



**HAL**  
open science

# Etude pétrographique et géochimique de l'environnement de la minéralisation de Saint-Bel (Rhône) : étude métallogénique

Abdramane Diabate

► **To cite this version:**

Abdramane Diabate. Etude pétrographique et géochimique de l'environnement de la minéralisation de Saint-Bel (Rhône) : étude métallogénique. Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1984. Français. NNT: . tel-00703269

**HAL Id: tel-00703269**

**<https://theses.hal.science/tel-00703269>**

Submitted on 1 Jun 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.



DIABATÉ (A)

+ 2 h.t.

EX. n° 1

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE  
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ EN GÉOLOGIE APPLIQUÉE

« PETROLOGIE - METALLOGENIE »

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GÉOSCIENCES  
DOCUMENTATION

B.P. 33

F. 38041 GRENOBLE CEDEX

Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58

Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

03 JAN. 1985

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DE  
L'ENVIRONNEMENT DE LA MINÉRALISATION DE  
SAIN-BEL (RHÔNE)ETUDE METALLOGENIQUE  
parDiabaté (ABDRAMANE)

Soutenue le 20 Décembre 1984 devant la commission d'examen

P. GIRAUD	Professeur U.S.M. Grenoble	Président
M. PIBOULE	Professeur U.S.M. Grenoble	Rapporteur
. RENAUD	B.R.C.M. Clermont-Ferrand	Examineur
G. VIVIER	Ingénieur C.N.R.S. Grenoble	Examineur

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE-GIGNOUX  
B 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. 3761 87.48.48

# THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE  
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ EN GÉOLOGIE APPLIQUÉE  
«PETROLOGIE - METALLOGENIE»

03 JAN. 1985

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DE  
L'ENVIRONNEMENT DE LA MINERALISATION DE  
SAIN-BEL (RHÔNE)

ETUDE METALLOGENIQUE  
par

Diabaté ABDRAMANE

Soutenue le 20 Décembre 1984 devant la commission d'examen

P. GIRAUD	Professeur U.S.M. Grenoble	Président
M. PIBOULE	Professeur U.S.M. Grenoble	Rapporteur
. RENAUD	B.R.G.M. Clermont-Ferrand	Examineur
G. VIVIER	Ingénieur C.N.R.S. Grenoble	Examineur

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

10445233

UNIVERSITE DE DRENOUE  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE CHAMPEL  
B.P. 1000 DRENOUE (COTE D'IVOIRE)  
TEL. 020 21 21 21

*Toute action de l'humanité  
qui n'a pas, à son bout,  
L'HOMME, est comme pour un  
chasseur, une balle perdue*

*(Amadou HAMPATE BA)*

A

... dans les ...  
... de ...  
... de ...  
... de ...  
... de ...

-mes parents

-Touré Aly

## ERRATA

Pages	20	B-1-1	Ligne 10	lire " principal "
"	27		Ligne 29	"Fig. 3 "
"	27		Ligne 33	lire " carte des affleurements hors texte "
"	27		Ligne 38	"Fig. 28 "
"	28		Ligne 28	lire " à son tour "
"	29		Ligne 21	lire " toute comparaison entre les amas sulfurés de Sain-bel et les amas types Kurokos "
"	38		Dernière ligne	au lieu de " ci-contre" lire "Fig. 9 "
"	41		Ligne 14	lire " de discontinuité "
"	41		Ligne 23	"Fig. 23"
"	43		Ligne 14	lire " aujourd'hui "
"	45		Ligne 25	lire " manifeste "
"	45		Ligne 28	" Fig. 28 "
"	57		Ligne 7	lire " structures lenticulaires calcitiques, des piquetages pyriteux ... "
"	67		Ligne 22	lire " insérés "
"	94		Ligne 13	"Fig. 23 "
"	113		Ligne 24	lire "en soude et en chaux depuis des termes peu transformés ...."
"	127		Ligne 4	lire "qui, dans certains diagrammes ...."
"	128		Ligne 26	"Fig. 19 "
"	156		Ligne 5	lire " Boot ite "
"	162		Ligne 11	lire "est celui de l'identification ...."

AVANT-PROPOS

Au seuil d'une nouvelle étape dans la vie, je voudrais pouvoir m'arrêter, l'instant ingrat d'une page, pour rendre hommage à DIEU et à tous ceux qui, innombrables, ont contribué, chacun à sa manière, à me hisser au faite de mes aspirations les plus profondes.

La présentation de ce mémoire est aujourd'hui rendue possible par la bienveillance et la constante disponibilité de:

Monsieur le Professeur P. GRAUD, Directeur du Laboratoire de Pétrologie-Métallogénie de l'Institut Dolomieu qui a bien voulu m'ouvrir ses portes à une période cruciale de mon cycle universitaire.

Monsieur le Professeur M. PJBOUTE, dynamique et infatigable Chercheur, toujours en mouvement, sous la direction de qui le présent rapport a su prendre âme et corps. Je lui dois tout.

Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAULD, Directeur du Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Institut Dolomieu, dont les énormes qualités humaines m'ont toujours été d'un réconfort irremplaçable.

Monsieur G. VIVIER, Ingénieur C.N.R.S. - ses conseils analytiques et le crédit de confiance qu'il m'a accordé en me donnant libre accès aux appareillages ont été déterminants.

Madame F. KELLER, Monsieur J. COCHET (Institut Dolomieu) et Monsieur J.C. GERMANIQUE (Université Claude Bernard de Lyon I) qui ont eu la responsabilité, souvent délicate, des différentes analyses chimiques et de la réalisation des lames minces.

Monsieur le Professeur A.S. BERNARD de l'École Nationale Supérieure de Géologie Appliquée (E.N.S.G.A.) de Nancy, qui m'a initié à la réflexion métallogénique.

La Compagnie Industrielle et Minière (C.I.M.) en la personne de Monsieur B. RONDET, qui a mis à ma disposition un logement, les documents d'archives et les sondages miniers au dépouillement desquels il a activement participé.

A tous ceux-là, j'exprime ma sincère et profonde gratitude.

Ma reconnaissance particulière va à Monsieur B. RONDET, dont l'extrême sensibilité à mes énormes difficultés matérielles a permis un heureux aboutissement de ce travail. De mon contact, enrichissant à plus d'un titre, avec lui, je retiens une formidable leçon d'humilité et de grandeur humaine.

J'adresse, également, mes vifs remerciements à Monsieur RENAUD, de la Direction Minière du B.R.G.M. de Clermont-Ferrand, qui a bien voulu participer à mon jury.

Ce manuscrit n'aurait jamais vu le jour, si Monsieur TOURE Aly (S.O.D.E.P.R.A., Bouaké) ne m'avait pas secouru à une époque déterminante de ma vie de lycéen. C'est pourquoi, en reconnaissance de tout ce que lui et les siens ont fait pour moi et, surtout, ce 18 septembre 1974, je leur dédie ce rien de thèse.

Mes sincères remerciements et ma reconnaissance sont aussi adressés à :

Monsieur le Professeur YACE Ignace, de la Faculté des Sciences d'Abidjan, pour m'avoir assisté et épaulé à tout instant.

Monsieur le Professeur KOFFI K. POTHIN, qui constitue pour moi une référence première.

Je ne saurais oublier tous mes camarades "thésards" dont l'énumération est ici inutile. Je me souviendrai, longtemps, de leur indéfectible soutien, surtout en ces périodes si difficiles de la mise en page d'un mémoire.

Enfin, tout commençant et finissant par et pour la cellule familiale, je dédie le présent mémoire à

*mes Parents,*

et, plus spécialement à :

Ma Mère, que je n'ai réellement pas connue, parce que trop tôt disparue, fauchée par la mort. Injustement. La force spirituelle qui fut sienne reste, à tout jamais, la source intarissable de piété à laquelle je descendrai boire à chaque instant.

Mon Père, qui a eu le courage et la force morale qui le caractérisent, seul qu'il était, en bataille contre l'ingrate terre de chez nous, pour me laisser aller à l'autre école, l'école occidentale.

Sa vie est un exemple de volonté et de justice à mes yeux.

KOUASSI MALANFOUA Thérèse, ma douce et humble compagne, toi qui, pendant trois trop longues années (consécutives à mon absence) passées dans les privations de toutes natures, a su attendre en gardant un ferme espoir en la vie et en moi, je te dédie ce mémoire.

Merci à tous mes amis qui m'ont toujours soutenu.

"Heureux, qui comme Ulysse, a fait un beau voyage, ou comme celui-la qui conquiert la toison, et puis, est retourné plein d'usages et de raison, vivre entre ses parents le reste de son âge".

-----

INTRODUCTION	8
<u>PREMIERE PARTIE</u> : Etude de l'environnement de la minéralisation de Sain-Bel et Vieilles-Mines	
<u>CHAPITRE I</u>	9
Généralités sur la minéralisation de Sain-Bel	9
A. Situation géographique	9
B. Histoire économique des mines de Sain-Bel	9
I Première période : mines de cuivre	11
II Deuxième période : mines	12
III Sous-période Saint-Gobain	12
<u>CHAPITRE II</u>	14
Situation géologique et cartographie du site étudié	14
A. Historique des travaux antérieur - Cadre géologique régional	14
A.1. Historique des travaux antérieurs	14
A.2. Cadre régional	14
B. Etude cartographique et tectonique locale	18
B.1. Cartographie des différents types lithologiques	20
B.1.1. Les schistes verts amphiboliques	20
B.1.2. Les chloritoschistes	21
B.1.3. Les amphibolites et amphiboloschistes	22
B.1.4. Les serpentinites - "Schistes serpentineux"	24
B.2. Les métabasites spilitiques	25
B.3. Les métavolcanites acides et séricitoschistes associés	26
B.4. Les filons satellites	26
B.5. La tectonique locale	26
C. Géologie de la minéralisation et travaux miniers	28
C.1. Géologie de la minéralisation	28
C.2. Les travaux miniers	29
C.2.1. Modes d'exploitation	29
C.2.2. Bilans des recherches - Logs de sondage	35

DEUXIEME PARTIE : Typologie des matériaux associés aux minéralisations de Sain-Bel et Vieilles-Mines

<u>I Etude pétrographique</u>	45
<u>CHAPITRE I</u>	46
Les formations éruptives, volcaniques et plutoniques	46
A. Les volcanites acides	46
A.1. Les quartz-kératophyres colorés	46
A.2. Les quartz-kératophyres blancs	50
A.3. Les tufs-quartz-kératophyres	51
A.4. Conclusion	54
B. Les volcanites basiques	56
B.1. Les metabasites spilites	57
B.1.1. Les spilites microlitiques	57
B.1.2. Les spilites à texture doléritique subtrachyque	59
B.1.3. Les spilites microgrenues	60
B.1.4. Le faciès tufacé clastique	62
B.2. Les faciès gabbroïques et ultrabasiques associés	64
<u>CHAPITRE II</u>	67
Les formations schisteuses	67
A. Les formations schisteuses liées à la minéralisation	67
A.1. Les séricitoschistes	68
A.1.1. Les séricitoschistes rubanés	68
A.1.2. Les séricitoschistes stériles	70
A.2. Les chloritoschistes	72
A.2.1. Les chloritoschistes - Intraminéralisation	72
A.2.2. Les chloritoschistes tufacés "Périminéralisation"	74
A.2.3. Les chloritoschistes minéralisés tufacés microbréchiques	74
A.3. Les schistes biotitique à composante détritique et terrigène	77
B. Les formations schisteuses non directement liées à la minéralisation	78
B.1. Les schistes verts amphiboliques	78
B.2. Les schistes noirs ardoisiers	80
C. Conclusion à l'étude pétrographique	80
C.1. Les roches basiques	81
C.2. Les volcanites acides	82

II <u>Etude géochimique et évolution des matériaux associés à la minéralisation</u>	84
<u>CHAPITRE I</u>	85
Typologie chimique des différents faciès	85
A. Caractères géochimiques des volcanites acides	85
A.1. Les quartz-kératophyres distaux	85
A.2. Les quartz-kératophyres blancs	88
A.3. Les séricitoschistes	91
A.4. Les tufs-quartz-kératophyres	94
B. Les metabasites spilitiques	97
B.1. Les metabasites spilitiques (diagramme Na <sub>2</sub> O CaO)	10
B.2. Les chloritoschistes	10
B.2.1. Les chloritoschistes minéralisés tufacés microbréchiques	10
B.2.2. Les chloritoschistes (Intraminéralisation) - Les chlorito-	11
schistes tufacés (Périminéralisation)	
B.2.3. Le diagramme Na/Al - K/Al	11
<u>CHAPITRE II</u>	11
Essai de reconnaissance du magmatisme originel	11
A. Nature de la série magmatique	11
A.1. Nature alcaline ou subalcaline de la série	11
A.2. Les tendances géochimiques du magma subalcalin	11
A.2.1. Le diagramme A - F - M de BESSON et FONTEILLES	11
A.2.2. Le diagramme A - F - M de Kuno	11
A.2.3. Les diagrammes de MIYASHIRO	12
B. Série tholéïtique abyssale (ou insulaire) - Modalités du fractionnement magmatique	12
B.1. Nature de la série et site géotectonique	12
B.2. Modalités du fractionnement magmatique	12
B.2.1. Le diagramme y - Zr	12
B.2.2. Le diagramme TiO <sub>2</sub> - Zr	13
B.2.3. Le diagramme Nb - Zr	13
C. Hydrothermalisation des matériaux associés à la minéralisation	13
C.1. L'origine des séricitoschistes	13
C.1.1. Le diagramme Na/Al - K/Al	13
C.1.2. Le diagramme Nb - Zr	13
C.1.3. Les diagrammes TiO <sub>2</sub> - Zr, Y - Zr	13
C.2. Les conditions pétrogénétiques de la formation des séricitoschistes et le problème de la potassification des quartz-kératophyres	14
D. Conclusion à l'étude géochimique	14

TROISIEME PARTIE : La minéralisation dans son environnement d'hydrothermalites

<u>CHAPITRE I</u>	149
Morphologie et aspect spatial de la minéralisation - Les différents minerais et leur minéralogie	149
A. Morphologie et aspect spatial de la minéralisation	149
B. Les différents types de minerai et leur minéralogie	152
B.1. Rappel géologique	152
B.1.1. Le faisceau principal	152
B.1.2. Le faisceau de Vieilles-Mines	152
B.2. Les différents types de minerai	153
B.3. Composition chimique des minerais	154
C. Composition minéralogique des minerais	155
 <u>CHAPITRE II</u>	 157
Conclusion et modèle génétique	157
<b>Hypothèse génétique</b>	<b>161</b>
 <u>CONCLUSION GENERALE</u>	 163
 <u>ANNEXE I</u> : Logs des sondages du petit amas du Trésoncle	 165-173
 <u>ANNEXE II</u> : Le log du sondage de Vieilles-Mines	 174-177
 <u>BIBLIOGRAPHIE</u>	 178-188

## INTRODUCTION

L'exploitation des mines de Chessy - Sain-Bel remonte à la nuit des temps.

Leur historique reste lié à l'évolution des concepts métallogéniques parallèlement aux progrès scientifiques, technologiques et industriels.

L'étroite association, symptomatique, des amas sulfurés de Sain-Bel à la pile de volcanites acides paléozoïques confère à ces anciennes mines un intérêt métallogénique tout nouveau.

De telles relations lithostratigraphie/minéralisations sulfurées en environnements volcano-sédimentaires sont aujourd'hui connues pour leurs ressources en métaux de base : Cu - Pb - Zn (Japon, Espagne (Huelva), Québec, Australie, etc...).

La présente étude, présentant une monographie des minéralisations dans leur environnement proche et lointain, s'intéresse aux problèmes de la séricitisation et de la potassification accompagnant l'implantation, des fluides hydrothermaux minéralisateurs initiaux, au sein des volcanites acides quartzo-kératophyriques.

Au delà de ces considérations physicochimiques, un modèle génétique exhalatif-sédimentaire est proposé pour les amas sulfurés de Sain-Bel.

Ce modèle reste tributaire d'une analyse géostructurale détaillée du secteur étudié.

1871

La géographie physique de la France est caractérisée par une grande diversité de reliefs et de climats. Les montagnes, les plaines, les vallées et les côtes offrent une variété de paysages qui ont influencé le développement de la civilisation française. Les montagnes, en particulier les Alpes, les Pyrénées et les Vosges, ont été des obstacles naturels qui ont favorisé le développement de cultures distinctes dans chaque région. Les plaines, au contraire, ont permis une agriculture plus intensive et une concentration de la population. Les vallées, quant à elles, ont servi de corridors de communication entre les différentes régions. Les côtes, enfin, ont favorisé le développement du commerce maritime et de la pêche.

Le relief de la France est le résultat de plusieurs phénomènes géologiques. Les montagnes ont été formées par des soulèvements de la croûte terrestre, tandis que les plaines ont été créées par l'érosion des montagnes et le dépôt de sédiments. Les vallées ont été creusées par l'action des rivières, et les côtes ont été façonnées par l'érosion marine.

Le climat de la France est également très varié, allant du climat méditerranéen dans le sud-est au climat océanique dans le nord-ouest. Cette diversité climatique a permis à la France de développer une grande variété de cultures, de la vigne et de l'olivier dans le sud à la céréale dans le nord.

P R E M I E R E   P A R T I E

ETUDE DE L'ENVIRONNEMENT DE LA MINERALISATION

---

DE SAIN-BEL ET VIEILLES MINES

---

8

## CHAPITRE I

### GENERALITES SUR LA MINERALISATION

#### DE SAIN-BEL

##### A. Situation géographique

S'étendant sur une superficie d'environ (3 x 2) km<sup>2</sup>, sous les communes de CHEVINAY, SAINT PIERRE-LA-PALUD, SOURCIEUX-LES-MINES, avec une petite extension à l'extrême nord, à FLEURIEUX, les mines de Sain-Bel suivent l'orientation géologique régionale NE-SO, de la vallée de la Brévenne ; celle-ci s'ouvre à une trentaine de kilomètres au NO de la ville de LYON, entre les monts de Tarare à l'Ouest et les monts du Lyonnais au Sud-Est.

Ce secteur minier présente une topographie de collines s'élevant progressivement d'Ouest en Est -200 m à 500 m- depuis le lit de la Brévenne jusqu'à des collines entaillées par des vallons souvent occupés par des "affluents ruisselets" (C. DURAND 1981). Un couvert végétal dense joint à une topographie morcelée, aux roches sous-jacentes parfois fortement altérées conduisent à de médiocres conditions d'affleurements ; ainsi, toute corrélation spatiale entre les différentes formations géologiques devient chose ardue et délicate.

De bons affleurements existent cependant le long des voies routières et ferrées, dans les carrières telles que celles de Saint Antoine (ouverte au sud de St Pierre-la-Palud dans le faisceau minéralisé) et du Genvais (route de Sain-Bel à Lyon : D 7).

##### B. Histoire économique des mines de Sain-Bel

Qu'est-ce qui a bien pu conduire à la découverte des mines de Sain-Bel ? Là-dessus, les textes peu abondants apprennent peu de choses. Il n'en est pas moins vrai que la contrée a connu une activité minière depuis l'époque GALLO-ROMAINE, et même bien avant avec les CELTES pour les argiles ferrugineuses, sans oublier les SEGUSIAVES qui, dès le VI<sup>e</sup> siècle av. J.-C. entamèrent l'exploitation du cuivre de CHESSEY (Sondo ; 1981). Mais c'est avec les Romains que la région connaîtra un véritable essor minier.

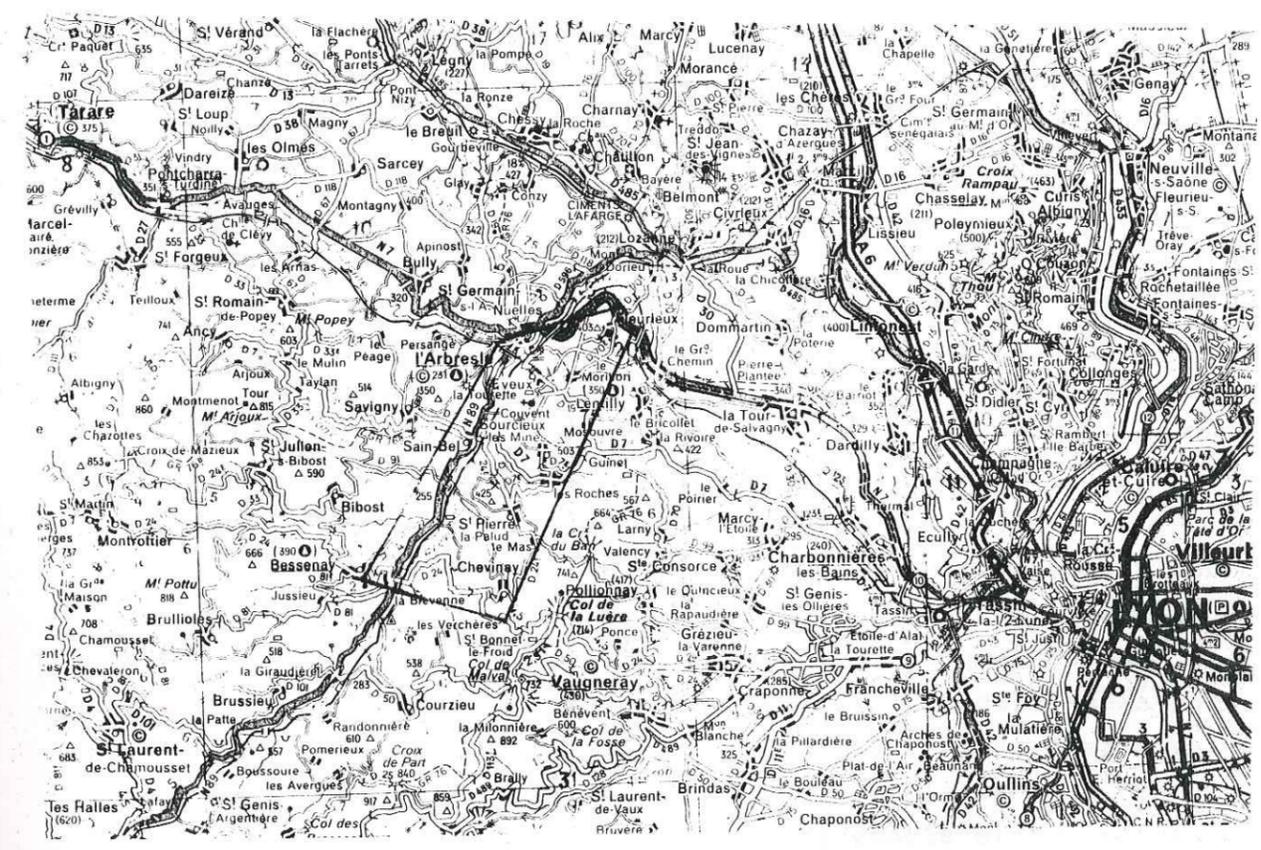


Fig. 1 : En encadré, localisation géographique du secteur étudié.  
(Carte Michelin 1/200.000)

L'historique des mines de Sain-Bel est divisé en deux grandes périodes auxquelles est adjointe une "sous-période Saint-Gobain" (O. BARGE, notes d'archives) qui semble, et de loin, la plus importante parce que s'inscrivant dans l'évolution du XX<sup>e</sup> siècle synonyme de progrès scientifiques, technologiques et d'industrialisation.

#### I Première période : mines de cuivre

Certainement la plus longue ; son début se fonde dans le silence et l'inexistence des textes. On sait cependant qu'en 43 av. J.-C., l'exploitation des ressources du sous-sol de la région était entreprise sous l'occupation romaine. L'intérêt fut alors porté sur le cuivre et l'argent, notamment à CHESSY (gisements polymétalliques), SAINTE FOY - l'ARGENTIERE et PAMPAILLY, cette dernière localité faisant d'ailleurs l'objet de recherches en archéologie minière depuis 1980.

Viennent alors les invasions Barbares et l'exploitation minière est délaissée, pour connaître un regain d'activité au XV<sup>e</sup> siècle avec les marchands Lyonnais (A. ROIRE, 1959 ; SONDO, 1981). On assiste à une nouvelle période de prospérité devant l'ampleur de laquelle, en 1413, le roi impose une dîme aux exploitants par "ordonnance générale" qui est l'ancêtre de la législation minière française.

Mais, en 1422, la région est à nouveau ravagée par les invasions BOURGUIGNONNES et l'activité minière s'arrête.

En 1424, le roi Charles III délègue Jacques COEUR à la réouverture des mines de CHESSY - SAIN-BEL délaissées par les marchands Lyonnais (A. ROIRE, SONDO, Notes d'archives). L'argentier royal, juste après son association aux frères BARRONNAT et sept ans après, est disgracié et incarcéré. Les mines ferment et seront, semble-t-il, abandonnées à la fin du XV<sup>e</sup> siècle.

Au début du XVIII<sup>e</sup> siècle, l'exploitation reprend, d'abord au ralenti, pour ensuite connaître un formidable développement nécessitant la construction d'une fonderie à Sain-Bel en 1748.

Cette première période prend fin en 1823 avec l'invention par les frères PERRET d'un procédé d'obtention d'acide sulfurique par grillage de la pyrite. Les mines prennent une nouvelle dénomination : "Mines de pyrite" (O. BARBE, Essai de Nomenclature, archives Saint-Gobain).

## II Deuxième période : mines de pyrite

Le démarrage effectif de cette seconde période se situe aux alentours de 1850 après l'acquisition des mines en 1839 par les frères PERRET.

L'activité minière prend une nouvelle orientation et sera caractérisée par un formidable bond en avant. La pyrite est maintenant recherchée, et non plus le cuivre.

Citons quelques chiffres sortis des archives de St Gobain :

- . de 1825 à 1839, date d'acquisition des mines par les frères PERRET, il a été extrait 700 tonnes de pyrite contre 185,5 tonnes de cuivre noir ;
- . de 1839 au 30 Septembre 1872, on extrait 853 200,724 t de pyrite contre 118,7 t de cuivre noir.

Puis, le 27 Février 1872, la "Société Anonyme des Manufactures des Glaces et Produits Chimiques de Saint-Gobain Chauny et Cirey" acquiert les mines de Sain-Bel. Au 31 Décembre 1964 le tonnage extrait depuis 1825 était de 17 919 666,564 t de pyrite (O. BARBE).

Avec Saint-Gobain, les mines connaissent un extraordinaire développement qui n'a pas son **équivalent** dans l'histoire industrielle locale. Il devient intéressant ici de distinguer une sous-période Saint-Gobain.

## III Sous-période Saint-Gobain

Cette sous-période est marquée par une réelle volonté "multidirectionnelle" pour une meilleure rentabilité et la recherche de nouveaux gisements.

De 1900 à 1920, l'exploitation augmente pour atteindre un chiffre record jamais égalé de 320 409,3 t/an.

La période Saint-Gobain est aussi celle des réalisations sociales aux bénéfices des mineurs (construction d'une école maternelle et d'une infirmerie, création d'une caisse de prévoyance sociale et de secours, enfin organisation d'activités culturelles et sportives).

Cette ascension se poursuivra au travers de toutes sortes de difficultés : difficultés techniques (problèmes de boisage, trop forte acidité de l'eau, etc...), problèmes humains (grèves, ...).

En 1956, les mines de Sain-Bel produisaient 75 % de la

pyrite française (A. ROIRE). C'est alors qu'une chute, irréversible, s'amorce. De nouveaux gisements - CHIZEUIL, HUELVA (Espagne), pour ne citer que ceux-là- sont entres en compétition sur le marché français. Le coup de grâce sera définitivement donné par le gaz de LACQ, dont le soufre est plus facilement récupérable.

Les mines de Sain-Bel fermeront en 1972. Depuis le 17 Octobre 1974, la Compagnie Industrielle et Minière (C.I.M.), division chimie minérale du groupe Rhône-Poulenc, est le nouvel acquéreur des biens mobiliers et immobiliers des mines de Sain-Bel.

Aujourd'hui, le patrimoine domanial et immobilier est mis en vente. Partout, fleurissent de nouvelles habitations ; une équipe d'anciens mineurs a ouvert avec nostalgie un musée des mines à Saint-Pierre-la-Palud.

## CHAPITRE II

### SITUATION GEOLOGIQUE ET CARTOGRAPHIE

#### DU SITE ETUDIE

#### A. Historique des travaux antérieurs - Cadre géologique régional

##### A.1. Historique des travaux antérieurs

Si les gisements de Sain-Bel sont connus depuis l'époque Gallo-Romaine, ce n'est qu'à la fin des années cinquante que commencent des études poussées et détaillées, tant de leur minéralogie que de leur environnement proximal. Les travaux anciens se bornent souvent à des observations métallogéniques, géologiques, dans le cadre régional des monts du Lyonnais :

- . FOURNET, en 1846, entame une étude pétrographique des formations encaissantes de la minéralisation de Sain-Bel (notes d'archives, A. ROIRE) ;
- . en 1857, GRUNER découvre les calcaires du Goujet et avance l'âge de la série de la Brévenne ;
- . Albert Michel LEVY (1908-1912) montre la nature "albitophyrique" des volcanites de la Brévenne, qu'il assimile au Dévonien supérieur ;
- . en 1913, DE LAUNAY étudie les pyrites de Sain-Bel ; pour cet auteur, les gisements sont issus "d'une imprégnation diffuse", où les amas minéralisés constituent des laccolites de roches éruptives. En 1949, la même hypothèse est reprise par E. RAGUIN.

Avec la fin des années cinquante, naît une réelle volonté de connaissance du district minier de Sain-Bel, aussi bien dans sa minéralogie que dans son environnement immédiat, ceci dans le cadre de concepts nouveaux et à l'aide de moyens techniques de plus en plus performants.

Depuis une vingtaine d'années, les travaux se succèdent parmi lesquels nous citerons :

- . A. ROIRE (Thèse en 1959). Cet auteur étudie l'ensemble de la minéralisation dans son environnement volcanosé-

### LES FAISCEAUX VOLCANO-SEDIMENTAIRES DEVONO-DINANTIENS DU N. E. MASSIF CENTRAL

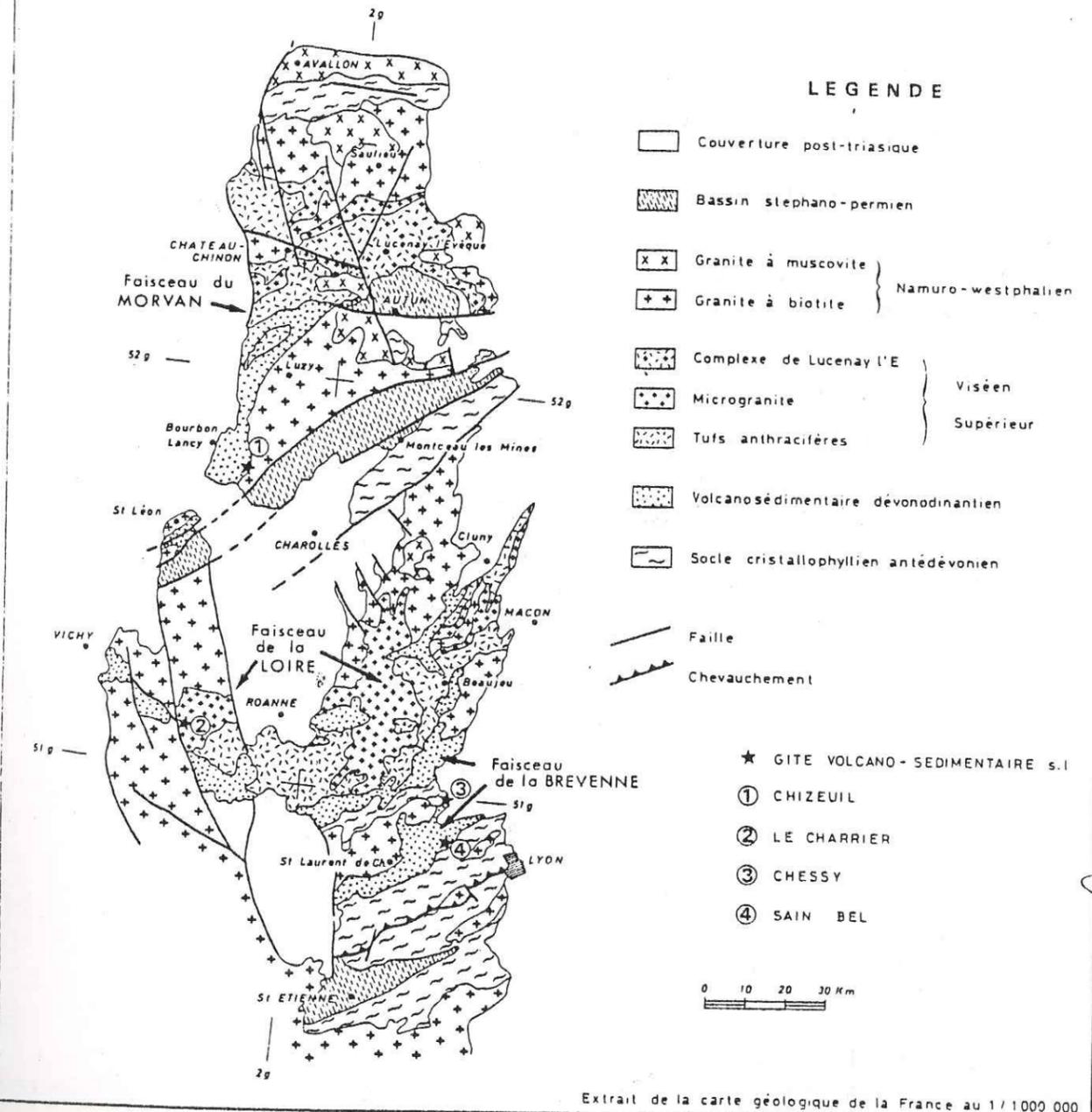


Fig. 2 : Localisation géologique de la série dévono-dinantienne de la Brévenne dans le Nord-Est du Massif Central. (In Delfour et al., 1983)

dimentaire. Il établit des paragenèses minérales et conclut à une origine par différenciation magmatique. La minéralisation s'est effectuée au début et pendant le métamorphisme par métasomatose ;

- . D. BARDIN (Thèse de 3<sup>e</sup> cycle en 1971) détermine des relations lithostratigraphie/minéralisation, et situe l'essentiel du gîte de Sain-Bel dans les "formations schisteuses de Saint-Antoine", dont les différents faciès sont disposés de façon particulière par rapport à la minéralisation.

Pour D. BARDIN, les gisements ont une origine exhalative-sédimentaire et ont été mis en place en quatre étapes principales :

- a) Pendant le dépôt des formations schisteuses de Saint-Antoine, une première phase donne le "minerai tendre" accompagné de quartz et de barytine ;
  - b) après une courte période de rémission de l'activité volcanique rendue manifeste par des schistes intercalaires, survient une deuxième phase à pyrite siliceuse accompagnée de chalcopryrite et en très faible quantité, de la tétraédrite de la galène. Cette phase se termine par un remaniement de la pyrite au sommet de certaines lentilles ;
  - c) avec la mise en place de "la formation du rocher", une forte activité volcanique s'installe, qui verra la mise en place du gisement des vieilles mines, formées de minces passées lenticulaires à pyrite, blende, chalcopryrite et galène ;
  - d) la quatrième phase donne la mine du PILON constituée de minces lentilles de pyrite parfois à chalcopryrite et blende interstratifiées dans un niveau lenticulaire de séricitoschistes blancs.
- . S. BELLOTTO (Thèse de Docteur Ingénieur en 1983) étudie la minéralisation pyriteuse dans sa partie méridionale affleurante (coupe de la carrière Saint-Antoine) et propose une origine exhalative-sédimentaire, comparativement aux amas "Kuroko" japonais et suggère la lithostratigraphie proximale de la minéralisation suivante :

- Mise en place des quartz-kératophyres constituant le substratum volcanique ;
- émission et disposition zonaire des "exhalites" :
  - . exhalites stériles constituées de séricitoschistes blancs au contact des quartz-kératophyres ;
  - . exhalites minéralisées constituant l'amas caractérisé par une alternance de lits pyriteux et de gangue siliceuse ;
  - . exhalites supérieures, faites de chloritoschistes en position intraminéralisation ;
  - . recouvrement de tout cet ensemble de tufs fins.

A.2. Cadre géologique régional

Reposant en discordance sur le socle gneissique des monts du Lyonnais (PETERLONGO, 1960), affecté par le métamorphisme acadien (420-360 MA) (AUTRAN et PETERLONGO, 1980), la série de la Brévenne se distingue par d'importantes formations volcanosédimentaires spilito-kératophyriques typiques antérieures au Viséen moyen transgressif (PETERLONGO, 1960, BEURIER et A<sup>1</sup>, 1979).

