0.14	0.03	0.15	1.52	1.20	1.07	1.47	1.15	1.83	2.45
MnO	0.06	0.14	0.09	0.02	0.04	0.10	0.09	0.07	0.07	0.07	0.01
P2O5	0.13	0.20	0.35	0.05	0.17	0.10	0.02	0.12	0.08	0.25	0.05
H2O+	2.98	2.09	2.43	5.16	8.69	6.54	5.19	3.59	3.65	6.79	3.34
H2O-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	99.63	99.13	100.18	100.96	99.66	99.03	99.57	99.88	99.95	100.80	99.48
Y	-	12	-	-	-	-	27	21	-	27	-
SR	-	33	-	-	-	-	90	88	-	20	-
RB	-	4	-	-	-	-	110	86	-	187	-
ZR	-	18	-	-	-	-	73	114	-	98	-
HB	-	2	-	-	-	-	5	6	-	6	-
BA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CG	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CR	1	1	1	1	8	24	9	1	35	15	16
CU	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NI	1	30	7	3	2	4	4	2	6	8	1
ZN	163	557	178	272	424	563	288	291	298	407	11
V	67	73	33	40	206	171	173	247	182	341	300
MO	3	7	2	2	14	18	10	3	10	50	3

- 1 -

- 2 -

- 3 -

Origine supposée :

1 - Groupe de faciès hypermagnésien et hypo-alumineux.

Associations minérales à amphibole, talc et cordiérite.

2 - Groupe de faciès alumineux, ferrifère, magnésien et potassique.

Associations minérales à quartz, feldspath potassique, phlogopite, cordiérite, pyrite et rutile.

3 - Groupe de faciès hyperalumineux et potassique.

Associations minérales : quartz, feldspath potassique, pyrite et rutile ± phlogopite et cordiérite (P53, faciès très magnésien); ± andalousite (PR187, faciès hypomagnésien); Anciens métasédiments ou chloritites ?

N.B. : L'échantillon P52 montre des affinités avec les groupes 1 et 2; sa minéralogie amphibole et muscovite.

Equivalence lames minces - échantillons de géochimie : pour les échantillons notés en PR, leur lame mince est en JR. Les échantillons en P gardent la même appellation.

Géochimiquement, ce sont des faciès hypo-alumineux (pas d'alumino-silicates, à part la cordiérite), mais hypermagnésiens (amphibole magnésienne, talc, cordiérite) et parfois calciques (trémolite). Leur forte teneur en magnésium évoque une ressemblance géochimique avec les roches ultrabasiqes. Toutefois, les roches ultrabasiqes de notre secteur (cf. coupe des Etuilles, n°9, p.) sont à plagioclase probable et de fait, plus alumineuses. Leur comparaison aux moyennes d'analyses par groupe de roches (tableau n°3) marque leur nature particulière. Leur pétrographie monominérale : à amphibole ou talc (secondaire), rappelle celle des niveaux d'hydrothermalites; niveaux rencontrés en association avec certains gîtes, en particulier de type amas sulfurés (chloritites, amphibolitites, biotitites, décrits par DAGALLIER, 1979; BERNARD, 1980; COSTA et al. 1978). Ces faciès ayant pu connaître lors du métamorphisme de contact postérieur, une transformation de leur paragenèse; le talc remplaçant alors les amphiboles, tandis que cordiérite et phlogopite pseudomorphosent d'éventuelles chlorites originelles.

En conséquence, ces faciès représenteraient peut être, à l'origine des amphibolitites et/ou chloritites (?) accompagnant la minéralisation sulfurée et barytique, dont l'appartenance (au moins pro-parte) au groupe des amas sulfurés, paraît claire.

2-Groupe alumineux ferrifère et potassique (éch. PR 254, P 30, PR 188, PR 250).

Pétrographie: ces faciès présentent une association minérale à quartz, phlogopite, cordiérite et feldspath potassique. Ils sont minéralisés en pyrite et rutile et montrent parfois des reliques de plagioclases altérés et/ou remplacés par le feldspath potassique tardif. Ils ont subi les effets du métamorphisme de contact (phlogopite, cordiérite, feldspath potassique ?).

Géochimiquement ces faciès montrent des teneurs en alumine uniformes de l'ordre de 13%. Ils sont pyritisés et riches en titane: ces deux éléments étant associés, dans la minéralisation (cf. métallogénie de ce gîte). Ils sont également riches en magnésium, caractère généralisé dans l'environnement du gîte; ce fait est probablement dû à l'hydrothermalisme, accompagnant la minéralisation, et qui a induit la formation d'exhalites. Enfin, leur richesse en potassium est imputable au granite d'Odenas. Malgré les nombreux mouvements d'éléments constatés, silice et alumine évoquent des roches magmatiques de nature acide (voire intermédiaires).

3-Groupe hyper-alumineux et potassique (éch. P 53, PR 187)

Pétrographie: les associations minérales sont à quartz, feldspath potassique, muscovite ou phlogopite et cordiérite (ou andalousite). Pyrite et surtout rutile se rencontrent en abondance.

Géochimiquement, ce sont des faciès hyper-alumineux et riches en titane, mais aussi en potassium. Le magnésium est très variable. Sa teneur a influencé les associations minérales néoformées: phlogopite et cordiérite pour l'échantillon P 53 (18% de MgO) et andalousite pour le PR 187 (moins de 1% de MgO). La nature hyper-alumineuse de ces matériaux (Al réputé stable lors de l'altération) évoque une nature originelle argileuse et/ou chloriteuse. De telles compositions minéralogiques rappellent celles des métasédiments dévoniens (cf. pétrographie et géochimie de ces matériaux). Les chloritites et argiles d'altération, sont par ailleurs connues dans certains gîtes de type amas sulfuré, ou elles constituent des exhalites accompagnant les minéralisations.

Ces trois groupes semblent donc marquer, malgré la forte mobilité probable de certains éléments, des roches originelles différentes pour chacun d'eux. La poursuite de l'étude géochimique de ce groupe nécessite la sélection des éléments chimiques les plus invariants; sont reconnus comme tels: Ti, Al, Y, Zr, Nb, Cr, Ni, V. MOINE et al. (1982), dans un contexte similaire d'hydrothermalisme magnésien, estime que les moins mobiles sont Al, Cr, Ni, V et Ti. En conséquence, on peut penser que dans notre cas, comme à Luzenac (Ariège, MOINE et al., 1982), ces éléments permettent de caractériser les matériaux comme nous l'avons fait ci-dessus avec Al, pour les trois groupes.

#### 4-Essai de caractérisation de l'origine des matériaux constituant l'encaissant du gîte

L'insertion des trois groupes, issus de l'encaissant du gîte, dans deux diagrammes de MOINE et al. (1982; fig. 85 et 86), montre pour chacun d'eux des tendances propres.

1) Pour le Groupe 1 (noté T1 sur les diagrammes), on note son individualisation, vis-à-vis des moyennes d'analyses des roches du secteur, y compris les ultrabasites.

2) Pour les Groupes 2 et 3 (notés T2 et T3 sur les diagrammes) on remarquera le positionnement des termes les moins altérés, à proximité immédiate des moyennes d'analyses de roches du secteur étudié (termes laviques, plutoniques; métasédiments). Les échantillons des différents groupes montrent en leur sein des tendances évolutives, avec diminution de Na et K et augmentation de Fe + Mg. Ces faciès pourraient donc dériver de roches volcaniques ou plutoniques (y compris le granite d'Odenas), voire de métasédiments, affectés d'un hydrothermalisme magnésien (et ferrifère: minéralisation).

Actuellement, pour les matériaux affectés d'un hydrothermalisme magnésien, trois origines possibles, à caractères métasomatiques, sont reconnues:

- de roches carbonatées, généralement magnésiennes (dolomies, calcaires dolomitiques);
- de roches silico-alumineuses (gneiss, laves acides, granites);
- de roches basiques ou ultrabasiques.

Enfin, on connaît dans certains gîtes minéralisés, des matériaux issus d'un hydrothermalisme magnésien, accompagnant les minéralisations (DAGALLIER, 1979, COSTA et al., 1983..).

Le cas de l'encaissant du gîte du Glabat:

L'hypothèse de roches originelles carbonatées n'est pas en accord avec les données pétrographiques: non observation de carbonates, ni en nodules résiduels non transformés, ni sous forme de minéraux secondaires.

La transformation de roches primaires ultrabasiques (ou basiques), malgré les fortes teneurs en magnésium, ne semble pas plausible. En effet, les matériaux dérivés de serpentinites montrent des teneurs en chrome et nickel fortes (BEAULIEU, 1983). Nos analyses révèlent, pour ces deux éléments des teneurs faibles à nulles, alors que les analyses de roches basiques, en Brévenne, montrent des valeurs de Cr, généralement supérieures à 100 ppm (gabbros, dolérites);

Diagrammes consacrés à l'étude géochimique de l'encaissant du gîte du Glabat. D'après Moine et al., 1982.

Si/3Al m. at.

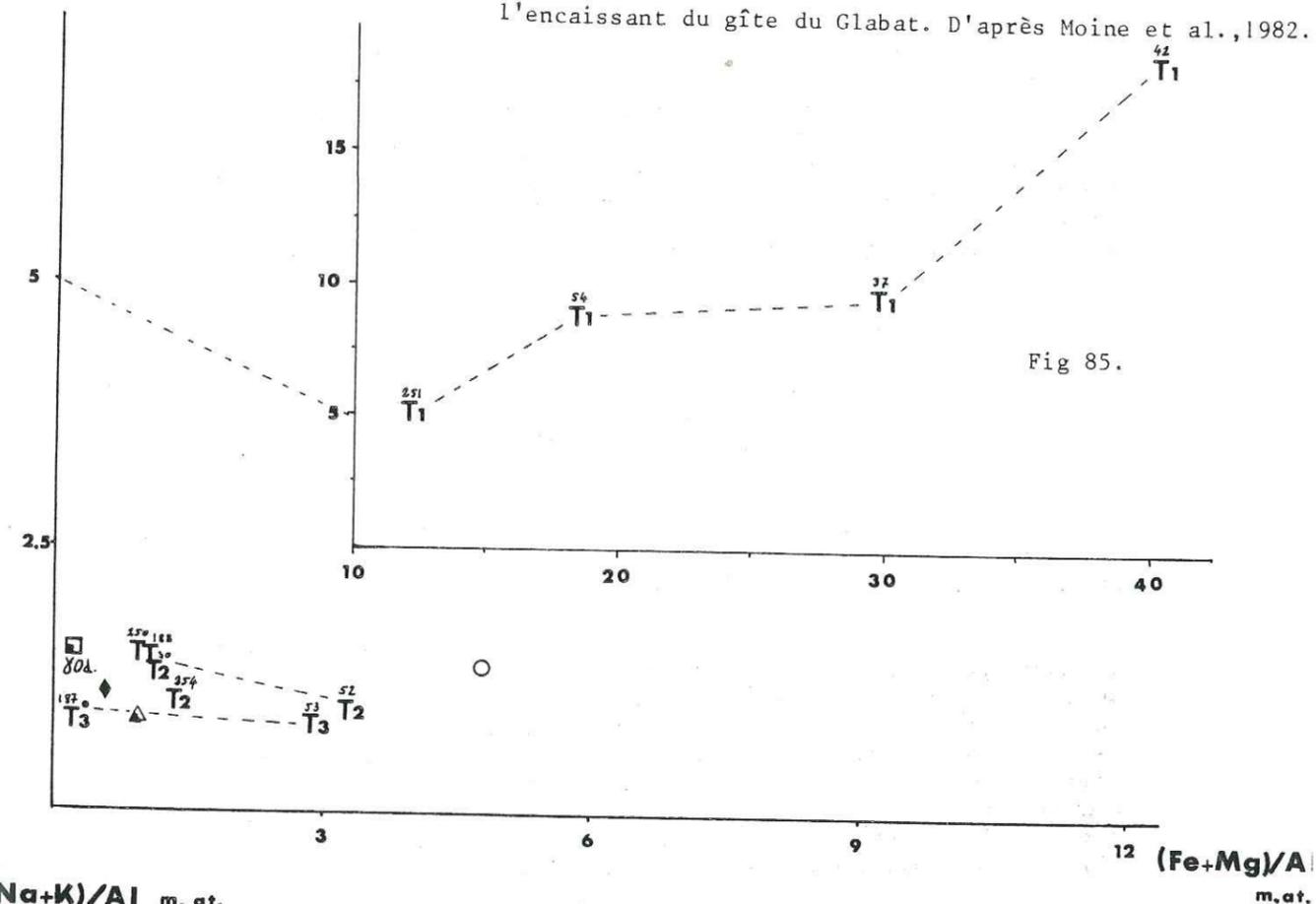


Fig 85.

(Na+K)/Al m. at.

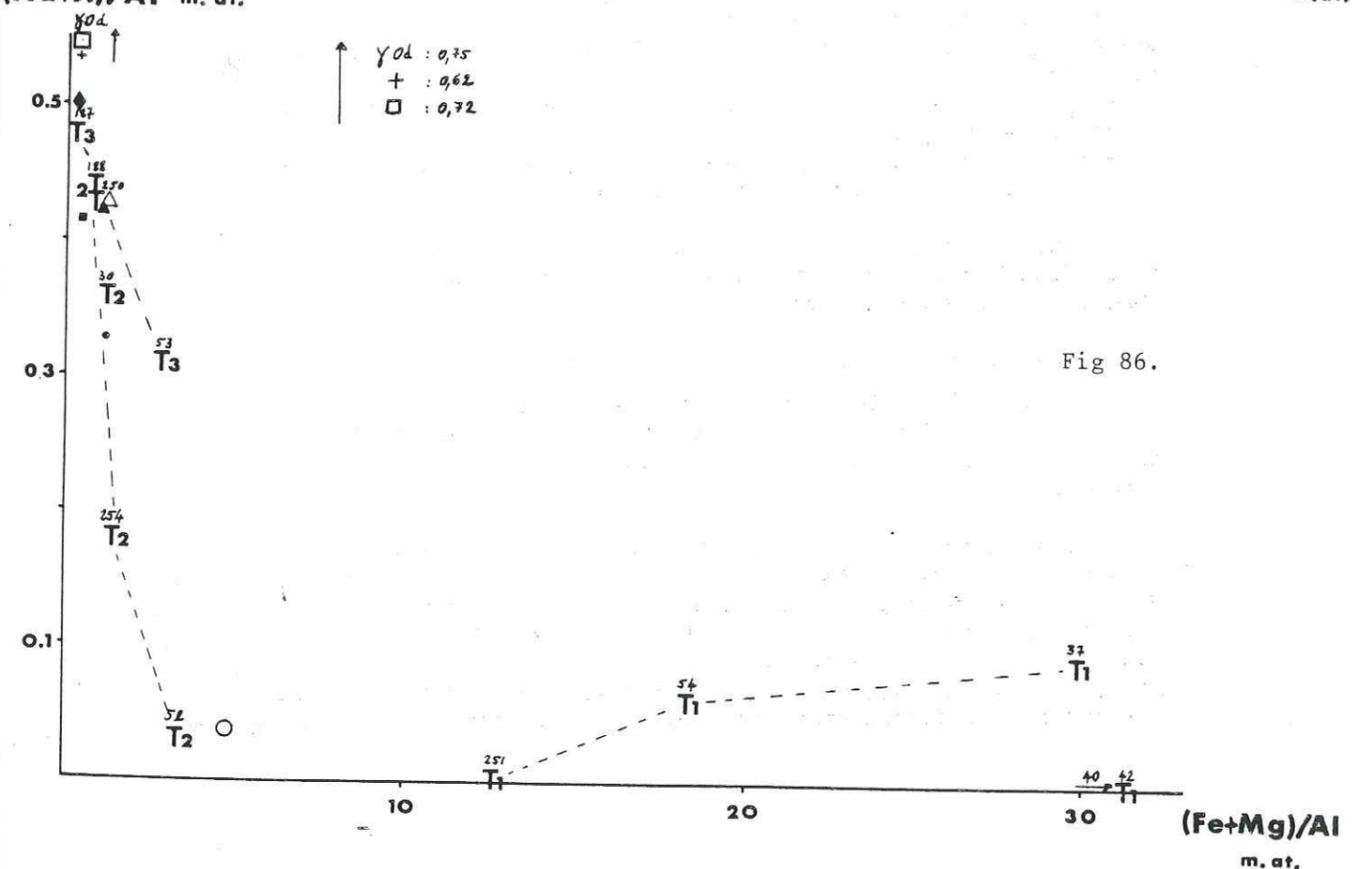


Fig 86.

les ultrabasites, quant à elles, montrent essentiellement des valeurs de l'ordre de 1500 ppm pour ces éléments.

L'origine par métasomatose magnésienne de roches silico-alumineuses, accompagnant la mise en place des minéralisations (sulfurée et barytique), semble la plus probable. Une telle origine, s'accorde avec les résultats offerts par les diagrammes de MOINE et al. (1982). Les teneurs en vanadium des groupes 2 et 3, étayent cette hypothèse. En effet, selon BEAULIEU (1983), des teneurs similaires à celles des groupes 2 et 3, qualifient à l'origine un environnement silico-alumineux (modifié ensuite par une métasomatose magnésienne).

#### V - 3.2.4. Conclusion à l'étude de l'encaissant du Glabat

Les trois groupes de faciès sont liés, mais issus de roches originelles variées. Le groupe T1 pourrait représenter des niveaux d'exhalites (hydrothermalites) de type amphibolitites, accompagnant minéralisations sulfurées et barytiques.

Le groupe T2 semble correspondre à des altérites issues de l'hydrothermalisation (à caractère magnésien) de roches silico-alumineuses (laves acides probables: kéraatophyres ?).

Le groupe T3 pourrait dériver, soit, de métasédiments terrigènes très matures, soit, d'exhalites (chlorites, argiles) accompagnant comme les amphibolitites, la minéralisation.

Cet ensemble de points, milite en faveur d'un ensemble silico-alumineux (laves, métasédiments ?) transformé hydrothermalement, par les fluides qui génèrent les minéralisations (sulfurées et barytiques). Au côté de ces roches (groupes T2 et T3), coexistent probablement des niveaux (groupe T1) issus de la précipitation des fluides hydrothermaux (amphibolitites).

#### V - 3.3. Métallogénie du gîte du Glabat

Cette partie est essentiellement établie à partir des données micrographiques de ZANGA (1972) et accessoirement de CARRIE (1963). Ces travaux, précisent peu l'origine possible du gîte; ils s'attachent surtout à une description des associations minérales.

##### 1) Métallographie

- magnétite : en petits cristaux automorphes emballés dans la gangue et la pyrite.

- Rutile : fréquent en inclusions surtout dans la pyrite, la blende et la gangue.

- Pyrite : généralement automorphe, massive, mais fracturée. Ces fractures montrent de la chalcopryrite, de la gangue et des minéraux d'oxydation. La pyrite tend à être moulée ou remplacée par la pyrrhotite, la blende et la chalcopryrite. Magnétite et mispickel s'y rencontrent en petites inclusions.

- pyrrhotite : Elle s'observe en plages xénomorphes, moulant et corrodant la pyrite. L'altération en "birds eyes", avec formation de pyrite, marcassite est fréquente.

- Blende : rare, en plages xénomorphes corrodées par la pyrrhotite et la chalcopryrite. Ses exsolutions (chalcopryrite) montrent des structures en flammes.

- Chalcopryrite : fréquente, tardive et de fait en plages xénomorphes, elle remplace magnétite, pyrite, blende, chalcopryrite. Elle présente de nombreuses inclusions et exsolutions de cubanite, mackinavite et pyrrhotite.

- Cubanite, mackinavite: en inclusions et exsolutions dans la chalcopryrite.

- Molybdénite : très accessoire, elle s'observe en fines "aiguilles" emballées dans la gangue, la pyrite, la chalcopryrite et la pyrrhotite.

- Mispickel : en cristaux automorphes, zonés ou maclés, se révélant parfois englobés et corrodés par la pyrite.

- Bismuth natif : on l'observe en "filets" dans la gangue et surtout la galène.

- Galène : très tardive et rare, elle se présente en plages xénomorphes tendant à remplacer la pyrrhotite.

- Cuivre gris: xénomorphe et rare. Il se rencontre en association avec la chalcopryrite et parfois en inclusion dans celle-ci.

- Goethite, bornite, covellite, sont les produits d'altération, observés dans les lits barytiques (échantillons prélevés à l'affleurement).

#### 2) Ordre de cristallisation apparent

Il apparaît être le suivant : rutile, magnétite, molybdénite (?), pyrite, blende, pyrrhotite, chalcopryrite (cubanite, mackinavite, cuivre gris), bismuth, galène.

A cette minéralisation, on doit ajouter la barytine, dont les lits alternent avec les niveaux de sulfures (rapport datant des recherches) et parfois en contiennent de faibles proportions.

Cette paragenèse montre les faits ci-après :

- la présence de bismuth et de molybdénite; ce dernier minéral étant mal replacé au sein de la paragenèse;

- l'existence de nombreuses inclusions dans la chalcopryrite;

- la ressemblance du reste de la paragenèse avec celle de La Planche.

Deux types de minerais coexistent : le minerai massif (lentille et lits minéralisés), et l'autre de type diffus (zone imprégnée de pyrite).

#### v - 3.4. Discussion

Dans la description de ce gîte, de nombreux points militent en faveur d'un amas sulfuré. Nous citerons les faits suivants:

- nature des matériaux de l'environnement (roches acides, voire métasédiments)

- présence de matériaux à composition d'hydrothermalites (amphibolitites, chloritites ?);

- géométrie des corps minéralisés (lentilles et lits);

- alternance de la minéralisation avec des niveaux de barytine et/ou d'exhalites (probables);

- existence d'une zone à minéralisation diffuse (peut-être assimilable à un stockwerk ?).

Si l'essentiel de la paragenèse peut-être rapportée à celle d'un amas sulfuré; quelques minéraux posent un problème, concernant leur origine. En effet, molybdénite et bismuth sont observables. De plus, comme à La Planche, le minerai est à pyrrhotite.

Ces minéraux, bien que classiquement reconnus d'affinité granitique (ROUTHIER, 1963), sont signalés dans les amas sulfurés et en particulier ceux de type kuroko (URABE, 1974; PICOT et al.; 1976). En raison de la proximité du granite d'Odenas, on peut supposer que molybdénite et bismuth représentent la signature discrète de son intervention.

Le granite d'Odenas possède en effet, une potentialité métallogénique à Mo, Bi, W (Sn). On remarquera que la molybdénite est une phase présente dans de nombreuses minéralisations dévono-dinantiennes du N.E. du Massif Central (Chessy, Valtorte, Chizeuil ...); ces minéralisations ont pour point commun des insertions dans des environnements affectés par le métamorphisme de contact des granites rouges (Granite d'Odenas ...).

La présence de pyrrhotite soulève les mêmes problèmes qu'à La Planche (cf. ch V - 2.4.).

#### V - 3.4. Conclusion à l'étude de ce gîte

Pétrographie et géochimie convergent en faveur d'un environnement à dominante volcanique acide. Les faciès hydrothermalisés pourraient représenter d'une part, des volcanites, et d'autre part, des altérites (hydrothermalites, exhalites) accompagnant les niveaux barytiques et sulfurés. La métallographie s'accorde avec cette hypothèse, tout en montrant la signature discrète (et probable) du granite d'Odenas (apport en Mo et Bi probablement liés aux fluides potassiques). Ces faits rapprochent donc cette minéralisation des gîtes révélant des exhalites (Chizeuil, DELFOUR, 1983, 1984; Mattagami Lake, COSTA et al., 1983; Pierrefitte-Nestalas, DAGALLIER, 1979 ...); ces gîtes sont affiliés aux amas sulfurés. Dans le cas plus particulier, qui nous concerne, la prédominance des roches acides, suggère une affinité avec les gîtes de type Kuroko (CHIRON, 1978; URABE, 1974; SATO, 1974) et les amas sulfurés de la province de Huelva (ROUTHIER, 1978; SOLER, 1980).

Ce gîte et les "kuroko" présentent les caractéristiques suivantes:

- leur environnement à dominante volcanogène acide (présence de protusions ?);
- la nature de leur minéralisation, sulfurée et à sulfosels;
- l'existence de niveaux barytiques;
- la présence d'altérites.

Toutefois, en raison des mauvaises conditions d'observation, un certain nombre de problèmes restent posés, concernant la présence d'une éventuelle protusion. Les matériaux du groupe 2, ainsi que les "grès arkosiques" décrits lors des travaux, pourraient représenter les faciès pyroclastiques (brèches et tufs d'explosion), accompagnant la mise en place d'un dôme lavique acide, et de fait les minéralisations.

#### V - 4. LE GITE DU CLERJON

##### V - 4.1. Situation

Ce gîte n'a pas fait l'objet d'exploitation. Situé en X=775,55 ; Y=2114,9 ; il est entaillé par le chemin vicinal joignant Montmélas à Rivolet, à proximité immédiate du lieu-dit Le Clerjon. De faible extension, il est actuellement envahi par les broussailles, un petit chapeau de fer est observable au-dessus. Il a été signalé en 1955, lors d'une campagne de la C.G.G., comme indice sulfuré. En plus des sulfures s'observent un amas et des blocs de barytine.

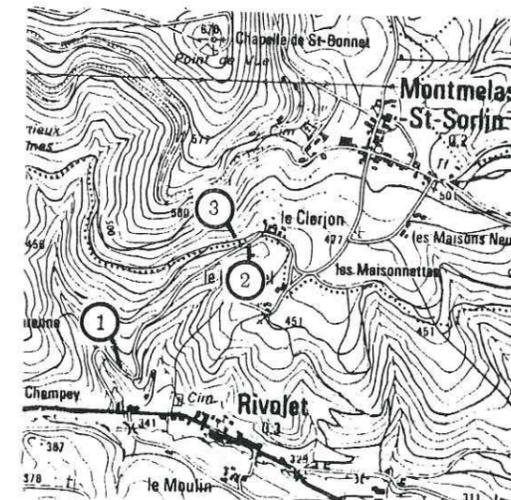
##### V - 4.2. Encaissant de la minéralisation

L'environnement proximal est formé par des métasédiments (quartzites et silts), avec peut-être une composante tuffacée à l'origine, et au-dessus un ensemble de laves acides et basiques (cf. coupe n°7, p. ). Tous ces faciès, mais plus particulièrement les laves ont subi le métamorphisme de contact du granite d'Odenas, avec développement de biotite et actinote. A proximité s'observent aussi des gabbros-dolérites à texture ophitique.

Trois minéralisations distinctes sont observables (cf. fig.87):

- un petit stockwerk pyriteux, recoupant le socle, juste au-dessous de la discordance ;
- la minéralisation sulfurée signalée par ESCALIER (1962); CARRIE (1963) et ZANGA (1972);
- le corps barytique découvert lors de la cartographie de terrain en 1982.

La minéralisation sulfurée est insérée dans les laves, qui montrent, à son contact, une silicification, ainsi que de la chlorite (tout ou partiellement biotitisée). La minéralisation barytique, quant-à-elle, repose sur des laves acides silicifiées, pyritisées et limonitisées.



- 1 : Stockwerk minéralisé en Pyrite.
- 2 : Minéralisation sulfurée.
- 3 : Amas barytique.

Fig 87 : Localisation des différentes minéralisations des environs du Clerjon. Echelle : 1/25000ème.

##### V - 4.3. Métallographie

Elle est basée sur les observations de CARRIE (1963) et ZANGA (1972).

- **Magnétite** : en petits cristaux de forme variable (automorphes à xénomorphes), emballés et parfois remplacés par la pyrrhotite.
- **Ilménite** : associée à la magnétite et souvent à la gangue. Elle est en voie d'altération en leucoxène.
- **Rutile** : ses cristaux sont, soit, disséminés dans la gangue, soit, inclus dans la pyrite.
- **Pyrite** : très abondante, en cristaux automorphes cataclasés et dont les fractures sont remplies de gangue et de chalcopyrite. La pyrite s'associe à du mispickel, qu'elle moule et localement corrode.
- **Pyrrhotite** : massive et subautomorphe. Selon ZANGA (1972), elle présente deux variétés à caractères optiques différents. Il pourrait s'agir effectivement de deux variétés de pyrrhotite (une monoclinique, une autre hexagonale) mais peut-être de pentlandite, en exsolutions dans la pyrrhotite. L'altération de la pyrrhotite est classique, avec formation de pyrite, marcassite et magnétite. La pyrrhotite tend à remplacer la blende. Chalcopyrite et galène sont postérieures à la pyrrhotite, avec laquelle elles s'associent parfois, en atoll-structure.

- **Chalcopyrite**, peu abondante, associée à la gangue, mais aussi à la pyrrhotite qu'elle remplace.

- **Blende** : rare, à exsolutions de chalcopyrite. Elle est antérieure à la pyrrhotite, la chalcopyrite et la galène.

- **Galène** : rare, elle présente des plages xénomorphes, disséminées dans la gangue et la minéralisation, en association avec la blende et la chalcopyrite qu'elle remplace. La galène, présente de fréquentes inclusions de bismuth natif, bismuthinite et de cosalite (Pb<sub>2</sub>Bi<sub>2</sub>S<sub>5</sub>).

- **Bismuth, bismuthinite, cosalite** : Ces trois minéraux sont associés, et le plus souvent inclus dans la galène, plus rarement dans la pyrrhotite. Bismuth et cosalite montrent des associations en rim-structure.

- **mackinavite** : en "fibres" incluses dans la pyrrhotite. Ce minéral est fréquemment associé à la pyrrhotite.

#### Ordre de cristallisation apparent

Magnétite (ilménite), rutile, mispickel, pyrite, blende, pyrrhotite (mckinavite, pentlandite?), chalcopyrite, bismuth (bismuthinite) cosalite, galène.

Nous observons donc une paragenèse similaire à celle des autres gîtes étudiés, à laquelle viennent s'adjoindre : bismuth, bismuthinite et cosalite, en faibles quantités. On remarquera aussi la présence, ici encore de pyrrhotite (à inclusions de mckinavite, pentlandite?).

La forme de la minéralisation sulfurée n'est pas parfaitement claire. Toutefois, ses épontes sont silicifiées (CARRIE, 1963; ZANGA, 1972) et les roches encaissantes sont riches en chlorite, désormais biotitisée par le métamorphisme de contact du granite d'Odenas (l.m. JR216).

L'amas barytique présente des dimensions modestes (environ 10m x 1m d'épaisseur; 3ème dimension non estimée), et repose sur des laves acides. Les laves kérophyriques sous-jacentes, sont silicifiées, pyritisées et accessoirement séricitisées et accompagnées de limonite. On observe aisément un litage frustré mais net, souligné par l'aspect saccharoïde de la barytine. En lame mince, cette barytine se révèle être, pratiquement le seul minéral, aux cotés d'un peu de quartz, chlorite (et gypse). On rencontre aussi de nombreux blocs épars de barytine, montrant de rares mouches de pyrite, chalcopyrite et blende. Ces blocs sont partiellement limonitisés et/ou hématisés.

Ces faits, évoquent un minerai barytique d'origine volcanosédimentaire, recristallisé tardivement, sous l'effet du métamorphisme de contact, comme en témoignent, à proximité du site le fort développement de biotite et d'actinote.

Le caractère lité, et pratiquement monominéral, n'est pas sans rappeler les dépôts barytiques qui accompagnent les gisements de type kuroko (SATO, 1974, 1976; URABE, 1974; CHIRON, 1978). La nature des roches encaissantes, les altérations et la composition des minerais sont en accord avec ces faits.

#### V - 4.4. Discussion et conclusion

Dans cet environnement lavique, à dominante acide, l'existence (à moins de 50m. l'une de l'autre), d'une minéralisation sulfurée et d'une masse barytique d'aspect stratiforme, rend séduisante la corrélation entre ces deux minéralisations. L'acceptation d'une relation génétique entre ces deux minéralisations, tendrait à étayer leur appartenance au groupe des gîtes de type kuroko.