Celles-ci se rattachent à l'importante activité magmatique d'âge Dévono-Dinantien, caractérisant le Nord-Est du Massif Central français, rapporté à la zone moldanubienne de l'orogénèse hercynienne (AUTRAN et A<sup>1</sup>, 1980 ; PIBOULE et A<sup>1</sup>, 1981 ; PIN et A<sup>1</sup>, 1982).

La série de la Brévenne, constituée de tufs, d'intrusions gabbroïques et plagiogranitiques, et surtout de laves basiques et acides épanchées, du moins en partie, en milieu subaquatique (PETERLONGO, 1970) est scindée en deux sous-ensembles dont l'un, septentrional, est à caractère volcanosédimentaire et l'autre, contenant la minéralisation sulfurée de Sain-Bel, est plus franchement volcanique (LACROIX, 1980 ; C. DURAND, 1981).

L'étude du magmatisme originel, aujourd'hui oblitéré par des déformations tangentielles synschisteuses et par un métamorphisme atteignant le début du faciès amphibolique (FONTEILLES, 1968) a conduit à des conclusions bien souvent divergentes selon les auteurs. Ainsi, pour FONTEILLES (1968) et CARME (1975) on aurait une série calcoalcaline

et une série à caractère tholéïtique subordonné, hypothèse par ailleurs appuyée par le comportement des terres rares observé sur quelques volcanites basiques du secteur étudié (PIN et A<sup>1</sup>, 1982).

D'autres auteurs (LACROIX, 1980 ; DURAND, 1981 ; PIBOULE et A<sup>1</sup>, 1982 ; BELLOTTO, 1983), analysant le comportement d'éléments majeurs ou d'éléments traces optent pour une nature tholéïtique à caractère abyssal du magma originel.

Enfin, l'étroite association entre Spilites et quartz-kératophyres (PIBOULE, 1982), l'absence de matériaux typiquement pélagiques (LACROIX, 1980), la polarité chronologique Nord-Sud (PIN et A<sup>1</sup>, 1982) et la présence en position eusialique de volcanites basiques (PIBOULE, 1982 ; BELLOTTO, 1983), sont autant d'arguments militant en faveur d'un cadre géotectonique de bassin d'arrière arc pour ce magmatisme Dévono-Dinantien.

#### B. Etude cartographique et tectonique locale

Sur la base des anciens travaux effectués sur le secteur minier de Sain-Bel, notamment par A. ROIRE (1959), PETER-LONGO (1960), M. FONTEILLES (1968), BARDIN (1971), DURAND (1981), une carte d'affleurements géologiques est proposée au terme de ce mémoire. Elle est à la fois le résultat d'un échantillonnage de pierres volantes et celui de la récolte de formations in-situ, récolte effectuée à la faveur des coupes offertes par les voies ferrées et routières et les nombreux ruisseaux alimentant la Brévenne. Les corrélations faciologiques et spatiales sont le fait de nos observations personnelles, corroborées essentiellement par les travaux précédents de A. ROIRE, BARDIN, et les documents miniers ; 120 échantillons ont été traités dans le cadre de cette étude.

La Tectonique locale, surtout tributaire des phases hercyniennes : "verticalisation", voire plissement des séries (A. ROIRE) de direction N 10-N 20, et alpines : failles d'orientation Est-Ouest avec rejets horizontaux, filons de kersantite Est-Ouest, est très complexe.

Notre propos n'étant guère d'offrir ici un document

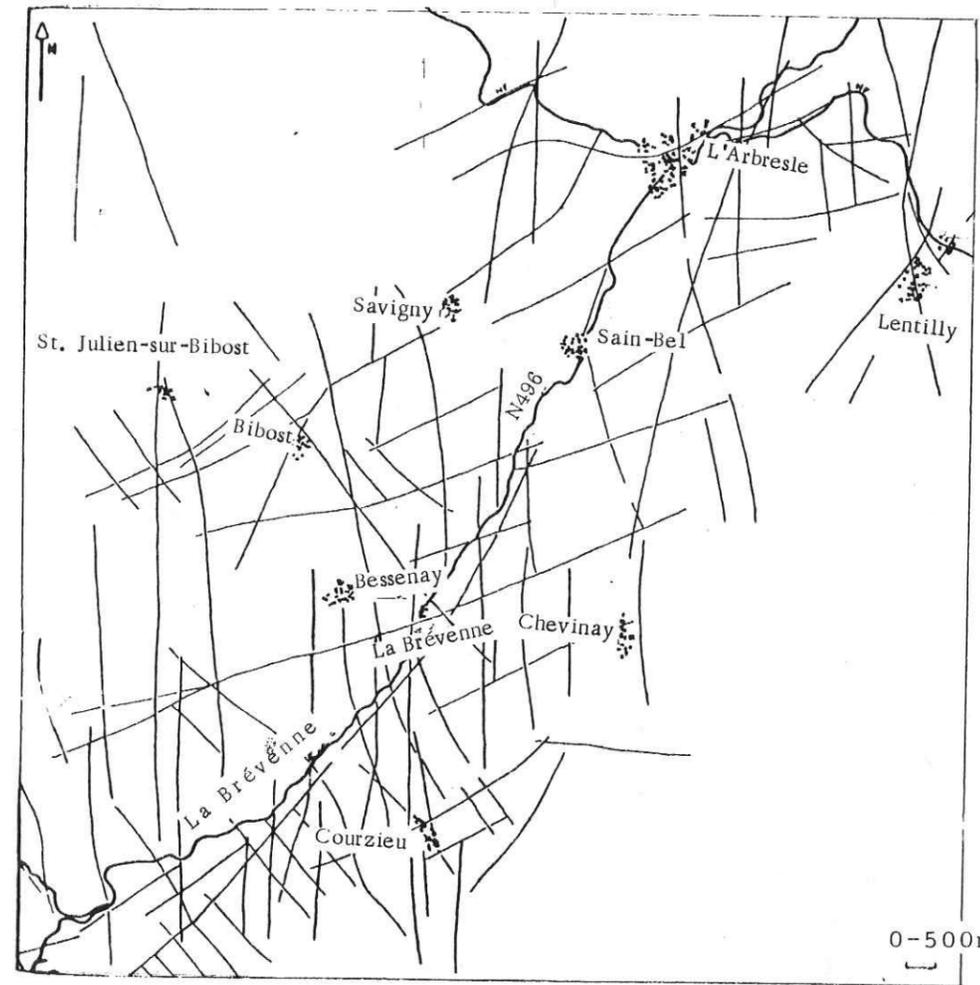


Fig. 3 : Principaux accidents tectoniques  
(D'après C. Durant, 1981)

Faint, illegible text from the reverse side of the page, appearing as bleed-through.

Faint, illegible text from the reverse side of the page, appearing as bleed-through.

structural, nous nous bornerons à un simple inventaire des quelques témoins tectoniques observables, révélateurs, ou du moins en partie, des grands événements géostrucuraux ayant affecté le district minier de Sain-Bel.

Toutefois, il reste dit que seule une étude structurale détaillée, minutieuse pourra répondre à la grave et fondamentale question de la polarité de la série de la Brévenne, sans laquelle la part de l'incertitude reste grande.

#### B.1. Cartographie des principaux types lithologiques

La série de la Brévenne, dans son ensemble se caractérise par des formations de types lithologiques ubiquistes présentant, cependant, un arrangement d'ensemble (J. M. PETERLONGO, 1960).

Le secteur de la rive orientale de la Brévenne ici concerné est essentiellement constitué de schistes verts, d'intercalations variées amphibolitiques, serpentineuses et chloriteuses, laviques spilito-kératophyriques et tufacées acides et basiques. Tout cet ensemble est affecté par un métamorphisme prograde d'Ouest en Est (M. FONTEILLES, 1968) atteignant le début du faciès amphibolite.

##### B.1.1. Les schistes verts amphiboliques

Réf. Ech. C1' C1 V2-7-C8

C'est le type pétrographique le plus représentatif de la Brévenne orientale. Ce sont des roches d'un vert pâle pouvant s'assombrir avec l'effet du métamorphisme "matérialisé" par l'apparition de la biotite.

Elles sont marquées par une schistosité assez fruste et peuvent acquérir un débit en feuillets avec l'augmentation des déformations. On les rencontre, fortement représentées, à l'Est du faisceau minéralisé principal, surtout dans le secteur de CHEVINAY où elles semblent occuper des couloirs de "mylonitisation" en bordure des coulées de Pillow. Dans le secteur de SOURCIEUX-LES-MINES et Sud de Moseuvre, ces schistes verts acquièrent une nette schistosité au voisinage de la zone d'étirement de Lentilly marquant le contact anormal de la série de la Brévenne sur la série Lyonnaise.

Au microscope, il s'agit de roches à texture micro-litique à micronématoblastique orientée, caractérisées notamment par :

- . L'albite en microlites abondantes participant à la mésostase ou en phénoclastes. Le minéral est fortement altéré montrant des associations à chlorite-calcite-épidote-quartz ;
- . l'amphibole correspond à la hornblende verte souvent actinolitique ou à des baguettes d'actinote ;
- . le quartz apparaît en grains très fins, arrondis en traînées dans la mésostase ou en agrégats granoblastiques de recristallisation.
- . la calcite et l'épidote (pistachite souvent) sont omniprésents. La première s'organise soit en vésicules, soit en filonnets tardifs sécants sur la schistosité générale.

Ces schistes verts amphiboliques représenteraient des laves très fluidales lorsque les microlites d'albite sont régulièrement orientées (A. ROIRE, J. M. PETERLONGO) ou à d'anciens tufs basiques quand le feldspath est clastique.

Toutefois, leurs compositions chimiques et minéralogiques permettent souvent de les rapporter à d'anciennes spilites.

#### B.1.2. Les chloritoschistes

Ech. : STA 8 ; STA 12-2 ; STA 53 ; E 24 ;  
STA 52 ; VM 1 ; VM 1' ; VM 9.

Ce sont des roches lustrées vert-gris, vert-jaunâtre à vert-bleuté présentant un débit en feuillets ou en écailles. Macroscopiquement, la granulométrie en est très fine.

Très largement représentés dans le Nord du secteur étudié, au Sud, les chloritoschistes sont en intercalation dans les schistes verts amphiboliques ou, au voisinage de la minéralisation, en intercalation dans les séricitoschistes (chloritoschistes tufacés ; BELLOTTO, 1983) ou encore en position intraminéralisa-

tion : carrière Saint-Antoine, Vieilles-Mines, où l'on retrouve ces roches fortement altérées à fins plaques intrafoliaux de malachite et azurite.

Sur la Nationale 7 -à 60 m du pont de chemin de fer, à la hauteur du hameau "LA ROCHE"- on les retrouve en un affleurement où ils sont intensément plissés et où ils offrent de nombreux filonnets de quartz boudinés.

Au microscope, leur texture est lépidoblastique foliée, très déformée, plissée, montrant une paragenèse à chlorite, séricite, quartz et accessoirement calcite. La lame mince offre également de la pyrite, de la magnétite et de la barytine, surtout au voisinage de la minéralisation.

Selon BELLOTTQ, ces chloristoschistes intraminéralisation sont typiquement des exhalites, d'autres "tufacés", correspondent d'après lui à des altérites d'un édifice volcanique.

La composition chimique, la minéralogie et la position des chloritoschiste minéralisés, intercalés dans des metabasites, observés dans les carottes de sondages de Savigny et Vieilles Mines permettent d'envisager une origine mixte volcano-détritique pour ces matériaux dont certains s'apparentent (comme nous le verrons plus loin) à des shales et d'autres à des grauwackes.

### B.1.3. Les amphibolites et amphiboloschistes

Ech. : SB 25 ; VB 4 ; E 23.

#### 1) Les amphibolites

Ce sont des roches vertes massives intercalées dans les schistes verts avec des passages indifférenciés entre les deux termes. Elles montrent de grands cristaux d'amphiboles étirés, ovoïdes, d'un vert foncé, accompagnés d'épidote vert-jaunâtre. Elles affleurent largement au Sud de Saint-Pierre-la-Palud à la hauteur de la ferme le Grésigny. On les retrouve au centre du secteur étudié, au lieu dit "Les Roches", à 400 m environ de la bre-

telle menant à SOURCIEUX-LES-MINES, sur la D 7, en direction de TASSIN-LA-DEMI-LUNE, ou plus au Nord, dans le talus de la RN 7, à la hauteur du lieu-dit "LE SERVY".

Au microscope, ces amphibolites sont intensément clastiques (exp. : Ech E 17), porphyriques à mésotase quartzo-feldspathique à albite -oligoclase orientée et feutrée de porphyroblastes corrodés de hornblende verte souvent fortement chloritisée. La roche (lame mince) est par ailleurs parsemée d'épidote, de veinules de calcite et de phénoclastes de hornblende cernés par des aiguilles actinolitiques, particulièrement dans les ombres de pression.

Ces roches seraient d'anciens sills basiques injectés dans les tufs après le dépôt de ceux-ci, selon J. M. PETERLONGO (1960). Pour nous, le caractère clastique des textures reliques leur confère une origine volcanodétritique basique.

## 2) Les amphiboloschistes

Ech. : VB 4

Ce sont des roches vert sombre passant au bleu-noir, très finement "grenues" et à schistosité parfois soulignée par des lisérés d'épidotes vert-jaunâtre. Très tenaces et fortement étirées, elles apparaissent notamment selon une bande étroite au contact des gneiss d'EVEUX, jouxtant le granite de Grand Chemin, depuis "Le Vieux-Bourg", jusqu'au N-W de Mosœuvre, où ils disparaissent à la faveur de la zone feuillée du SONNAY, pour réapparaître à FLEURIEUX, dans le talus de la RN 7, en niveaux étirés fortement épidotiques.

Au microscope, leur texture est lépidonématoblastique, mais offre une texture relictuelle un peu porphyrique, caractérisée par une alternance de lits à phénocristaux, remplacés par une hornblende verte, offrant latéralement des ombres de pression actinolitiques et de lits d'albite-oligoclase.

Certains échantillons (exp. : E 2 3, talus de la RN 7 à FLEURIEUX) montrent une hornblende amy-

dalaire fibreuse (actinolitique), fortement chloritisée, des porphyroblastes albitiques extrêmement étirés, avec déformation de mûcles où il s'observe une association de chlorite-calcite-épidote et rarement du quartz.

Ces roches restent surtout individualisées par la grande déformation qui les affecte, leur attribuant par endroits un aspect franchement détritique. On observe alors l'apparition de la biotite subautomorphe, accompagnée de minéraux tels que : quartz - chlorite - calcite - épidote, dans les ombres de pression. Le quartz peut par ailleurs présenter un habitus bulleux.

Ici, on serait en présence d'anciennes roches basiques éruptives grenues, intercalées dans l'énorme masse des schistes verts tufacés, et qui auraient été mylonitisées à la faveur du métamorphisme régional de la phase hercynienne.

#### B.1.4. Les serpentinites - "schistes serpenteux"

Ech. : SA 10 ; SA 11 ; STA 15 - 4

Les serpentinites sont assez rares à l'affleurement. On les rencontre intercalées dans une masse de chloritoschistes au contact de tufs-quartz-kératophyres, dans le talus de la RN 7 à FLEURIEUX. Là, elles sont blanchâtres, au toucher talqueux et difficilement différenciables des séricitoschistes qui les jouxtent, et avec lesquels elles peuvent être confondues. A Eveux, à la hauteur du château de la Tourette, elles se présentent en minces intercalations dans les gneiss. On les rencontre également :

- . A Vieilles-Mines, en association avec des métagabbros (sondage Vieilles-Mines, 211 m) ;
- . à Savigny, vallée du ruisseau le Trésoncle où elles affleurent au contact des gneiss d'Eveux et en association avec des gabbros et gabbros-serpentiniques (sondages n° 3, 4, ... de la C.I.M.).

Au microscope, ces roches présentent une texture maillée, essentiellement constituée de serpentine, avec

des phyllites intersticielles. La lame mince est sale et chargée de leucoxène et d'épidote en traînées. La mésostase serpentineuse est entrecoupée de veinules de calcite et parsemée de minéraux opaques : pyrite et magnétite ; une analyse diffractométrique X sur roche totale révèle les raies de clinochrysotile, de l'ankérite. Leur association avec les métagabbros dans la Vallée du Trésoncle (Savigny) ou à Vieilles-Mines (Sondage), leur composition chimico-minéralogique leur conférant une origine ultrabasique (BARDIN, 1971) et leur rapport de position quasi-constante avec le socle, les situerait à la base de la "série de la Brévenne".

#### B.2. Les metabasites spilittiques

Ces metabasites seront particulièrement étudiées dans les parties pétrographiques et géochimiques. Ce sont des roches vert-clair à vert-gris, massives, caractérisées par une grande variabilité lithologique (polytypisme) (BELLOTTO, 1983). Largement représentées au centre de la vallée de la Brévenne, elles sont soit en massifs (ex. : Ech. : C 14, aqueduc du point côté 371, près du Micolet), soit en sills ou dykes intercalés dans les masses volcaniques acides (ex. : Ech. : STA 3, carrière Saint-Antoine), ou en coulées à débit en coussins. Ces dernières affleurent selon une large bande de quelques 2 kms, allant du Soupat à l'Arbresle (ex. : Ech. : C 4 -Croix de Crécy-, C 18 -entrée du Burdel-, C 20, C 21 -bois de Bogny-), à intercalations de volcanités acides. La zone de contact laves basiques/acides est souvent sinueuse, imbriquée (ex. : Ech. : V 2-3, V 7-1).

Les bordures de ces laves basiques sont mylonitiques et offrent des schistes verts et des schistes amphiboliques produits par la déformation intense des volcanites au cours du métamorphisme.

Sur la N 496, à 3 kms au Nord de l'Arbresle, un affleurement de laves en coussins à structures variolitiques ovoïdes centimétriques et à zones cherteuses est à signaler.

### B.3. Les métavolcanites acides et séricitoschistes associés

Ces matériaux étant spécialement étudiés dans la deuxième partie de ce mémoire (pétrographie, géochimie), nous en donnerons ici uniquement quelques caractères de gisements.

Les volcanites acides, constituées de quartz-kératophyres et de tufs-quartzo-kératophyriques avec, en leur sein, des intercalations de séricitoschistes, affleurent au centre du secteur étudié sous la forme de puissantes formations "dômiques". A la carrière Saint-Antoine, les quartz-kératophyres, tufs-quartzo-kératophyriques et les séricitoschistes ont une disposition zonaire quasi-symétrique par rapport à la minéralisation pyriteuse.

Ces roches affleurent surtout selon deux bandes parallèles dont l'une, situant le faisceau minéralisé principal, part de Chevinay au Gervais, et l'autre, en intercalation dans les metabasites, va de la ferme Couzon à la Pérolière, avec un rejet horizontal d'Ouest en Est au Pilon. Ces deux bandes principales sont séparées par des niveaux acides intercalés et étirés dans des metabasites et leur cortège de schistes verts.

### B.4. Les filons satellites

Liés à la mise en place du granite de Saint-Laurent de Chamousset, ce sont :

- . Des filons de microgranite affleurant dans la zone Nord de Masœuvre-Le Sonnay, en petits essaïms d'orientation E-W, sécante à la direction régionale ;
- . des filons de kersantite, recoupant fréquemment la minéralisation, sont également orientés E-W.

### B.5. La tectonique locale

Pendant et après sa mise en place, la "série de la Brévenne" a été soumise à d'intenses déformations ayant leurs répliques aux échelles tant mégastruérales que microscopiques, et cela aussi bien dans les matériaux Dévono-Dinantien constitutifs, que dans leur socle

gneissique rétro-morphosés (C. DURAND, 1981).

Ces déformations sont rendues manifestes par :

- . Des séries quasi-verticalisées acquérant une nette foliation visible dans les gneiss d'Eveux et les tufs-quartz-kératophyres roses ;
- . une variation faciologique horizontale rythmique (BARDIN, 1971 ; DURAND, 1981) ne trouvant son explication que dans un contexte géostructural plicatif. Seulement la qualité des affleurements est telle que les plis visibles sont rares. Leur présence est toutefois attestée par de nombreuses récurrences de petits niveaux et par la mise en évidence de nombreuses charnières dans les sondages miniers (Sondages fond : R 1-R 2 ; sondage Vieilles-Mines ; sondage Savigny, de la C.I.M.).

L'observation détaillée des carottes étudiées révèle en effet l'importance des mécanismes plicatifs symmétamorphes : la réapparition d'un même faciès lithologique le long du même log (Sondage S 3, Savigny), microplissements, plis de plis, crénelations et les terminaisons en fond de bateau de certaines lentilles pyriteuses révélées par l'observation des documents miniers de la C.I.M. ne laissent aucun doute sur l'importance des phases tectoniques qui ont affecté la série.

- . par un diaclasage (C. DURAND, 1981) systématique rendant l'échantillonnage délicat par le biais de l'altération qu'il induit ou accélère.

La fig. montre, à l'échelle régionale, un réseau de fractures N-S prépondérantes sensiblement parallèles à l'orientation générale des couches géologiques, puis deux systèmes ENE-OSO ; NO-SE ayant, quant à eux, conduit à des rejets horizontaux (cf. cartes des affleurements, fig. failles A-B-C-D). En fait de rejets, si les translations horizontales s'observent sur le terrain, les décrochements verticaux sont très rarement visibles. Ils sont cependant signalés dans certaines masses minéralisées (masse 196, quartier après le contour -cf. fig.-) où la remontée de schistes verts a conduit à une "digitation"

de la minéralisation (BRUNEL, notes d'archives, C.I.M.). Enfin, la grande densité des failles au cœur de la vallée pourrait témoigner de l'existence d'un accident majeur NNE-SSW, plus ou moins confondu avec le tracé actuel de la Brévenne (C. DURAND, 1981).

## C. Géologie de la minéralisation et travaux miniers

### C.1. Géologie de la minéralisation

La série spilito-kératophyrique de la Brévenne est dans sa partie méridionale, un vaste synclinal déversé vers le Sud à flanc normal reposant sur les "monts du Lyonnais" (carte en annexe) et caractérisé par une succession de plis isoclinaux très pincés (PETERLONGO, 1960 ; BARDIN, 1971).

C'est au cœur de ce synclinorium qu'apparaissent les amas sulfurés du district minier de Sain-Bel, comprenant :

- . Le faisceau principal, dit "faisceau de Sain-Bel", qui est essentiellement pyriteux ;
- . le faisceau de Vieilles-Mines, plutôt polymétallique.

Ces minéralisations présentent une géologie particulière connue ailleurs -Huelva (Espagne), Australie, Québec, Japon- pour ses ressources en Cu-Zn-Pb-Ag : c'est la présence de gîtes stratiformes (BARDIN, 1971 ; BELLOTTO, 1983) étroitement associés à un volcanisme acide quartzo-kératophyrique affecté d'une intense altération hydrothermale centrifuge.

Le gisement possède une gangue de séricitoschistes interstratifiés dans des tufs-quartz-kératophyres. Ce matériau tufacé est, à son tour, encaissé dans des quartz-kératophyres au caractère porphyrique d'autant plus prononcé que l'on est loin du stock minéralisé (BELLOTTO, 1983).

A la carrière Saint-Antoine, la disposition zonaire quasi-symétrique par rapport à la minéralisation des formations séricitoschisteuses mentionnées précédemment est un fait plaidant en faveur de la position synclinale de la minéralisation (BARDIN, 1971). D'après les observations faites lors de l'exploitation, le minerai est

recoupé de filons de lamprophyres E-W (A. ROIRE, 1959 ; P. MAZENOT, 1960) et contient également des intercalations de chloritoschistes intraminéralisations. Une telle intercalation est encore visible à la carrière Saint-Antoine (coupe B, Fig 6)

Tout cet ensemble est aujourd'hui fortement déformé, verticalisé, cataclasé et haché de failles d'orientation tantôt NNE-SSW (parallèles à l'orientation régionale), tantôt E-W (réactives lors du cycle alpin).

Cette association intime des séricitoschistes et des chloritoschistes avec la minéralisation permet d'envisager un modèle exhalativo-sédimentaire (BOULADON, BARDIN, BELLOTTO), modèle admis pour les gîtes stratiformes volcanosédimentaires du Japon (SATO, 1973 . ISHIHARA, 1974 ; CHIRON, 1978), de la province Sud-Ibérique (BERNARD et Al, 1974 ; SOLER, 1980 ; AYE, 1982).

Les minéralisations sulfurées en environnement volcanosédimentaire sont généralement comparées aux amas de type "Kuroko" (Japon) datés du Miocène, lesquels ont été épargnés par de véritables phases tectoniques (CHIRON, 1972). Toute comparaison entre les amas sulfurés de Sain-Bel reste tributaire de données géostruc-turales précises. Celles-ci faisant défaut dans ce secteur de la Brévenne particulièrement connu pour sa complexité géologique, le modèle proposé doit prendre naissance à la faveur d'observations souvent ponctuelles corroborées par des corrélations pétrographiques, géochimiques, structurales concernant à la fois la minéralisation et son environnement immédiat et lointain.

## C.2. Les travaux miniers

### C.2.1. Modes d'exploitation

La géologie d'un gisement détermine ou impose son mode d'exploitation et, en aval, son traitement.

A Sain-Bel, la quasi-totalité des installations : puits, galeries de roulage, puits d'extraction, etc... se localise dans l'éponte Ouest constituée de quartzites, quartz-kératophyres et tufs-quartz-kératophyres.

Deux méthodes d'exploitation s'y sont succédées :

CARRIERE SAINT-ANTOINE

POSITION DES COUPES A ET B  
 PROFIL GEOCHIMIQUE DU CUIVRE

Echelle : 8,5m

(d'après travaux miniers)

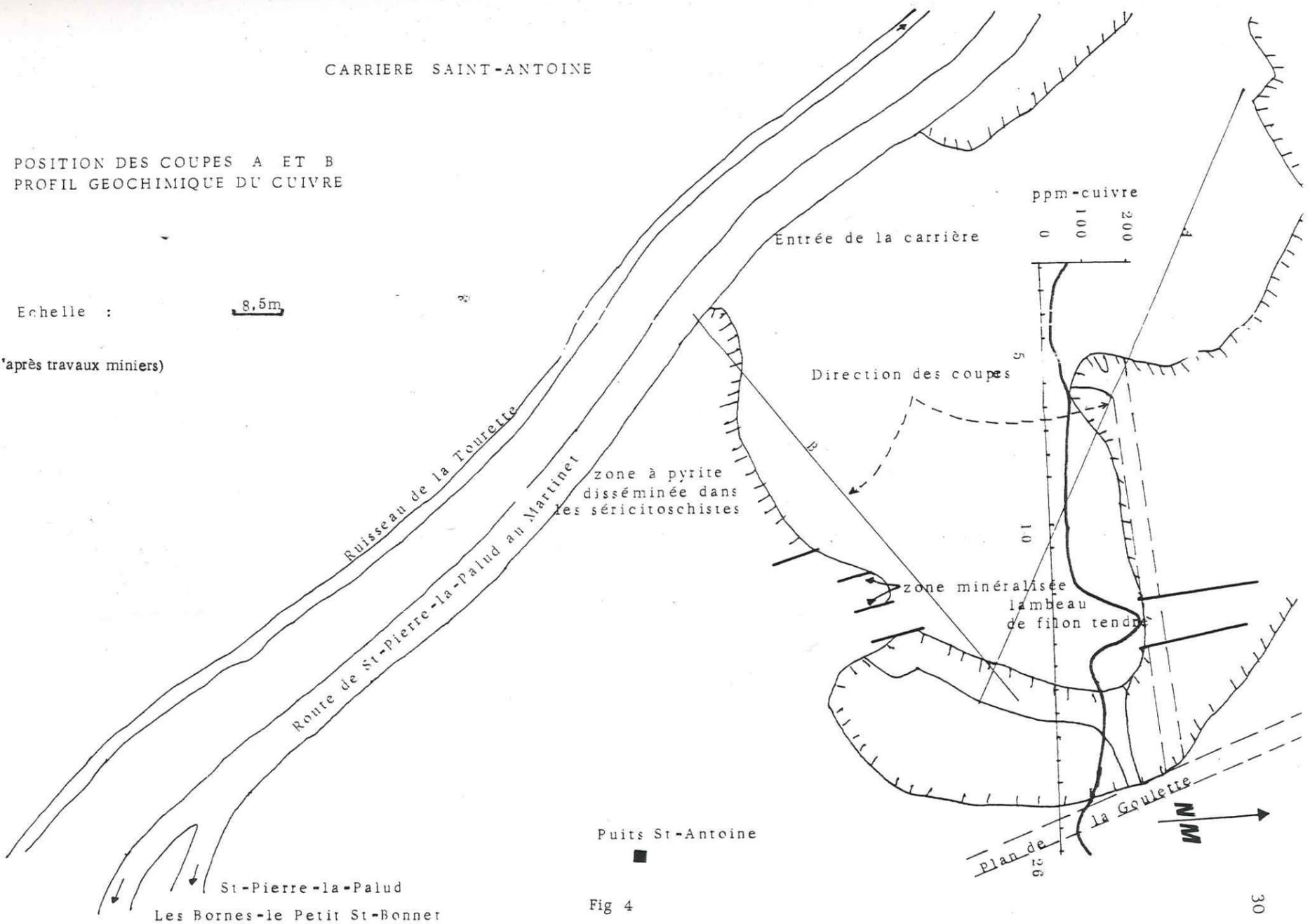


Fig 4

Fig. 5 Coupe (A) dans le faisceau principal à la carrière St-Antoine (cf. position des échantillons Fig. )

Echelle : 1/1000

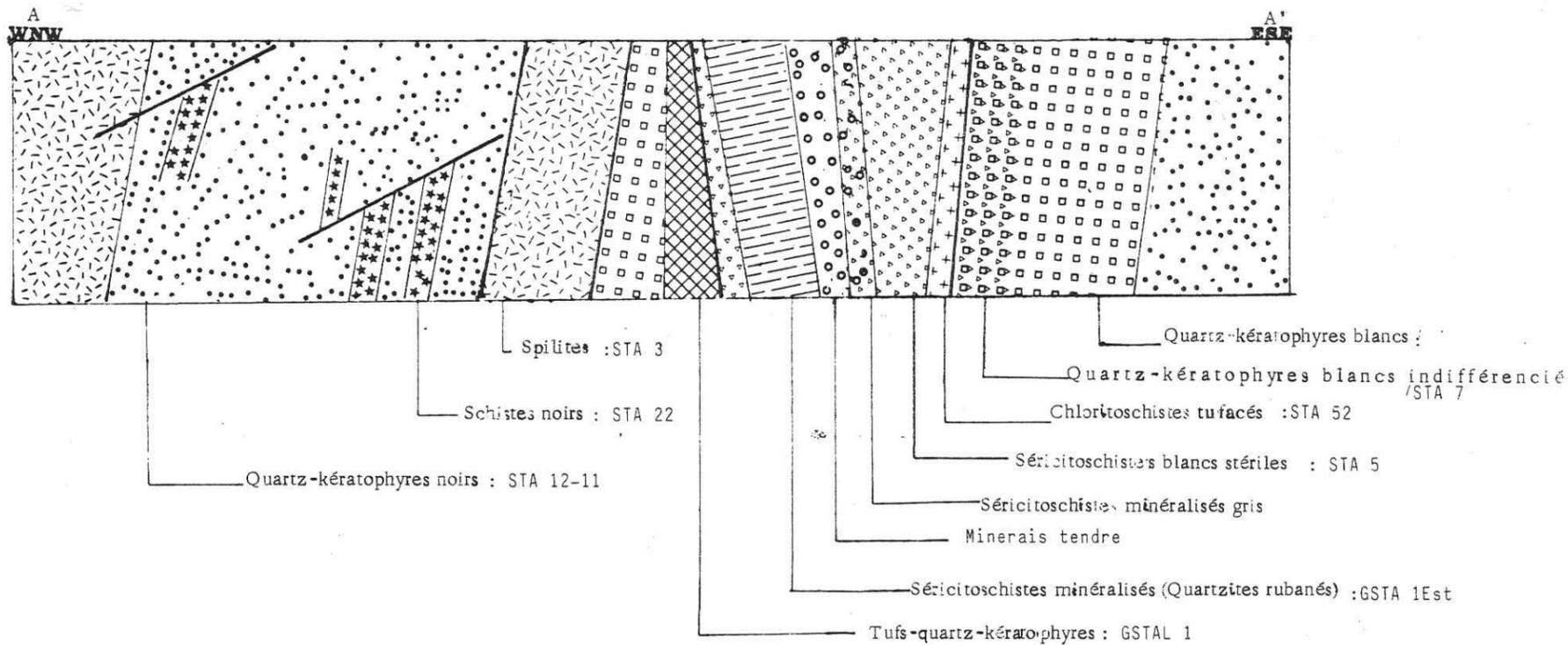
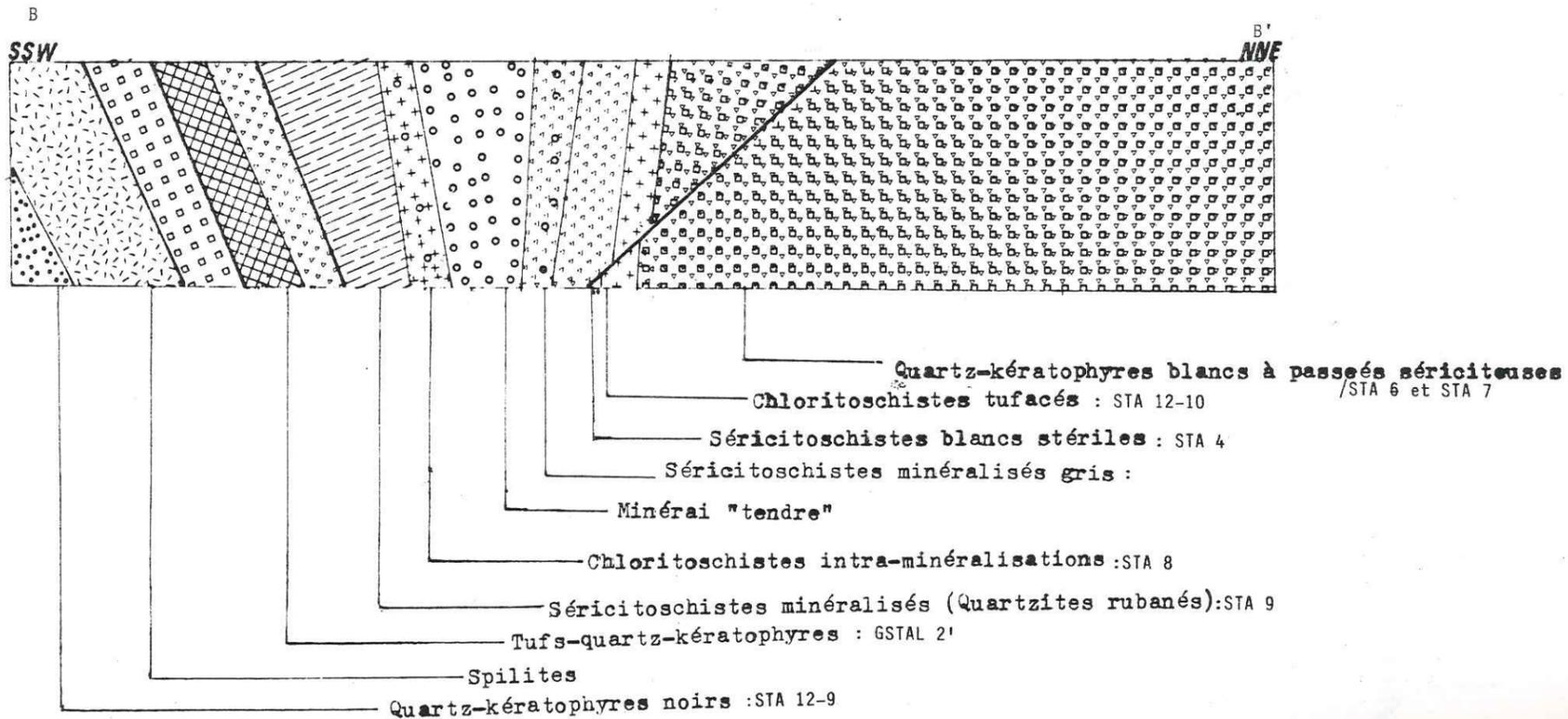


Fig. 6 Coupe (B) dans le faisceau principal à la carrière St-Antoine (cf. position des échantillons Fig. )  
Echelle : 1/1000