La paragenèse observée s'accorde avec celles décrites dans les gîtes de type kuroko. En effet, aux cotés de la pyrite, la chalcopyrite, la blende et la galène, on rencontre des oxydes, des sulfosels et des éléments natifs. Dans le cas du gîte du Clerjon, on remarque : bismuth, bismuthinite, cosalite et mispickel. Ces minéraux pourraient donc appartenir à la paragenèse de l'amas sulfuré. Toutefois, ces minéraux sont souvent considérés comme à affinité granitique; le granite d'Odenas présent à faible distance, (et à potentialité métallogénique en Mo, Bi...) a donc pu induire la formation de ces minéraux métalliques. Comme dans les autres gîtes du secteur on remarque la présence de pyrrhotite; l'origine de ce minéral reste énigmatique (cf. gîte de La Planche).

En conclusion, la présence conjointe d'un amas sulfuré et d'un amas barytique, à caractère exhalatif-sédimentaire, reposants sur un ensemble volcanogène à dominante acide, suggère une affinité avec les amas sulfurés et en particulier ceux de type kuroko.

Ici encore, le granite d'Odenas affleure à faible distance, il induit, par contact, la néoformation de biotite et d'actinote. Ces transformations ont peut-être été accentuées par l'existence, à l'entour de la minéralisation, de chlorites (ou d'autres minéraux hydrothermaux). Par sa potentialité métallogénique, le granite d'Odenas a pu provoquer la retexturation de la minéralisation; cet événement étant accompagné d'une phase minéralisante, à laquelle le bismuth peut être rapporté (?).

Cette minéralisation, semble donc être issue de la succession de deux paragenèses successives : celle d'un amas sulfuré (assimilable à un gîte de type kuroko ?), puis une autre d'importance moindre et d'affinité granitique (influence tardive du granite d'Odenas).

#### V - 5. ELEMENTS DE CONCLUSIONS A L'ETUDE METALLOGENIQUE

A l'issue de l'étude de ces trois gîtes, il apparaît nécessaire, de les comparer entre-eux et avec les principaux amas sulfurés dévoniens du N.E. du Massif Central (Brévenne, Beaujolais, Morvan).

Les trois gîtes étudiés présentent en commun, les caractéristiques suivantes :

- Ils sont localisés dans la série dévonienne, en association avec le magmatisme acide et/ou basique.

- Ils se situent, généralement, à la base de la série, au-dessus des métasédiments (sauf peut-être au Glabat).

- Le granite d'Odenas est généralement intrusif à faible distance et développe une cornéification d'ampleur variable.

- Ils sont caractérisés par leur morphologie (de type amas) et sont accompagnés de "sédiments exhalatifs" et/ou d'hydrothermalites. Certains de ces gîtes sont accompagnés d'une zone à minéralisation diffuse ; peut-être assimilable à un stockwerk.

- Certaines textures sont similaires à celles décrites dans les amas sulfurés : automorphisme des pyrites, coexistence de minerais lités (pyriteux, barytiques), massifs et diffus. Enfin, localement (gîte de La Planche), certaines reliques texturales évoquent des agrégats collomorphes (?).

- Les paragenèses sont à : pyrite (primaire et cataclasée), chalcopyrite, blende, (galène) et minéraux accessoires (à Bi, Mo, As..)

Ces faits, semblent marquer à l'origine de ces gîtes, une superposition de paragenèses. La première est caractérisée par une affinité volcanogène, elle est accompagnée de produits hydrothermaux (exhalites, hydrothermalites). Elle est suivie, tardivement

par une deuxième paragenèse, d'importance moindre; cette dernière, d'affinité granitique apparente, semble être rapportable au granite namuro-westphalien d'Odenas.

Dans ces gîtes, le problème principal, reste l'origine de la pyrrhotite; nous avons vu (gîte de La Planche) que ce minéral pouvait être : - originel et primaire dans le gîte (appartenant ainsi à la paragenèse I);

- issu de la transformation métamorphique du gîte : métamorphisme de contact du granite d'Odenas;  
- lié à la paragenèse tardive (II), du granite d'Odenas.

Les arguments manquent pour trancher, en faveur de l'une des hypothèses.

Les caractéristiques des gîtes, suggèrent à leur origine, un certain nombre de contrôles:

- **Contrôle magmatique.** C'est vraisemblablement le plus important, comme le souligne l'implantation des minéralisations dans l'environnement volcanoplutonique dévonien. De par leur position et leur nature, ces minéralisations semblent imputables à des fluides accompagnant les matériaux magmatiques dévoniens. Plus accessoirement, le granite d'Odenas a pu intervenir, tardivement, apportant une retouche aux paragenèses antérieures.

- **Contrôle tectonique :** Actuellement ce contrôle paraît assez faible. Les secteurs minéralisés, comme toute la région, sont très fracturés. Toutefois, cette fracturation semble tardive et postérieure aux minéralisations. Ces fractures "dissèquent" les amas et leur encaissant. Elles sont parfois minéralisées, secondairement par des filons croiseurs, qui indiquent peut-être localement, une remobilisation de la paragenèse originelle. Toutefois, le contrôle tectonique a pu être primordial, notamment lors des processus d'extension donnant naissance au proto-rift (ou au bassin marginal) et qui ont pu ainsi favoriser la mise en place des volcanoplutons et le fonctionnement des circuits hydrothermaux, générateurs des minéralisations.

- **Contrôle stratigraphique.** Ce contrôle apparaît assez évident, en raison de la position systématique, dans la série dévonienne. Celles-ci semblent localisées à la base de la série. Ce fait pourrait révéler, un épisode minéralisant unique, de courte durée (calé temporellement), et accompagnant la mise en place des premières intrusions magmatiques.

Rapports entre les gîtes de notre secteur et les autres gîtes du Nord-Est du Massif Central Français.

Les faisceaux dévono-dinantiens du Morvan et de la Loire révèlent de nombreuses minéralisations, au nombre desquelles, les plus fréquemment nommées sont : Chizeuil, Valtorte, Le Glabat, La Planche, Chessy, Sain-Bel, Savigny, Vieille Mine. Ces minéralisations présentent de nombreux points communs, comme en témoigne le tableau n°9. Les principaux points sont :

- leur insertion intradévonienne, avec une orientation subconstante N-S à NE-SW;
- leur localisation fréquente à proximité des intrusions de granites rouges namuro-westphalien; ces granites modifiant parfois les paragenèses originelles;
- leur morphologie de type amas;
- la présence d'exhalites et/ou hydrothermalites de nature variée;

Tableau n° 9 : Comparaison sommaire des principaux amas sulfurés du Nord-Est du Massif Central.

GITES	POSITION DANS LA SERIE	NATURE DE L'ENCAISSANT	GEOCHIMIE	MORPHOLOGIE	EXHALITES ET HYDROTHERMALITES	PARAGENESE I	PARAGENESE II	AUTEURS
CHIZEUIL	Dans le Dévonien	Laves sodadacitiques	Calco-alcalin ou Tholéitique ??	6 amas + filons + skarns	Quartzites aluminés et sériciteux	Pyrite Chalcopryrite Blende Barytine	Cassitérite Stannite Bismuth Molybdénite	LECUYER (1982) LEMIERE (1982) Document du BRGM n°73
GILLY s/LOIRE	Dévonien, près de la base	Laves basiques dominantes	Calco-alcalin	Strates sulfurées et filonnets &	Aphibolites Chloritites Biotites	Pyrite Chalcopryrite	??	BELLOTTI (1981) DELFOUR (1983)
VALTORTE	Dans le Dévonien (base ??)	Brèches volcanogènes + rares + calcaires skarnifiés	??	Amas (lentilles) intercalés entre brèches volcaniques et skarn	??	Pyrite Chalcopryrite	Cassitérite Wolframate Scheelite Molybdénite Pyrrhotite	CARRIE (1963) ZANGA (1972)
LE GLABAT	Dans le Dévonien base??	Volcanites acides	Tholéitique (Affinité intraplaque)	Lentilles alites et minéralisation disséminée	Aphibolites Chloritites?	Pyrite Chalcopryrite Blende Barytine	Molybdénite Bismuth	CARRIE (1963)
LE BERCHOUX	Base du Dévonien	Gabbros, laves acides et basiques + métasédiments	Tholéitique (Affinité intraplaque)	2 lentilles saignerales disséminées	Silicification (schloritisation)	Pyrite Blende Magnétite Rutile	??	ZANGA (1972)
LE CLERJON	Base du Dévonien	Laves acides + basaltes + dolérites	Tholéitique (affinité intraplaque)	Amas sulfuré + amas barytique	Silicification Chloritisation	Pyrite Chalcopryrite Blende, Barytine Magnétite Rutile	Bismuth Bismuthine	Présent travail
CHESSY	Base du Dévonien	Basaltes Kératophyres	Tholéitique (affinité intraplaque)	Plusieurs lits et lentilles sulfurés	Séricitoschistes	Pyrite Chalcopryrite Blende Barytine	Molybdénite Cassitérite Bismuth	SOMDO (1984) YUAGHAT (1984)
SAIN BEL Faisceau principal	Dans le Dévonien	Volcanites acides	Tholéitique (affinité intraplaque)	Lentilles sulfurées	Chloritoschistes Séricitoschistes Montmorillonite	Pyrite Chalcopryrite Blende Barytine	??	ROIRE (1955) BELLOTTI (1981) DIABATE (1984)
SAIN BEL Savigny	Dévonien, base probable	Silts + laves sur serpentinites	Tholéitique	Amas stratiformes	Séricitoschistes Chloritoschistes	Pyrite Chalcopryrite Blende Barytine	??	DIABATE (1984)
SAIN BEL Vieilles Mines	Dévonien base probable	Silts + laves sur serpentinites	Tholéitique	Amas sulfuré polyéolithique + imprégnations	Séricitoschistes Chloritoschistes	Pyrite Chalcopryrite Blende Barytine	??	DIABATE (1984)

Presque tous les gîtes présentent des minerais lités (pyriteux et/ou barytiques...)  
6. : Communication orale Mr Piboule.

- la nature et les textures des minerais ( avec parfois superposition, voire télescopage, de paragénèses);

Ces gîtes présentent une double affinité; ils sont tout d'abord à caractères volcano-sédimentaires, puis accessoirement retouchés (néominéralisation locale et/ou retexturation ?) par les granites hercyniens, d'âge namuro-westphalien.

Les minéralisations localisées en Brévenne et en Beaujolais, s'intègrent dans un contexte géotectonique de type proto-rift ou bassin marginal. Cette localisation est en accord avec leur affiliation métallogénique (au groupe des amas sulfurés massifs et plus particulièrement au type kuroko); en effet, les sites de proto-rifts ou bassins marginaux, sont reconnus comme étant des environnements favorables à la formation de minéralisations de ce type (SILLITOE, 1972 in SAWKINS, 1976; POUIT, 1977; CATHLES et al., 1983).

## SIXIEME CHAPITRE

### CONCLUSIONS GENERALES

## SIXIEME CHAPITRE

## CONCLUSIONS GENERALES

La série paléozoïque du Beaujolais méridional est caractérisée par la prédominance des termes volcanoplutoniques et accessoirement sédimentaires du Dévonien supérieur. Ce fait a induit une focalisation de l'étude sur les formations du Dévonien supérieur : ses rapports cartographiques avec les autres formations de la série, sa pétrographie, sa géochimie et ses minéralisations.

La cartographie du secteur a permis de préciser, concernant les formations dévoniennes :

- leur position discordante vis-à-vis du socle;
- leur insertion sous les formations viséennes moyennes et supérieures discordantes;
- leur recoupement, tardif, par les granites rouges d'âge namuro-westphalien et leur cortège filonien.

Concernant les chloritoschistes, la cartographie confirme leur position structurale anormale, au-dessus de l'ensemble volcanoplutonique dévonien supérieur. La structuration de ce faciès apparaît être liée à une phase à caractère ductile (mylonitisation), synchrone de la phase brévenne (c'est à dire du métamorphisme schistes verts, post-dévonien supérieur et anté-viséen moyen).

L'observation, sur le terrain de deux générations de metabasaltes, dont une est affectée par une phase mylonitique et l'autre recoupe cette direction, prouve l'existence, au moins locale, d'une phase mylonitique intradévonienne (donc antérieure à la phase synmétamorphe). En conséquence, plusieurs phases à caractères ductiles (produisant des mylonites) ont affecté successivement les masses volcanoplutoniques dévoniennes, après leur mise en place.

Ces formations ont connu comme le reste du Nord-Est du Massif Central, un métamorphisme d'âge fini-dévonien à viséen inférieur, appartenant communément au faciès schistes verts.

La cartographie a permis de préciser localement, la nature de la base de la série dévonienne. Cette formation basale, se révèle composée de faciès détritiques et volcano-détritiques, où s'expriment le démantèlement du socle et les prémices du volcanisme. Ces métasédiments, ainsi que le socle sous-jacent, sont recoupés par les différents termes des complexes volcanoplutoniques. Ces termes montrent des gisements, qui suggèrent des liens cogénétiques et parfois comagmatiques.

La pétrographie de cet ensemble dévonien supérieur confirme :

- pour les faciès détritiques, l'existence d'une composante volcanogène locale, aux cotés de termes détritiques issus du démantèlement du socle;
- pour les faciès volcaniques et plutoniques, la conservation de textures et de paragenèses reliques.

Ces derniers ont donc révélé des textures laviques (microliques, doléritiques) et plutoniques (grenues et parfois cumulatives).

Leurs associations minérales, sont toujours très constantes, malgré la grande variété des faciès observés. L'association minérale type est à albite (oligoclase) dominant(e), amphibole (hornblende-actinote), chlorite, épidote, apatite, minéraux opaques (et/ou semi-opaques). A ces minéraux se rajoutent : (olivine) et clinopyroxène pour les roches basiques et quartz, biotite, (feldspath potassique), zircon pour les faciès acides.

Cet ensemble de faits marque donc, dans les complexes volcano-plutoniques, l'existence de liens cogénétiques et comagmatiques probables; ces liens suggèrent, à l'origine de ces volcanoplutons, la différenciation d'un magma originel unique. A l'issue de la pétrographie, se posait le problème de la nature albitique de la série. Il apparaissait aussi nécessaire de vérifier l'existence de liens cogénétiques (et/ou comagmatiques) entre les différents termes.

La géochimie révèle, de prime abord, la nature bimodale de la population éruptive, qui s'affilie, à ce titre, aux séries spilito-kératophyriques. Ce fait s'accorde avec la pétrographie, qui montre un plagioclase riche en albite, et avec les fortes teneurs (relativement généralisées) en Na<sub>2</sub>O. Ces teneurs signent l'intervention, peut-être faible, mais probable, d'un processus assimilable à la spilitisation. Les données actuelles concernant l'altération des basaltes, en milieu océanique, s'accordent avec les paragenèses et la géochimie observées. La mise en évidence d'un phénomène de spilitisation suppose l'utilisation, lors de l'étude géochimique d'éléments inertes.

Cette nouvelle orientation a permis de dégager pour la série, une nature subalcaline. Les termes les moins différenciés montrent une tendance tholéitique abyssale (océanique) marquée. Ces matériaux basiques composent deux lignées magmatiques parallèles. Abstraction faite des cumulats, ces lignées magmatiques basiques révèlent un fractionnement à plagioclase (50%), clinopyroxène (30%) et olivine (20%). Les lignées prises indépendamment, présentent des affinités légèrement différentes. La lignée II révèle une affinité tholéitique franche; tandis que la lignée I montre une affinité à la fois tholéitique et intraplaque.

L'examen de ces deux lignées, permet de leur définir une origine mantellique commune. Elles semblent être issues de deux fusions successives, à taux modéré. Ces deux lignées ont ensuite évolué par fractionnement, pour donner naissance tardivement aux matériaux acides. Ainsi, l'évolution des teneurs en Ti, Zr, Y et Nb, lors du fractionnement, permettent d'envisager le cogénéisme des deux populations de matériaux acides et basiques. Une origine sialique des termes acides paraît exclue. Une origine par fractionnement d'une souche tholéitique (s.l.) est plus réaliste. Les faciès acides se répartissent en plusieurs lignées sub-parallèles, et caractérisées par un fractionnement à plagioclase, amphibole et/ou clinopyroxène et oxydes ferrotitanés. Ces lignées sont peut-être issues pour certaines d'entre elles des différentes lignées basiques observées.

Les essais de caractérisation du site géotectonique, grâce aux termes basiques puis acides, convergent en faveur d'un site intermédiaire, offrant à la fois des laves à affinité océanique

et d'autres à cachet intraplaque. De ce fait, ce site apparaît assimilable à un domaine en cours d'amincissement crustal, tel qu'un proto-rift ou un bassin marginal.

La géochimie des métasédiments montre, d'une part, la nature grauwackeuse de ces matériaux et, d'autre part, le possible cogénéisme des métasiltés dévoniens et des chloritoschistes. La paragenèse argileuse anté-métamorphique de ces faciès, signe une provenance continentale. Une telle origine s'accorde avec le site géotectonique précédemment défini (proto-rift ou bassin marginal), au sein duquel, ces zones continentales, constituaient peut-être les bordures du rift considéré (continent et/ou arc continental ?).

La métallogénie. Le réexamen de trois minéralisations insérées dans le Dévonien, a permis de leur découvrir un grand nombre de points communs :

- Leur positionnement, à proximité de la base de la série, en association avec les volcanites et plutons acides et basiques.
- Une morphologie en lentilles et parfois en "lits", auxquels s'associent parfois des zones minéralisées diffuses, assimilables à d'anciens stockwerks.
- Les minéralisations sont associées à des altérites ou des exhalites. Selon les gîtes, on peut observer, soit, des enveloppes siliceuses ( $\pm$  chlorite), soit des niveaux d'exhalites (amphibolitites; chloritites ?).
- Les minerais présentent des textures litées, soit, dans les minerais sulfurés (minerai à pyrite-blende, de La Planche), soit, dans les niveaux barytiques associés, quand ils existent (barytines stratiformes du Glabat et du Clerjon). Les minerais présentent souvent des pyrites automorphes à subautomorphes, fracturées et cimentées par de la chalcopryrite et de la blende.
- Les minerais sont à dominante pyriteuse et révèlent par ordre d'importance décroissante, aux cotés de la pyrite : chalcopryrite, blende, magnétite-(ilménite), rutile, galène et des minéraux accessoires de Bi, Mo, Au, As ... La barytine, toujours présente s'observe en abondance variable.
- Leur contenu métallique est à Fe-Cu-Zn-(Pb-Bi-Mo-Au..).

L'ensemble des observations, révèle pour ces trois gîtes, une affinité marquée avec les amas sulfurés, et plus particulièrement, au sein de ce vaste groupe, avec les amas sulfurés massifs de type kuroko (s.l.). Localement, et plus accessoirement une paragenèse secondaire, à affinité granitique, a pu se superposer aux minéralisations de type amas sulfurés (molybdénite, bismuth...).

Ces minéralisations s'intègrent à part entière, malgré leur petite taille, au groupe des amas sulfurés dévoniens du Nord-Est du Massif Central (Chizeuil, Chessy, Sain-Bel, Savigny...). Leur nature semble en accord avec le site géotectonique distensif, à savoir un proto-rift ou un bassin marginal ensialique. Ces faits convergent avec les études actuelles, qui tendent à montrer l'association fréquente, des minéralisations sulfurées de type amas et des domaines géodynamiques de type proto-rift ou bassin marginal (SAWKINS, 1976; POUIT, 1977; CATHLES et al., 1983).

BIBLIOGRAPHIE

ET

ANNEXES

BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ G.C. (1974) - Spilites and spilitic rocks.  
Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New-York, 482p.
- ASHCROFT W.A. (1972) - Crustal structure of the south Shetlands and Bransfield strait.  
British Antarctic Survey Scientific Reports, v. 66, pp. 1-43.
- AUGUSTHIEIS S.S. (1978) - Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company, 323p. .
- AUTRAN A., DERCOURT J. (1980) - Evolution géologique de la France.  
Mémoire B.R.G.M. n° 107, colloque C7, géologie de la France, 26e C.G.I.
- BALLARD R.D., FRANCHETEAU J., JUTEAU T., RANGAN C., NORMARK W. (1981) -  
East Pacific Rise at 21°N : the volcanic, tectonic and hydrothermal processes  
of the central axis. Earth Planet. Scien. Lett. v.55, pp. 1-10.
- BARD J.P. (1980), Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques.  
Ed. Masson.
- BARDIN D. (1971) - Les amas pyriteux de Sain Bel (Rhône) liés au groupe spilites-kératophyres de la Brévenne. Bull. B.R.G.M., série II, n°6, pp.17-41.
- BARKER F. (1979) - Trondhjémite, dacite and related rocks.  
Elsevier, N.Y., Developments in petrology n°6, 659p.
- BEAULIEU P. (1983) - Contribution à l'étude des gisements de talc du Val Malenco (Alpes italiennes). Thèse 3ème cycle Besançon, 301p.
- BEBIEN J., GAGNY C. (1980) - Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. Mém. B.R.G.M. n°107, pp. 99-135.
- BELLOTTO S. (1983) - Etude de deux manifestations métallifères en environnement sédimentaire. (Paléozoïque, Nord Est du Massif Central). Thèse 3ème cycle Nancy.
- BERNARD A.J. (1980) - Amas sulfurés massifs. Rapport DGRST 74-7-1180, INPN et ENSGA Nancy.
- BERNARD-GRIFFITHS J., GEBAUER D., GRUNENFELDER M., PIBOULE M (1985) - The tonalite belt of Limousin (French Central Massif) : U-Pb zircon ages and géotectonic implications. Bull. Soc. Geol. France, à paraître.
- BERTAUX J., RUBIELLO M.F. (1981) - Cartographie de la feuille de Roanne (1/50 000ème); Etude du magmatisme du Viséen supérieur. Thèse 3ème Cycle Nancy.
- BESSON M., FONTEILLES M. (1974) - Relations entre les comportements contrastés de l'aluminium et du fer, dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcalines. Bull. Soc. Miner. Cristall. Fr. 6, pp.445-449.
- BEURRIER M., CHIRON J.C., GAY M., PIBOULE M. (1979) - Relations de la série de la Brévenne avec celle du Lyonnais : quelques précisions. 7ème RAST, Lyon, p.52.
- BEURRIER M., PIBOULE M., DURAND C. (1980) - Gisement, pétrographie et géochimie des plagiogranites dévono-dinantiens des Mts de Tarare et du Sud Beaujolais. C.R.A.S. t.290, série D.

- BOUCARUT M. (1971) Etude volcanique et géologique de l'Esterel.  
Thèse d'état ès-sciences naturelles, Nice, 2 tomes.
- BOULADON J. (1971) - Colloque sur les minéralisations sulfurées stratiformes liées au volcanisme. Bull. B.R.G.M., série II, 6 n°404, p.1.
- BRUHN R.L., STERN C.R., DE WIT M.J. (1978) - Field and geochemical data bearing on the development of a mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost south America. Earth Planet. Scien. Letters, vol. 41, pp.32-46.
- CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L., BERNARD & GRIFFITHS J. (1978) - Geochronology of paléozoic magmatism in the Massif Central (France); its connection with tectonism and metamorphism. Fourth Int. Conf. Geochr. Cosmo. Isot. Geol. U.S. Survey, open file rep. 78/701 pp.55-58.
- CARMES F. (1975) - Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des massifs cristallins externes et des Mts du Lyonnais. C.R.A.S. Paris, série D, t. 281, pp.89-92.
- CARRIE R. (1963) - Les amas sulfurés du Beaujolais et leur environnement géologique régional. D.E.S. Lyon.
- CATHLES L.M., GUBER A.L., LENAGH T.C., DUDAS F.O. (1983) - Kuroko type massive sulphide deposits of Japan : products of an aborted island arc rift. Economic Geology, monograph 5, pp. 96-114.
- CAWTHORN R.G., BROWN P.A. (1976) - A model for the formation and crystallisation of corundum normative calc-alkaline magmas through amphibole fractionation. J. Geol., 84, pp. 467-476.
- CHENEVOY M. (1950) - Les enclaves de serpentinite dans les gneiss du Massif Central Français. Bull. Soc. Geol. de Mineral. et de Cristall., (janvier-mars), pp.13-26.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1977) - L'histoire anté-stéphaniennne du Massif Central français et le problème des influences calédoniennes. Coll. Intern. C.N.R.S., Rennes, n°243, pp.199-210.
- CHICHERI M. (1938) - Stratigraphie des formations dinantiennes du bassin de l'Ardisière. C.R.A.S., t.206, p.263.
- CHIRON J.C. (1978) - Les gîtes kuroko. Chronique de la Recherche Minière, n°443.
- COLEMAN R.G., DONATO M.M. (1979) - Oceanic plagiogranite revisited. In BARKER, Trondhjémite, dacite and related rocks.
- COLEMAN R.G., HADLEY D.G., FLECK R.G., HEDGE C.T., DONATO M.M. (1978) - The Miocene Tihama-Azir ophiolite and its bearing on the opening of the Red Sea. Evolution and mineralization of the arabian-nubian shield.
- COLEMAN R.G., PETERMAN Z.E. (1975) - Oceanic plagiogranite. J. Geoph. Res., 180, 8, pp.1099-1108.
- CONSTANTINOU G., GOVETT G.J. (1973) - Geology, geochemistry and genesis of Cyprus sulphide deposits. Economic Geology, v.68, pp.843-858.
- CONSTANTINOU G. (1979) - Metallogenesis associated with the Troodos ophiolite. Ophiolites Proc. Intern. Ophiolite Symp., pp.663-674.
- COSTA U.R., BARNETT R.L., KERRICH R. (1983) - The Mattagami Lake mine, Archean Zn-Cu sulphide deposit, Quebec : hydrothermal coprecipitation of talc and sulphides in a brine pool - Evidence for geochemistry,  $O^{18}/O^{16}$ , and mineral chemistry. Economic geology, v. 78, n°6, pp.1144-1203.

- COX K.G., BELL J.D., PANKURST R.J. (1979) - The interpretation of igneous rocks. Ed. G. ALLEN and UNWIN, Boston and Sydney.
- DAGALLIER G. (1979) - Nouvelles données sur l'environnement volcano-sédimentaire ordovicien à Fe-Zn-Pb de Pierrefitte-Nestalas (Hautes Pyrénées, 64). Rapport DGRST Nancy.
- DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France. Ed. DOIN,
- DELFOUR J., ISNARD P., LECUYER E., LEMIERE B., MOINE B., PIBOULE M., PICOT P., PLOQUIN A., TEGYEY M., BELLOTTO S., BERNARD A., SOLER E. (1983) - Gisements volcanosédimentaires de la bordure orientale du Massif Central.
- DELFOUR J., ISNARD P., LECUYER E., LEMIERE B., LHOITE F., MOINE B., PIBOULE M., PICOT P., PLOQUIN A., TEGYEY M. (1984) - Etude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône et Loire) et de son environnement volcano-sédimentaire dévonien et dinantien. Documents du B.R.G.M., n°73.
- DEMAY A. (1946) - Carte géologique des terrains Précambriens et Paléozoïques du Massif Central. Imprimerie nationale Paris, 11P.
- DIABATE A. (1984) - Etude pétrographique et géochimique de la minéralisation de Sain Bel (Rhône). Thèse 3ème cycle Grenoble, 190p.
- DIXON S., RUTHEFORD M.J. (1979) - Plagiogranite as late stage immiscible liquids in ophiolite and Mid Ocean Ridge suites : an experimental study. Earth Planet. Sci. Lett., v.45, pp. 45-60.
- DURAND C. (1981) - Etude pétrographique et géochimique des spilites, kératophyres et roches associées de la série dévono-dinantienne de la Brévenne. Thèse 3ème cycle Lyon, 138p.
- ENGEL C.G., FISHER R.L. (1975) - Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian ocean ridge system. W.I.O., Geol. Soc. Am. Bull., v.86, pp. 1553-1578.
- ESCALIER J. (1962) - Contribution à l'étude géologique (pétrographie et métallogénie) du Beaujolais méridional. D.E.S. Lyon.
- FINLOW-BATES I. (1978) - Controls on the genesis of submarine exhalative ore deposits, with particular references to Mt Isa mine, Queensland, Australia. Unpubl. doctoral thesis, Montan Universität, Leoben, 243p. .
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1975) - Magma type and tectonic setting using immobile elements. Earth planet. Sci. Lett., v.27, pp.211-218.
- FONTEILLES M. (1968) - Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. Bull. B.R.G.M., série II, n°3, .
- FONTEILLES M. (1978) - Les mécanismes de la métasomatose. Bull. Minéral., v.101, pp.166-194.
- FRANKLIN J.M., SANGSTER D.M., LYDON J.W. (1980) - Volcanic associated massive sulphide deposits. Economic geology, Anniversary volume, pp.485-628.

- GAGNY C., LEISTEL J.M., SIDER H. (1983) - Le skarn à scheelite de Cherves : un exemple d'indice contrôlé par la tectonique tangentielle sudète dans le Beaujolais (N. E. du Massif Central Français). *Chronique de la recherche minière*, n°471, pp.23-30.
- GAGNY C., ICART J.C., GODINOT A., SIDER H. (1982) - Tectonique tangentielle en tant que mé-tallotecté dans les formations paléozoïques du Beaujolais méridional (N.E. du Massif Central Français). *CRAS, série II*, t.294, pp.329-332.
- GILLULY J. (1933) - Replacement origin of the albite granite near Sparta, Oregon. *U. G. Surv. Prof. Paper*, 1750, pp. 65-81.
- GIRAULT M. (1983) - Granite sodique, basalte et diorite associés de Virigneux (Brévenne, Massif Central Français). D.E.A. Grenoble.
- GRENE T., GRAMMELVEDT G., VOKES F.M. (1979) - Cyprus-type sulphide deposits in the western Trondheim district, Central Norwegian Caledonides. In *Ophiolites proc. Int. O. Symp., Cyprus*.
- GRUNER L. (1857) - Description géologique et minéralogique du département de la Loire. Imprimerie impériale, Paris, 778p.
- HIGGINS M.W. (1971) - Cataclastic rocks. *Geol. Surv. Prof. Pap.* 687, 97p.
- HAIJASH A. (1975) - Hydrothermal processes along mid-ocean ridges : an experimental investigation. *Contr. Miner. Petrol.* 53, pp.205-226.
- HUGHES C.J. (1973) - Spilites-kératophyres and the igneous spectrum. *Geol. Mag.* 109, pp.513-527.
- HUMPHRIS S.E., THOMPSON G. (1978) - Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, vol. 42, pp.107-125.
- JOUCHOUX P. (1983) - La série métamorphique spilite-kératophyrique dévono-dinantienne de la Brévenne occidentale : étude cartographique, pétrographique et géochimique (M.C.F.). Thèse 3ème cycle Lyon.
- JUNG J. (1953) - Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des massifs hercyniens Français. *Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Paris VIII*, pp.245-258.
- KUNO H. (1968) - Differentiated of basalts magmas. In basalts the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. -d. Hess, H.H. Intersec. Publ., pp. 623-688.
- LACROIX P. (1980) -Le groupe de Violay. Thèse 3ème cycle Lyon,169p.
- LA ROCHE H. de (1968) - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. *C.R.A.S. Paris*, t.267 D, pp. 39-42.
- LEISTEL J.M., GAGNY C. (1984) - Mise en évidence d'une fosse volcano-tectonique au Viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif Central Français. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, v.25, fasc.1, Paris, 1984.
- LEITCH E.C. (1981) - Quartz-albite rocks of ash-fall origin. *Geol. Mag.*, 118 (1), pp.83-88.