Carrière St. Antoine

Position des échantillons

Echelle 8.5m

N° -Ech-	N° -Ech -	N° -Ech. -
1:STA 12-9,	13 :STA 16 ,	24 STA 12-7 ,
2 :STA 17,	14 :STA 17,	25: STA 24 ,
3 : STA 9 ,	15 :STA 14 ,	26 :STA , ,
4 : STA 12-2,	16 : GSTA L 1,	27 :STA 26 ;
5 :STA 12-8 ,	17: GSTA L 2' ,	28: STA 26'
6: STA 6 ,	18 :STA 12-4 ,	29 :STA 5
7 : STA 7 ,	19 : STA 3 ,	
8:STA 4,	20: STA 12-6 ,	
9 :STA 52 ,	21: STA 1 ,	
10 : STA 12-10 ,	22: STA 12-11	
11 : GSTA 1-E,	23 :STA 22	
12: GSTA 2-W		

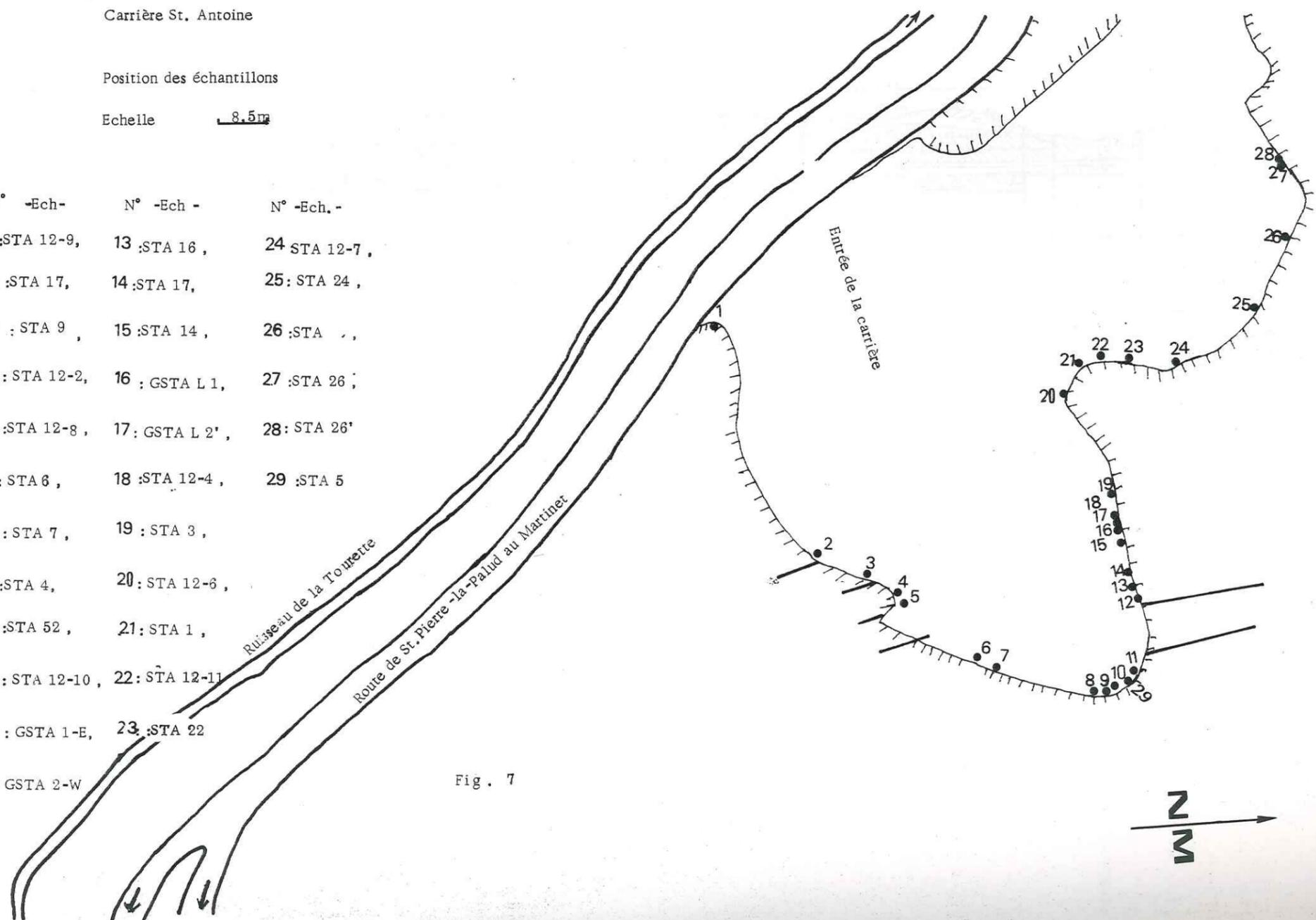
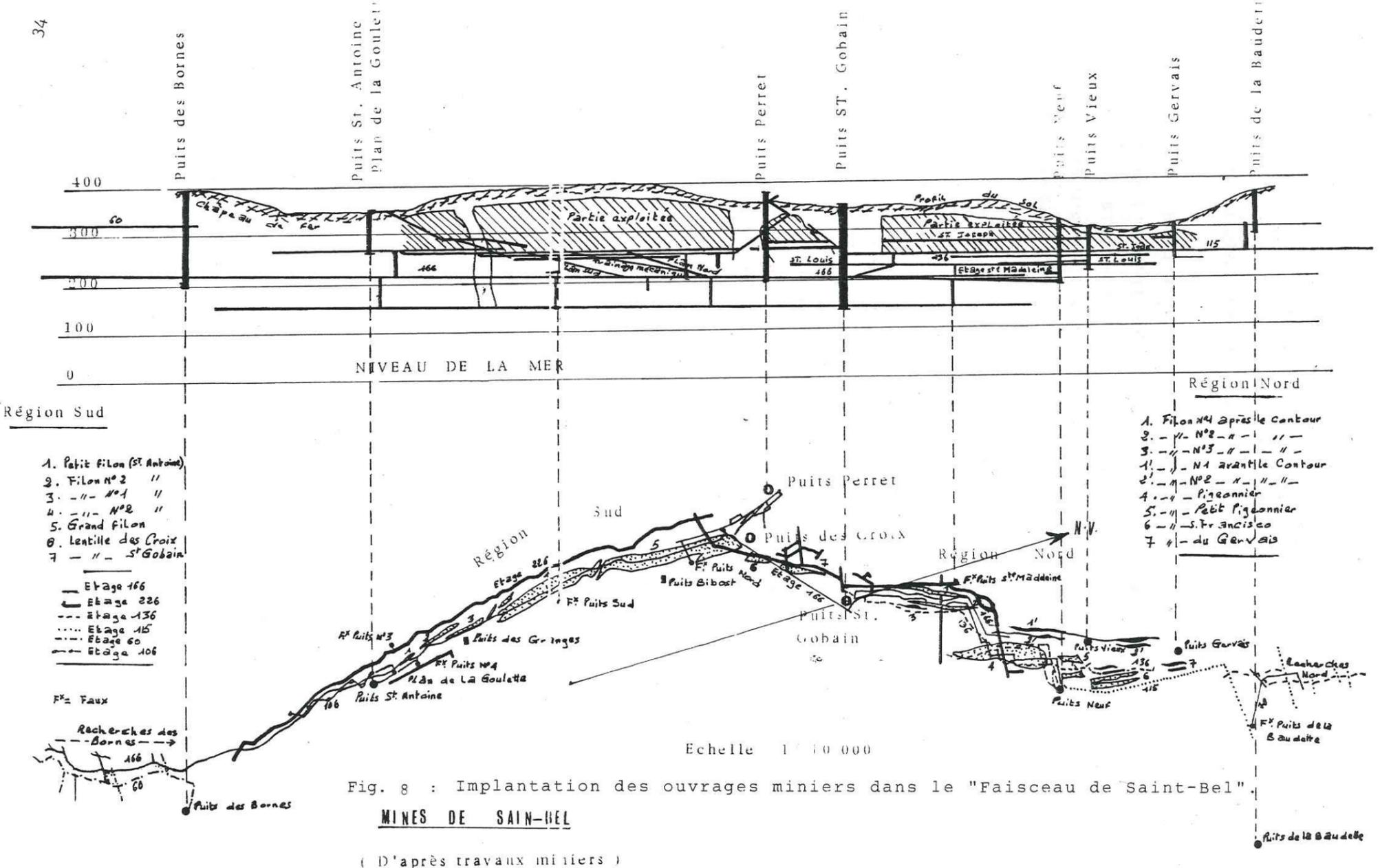


Fig. 7



1) La méthode par sous-étages

Utilisée jusqu'en 1954, elle consistait à progresser par étages de 30 m divisés en six sous-étages de 5 m, eux-mêmes divisés en tranches de 2,50 m, d'où les niveaux 166, 225, 200 sur la fig. L'attaque du minerai se faisait par la tranche inférieure avec remblayage hydraulique ou manuel.

2) La méthode unidescendante

Universelle, cette méthode permettait d'abandonner le remblayage et d'accélérer l'exploitation. La progression se faisant par tranche de (2,75 x 2,75 x 40)m. Longueur : 40 m ; largeur : 2,75 m ; hauteur : 2,75 m.

C.2.2. Bilans des recherches - Logs de sondages

La connaissance réelle d'un gisement est une fonction croissante de son exploitation. Cette connaissance guide les recherches à la découverte de gîtes nouveaux, lesquelles recherches restent assujetties aux conceptions métallogéniques du moment.

PREMIERE PHASE

Dans le cas qui nous occupe, le caractère stratiforme complexe et fortement tectonisé du faisceau minéralisé conduisant parfois à des dispersions et disparitions partielles ou totales au niveau de certaines lentilles (BRUNEL, notes d'archives Saint-Gobain) à des profondeurs données, a conduit à une première phase de recherches ayant pour but la détermination des extensions longitudinales (N-S) et latérales (E-W), ainsi que le comportement des lentilles en profondeur.

A ce titre, de 1928 à 1956, les études menées - sur la base des théories de DE LAUNAY liant la minéralisation à des fractures (P. MAZENOT, 1960)- à la fois par la Compagnie Générale de Géophysique (C.G.G.) et Saint Gobain se succédèrent, nombreuses, mais bien souvent infructueuses.

- . Les recherches N-S montrèrent une rapide disparition des masses pyriteuses en dehors de la zone du faisceau central. Le contact quartz-kéra-

tophyres-séricitoschistes, alors considéré comme générateur de la minéralisation, n'était pas non plus observé aux extrémités Nord et Sud du faisceau principal ;

- . les études W furent également sans grand résultat hormis la découverte du petit amas du Trésoncle
- L'analogie de situation de cet indice avec les différentes minéralisations de Chessy qui se présentent, pour certaines, contre une faille méridienne (cf. travaux de VUAGNAT, 1984) avait suscité bien des espoirs. L'on espérait trouver ici, à l'instar de Chessy, un gisement de remaniement. Espoirs déçus par les données des neuf sondages réalisés dans la vallée du Trésoncle (Sud de Savigny à 3 km à l'Ouest de Sain-Bel), situé dans le prolongement de la zone faillée NNE-SSW de Chessy.

La faille de Chessy-Savigny met en contact des terrains sédimentaires mésozoïques (allant du Trias au Bajocien) comportant par endroits, des placages d'oligocène et des dépôts glaciaires avec la série schisteuse faiblement métamorphique de la Brévenne (B. GUIENNET, notes d'archives).

La faille serait d'âge alpin et l'épaisseur de la série sédimentaire affectée permet de lui attribuer un rejet de 200 m.

Ceci exclut toute idée qui tenterait de lier la minéralisation sulfurée à cette faille qui lui est nettement postérieure, même si une relation de position -amas sulfurés, accidents tectoniques- est un fait indéniable (B. GUIENNET, notes d'archives).

Dans le cadre d'une meilleure connaissance de cet amas sulfuré du Trésoncle, neuf sondages furent réalisés, dont une description sommaire est donnée en annexe (I), avec la position des différents sondages.

Un bref examen des logs de sondages montre la minéralisation étroitement liée soit à des chloritoschistes verts spilitiques ou encore à des intercalations chlo-

riteuses dans des séricitoschistes.

Cette minéralisation s'exprime toujours vers le bas, par des venues en veinules quartzo-pyriteuses disséminées dans des formations tufacées acides ou des quartz-kérotophyres souvent broyés, hydrothermalisés et aboutissant à des séricitoschistes. Progressivement, on assiste, vers le haut, à une "concentration" de la pyrite devenant massive par endroits et rendant compte de son aspect stratiforme. Corrélativement, les volcanites basiques schisteuses (chloritoschistes, schistes verts) deviennent prédominantes. Celles-ci surmontent parfois -ou les contiennent en intercalations- des formations plutoniques basiques: gabbros, serpentinites constituant, par ailleurs, l'essentiel du sondage 3.

Sur le terrain, gabbro et serpentinite affleurent en deux bandes parallèles Nord et Sud d'orientation NE-SW, le faisceau septentrional apparaissant le long d'une faille satellite de l'accident tectonique Chessy-Savigny de direction NNE-SSW.

Le report des niveaux minéralisés corrélés deux à deux (S 2, S 1), (S 4, S 5), (S 9, S 6), (S 8, S 7) montre un pendage Ouest du gîte ou des lentilles pyritisées. Cette géométrie s'accorde avec les pendages observés dans le secteur de Savigny.

#### EN RESUME

L'organisation de la minéralisation, tantôt diffuse vers la base et s'exprimant surtout par des veinules quartzo-pyriteuses, tantôt massive, pyriteuse à chalcopryrite et très peu de blende, sa présence au sein "d'altérites" dont l'abondance devient manifeste au voisinage d'accidents tectoniques fonctionnant en systèmes ouverts, sont autant d'indices révélateurs d'une mise en place exhalativo-sédimentaire dont les veinules quartzo-pyriteuses seraient les voies nourricières. Le stockwerk est aujourd'hui oblitéré par les déformations qui ont affecté la région.

Les différentes intercalations de formations basiques dans les termes acides, la lithostratigraphie telle qu'elle apparaît au niveau des sondages,

notamment le sondage 3, donnant une certaine rythmicité des faciès rencontrés, l'aspect hautement tectonisé des carottes (cataclases, microbréchification, microplissement) induisant par ailleurs les médiocres récupérations de celles-ci, militent en faveur d'une tectonique plicative intense, oblitérée tardivement par le jeu des failles cisailantes affectant l'ancien synclinorium déversé (BAUDIN, C. DURAND, SONDO).

#### DEUXIEME PHASE

Avec le début des années soixante, les gîtes sulfurés stratiformes strictement liés à la pile volcanique acide en environnement volcano-sédimentaire sont largement décrits dans le monde (Japon, Espagne, Australie, Québec, etc...) et leur modèle de dépôt exhalatif-sédimentaire (ISHIHARA, SATO, CHIRON, RONTHER) est établi avec une certaine précision.

Cette nouvelle conception métallogénique donnera une nouvelle impulsion aux recherches qui s'orienteront vers de nouveaux horizons, jusqu'alors délaissés.

La géologie typique de la minéralisation sulfurée stratiforme de Sain-Bel (BARDIN, BELLOTTO, BOULADON, etc...) -environnement connu ailleurs pour ses ressources en cuivre, zinc, plomb (J. BOULADON)- lui conférerait un net intérêt métallogénique. En 1964-67, le BRGM entreprit donc une seconde phase de recherches orientées vers la découverte de nouvelles minéralisations cupro-zincifères, et cela par la conjugaison des méthodes géochimique et géophysique, dont la première s'est trouvée fortement gênée par les problèmes de pollution dûs aux vignobles traités aux sulfates de cuivre et la seconde, -aéroportée-, était entravée par les trop fortes altitudes de vols imposées par la topographie (J. BOULADON).

La prospection géochimique a couvert une superficie de 400 km<sup>2</sup> contre 200 km<sup>2</sup> pour la géophysique aéroportée comportant, elle, 934 km de vol (cf. carte des anomalies ci-contre).

Les résultats sont les suivants :

A. Prospection géochimique

Un préliminaire stratégique effectué sur les roches de la Brévenne a donné :

	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)
LAVES ET TUFS BASIQUES			
. schistes verts	20 à 30	70 à 90	10 à 15
. amphibolites	10 à 20	20 à 30	5
LAVES ET TUFS ACIDES	5	40 à 60	10 à 15
SCHISTES BLEU-NOIRS / CHLORITOSCHISTES	20 à 30	20 à 25	5 à 10

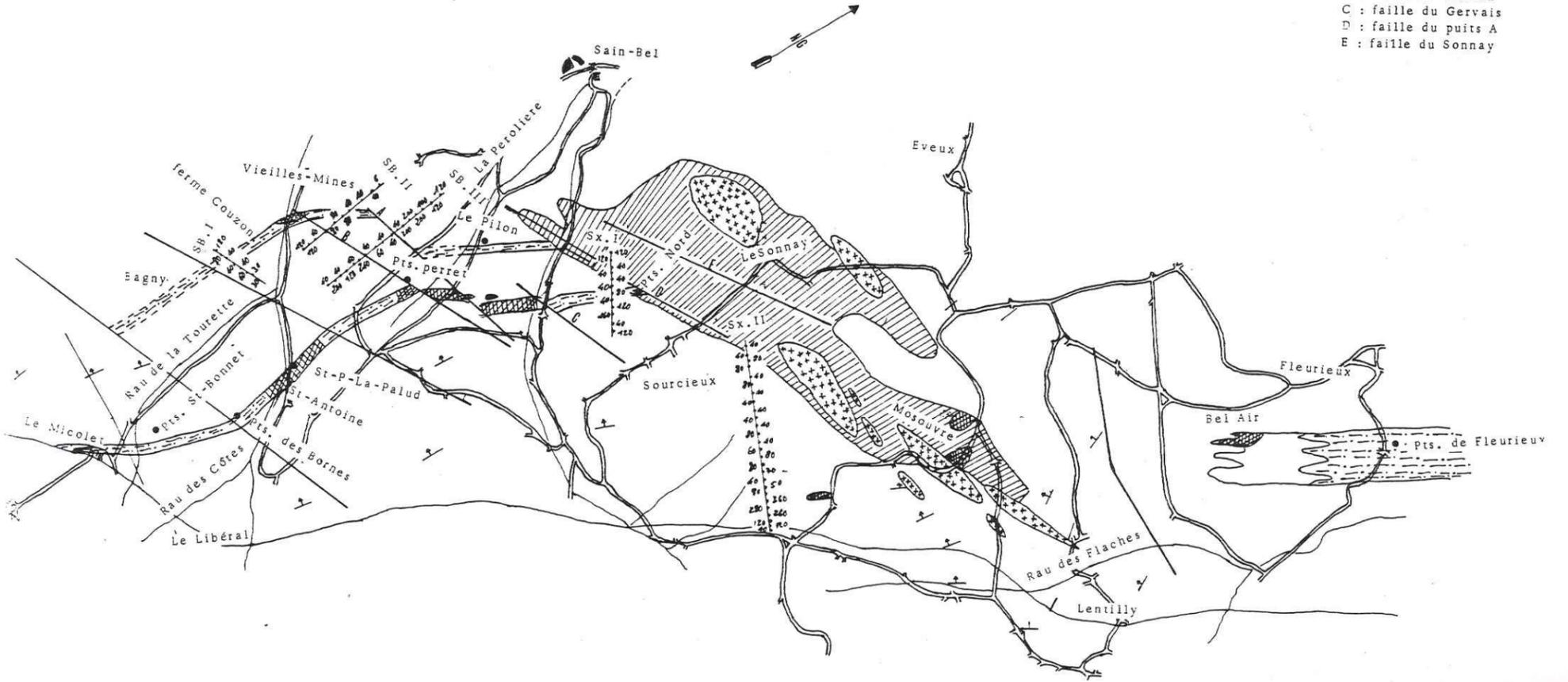
Finalement, la prospection géochimique mettait en évidence trois anomalies bien faibles de cuivre (400 ppm) et de zinc (300 ppm), peut-être entachées des incertitudes d'une éventuelle pollution viticole ; ce sont :

- . Ternant SW, Brussieu Sud et Bibost NE (voir carte des anomalies principales) ;
  - . plus au Nord, dans le Trias tectonisé, deux anomalies assez fortes en cuivre (1 200 ppm) et faibles en zinc (200 ppm) dans l'alignement de la tectonique locale à Sainte Paule et St Germain.
  - . enfin, deux anomalies, dont l'une, très forte en plomb (1 400 ppm) et zinc (560 ppm), en bordure du granite intrusif de Saint Laurent de Chamousset, à Sarcey Nord et l'autre donnant 250 ppm en cuivre et 260 ppm en zinc, au contact du granite intrusif de Ancy.
- Seuls résultats intéressants de cette campagne, ces

Fig. 9 : Carte des principaux indices dans le secteur minier de Saint - Bel.

Echelle 0 250

-  Profil géochimique et sa désignation
  -  Rapport des teneurs de cuivre en ppm
  -  Séricitoschistes et chloritoschistes minéralisés
  -  Chapeau de fer
  -  Zone de fractures rubéfiée du Sonnay
  -  Microgranites
  -  Direction et pendage des structures
  -  Failles :
- A : faille du contour
  - B : faille St-Gobain
  - C : faille du Gervais
  - D : faille du puits A
  - E : faille du Sonnay



anomalies furent interprétées comme métasomatiques par les géologues de Saint-Gobain.

#### B. La géophysique

Elle n'apportait pas les résultats escomptés : la coïncidence entre anomalies géochimiques et géophysiques exception faite pour la zone triasique Sainte-Paule/Saint-Germain, où un signal électromagnétique de direction NNE fut enregistré alors que ladite zone est dépourvue d'anomalie géochimique réelle.

Une seule anomalie géophysique significative (cependant dépourvue de cuivre) fut mise en évidence dans le prolongement Nord du faisceau principal de Sain-Bel à Fleurieux, où nous avons trouvé un chapeau de fer. S'étendant, avec des figures discontinuées depuis le château de Bel-Air jusqu'à la RN 7 dans une zone de contact entre les gneiss d'Eveux (rapportés au socle) et un ensemble de tufs-quartz-kératophyres et de séricitoschistes fortement étirés.

Au cours de cette seconde phase de recherche, un sondage fut réalisé à Vieilles-Mines, (autre prolongement du gîte cuprifère de Chessy) en Décembre 1964.

Le log de ce sondage est donné en Annexe (II), fig. Il se situe dans des formations basiques essentiellement chloriteuses et tufacées à intercalations de metabasites massives et compactes.

Ces mêmes formations constituent l'encaissant de la minéralisation cuprifère de Chessy (J. BOULADON, notes d'archives). Tout au long du log, elles sont recoupées par des filonnets de quartz (microplissées et à crénelations), chargés de pyrite. Le minerai s'exprime entre 50 et 97 m, avec deux passées diffuses de 125 à 126 m, puis de 150,7 à 155 m, soulignant sa corrélation négative avec la profondeur. Son organisation en niveaux massifs avec des intercalations siliceuses discontinues est, aussi, un fait à noter.

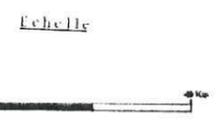
Le quartz se présente en poches bréchoïdes à veinules pyriteuses.

Les 100,8 derniers mètres sont caractérisés par une intense déformation accompagnée d'une rubéfaction et

REGION DE CHESSY - SAIN-BEL ( RHONE )

SITUATION DES PRINCIPALES ANOMALIES  
GEOCHIMIQUES ET ELECTROMAGNETIQUES

- Légende**
- Contours de la zone traitée en prospection géochimique stratégique
  - Anomalies géochimiques retenues
  - Contours de la zone traitée en prospection électromagnétique aéroportée
  - Anomalies électromagnétiques retenues
  - Série de la Brévenne
  - Lentilles exploitées
  - ▲ Forte anomalie de zinc
  - △ moyenne à faible anomalie de zinc
  - ▼ Forte anomalie de plomb
  - ▽ Faible anomalie de plomb
  - Forte anomalie de cuivre
  - Faible anomalie de cuivre
  - Pyrite massive
  - Pyrite diffuse



( D'après travaux miniers )

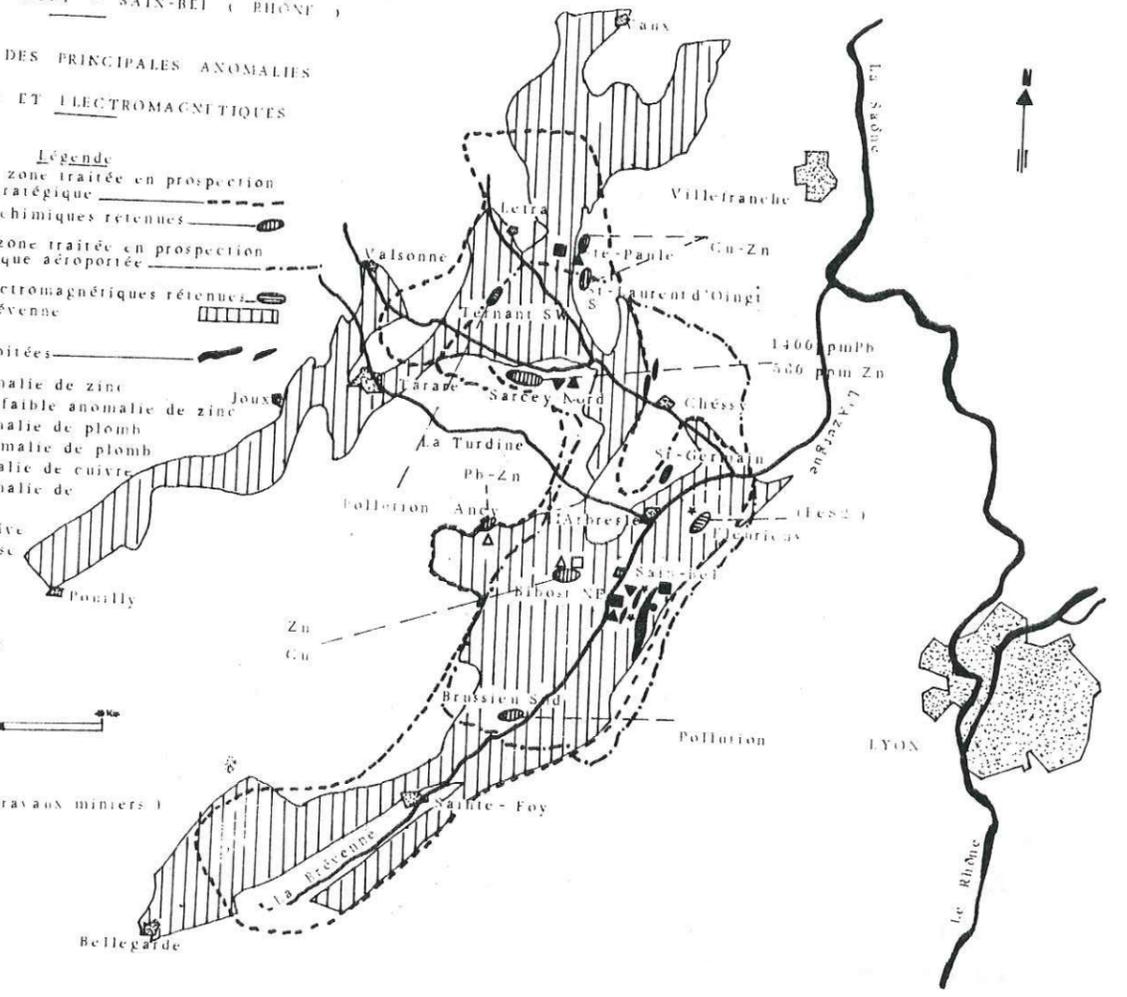


Fig. 10 : Bilan des campagnes géochimiques et géophysiques

d'une silicification secondaires (réplique de la faille de Saint-Gobain), affectant un matériel essentiellement serpentineux.

EN RESUME :

L'organisation, en strates massives jointes à des passées diffuses d'une part, les zones siliceuses, tantôt obliques à la schistosité, tantôt conformes à celle-ci, et la présence, d'autre part, de veinules quartzopyriteuses coupant des poches bréchoïdes quartzzeuses sont autant d'arguments étayant l'hypothèse du modèle génétique exhalatif-sédimentaire de la minéralisation nettement stratiforme. Les veinules quartzzeuses pyritisées ou les poches bréchoïdes à quartz sont à interpréter comme les reliques d'un stockwerk aujourd'hui oblitéré par la déformation intense qui a affecté la série.

Remarque

Ce sondage fut jugé négatif en son temps. Nous pensons que, pour une minéralisation stratiforme caractérisée, ici, par des lentilles irrégulières, une chute brutale des teneurs entre minerai et encaissant et, enfin, une mise en place dans un contexte géologique tourmenté, un unique sondage ne saurait conduire à des conclusions définitives. On peut noter ici la forte différence qui existe dans la nature des matériaux minéralisés du sondage et ceux qui s'observent dans les anciennes haldes de la minéralisation qui offrent de belles barytines saccharoïdes massives noires ou blanches, et un minerai riche en pyrite-blende-chalcopryrite avec plus exceptionnellement de la galène. Ce minerai polymétallique est couramment emballé dans la barytine saccharoïde. Le sondage ne paraît donc pas avoir recoupé cette minéralisation dont les caractéristiques rappellent beaucoup celles de minerais provenant des horizons barytiques de la minéralisation sulfurée de Chessy. Il rappelle également la minéralisation du Clerjon, près de Rivolet, en Beaujolais, qui offre aussi une belle barytine saccharoïde blanche emballant des mouches de pyrite, chalcopryrite et blende.

#### CONCLUSION AU BILAN DES RECHERCHES

Le décevant résultat des différentes phases d'études à la recherche de gîtes nouveaux ou cachés pourrait être la conséquence, inévitable, de difficultés techniques lors de l'investigation des ressources locales dans un environnement doublement tourmenté par la tectonique et les activités humaines (viticulture gênant ou empêchant la recherche du cuivre).

En tout état de cause, loin de signifier une carence de minéralisations nouvelles, ces médiocres résultats posent le problème d'une adaptation de l'outil au contexte des investigations.

L'examen du sondage de Vieilles-Mines nous laisse croire en l'existence d'une minéralisation à Cu-Zn-Pb qu'il faudrait retrouver et qui correspond sûrement à la petite minéralisation polymétallique et barytique qui avait anciennement été exploitée.

Faint, illegible text, possibly bleed-through from the reverse side of the page.

DEUXIEME PARTIE

---

3172

TYPOLOGIE DES MATERIAUX ASSOCIES AUX MINERALISATIONS

DE SAIN-BEL ET VIEILLES-MINES

I ETUDE PETROGRAPHIQUEGENERALITES

Qu'il s'agisse des formations acides ou basiques effusives ou plutoniques constituant la "série de la Brévenne", l'identification macroscopique des différents faciès est toujours une opération délicate (C. DURAND, 1983). Les difficultés rencontrées sont accusées par le fait que les matériaux présentent un héritage complexe où les effets des phénomènes métamorphiques oblitèrent partiellement les caractères magmatiques ou sédimentaires originaux.

Toute approche typologique requiert donc une étude pétrologique et géochimique qui devra dégager les grandes composantes de l'évolution géologique qui a modelé le matériau.

Parmi celles-ci, citons :

- . Le métamorphisme du faciès schistes verts (PETERLONGO, 1960) atteignant parfois le début du faciès amphibolique (M. FONTEILLES, 1968) ;
- . la spilitisation, oblitérant souvent les caractères texturaux et minéralogiques et engendrant des paragenèses minérales voisines ou identiques à celles du faciès schistes verts (FONTEILLES, 1968) ;
- . l'hydrothermalisme, intense dans l'environnement proximal de l'amas sulfuré, conduisant à la déstabilisation d'espèces minérales anciennes concomitante à une recristallisation manifeste au niveau de la gangue sériciteuse et de son enveloppe quartzo-kératophyrique susjacente ;
- . la (ou les) mylonitisation(s) (C. DURAND, 1981) et une blastomylonitisation jalonnant les couloirs de déformations et aboutissant, tant pour les formations basiques que pour les acides, à l'acquisition d'un débit planaire.

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 : ptalour@ujf-grenoble.fr

## CHAPITRE I

### LES FORMATIONS ERUPTIVES, VOLCANIQUES ET PLUTONIQUES

#### A. Les volcanites acides

Les volcanites acides sont représentées par :

- . Les kératophyres et quartz-kératophyres   gisement stratiforme d'extension métrique à plurihectométrique (C. DURAND, 1981 ; BELLOTTO, 1983) ;
- . les tufs-quartz-kératophyres leptynitiques en intercalations stratiformes discontinues d'épaisseurs décimétriques à métriques (A. ROIRE, 1959 ; P. MAZENOT, 1960). Ces intercalations sont localisées entre les quartz-kératophyres et les séricitoschistes constituant les épontes des minéralisations et caractérisées par une forte altération hydrothermale.

Au fur et à mesure que l'on approche de la minéralisation, l'intensité croissante de l'hydrothermalisme se manifeste, entre autres, par une décoloration et une déformation de plus en plus nette des formations porteuses de la minéralisation.

De l'environnement proximal à une position plus distale, on rencontre successivement :

- . Les séricitoschistes minéralisés rubanés ;
- . les séricitoschistes blancs stériles ;
- . les tufs-quartz-kératophyres (leptynites felsitiques) (A. ROIRE, 1959), généralement blancs, mais parfois rosés ou rubanés ;
- . les quartz-kératophyres colorés, de couleurs gris, gris clair, beige, etc... ; ce faciès se situe à une cinquantaine de mètres de la minéralisation à la carrière Saint-Antoine.

#### A.1. Les quartz-kératophyres colorés

Ce faciès se caractérise par un mode de gisement en bancs massifs. Sa cassure est esquilleuse et le fond de la roche homogène. A l'affleurement, il présente un diaclasage fréquent dont les plans sont occupés par de la calcite et du quartz tardif.

Ces quartz-kératophyres présentent fréquemment des zébrures contrastées en traînées fusiformes vertes ou leucocrates sur un fond gris clair, gris foncé, ou rosé. A l'approche de la minéralisation, cet aspect "léopard" s'estompe, progressivement remplacé par un fin litage souvent difficile à observer macroscopiquement.

Les quartz-kératophyres colorés ont une gamme de textures très variée :

- . Microlitiques fluidales à lattes d'albite subautomorphe ou altérée, attestant du caractère effusif de la roche (STA 1 - V 2-1) ;
- . subtrachytiques porphyriques ou clastiques légèrement orientées avec une mésastase quartzofeldspathique à chlorite, biotite verte intersticielle, en passant par des figures de recristallisation hydrothermale et/ou métamorphique qui sont, elles, microgranoblastiques à granoblastiques.

On note enfin la présence, pour certains échantillons, (ex. : Ech. : SB 6) d'une texture perlitique à tendance bulleuse.

Ce type de faciès est très souvent porphyrique, avec cependant, localement, une diminution, voire une disparition de ce caractère pour certains kératophyres noirs (Ech. : V 2-1 ; V 2-56), situés en bordure de laves basiques avec lesquelles ils présentent des limites sinuées et interpénétrées avec des enclaves acides, basiques (Ech. : V 2-56 ; V 2-1).

#### MINERALOGIE

Ces roches montrent une paragenèse à albite-quartz-chlorite-épidote à laquelle s'ajoutent, dans des proportions variables, séricite, actinote, biotite verte, calcite et quelques minéraux accessoires : apatite, sphène, zircon et minéraux opaques (pyrite, leucoxène, magnétite).

#### L'albite

Omniprésente, on l'observe soit :

- . en phénocristaux subautomorphes ou aux formes arrondies,

disposés parallèlement à la fluidalité de la mésostase et sont, dans ce cas, fortement étirés (preuve de leur caractère antetectonique). L'augmentation de l'étirement tectonique induit une microfissuration et une recristallisation à cristaux de quartz granoblastiques, de chlorite, d'épidote et de biotite verte. Pour certains phénoclastes, la pseudomorphose peut être totale et, seul, l'habitus subautomorphe de l'agrégat polycristallin résultant laisse présager l'existence d'un fantôme plagioclasique. Les phénocristaux rélictuels peuvent souvent constituer des "trains" aux ombres de pression recristallisée. Certains phénocristaux sont, au contraire, disposés en travers de la schistosité qu'ils déforment et sont, par ailleurs, affectés de distorsion des macles au cours de la déformation. D'autres s'effritent et donnent ainsi à la roche une texture tufacée clastique.

. soit en lattes microlitiques fortement altérées, à nombreux golfes de corrosion, généralement à contours flous et difficilement identifiables.

#### Le quartz

Il participe à la mésostase avec l'albite ; il se présente soit en grains xénomorphes à extinction roulante, soit en agrégats granoblastiques subrectangulaires parallèles à l'orientation générale correspondant aux fantômes de phénocristaux plagioclasiques remplacés par une paragenèse à quartz-albite-calcite-(épidote). Certains échantillons (ex. : Ech. : V 2-1) offrent des vésicules quartzzeuses baignant dans un feutrage chloriteux. De temps à autre, le quartz constitue le matériel de remplissage des microfissures tardives recoupant l'orientation planaire d'ensemble.

#### La chlorite

C'est une part importante de la phase phyliteuse des quartz-kératophyres colorés. Elle se présente :

- . en amas ondulants, flexueux ;
- . en position interticielle où elle se développe en feuillets dans les ombres de pression des phénocristaux

(ou en inclusion dans ceux-ci) en association avec quartz-calcite-épidote ;

. en remplissage de microfissures où elle prend une teinte de polarisation violacée en lumière polarisée analysée.

Enfin, elle est bien souvent chargée de particules opaques.

#### L'épidote

Sans être systématique, c'est un minéral fréquent des volcanites acides. Elle définit des assemblages polycristallins xénomorphes flottant dans la mésostase. Elle est issue de la déstabilisation des plagioclases qui la contiennent en inclusion. Elle se développe également en de fines baguettes dans les ombres de pression des phénocristaux albitiques.

#### La séricite

Très abondant, ce minéral est surtout un produit d'altération des feldspaths. On le retrouve également en feutrages parfois diffus mêlés à la chlorite.

#### La biotite

Essentiellement verte, chlorobiotitique, elle se présente en de fines lamelles incluses dans les plagioclases ou en plages diffuses disséminées dans la mésostase, soulignant la schistosité. La biotite brune est très rare et annonce par sa présence une position zonéographique sub-mésazonale.

#### L'amphibole

C'est un minéral assez rare, présent sous forme de fines aiguilles actinolitiques conformes à la fluidalité lavique ou soulignant les ombres de pression des phénocristaux albitiques à côté de l'épidote, de la chlorite, du quartz et de la calcite.

#### La calcite

Produit fréquent de l'altération des plagioclases, elle peut constituer des plages informes dans la mésostase ou remplir les microfissures recoupant la schistosité.

## A.2. Les quartz-kératophyres blancs

Ech. : STA 2 ; STA 12-4 ; STA 14 ; C 13-1

Ce sont des roches massives à la cassure fraîche esquilleuse montrant une pâte homogène microlitique d'apparence macroscopique vitreuse.

Relativement proche du stock minéralisé, ce type de matériau est très déformé et hydrothermalisé.

L'accroissement de la déformation s'exprime par l'acquisition d'un débit planaire, d'une foliation mylonitique ou d'un rubanement. La proximité du minerai rend la pyrite omniprésente en piquetage de cristaux isolés.

### Au microscope

Ces roches ont une texture microlitique à granolépido-blastique rélictuelle peu ou pas porphyrique, orientée. La mésostase présente une foliation fruste, déterminée par une alternance de lits de quartz à grains très fins, anguleux, et de lits sériciteux discontinus flexueux et microplissés. Dans la mésostase baignent des phénocristaux d'albite disposés soit parallèlement à la schistosité - dans ce cas, ils s'étirent énormément -, soit en travers de celle-ci, qu'ils déforment. Leurs contours sont alors émoussés, losangiques ou marqués d'ombres de pression où cristallisent quartz-séricite-calcite (chlorite). L'augmentation des déformations est corrélative à "un effritement" tectonique des phénocristaux et à l'acquisition d'un net caractère mylonitique, conférant un aspect typique à la roche. Par ailleurs, certains porphyroclastes recristallisés donnent des agrégats granoblastiques subautomorphes à quartz-albite-séricite-calcite (chlorite).

### Composition minéralogique

#### . Albite

En phénocristaux et/ou clastes ; en microlites.

#### . Quartz

En cristaux anguleux xénomorphes à extinction roulante, en amygdales granoblastiques très étirées

ou en remplissage de microfissures.

. Séricite

Elle devient abondante lorsque la chlorite se raréfie. Elle est en lamelles ou en amas soulignant la schistosité, ou en inclusions dans les lattes et phénocristaux albitiques.

. Biotite, chlorite et amphiboles

Elles sont rares à très rares.

. Calcite

Elle acquiert une relative importance, s'organisant soit en plages, soit en filonnets obliques sur la schistosité.

Comme minéraux accessoires, on note surtout la présence du zircon, de l'apatite (rare) et du leucoxène. Pyrite, chalcopryrite, magnétite constituent les principaux minéraux opaques dont la charge devient de plus en plus importante dans le matériau lorsqu'on se rapproche de la minéralisation.

A.3. Les tufs-quartz-kératophyres

Ech. : R 1-11 ; R 1-3 ; R 1-6 ; R 2-1.

Très peu représenté, ce faciès constitue sur le terrain, notamment à la carrière Saint-Antoine, le terme de transition entre les quartz-kératophyres blancs et les séricitoschistes stériles. On peut aussi le trouver en lentilles boudinées au sein de formations complexes acides et basiques.

Une variété rose est rencontrée dans le "quartier avant le contour" (cf. fig. ), (sondage fond R 1 et R 2) et, plus au Nord (puits Nord) en affleurement massif à cassures esquilleuses et conchoïdales. Elle peut être très schisteuse, foliée ou rubanée, à alternance de lits quartzo-feldspathiques roses et de lits pylliteux chlorito-sériciteux à biotite (ces derniers sont gris sombre).

Au microscope

On note selon les échantillons :

1. Une texture fluctuante fibromicrogranoblastique à

granoblastique, peu porphyrique mais clastique à orientation quelquefois fruste. La mésostase est quartzo-feldspathique sériciteuse à clastes plagioclastiques anguleux ou arrondis et intensément altérés. Ça et là s'observent des phénocristaux subautomorphes ou losangiques obliques sur la schistosité, et cernés d'amas phylliteux à séricite-chlorite-biotite verte. Certains clastes millimétriques montrent, enfin, des structures granophyriques. Ce fait est hautement caractéristique de la nature "tufacée" du matériau qui a hérité, au cours de son dépôt, d'éléments laviques microgrenus semi-profonds. Ces derniers présentant, comme les granites sodiques locaux, des textures granophyriques, on peut envisager qu'ils ont été entraînés soit du toit des chambres superficielles, soit par l'ascension rapide des laves, soit par des explosions "ultra" violentes qui ont pu arracher ce type de matériaux des domaines hypabyssaux.

Cette seconde hypothèse est plausible en raison de la nature tufacée clastique du matériau issu d'une extrême fragmentation des laves originelles. Toutefois, la présence de tels clastes peut témoigner de l'érosion et du démantèlement de certaines coupoles granitiques superficielles et nouvellement mises en place.

Cette hypothèse expliquerait une érosion très rapide du substratum volcanique et nécessiterait de ce fait une tectonique importante facilitant le démantèlement des structures hypovolcaniques.

L'origine volcanosédimentaire ou strictement volcanique et tufacée de ces matériaux est, quels que soient les hypothèses retenues, la seule possible pour expliquer leur nature originelle.

2. Une texture microlitique, aphyrique nettement foliée, constituée d'une succession de lits quartzeux finement grenus, aux cristaux arrondis et de lits sériciteux à bordures chloriteuses diffuses.

Ce faciès reste également marqué par une relative abondance de la calcite. Celle-ci se présente soit en poches d'aspect vacuolaire, soit en filonnets

conformes à la schistosité ou l'interceptant. Par ailleurs, dans certains échantillons, on voit des filonnets de quartz et de calcite qui, sécants sur la schistosité, s'entrecoupent avec des mouvements latéraux.

#### MINERALOGIE

##### . L'albite

Elle est souvent phénoclastique, éparpillée dans la mésostase selon l'orientation générale ou en cha-pelets de phénocristaux glomérophyriques recristallisés. Lattes, clastes et phénocristaux sont intensément altérés, déformés et subissent des torsions aboutissant à un maillage tectonique complexe sur leurs bordures. Ailleurs, on note, dans les mêmes éléments, de nombreuses inclusions de calcite-séricite-quartz-apatite.

##### . Le quartz

Son principal caractère reste son aspect roulé, témoin d'un régime explosif ou d'un transport sédimentaire. Il peut donner des agrégats recristallisés situant d'anciens phénocristaux.

##### . La séricite

La présence est notoire. Tantôt interstitielle, "en fibres" flexueuses, tantôt en amas organisés en lits plus ou moins réguliers, elle constitue l'essentiel de la phase phylliteuse et des produits de l'altération des clastes albitiques.

##### . La biotite

Elle se présente en fines lamelles disséminées indifféremment dans la mésostase ou dans les ombres de pression des plagioclases. Souvent indiscernable, elle se charge de particules opaques lors de son altération.

##### . La chlorite

Son habitus est assez variable : vermiculaire, jointe à la biotite verte, elle constitue de temps

à autre des plages diffuses dans la mésostase.

. La calcite

Sa répartition est assez aléatoire. C'est un produit secondaire, issu de l'altération des phénoclastes albitiques ; on la rencontre aussi en remplissage des microfissures.

. L'épidote

Ce minéral est ici rare, xénomorphe et s'associe aux produits de l'altération des clastes albitiques.

MINÉRAUX ASSOCIÉS

. L'apatite

Elle reste rare, et est jointe à la calcite.

. Le zircon

Fortement altéré, il montre des contours souvent émoussés, qui peuvent attester d'un transport sédimentaire.

La phase phylliteuse est chargée de minéraux opaques constitués d'hydroxydes, d'oxydes, de leucoxène et de pyrite.

Remarque

Des tests de coloration sélective réalisés sur quelques échantillons de tufs-quartz-kératophyres et quartz-kératophyres blancs ont mis en évidence l'existence de feldspaths potassiques interstitiels qui restent indiscernables en lames minces. Nous reviendrons ultérieurement sur ce problème (cf. : Partie II, C.2.).

A.4. Conclusion

L'association spatiale étroite des ces volcanites acides avec les spilites les intrudant en sills, ou avec qui elles présentent des bordures sinueuses, leur composition minéralogique, essentiellement constituée de plagioclases phénoclastiques, de quartz, de séricite, de chlorite, avec plus ou moins de biotite, en font des quartz-kératophyres. Ce caractère est confirmé par l'étude géochimique (cf. : Partie II, II) qui révèle des teneurs

en SiO<sub>2</sub> > 70 %.

Leur nature volcanique est rendue manifeste par :

- . Macroscopiquement, un aspect rubané, zébré de fuseaux digités et multicolores et l'existence d'une pâte homogène aux passées vitreuses.
- . Microscopiquement, une structure fluidale par moments ondulante, où baignent des minéraux à l'habitus caractéristique :
  - L'albite : en phénocristaux et/ou phénoclastes définissant çà et là des chapelets glomérophyriques recristallisés et correspondant à des synensis baignant dans un magma chaud dont la matrice s'est déformée lors de l'écoulement lavique (BELLOTTO, 1983 ; MILESI, 1976).
  - Le quartz : il se présente en mosaïques "flammées" granoblastiques qui correspondraient, selon BELLOTTO (1983) à une recristallisation d'anciennes vacuoles gazeuses. La texture de ces quartz-kératophyres témoigne de la formidable histoire tectonique qu'ils ont enregistrée. Celle-ci se caractérise par :
    - . Une intense mylonitisation conférant un aspect épyclastique et une nette schistosité aux échantillons affectés. La mylonitisation peut également aboutir à un effritement des phénocristaux en micropuzzles (C. DURAND, 1981) ;
    - . une déformation avec maclage et torsion des phénocristaux, et leur maclage mécanique ;
    - . un hydrothermalisme prograde vers la minéralisation -signalé par une séricitisation accompagnée d'une potassification concomitante à la décoloration des roches-. Ce dernier caractère permet -sur un plan macroscopique- une distinction entre les quartz-kératophyres colorés et les quartz-kératophyres blancs. Microscopiquement, cette distinction n'est pas toujours évidente.

Enfin, le caractère volcanosédimentaire s'observe surtout au niveau des tufs-quartz-kératophyres

clastiques, foliés, finement grenus, aux grains de quartz émoussés et à granoclassement fruste révélateur d'un dynamisme d'écoulement, constituant une partie d'une mésostase quartzo-phylliteuse où flottent des phénoclastes anguleux, témoins de l'existence d'un magma parent porphyrique.

Cette hétérogénéité texturale, caractéristique de ces matériaux, est à interpréter comme la preuve de leur origine mixte volcanosédimentaire : dépôts épisodiques d'un matériel cinéritique ou épicrostique (BELLOTTO, 1983) dans un milieu aquatique de faible bathymétrie constitué, peut-être, de boues argilo-carbonatées (C. DURAND, 1981) ou silteuse. La présence de clastes de granites micropegmatitiques dans ces matériaux nuance quelque peu ce modèle "calme" envisagé par ces deux auteurs. Un régime explosif peut facilement expliquer leur présence avec un dépôt distal par rapport aux aires d'explosions (phréatomagmatiques ?) avec un éventuel remaniement sédimentaire.

#### B. Les volcanites basiques

Dans le secteur qui nous concerne, les volcanites basiques présentent un large éventail tant dans leurs modèles de gisement que sur un plan simplement faciologique. Ce sont généralement des roches vertes avec des variantes allant du gris sombre au noir en passant par le vert-gris. Souvent massives, elles peuvent acquérir une schistosité croissante leur conférant un débit planaire. Elles apparaissent en petits massifs circonscrits, en coulées à débit, en pillow-lavas parfois variolitiques, en intercalations dans les formations acides sous forme de sills ou dykes.

Leur granulométrie généralement fine peut être hétérogène à phénocristaux plagioclasiques baignant dans une trame amphibolique.

#### Au microscope

La texture fluidale peut être microlitique, porphyrique ou aphyrique, microgrenue, doléritique à tendance trachytique ou parfois clastique, et, enfin, granonématoblastique.

## B.1. Les metabasites spililitiques

### B.1.1. Les spilites microlitiques

Ech. : C 18 - V 2-2 - STA 26 - C 9.

Ce sont des roches vert clair à débits massifs et à granulométrie fine. Sur cassures fraîches, elles montrent des structures lenticulaires calcitiques, piquetage pyriteux et des feutrages épidotiques.

La pâte en est homogène, isogranulaire, avec cependant des faciès porphyriques. Par cisaillement tectonique, la roche acquiert une schistosité fruste, un débit planaire et correspond alors à un schiste vert (C. DURAND, 1981).

#### Au microscope

La texture microlitique à orientation fruste est aphyrique. Elle peut également être porphyrique à tendance intersertale. La mésostase est essentiellement faite de lattes de plagioclases vaguement orientées et de chlorite secondaire interstitielle. L'amphibole, toujours présente, est en plages déchiquetées ou en baguettes.

#### LA COMPOSITION MINÉRALOGIQUE

Elle se résume comme suit :

##### . L'albite

Elle se présente :

- En lattes microlitiques prédominantes, profondément altérées, à contours déchiquetés chargés d'un mélange d'épidote, calcite et chlorite. Ces lattes sont grossièrement alignées et définissent une fluidalité lavique ;
- en rares phénocristaux (ou clastes ?) fortement ou entièrement altérés et remplacés par des agrégats à épidote-calcite-chlorite-actinote et accessoirement quartz.

##### . L'amphibole

C'est essentiellement de la hornblende verte actinolitique en plages déchiquetées ou de l'actinote en aiguilles indifféremment incluses dans les plagioclases ou éparses dans la mésostase.

où elle s'organise en gerbes ou en amas flexueux. Elle se développe également dans les ombres de pression des plagioclases.

. L'épidote

C'est un élément ubiquiste dont le développement spectaculaire peut conférer à ces laves une appellation d'épidotite ; elle se présente soit en amas vésiculaires anarchiquement distribués dans la mésostase, soit comme produit d'altération des lattes et/ou phénocristaux plagioclasiques. Ce minéral peut être automorphe. Il correspond à la zoïsite ou à la pistachite.

. La calcite

Elle se trouve en inclusion dans les plagioclases, ou comme produit de remplissage des filonnets recoupant les structures, ce qui lui confère un caractère secondaire. Son extrême abondance et son habitus vacuolaire donne à certains échantillons (ex.: Ech.: V 6-1) Un aspect d'anciennes laves bulleuses de faible bathymétrie. Dans le "paysage" qui nous concerne, les laves fluides peuvent avoir fossilisé le fond marin et ses boues argilo-carbonatées. Ainsi, une partie de la calcite pourrait être d'origine primaire.

. Les micas

- La biotite : c'est une biotite verte jointe à la chlorite dans la mésostase où elle apparaît en fines lamelles. Elle peut se retrouver dans les ombres de pression des plagioclases.
- Le mica blanc : il est essentiellement représenté par la séricite en inclusion dans les cristaux d'albite.

. Comme minéraux accessoires, on note la présence du sphène, de l'apatite. Les plaques minces sont par ailleurs chargées de leucoxène, magnétite, titanomagnétite opaques.

### B.1.2. Les spilites à texture doléritique subtrachyque

Ech. : STA 3 - C 14 - V 2-4 - V 2-10.

De couleur verte pouvant aller en s'assombrissant, ce sont des roches aux grains fins, aux modes de gisements variés et à répartition aléatoire. On les retrouve en intercalations dans les formations basiques ou dans la pile de volcanites acides sous forme de filons-couches. De temps en temps, une cassure fraîche dans la zone de bordure laisse observer une vésiculation avec des "bulles" épidotiques ou calcitiques à légères mouchetures pyriteuses.

#### Au microscope

La texture est granonématoblastique équante ou légèrement orientée à mésostase constituée de lattes de plagioclases albitiques subautomorphes intensément altérées et présentant de nombreux golfes de corrosion à calcite-épidote-chlorite-quartz dont les grains déterminent bien souvent des textures polygonales locales. La chlorite apparaît de façon interstitielle ou s'organise en amas flexueux discontinus.

Ce faciès peut être aphyrique, porphyrique ou clastique. Dans ce dernier cas, la roche acquiert une nette schistosité.

#### MINERALOGIE

Elle comprend :

##### . L'albite

- En lattes squelettiques fortement altérées et à inclusions d'épidote-calcite-chlorite ;
- en phénocristaux et/ou clastes également altérés.

##### . La chlorite

Elle est interstitielle et lamellaire, en amas flexueux dans la mésostase ou en vermiculations dans les lattes et phénoclastes plagioclasiques.

##### . Le quartz

Il est rare dans ce faciès.

Il apparaît en flots aux cristaux indentés épars dans la mésostase et comme produit de déstabilisation de l'albite.

. L'épidote

Toujours présente, elle constitue des vésiculations situant les fantômes de plagioclases où elle est liée (généralement) à la calcite. Elle définit aussi des traînées aux cristaux automorphes.

. La calcite

C'est un produit de remplissage des microfissures ou de substitution des plagioclases altérés.

. Minéraux accessoires

La part de minéraux opaques est très importante (pyrite, magnétite, titanomagnétite et autres oxydes et hydroxydes). On note également de façon sporadique la présence du sphène, de l'apatite et du zircon.

B.1.3. Les spilites microgrenues

Ech. : V 2-6 - STA 25 - SA 6 - E 17.

Ce sont des roches massives de couleur vert sombre passant au noir, avec un piquetage épidotique jaunâtre.

Au microscope

La texture est plutôt doléritique porphyrique et/ou clastique, caractérisée par l'apparition d'une schistosité et le développement d'une forte altération obli-  
térant la texture originelle (Ech. : STA 23).

COMPOSITION MINÉRALOGIQUE

. L'albite

Elle est :

- En lattes corrodées, déchiquetées soit légèrement orientées dans la mésostase, soit, et surtout, dispersées de façon anarchique. Elles sont chargées de minéraux opaques ;
- en phénocristaux résiduels et/ou en clastes très, ou entièrement altérés, donnant des agrégats souvent amygdalaires à calcite, chlorite, épidote (quartz).

. L'amphibole

Abondante, c'est une hornblende actinolitique ou une actinote en prismes acciculaires rayonnants. La hornblende verte constitue des plages chagrénées légèrement orientées.

. L'épidote

Minéral abondant, l'épidote peut donner des cristaux automorphes dans des nids circonscrits. C'est aussi un minéral de substitution des plagioclases où elle apparaît en association avec la calcite, la chlorite, le quartz et, accessoirement, la biotite.

. La chlorite

De faible importance, elle définit des traînées flexueuses interstitielles ou constitue une vermiculation phylliteuse soit disséminée dans la mésostase, soit incluse dans les plagioclases relictuels.

. Le quartz

Assez rare, il se présente en flots épisodiques situant des clastes albitiques.

. Minéraux accessoires

- La calcite

En remplissages microfissurés ou inclusions dans les plagioclases, en plages diffuses.

- La biotite

En fines lamelles liées à la chlorite.

- Le sphène

Assez fréquent.

- L'apatite

Très accessoire.

La part de minéraux opaques est, comme ailleurs, très importante, constituée de leucoxène, pyrite, magnétite et titanomagnétite.

#### B.1.4. Le faciès tuface clastique

Ech. : V 7-1 ; V 7-2.

Nous n'avons pas pu définir l'extension de ce faciès en affleurement. Il apparaît, toutefois, bien représenté dans le secteur de Vieilles-Mines où deux faciès se distinguent.

##### 1) Faciès A (Ech. : V 7-1 ; V 7-2)

Il est d'apparence gréseuse, de couleur gris-noir présentant sur une tranche sciée une multitude de taches jaunâtres et beiges épidotiques ou clacitiques avec quelques passages plus nettement quartzeux bien individualisés. La roche est peu ou pas schisteuse, recouverte, par endroits, d'un chapeau de fer micro-bréchiq.

##### Au microscope

La texture est microlitique, porphyrique ou non, vaguement orientée et parsemée de claste plagioclastiques. Episodiquement, on note la présence de clastes microlitiques à quartz xénomorphe, albite et séricite interstitielles (éléments de la lave acide ?). La mésostase est constituée de lattes d'albite fortement épidotisées, calcitisées présentant de nombreux golfés de corrosion et d'une hornblende verte abondante en plages échanrées. A certains échantillons, l'extraordinaire développement de l'épidote confère l'appellation d'épidotite.

##### COMPOSITION MINÉRALOGIQUE

##### . L'albite

- En lattes fortement épidotisées, calcitisées, à inclusions chlorobiotitiques ;
- en phénoclastes aux formes arrondies ou anguleuses et chargés "d'exsolutions" opaques, de chlorite-épidote-calcite-biotite-quartz.

##### . L'amphibole

Ici omniprésente en plages déchiquetées ou en amas flexueux constitués d'aiguilles jaunâtres.

C'est une hornblende verte actinolitique accompagnée d'actinote.

. La chlorite

Par endroits abondante, elle constitue souvent une partie de la mésostase ou se présente en germinations sur les lattes et clastes albitiques.

. La biotite

De moindre importance, elle est en baguettes chlorobiotitiques vertes.

. L'épidote

Très abondante par moments, elle peut déterminer près de 90 % de la roche ; elle se présente en granulations xénomorphes craquelées éparses dans la structure générale ou en traînées frustement orientées. Elle est fréquemment liée aux reliques albitiques.

. La calcite

Elle est soit en poches informes dans la mésostase, soit en produits de substitutions secondaires.

. Minéraux accessoires

Les plaques minces sont envahies de leucoxène, pyrite, magnétite et titanomagnétite, leur conférant un aspect trouble.

2) Faciès B

Le second faciès, surtout révélé par les carottes de sondage (sondage Vieilles-Mines) est plutôt bréchi-que, finement lité, intensément plissé et se rattache aux métasiltites tufacées et minéralisées qu'il recouvre.

Nous en donnerons une description dans le paragraphe "Formations schisteuses". Sa minéralogie reste identique à celle du faciès A avec toutefois, ici, une très nette prédominance de la chlorite.

Conclusion

Les metabasites spililitiques se caractérisent ici par un polytypisme dans leurs modes de gisement : coulées à

débits en coussins, petits amas circonscrits, intercalations épisodiques dans la pile de volcanites acides ou en injections dans celle-ci. Ce polytypisme est joint à une diversité texturale : textures microlitiques porphyriques ou non à passées vacuolaires bulleuses, microgrenues doléritiques à tendance subtrachytique. Ces metabasites se banalisent par une minéralogie quasi-constante faite d'albite/oligoclase, de chlorite, d'amphibole, d'épidote, et, accessoirement, de leucoxène, magnétite, sphène, apatite confirmant ainsi leur nature spilitique.

#### B.2. Les faciès gabbroïques et ultrabasiques associés

Ech. : SA 2 ; VM 13 ; SA 12.

Très faiblement représentés, apparaissant souvent en chapelets de petits massifs sur le socle gneissique d'Eveux ou en intercalations boudinées, dans les formations acides (flanc de la RN 7 à Fleurieux), ces roches se retrouvent également dans les sondages de Vieilles-Mines, Savigny, en intercalation dans des tufs clastiques chloriteux, ou en affleurement dans le secteur minier du Trésoncle au contact du socle. Ce sont généralement des roches de teinte vert sombre ou noir, montrant sur sections sciées deux granulométries distinctes relayées par des faciès transitionnels.

##### 1) Le faciès (A) gabbroïque (Ech. : SA 8)

Sa texture est hétérogranulaire et offre des phénocristaux plagioclasiques baignant dans une trame amphibolitique.

##### Au microscope

On distingue une texture grenue à microgrenue équante, porphyrique et souvent très clastique.

La mésostase est constituée d'un assemblage de grains informes épidotiques où s'observent des lattes relictuelles plagioclasiques. Les phénocristaux albitiques sont fortement altérés et surtout remplacés par des agrégats à épidote-chlorite-amphibole. Cette dernière, représentée principalement par de la hornblende verte, constitue souvent de grandes plages insérant les clastes

albitiques. Elle remplace un ancien minéral ferromagnésien (cinopyroxène ? orthopyroxène ou olivine ?).

#### COMPOSITION MINÉRALOGIQUE

##### . L'albite/oligoclase

En lattes subautomorphes chagrinées ou en phénoclastes relictuels fortement altérés. Il se charge d'inclusions diverses (épidote, chlorite, amphibole, apatite) et d'exsolutions opaques.

##### . L'amphibole

Localement abondante, il s'agit d'un hornblende actinolitique. Ça et là, on note la présence d'actinote en baguettes en gerbes arborescentes. La hornblende verte constitue de grandes plages acculaire et flexueuses souvent "salies" par de nombreuses inclusions attestant son origine secondaire par remplacement.

##### . L'épidote

Elle constitue des assemblages granulaires xénomorphes ou des cristaux subautomorphes, ou encore des traînées polycristallines.

##### . La chlorite

Essentiellement interstitielle, en amas ou en vermiculations dans les plages amphibolitiques.

##### . Minéraux accessoires

Ils sont représentés par la calcite à laquelle se joint le sphène. La part des minéraux opaques, essentiellement pyrite (clastique), ilménite, magnétite et titanomagnétite est très importante et donne un aspect extrêmement trouble, souvent inextricable aux lames minces.

#### 2) Le faciès B, serpentineux

Il se caractérise par une matrice fibreuse finement cryptocristalline où s'observe un fond amphibolitique. Au microscope, la texture est maillée, aphyrique équante ou très légèrement orientée. L'ensemble de la plaque mince réalisée est presque exclusivement consti-

tuée de serpentines en fibres enchevêtrées avec un feutrage de hornblende en grandes plages déchiquetées, étirées, chargées de minéraux opaques. Certains échantillons montrent des lattes albitiques corrodées, alignées dans une mésostase amphiboloserpentineuse et donnant, par altération, des assemblages à epidote-chlorite-calcite-quartz (très peu). La lame mince rest toujours envahie de minéraux opaques : pyrite, oxyde, hydroxyde, leucoxène.

#### Conclusion

Le faciès A à texture cumulative correspond à un métagabbro totalement amphibolitisé, où aucune relique minérale primaire de minéraux ferromagnésiens (pyroxène, olivine) n'a été rencontrée. L'absence de plagioclases basiques est vraisemblablement imputable à la juxtaposition de phénomènes de spilitisation et de métamorphisme auxquels le faciès a été soumis. Son chimisme en fait une spilite banale ( $\text{Na}_2\text{O} = 3,34 \%$  ;  $\text{CaO} = 7,77 \%$ ), dont il semble se détacher par un taux de magnésium relativement élevé ( $\text{Mg} \approx 11 \%$  en moyenne) attestant bien de l'origine cumulative originelle.

Le faciès B est une serpentinite dépourvue, à l'instar du faciès A, de reliques ferromagnésiennes primaires dont la destabilisation serait ou pourrait être concomitante du développement calcitique observé (PIIRONEN, ROUHUNSKI, in Amstutz, in C. DURAND, 1981).

L'étroite association de ces deux faciès permet d'envisager leur origine ultrabasique comme l'ont suggéré BARDIN (1971) et DURAND (1981).

Ces matériaux correspondraient à des faciès cumulatifs "déposés" dans de petites chambres ou dans des sills ou filons-couche à la base de la série. Ils constitueraient ainsi des chambres-relais alimentant le volcanisme effusif basique. Pour certains auteurs (DIDIER et LAMEYER, non publiés), la position basale de ces ultrabasites constituerait un argument quant à l'allochtonie de la série de la Brévenne qui présenterait, comme certaines nappes, une semelle ultramafique.

## CHAPITRE II

### LES FORMATIONS SCHISTEUSES

Ces formations schisteuses sont largement représentées dans le secteur étudié et notamment dans sa frange orientale, aux abords de la "série des monts du Lyonnais".

Généralement, elles se localisent dans des couloirs de déformations ou constituent les faciès de bordures de certains sills, dykes ou coulées à débits en coussins.

Les amas sulfurés apparaissent au sein d'une importante série schisteuse issue de la métosomatose (cf. Partie II, C.2.) hydrothermale des tufs et quartz-kératophyres.

#### A. Les formations schisteuses liées à la minéralisation

Ce sont :

- . Des séricitoschistes : caractérisés par un débit en feuillets, un toucher talqueux et soyeux. Ce sont des roches de couleur blanchâtre légèrement rosée, formées d'une alternance de lits siliceux et de lits phylliteux essentiellement micacés où barytine et calcite constituent souvent des placages interfoliaires. A la carrière Saint-Antoine, où la géologie de la minéralisation transparît le mieux, ces séricitoschistes définissent deux faisceaux symétriques subverticaux enserrés au coeur de la masse de quartz-kératophyres. Dans un faisceau, on distingue :

- a) Un séricitoschiste minéralisé proximal, rubané, fortement siliceux constitué d'une alternance de lits quartzeux blancs, rosés barytiques et de lits pyriteux (chalcopyriteux) jaune-gris, un développement micacé occupant les interbancs.
- b) Des chloritoschistes gris sombre, vert pâle à noir bleuté marqués par une nette schistosité avec un débit en pelures d'oignon quand ils sont en position intraminéralisation ou à proximité d'accidents tectoniques importants (ex. : faille de Lentilly), et un aspect franchement tufacé en bordure des amas sulfurés et dans des zones microbréchiques. Dans le secteur minéralisé de Vieilles-Mines, ils prennent indifféremment soit une apparence hétérogranulaire clastique, tufacée à intercalations de

métabasites massives grenues et porphyriques, soit une texture fibrogrenue ; la roche s'assombrit alors encore davantage. Trois types peuvent être distingués en prenant en compte leur texture, leur minéralogie ou leur mode de gisement.

#### A.1. Les séricitoschistes

Ils constituent les formations porteuses de la minéralisation de Sain-Bel. Leur mode de gisement est constant : ils occupent toujours le coeur des massifs quartzo-kératoporphyriques. Ils sont affectés par des phénomènes d'hydrothermalisation intense décroissant de façon centrifuge du stock minéralisé central vers l'extérieur. Ils sont très souvent affectés par la mylonitisation. Compte tenu de leur aspect macroscopique et de leurs minéralogies, deux types de séricitoschistes se distinguent selon leurs charges en sulfures :

- . Les séricitoschistes minéralisés proximaux rubanés ;
- . les séricitoschistes blancs stériles.

Si la minéralisation pyriteuse s'accompagne toujours d'une enveloppe de séricitoschiste, des séricitoschistes entièrement stériles existent également et indépendamment sur le terrain.

##### A.1.1. Les séricitoschistes rubanés

Ech. : G STA 1-E ; G STA 1-W.

Très siliceux, ils définissent le minerai "dur" dans la nomenclature généralement admise (A. ROIRE, 1959 ; P. MAZENOT, 1960 ; BARDIN, 1971 ; BELLOTTO, 1983).

Ces matériaux se caractérisent par un rubanement où se succèdent lits pyriteux (chalcopyriteux) gris-jaune et lits clairs siliceux-sériciteux. Cà et là, on observe des placages interbanes d'épaisseur milli à centimétrique de barytine rose et de calcite.

L'ensemble, subvertical à l'affleurement (carrière de Saint-Antoine) est fortement tectonisé, schistosé, déformé, montrant des microplissements pluriphasés et affectés tardivement de diaclasés par endroits obliques sur le plan de foliation principal, remplies d'un quartz laiteux.

Par altération météorique, le séricitoschiste rubané

prend un aspect de pierre-ponce suite au lessivage des sulfures.

#### Au microscope

La texture intensément plissée est granoblastique à microgranoblastique pour les lits de quartz. Les lits sériciteux qui alternent sont lépidoblastiques et montrent des ondulations flexueuses microplissées avec des figures de "kink band" qui affectent également les lits quartzeux.

Le quartz présente généralement deux habitus :

- . Une texture finement granoblastique aux cristaux anguleux ;
- . une texture granoblastique donnant des amygdales étirées aux cristaux indentés.

La pyrite, très abondante, est liée aux lits siliceux et peut contenir quartz et séricite en inclusion.

#### MINÉRALOGIE

##### . Le quartz

Il forme des rubans continus finement granoblastiques xénomorphes. Certains amygdales à quartz-séricite pourraient indiquer la présence d'anciens fantômes de plagioclases.

##### . La séricite

En amas ondulants ou en fibres soulignant l'orientation du rubanement général de la roche. Elle se charge assez souvent de minéraux opaques en fines granulations.

##### . La barytine

Elle se présente en plages distribuées de façon anarchique dans la structure.

##### . La chlorite

C'est une rareté minéralogique apparaissant en fines lamelles dans les amas sériciteux.

##### . La calcite

Elle remplit les microfissures qui recourent tardivement la schistosité.

. Minéraux accessoires

Ce sont : pyrite, magnétite, sphène (rare), apatite, rutile.

A.1.2. Les séricitoschistes stériles

Ech. : SB 10 ; STA 5 ; STA 16 ; STA 17.

Ce sont des schistes blancs nacrés au toucher talqueux caractérisés par un débit planaire laissant transparaître macroscopiquement une légère homogénéisation tranchant avec le rubanement du minerai "dur".

Ce faciès constitue généralement le terme de transition avec le minerai siliceux et les tufs quartzo-kératophyres quand ceux-ci existent, ou entre le minerai siliceux et les quartz-kératophyres blancs potassifiés.

Au microscope

La texture est lépidoblastique à granoblastique. La structure foliée montre une alternance de lits flexueux sériciteux et de lits quartzeux microgranoblastiques ; l'ensemble est intensément déformé.

MINÉRALOGIE

Elle est semblable à celle décrite pour les séricitoschistes et comprend essentiellement quartz-séricite-barytine-calcite. Un échantillon (STA 6°) montre un phénoclaste relictuel à ombre de pression quartzo-sériciteuse correspondant originellement à un plagioclase. Par ailleurs, des clastes plagioclasiques difficilement discernables parsèment les plages sériciteuses.

Conclusion

Les séricitoschistes se caractérisent par une paragenèse à quartz-séricite-barytine et calcite (rare) où l'albite, la chlorite, l'épidote, qui sont des minéraux caractéristiques des quartz-kératophyres adjacents sont des raretés minéralogiques.

Les séricitoschistes minéralisés, puissamment hydrothermalisés, sont très fortement recristallisés et bien souvent exempts de reliques magmatiques.

Les séricitoschistes stériles moins affectés par les phénomènes hydrothermaux laissent observer dans leur

mésostase sériciteuse des reliques subautomorphes rétro-morphosées de cristaux d'albite ou des clastes discrets épars dans la structure.

Une chlorite lamellaire se distingue timidement dans la schistosité tout aussi bien que l'épidote liée aux reliques plagioclasiques.

Souvent, sous le microscope, certains faciès de séricitoschistes stériles se distinguent difficilement des tufs-quartz-kératophyres adjacents. Seules les figures de recristallisation caractérisant les séricitoschistes aident en partie à lever l'indétermination.