- LEYMERIE M. (1836) - Note sur la coupe géologique du groupe de montagnes comprises entre la Saône et la Loire. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, pp.212-220.
- LISTER C.R.B. (1973) - Hydrothermal convection at sea floor spreading centers : source of power or geophysical nightmare ? (abs.). *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, 5, 74.
- LISTER C.R.B. (1977) - Qualitative models of spreading center processes, including hydrothermal penetration. *Tectonophysics* v.37, pp.203-218.
- LOWELL R.P. (1975) - circulation in fractures, hot springs and convective heat transport on Mid-Ocean-Ridge crests. *Royal Astron. Soc. Geophys. Jour.* 40, pp.351-365. In Rona, Lowell: Seafloor spreading centers.
- MALLEO W.J., GEITH M.A. (1972) - Textural and chemical evidence bearing on sulphide silicate reactions in meatsediments. *Min. Deposita* 7, pp.13-17.
- MARSH M.G., SAUNDERS A.D., TARNEY J., DICK H.J.D. (1980) - Geochemistry of basalts from the Shikoku and Daito basins, DSDP leg 58. Initial reports of DSDP, vol. LIIIX.
- MATTEY D.P., MARSH G., TARNEY J. (1980) - The geochemistry, mineralogy and petrology of basalts from the west Philippine and Parece Vela basins and from the Palau-Kyushu and west Mariana ridges, DSDP, leg 59. Initial reports of DSDP, vol. LIX.
- MBA E. (1982) - Lemagmatisme dévonien supérieur de la région de Matour (Saône et Loire, France) Thèse 3ème cycle Lyon, 164p.
- MEVEL C., CABY R., KIENAST J.R. (1978) - Amphibolite faciès conditions in the oceanic crust example of amphibolitized flaser-gabbro and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France). *Earth and Planet. Scien. Letters*, 39, pp.98-108..
- MICHEL-LEVY A. (1913) - Révision de la feuille Lyon 1/80000. Roches éruptives et formations primaires. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 22, pp;111-124.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles. Altération, sédimentologie, géochimie. Ed. MASSON, 500p.
- MIYASHIRO A. (1973) - The Troodos ophiolitic complex was probably form in an island arc. *Earth Planet. Scien. Lett.*, 19, pp.218-224.
- MOINE B. (1974) - Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (région de Ambatofinandrahana). *Mémoire sciences de la Terre* n°31 (Nancy).
- MOINE B., GAVOILLE B., THIEBAULT J. (1982) - Géochimie des transformations métasomatiques à l'origine du gisement de talc et de chlorite de Trimouns (Luzenac, Ariège, France). *Bull. Mineral.* 105 pp.62-75.
- MOSSER C. (1980) - Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. *Mémoire n°63 des sciences géologiques -Strasbourg-*
- MOTTL M.J. (1983) - Metabasalts axial hot springs and the structure of hydrothermal systems at Medio-Ocean-Ridges. *Geol. Soc. Am.* 94, pp.161-180.

- MOTTL M.J., HOLLAND H.D. (1978) - Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalts by seawater. I. Experimental results for major and minor components of seawater. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, vol.42, pp.1103-1115.
- O'CONNOR J.T. (1965) - A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 525B*, pp.79-84.
- OHMOTO H., SKINNER B. J. (1983) - The kuroko and related volcanogenic massive sulphide deposits. *Economic Geology monograph 5*.
- OHNSTETTER D., OHNSTETTER M. (1975) - Le puzzle ophiolitique corse : un bel exemple de paléodorsale océanique. Thèse spécialité, Université Nancy I, 418p.
- OHNSTETTER D., OHNSTETTER M. (1980) - Comparison between corsican albitites and oceanic plagiogranites. *Arch. Sci. Genève 33*, 2/3 pp.201-221.
- PEARCE J.A. (1979) - Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethian ophiolites. In "ophiolites" : *Proceed. Inter. Ophiolite Symp., Cyprus 1979*, pp.261-272.
- PEARCE J.A. (Comm. orale, 1984) - A "users guide" to basalt discrimination diagrams.
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined, using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, pp.290-300.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. (1984) - Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, vol.25, pp.956-
- PEARCE J.A., MORRY M.J. (1979) - Petrogenetic implications of Ti,Zr,Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* v.69; pp.33-47.
- PECHER A. (1978) - Déformation et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement Central Hymalayan (M.C.T.). Thèse de doctorat d'état IRIGM Grenoble, 353p.
- PEDERSEN R.B., MALPAS M.J. (1984) - The origin of oceanic plagiogranites from the Karmøy ophiolite, Western Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.* vol.88, n°1, pp.36-52.
- PETERLONGO J.M. (1960) - Les terrains cristallins des Mts du Lyonnais (M. Central, France). *Ann. Fac. Geol. Fr.* 7, XII, 2, pp.190-194.
- PETERLONGO J.M. (1978) - Guides géologiques régionaux : volume Massif Central. Ed. Masson.
- PEYREL J.Y. (1981) - Petrologie des granites rouges du Nord-Est du Massif Central Français. Thèse 3ème cycle Clermont-Ferrand, 133P.
- PIBOULE M., BEURRIER M., BRIAND B., LACROIX P. (1983) - Les trondhémities de Chindo et St Vérand et le magmatisme kérotophyrique associé. *Pétrologie et cadre géostructural de ce magmatisme dévono-dinantien*. *Géologie de la France (2)*, I, n°1-2, pp.55-72.

- PIBOULE M., BRIAND B., BEURRIER M. (1982) - Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens de l'Est du Massif Central Français. *N. Jb. Mineral. Abh.* 143-3, pp.279-308.
- PICOT P., JOHAN Z. (1977) - Atlas des minéraux métalliques. *Mémoire B.R.G.M. n°90*.
- PLIMER I.R., FINLOW-BATES T. (1978) - Relations between primary iron sulphide species, sulphur source, depth of formation and age of submarine exhalative sulphide deposits. *Mineral. Deposita 13*, pp.399-410.
- POUIT G. (1977) - Minéralisation et tectonique des plaques. *Chronique de la Recherche Minière n°438*.
- ROBELIN C. (1981) - Le Dévono-dinantien de la région de Bourbon Lancy (S.W. Morvan, M.C.F.). Enchaînement des phénomènes sédimentaires et magmatiques. Thèse 3ème cycle, Université de Dijon.
- ROMAN F. (1926) - La géologie lyonnaise. 356p.
- ROUBAULT M., FABRIES J., TOURET J., WEISBROD A. (1963) - Détermination des minéraux des roches. Ed. LAMARRE-POINAT, Paris.
- ROUTHIER P. (1978) - La ceinture Sud-Ibérique à amas sulfurés. *Mémoire du B.R.G.M. n°94*, Ed. D.G.R.S.T.
- ROUX C. (1895-1900) - Etude géologique sur les Mts du Lyonnais. *Ann. Soc. Linn. de Lyon* v.42-45.
- SATO T. (1974) - Distribution and geological setting of the kuroko deposits. *Soc. Min. Geol. Japan Spec. Issue - 6*.
- SATO T. (1976) - Origin of the green tuff metal province of Japan. *Geological association of Canada, Special Paper n°14*.
- SAUNDERS A.D., TARNEY J. (1979) - The geochemistry of a back-arc spreading center in the East Scotia Sea. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 43 n°3, pp.555-572.
- SAUNDERS A.D., TARNEY J. (1982) - Igneous activity in the southern Andes and northern Antarctic peninsula : a review. *J. Geol. Soc. London*, 139, 6, pp.691-700.
- SAUNDERS A.D., TARNEY J., STERN C.R., DALZIEL I.W.D. (1979) - Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor, igneous rocks from southern Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.* 90, n°3, pp.237-258.
- SAWKINS F.J. (1976) - Massive sulphide deposits in relation to geotectonics. *Geological association of Canada, special paper n° 14*.
- SCARENZI D. (1984) - Les granites sodiques de l'ophiolite de Chamrousse-Tabor et de Rioupéroux-Livet (Isère, France). -Petrographie et géochimie- Thèse 3ème cycle Grenoble. 258p.
- SEYFRIED W.E., BISCHOFF J.L. (1981) - Experimental seawater-basalt interaction at 300°C. and 500 bars : chemical exchange, secondary mineral formation and implication for the transport of heavy metals. *Geoch. Cosmoch. Acta*, v.45, pp.135-147.
- SEYFRIED W.E., MOTTL M.J. (1982) - Hydrothermal alteration of basalt by seawater-dominated conditions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, v.46, pp.985-1002.

- SIDER H. (à paraître) - Thèse nouveau doctorat, Université de Nancy.
- SIDER H., GAGNY C., GODINOT A., ICART J.C. (1982) - Tectonique tangentielle sudète dans le Beaujolais méridional et implications métallogéniques. 9ème RAST, Paris.
- SIBURDSON H. (1977) - Generation of Icelandic rhyolites by melting of plagiogranite in the oceanic layer. *Nature*, 269, pp.25-28.
- SILLITOE R.H. (1972) - Formation of certain massive sulphide deposits at sites of sea-floor spreading. *Inst. Min. and Met. Trans. Sec. B*, v. 81, pp.141-148.
- SOLER E. (1980) - Spilités et métallogénie : la province de Huelva (S.W. Espagne). *Mémoire des sciences de la Terre*, Nancy (thèse d'état).
- SPOONER E.T.C., FYFE W.S. (1973) - Sub sea-floor metamorphism, heat and mass transfer. *Contrib. Mineral. Petrol.* v.42, pp.287-304.
- STEINBERG M., TREUIL M., TOURAY J.C. (1979) - Géochimie. Principes et méthodes. Tome II, cristallogénie des éléments en traces. *Traité Ed. DOIN*.
- STONG D.F. (1976) - Geological Association of Canada Special Paper n°14.
- TATSUMI T., WATANABE T. (1971) - Geological environment of formation of the kuroko type deposits. *Soc. Min. Geol. Japan, Spec. Issue 3*, pp.216-220.
- TEGYEY M. (1979) - Utilisation de la géochimie majeure pour la cartographie en terrain cristallin : possibilités de traitement automatique des analyses au B.R.G.M. *Documents du B.R.G.M.*, n°12, 126p.
- THAYER T.P. (1976) - Metallogenic contrasts in the plutonic and volcanic rocks in the ophiolite assemblage. *Geol. Assoc. of Canada, Spec. Paper n°14*.
- TREUIL M., VARET J. (1973) - Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques. Exemple de l'Afar. *Thèse Sciences de la Terre, Université Paris Sud et Orléans*.
- UJIKE O. (1980) - Petrology and petrochemistry of Shirotori-Hiketa dyke swarm. *Japan J. Petrol.* 21, pp.721-741.
- URABE T. (1974) - Mineralogical aspects of the kuroko deposits in Japan and their implications. *Mineral. Deposita* vol.9, pp.309-324.
- VALLANCE T.G. (1974) - Spilitic degradation of a tholeiitic basalt. *J. of Petrology*, 15, pp.79-96.
- VOKES F.M. (1962) - Mineral parageneses of the massive pyritic bodies of the Caledonides of Norway. *Economic Geology*, vol.57, pp.890-903.

- VOKES F.M. (1969) - A review of the metamorphism of sulphide deposits. *Earth Sci. Review*, 5, pp.99-142.
- VUAGNAT P. (1984) - L'amas sulfuré de Chessy (Beaujolais Méridional): Etude cartographique et géochimique des formations Dévono-dinantienne de son enveloppe volcano-sédimentaire. *Thèse 3ème cycle Lyon*, 137p.
- WEAVER B.L., SAUNDERS A.D., PANKHURST R.J., TARNEY J. (1979) - A geochemical study of the magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading (South Shetlands Islands). *Contrib. Mineral. Petrol.* v.68, pp.151-169.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1976) - Geochemical magma type discrimination : application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Letters*, n°28, pp.459-469.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977) - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products, using immobile elements. *Chemical Geol.*, 20, pp.325-434.
- WINKLER H.G.F. (1979) - Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer Verlag, New-York, Heidelberg, Berlin*, 5ème Ed., 348p.
- WOOD D.A., TARNEY J., VARET J., SAUNDERS A.D., BOUGAULT H., JORON J.L., TREUIL M., CANN J.R. (1979) - Geochemistry of basalts drilled in the north Atlantic by IPOD leg 49 : Implications for Mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Letters* v.42, pp.77-97.
- ZANGA B.B. (1972) - Les minéralisations sulfurées du Haut Beaujolais. *Thèse 3ème cycle Lyon*.

TABLEAUX DES ANALYSES BRUTES

Ann. 1

METAGRANITES ALBITIQUES

Table with columns for REF, PR25, PR41, PR127, PR155, PR190, PR198, PR212, PR238, PR247, PR260, PR264, PR266, and rows for chemical elements (SiO2, Al2O3, etc.) and counts (Y, SR, RB, etc.).

METAVOLCANITES KERATOPHYRIQUES

Table with columns for REF, PR13, PR17, PR128, PR189, PR204, PR217, PR218, PR221, PR223, PR225, PR227, PR244, PR245, PR248, PR269, PR281, and rows for chemical elements and counts.

LEPTYNITES

Table with columns for PR134A, PR134B, PR209, PR210, and rows for chemical elements and counts.

TABLEAUX DES ANALYSES BRUTES

Ann. 2

PERIDOTITE

Table with columns for REF, PR112, and rows for chemical elements and counts.

METAGABBROS

Table with columns for PR1, PR4, PR109, PR240, PR5, PR12, PR34, PR192, PR3, and rows for chemical elements and counts.

METADIORITES

Table with columns for PR7, PR132, PR193, PR215, and rows for chemical elements and counts.

METADOLERITES

Table with columns for REF, PR249, PR263, PR265, PR268, PR91, PR184, PR115, PR130, PR200, PR239, PR213, PR267, PR82, PR222, PR226, PR228, and rows for chemical elements and counts.

## TABLEAUX DES ANALYSES BRUTES

Ann. 3

REF	METABASALTES								META-ANDESITES	
	PR18	PR80S	PR116	PR211	PR197	PR241	PR232	PR46	PR214	PR175
SI02	50.25	45.68	47.40	47.05	50.09	51.81	53.92	53.59	59.80	62.08
AL203	17.30	12.30	16.80	14.65	14.77	15.49	19.22	18.40	16.70	16.11
FE2O3T	9.43	17.63	9.53	12.25	10.07	9.44	5.50	6.56	6.15	5.74
MNO	0.10	0.29	0.12	0.24	0.19	0.22	0.16	0.07	0.12	0.05
MGO	8.11	7.30	9.20	7.44	9.16	6.87	4.43	6.73	3.30	3.27
CAO	8.17	11.64	10.10	11.04	9.64	9.06	9.14	3.19	6.50	3.18
NA2O	3.20	1.90	2.99	2.40	2.99	4.67	4.07	2.70	5.65	4.85
K2O	1.00	0.96	1.38	0.33	0.45	0.44	1.18	2.27	0.59	1.96
TIO2	0.98	2.20	1.38	1.97	1.06	1.48	1.23	1.14	0.69	0.85
P2O5	0.09	0.31	0.18	0.24	0.11	0.22	0.29	0.17	0.11	0.26
P.FEU	2.27	0.73	1.16	1.98	1.79	1.15	1.50	4.42	1.29	1.23
TOTAL	99.11	100.94	100.22	99.58	100.32	100.85	100.64	99.24	100.90	99.59
FEOT	8.49	15.87	8.58	11.03	9.06	8.50	4.95	5.90	5.54	5.17
P.FEU'	3.21	2.49	2.11	3.21	2.80	2.09	2.05	5.08	1.91	1.80
S.I	39.00	28.05	41.54	35.10	42.28	33.55	30.28	38.23	21.89	21.45
FEOT/MGO	1.05	2.17	0.93	1.48	0.99	1.24	1.12	0.88	1.68	1.58
Y	19	29	51	—	23	34	38	30	28	28
SR	362	192	388	—	380	323	477	274	350	752
RB	41	19	48	—	15	12	42	121	26	44
ZR	107	171	303	—	63	127	140	124	230	196
NB	7	17	14	—	3	6	8	2	6	13

Les analyses de metabasalts PR80S, PR116, PR211 sont celles de faciès associés aux chloritoschistes.

REF	METASILTS DEVONIENS								CHLORITOSCHISTES								
	PR8	PR129	PR185	PR186	PR106	PR205	PR270	PR117	REF	PR78	PR105	PR133	PR183	PR201	PR220	PR224	PR243
SI02	65.05	66.16	71.72	66.75	71.03	57.65	58.87	55.24	SI02	70.35	60.99	62.56	61.41	61.12	63.23	64.42	63.80
AL203	14.26	16.48	10.71	14.37	12.26	20.71	15.70	18.31	AL203	13.64	17.22	16.03	18.48	18.55	15.83	15.47	15.74
FE2O3T	8.06	5.52	6.42	7.92	6.03	8.37	8.11	8.81	FE2O3T	5.76	7.53	7.66	7.33	8.23	7.07	6.49	7.22
MNO	0.61	0.03	0.25	0.13	0.22	0.09	0.15	0.13	MNO	0.06	0.11	0.13	0.06	0.04	0.19	0.14	0.03
MGO	2.76	1.50	2.55	2.56	2.86	2.08	4.03	6.93	MGO	2.33	3.09	3.82	2.58	2.76	2.65	2.70	3.43
CAO	0.34	0.28	0.42	0.41	0.38	0.32	3.28	0.72	CAO	0.29	0.63	0.57	0.29	0.40	1.84	0.30	0.64
NA2O	1.99	1.60	2.37	2.29	1.74	0.29	4.41	2.61	NA2O	2.76	2.02	4.65	2.66	2.56	3.75	4.65	3.91
K2O	2.10	4.70	1.40	2.53	2.08	4.48	0.84	2.74	K2O	1.92	3.14	1.28	2.96	2.97	1.96	1.25	1.58
TIO2	0.67	0.83	0.51	0.68	0.50	1.18	1.15	1.05	TIO2	0.71	1.12	1.06	0.89	0.95	0.99	0.91	0.91
P2O5	0.10	0.17	0.05	0.07	0.31	0.19	0.24	0.18	P2O5	0.08	0.18	0.15	0.11	0.17	0.14	0.14	0.13
P.FEU	3.20	3.36	3.64	3.26	3.46	5.51	3.74	3.94	P.FEU	2.53	3.78	3.05	3.53	2.52	1.92	2.61	3.17
TOTAL	99.12	100.63	100.05	100.97	100.86	100.87	100.52	100.66	TOTAL	100.42	99.81	100.96	100.30	100.26	99.56	99.59	100.56
FEOT	7.25	4.97	5.78	7.13	5.43	7.53	7.30	7.93	FEOT	5.18	6.78	6.89	6.60	7.41	6.36	5.84	6.50
P.FEU'	4.01	3.91	4.28	4.05	4.06	6.35	4.55	4.82	P.FEU'	3.11	4.53	3.82	4.26	3.34	2.63	3.26	3.89
S.I	19.57	11.75	21.08	17.65	23.62	14.46	24.31	34.29	S.I	19.11	20.56	22.95	17.44	17.58	18.00	18.70	22.25
FEOT/MGO	2.63	3.31	2.27	2.78	1.90	3.62	1.81	1.14	FEOT/MGO	2.22	2.19	1.80	2.56	2.68	2.40	2.16	1.89
Y	28	34	23	38	35	30	30	29	Y	28	34	23	38	35	30	30	29
SR	51	65	105	84	87	142	132	74	SR	51	65	105	84	87	142	132	74
RB	83	102	52	98	120	63	50	55	RB	83	102	52	98	120	63	50	55
ZR	161	173	67	196	162	233	176	164	ZR	161	173	67	196	162	233	176	164
NB	9	10	9	13	14	13	10	9	NB	9	10	9	13	14	13	10	9

## NORMES CIPW ROCHES BASIQUES ± qq intermédiaires

Ann. 4 N.ORDRE REF	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	PR112	PR1	PR4	PR109	PR240	PR5	PR12	PR34	PR192	PR267	PR82	PR222	PR226	PR228	PR249
QZ	0.00	6.06	0.17	2.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.23	0.00
OR	0.18	8.75	4.55	3.49	2.01	9.45	2.66	4.25	15.96	6.44	2.84	4.73	13.30	6.38	7.21
AB	1.69	27.92	25.05	8.21	27.33	21.07	27.16	18.79	7.36	36.05	19.63	25.13	31.34	28.01	47.56
AN	6.36	18.28	30.14	22.42	28.92	31.25	25.57	39.89	28.53	23.25	29.44	24.30	22.66	9.76	
CO	5.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.87
NE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.55	0.00
NT	6.52	6.48	5.62	10.85	4.19	5.12	6.30	4.73	6.22	4.72	7.09	5.88	5.19	7.26	6.44
ILH	1.29	2.70	3.00	3.46	1.58	1.50	2.28	1.33	1.82	2.43	3.70	3.11	2.17	4.77	3.21
AP	0.24	0.99	0.54	0.64	0.28	0.26	0.31	0.17	0.36	0.54	0.59	0.64	0.38	0.73	0.54
DI(MO)	0.00	4.28	4.79	12.58	11.37	8.06	10.53	7.20	1.87	5.18	8.41	7.24	4.89	0.07	0.00
DI(EN)	0.00	3.13	3.66	8.56	8.89	5.98	7.78	5.40	1.46	3.98	6.33	5.41	3.49	0.05	0.00
DI(FS)	0.00	0.75	0.63	3.04	1.23	1.30	1.74	1.08	0.20	0.65	1.23	1.12	0.97	0.01	0.00
EN	49.22	15.32	16.27	15.50	0.13	6.16	3.42	4.09	11.91	7.75	16.00	12.35	0.00	18.93	12.77
FS	4.16	3.66	2.82	5.50	0.02	1.34	0.76	0.82	1.60	1.27	3.11	2.57	0.00	3.66	3.34
FO	13.26	0.00	0.00	0.00	9.44	4.93	7.04	6.98	16.74	4.40	0.26	0.32	6.68	0.00	1.61
FA	1.24	0.00	0.00	0.00	1.44	1.18	1.74	1.54	2.47	0.79	0.04	0.07	2.06	0.00	0.46
TOTAL	90.03	98.33	97.23	96.48	96.82	97.60	97.28	96.26	96.50	97.46	98.41	98.00	97.32	97.77	93.77
DI	1.87	42.73	29.77	13.94	29.34	30.53	29.82	23.04	23.32	42.49	22.47	29.86	47.19	39.62	54.77
ALC	0.23	4.78	3.73	1.56	3.57	4.09	3.66	2.94	3.57	5.35	2.80	3.77	6.51	4.39	6.84
N.ORDRE REF	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
PR263	PR265	PR268	PR3	PR91	PR184	PR115	PR130	PR200	PR239	PR213	PR18	PR80S	PR116	PR211	
QZ	0.00	0.00	16.24	0.54	0.00	0.00	0.00	1.90	0.00	1.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.97
OR	13.24	3.60	4.14	7.27	5.55	4.55	2.13	4.61	3.66	5.38	2.07	5.91	5.67	8.15	1.95
AB	35.12	42.47	22.93	6.60	23.35	23.69	16.84	29.02	31.65	27.33	32.32	27.08	16.08	21.06	20.31
AN	21.80	14.71	26.00	35.71	29.20	29.58	38.90	30.16	21.22	27.40	23.38	29.89	22.20	28.34	28.23
CO	0.00	0.00	3.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	1.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.30	0.00
NT	5.75	6.69	4.25	8.35	5.46	5.46	5.24	5.32	6.46	5.72	5.73	10.71	5.79	7.44	
ILH	2.96	4.08	1.90	4.24	2.41	1.54	1.63	1.90	2.34	2.39	2.72	1.86	4.18	2.62	3.74
AP	0.57	0.73	0.24	0.52	0.50	0.33	0.36	0.31	0.47	0.40	0.43	0.21	0.73	0.43	0.57
DI(MO)	1.45	7.02	0.00	10.22	2.21	6.36	5.51	5.83	10.78	9.02	12.05	4.22	14.08	8.65	10.49

NORMES CIPW ROCHES ACIDES ET INTERMEDIARES

Ann. 5

N.ORDRE REF	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	PR7	PR132	PR193	PR215	PR25	PR41	PR127	PR155	PR190	PR198	PR212	PR238	PR247	PR268	PR264
QZ	3.43	19.79	18.43	11.91	41.11	29.79	18.88	18.16	31.18	31.84	38.97	26.42	25.87	26.68	33.84
OR	2.98	4.96	7.62	6.62	15.72	3.25	7.83	3.78	1.38	3.72	3.31	14.77	17.79	9.99	8.63
AB	68.25	37.15	52.46	48.57	33.76	54.33	52.55	54.66	57.12	54.41	45.36	38.76	48.36	47.98	49.84
AN	12.82	28.73	12.97	16.35	3.49	8.73	4.69	3.89	6.22	4.87	1.68	3.23	2.48	1.61	1.47
CO	0.88	0.82	1.25	0.79	2.13	0.19	2.72	3.18	0.98	1.21	3.11	4.13	2.99	2.35	8.84
NT	1.32	1.18	1.37	1.26	0.86	0.23	0.98	9.93	8.16	8.28	0.45	0.81	0.70	0.69	0.45
ILM	2.13	1.16	0.89	1.42	0.28	0.19	1.25	1.18	0.15	0.17	0.53	0.97	0.93	0.66	0.36
AP	0.48	0.48	0.33	0.45	0.89	0.88	0.31	0.33	0.07	0.12	0.14	0.24	0.26	0.19	0.85
DI (ND)	2.79	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88
DI (EN)	1.46	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88
DI (FS)	1.24	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88
EN	5.54	5.13	2.62	4.88	1.25	0.95	5.55	6.88	0.62	0.82	2.49	3.96	3.86	4.26	1.49
FS	4.71	5.47	7.25	6.24	8.11	1.15	4.62	4.42	0.88	1.88	2.17	3.85	3.26	3.46	2.28
TOTAL	98.18	96.71	97.19	98.58	98.81	98.88	98.58	97.18	98.69	98.35	98.22	97.13	98.49	97.87	98.44
DI	66.57	61.98	78.52	67.18	98.59	87.36	78.38	76.61	89.68	89.97	87.64	79.95	84.82	84.65	91.58
ALC	7.61	5.23	7.49	6.86	6.65	6.97	7.48	7.18	6.97	7.86	5.92	7.88	7.78	7.36	7.35
N.ORDRE REF	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	PR266	PR13	PR17	PR128	PR175	PR189	PR284	PR214	PR217	PR218	PR221	PR223	PR225	PR227	PR244
QZ	32.68	31.81	26.84	24.62	12.61	36.49	22.81	5.88	24.67	38.36	29.11	29.73	38.29	21.33	19.71
OR	1.42	1.36	4.49	12.23	11.58	5.38	8.95	3.49	18.38	31.14	16.25	5.28	28.33	4.96	16.43
AB	68.23	45.95	52.89	37.49	41.84	45.53	56.44	47.81	32.41	25.89	32.75	45.53	37.32	45.78	47.81
AN	0.88	12.86	2.66	18.28	14.25	5.93	7.26	18.46	8.38	2.63	18.65	3.56	2.22	3.28	2.47
CO	0.88	0.88	0.97	2.23	0.79	1.59	0.74	0.88	1.99	2.18	1.35	0.46	1.86	3.94	1.47
NT	0.88	0.65	0.91	0.89	1.27	0.38	0.95	1.36	1.12	0.58	0.77	0.57	0.53	1.39	0.96
ILM	0.51	0.74	0.84	0.97	1.61	0.27	0.99	1.31	1.84	0.46	0.85	0.97	0.63	1.69	1.14
AP	0.89	0.21	0.17	0.31	0.62	0.87	0.33	0.26	0.36	0.12	0.17	0.17	0.17	0.62	0.48
AEQ	0.29	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88
HAZSIO3	0.24	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88
DI (ND)	0.27	1.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	5.49	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88
DI (EN)	0.28	0.39	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	2.89	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88
DI (FS)	0.85	0.63	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	2.43	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88
EM	1.74	1.56	3.76	4.38	8.15	1.47	3.84	5.33	4.46	1.94	2.17	6.48	2.14	6.78	3.69
FS	8.43	2.54	4.61	4.42	6.88	1.53	4.78	4.49	5.71	3.82	3.85	2.58	2.53	6.71	4.63
TOTAL	98.89	98.88	97.33	97.74	97.91	98.54	98.29	99.11	98.43	98.24	97.92	95.16	98.88	96.41	98.72
DI	94.26	78.31	83.41	74.34	65.23	87.39	88.19	57.89	75.46	87.39	78.11	88.46	87.94	72.87	83.95
ALC	7.52	5.66	7.81	6.58	6.81	6.29	6.83	6.24	6.94	8.33	6.62	6.26	7.85	6.25	8.43
N.ORDRE REF	31	32	33	34	35	36	37	38							
	PR245	PR248	PR269	PR281	PR134A	PR134B	PR289	PR218							
QZ	26.95	26.77	52.51	33.96	31.68	31.58	37.16	35.96							
OR	25.71	19.15	4.43	14.71	2.48	4.31	6.26	1.18							
AB	35.71	45.86	28.31	25.85	62.11	58.38	54.41	59.43							
AN	1.67	0.88	7.28	6.99	8.62	8.55	8.89	8.88							
CO	1.35	0.19	2.48	5.49	8.49	8.67	8.88	8.88							
NT	0.78	0.52	0.82	1.17	0.16	0.23	0.17	0.88							
ILM	0.78	0.47	0.85	1.46	0.28	0.23	0.25	0.27							
AP	0.17	0.82	0.12	0.48	0.87	0.88	0.82	0.82							
AEQ	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.46							
HAZSIO3	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.83							
DI (ND)	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.14	0.22							
DI (EN)	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.86	0.89							
DI (FS)	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.13							
EN	2.62	1.69	4.53	4.81	1.35	1.82	0.49	0.78							
FS	3.45	2.59	4.84	5.61	8.68	1.16	8.69	1.14							
TOTAL	99.89	98.16	97.22	98.86	99.92	98.84	99.85	99.72							
DI	88.36	91.78	77.25	73.72	96.27	94.19	97.84	96.57							
ALC	8.57	8.66	3.15	5.45	7.76	7.62	7.49	7.38							

LEGENDE DE LA CARTE GEOLOGIQUE

Ann. 6

ech. : 1/25000

- + Amorce du quadrillage kilométrique Lambert
- Rivolet, 676 Localité, pt coté
- Sédimentaire d'age secondaire indifférencié
- Filons de quartz
- Granite d'Odenas
- Microgranite (filons)
- Tufs et laves
- Silts, grauwackes, conglomérats et calcaires
- Métavolcanites kératophyriques
- Métabasaltes et métadolérites
- Métadiorites et méta-andésites
- Ensemble de nature acide dominante (kératophyres et granites albitiques métamorphiques)
- Métagranites albitiques
- Métagabbros, ultrabasite
- M tasilts de base et calcaires métamorphiques
- M taquartzites
- Chloritoschistes, leptynites et amphibolites
- Paragneiss et gneiss ocellés
- Faille, chevauchement
- Cataclasite, mylonite
- Contour géologique

Namurowestphalien

Viséen supérieur

Viséen moyen

complexe volcano-plutonique

Dévonien supérieur

f. détritiques de base

Soile de structuration anté-dévonienne

Cf. Carte hors texte

## LEGENDE DE LA CARTE DES GITES ET INDICES

(secteur étudié)

Echelle 1/25.000<sup>eme</sup>

- + Amorces du quadrillage kilométrique Lambert
- △ Point géodésiques et côte
- st Localité et gîte important
- ⌊ Carrière
- ∩ Entrée de galerie
- ⦿ Puits
- ◆ Indice de forme non déterminée ou enduits
- ⊗ Gîte disséminé ou stockwork
- ◊ Amas sulfuré
- ▬ Filon (l'allongement du symbole donne la direction)
- ★ Skarn
- Pyr Pyrite
- Pyrh Pyrrhotite
- Fe Oxydes de fer (magnétite, limonite)
- Cu Chalcopryrite
- Zn Blende
- Pb Galène
- As Maspickel
- W Scheelite
- Ba Barytine
- F Fluorine
- talc Talc (talcschistes)
- Grt Grenats