Cette indétermination peut s'interpréter comme un élément de réponse à la question fondamentale posée par l'origine tant controversée de ses matériaux séricitoschisteux. En effet, ils sont considérés comme :

- D'une part, des altérites issues de l'altération métasomatique des quartz-kératophyres, au sein desquels ils se développent (DELFOUR et Al, 1982 ; URABE, 1974 ; LECUYER, 1982 ; LEMIERE, 1982) ou des tufs-quartz-kératophyres (leptynites felsitiques) (A. ROIRE, 1959 ; P. MAZENOT, 1960). C. DURAND, après description d'un séricitoschiste à "nodules", attribue à celui-ci "une origine volcanosédimentaire à forte composante sédimentaire probable". La présence effective de plagioclasiques reliques (C. DURAND, 1981 ; LEMIERE, 1982), la potassification (cf. géochimie), dont le développement est croissant des quartz-kératophyres colorés à feldspath potassique aux séricitoschistes situés au coeur de l'amas, et le lessivage synchrone de la soude lors de la potassification, sont autant d'arguments étayant cette hypothèse ;
- d'autre part, des exhalites (SOLER, 1980 ; BERNARD et Al, 1982 ; ESTORIES, 1982 ; BELLOTTO, 1983) dont la genèse se fait en trois étapes :
  - . Formation des solutions minéralisantes à grande profondeur ;
  - . ascension des solutions ;
  - . décharge par précipitation chimique.

Seulement, aucune figure de sédimentation typique n'est aujourd'hui observable et la présence de reliques albitiques à léger "clouding" (C. DURAND, 1981) peuvent être des handicaps de taille à une telle hypothèse. La faible bathymétrie sérieusement envisagée pour l'ensemble spilito-kératophyrique de la Brévenne est également un handicap pour une telle hypothèse.

Un système exhalatif prévoit pour certains auteurs une grande profondeur marine (BERNARD et A<sup>1</sup>, 1980 ; FINLOW-BATTES, 1980, in lemière, 1982).

#### A.2. Les chloritoschistes

Ce sont des roches de teinte gris sombre à noir bleuté à passées vert pâle. Géologiquement, elles se présentent soit en position intraminéralisation (BELLOTTO, 1983) intercalées entre la minéralisation "massive" et les séricitoschistes rubanés (carrière Saint-Antoine), soit tufacées, en position périminéralisation, intercalées dans les quartz-kératophyres blancs, ou encore, elles peuvent être directement porteuses de la minéralisation et présenter dans ce cas, sur fond de carotte, un aspect nettement tufacé ou microbréchi (sondage de Vieilles-Mines).

On distingue successivement :

- Les chloritoschistes intraminéralisation gris lustré ;
- les chloritoschistes périminéralisation vert pâle ou bleuté ;
- les chloritoschistes minéralisés, tufacés, microbréchi-ques homogènes, dont certains présentent une texture hétérogène.

##### A.2.1. Les chloritoschistes - Intraminéralisation

Ech. : STA 8 ; STA 12 -2 ; STA 53.

Ces schistes ont un débit en pelure d'oignon et une couleur gris-lustré. Fortement tectonisés, ils présentent des microplis pluriphasés et sont soumis à une altération tardive pulvérulente, de couleur rouille-jaunâtre.

### Au microscope

On constate une texture granolépidoïdologique légèrement foliée. La mésostase est faite de chlorite jointe à la séricite qui reste encore très abondante. La foliation est marquée par une alternance de lits à chlorite-séricite, chargés de nombreuses granulations de rutile, et de lits de quartz xénomorphe. Des reliques albitiques d'origine volcanique sont encore observables dans les lames minces.

### MINÉRALOGIE

#### . La chlorite

Elle croît en lamelles ou en amas tortueux dans la mésostase.

#### . La séricite

Abondante, elle s'organise en paquets flexueux mêlés à la chlorite.

#### . Le quartz

Deux catégories se distinguent :

- La première est microgranoblastique, aux cristaux xénomorphes anguleux ou arrondis et non jointifs ;
- la seconde est grossière, et s'organise en traînées granoblastiques parfois amygdalaires à bordures présentant des phénomènes de nourrissages.

#### . Les plagioclases (albite ?)

Ils sont relictuels, clastiques et montrent des paragenèses à quartz-chlorite-séricite. Certains amygdales ajoutent l'épidote à la paragenèse précédente et peuvent correspondre à d'anciens fantômes d'albite (Ech. : STA 8).

#### . Minéraux accessoires

- Le rutile, assez abondant ;
- l'apatite, qui apparaît de façon sporadique ;
- la pyrite, mêlée à des oxydes et hydroxydes, constitue une part importante des opaques.

### A.2.2. Les chloritoschistes tufacés "périminéralisation"

Ech. : STA 12-10 ; STA 52 ; E 24.

Ce faciès, bien représenté à la carrière Saint- Antoine, est intensément plissé, intercalé notamment dans les quartz-kératophyres sériciteux indifférenciés.

#### Au microscope

La texture est lépidoblastique à reliques feldspathiques clastiques orientées dans une mésostase qui peut être hétérogranulaire.

Certaines plaques minces offrent un caractère nettement tufacé, homogène.

#### MINÉRALOGIE

##### . L'albite

Phénoclastique ou automorphe, l'albite montre des paragenèses à chlorite, quartz, séricite et épidote.

##### . Le quartz

Il est xénomorphe, subarrondi et à extinction roulante. Il forme, parfois, des îlots de recristallisation incluant certains clastes albitiques.

##### . La chlorite

Elle est en fines lamelles ou en amas flexueux "salis" par de nombreuses inclusions de minéraux opaques..

##### . La séricite

Elle est toujours présente en lamelles cryptocristallines diffuses dans la mésostase. La recristallisation conduit à des paillettes blastiques muscovitiques.

##### . Minéraux accessoires

On a surtout du leucoxène, très peu de sphène.

Une pyrite granulaire parsème l'ensemble.

### A.2.3. Les chloritoschistes minéralisés tufacés microbréchiques

Ech. : VM 1'-VM 1 ; VM 2 ; VM 9.

Dans le district minier de Chessy - Sain-Bel, ce faciès constitue une partie de la gangue de la minéralisation

polymétallique (BOULADON, 1964). De couleur gris sombre, il est microbréchié et tufacé. Finement lité et microplissé, il montre sur sections sciées des phénoclastes albitiques ou des rognons quartzeux. Il est souvent traversé en oblique par des zones chertueuses crénelées, ou par des filets quartzo-pyriteux. La pyrite accompagnée de chalcopryrite (blende) est soit conforme à la schistosité soit elle l'intercepte.

Ce matériel contient par endroits, des intercalations de formations basiques et ultrabasiques massives et il est criblé de temps en temps de venues quartzo-chloriteuses très tardives.

#### Au microscope

La texture est finement granolépidoblastique et clastique. La "mésostase" est chloriteuse et constituée d'une chlorite lamelleuse ou en amas flexueux ondulants, soulignant la schistosité des échantillons. Elle est généralement chargée de leucoxène, magnétite, titomagnétite, pyrite et épidotite. Des lattes de plagioclases corrodées donnant des assemblages minéralogiques à quartz-chlorite-calcite-épidote flottent, alignées dans cette trame chloriteuse. Une plaque mince (Ech. : VM 1') montre deux plages distinctes :

- a) La plage principale est microlitique à lattes d'albite automorphes baignant dans une mésostase chloriteuse à séricite, souvent bien cristallisées et chargées de minéraux opaques ;
- b) la seconde plage est granoblastique, essentiellement constituée de quartz de néoformation à inclusions de chlorite, séricite.

La portion entre ces deux formations est occupée par une chlorite à teinte de polarisation violette liée à une pyrite subautomorphe. Progressivement, vers la plage granoblastique, on assiste à un accroissement de la cristallinité, avec apparition de muscovite et de biotite.

#### MINÉRALOGIE

##### . La chlorite

Elle constitue l'essentiel de la mésostase dont elle

souligne l'orientation en amas ondulants. C'est aussi un produit de la destabilisation et d'altération de l'albite.

. Les plagioclases

Surtout albitiques, ils sont en fines lattes corrodées squelettiques orientées dans la mésostase où se retrouvent, également, clastes émoussés ou anguleux et phénocristaux subautomorphes. Dans tous les cas, ils sont fortement altérés.

. Le quartz

Tantôt xénomorphe à grains non jointifs, tantôt en amygdales granoblastiques.

. La séricite

Elle apparaît en fines lames dans la schistosité, ou en inclusions dans les plagioclases.

. L'épidote

En cristaux automorphes ou en agrégats cryptocristallins alignés dans la schistosité.

. La calcite

C'est un produit de remplissage des microfissures obliques sur la structure.

. Minéraux accessoires

Essentiellement du sphène, rarement de l'apatite, accompagnés de pyrite (abondante), magnétite, blende, titanomagnétite et leucoxène.

Conclusion

L'étude pétrographique permet de dégager, en fonction de leurs modes de gisements, leurs aspects macroscopiques et leurs textures, trois types de chloritoschistes caractérisés, cependant, par une convergence minéralogique :

- . Les chloritoschistes intraminéralisation : à texture granolépidoblastique à reliques de plagioclases émoussés ou anguleux difficilement discernables dans une mésostase quartzo-chloriteuse à cristaux de quartz xénomorphes.

La paragenèse est à chlorite-quartz-séricite-plagioclases clastiques, rutile, apatite, sphène et pyrite.

La présence de reliques plagioclasiques exclut toute possibilité d'origine exhalative de ces matériaux.

- . les chloritoschistes tufacés périminéralisation : leur texture lépidoblastique et à reliques clastiques hétérogranulaires, leur association minérale est à plagioclases clastiques hérités, quartz xénomorphe anguleux, chlorite, séricite, leucoxène, pyrite et sphène en font des tufs basiques auxquels se rattachent les chloritoschistes intraminéralisation particulièrement affectés par une intense activité hydrothermale ;
- . les chloritoschistes minéralisés tufacés microbréchiques : leur texture clastique, leur association avec des formations basiques qu'ils contiennent en intercalations leur paragenèse à chlorite (abondante), plagioclases, épidote, calcite, séricite, quartz, sphène, rutile et magnétite en font, selon les cas, soit des brèches, soit des tufs homogènes, soit des métasilts à éléments volcanogènes.

### A.3. Les schistes biotitiques à composante détritique et terrigène

Ech. : C 6.

Ce sont des roches gris-noir très schistosées à placages interfoliaires de minéraux d'altération supergène du cuivre (malachite, azurite). Elles apparaissent ou non en intercalations dans des formations acides (C 10, Nord du Micolet, V 6, Vieilles-Mines) et présentent un fin litage.

Au microscope, on observe :

- a) Une texture lépidoblastique légèrement foliée constituée d'une alternance de lits quartzeux peu réguliers aux cristaux xénomorphes à extinction roulante et de lits de biotite en paillettes. Chlorite et séricite sont interstitielles. Les plagioclases présents sont plutôt clastiques corrodés, anguleux ou émoussés, anarchiquement distribués dans la mésostase. Le quartz peut présenter des amygdales granoblastiques à chlorite-séricite-biotite. L'épidote apparaît en traînées polycristallines discontinues et informes.

- b) Une texture lépidoblastique orientée, à mésostase essentiellement chloriteuse où l'on distingue des paillettes biotitiques et une séricite lamellaire. Le quartz est en grains fins arrondis non jointifs ou en amygdales étirées contenant chlorite et séricite.

#### Minéraux accessoires

On note : sphène (sporadique), apatite et zircon, très rares.

Les plaques minces restent chargées de minéraux opaques où s'observent pyrite, magnétite, leucoxène.

#### CONCLUSION

Ces matériaux assez particuliers à reliques magmatiques et éléments roulés pourraient être d'origine mixte volcano-sédimentaire, le caractère restreint de nos observations ne nous permettant pas d'aller plus en avant, ici.

#### B. Les formations schisteuses non directement liées à la minéralisation

Ces schistes généralement basiques se retrouvent en bordure de coulées laviques ou en intercalations (laminées, boudinées) au sein des dômes de quartz-kératophyres ou, encore, constituent les faciès de bordure mylonitique des spilites intrudant la pile volcanique acide. Ce sont des roches vert pâle à noir bleuté. De très fine granulométrie à débits planaires elles peuvent acquérir un aspect de schiste ardoisier enfumé, tenace.

On distingue :

- Des schistes verts amygdalaires ou non ;
- des schistes noirs ardoisiers.

#### B.1. Les schistes verts amphiboliques

Ech. : C 1' ; C 1 ; V 2-7 ; C 8.

Ce sont, en fait, des spilites schisteuses tant par leur minéralogie que par leur composition chimique (cf. Partie II). Dans le secteur étudié, on les retrouve

de Chevinay à Mosoeuvre intercalées dans les volcanites acides ou en bordure de coulées à débits en coussins.

#### Au microscope

La texture est microlitique orientée, aphyrique. La mésostase est constituée de lattes de plagioclases albitiques subautomorphes ou présentant des golfes de corrosion à épidote-chlorite-quartz.

La chlorite et la hornblende verte forment des plages floues interstitielles mêlées à de fines baguettes actinolitiques. De temps à autre des amygdales à épidote-calcite-chlorite et quartz ornent ce tableau.

#### MINÉRALOGIE

##### . L'albite

- En lattes subautomorphes corrodées aux macles déformées ;
- en phénocristaux ou phénoclastes : ceux-ci sont intensément déformés, montrant des maclages tectoniques ou s'effritent en clastes disséminés dans la structure ou encore sont parcourus de microfissures à paragenèse à calcite-épidote-chlorite-quartz.

##### . La chlorite

Surtout interstitielle, elle se présente en fibres ou en plages floues accompagnées de biotite verte.

##### . L'amphibole

C'est une hornblende verte actinolitique jointe à la chlorite de façon interstitielle.

##### . L'épidote

Elle est omniprésente, en vésicules informes réparties dans la mésostase de façon aléatoire ou liée aux produits d'altération de l'albite.

##### . La calcite

Elle forme des plages lenticulaires dans la structure. Elle peut également se trouver en inclusion dans les plagioclases.

##### . Le quartz

Il apparaît en agrégats microgranoblastiques dans les cristaux d'albite.

. Minéraux accessoires

Ce sont : sphène, biotite verte, apatite et minéraux opaques (pyrite, magnétite).

B.2. Les schistes noirs ardoisiers

(Cf. coupe A )

Ech. : STA 22.

Si ce faciès se distingue du précédent par sa couleur bleu-noir et sa grande tenacité, il s'en rapproche par sa composition chimique (cf. géochimie, Partie II, II) spilitique. La roche montre sur tranche sciée une pâte homogène parcourue de filonnets de calcite.

Au microscope

La texture est microgrenue clastique peu porphyrique et orientée. La mésostase comprend des reliques de lattes d'albite squelettiques aux nombreux golfes de corrosion. La biotite devient importante et s'exprime en paillettes dispersées dans la mésostase à côté d'une hornblende actinolitique. La chlorite est interstitielle en plages floues. Le quartz, rare, apparaît en association avec chlorite, biotite, épidote sur les fantômes de phénoclastes dont certains, encore subautomorphes, sont intensément microfissurés, et parcourus de filonnets de calcite bordés de quartz microgranoblastique.

La plaque mince décrite (STA 1 S) est par ailleurs envahie d'épidote granulaire xénomorphe, de leucoxène et de pyrite.

Conclusion

La paragenèse minérale et la composition chimique rapportent ces faciès à des metabasites spilitiques. L'habitus des phénocristaux, intensément microfissurés, ou effrités avec des maclages tectoniques, en fait des mylonites de metabasites.

C. Conclusion à l'étude pétrographique

Au terme de cette étude du secteur oriental de la "série de la Brévenne" méridionale, un fait apparaît : l'étroite imbrication entre matériaux d'origines diverses :

- Typiquement laviques (acides-basiques) dominants ;
- plutoniques, en sills et amas circonscrits ;
- mixtes, à caractères tufacés, épyclastiques et sédimentaires.

Ces matériaux ont subi de façon souvent synchrone :

- 1) La spilitisation, dont l'importance est fonction du site et du matériel concerné ;
- 2) l'hydrothermalisation ;
- 3) la mylonitisation ;
- 4) le métamorphisme.

La conjugaison ou la juxtaposition de ces différents phénomènes aboutit à des convergences minéralogiques qui constituent, souvent, pour les roches basiques, un handicap dans la reconnaissance de la nature origine du matériau en présence.

Toutefois, roches basiques ou acides se reconnaissent par leurs textures relictuelles.

#### C.1. Les roches basiques

Elles se caractérisent, pour les termes effusifs, par un polytypisme textural. On y distingue des textures :

- Microlitiques porphyriques ou non ;
- microlitiques amygdalaires ou non ;
- microlitiques vacuolaires ou bulleuses, témoins, en partie, d'une faible bathymétrie (PETERLONGO, 1982 ; C. DURAND, 1981) ;
- microgrenues porphyriques ou non.

Les termes plutoniques ont une texture doléritique sub-trachytique ; autre dualité relevant de la complexité de la mise en place de ces matériaux : en coulées, à débits en coussins, en petits amas circonscrits, en sills.

Effusifs ou plutoniques, les metabasites se singularisent par une paragenèse ubiquiste à albite/oligoclase-chlorite-amphibole-épidote (quartz), spilitique exempte de toute relique de minéraux ferromagnésiens primaires (pyroxène-olivine).

Un matériel mixte tufacé chloriteux, souvent bréchiq ue et minéralisé reste attaché à ces metabasites. Par endroits,

son aspect sédimentaire apporte, tant soit peu, une confirmation à la dénomination "volcano-sédimentaire" de la "série de la Brévenne", avec, ici toutefois, une prédominance donnée aux termes effusifs.

#### C.2. Les volcanites acides

Formations porteuses de la minéralisation pyriteuse stratiforme de Sain-Bel (BOULADON, 1964 ; BARDIN, 1971 ; BELLOTTO, 1983), elles affleurent sous la forme de puissants "dômes" hectométriques (BELLOTTO, 1983) lenticulaires au centre du secteur étudié. Leur nature effusive s'affirme par un aspect "léopard" (LEMIERE, 1982), caractérisé par une alternance ou imbrication de traînées "flammées" sombres et leucocrates, une texture orientée à trains phéno-blastiques recristallisés ou non.

Ces volcanites acides contenant en leur centre l'amas sulfuré sont des quartz-kératophyres intensément mylonitisés et hydrothermalisés. Ces phénomènes s'estompent plus ou moins rapidement en s'éloignant de la minéralisation.

L'hydrothermalisme développe une enveloppe d'altérites sériciteuses constituant la gangue du minerai. Son influence, pour les termes tufacés ou quartzo-kératophyriques, se résume en un lessivage (décoloration) concomitant à une séricitisation et potassification au voisinage du stock minéralisé. On distingue alors de l'extérieur vers l'intérieur de l'amas :

- Des quartz-kératophyres colorés, moins affectés par la mylonitisation et à paragenèse en albite-quartz-chlorite (épidote) ;
- des quartz-kératophyres blancs, mylonitiques à faciès hydrothermaux relativement abondants, d'aspects tufacés à paragenèse identique à celle des quartz-kératophyres colorés, mais où la séricite devient très abondante ;
- des tufs-quartz-kératophyres (pas toujours présents) à texture souvent felsitique. Du point de vue minéralogique, ce faciès constitue une "charnière" entre quartz-kératophyres blancs et séricitoschistes. Leur distinction ne va pas toujours sans ambiguïté. Ces matériaux tufacés représenteraient "des produits de démantèlement et de remaniement de l'édifice volcanique hydrothermalisé"

- des séricitoshcistes minéralisés ou non à paragenèse à quartz-séricite-pyrite (barytine). Gangue de la minéralisation, ce sont les produits de l'altération métasomatique des quartz-kératophyres encaissants.

## II ETUDE GEOCHIMIQUE ET EVOLUTION DES MATERIAUX ASSOCIES A LA MINERALISATION

Cette étude envisage, d'abord, une typologie des laves acides et basiques constitutives de la "série de la Brévenne" orientale. Cette typologie s'intéresse également, en partie, à la géochimie des matériaux volcano-sédimentaires et des altérites associées à la minéralisation.

Au terme de cette typologie chimique, les objectifs suivants sont visés :

- La reconnaissance de la nature du magmatisme originel ;
- la connaissance des altérations tardimagmatiques (rôle, importance) et la recherche des conditions des différentes altérations (spilitisation, hydrothermalisation et métamorphisme). Leurs effets conjugués aboutissent, pour les uns, à une convergence minéralogique (faciès schiste vert) et, pour les autres, liés à l'hydrothermalisme, à la genèse de faciès pétrographiques nouveaux tels que les quartzites sériciteux (séricitoschistes).

Cent-vingt analyses nouvelles ont été réalisées dans le cadre de ce mémoire, dont vingt-quatre sur les sondages de Vieilles-Mines et Savigny.

Elles se répartissent comme suit :

- Eléments majeurs, dosés par fluorescence X à l'institut Dolomieu - GRENoble I (analyste : Mme F. KELLER) : 120 analyses, dont 96 ont été exploitées. Elles comprennent 45 échantillons dans le faciès acide et 51 pour les termes basiques ;
- éléments en traces (Y - Nb - Zr - Ti - Rb - Sr) dosés à l'Université Claude Bernard de LYON I (analyste : J.-C. GERMANIQUE) : 80 analyses, dont 45 dans les laves acides et 35 dans les roches basiques.

### SYMBOLES GEOCHIMIQUES UTILISES

- Quartz-kératophyres  $K_{20} > 1$
- Quartz-kératophyres  $K_{20} < 1$
- Δ Séricitoschistes (Quartzites)
- + Métabasites effusives et plutoniques
- ▲ Métabasites tirées de la littérature

## CHAPITRE I

### TPOLOGIE CHIMIQUE DES DIFFERENTS FACIES

#### A. Caractères géochimiques des volcanites acides

L'étude pétrographique a permis d'isoler quatre groupes faciologiques principaux :

- . Les quartz-kératophyres distaux, à paragenèse à quartz-albite/oligoclase-chlorite-épidote- ± biotite verte- ± adulaire ;
- . les quartz-kératophyres proximaux, hydrothermalisés, potassifiés et à minéralogie essentiellement à quartz-oligoclase séricite ± chlorite ± adulaire. La pyrite, avec la proximité de la minéralisation, devient importante ;
- . les tufs - quartz-kératophyres, composés de quartz-albite-oligoclase-chlorite ± biotite -épidote-adulaire ;
- . les séricitoschistes constituent l'encaissant immédiat de la minéralisation et ont une paragenèse à quartz-séricite-rutile ± barytine. La pyrite, accompagnée de magnétite, est omniprésente.

##### A.1. Les quartz-kératophyres distaux

Ech. : SB 6 ; STA 12-6 ; V 2-1 ; V 2-5 2 .

(Cf. tableau I)

Le tableau I donne les variations des compositions chimiques exprimées en pourcentages d'oxydes pour les éléments majeurs et en ppm pour les éléments en traces.

Une remarque est ici essentielle : les quartz-kératophyres "colorés" restent à la fois hypersodiques ( $\overline{\text{Na}_2\text{O}} = 4,86 \%$ ) et relativement hypopotassiques ( $\overline{\text{K}_2\text{O}} = 1,50 \%$ ), traduisant ainsi une influence notoire de la spilitisation (P. JONCHOUX, 1983), altération secondaire caractérisée par une mobilité de CaO - Na<sub>2</sub>O - K<sub>2</sub>O et par une invariance théorique des teneurs en Si - Al - Fe - Ti (FONTEILLES, 1968, 1970).

- . SO<sub>2</sub> : ( $\overline{\text{SiO}_2} = 73,47 \%$ ), cet élément connaît une assez grande fluctuation, s'étendant de 63,70 % (Ech. V 2-1) à 78,50 % (V 2-52).

Cette grande variabilité est imputable en partie aux variations originelles liées au fractionnement magmati-

TABLEAU I

## QUARTZ-KERATOPHYRES COLORES DISTAUX

ELTS ECH. STA	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O		
12-6	75,96	11,51	1,54	0,03	0,78	00,80	7,19	0,62		
SB 6	73,97	10,40	2,26	0,02	0,04	2,75	5,20	1,49		
KN 2	71,12	13,59	5,00	0,04	1,31	0,54	3,93	1,93		
V2-1	63,69	15,11	7,00	0,08	3,49	1,75	4,03	1,19		
V2-53	75,46	13,00	2,21	0,04	0,63	0,56	7,32	0,22		
V2-52	78,47	11,79	1,65	0,02	0,64	0,53	6,17	0,10		
STA 12-7	75,23	12,03	3,28	0,04	0,00	0,37	2,24	5,54		
V2-55	72,07	11,44	2,55	0,03	0,83	2,97	3,39	1,72		
SA 26	77,16	13,24	2,28	0,02	0,54	0,18	5,3	T		
SA 41	67,83	15,11	5,25	0,06	1,49	0,81	3,48	3,04		
SA 43	77,21	12,46	2,20	0,01	0,16	0,05	5,21	0,7		
X	73,47 54,48)	12,70 (1,50)	3,20 (1,77)	0,04 50,02)	0,90 (0,98)	1,03 (1,01)	4,86 (1,62)	1,50 (1,62)		
ELTS ECH. STA	TiO2	P2O5	PF	T	PPM Y	SR	RB	ZR	Nb	
12-6	0,20	0,00	1,54	100,16	100,06	6	9	308	15	
SB 6	0,15	0,04	2,90	99,21						
KN2	0,19	0,03	2,44	100,19						
V2-1	0,64	0,11	2,26	99,94						
V2-53	0,14	0,00	1,03	100,93						
V2-52	0,13	0,01	1,01	100,52	86	106	5	357	15	
STA 12-7	0,19	0,08	1,31	100,23	82	153	72	357	13	
V2-55	0,16	0,01	1,37	96,55						
SA 26	0,27	T		100,2	109	47	37	384	17	
SA 41	0,19	0,05		100,45	98	92	59	405	23	
SA 43	0,22	0,03		99,32	92	40	5	378	14	
X	0,23 (0,14)	0,03 (0,03)			96 (11)	88 (46)	31 (30)	365 (33)	16 (4)	

que et peut-être à des figures de recristallisation décelées au microscope, contemporaines d'une éventuelle silicification.

- .  $\text{Al}_2\text{O}_3$  : ( $\overline{\text{Al}_2\text{O}_3} = 12,70 \%$ ). Élément réputé immobile (M. FONTEILLES? 1978-1970 ; M. PIBOULE, 1979), il apparaît lié à la silice par une corrélation négative (cf. fig. ). Cette corrélation a été constatée par ailleurs pour les plagiogranites fréquemment associés à la série volcanique (fig. in PIBOULE, 1982) et particulièrement aux kéraatophyres.
- .  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  : ( $\overline{\text{FeO}}_{\text{tot}} = 3,20 \%$ ). Le fer total présente une légère variabilité corrélable avec la présence ou l'absence de pyrite d'une part, et d'autre part, avec l'abondance ou non de la phase phylliteuse ferromagnésienne (chlorite-biotite-chlorobiotite). En exemples, les échantillons V 2-1 et V 2-52 correspondant à des kéraatophyres noirs riches en chlorite, sont ferrifères avec respectivement 7 %  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  et 5 %  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ .
- .  $\text{MgO}$  : sa teneur assez faible (moyenne : 0,90 %) diminue à silice croissante et reste liée à la présence ou non de minéraux ferromagnésiens (chlorite-biotite). La dispersion du nuage de points représentatifs (cf. fig. ) peut résulter d'une altération (spilitisation et hydrothermalisation) inégalement répartie.
- .  $\text{CaO}$  : le calcium est surtout un produit d'altération secondaire dont le caractère aléatoire transparait dans la grande variabilité des teneurs (cf. écarts-types, tableau I)
- .  $\text{Na}_2\text{O}$  : ( $\overline{\text{Na}_2\text{O}} = 4,86 \%$ ), sa teneur anormalement élevée est à rattacher à l'albitisation caractérisant, entre autres, la spilitisation par réaction des fluides hydrothermaux riches en sodium avec le plagioclase originel plus calcique (M. FONTEILLES, 1968 ; OHNENSTETER, 1981) et un éventuel feldspath alcalin sodipotassique ou potassique (anorthose-samidine,...).
- .  $\text{K}_2\text{O}$  : apparaît généralement déprimé avec ses teneurs anormalement basses (moyenne : 1,50 %). Le potassium

reste assez fluctuant dans le groupe des quartz-kératophyres distaux où il est corrélé avec le rubidium et opposé au couple Na - Ca (JOUCHOUX, 1983).

- . TiO<sub>2</sub> : est caractérisé par de très faibles teneurs qui oscillent entre 0,13 et 0,27 %. Celles-ci reflètent la précipitation des oxydes ferrotitanés au cours de la cristallisation fractionnée tardive (cf. PIBOULE et A<sup>1</sup>, 1983).
- . P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> : par son caractère très déprimé, il exprime la rareté de l'apatite fractionnée de façon synchrone avec les oxydes ferrotitanés.

#### Les éléments en traces :

- . Sr : corrélé avec le calcium, le strontium, peut être mobile (CANN, 1979). Il se caractérise par sa grande variabilité.
- . Y - Zr - Nb : éléments hygromagmaphiles (TREUIL et VARET, 1973), sont corrélables entre eux. Considérés comme particulièrement inertes à l'altération sauf dans le cas d'un très sévère lessivage (PEARCE, 1979 ; PEARCE, com. ocl.), leurs comportements peuvent apporter des indications sur le magmatisme antérieur à l'hydrothermalisation. A ce titre, ce sont d'excellents outils pour la caractérisation d'un fractionnement magmatique.
- . Rb : corrélé au potassium, ses fluctuations sont souvent spectaculaires.

#### A.2. Les quartz-kératophyres blancs

(Cf. tableau 2)

Ech. : STA 2 ; STA 7 ; C 13-2.

Les quartz-kératophyres proximaux révèlent par le comportement des éléments majeurs, le reflet croissant de l'activité hydrothermale.

Ce reflet s'exprime par un transfert de matière lors des processus de circulation de fluide et de diffusion (KORZHINSKI, 1970).

Diverses fluctuations des composantes géochimiques, dont les amplitudes sont fonctions des éléments impliqués, s'observent au niveau des quartz-kératophyres blancs.

TABLEAU 2

## QUARTZ-KERATOPHYRES PROXIMAUX

ELTS ECH.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
STA 7	72,74	13,04	2,40	0,04	1,47	1,50	0,13	4,08
STA 2	75,14	13,22	4,77	0,03	0,73	0,33	1,67	4,57
STA 12-4	80,25	10,67	1,16	0,02	0,00	0,40	4,38	0,89
STA 14	79,40	10,03	0,55	0,01	0,00	0,28	3,77	4,37
GSTA L2'	81,86	10,68	0,93	0,01	0,00	0,11	2,33	2,46
C13-2	83,75	7,57	0,94	0,01	0,00	0,00	0,07	6,37
C13-1	79,28	10,06	1,59	0,03	0,00	0,84	3,87	2,90
C13-3	77,44	11,39	1,80	0,03	0,00	0,94	4,63	2,88
GPN L1	77,42	11,97	2,73	0,03	0,39	1,62	1,75	2,61
$\bar{X}$	78,62	10,96 (1,73)	1,87 (1,30)	0,02 (0,04)	0,29 (0,51)	0,67 (0,59)	2,54 (1,75)	3,46 (1,58)

ELTS ECH.	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	T	Y	Sr	Rb	Zr	Nb
STA 7	0,16	0,03	4,24	99,82	88	46	79	420	14
STA 2	0,20	0,02	2,09	99,21	85	137	48	358	13
STA 12-4	0,22	0,01	1,10	99,11	73	41	20	323	11
STA 14	0,20	0,04	0,88	99,98					
GSTA L2'	00,10	0,03	1,53	99,99	119	45	45	268	22
C13-2	0,16	0,00	0,56	99,56	49	54	51	193	10
C13-1	0,21	0,07	1,25	100,10	58	54	24	320	11
C13-3	0,19	0,01	0,42	99,85					
GPN L1	0,13	0,03	1,30	99,98					
$\bar{X}$	0,17 (0,04)	0,07 (0,02)			79 (25)	63 (37)	45 (21)	314 (78)	14 (4)

Ainsi :

- . La silice ( $\overline{\text{SiO}_2} = 78 \%$ ) traduit une silicification post-magmatique caractéristique ;
- . l'alumine : sa teneur décroissante par rapport aux quartz-kératophyres distaux témoigne d'un "effet de fermeture" induit par la silicification mentionnée ci-dessus ;
- . le fer: par rapport aux quartz-kératophyres distaux, sa teneur chute d'environ 42 % (1,87 % en  $\text{FeO}_t$  contre 3,2 % en  $\text{FeO}_t$ ). Cette chute brutale de la teneur en fer est imputable à la disparition des phyllites ferromagnésiennes (chlorite-chlorobiotite-biotite), cédant le pas à une séricitisation de plus en plus prononcée. En fait, le fer constitue l'élément discriminant par excellence entre quartz-kératophyres distaux et proximaux (BELLOTTO, 1983) ;
- . le magnésium : tout comme le fer, cet élément se caractérise par une forte diminution de ses teneurs consécutive au lessivage des minéraux ferromagnésiens ;
- . le calcium : ( $\text{CaO} = 0,67 \%$ ) la diminution des teneurs peut être mise en parallèle avec la rareté de l'épidote ;
- . les alcalins : leur somme reste constante. On note cependant une chute de la teneur en soude corrélatrice à l'acquisition d'un caractère "aphyrique" de plus en plus net des quartz-kératophyres à l'approche de l'ams sulfuré. Le relatif enrichissement en Potasse peut en outre s'expliquer en terme de Potassification (PIBOULE et Al, 1982-83) synchrone du développement de la séricite et/ou de feldspath potassique dans les quartz kératophyres proximaux.
- . le titane : ( $\overline{\text{TiO}_2} = 0,17 \%$ ), encore plus faible que dans les quartz kératophyres distaux, la baisse des teneurs se traduit par la disparition des minéraux ferromagnésiens : biotite verte notamment et du sphène. Cet écart avec les quartz-kératophyres distaux n'est peut-être pas synchrone de l'hydrothermalisme. Ces faibles teneurs en  $\text{TiO}_2$  pouvant être originelles et refléter une extrême différenciation des matériaux rhyolitiques parents ( $\text{SiO}_2$  élevée,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  modérées, etc...).

- . le manganèse : reste indifféremment très faible dans les deux faciès ;
- . les éléments en traces : Y - Sr - Rb - Zr - Nb, réputés inertes dans les processus d'altération post-magmatiques (PEARCE, 1973-79, PEARCE et A<sup>1</sup>, 1979), ces éléments ne montrent aucune variation spectaculaire par rapport aux quartz-kératophyres distaux (cf. tableaux 1 et 2).

### A.3. Les séricitoschistes

(Cf. tableau 3)

Ech. : SB 10 ; STA 5 ; GV 24 ; STA 16.

Le tableau 3 regroupe les moyennes et écarts-types (chiffres entre parenthèses) de 9 analyses nouvelles auxquelles s'ajoutent trois autres extraites de la littérature.

Le caractère altéritique, par métasomatose hydrothermale, de ces matériaux acides s'affirme ici encore davantage. On aboutit à un lessivage quasi-systématique de la soude. Les teneurs en alumine sont beaucoup plus faibles que dans les kératophyres précédents.