CF. CARTE HORS TEXTE

## LISTE DES FIGURES

- Ch. I Fig. 1 : Le Beaujolais, localisation vis à vis du Massif Central Français.  
 Fig. 2 : Localisation du faisceau synclinal de la Loire.  
 Fig. 3 : Localisation de notre secteur, dans le faisceau synclinal de la Loire.
- Ch. II Fig. 4 : Formation basale du Dévonien, localisation des coupes.  
 Fig. 5 : Coupes schématiques de la Base du Dévonien (n°1, 2, 3).  
 Fig. 6 : " " (n°4, 5, 5').  
 Fig. 7 : " " (n°6, 7, 8).  
 Fig. 8 : Affleurement du secteur mylonitique des Bussières.  
 Fig. 9 : Blocs provenant de la zone mylonitique des Bussières.  
 Fig. 10 : Affleurement mylonitique de Vers Boeuf.  
 Fig. 11 : Leptynites en accordance dans les chloritoschistes.  
 Fig. 12 : Déformation d'une amphibolite associée aux chloritoschistes.  
 Fig. 13 : Lentille d'andésite prise dans les chloritoschistes.  
 Fig. 14 : Cartographie schématiques des chloritoschistes et de leur environnement.  
 Fig. 15 : Blocs de chloritoschistes insérés dans le Viséen moyen.
- Ch. III Fig. 16 : Cinérites dévoniennes - Col de Pierreplate -  
 Fig. 17 : Echantillon JR 17, cinérites vues en lame mince.  
 Fig. 18 : Radiolaires dans le fond à échardes de verre et matière organique. )  
 Fig. 19 : Les zéolites des filonnets recoupant le faciès à radiolaires. )  
 Fig. 20 : Métabasalte porphyrique. ) figures effectuées  
 Fig. 21 : Détail d'une dolérite à texture ophitique. )  
 Fig. 22 : Kératophyre porphyrique. )  
 Fig. 23 : Pseudomorphoses de clinopyroxène et olivine dans une ultrabasite. )  
 Fig. 24 : Remplacement d'olivine par magnétite et amphibole. ) d'après lames minces.  
 Fig. 25 : Métadiorite à amphibole primaire incluant apatite et minéraux opaques. )  
 Fig. 26 : Granite albitique à micropegmatites. )  
 Fig. 27 : Mylonite ocellée. )  
 Fig. 28 : Evolution pétrographique des faciès volcanoplutoniques dévoniens.  
 Fig. 29 : Aspects des conglomérats du Viséen Moyen.  
 Fig. 30 : Tuf viséen supérieur (rhyolite latitique).  
 Fig. 31 : Microgranite namuro-westphalien. )  
 Fig. 32 : Déformation dans un échantillon de chloritoschistes. ) d'après lames minces.
- Ch. IV Fig. 33 : Répartition des analyses en fonction de leur teneur en silice.  
 Fig. 34 : Diagramme de Harker (1909): Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - SiO<sub>2</sub>.  
 Fig. 35 : " : Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - SiO<sub>2</sub>.  
 Fig. 36 : " : MgO - SiO<sub>2</sub>.  
 Fig. 37 : " : CaO - SiO<sub>2</sub>.  
 Fig. 38 : " : Na<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub>.  
 Fig. 39 : " : K<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub>.  
 Fig. 40 : " : TiO<sub>2</sub> - SiO<sub>2</sub>.  
 Fig. 41 : Modèle prévoyant les associations produites par réaction d'un basalte avec l'eau de mer dans les conditions du faciès schistes verts, d'après Mottl (1983).  
 Fig. 42 : Diagramme de Vallance (1974) : Na<sub>2</sub>O - CaO.  
 Fig. 43 : " AFM de Kuno (1968) : Alcalins - FeO - MgO.  
 Fig. 44 : " de Besson et Fontailles : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - FeO - MgO.  
 Fig. 45 : " de Winchester et Floyd (1976) : SiO<sub>2</sub> - Zr/TiO<sub>2</sub>.  
 Fig. 46 : " " " : SiO<sub>2</sub> - Nb/Y.  
 Fig. 47 : " de Miyashiro (1973) : TiO<sub>2</sub> - FeO/MgO.  
 Fig. 48 : " " : FeO - MgO.  
 Fig. 49 : " de Winchester et Floyd (1975) : TiO<sub>2</sub> - Y/Nb.  
 Fig. 50 : " de Pearce et Cann (1973) : Ti - Zr.  
 Fig. 51 : " de Pearce (comm. orale) : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - TiO<sub>2</sub>.  
 Fig. 52 : " " " : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - Zr.

- Fig. 53 : Diagramme de Pearce et Norry (1979) :  $TiO_2 - Zr$ .  
 Fig. 54 : " " :  $Y - Zr$ . )  
 Fig. 55 : " " :  $Nb - Zr$ . ) appliqués aux termes basiques.  
 Fig. 56 : " " :  $Zr/Y - Zr$ . )  
 Fig. 57 : " de Egin et al. :  $Y - Nb - Zr/10$ .  
 Fig. 58 : " normatif de O'Connor (1965) :  $An - Ab - Or$ .  
 Fig. 59 : " montrant le caractère à corindon normatif des roches acides.  
 Fig. 60 : " de Pearce et Norry (1979) :  $TiO_2 - Zr$ .  
 Fig. 61 : " " :  $Y - Zr$ . ) appliqués aux termes acides.  
 Fig. 62 : " " :  $Nb - Zr$ . )  
 Fig. 63 : " de Coleman et Peterman (1975) :  $Rb - Sr$ .  
 Fig. 64 : " " :  $K_2O - SiO_2$ .  
 Fig. 65 : " de Pearce et al. (1984) :  $Rb - Y + Nb$ .  
 Fig. 66 : " " :  $Nb - Y$ .  
 Fig. 67 : " de La Roche (1968) :  $Al/3 - K - Al/3 - Na$ .  
 Fig. 68 : Diagramme de Moine :  $Na/Al - K/Al$ .  
 Fig. 69 : " " :  $Si/3 - (Na+K) - Al - (Na+K)$ .  
 Fig. 70 : " " :  $K/(Al-Na) - (Fe+Mg)/(Al-Na)$ .  
 Fig. 71 : " de Moine (1974) :  $10(Na+K)/Al - 10(Fe+Mg)/Al$ .  
 Fig. 72 : " de corrélation alumine - titane.  
 Ch. V Fig. 73 : Coupe E-W du gîte de La Planche (coupe passant par la lentille n°2).  
 Fig. 74 : Plan des travaux du gîte de La Planche.  
 Fig. 75 : Minerai lité à pyrite - blende, La Planche, lentille n°2.  
 Fig. 76 : Minerai et roche en association à caractère intergranulaire, La Planche, l. n°2.  
 Fig. 77 : Minerai lité, ici à blende dominante; La Planche, l. n°2. )  
 Fig. 78 : Minerai polymétallique à pyrite, blende et chalcopryrite; La Planche, l. n°2 ? ) d'après s.p.  
 Fig. 79 : Texture évoquant des reliques collomorphes pyriteuses; La Planche, l. n°1. )  
 Fig. 80 : Minerai à chalcopryrite - pyrrhotite; La Planche, l. n°1. ) métallographie.  
 Fig. 81 : Coupe schématique et (pro-partie) interprétative du gîte de La Planche.  
 Fig. 82 : Plan de mine du Glabat et coupe du gîte.  
 Fig. 83 : Localisation des zones d'affleurement du Glabat.  
 Fig. 84 : Filonnets quartzeux replissés donnant naissance à des ocelles.  
 Fig. 85 : Diagramme de Moine et al. (1982) :  $Si/3Al - (Fe+Mg)/Al$ .  
 Fig. 86 : " " :  $(Na+K)/Al - (Fe+Mg)/Al$ .  
 Fig. 87 : Localisation des différentes minéralisations au Clerjon.

#### LISTE DES TABLEAUX

- Tab. 1 : Tableau récapitulatif de la pétrographie du Dévonien (faciès volcanoplutoniques).  
 Tab. 2 : Légende des figures de géochimie.  
 Tab. 3 : Moyennes et écarts-types par faciès.  
 Tab. 4 : Association minérales en fonction du rapport eau/roche lors de la spilitisation.  
 Tab. 5 : Caractéristiques des deux lignées magmatiques basiques.  
 Tab. 6 : Analyses comparées des métasiltites dévoniennes et des chloritoschistes.  
 Tab. 7 : Comparaison du gîte de La Planche avec les principaux types d'amas sulfurés.  
 Tab. 8 : Analyses des roches transformées associées à la minéralisation du Glabat.  
 Tab. 9 : Comparaison sommaire des gîtes dévoniens du Morvan, du Beaujolais et de la Brévenne.

#### LISTE DES ANNEXES

- Ann. 1 : Tableaux des analyses brutes : - métagranites albitiques  
 - métavolcanites kérotophyriques  
 - leptynites  
 Ann. 2 : Tableaux des analyses brutes : - péridotite  
 - métagabbros  
 - métadiorites  
 - métadolérites  
 Ann. 3 : Tableaux des analyses brutes : - metabasaltites  
 - méta-andésites  
 - métasiltites dévoniennes  
 - chloritoschistes  
 Ann. 4 : Normes CIPW roches basiques et quelques roches intermédiaires.  
 Ann. 5 : Normes CIPW roches acides et intermédiaires.  
 Ann. 6 : Légende de la carte géologique (H.T.).  
 Ann. 7 : Légende de la carte des indices métallogéniques.

#### LISTE DES CARTES HORS TEXTE

- Fond topographique du secteur étudié; ech. 1/25000.  
 Localisation des échantillons; " "  
 Carte géologique schématique du secteur étudié; ech. 1/25000.  
 Carte des gîtes et indices du Beaujolais méridional (secteur étudié); ech. 1/25000.

## TABLE DES MATIERES

Resumé.....	1
Abstract.....	2
Sommaire.....	3
<u>PREMIER CHAPITRE : LE SECTEUR ETUDIE - PRESENTATION ET HISTORIQUE</u>	
I - 1. Présentation géographique et géomorphologique.....	7
I - 2. Présentation historique et géologique.....	8
I - 2.1. Historique.....	8
I - 2.2. Géologie régionale.....	10
<u>DEUXIEME CHAPITRE : CARTOGRAPHIE : GISEMENTS ET RELATIONS DES GRANDS ENSEMBLES</u>	
II - 1. Gisements et relations des grands ensembles classiques.....	15
II - 1.1. Le socle.....	15
II - 1.2. Le Dévonien supérieur (Viséen inférieur ?).....	17
II - 1.2.1. La base du Dévonien supérieur : un ensemble détritique dominant.....	17
1. Localisation des coupes.....	17
2. Description des coupes.....	18
- Col de Pierreplate - D 88E.....	18
- Col de Pierreplate - D 88.....	19
- Le Rozier.....	19
- Montrichard - D 49E.....	19
- La Marbrière.....	19
- Champey.....	19
- Le Clerjon.....	21
- Les Etuiles.....	21
II - 1.2.2. L'ensemble volcanoplutonique dévonien supérieur.....	22
1. Cartographie et gisement.....	22
a) les faciès de nature basique.....	22
b) les faciès de nature intermédiaire.....	23
c) les faciès de nature acide.....	23
2. Description des macrofaciès.....	24
a) Les faciès basiques.....	25
b) Les faciès intermédiaires.....	25
c) Les faciès acides.....	26
d) Ultrabasite.....	26
II - 1.2.3. Les déformations mylonitiques affectant l'ensemble volcanoplutonique.....	27
1. Bussièrès-Borfay.....	27
2. Vers Boeuf.....	28
3. Route forestière de la Cantinière et environs de St Cyr le Chatoux.....	29
II - 1.3. Le Viséen moyen à supérieur.....	30
II - 1.3.1. Le Viséen moyen.....	30
1. Gisement.....	30
2. Description macroscopique des faciès du Viséen moyen.....	31
II - 1.3.2. Le viséen supérieur.....	32
II - 1.4. Le plutonisme namuro-westphalien.....	33
1. Le granite d'Odenas.....	33
2. Les microgranites.....	34
3. Les lamprophyres.....	34
4. Les aplites.....	34
II - 2. Les chloritoschistes : un ensemble nouveau et mal connu.....	34
II - 2.1. Les différentes formations de l'ensemble chloritoschisteux.....	34
1. Les chloritoschistes.....	34
2. Les leptynites.....	35
3. Les roches basiques : amphibolites.....	35
4. Les roches carbonatées.....	37

II - 2.2. Rapports des chloritoschistes avec les autres ensembles cartographiques et pétrographiques.....	37
1. Les chloritoschistes et leur substratum.....	39
a) Contacts faillés subverticaux.....	39
b) Contacts mylonitiques.....	39
c) Contacts horizontaux mais de nature non définie.....	39
2. Les chloritoschistes et la série viséenne.....	39
a) Secteurs d'affleurements.....	39
b) Apport à la compréhension de cet ensemble.....	40
3. Conclusion à l'étude cartographique des chloritoschistes.....	41
<u>TROISIEME CHAPITRE : PETROGRAPHIE DE L'ENSEMBLE DES FACIES</u>	
III - 1. Moyens et buts de l'étude.....	45
III - 2. Le socle.....	45
III - 3. Le Dévonien supérieur.....	46
III - 3.1. Les formations détritiques et volcanodétritiques de base.....	46
1. Les formations détritiques.....	46
a) Les quartzites.....	46
b) Les métasiltites.....	47
c) Les calcaires.....	48
2. Les formations volcanodétritiques et tuffacées.....	48
a) Les cinérites.....	48
b) Les grauwackes.....	50
c) Les tufs et brèches magmatiques.....	51
3. Conclusion à l'étude des formations détritiques de base du Dévonien supérieur.....	52
III - 3.2. La formation volcanoplutonique dévonienne supérieure.....	52
1. Les faciès volcaniques.....	52
a) Les metabasites.....	52
b) Les métadolérites (textures ophitiques, intersertales et intergranulaires).....	53
c) Les méta-andésites.....	56
d) Les métavolcanites kératophyriques.....	57
2. Les faciès plutoniques.....	59
a) Ultrabasite.....	60
b) Les métagabbros.....	61
c) Les métadiorites.....	62
d) Les métagranites albitiques.....	64
- Les déformations des métagranites albitiques.....	66
- Minéralogie primaire des métagranites.....	67
- Problème de la potassification des métagranites.....	67
- La mise en place des granites albitiques.....	69
- Rapprochement granites sodiques-kératophyres.....	69
3. Caractères microscopiques des mylonites affectant cet ensemble.....	69
a) Textures cataclastiques et protoclastiques.....	70
b) Textures protomylonitiques.....	70
c) Textures mylonitiques (s.l.).....	70
d) Chronologie des événements, vis-à-vis des mylonites.....	71
III - 3.3. Conclusion à l'étude pétrographique du Dévonien supérieur.....	72
III - 4. Le viséen.....	74
III - 4.1. Le Viséen moyen.....	74
1. Les termes volcanodétritiques.....	75
2. Les calcaires noirs.....	75
III - 4.2. Le viséen supérieur.....	76
1. Les laves.....	76
2. Les "tufs".....	77
3. Les faciès volcanodétritiques.....	78
III - 5. Les faciès du namuro-westphalien.....	78
III - 5.1. Le granite d'Odenas.....	78
III - 5.2. Les microgranites.....	79
III - 5.3. Les lamprophyres.....	80