- . SiO<sub>2</sub> : situant les flux hydrothermaux minéralisateurs, les séricitoschistes se distinguent par un taux de silice fortement élevé traduisant une silicification tardive. Moyenne : 79 % avec des teneurs étalées entre 75 et 85 % en SiO<sub>2</sub>.
- . Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : ses teneurs chutent progressivement des quartz-kératophyres distaux aux séricitoschistes où elles atteignent un minimum à 7,29 %. Cette variation est corrélée négativement à celle induite par la mobilité de la silice (effet de fermeture). La moyenne en alumine des séricitoschistes par rapport aux quartz-kératophyres reste, cependant, pratiquement constante, confirmant ainsi l'invariance de cet oxyde (MOINE, 1982 ; PIBOULE, 1979).
- . Na<sub>2</sub>O : nettement à l'état de traces (moyenne :  $\approx$  0,07 %) les teneurs en sodium témoignent de la sévérité de l'activité hydrothermale à l'approche de la minéralisation.
- . K<sub>2</sub>O : son taux, comparé aux faciès précédents, varie très peu. Cet oxyde exprime ici l'ultime phase de l'alté-

TABLEAU 3

## SERICITOSCHISTES BLANCS STÉRILES

ELTS ECH.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
SB 10	78,01	10,89	3,51	0,06	1,18	0,00	0,00	2,74
STA 5	76,64	10,48	4,79	0,02	0,61	0,00	0,00	3,17
GB Q1	76,45	7,29	7,26	0,01	0,35	0,08	0,06	2,24
VM	82,33	8,55	4,03	0,01	0,08	0,00	0,08	2,13
GB SC 1-1	83,55	9	2,46	0,00	0,16	0,00	0,00	2,26
GB SC 1-2	80,09	10,64	1,62	0,00	0,93	0,00	0,00	3,46
GV Q4	80,22	11,28	2,11	0,00	0,46	0,00	0,04	2,97
STA 16	75,17	8,64	5,17	0,01	1,03	0,02	0,63	2,73
STA 17	75,20	13,28	1,85	0,01	0,90	0,00	0,00	3,73
SA 6B *	76,65	13,38	0,96	0,02	0,73	T	0,09	3,69
SA 7 *	76,73	11,12	2,11	0,03	0,80	T	0,01	3,33
SA 14L *	85,60	8,01	1,55	0,01	0,20	T	0,07	0,80
$\bar{X}$	78,89 (3,45)	10,21 (1,96)	3,12 (1,87)	0,02 (0,02)	0,62 (0,37)	0,00	0,07 (0,18)	0,18 (0,83)

ELTS ECH.	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	T	Y	Sr	Rb	Zr	Nb
SB 10	0,25	0,01	3,33	99,98					
STA 5	0,11	0,04	4,07	99,93					
GB Q1	0,11	0,03	4,37	98,11	50	19	39	195	7
VM	0,13	0,01	2,91	100,18					
GB SC 1-1	0,13	0,00	2,45	100,01	17	56	30	214	13
GB SC 1-2	0,18	0,01	2,11	99,04					
GV Q4	0,25	0,03	1,95	99,31					
STA 16	0,12	0,16	3,96	97,58					
STA 17	0,26	0,02	2,87	98,12	71	38	57	358	18
SA 6B *	0,29	0,02	3,47	99,40	97	40	64	378	16
SA 7 *	0,14	T	2,81	97,11	104	78	56	375	19
SA 14L *	0,07	T	2,17	98,49	51	<10	36	233	10
$\bar{X}$	0,17 (0,07)	0,03 (0,04)			65 (33)	46,1 (22)	47 (14)	292 (87)	14 (5)

\*: Analyses BELLOTTO

ration sériciteuse à quartz (BEANE, TITLEY, 1981).

. TiO<sub>2</sub> : ( $\overline{\text{TiO}_2} = 0,17$ ), paraît invariant.

. MgO et MnO : respectivement de moyennes 0,62 % et 0,02 %, varient peu par rapport aux précédents faciès.

#### Les éléments en traces

Y - Nb - Zr - Sr - Rb : réputés stables dans les zones d'altération secondaire, ces éléments amorcent, cependant, des variations par endroits notoires, corrélatives à une hydrothermalisation extrêmement sévère. Cela implique que leur inertie est peut-être relative et qu'ils peuvent être légèrement remobilisés dans les zones où ont circulé les solutions les plus chaudes et les plus agressives.

Le tableau 4 donne les moyennes des teneurs en éléments traces des quartz-kératophyres distaux et proximaux et des séricitoschistes.

TABLEAU 4 :

	Y	Nb	Zr	Sr	Rb
Q-K distaux n = 6	96 (11)	16 (4)	365 (33)	74 (53)	31 (29)
Q-K proximaux n = 6	79 (25)	14 (4)	314 (78)	63 (37)	45 (21)
Séricitoschistes	65 (30)	14 (4)	292 (79)	46 (22)	47 (13)

En tenant compte du nombre restreint des analyses rendant ambiguë toute interprétation hâtive, on peut cependant remarquer une légère chute de ces éléments hygromagmaphiles depuis les quartz-kératophyres distaux jusqu'aux séricitoschistes porteurs de la minéralisation. Toutefois, l'examen des écarts types des teneurs moyennes observées permet de conclure que celles-ci sont sensiblement équivalentes pour Y - Nb - Zr en particulier.

Le rubidium se distingue nettement des autres éléments en traces par l'augmentation progressive de ses teneurs parallèlement à une potassification. Cette élévation des teneurs est une preuve que K et Rb sont corrélés entre eux.

Cette élévation linéaire du Rb des quartz-kératophyres aux séricitoschistes et la constance du Nb entre séricitoschistes et quartz-kératophyres blancs permettent d'établir des liens de parenté génétique entre ces trois faciès plus ou moins altérés par l'hydrothermalisme.

Ainsi, les séricitoschistes paraissent être l'expression ultime de l'hydrothermalisation des quartz-kératophyres.

#### A.4. Les tufs-quartz-kératophyres

(Eléments des sondages de fond R 1 et R2 cf. tableau 5)

Rij : i = N° du sondage

j = N° de l'échantillon

R1 (170 m) et R2 sont des sondages de fond réalisés dans "la masse 19<sup>6</sup>, quartier après le contour" (cf. fig. I plan horizontal). Les côtes de départ nous sont malheureusement inconnues. Les deux logs sont essentiellement constitués de tufs-quartz-kératophyres beiges à rosés, rubanés et foliés où des lits quartzofeldspathiques roses alternent avec des lits phylliteux sombres à chlorite, biotite verte et séricite.

. Pour R1, la minéralisation pyriteuse d'abord sporadique devient relativement abondante aux environs de 54 m. Elle s'accompagne alors d'une altération sériciteuse intense (Ech. : R1-14 ; R 1-15 ; R 1-18), à la faveur d'un système de microfractures apparaissant à différents niveaux et donnant un aspect bréchique à la roche.

. R2 est très peu minéralisé et présente des colorations plus sombres corrélatives à l'abondance des minéraux ferromagnésiens.

Le chimisme des échantillons R1j et R2j reflète celui des quartz-kératophyres distaux précédents (cf. tableau 6), dont ils se distinguent : 1 par un caractère fortement magnésien et hypoalcalin (moyenne de la somme des alcalins :  $\approx$  4,29 % contre 6,36 % dans les quartz-kératophyres distaux). 2 : par une légère silicification : SiO<sub>2</sub> = 75 % en A contre 73,47 % en 1. 3 par une baisse des teneurs en aluminium et en fer corrélative au gain de silice (PIBOULE et A<sup>1</sup>, 1982).

TABLEAU 5 (1)

ELTS	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
ECH.								
R 1-1	75,98	12,21	2,06	0,02	1,25	1,24	5,18	0,53
R 1-3	75,14	12,32	2,54	0,01	1,24	0,68	6,13	0,29
R 1-4	79,55	9,91	2,28	0,02	0,67	0,74	5,27	0,03
R 1-5	74,32	11,40	2,60	0,02	1,63	1,05	1,14	2,74
R 1-6	72,35	11,89	2,72	0,03	1,98	2,40	0,38	3,20
R 1-7	73,42	12,92	2,44	0,02	0,80	0,50	6,67	0,7
R 1-8	74,98	13,29	2,34	0,02	1,03	0,58	6,21	0,32
R 1-9	72,86	13,95	2,74	0,03	2,31	0,84	4,15	0,45
R 1-11	75,67	9,24	2,78	0,03	2,64	0,64	3,85	2,33
R 1-12	72,43	12,61	2,47	0,02	2,56	1,25	1,63	2,06
R 1-13	75,93	10,49	2,00	0,01	1,35	1,10	4,50	1,06
$\bar{X}$	74,78 (2,09)	11,84 (1,46)	(2,45) (0,26)	(0,02) (0,01)	(1,58) (0,69)	(0,99) (0,56)	4,10 (2,16)	(1,25) (1,12)
R 1-14	74,50	6,61	3,76	0,01	0,66	0,23	0,00	2,02
R 1-15	76,57	7,78	6,69	0,00	0,52	0,00	0,00	2,31
R 1-18	78,60	6,06	8,18	0,00	0,32	0,01	0,00	1,82
$\bar{X}$	76,56 (2,05)	6,52 (0,88)	8,21 1,54	0,00	0,50 (0,17)	0,08 0,13	0,00	2,05 (0,25)
R 2-1	72,85	13,73	2,46	0,03	1,69	0,97	2,43	2,76
R 2-2	74,90	13,41	2,54	0,02	1,91	0,00	2,61	1,69
R 2-3	81,05	7,88	1,96	0,02	1,67	1,45	3,36	0,00
R 2-4	75,30	12,12	2,80	0,03	2,65	0,73	0,96	2,71
R 2-5	73,44	13,86	2,74	0,02	2,23	0,93	0,97	2,68
R 2-6	75,52	10,85	2,05	0,02	4,15	1,07	5,41	0,13
$\bar{X}$	75,51 (2,91)	11,98 (2,31)	2,43 (0,35)	0,02 (0,01)	2,38 (0,94)	0,86 (0,48)	2,62 (1,66)	1,66 (1,30)



ELTS	TiO2	P2O5	PF	T	Ppm Y	Sr	Rb	Zr	Nb
ECH.									
R 1.1	0,13	0,01	1,92	100,53	64	232	11	344	12
R 1.3	0,15	0,04	1,45	99,99	64	119	5	382	13
R 1.4	0,19	0,00	1,26	99,85	68	96	4	324	21
R 1.5	0,13	0,00	2,94	98,02					
R 1.6	0,18	0,04	3,94	99,03					
R 1.7	0,22	0,00	1,12	98,19	85	99	4	394	19
R 1.8	0,16	0,03	1,19	100,15	88	162	8	395	15
R 1.9	0,17	0,01	1,99	99,50	83	172	12	399	14
R 1.11	0,13	0,04	1,99	99,34	52	87	8	289	10
R 1.12	0,16	0,03	3,84	99,07	83	159	37	415	15
R 1.13	0,20	0,02	2,51	99,14	65	84	19	316	11
$\bar{X}$	0,17 (0,03)	0,02 (0,02)			72,44 (12,54)	134,44 (50,07)	12 10,51	316,35 (123,69)	14,44 (3,61)
R 1.14	0,08	0,03	6,11	100,01	43	28	39	146	9
R 1.15	0,09	0,08	4,16	98,20	50	17	40	188	10
R 1.18	0,00	0,01	5,00	100,00	44	18	29	126	8
$\bar{X}$	0,06 (0,05)	0,04 (0,04)			15,67 (3,79)	21,00 (6,08)	36,00 (6,08)	153,33 (31,64)	9,00 1,00
R 2.1	0,17	0,00	2,98	100,07	93	172	46	441	16
R 2.2	0,16	0,02	2,79	100,04					
R 2.3	0,08	0,06	2,00	99,52	67	132	2	242	9
R 2.4	0,14	0,01	3,17	100,63	90	69	36	374	14
R 2.5	0,16	0,03	2,94	100,00	83	122	58	419	15
R 2.6	0,18	0,01	1,29	100,67	84	104	3	366	21
$\bar{X}$	0,15 (0,04)	0,02 (0,02)			81 (9,83)	106,75 (97,71)	21,75 (27,22)	350,25 (75,84)	14,75 (9,92)

Si l'on accorde une signification à la moyenne des trois échantillons analysés, les teneurs des altérites sériciteuses du sondage R1 (faciès B, tableau 6), se rattachent assez bien à celles des séricitoschistes des haldes (faciès 3, tableau 6), sauf en ce qui concerne le fer (charge en pyrite), l'alumine et la soude (charge albitique).

Cette relative analogie géochimique suggère des liens génétiques entre ces matériaux qui sont en fait des roches acides quartzo-kératophyriques plus ou moins hydrothermalisées.

#### B. Les metabasites spilittiques

(Cf. tableaux 7a - 7b)

La paragenèse ubiquiste à albite/oligoclase-chlorite-hornblende verte-(actinote)-épidote-calcite-(quartz) des metabasites, de la Brévenne orientale, en font des spilites effusives hypabyssales ou plutoniques au sein desquelles s'individualisent des particularités texturales.

A ces spilites typiques, s'ajoutent des metabasites spilittiques d'origine mixte volcano-sédimentaire, clastique à composante tufacée.

##### B.1. Les metabasites spilittiques

A ce stade de l'étude, avant tout discours, il est nécessaire de se poser une question de terminologie : l'usage "galvaudé" du terme "spilite" est-il sans ambiguïté ? Car, nous l'avons vu précédemment avec les volcanites acides, les roches de la Brévenne orientale sont inégalement altérées ; ce qui induit l'existence possible de termes non-spilittiques.

Pour essayer de répondre à cette question, la littérature nous livre un moyen d'investigation. En effet, VALLENCE (1974) in E. D. MULLEN (1983) propose un diagramme binaire % Na<sub>2</sub>O - % CaO pour la distinction entre les termes spilittiques et non spilittiques d'une série basaltique.

En émettant des réserves à la fois sur la fiabilité d'une telle diagrammatique basée sur le comportement d'éléments dotés d'une extrême mobilité au cours des processus hydrothermaux et de "l'arbitraire" de la limite

Facies	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O+H <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> -
1(n=11)	73,47	12,70	3,20	0,04	0,90	1,03	6,36	0,23	0,03
2(n=9)	78,62	10,96	1,87	0,02	0,29	0,67	5,97	0,17	0,03
3(n=12)	78,89	10,21	3,12	0,02	0,62	0,00	2,83	0,17	0,03
A(n=11)	74,78	11,84	2,45	0,02	1,58	0,56	5,35	0,17	0,02
B(n=3)	76,56	6,82	8,21	0,00	0,50	0,13	2,05	0,06	0,04
C(n=6)	75,51	11,98	2,43	0,02	2,38	0,86	4,29	0,15	0,02

1- Q-K- distaux

2- Q-K- proximaux

3- Sericitoschistes

A- Tuf-Q-K-R1

B- Sericitoschistes R1

C- Tuf-Q-K-R2

TABLEAU 6.

TABLEAU 7 a (1)

ELTS	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	
ECH.									
C 18	48,56	16,83	9,98	0,16	6,28	6,28	4,82	0,05	① n = 4
V 2-2	50,23	11,00	7,32	0,17	4,57	12,00	3,37	0,01	
STA 26	51,22	15,17	10,46	0,15	6,79	6,83	4,73	0,38	
C 9	49,82	15,57	10,47	0,14	7,52	6,87	4,44	0,00	
$\bar{X}$	49,96 (1,10)	15,34 (1,16)	9,56 (1,51)	0,16 (0,01)	6,24 (1,35)	8,00 (2,28)	4,34 (0,67)	0,11 (0,18)	
STA 3	44,71	15,50	16,67	0,00	5,63	4,12	3,39	0,60	② n = 7
C 14	46,27	13,74	9,14	0,17	3,17	14,31	4,83	0,00	
V 2-3	47,17	14,87	9,25	0,20	3,14	14,88	3,71	0,00	
V 2-10	47,49	15,62	8,21	0,16	3,45	11,93	4,61	0,00	
V 2-4	53,25	15,49	9,97	0,14	3,17	9,80	3,09	0,29	
SB 9	56,62	14,82	7,89	0,10	4,58	7,24	5,63	0,16	
SB 25-2	46,29	14,34	10,95	0,20	6,15	10,40	4,41	0,55	
$\bar{X}$	48,83 (4,37)	14,91 (0,69)	10,30 (2,99)	0,14 (0,07)	4,18 (1,28)	10,38 (3,82)	4,24 (0,89)	0,23 (0,26)	
C 8	51,01	14,69	11,55	0,17	5,50	6,17	4,64	0,25	③ n = 5
C 1'	52,60	14,71	11,40	0,17	5,36	5,63	4,90	0,20	
C 1	46,59	16,33	13,98	0,15	5,80	6,15	2,97	0,08	
V 2-7	52,13	17,08	9,94	0,20	4,33	6,96	4,33	0,55	
STA 26'	51,22	15,17	10,46	0,5	6,79	6,83	4,73	0,33	
$\bar{X}$	50,71 (2,39)	15,60 (1,06)	11,47 (1,56)	0,24 (0,15)	5,56 (0,82)	6,35 (0,55)	4,31 (0,78)	0,29 (0,18)	
V 2-6	45,68	16,00	9,41	0,21	10,41	9,05	3,39	0,16	④ n = 1
STA 25	43,58	14,43	8,13	0,23	9,70	15,81	4,32	0,36	
E 17	47,63	15,76	9,28	0,14	7,32	10,55	2,82	0,06	
SA 6	52,13	15,17	8,41	0,20	6,33	7,97	5,89	0,78	
SB 17	48,78	16,98	12,61	0,13	5,31	6,10	5,24	0,04	
$\bar{X}$	47,56 (3,23)	15,67 (0,95)	9,57 (1,80)	0,18 (0,04)	6,61 (2,51)	9,90 (3,68)	4,33 (1,27)	0,28 (0,31)	

TABLEAU 7 a (2)

ELTS	TiO2	P2O5	Y	Sr	Rb	Zr	Nb
ECH.							
C 18	1,52	0,35	33	210	5	126	8
V 2.2	0,87	0,18	20	564	4	66	6
STA 26	1,38	0,25	43	262	9	128	5
C 9	1,72	0,25	43	231	3	122	5
$\bar{X}$	1,37 (0,36)	0,26 (0,07)	35	317 (166,21)	5 (3)	111 (30)	6 (1)
STA 3	2,76	0,35	53	113	11	219	7
C 14	2,22	0,37	50	270	1	170	7
V 2.3	2,13	0,34					
V 2.10	1,73	0,30	41	227	T	148	7
V 2.4	1,73	0,45	37	502	10	156	10
SB 9	1,23	0,17	32	321	5	87	5
SB 25.2	2,46	0,36	43	228	12	150	6
$\bar{X}$	2,04 (0,51)	0,33 (0,09)	43 (8)	277 (130)	7 (5)	155 (42)	7 (2)
C 8	2,70	0,34					
C 1'	2,50	0,30	57	234	3	207	6
C 1	2,71	0,39	56	236	2	211	8
V 2.7	1,76	0,35					
STA 26'	1,83	0,25	43	262	9	128	5
$\bar{X}$	2,30 (0,47)	0,33 (0,06)	52 (8)	244 (16)	5 (4)	182 (77)	6 (2)
V 2.6	1,72	0,25	31	293	9	153	6
STA 25	1,87	0,28					
E 17	1,53	0,23	28	337	3	115	8
SA 6	1,33	0,21	27	513	24	121	7
SB 17	2,61	0,35	52	216	2,00	200	7
$\bar{X}$	1,81 (0,89)	0,26 (0,05)	35 (12)	340 (126)	10 (10)	147 (39)	7 (1)

① n = 4

② n = 7

③ n = 5

④ n = 5

TABLEAU 7 b

GROUPE ELTS	I n=4		II n=7		III n=5		IV n=5		V
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$
SiO <sub>2</sub>	19,96	(1,01)	48,83	(4,37)	50,71	(2,39)	47,56	(3,23)	51,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,5	(1,51)	14,91	(0,69)	15,60	(1,06)	15,67	(0,95)	22,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,56	(1,51)	10,30	(2,99)	11,47	(1,56)	9,57	(0,80)	12,5
MnO	0,16	(0,01)	0,14	(0,07)	0,24	(0,15)	0,18	(0,04)	
MgO	6,24	(1,35)	4,18	(1,28)	5,56	(0,88)	6,61	(2,51)	6,6
CaO	8,00	(2,83)	10,38	(3,82)	6,35	(0,35)	9,90	(3,68)	1,4
Na <sub>2</sub> O	4,34	(0,67)	4,24	(0,89)	4,31	(0,78)	4,33	(1,27)	0,3
K <sub>2</sub> O	0,11	(0,18)	0,23	(0,26)	0,29	(0,18)	0,28	(0,31)	0,3
TiO <sub>2</sub>	1,37	(0,36)	2,04	(0,51)	2,30	(0,47)	1,81	(0,49)	5,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	(0,36)	0,33	(0,09)	0,33	(0,06)	0,26	(0,05)	
Y	35		43	(8)	52	(8)	35	(12)	
Sr	317	(166,21)	277	(130)	244	(16)	340	(126)	
Rb	5	(3)	7	(5)	5	(4)	10	(10)	
Zr	111	(30)	155	(42)	182	(17)	147	(39)	
Nb	6	(1)	7	(2)	6	(2)	7	(1)	

des champs, nous l'utiliserons cependant.

Diagramme Na<sub>2</sub>O - CaO

(VALLENCE, 1974)

(Cf. fig. 11)

Le report de nos échantillons dans ce diagramme montre :

- . un regroupement maximum (41 % de la population analysée ; n = 27), dans le champ "non spilité", où les individus se classent en deux groupes A et B respectivement pauvres et riches en Na<sub>2</sub>O caractérisés par une corrélation positive entre Na et Ca ;
- . à la limite des champs spilité et non spilité, on obtient un regroupement de A et B qui semblent s'éclater en plusieurs lignées distinctes ;
- . dans la zone spilitique, le regroupement semble anarchique avec une inversion de la corrélation Na - Ca précédente qui s'amorce en dessous des teneurs inférieures à 10 % CaO pour disparaître vers 5 % environ.

Ce phénomène remarquable trouve son explication dans les processus hydrothermaux présidant la spilitisation et caractérisés par la mobilité d'éléments tels que : Mg - Na - K - Ca (CANN, 1979). Cette dispersion et l'inversion de la corrélation positive peut signifier la perturbation d'une relation originelle héritée du stade magmatique.

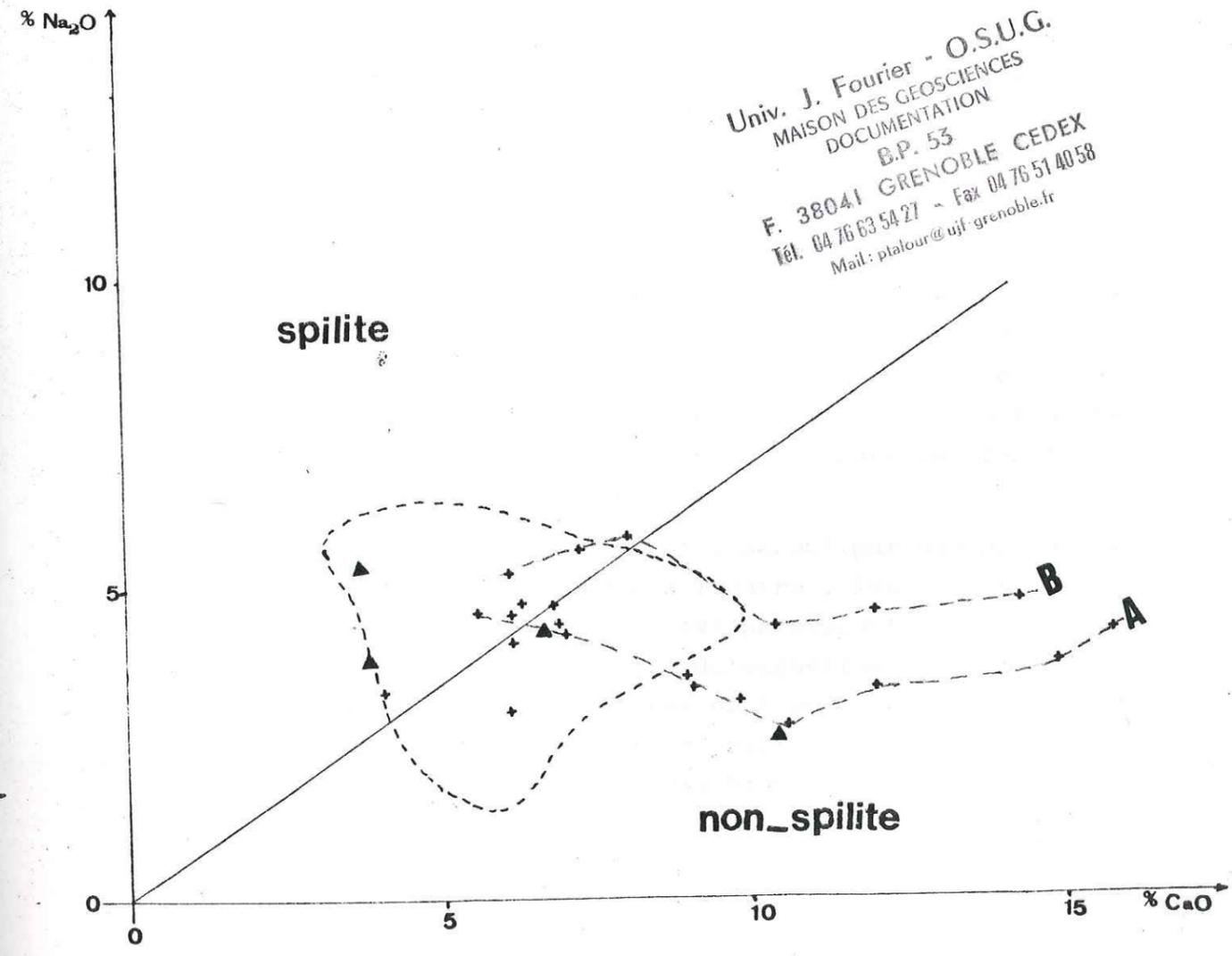
En résumé :

Comme cela a été suggéré plus haut, les metabasites de la Brévenne orientale ne sont pas toutes des spilites. Certaines ont bien pu conserver leurs caractères géochimiques originaux. L'emploi du terme "spilite" peut donc être abusif et ambigu. Toutefois, étant donné le caractère aléatoire de la spilitisation, nous adopterons ici le terme de "spilite".

Les metabasites spilitiques comprennent :

- 1) Les spilites microlitiques (I). Echantillons types : C 18 - V 2-2 - STA 26 - C 9 (II) ;
- 2) les spilites à texture doléritique subtrachytique : échantillons types : STA 3 - C 1 - V 2-3 - (III) V 2-10 - V 2-4 - SB 9.

Fig. 11 Diagramme % Na<sub>2</sub>O - % CaO (d'après Vallengue, 1974)  
Les metabasites de la Brévenne orientale sont caractérisées par une spilitisation différentielle.



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

3) les spilites schisteuses amphibolitiques : échantillons types : C 1' - C 1 - V 2-7 - C 8 (IV) ;

4) les spilites microgrenues : échantillons types : V 2-6 - STA 25 - SA 6 - E 17.

Le tableau 7 b donne les compositions chimiques moyennes avec les écarts-types (entre parenthèses) de ces différents groupes.

La colonne V donne la composition d'un verre tholéitique hydrothermalisé dans le faciès à zéolite (leg 65 - site 485 ; A.DESPRAIRIES et C. JEHANNO, 1982).

De l'observation du tableau 7b, un caractère spilitique des metabasites s'affirme par des apports Na2O / K2O élevés, une grande variabilité des teneurs en chaux (écart-type 2,83). Ces différentes fluctuations attestent de l'amplitude des processus d'altération.

L'étalement des teneurs moyennes en SiO2 (47,56 % à 50,71 %), la nature hypoalumineuse des différents groupes de spilites (Al2O3 16 %) et les teneurs en TiO2, généralement élevées quoique marquées d'une variabilité d'un groupe à l'autre, témoignent du caractère tholéitique d'un magma parent inégalement spilitisé.

. Fe2O3 : l'enrichissement de cet oxyde dans les metabasites est caractéristique. S'il peut relever de la présence parfois systématique de la pyrite dans les paragneuses, il souligne surtout un caractère tholéitique de ces matériaux, qui sont parfois très fractionnés (cf. TiO2, P205).

. MgO : le magnésium est ici marqué par une grande variabilité d'un groupe à l'autre ; les spilites microgrenues (tableau 7 b - IV) paraissent les plus magnésiennes. La variabilité du magnésium au sein d'une même famille de spilites peut en outre, trahir l'empreinte d'une altération spilitique hétérogène (M. FONTEILLES, 1970 ; in PIBOULE, 1982).

. Na2O - K2O : le comportement des alcalins dans les metabasites, comme ailleurs au niveau des volcanites acides, traduit, en force, l'histoire spilito-hydrothermale de la Brévenne orientale avec apport metasomatique

en soude des fluides hydrothermaux silicatés (série hypersodique) couplé à un lessivage du potassium et du calcium (M. FONTEILLES, 1968 ; ONHENSTETTER, 1981, in P. JOUCHOUX, 1983).

- . TiO<sub>2</sub> : lié au fer par une corrélation positive, cet élément discrimine le mieux roches basiques et acides. Réputé inerte au cours des altérations post-magmatiques (MYASHIRO, 1975 ; PEARCE, 1984), l'étalement de ses teneurs (1,37 % - 2,30 %) révèle les fractionnements des laves qui ont un cachet tholéïtique.
- . Les éléments en traces : Y - Sr - Rb - Zr - Nb .
  - Sr : corrélé avec le calcium (JOUCHOUX, 1983), cet élément présente un enrichissement spectaculaire. Pour les formations acides, les teneurs moyennes sont de 21 ppm à 134 ppm tandis qu'elles évoluent de 244 ppm à 340 ppm. Le strontium est considéré comme un élément semi-mobile (CANN, 1970).
  - Rb : assez fluctuant, le rubidium montre des teneurs faibles dans les metabasites. Il est corrélé au potassium.
  - Y - Zr - Nb : éléments réputés en général peu ou pas mobiles sous les conditions du faciès schiste-vert (PIBOULE, 1982). Leurs caractères hygromagmaphiles s'affirment dans les metabasites par leurs teneurs déprimées dans ces faciès spilitique, et leur enrichissement dans les laves basiques les plus fractionnées. Ils sont toujours corrélables entre eux (PEARCE, 1984).

#### B.2. Les chloritoschistes

(Cf. tableau 8 a-b)

L'étude pétrographique a permis, en fonction de leurs positions spatiales, de leurs aspects macroscopiques et texturaux, de définir trois groupes de chloritoschistes caractérisés par une quasi-convergence minéralogique :

- . Les chloritoschistes intraminéralisations ;
- . les chloritoschistes tuffacés périminéralisations ;
- . les chloritoschistes minéralisés tuffacés microbréchiques.

TABLEAU 8a (1)

ELTS	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
ECH								
<u>VI</u> n=4								
STA 8	53,89	17,06	7,82	0,15	7,67	0,37	0,00	2,54
STA 12-2	58,28	13,83	9,93	0,26	6,06	0,23	0,17	2,37
STA 53	58,52	9,74	8,84	0,19	10,05	0,27	0,00	0,52
SA 12*	53,21	15,39	9,89	0,12	8,63	0,02	0,08	2,37
$\bar{X}$	55,98	14,01	9,12	0,18	8,10	0,22	0,06	1,95
	(2,82)	(3,13)	(1,00)	(0,06)	(1,68)	(0,15)	(0,08)	(0,96)
<u>VII</u> n=4								
E 24	62,11	18,37	7,63	0,05	1,99	0,29	0,74	3,60
STA 12-10	64,55	9,40	8,93	0,16	7,64	0,22	0,84	1,59
STA 52	62,72	16,12	4,37	0,03	5,53	0,60	4,36	1,62
SA 15*	63,06	16,41	2,78	0,04	3,26	1,96	1,01	4,55
$\bar{X}$	63,11	15,07	5,93	0,07	4,61	0,77	1,75	2,84
	(1,09)	(3,9)	(2,84)	(0,06)	(2,50)	(0,81)	(1,74)	(1,48)
<u>VIII</u> n=4								
VM 9	55,94	15,16	9,77	0,34	8,25	0,70	2,31	0,45
VM 7	48,81	16,37	11,73	0,28	7,70	3,76	4,63	0,00
VM 6	45,96	12,56	16,75	0,29	9,13	1,13	1,72	0,00
VM 8	50,31	14,01	11,22	0,33	8,91	3,80	2,24	0,00
$\bar{X}$	50,30	14,53	12,37	0,31	8,50	2,35	2,73	0,11
	(4,20)	(1,63)	(3,04)	(0,03)	(0,65)	(1,66)	(1,30)	(0,23)

TABLEAU 8a (2)

ELTS	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Y	Sr	Zr	Rb	Nb
ECH							
<u>VI</u> n=4							
STA 8	2,87	0,46	54	83	225	44	8
STA 12-2	2,37	0,26	50	58	187	45	6
STA 53	1,73	0,19	35	14	138	12	5
STA 12*	2,64	0,4	65	48	207	49	8
$\bar{X}$	2,40	0,33	52	51	189	38	7
	(0,49)	(0,12)	(13)	(29)	(38)	(17)	(2)
<u>VII</u> n=4							
E 24	0,96	0,11	34	42	161	132	15
STA 12-10	0,18	0,18					
STA 52	0,22	0,04	98	88	441	34	18
SA 15*	0,26	0,04		43		83	
$\bar{X}$	0,41	0,09	66	58	301	83	17
	(0,37)	(0,07)	(45)	(26)	(198)	(49)	(2)
<u>VIII</u> n=4							
VM 9	1,92	0,31					
VM 7	2,42	0,30					
VM 6	1,90	0,33					
VM 8	1,99	0,27					
$\bar{X}$	2,06	0,30					
	(0,24)	(0,02)					

TABLEAU 8b

ELTS	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
GROUPES											
I	49,96	15,34	9,56	0,16	6,24	8,00	4,34	0,11	1,37	0,26	
n = 4	(1,10)	(1,16)	(1,51)	(0,01)	(1,35)	(2,88)	(0,67)	(0,18)	(0,36)	(0,07)	
II	48,83	14,91	10,30	0,14	4,18	10,38	4,24	0,23	2,04	0,33	
n = 7	(4,37)	(0,69)	(2,91)	(0,07)	(1,28)	(3,82)	(0,89)	(0,26)	(0,51)	(0,09)	
III	50,71	15,60	11,47	0,24	5,56	6,35	4,31	0,29	2,30	0,33	
n = 5	(2,39)	(1,06)	(1,56)	(0,15)	(0,88)	(0,55)	(0,78)	(0,18)	(0,47)	(0,06)	
IV	47,56	15,67	9,57	0,18	6,61	9,90	4,33	0,28	1,81	0,26	
n = 5	(3,23)	(0,95)	(1,80)	(0,04)	(2,51)	(3,68)	(1,27)	(0,31)	(0,49)	(0,05)	
VI	55,98	14,01	9,12	0,18	8,10	0,22	0,06	1,95	2,40	0,33	
n = 4	(2,82)	(3,13)	(1,00)	(0,06)	(1,68)	(0,15)	(0,08)	(0,96)	(0,49)	(0,12)	
VII	63,11	15,07	5,93	0,07	9,61	0,77	1,75	2,84	0,41	0,09	
n = 4	(1,04)	(3,91)	(2,84)	(0,06)	(2,50)	(0,81)	(1,74)	(1,48)	(0,37)	(0,07)	
VIII	50,26	11,53	12,37	0,31	8,50	2,35	2,73	0,11	2,06	0,30	
n = 4	(4,20)	(1,63)	(3,04)	(0,03)	(0,65)	(1,66)	(1,30)	(0,23)	(0,21)	(0,02)	
IX	B 233-2	17,16	19,39	6,44	0,18	7,23	7,97	2,05	4,63	0,91	0,07
	VM 86	56,7	19,2	8,82	0,35	2,40	0,16	1,75	3,56	0,91	0,03
X		49,40	15,58	9,91	0,17	6,53	8,42	3,30	0,65	1,63	0,21
n = 15	(4,35)	(1,73)	(2,56)	(0,66)	(1,65)	(3,10)	(0,99)	(0,62)	(0,70)	(0,14)	
XI		63,00	16,91	6,48	0,15	2,09	0,98	1,76	3,11	0,88	0,11
n = 14	(6,11)	(3,60)	(2,69)	(0,14)	(0,75)	(0,98)	(1,54)	(1,07)	(0,97)	(0,09)	

Aux trois groupes ainsi définis s'ajoute un quatrième particularisé par une paragenèse à biotite avec des faciès à composante détritifique.

#### B.2.1. Les chloritoschistes minéralisés tufacés et microbréchiques

Ech. : VM 6 ; VM 7 ; VM 8 ; VM 9.

Ces échantillons proviennent du sondage des Vieilles-Mines. Les compositions, en pourcentages pondéraux d'oxydes accompagnés des moyennes et écarts-types (entre parenthèses) par éléments sont consignés dans les tableaux 8 a (% pondéraux, moyennes et écarts-types) et 8 b (moyennes des % pondéraux, écarts-types). Dans ce dernier tableau, un essai de comparaison des différents groupes de chloritoschistes avec les différents groupes de spilites est tenté ; les chloritoschistes sont également comparés aux :

- . Métasiltites basiques (XI - 8 b) (VUAGNAT) ;
- . métavolcanoclastites (X - 8 b) (C. DURAND, 1981).

Les chloritoschistes microbréchiques se particularisent par :

- . un caractère hypoalumineux : ( $\overline{\text{Al}_2\text{O}_3} = 11,50 \%$ ) présentant une grande variabilité (écart-type : 1,63) ;
- . un trait nettement magnésien :  $\text{MgO} = 8,50 \%$ , imputable à l'abondance des minéraux ferromagnésiens, notamment chlorite et biotite verte ;
- . des teneurs élevées en fer, corrélables à la fois avec la présence systématique de la pyrite (témoin de conditions réductrices) et l'ubiquité du couple biotite-chlorite ;
- . une hypoalcalinité :  $\text{Na}_2\text{O} = 2,75 \%$  ;  $\text{K}_2\text{O} = 0,11 \%$ . Les teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  reflétant celles de basaltes banaux (DURAND, 1981) peuvent résulter d'une forte mobilité du sodium dans l'ultime phase d'altération des spilites. Les teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$  sont, elles aussi, comparables à celles des spilites ;
- . ses fortes teneurs en  $\text{TiO}_2$  (moyenne : 2,06 %) rappellent celles des spilites à textures intersertales (II, tableau 8 b).

Aux individualités près ci-dessus, les chloritoschistes microbréchiques présentent des analogies géochimiques significatives avec les spilites schisteuses amphiboliques (III, tableau 8 b), ou avec les métavolcanoclastites basiques (X, tableau 8 b). A ces analogies géochimiques s'ajoutent des critères de position : le faciès bréchique, débutant le log du sondage de Vieilles-Mines, se superpose à des metabasaltés qu'il contient souvent en intercalations.

L'ensemble de ces caractères fait de ces chloritoschistes des autobrèches basiques dont la genèse est envisageable dans un magmatisme sous-marin avec une autobrêchification de "retrait" au sommet des coulées.

#### B.2.2. Les chloritoschistes (intraminéralisation) et les chloritoschistes tufacés (périninéralisation)

(Cf. tableaux 8 a-b)

- . Chloritoschistes intraminéralisations ; Ech. types : STA 8 ; STA 12-2 ; STA 53 ; SA 12 ;
- . chloritoschistes périninéralisations ; Ech. types : E 24 ; STA 12-10 ; STA 52 ; SA 15.

Ces deux faciès présentent de particularités rattachables à leurs modes de gisement et cela, surtout à la carrière Saint-Antoine.

#### A. Les chloritoschistes intraminéralisations

(Cf. tableau 8 b ; n° VI)

Ils s'individualisent, avant tout, par :

- . Un caractère hypoalcalin :  $Na_2O = 0,06 \%$  ;  $K_2O = 1,95 \%$  constaté ailleurs dans les séricitoschistes ;
- . de fortes teneurs en  $TiO_2$  et  $MgO$  respectivement imputables aux oxydes ferrotitanés abondants dans ces roches et aux minéraux ferromagnésiens (chlorite surtout) ;
- . une hypoaluminité ;
- . des teneurs en silice reflétant celles des basites intermédiaires ( $SiO_2 > 54 \%$ ).

## B. Les chloritoschistes tufacés périminéralisation

Ce faciès se distingue du précédent par :

- . Un gain en silice :  $\overline{\text{SiO}_2} = 63,11 \%$  contre  $55,98 \%$ . Cet enrichissement s'accompagne de la chute des principaux oxydes :  $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{TiO}_2$ , corrélable à la présence du plagioclase ;
- . des teneurs en sodium relativement élevées, dues aux reliques plagioclasiques observables en lames minces.

### B.2.3. Le diagramme Na/Al - K/Al (B.MOINE, 1982)

(Cf. fig. 12)

Le report de nos échantillons dans ce diagramme adapté à la caractérisation des formations sédimentaires montre nettement que ces chloritoschistes, tous groupes confondus, se répartissent soit dans le champ des grauwackes, soit dans le domaine des shales avec une totale absence de matériaux arkosiques.

Chloritoschistes tufacés périminéralisations et chloritoschistes minéralisés tufacés et microbréchiqes se répartissent indifféremment entre ces deux domaines, tandis que les chloritoschistes intraminéralisations se rattachent aux shales.

#### En résumé :

La quasi identité des paragenèses minérales de ces différents groupes de matériaux, en tenant compte des effets de l'activité hydrothermale qui les affecte différemment et qui conduit aux écarts pétrographiques et géochimiques constatés, nous a portés à croire qu'il s'agit là de matériaux mixtes volcanosédimentaires.

Leur analogie chimique avec des matériaux détritiques à composante terrigène et volcanogène (comparez : VII, (tableau 8 b) et XII) en fait des métasiltites. Le gisement très localisé, en intercalations stratiformes dans les tufs-quartz-kératophyres et dans les schistes verts amphiboliques suggère un dépôt de matériel mixte à caractères terrigènes. Ces matériaux, particulièrement fréquents à la base de la série de la Brévenne définissent

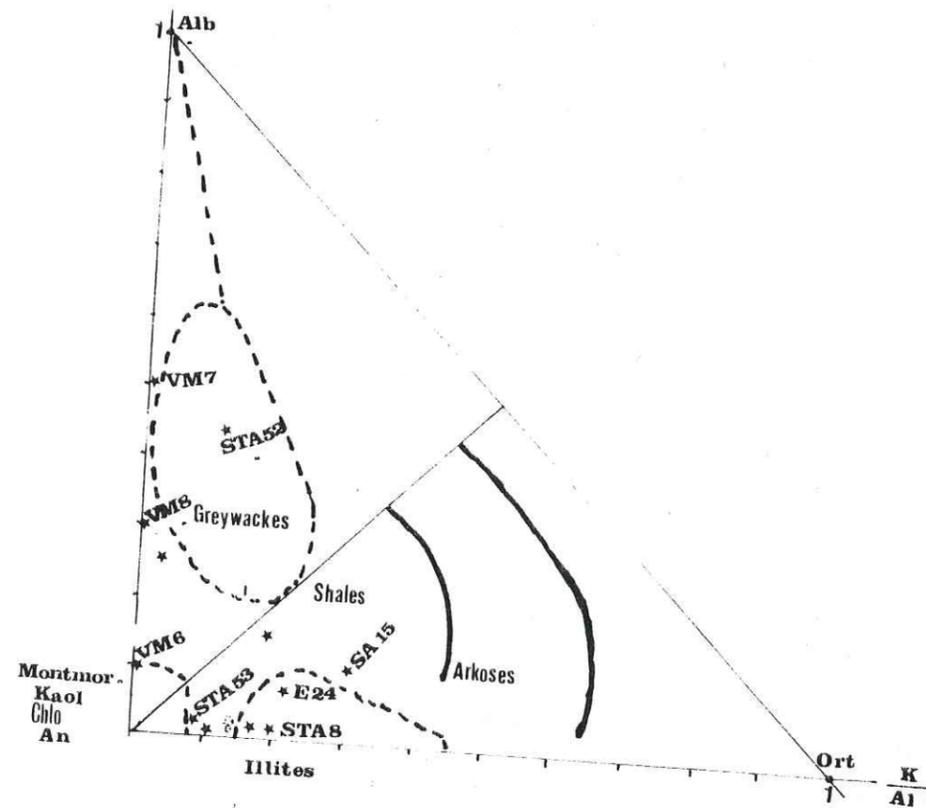


Fig .12 Diagramme sédimentaire Na/Al - K/Al (d'après B. Moine ,1982)  
Nature géochimique des chloritoschistes

un horizon stratigraphique discontinu au voisinage du socle, et à proximité des grandes zones minéralisées (Sain-Bel, Chessy, Beaujolais, etc...). Ils correspondent à une période de rémission ou d'accalmie volcanique où les dépôts sédimentaires fins terrigènes ou mixtes se sont mis en place.

CONCLUSION A LA TYPOLOGIE CHIMIQUE DES ROCHES DE LA BREVENNE ORIENTALE

De l'examen de la typologie chimique des formations de la Brévenne orientale, il ressort une série de constatations :

- . La nature quartzo-kératophyrique de la pile de volcanites acides est rendu manifeste par un trait hypersiliceux :  $SiO_2 > 70 \%$  ;
- . un lien **géo**chimique significatif existe entre quartz-kératophyres et séricitoschistes porteurs de la minéralisation ;
- . la série volcanique basique, par ses teneurs en  $TiO_2$  (1,37 à 2,33 % en  $TiO_2$ ), la variation des teneurs en Fe - Sr - Rb - K, invoque une lignée tholéïtique caractérisée par une quasi-inexistence de volcanites intermédiaires à composition andésitique ;
- . ces formations acides et basiques sont hypersodiques et hypopotassiques, rendant compte de la nature spilito-kératophyrique de la série. Les variations progressives des teneurs en soude et en chaux depuis <sup>des termes</sup> peu transformés, jusqu'à des spilites "vraies", montrent bien le caractère ménagé de la transformation des roches basiques.

## CHAPITRE II

### ESSAI DE RECONNAISSANCE DU MAGMATISME ORIGINEL

#### Généralités

Passée cette étape succincte, simplement typologique des volcanites de la Brévenne orientale, il convient d'aller plus loin dans nos investigations afin de mieux cerner l'objet qui nous concerne en tentant de répondre à certaines questions fondamentales, telles que la nature de la série magmatique originelle parente de ce volcanisme, ses tendances géochimiques et les modalités de son fractionnement.

L'accession à ces différentes informations est rendue possible, généralement, par les comportements des éléments majeurs et/ou des éléments-traces. Toutefois, cette tâche est délicate en raison des profondes modifications géochimiques entraînées par les phénomènes d'altérations post-magmatiques par migration de ces éléments (PEARCE, 1979 ; CANN, 1979 ; PIBOULE, 1982).

La série volcanique de la Brévenne, épanchée en partie en milieu sous-marin de faible bathymétrie (PETERLONGO, 1970-82 ; DURAND, 1981 ; VUAGNAT, 1984), est affectée d'un métamorphisme du faciès schiste-vert atteignant souvent le début des faciès amphibolitiques (M. FONTEILLES, 1968), succédant à la fois à une spilitisation différentielle et à une altération hydrothermale sévère, liée à la circulation des flux hydrothermaux minéralisateurs contemporains du volcanisme. Ce sont là autant de phénomènes qui ont pu oblitérer les caractères originels des magmas parents et dont la connaissance impose, par voie de conséquence, des préalables méthodologiques.

L'étude du comportement des éléments majeurs et traces dans les Paléomagmatismes a permis à différents auteurs (PEARCE et CANN, 1973 ; FLOYD et WINCHESTER, 1975-77, PEARCE et NORRY, 1979) de démontrer l'inertie de certains éléments tels que Y - Nb - Zr - Ti, au cours des altérations post-magmatiques. Certains éléments majeurs (Al, Fe, Si, (Mg)) sont également jugés invariants au cours d'une altération spilitique (M. FONTEILLES, 1968 ; BESSON et FONTEILLES, 1977).

En tout état de cause, l'exploitation diagrammatique qui suivra prendra essentiellement en compte la géochimie, d'une

part, des éléments hygromagmaphiles (Y, Nb, Zr) traceurs du fractionnement magmatique et, d'autre part, celle des éléments majeurs dotés d'une relative stabilité.

#### A. Nature de la série magmatique

Une première approche de cette question pourrait être la recherche de la nature alcaline ou subalcaline de la série magmatique originelle. A ce titre, la littérature nous offre un certain nombre de modèles d'explications diagrammatiques discriminant les séries alcalines et subalcalines. Les diagramme Zr/TiO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub>, par exemple, proposé par FLOYD et WINCHESTER (1973) est un outil qui permet de répondre facilement à ce type d'interrogation.

##### A.1. Nature alcaline ou subalcaline de la série ?

(Cf. fig.13 )

Le diagramme de FLOYD et WINCHESTER (1973-77) utilisant les rapports Zr/TiO<sub>2</sub> (deux éléments invariants et traceurs du fractionnement magmatique) corrélés avec la silice permet une nette discrimination entre séries magmatiques alcalines et subalcalines.

Le report de nos analyses dans un tel diagramme montre :

- . Pour les roches basiques, une concentrations des points représentatifs dans le champ des basaltes subalcalins. Cette concentration est corrélative à l'accroissement, au cours du fractionnement magmatique, du rapport Zr/TiO<sub>2</sub>. Trois individus s'inscrivent dans le champ des basaltes alcalins (Ech. : C 14 ; V 2-6 ; STA 3). La série se caractérise, de plus par l'absence de metabasites intermédiaires à composition andésitique ;

- . pour les roches acides, quartz-kératophyres et tufs-quartzo-kératophyriques se regroupent dans le domaine des rhyolites avec un léger fléchissement dans le champ à comendite-pantélérite et une légère tendance rhyodacitique.

L'étalement du nuage des volcanites acides amène quelques remarques :

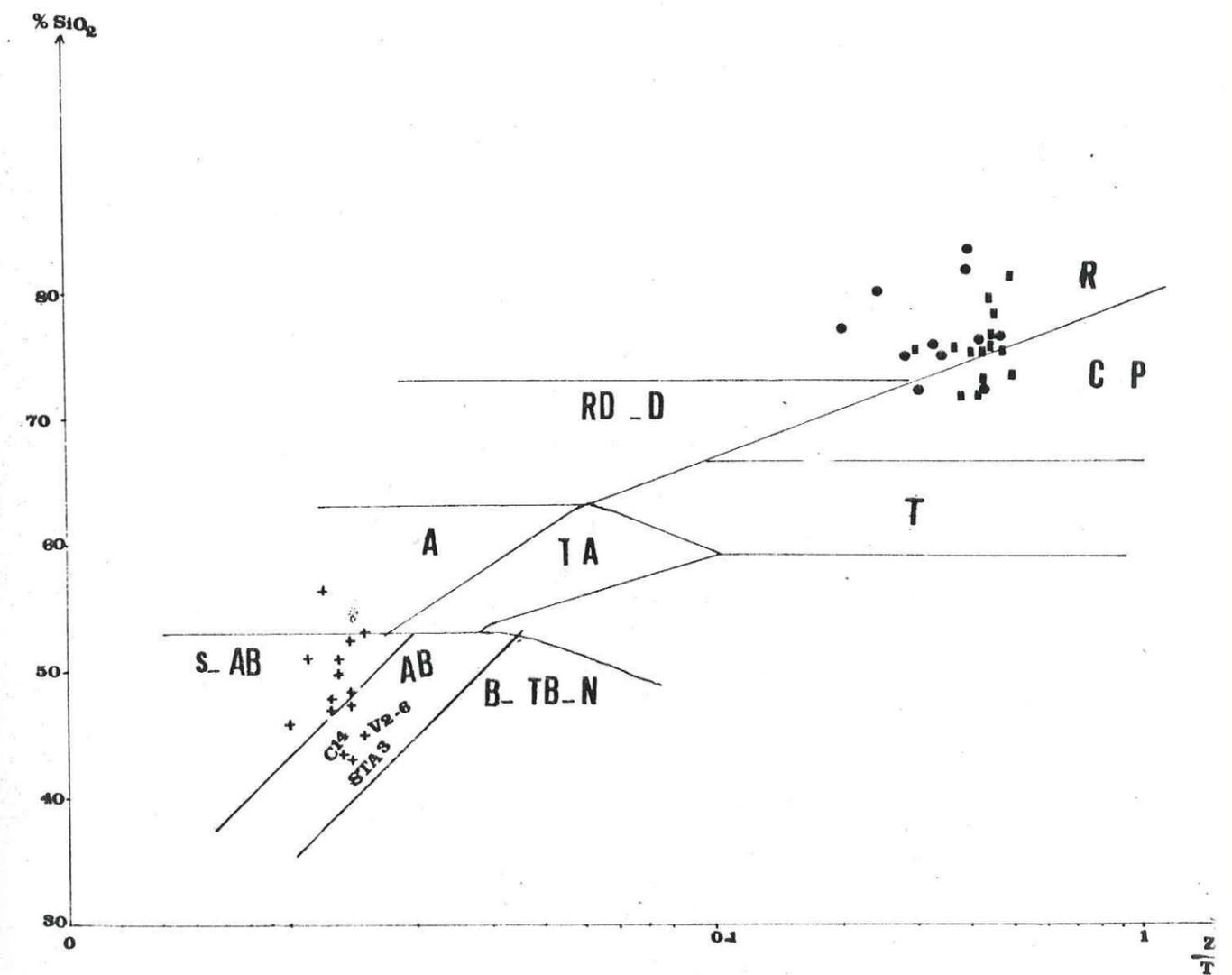


Fig. 13 Diagramme  $\text{SiO}_2 - \text{Zr} / \text{TiO}_2$  (Winchester et Floyd, 1977)

Les metabasites de la Brève orientale présentent des caractères de basaltes sub-alcalins marqués par un hiatus de matériaux de composition géochimique intermédiaire. Les volcanites acides s'assimilent à des métarhyolites

- . Un enrichissement en zirconium reflétant une diminution des teneurs en titane (qui perd ainsi son caractère d'élément incompatible) peut être consécutif à la précipitation de minéraux ferrotitanés observés dans les plaques minces ;
- . l'étalement du nuage des quartz-kératophyres rapportés à des rhyolites suggère l'existence de différentes lignées évoluées à partir d'une même souche basaltique.

#### Eléments de conclusion

La série de la Brévenne orientale manifeste un caractère subalcalin marqué par l'absence de matériaux andésitiques.

Cette lacune pose le problème de la définition de la série en terme de volcanisme bimodal.

La dispersion des quartz-kératophyres et tufs-quartz-kératophyres pourrait témoigner de la coalescence de plusieurs lignées magmatiques à partir d'une "souche" basaltique multiple aux stades évolués du fractionnement.

#### A.2. Les tendances géochimiques du magma subalcalin

A ce stade de l'étude, la nature subalcaline de la série étant établie, il s'agit, maintenant, d'en déterminer les tendances : calcoalcalines ou tholéïtiques. Divers diagrammes permettent d'atteindre ce but.

##### A.2.1. Le diagramme A-F-M de BESSON et FONTEILLES (1974), PEARCE et A<sup>1</sup> (1977)

(Cf. fig. 14 )

Ce diagramme utilisant les variations de  $Al_2O_3$  -  $FeO_t$  - et  $MgO$ , (éléments relativement inertes) permet de déterminer la nature tholéïtique ou calcoalcaline d'un magma subalcalin.

Le report de nos analyses dans ce diagramme rend manifeste un enrichissement en fer au stade précoce de la différenciation magmatique caractérisant une évolution tholéïtique.

Dans les volcanites acides, correspondant à un stade hautement différencié du magma, une grande dispersion des points représentatifs s'observe. Cet éclatement de la population acide peut être dû, du moins en partie, à

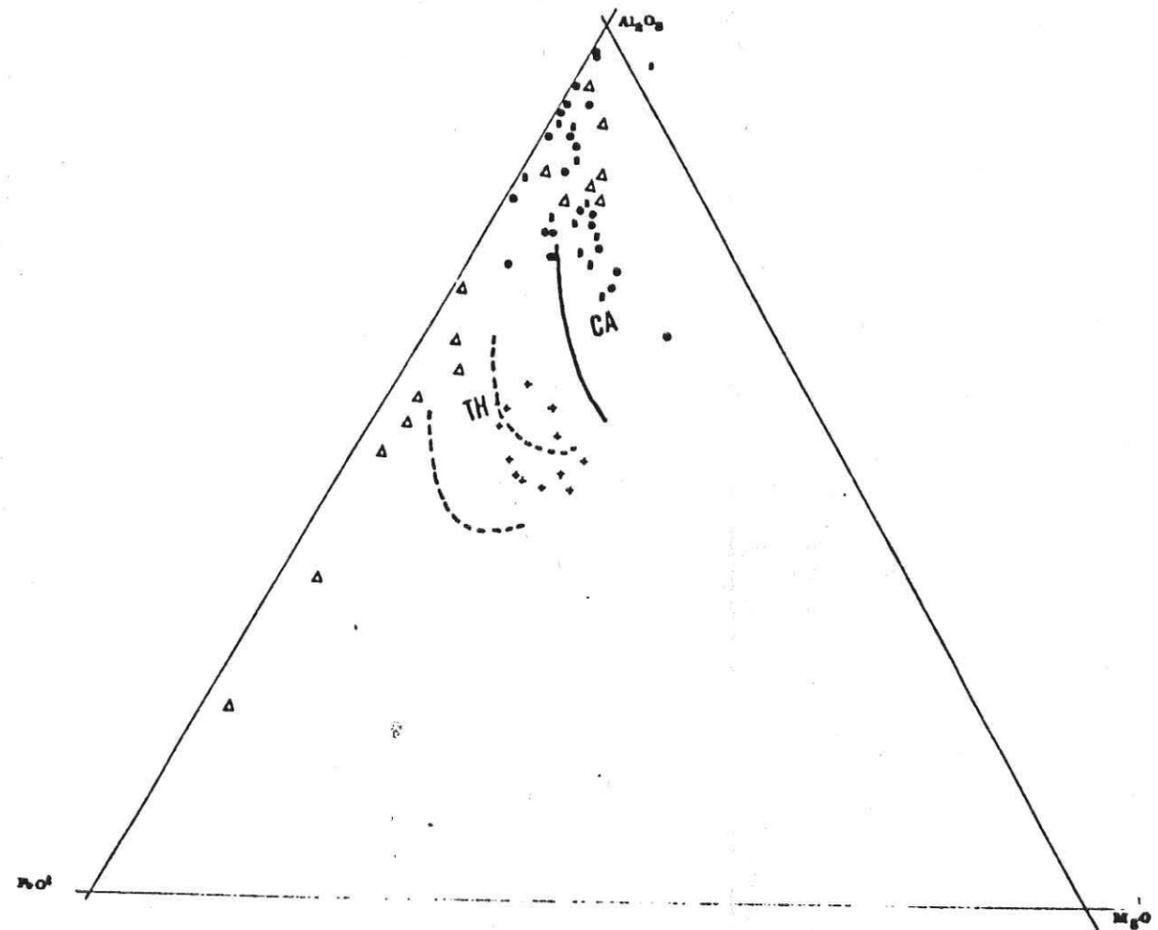


Fig. 14 - Diagramme A.F.M (d'après Besson et Fonteilles, 1974)

Les metabasites de la Brévenne orientale s'apparentent à des liquides tholéitiques ; l'évolution ambiguë, calcoalcaline, des laves et tufs kératophyriques témoigne de la spilitisation et de l'hydrothermalisation de ces matériaux

une intensité croissante des phénomènes d'altération. Ainsi, l'attraction des séricitoschistes vers le pôle FeO est due à la présence systématique de la pyrite dans ces roches. Cette dispersion peut également être le résultat d'une éventuelle immiscibilité lors du fractionnement magmatique. Lors de l'ultime phase de la différenciation, la tendance correspondrait à un fractionnement de type calcoalcalin.

Toutefois, le fer et le magnésium, voire l'aluminium, intervenant dans les échanges ioniques au cours des interactions basaltes-eau de mer (MOTTE, 1982), leur utilisation dans de telles investigations peut être source d'erreurs.

Leurs comportements, considérés par certains auteurs comme relativement inertes aux sollicitations hydrothermales doivent être considérés avec prudence en raison de résultats récents apportés par les géochimistes.

#### A.2.2. Le diagramme A-F-M de KUNO (1968) (Fig.15)

Les facteurs discriminants entre lignées tholéitiques et calcoalcalines de ce diagramme sont représentées par l'enrichissement en fer qui type les tholéïtes ("Fenner trend") et l'accroissement des teneurs en alcalins qui caractérise les lignées calcoalcalines.

Or, les roches de la Brévenne orientale sont affectées d'une importante spilitisation inégalement répartie. La typologie chimique ayant établi l'évidence du caractère hypsodique de ces formations, le risque d'ambiguïté est grand.

Les termes basiques montrent un "Fenner trend" évident qui les rapporte aux séries tholéitiques. Cet enrichissement en fer est consécutif à un fractionnement sous faible pression d'eau où les oxydes ferrotitanés ne se forment que tardivement, après précipitation de la majorité des minéraux ferromagnésiens.

Comme dans le précédent diagramme, les métarhyolites manifestent une évolution calcoalcaline ("Bowen trend"). Si un enrichissement en alcalins est envisageable au stade final de la différenciation magmatique, la part due à la spilitisation est ici importante et risque d'avoir totalement oblitéré les caractères antérieurs.

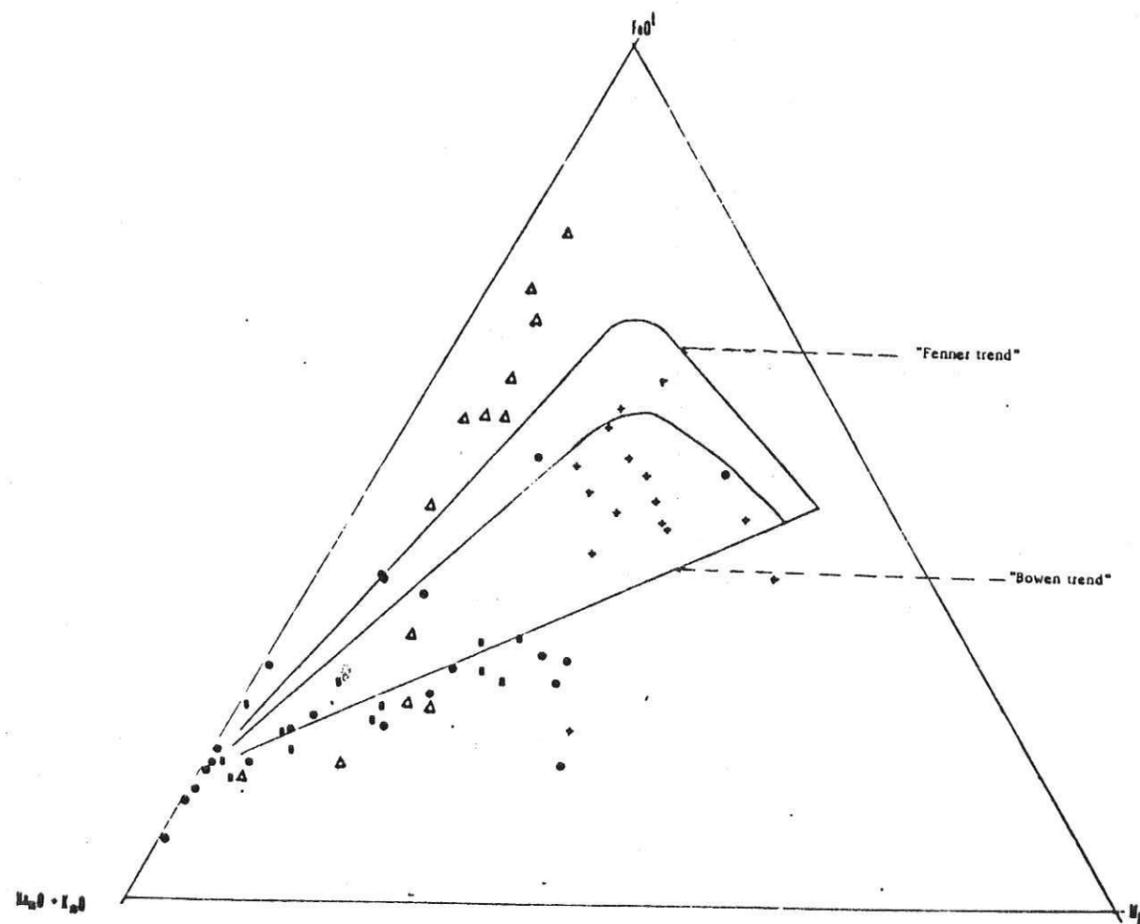


Fig. 15 Diagramme A.F.M (d'après Kuno, 1968)

Les metabasites montrent un "Fenner trend" caractéristique des lignées tholéitiques. Par suite de la spilitisation et de l'hydrothermalisation, les volcanites acides manifestent un "Bowen trend" caractérisé par une grande dispersion du nuage de points représentatifs

A ce propos, l'assez grande dispersion des points représentatifs des volcanites acides pourrait être symptomatique.

#### A.2.3. Les diagrammes de MIYASHIRO (1973-75)

(Cf. fig.16 )

Ces diagrammes utilisant les teneurs en  $TiO_2$ ,  $FeO_t$ ,  $SiO_2$  en fonction du rapport  $FeO_t/MgO$  pris comme indice de différenciation, permettent des descriptions assez précises des séries subalcalines en termes de séries tholéitiques ou calcoalcalines.

L'usage de tels diagrammes révèle la nature tholéitique des metabasites de la Brévenne orientale. Le "Fenner trend" est caractéristique : la teneur en  $TiO_2$  est fonction croissante de la teneur en fer total. Les points représentatifs se répartissent dans le champ des tholéïtes d'arc insulaire ou des tholéïtes abyssales.

Le fractionnement semble se dérouler à partir de deux lignées magmatiques dans des proportions inégales. Ces deux lignées sont rendues manifestes par deux populations de metabasites distinguées par leurs teneurs moyennes en  $TiO_2$  (cf. fig.16 ). Elles apparaissent également dans le diagramme  $FeO_t/MgO$ ,  $FeO_t$ , illustrant un enrichissement en fer.

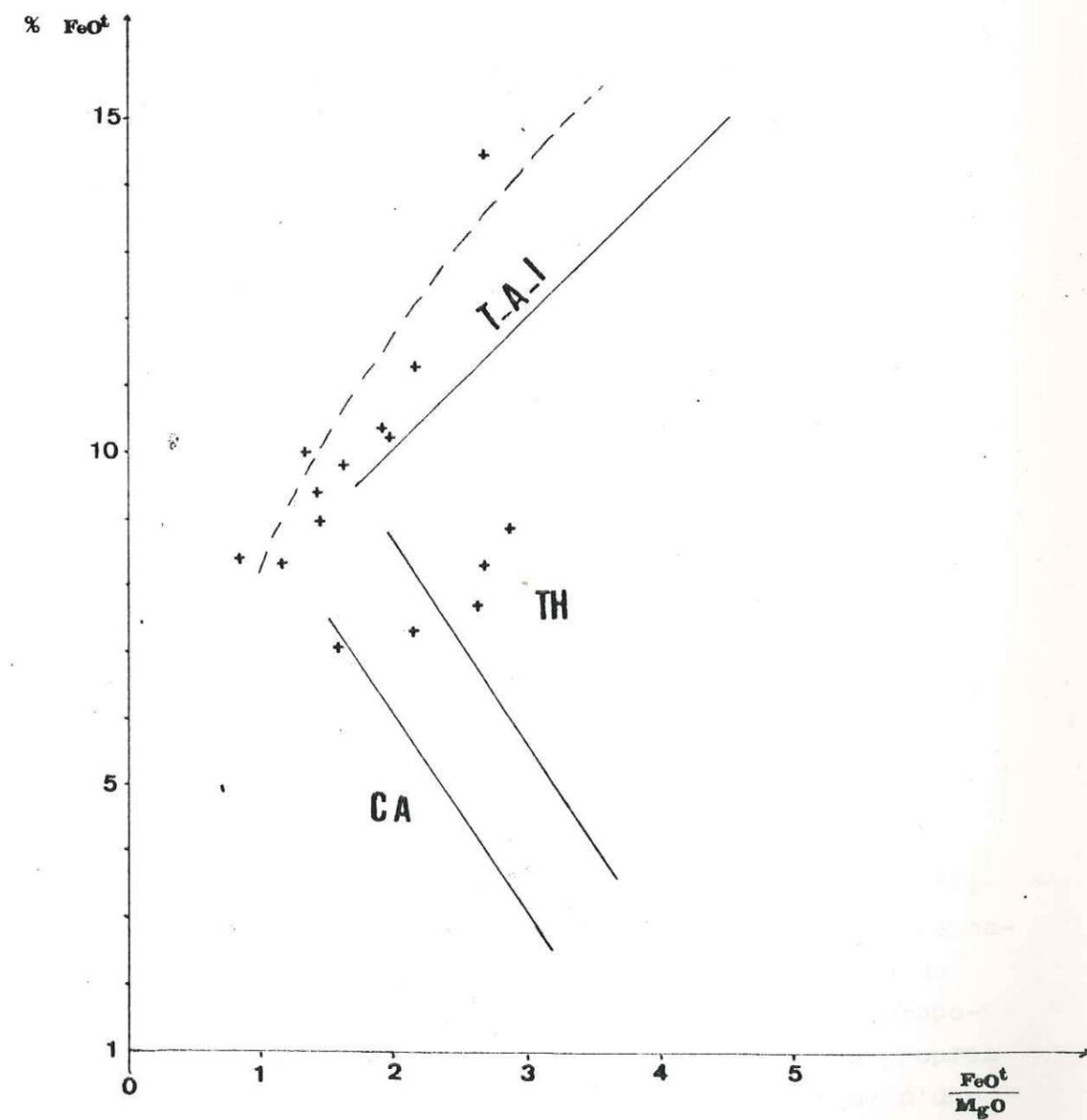
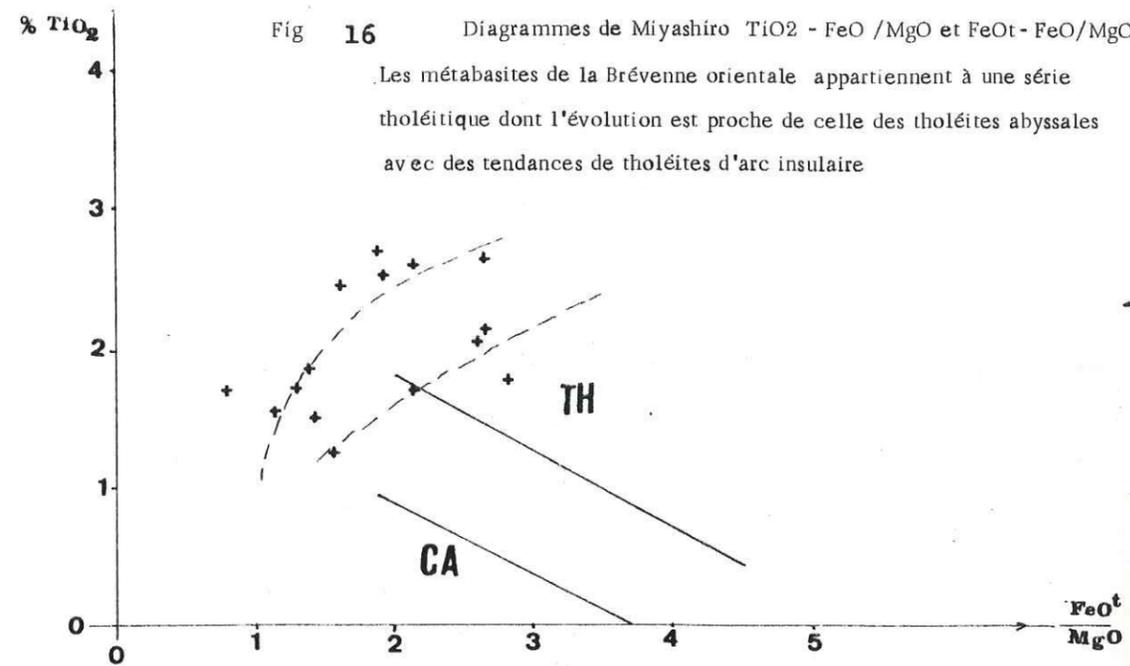
La lignée hypotitanée et hypoferrifère est généralement constituée de laves en coussins et roches vertes associées, tandis que l'autre correspond à des roches à texture doléritique intersertale.

Le nombre limité de nos analyses nous invite à beaucoup de prudence dans l'interprétation d'un tel phénomène jamais signalé par les études antérieures qui, elles, couvrant souvent un plus vaste domaine, avaient bénéficié d'un plus grand nombre de données : notamment, M. PIBOULE (1982), C. DURAND (1981). Il est aussi possible que dans ces cas, le traitement de masse ait masqué des phénomènes bien ponctuels et occulté l'existence de lignées "secondaires".

Toutefois, signalons que P. VUAGNAT (1984) a établi, sans conteste, à Chessy (Nord-Ouest du domaine étudié) "l'expression de la tendance tholéitique au sein de deux lignées magmatiques distinctes".

Fig 16 Diagrammes de Miyashiro  $TiO_2 - FeO / MgO$  et  $FeO^t - FeO / MgO$

Les metabasites de la Brévenne orientale appartiennent à une série tholéitique dont l'évolution est proche de celle des tholéites abyssales avec des tendances de tholéites d'arc insulaire



### En résumé

En partant d'une série magmatique subalcaline, l'utilisation du titane, élément hygromagmaphile et des oxydes tels que FeO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, réputés pour leur stabilité relative à l'altération, nous a permis, par approches successives, de saisir la nature tholéïtique du magma parent originel.

Celui-ci présente des affinités de tholéïtes d'arc insulaire ou des caractères abyssaux fortement accusés.

Le fractionnement magmatique présente un hiatus de composition au niveau des termes andésitiques.