III - 6. Les chloritoschistes et leurs faciès associés.....	80
III - 6.1. Les chloritoschistes .....	80
III - 6.2. Les leptynites .....	82
III - 6.3. Les amphibolites .....	83
III - 6.4. Le skarn .....	83
III - 7. Conclusion pétrographique .....	84
<u>QUATRIEME CHAPITRE : GEOCHIMIE DES MATERIAUX DEVONIENS</u>	
IV - 1. Buts et moyens.....	89
IV - 1.1. Buts .....	89
IV - 1.2. Démarche de l'étude géochimique .....	89
IV - 1.3. Moyens .....	90
IV - 1.4. Méthodes d'analyses .....	90
IV - 1.5. Répartition des analyses .....	90
IV - 1.6. Démarche spécifique de l'étude de nos formations dévoniennes .....	90
IV - 2. Typologie des matériaux magmatiques.....	91
IV - 2.1. Grands traits caractérisant ces matériaux .....	91
IV - 2.2. Répartition des différents termes.....	91
IV - 3. Le problème de la spilitisation.....	95
IV - 3.1. Généralités .....	95
IV - 3.2. Le cas du Beaujolais .....	98
IV - 3.2.1. Données pétrographiques.....	98
IV - 3.2.2. Résultats géochimiques.....	99
IV - 3.2.3. Influence du phénomène de spilitisation sur nos roches.....	99
IV - 3.2.4. Discussion.....	102
IV - 3.2.5. Conclusion à l'étude de spilitisation.....	102
IV - 4. Typologie magmatique de la série volcanoplutonique.....	102
IV - 4.1. Mise en évidence du caractère subalcalin de la série.....	102
IV - 4.2. Tendances géochimiques de la lignée volcanique basique.....	104
IV - 4.2.1. Nature tholéitique de la lignée basique.....	104
IV - 4.2.2. Nature du fractionnement des roches basiques.....	107
IV - 4.2.3. Affinité intraplaque de certaines volcanites basiques.....	109
IV - 4.3. Origine de la lignée volcanique basique (s.l.).....	111
IV - 4.3.1. Précisions concernant les deux lignées magmatiques basiques	
Caractéristiques des deux lignées .....	111
IV - 4.3.2. Caractéristiques de la fusion partielle : degré de fusion	
et nature de la source .....	113
IV - 4.4. Aspects géodynamiques : site géotectonique.....	114
IV - 4.5. Conclusion à l'étude des masses volcanoplutoniques basiques.....	114
IV - 5. Le fractionnement ultime : granites sodiques et kératopkyres .....	115
IV - 5.1. Généralités - cogénéisme.....	115
1. Données de terrain .....	115
2. Pétrographie .....	115
IV - 5.2. Typologie des matériaux acides.....	116
IV - 5.3. Géochimie des faciès de nature acide.....	117
1. Diagrammes de Harker .....	117
2. Diagramme A.F.M. de Kuno .....	117
3. Diagramme A.F.M. de Besson et Fontailles .....	119
IV - 5.4. Evaluation et nature du fractionnement des roches acides.....	119
IV - 5.5. Le problème de la mobilité de Na et K.....	121
1. Rappels pétrographiques .....	121
2. Les faits géochimiques .....	121
IV - 5.6. Apport des roches acides à la connaissance du site géotectonique.....	123
IV - 5.7. Conclusion à l'étude des roches acides .....	125
IV - 6. Le problème des leptynites .....	125
IV - 6.1. Géochimie de ces matériaux.....	126
IV - 6.2. Conclusion à l'étude des leptynites .....	127
IV - 7. Géochimie des formations détritiques et volcanodétritiques.....	127
IV - 7.1. Généralités .....	127
IV - 7.2. Les métasédiments dévoniens .....	127
1. Rappels pétrographiques .....	127

2. Géochimie des métasiltites dévoniennes.....	127
3. Essai de détermination de la paragenèse argileuse antémétamorphique..	129
4. Origine de ces métasédiments.....	129
5. Conclusion à l'étude des métasédiments dévoniens.....	131
IV - 7.3. Les chloritoschistes .....	131
1. Rappels pétrographiques.....	131
2. géochimie.....	131
IV - 7.4. Conclusion à l'étude des métasédiments (s.l.).....	131
IV - 8. "Paysage" géochimique d'ensemble.....	133
<u>CINQUIEME CHAPITRE : GITOLOGIE, METALLOGENIE</u>	
V - 1. Introduction .....	134
V - 2. Le gîte de La Planche.....	139
V - 2.1. Situation et historique.....	141
V - 2.2. L'encaissant du gisement.....	141
V - 2.3. La minéralisation .....	141
1. vue d'ensemble.....	143
2. Métallographie .....	143
a) Description des minéraux observés.....	144
b) Structures observées dans les minerais.....	144
V - 2.4. Essai de classification du gîte de La Planche.....	146
1. Caractéristiques du gîte.....	148
2. Origine possible du gîte de La Planche.....	148
a) Minéralisation de type amas sulfuré.....	149
b) Origine liée au granite d'Odenas.....	150
c) Origine mixte, par "télescopage".....	150
V - 2.5. Conclusion à l'étude de ce gîte.....	150
V - 3. Le gîte du Glat .....	152
V - 3.1. Situation et historique.....	153
V - 3.2. Données concernant l'encaissant de la minéralisation.....	153
V - 3.2.1. Généralités .....	153
V - 3.2.2. Données pétrographiques.....	153
V - 3.2.3. Géochimie de l'encaissant du gîte.....	159
1. Groupe hypermagnésien et hypo-alumineux.....	159
2. Groupe alumineux ferrifère et potassique.....	161
3. Groupe hyperalumineux et potassique.....	161
4. Essai de caractérisation de l'origine des matériaux	
constituant l'encaissant du gîte.....	161
V - 3.2.4. Conclusion à l'étude de l'encaissant du Glat.....	162
V - 3.3. Métallogénie du site du Glat.....	164
1. Métallographie.....	164
2. Ordre de cristallisation apparent.....	164
V - 3.4. Conclusion à l'étude du gîte.....	165
V - 4. Le gîte du Clerjon .....	165
V - 4.1. Situation.....	166
V - 4.2. Encaissant de la minéralisation.....	166
V - 4.3. Métallogénie .....	166
V - 4.4. Discussion et conclusion.....	167
V - 5. Eléments de conclusion à l'étude métallogénique.....	168
<u>SIXIEME CHAPITRE : CONCLUSIONS GENERALES</u>	
BIBLIOGRAPHIE.....	175
ANNEXES.....	181
1, 2, 3. Tableaux des analyses brutes .....	190
4, 5. Normes CIPW .....	
6, 7. Légendes des cartes .....	
LISTE DES FIGURES.....	197
TABLE DES MATIERES (détaillée).....	200

- Ultrabasite
- Métagabbros
- + Méradiorites
- Méragranites albitiques
- ▲ Méradolérites
- △ Métabasaltes
- x Meta-andésites
- Métavolcanites kératophyriques
- ☆ Leptynites
  
- ◆ Schistes
- ★ Chloritoschistes
  
- T Talcschistes et faciès transformés associés

Th : tholeitique

CA : calcoalcalin

OAB : basalte alcalin océanique

OTB : basalte tholeitique océanique

CAB : basalte alcalin continental

CTB : basalte tholeitique continental

MORB : basaltes de ride médio-océanique

WPB : basaltes intraplaques

VAB : basaltes d'arc volcanique

LAT : tholeite d' arc insulaire

Syn Col : granites syncollision

WPG : granites intraplaques

ORG : granites de ride médio-océanique

VAG : granites d'arc volcanique

Vecteurs de fractionnement : - minéraux

bi (biotite); pl, ol (plagioclase, olivine);

cpx (clinopyroxène); opx (orthopyroxène);

ap (apatite); am (amphibole); zr (zircon);

- modélisés

1 pl 0,5 ; cpx 0,3 ; ol 0,2

2 pl 0,5 ; cpx 0,3 ; ol 0,1 ; mt 0,05

3 pl 0,6 ; am 0,35 ; mt 0,05

4 pl 0,55 ; am 0,2 ; cpx 0,2 ; mt 0,05

5 (ksp, pl) 0,6 ; bi 0,15 ; am 0,2 ; mt 0,05

6 pl 0,6 ; cpx 0,2 ; am 0,15 ; mt 0,05



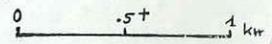
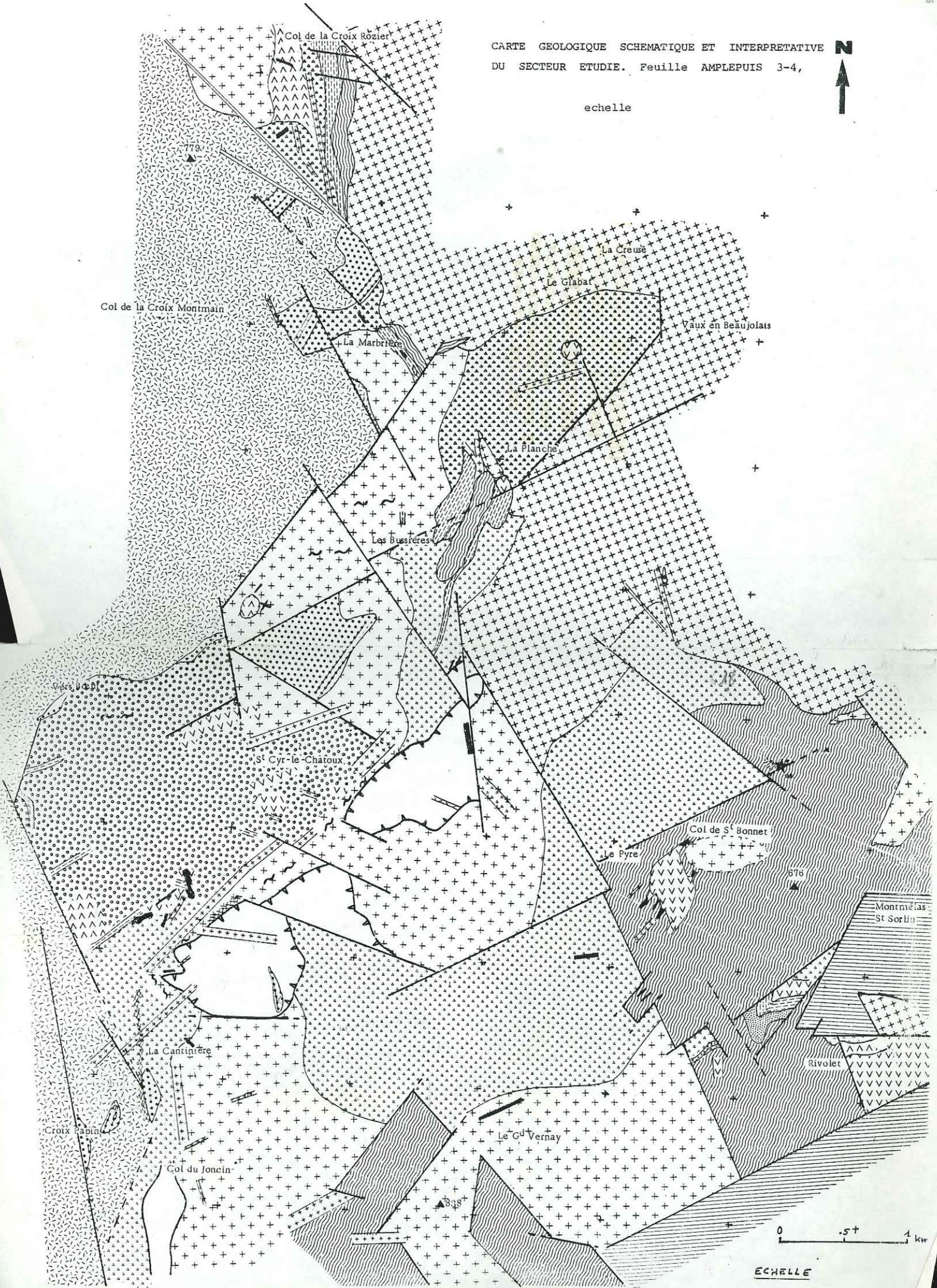
Echelle 0 0.5 1 Km.

CARTE HORS TEXTE  
Thèse Rigaud.

CARTE GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE ET INTERPRETATIVE  
DU SECTEUR ETUDIE. Feuille AMPLEPUIS 3-4,



echelle



ECHELLE



# GITES ET INDICES DU BEAUJOLAIS MERIDIONAL

Col de la Croix Rozier

Légende cf. Annexes

2122

Valloisiers

F, Ba.



2122

Pierre Plate Ba, F.

779  
△

Le Bout du Monde

Ba, Pb, Cu.

La Creuse

Le Glabat

Col de la Croix Montmain

Pyr, Cu.

La Marxière Pb, Cu.

Creuse-Glabat

Pyr, Cu, As, Zn.  
Ba, talc.  
Vaux en Beaujolais

Pyrch, Pyr.

La Planche ((Berchoux)

Pyr, Cu, Zn, Pb, As.  
Ba

Fe

Les Bussières

F Pyr Pb

Fe, Cu.

Vers Bœuf

Fe

D20 Pyr, Pb, Zn, Cu.

Vieille Morte ★ Fe W Cu  
Grt

S<sup>t</sup> Cyr Le Châtoux

Col de S<sup>t</sup> Bonnet

Le Pyre

376  
△

Montméas  
S<sup>t</sup> Sortin

Pyr.

Pyr.  
Pb, Zn.

Le Clerjon

Pyrch, Cu, Zn, Pb.  
Ba

Carrière Rivolet = Pyr, Pb, Zn, Cu, As.

Pb, Fe, As.

Pyr. Mn

La Cantinière

Pyr Pb Zn As

Rivolet

Pierrefiland

Le d Vernay

Croix Papin

Coldu Joncin

838  
△

CARTE HORS TEXTE

Thèse Rigaud

ECHELLE.

0 .5 1 km

2113

2113

70

76

BIBLIOTHÈQUE DE L'UNIVERSITÉ DE CHARENTAIS  
MONTMÉAS  
DOCUMENTATION  
MONTMÉAS DE CHARENTAIS  
UNIVERSITÉ DE CHARENTAIS

THESE de 3<sup>e</sup> CYCLE  
en Géologie Appliquée

Titre de l'ouvrage :

**ÉTUDE DES FORMATIONS DEVONO-DINANTIENNES  
DU BEAUJOLAIS MÉRIDIONAL**  
magmatisme et minéralisations associés  
à l'ouverture d'un proto-rift ensialique

Nom de l'auteur : Jean-Pierre RIGAUD

Établissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

**RÉSUMÉ**

Les monts du Haut-Beaujolais (Rhône, France) présentent une série Dévono-dinantienne volcanique à caractère spilito-kératophyrique. La reprise de levés cartographiques au 1/25 000<sup>e</sup> et au 1/12 500<sup>e</sup> confirme en général les relations connues entre les grands ensembles structuraux. Elle a permis de préciser et parfois de découvrir les relations existantes entre les différentes formations géologiques. L'étude pétrographique et géochimique a été focalisée sur les formations du Dévonien supérieur.

Deux ensembles géologiques se dégagent :

- un ensemble basal à dominante détritique qui témoigne d'un volcanisme précoce subordonné ;
- un ensemble formé par un complexe volcanoplutonique intrusif.

Ce dernier montre des termes plutoniques et des laves associées de nature basique, intermédiaire et acide, dont le trait principal est le caractère albitique. Les caractères pétrographiques et géochimiques, notamment la répartition des éléments inertes Ti, Zr, Y, Nb confirment les liens cogénétiques, voire comagmatiques entre les différents termes. La géochimie, abstraction faite de l'albitisation, révèle l'existence d'une série magmatique différenciée, de nature tholéitique abyssale. L'estimation des degrés de fusion partielle, l'évaluation de la nature et de l'importance des fractionnements suggère une mise en place ensialique dans un environnement de type croûte amincie.

La métallogénie du secteur étudié s'intègre au schéma régional du Nord-Est du Massif Central français et présente de nombreux indices métallifères. Les minéralisations sulfurées les plus importantes appartiennent au Dévonien, au sein duquel elles sont associées avec les masses volcanoplutoniques acides ou basiques. Leur morphologie, en lentilles localisées à la base de la série, les apparente aux amas sulfurés (de type kuroko ou chypriote selon les cas). Tardivement, lors des intrusions de granitoïdes numuro-westphaliens, ces amas ont été accessoirement restructurées par apport localisé d'une minéralisation à Mo, Bi, (As, W, Sn ??).

L'ensemble des informations géologiques relatives à ces minéralisations s'intègre dans un schéma géotectonique cohérent. Elles se sont mises en place avec le volcanisme acide et basique (voire le plutonisme), à la faveur du fonctionnement d'un rift intracontinental ou d'un bassin marginal ensialique.

**MOTS-CLÉS**

Volcanoplutonisme acide et basique ; Métasédiments ; Géochimie (majeurs et traces) ; Spilitisation ; Tholéitique ; Fractionnement ; Amas sulfurés ; Bassin marginal ; Dévonien ; Beaujolais ; Massif Central ; France.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 7  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE GIGNOUX  
38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL (76) 87.48.43