La répartition du nuage de points représentatifs semble indépendante du hasard et laisse subodorer l'existence de deux lignées magmatiques évoluant à partir de deux souches tholéïtiques dont le type (abyssal ou d'arc insulaire) reste entouré d'une certaine indétermination gênante. Ce résultat n'est guère surprenant dans la mesure où la stabilité du fer, du magnésium et de l'aluminium, voire du titane, n'est pas toujours assurée. Et cela d'autant plus que la série de la Brévenne se caractérise par la succession et la juxtaposition de processus d'altérations post-magmatiques.

L'usage d'éléments hygromagmaphiles réputés inertes et à la fois traceurs du magmatisme s'impose donc, ici, dans un triple but :

- . Etablir la nature abyssale ou insulaire de ce magmatisme tholéïtique ;
- . confirmer ou infirmer l'existence de deux lignées magmatiques à partir de deux souches mantéliques ;
- . appréhender les modalités de ce fractionnement.

### B. Série tholéïtique abyssale (ou insulaire ?) - Modalités du fractionnement magmatique

#### B.1. Nature de la série et site géotectonique

Les éléments hygromagmaphiles ou incompatibles (TREUIL, 1973) Y, Nb, Zr et Ti constituent un outil efficace dans la détermination de la nature d'une série magmatique dont ils permettent, également, la définition du site géotectonique primaire. PEARCE et CANN(1973) proposent trois diagrammes subdivisés en quatre champs propres pour l'étude de la nature et du site géotectonique d'une

série magmatique.

Nous en utiliserons deux dans le cadre de ce travail :  
Zr.Y - Zr ; Ti/1 000 - YX3 - Zr.

1. Le diagramme binaire Zr/Y - Zr (PEARCE et NORRY, 1979)

(Cf. fig.17 )

Dans ce diagramme nous obtenons un net regroupement des metabasites dans le champ des tholéïtes abyssales. Seuls deux échantillons s'inscrivent dans l'aire commune aux tholéïtes abyssales et insulaires.

La répartition du nuage de points représentatifs reste assez "floue". En effet, si une droite peut facilement passer par le nuage constitué par les points : SB 9 ; C 9 ; STA 26 ; STA 26' ; C 1' ; C 1' ; C f ; C 8 et SB 17, la dispersion des points V 2-2 ; C 18 ; E 17 ; V 2-4 ; et V 2-6 rend problématique le tracé d'une éventuelle droite moyenne correspondant à la "tendance" de ces derniers points. Ainsi, l'existence déjà suspectée de plusieurs lignées magmatiques s'entoure, toujours, de l'ombre d'un certain doute.

Rappelons que l'usage du diagramme Zr/Y - Y a permis à VUAGNAT (1984) de visualiser la présence de deux souches mantéliques caractérisées par des rapports Zr/Y distincts.

Cependant, la présente répartition de nos points ne nous paraît pas être un phénomène fortuit. Il serait le reflet de l'existence de deux lignées magmatiques dont l'une, très minoritaire, se particularise par sa grande variabilité en Zr et/ou Y.

2. Le diagramme Ti/1 00 - YX3 - Zr (PEARCE et NORRY, 1979)

( Fig 18 )  
Ce diagramme apporte une confirmation du précédent résultat. En effet, la quasi-totalité des points se regroupe dans le champ des tholéïtes abyssales avec, cependant, une légère flexion vers le domaine des basaltes calcoalcalins, sans aucune affinité avec les basaltes d'arc insulaire.

Toutefois, nous restons conscients du nombre limité de nos analyses. Et cela nous incite à penser que, même si l'usage des éléments traceurs du magmatisme exclut toute origine insulaire, des affinités avec ce type peuvent très bien exister. En effet, certains

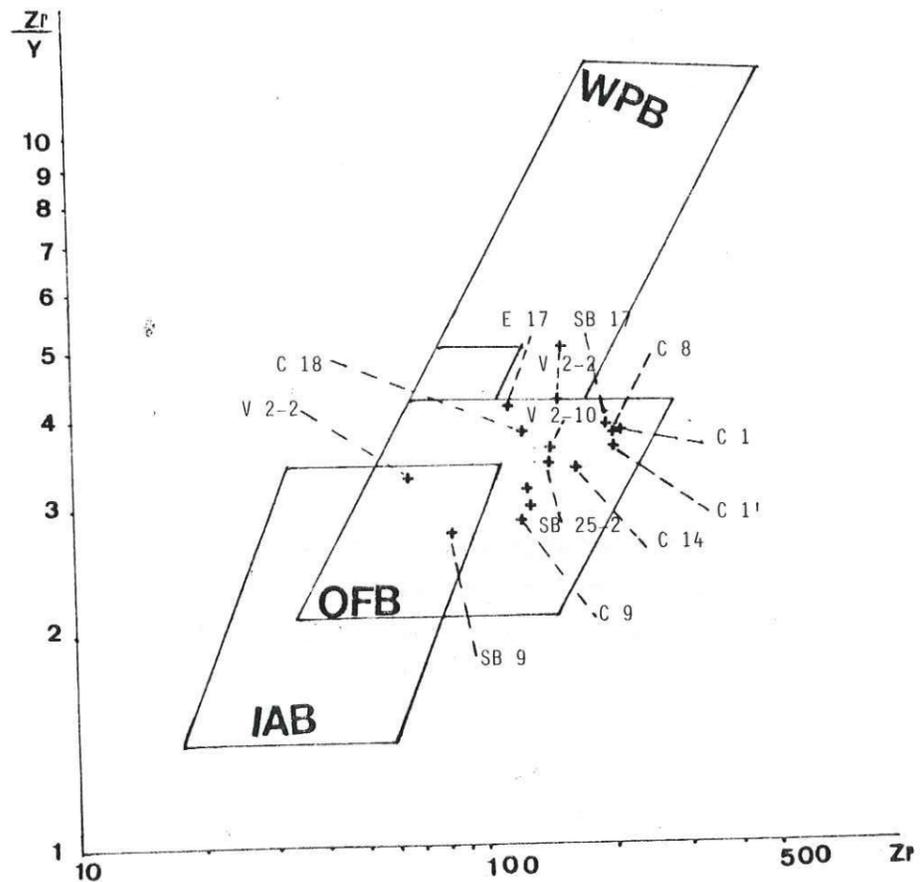


Fig. 17 Diagramme de Pearce et Norry (1979)  
Site géotectonique et type magmatique des metabasites  
de la Brévenne orientale

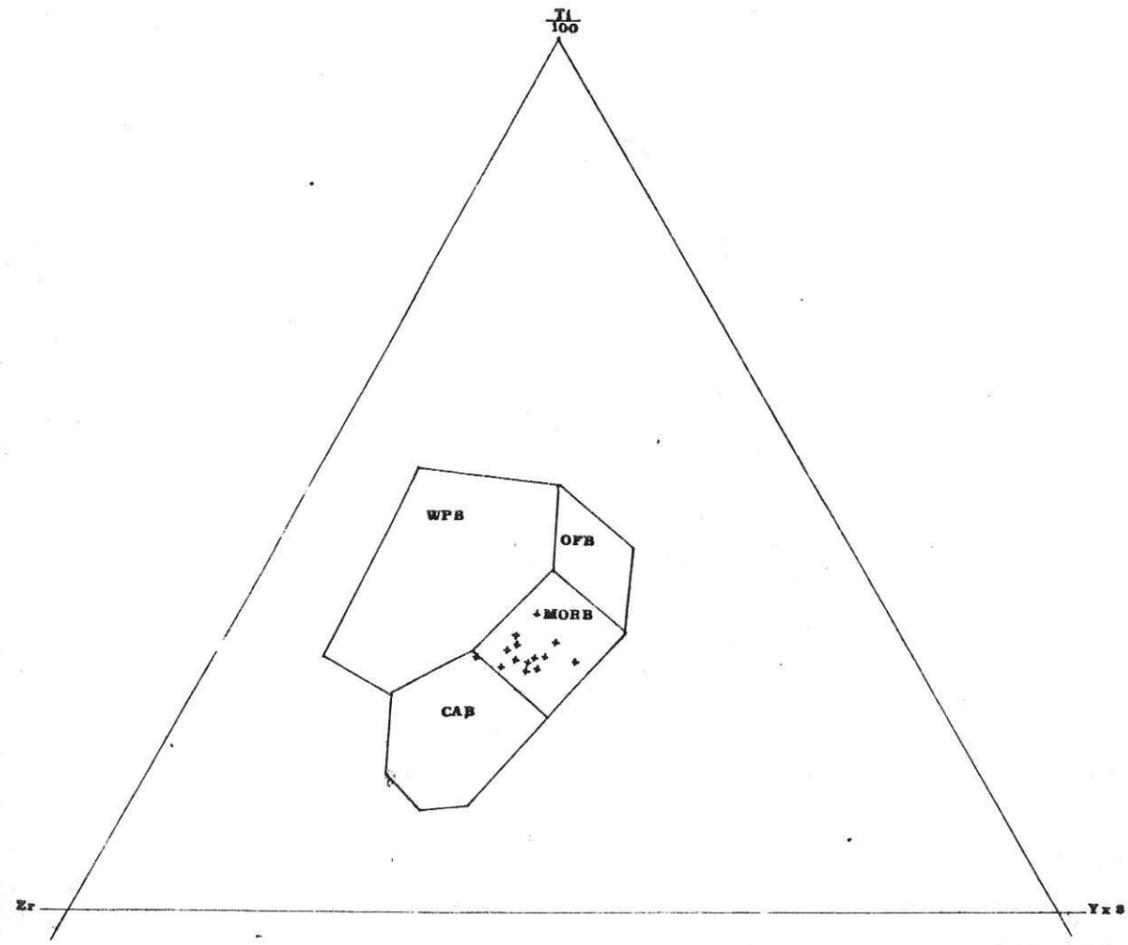


Fig. 18 Site géotectonique et type magmatique des metabasites de la Brévenne orientale  
Diagramme de Pearce et Norry ( 1979 )

auteurs -C.DURAND (1981) ; PIBOULE (1982)- ont montré certaines affinités avec les tholéïtes insulaires et l'existence dans notre secteur de basaltes très titanés, qui dans certains diagrammes, s'apparentent à certains basaltes intraplaques.

#### En conclusion

L'usage des éléments incompatibles confirme la nature tholéïtique des metabasites de la Brévenne orientale en précisant leur site géotectonique.

Ce sont des tholéïtes abyssales.

L'existence de deux lignées magmatiques respectivement enrichie et déprimée en Titane, Yttrium, ..., issues d'un manteau <sup>+</sup> chondritique est à souligner avec prudence. La présence d'un tel magmatisme océanique suggère, au Dévono-Dinantien, un régime tectonique distensif évoluant peut-être en bassin d'arrière-arc (C. DURAND, 1981 ; PIBOULE, 1982 ; BELLOTTO, 1983).

### B.2. Modalités du fractionnement magmatique

#### Généralités

Le "Fenner trend" précédemment décrit et caractéristique du fractionnement de la majorité des basaltes tholéïtiques est symptomatique d'un net fractionnement magmatique auquel participe la majorité des metabasites de la Brévenne (PIBOULE et A<sup>1</sup>, 1982).

Les éléments hygromagmaphiles Ti, Zr, Nb, Y, par leur incompatibilité au cours d'une différenciation magmatique, et par leur inertie à l'altération, sont les meilleurs témoins des modalités du fractionnement des différentes séries basaltiques en liaison avec leurs sites géotectoniques primaires (PEARCE et CANN, 1973 ; FLOYD et WINCHESTER, etc..., 1975).

Les travaux de PEARCE et NORRY (1973) restent déterminants dans l'approche de l'évolution d'une souche basaltique. En effet, ces auteurs modélisent le fractionnement d'un magma sous la forme de vecteurs correspondant à des assemblages successifs de minéraux déterminés dans des proportions définies. Six vecteurs de différenciation sont ainsi déterminés, dont :

- . Le vecteur (1), correspondant à un assemblage virtuel de : 50 % de plagioclase + 30 % de clinopyroxène et 20 % d'olivine ;
- . le vecteur (6) correspond à : 60 % de plagioclase + 20 % de clinopyroxène + 15 % d'amphibole + 5 % de magnétite.

Un recours à ces différents vecteurs sera fait dans ce qui suit afin d'appréhender les processus de différenciation du magmatisme originel de la Brévenne orientale.

#### B.2.1. Le diagramme Y-Zr (PEARCE et NORRY, 1979)

(Cf. fig. 19 )

Selon ces auteurs, le Zirconium choisi comme facteur de différenciation est positivement corrélé l'Yttrium dans les roches basiques et intermédiaires. Cette première tendance est modélisée par le vecteur (1), correspondant à la composition virtuelle à :  
Pl : 0,5 - Cpx : 0,3 - OL : 0,2.

Puis, on assiste à une chute brutale des teneurs en Y pour des isoteneurs ou une légère augmentation en Zr. Cette tendance, retrouvée dans les roches acides et intermédiaires correspond au vecteur (6) avec :  
Pl : 0,6 - Cpx : 0,2 - Amp : 0,15 - Mag : 0,05.

L'évolution de nos metabasites s'effectue quasi-parralèlement au vecteur (1) et, fait absolument remarquable, le fractionnement s'opère à partir de deux lignées magmatiques I et II (cf. fig. ) dans des proportions respectivement de 3/4 et de 1/4.

Pour les volcanites acides assimilées à des métarhyolites, l'évolution "plurilinéaire" s'effectue selon le vecteur (6). Cette dispersion n'est que minétique et traduit la complexité d'un fractionnement magmatique dominé par un éclatement "clonique" au stade final de la différenciation.

On peut remarquer la relative carence de hiatus de composition chimique entre les metabasites et métarhyolites. Ceci peut s'expliquer par le fait que l'Yttrium, au stade différencié du magmatisme, garde encore, un tant soit peu, son incompatibilité. On aboutit alors (cf. fig. 19 ) à un certain "continuum" entre metabasites

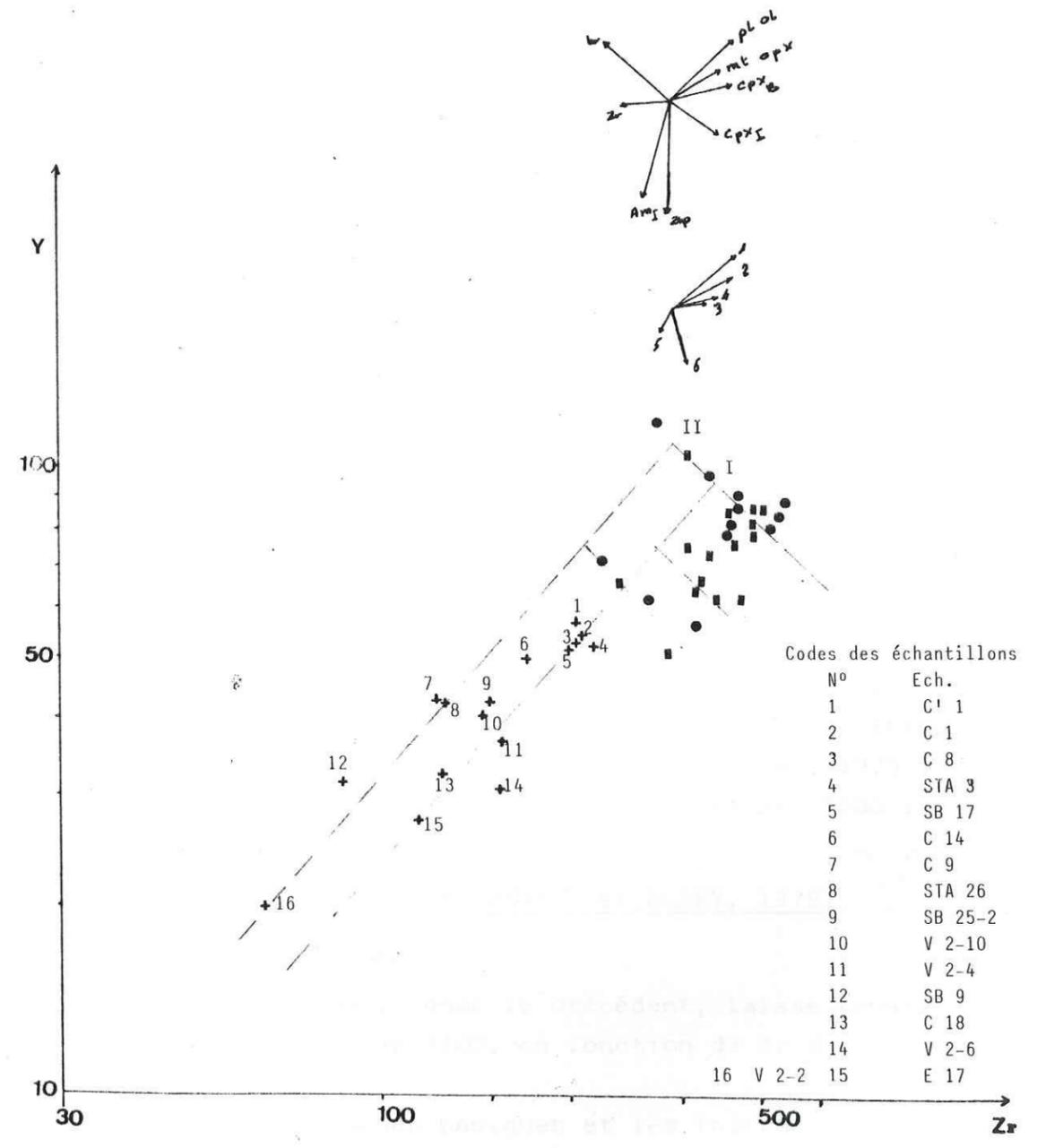


Fig 19 Diagramme de fractionnement  
(d'après Pearce et Norry, 1979)

et métarhyolites malgré l'absence de matériaux intermédiaires à composition andésitique.

Ce continuum pose le fait, indiscutable, du cogéné-  
tisme entre matériaux basiques et acides de la Brévenne  
orientale.

Cette dernière proposition n'est point un fait nouveau. En effet, divers auteurs, notamment C. DURAND (1983), P. JOUCHOUX (1983) ont établi sans ambages le cogéné-  
tisme des différents magmatismes basiques, intermédiaires et acides dans le cadre général de la "série de la Brévenne".

Ce cogéné-  
tisme est envisageable par la succession des fractionnements suivants, à partir d'une souche manté-  
lique unique :

- . Pour les roches plutoniques :  
gabbros - diorites - plagiogranites ;
- . pour les termes effusifs :  
basaltes - andésites - rhyolite.

Le cogéné-  
tisme trouve, en outre, confirmation dans l'association spatiale étroite existant entre les mé-  
tabasites tholéitiques, les termes acides kéra-  
tophyriques et les plagiogranites (PIBOULE, 1982). En effet, de telles relations spatiales, constatées dans les assem-  
blages ophiolitiques, sont interprétées comme le résul-  
tat final d'un fractionnement tholéitique (COLEMAN, 1977 ; BALLEY et BLAKE, 1974 ; BROWN et A<sup>1</sup>, 1979 ; THAYER et HUMELSBERG, 1968 ; FURNES et A<sup>1</sup>, 1980 ; OHNENSTETTER et A<sup>1</sup>, 1980).

#### B.2.2. Le diagramme TiO<sub>2</sub>-Zr (PEARCE et NORRY, 1979)

(cf fig.21 )

Ce diagramme, comme le précédent, laisse apparaître deux tendances de TiO<sub>2</sub>, en fonction de Zr différenciateur.

Pour les roches basiques et les intermédiaires, l'évolution de TiO<sub>2</sub> est semblable à celle de Y et caractérise le "Fenner trend" des lignées magmatiques tholéitiques. Cette évolution est parallèle au vecteur (1) :  
Pl : 0,5, Cpx : 0,2, Ol : 0,2.

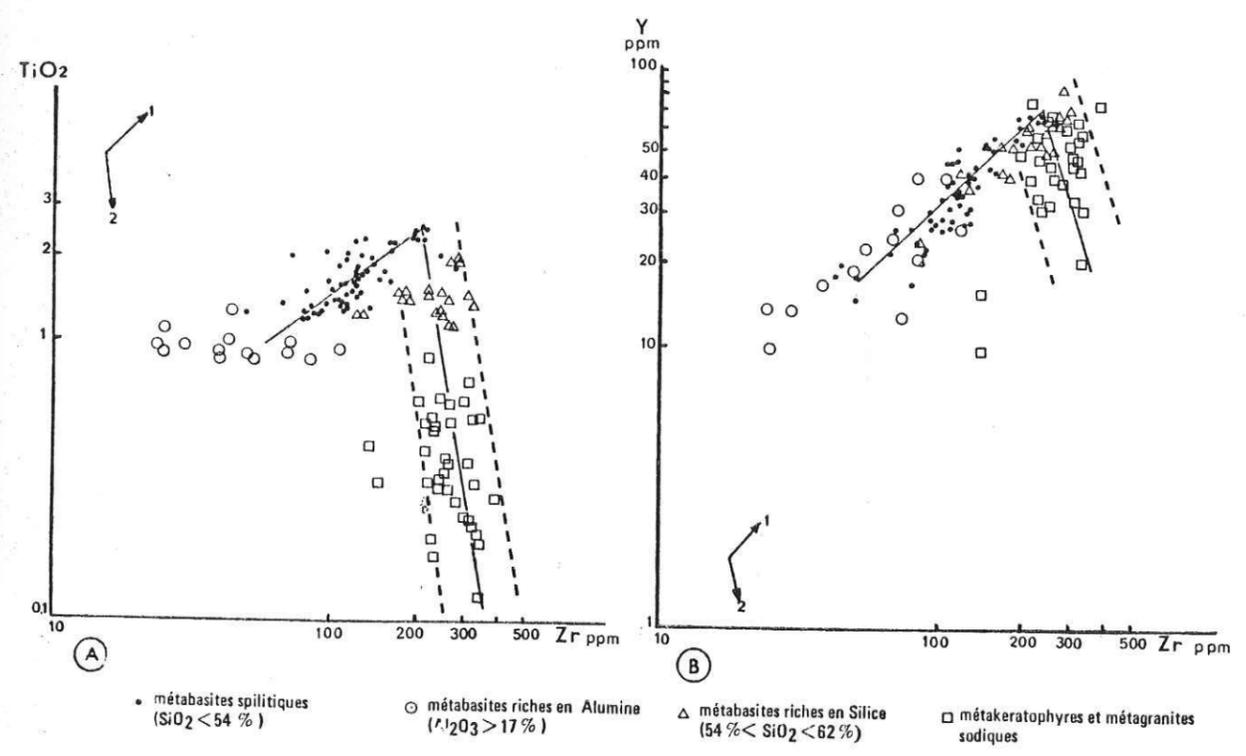
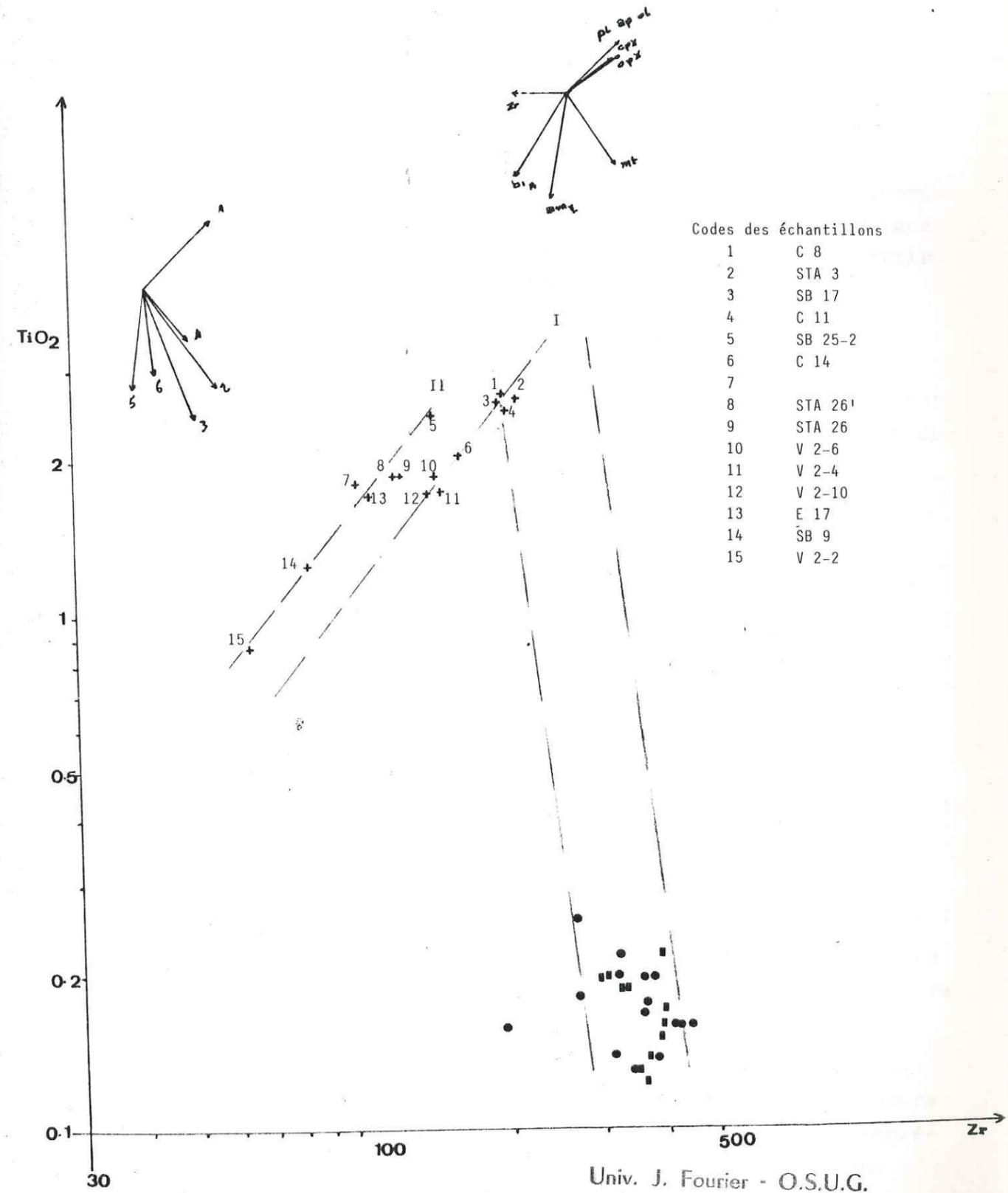


Fig. 20 Cogénéisme metabasites-métakératophyres et métagranites de la Brévenne ( d'après Piboule , 1982 )

Fig 21 Diagramme de fractionnement  
(d'après Pearce et Norry, 1979)



Codes des échantillons

1	C 8
2	STA 3
3	SB 17
4	C 11
5	SB 25-2
6	C 14
7	
8	STA 26 <sup>1</sup>
9	STA 26
10	V 2-6
11	V 2-4
12	V 2-10
13	E 17
14	SB 9
15	V 2-2

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: ptalour@ujf-grenoble.fr

Pour les roches acides, depuis l'aire des metabasites intermédiaires, la chute est brutale pour des isoteneurs en Zr ou pour des teneurs légèrement croissantes de cet élément. Cette évolution correspond au vecteur (6), représentant une composition virtuelle à : Pl : 0,5 ; Cpx : 0,2 ; Amp : 0,15 ; Mgte : 0,05.

Dans notre cas, l'évolution des metabasites est parallèle au vecteur (1), tandis que les métarhyolites évolueraient selon le vecteur (6).

La scission entre deux lignées II et I respectivement riches et pauvres en TiO<sub>2</sub>, est ici notoire et témoigne de l'existence de lignées parallèles évoluant à partir de deux souches tholéitiques légèrement distinctes.

- . Le hiatus de composition géochimique intermédiaire est frappant ;
- . la chute relative (cf. fig.21 ) des teneurs en Zr est corrélative à la présence du Zircon fréquemment observable en lames minces.

#### B.2.3. Diagramme Nb-Zr (PEARCE et NORRY, 1979)

(Cf. fig.22 )

Le diagramme Nb-Zr est rigoureusement basé sur le même principe que les précédents. Le zirconium, pris toujours comme facteur de différenciation est corrélé avec le Nobium.

- . Les metabasites évoluent suivant le vecteur (1) : Pl : 0,5 ; Cpx : 0,3 ; Ol : 0,2, en deux lignées I et II respectivement appauvrie et enrichie en Nobium ;
- . les métarhyolites montrent à teneurs croissantes de Zr, une augmentation des teneurs en Nb, impliquant que Nb, comme Y, conserve son caractère incompatible ;
- . la lignée magmatique reflète un continuum des teneurs en Nb pour les roches acides et basiques, autre preuve du cogénéisme de celles-ci ;
- . la lignée II se caractérise par un hiatus de composition chimique et une grande variabilité des teneurs en Yttrium. La répartition du nuage des points représentatifs des métarhyolites, en deux populations

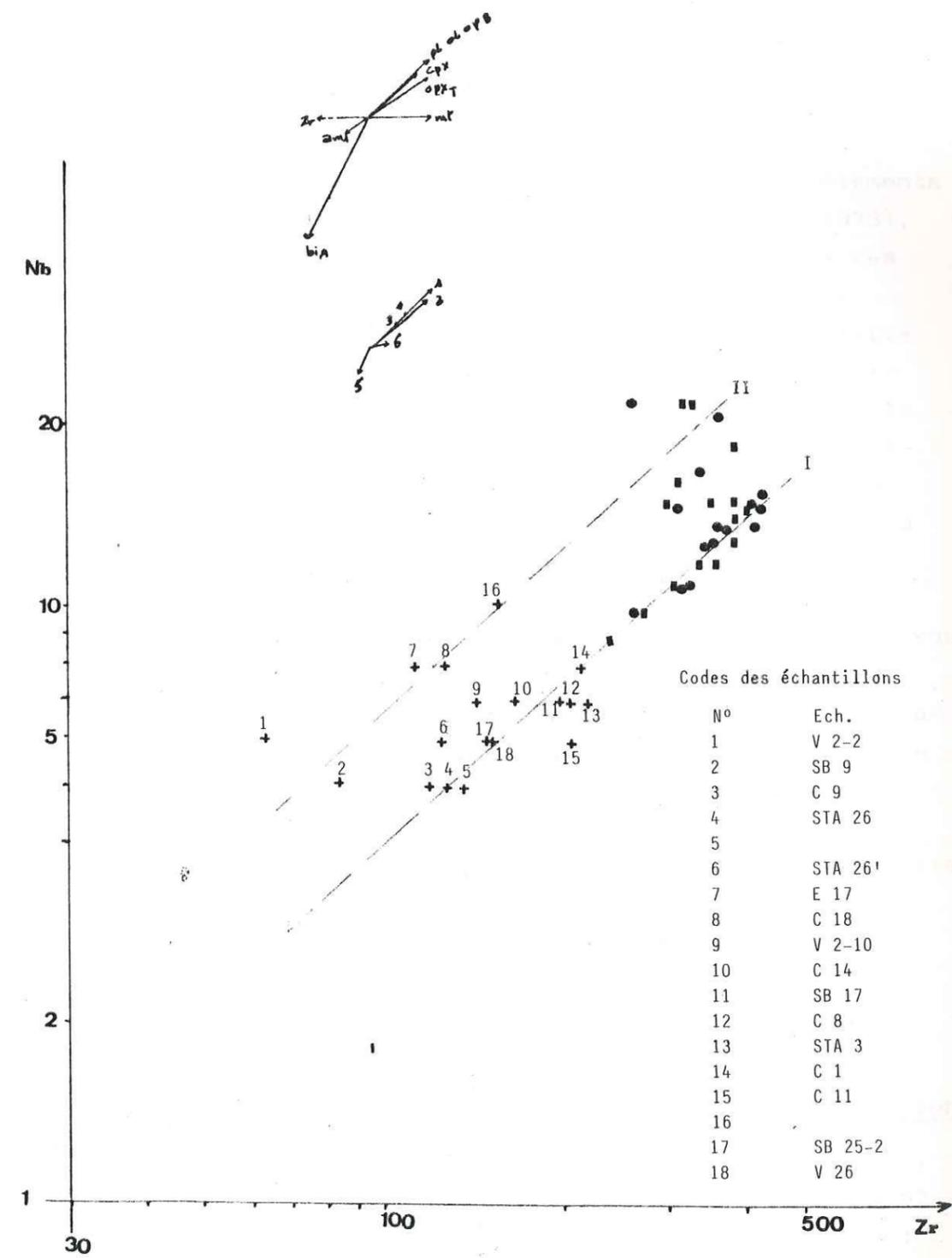


Fig.22 Diagramme de fractionnement  
(d'après Pearce et Norry, 1979)

distinguées par le "degré" de rangement de leurs individus respectifs peut, dans une certaine mesure, être pris comme un élément plaidant en faveur de l'existence de deux souches mantéliques légèrement distinctes.

#### Conclusion

La diagrammatique, basée sur l'évolution des éléments hygromagmaphiles, proposée par PEARCE et NORRY (1973), permet de visualiser le fractionnement magmatique des laves Dévono-Dinantienne de la Brévenne orientale.

Le fractionnement des metabasites est caractéristique d'un magma tholéïtique évoluant, ici, en deux lignées magmatiques légèrement distinctes I et II. Cette dernière souche (II) se caractérise par une forte dispersion de ses teneurs en éléments traceurs du magmatisme et, en outre, reste minoritaire par rapport à la lignée (I).

"Ce fractionnement est imputable à la précipitation d'un mélange riche en plagioclase, auquel les métagabbros cumulatifs peuvent être rapportés. Leur localisation dans la série Dévonienne peu épaisse ou dans le substratum immédiatement sous-jacent confirme que le phénomène s'est produit superficiellement à faible pression" (PIBOULE et A<sup>1</sup>, 1982).

Le continuum observé dans la diagrammatique, l'étroite association entre quartz-kératophyres et metabasites, la situation de metabasites au sommet de cumulats gabbroïques (sondages Vieilles-Mines et Savigny), sont autant d'arguments en faveur du cogénéisme du couple spilite-kératophyre.

#### C. Hydrothermalisation des matériaux associés à la minéralisation

Les impacts de la spilitisation, de l'hydrothermalisation, de la mylonitisation et du métamorphisme ayant été amplement démontrés sur la "série de la Brévenne" (FONTEILLES, 1968 ; BESSON et FONTEILLES, 1973 ; BARDIN, 1971 ; PETERLONGO, 1970 ; CARMES, 1975 ; C. DURAND, 1981 ; PIN et A<sup>1</sup>, 1982 ; PIBOULE, 1982 ; JOUCHOUX, 1983) notre propos n'est pas ici de revenir sur ces différentes phases d'altérations post-magmatiques.

En fonction des connaissances actuelles physicochimiques acquises sur le déroulement de ces processus d'altération, il faut chercher des réponses à certaines questions qui surgissent à la suite des études pétrographiques et géochimiques précédentes.

Ainsi en est-il de l'origine des séricitoschistes et de la potassification des quartz-kératophyres et tufs-quartzo-kératophyriques associés.

#### C.1. L'origine des séricitoschistes

Les séricitoschistes, gangues de la minéralisation pyriteuse, montrent dans leur faciès stérile, des reliques magmatiques parfois difficilement discernables. Le passage de ces séricitoschistes aux tufs quartzo-kératophyriques qui les jouxtent souvent ou au quartz-kératophyre est discret et souvent délicat à définir avec précision. Du point de vue du comportement géochimique des éléments hygromagmaphiles, les séricitoschistes présentent des variations -bien que notoires- mais tout de même comparables à celles constatées dans les quartz-kératophyres et les tufs-quartz-kératophyres (cf. § A-3, tableau 4 )

Tous ces caractères réunis suggèrent une origine alté-ritique des séricitoschistes par métasomatose des quartz-kératophyres (LEMIERE, 1982 ; DELFOUR et LEMIERE, 1982).

Au moyen de quelques diagrammes, nous essaierons de tester cette filiation probable.

##### C.1.1. Le diagramme Na/Al - K/Al (MOINE, 1982)

(Cf. fig.23 )

Le report des échantillons dans ce diagramme révèle une continuité de composition allant des quartz-kératophyres distaux hypersodiques (groupe 1) aux séricitoschistes (groupe 4), en passant par les tufs-quartz-kératophyres sodipotassiques et les quartz-kératophyres proximaux (groupe 2). Il semble exister entre les groupes 1 et 2 une loi du "tout ou rien", imputable soit aux aléas de l'échantillonnage, soit à un hiatus métasomatique.

La continuité de composition traduit un lien entre séricitoschistes et quartz-kératophyres par sériciti-

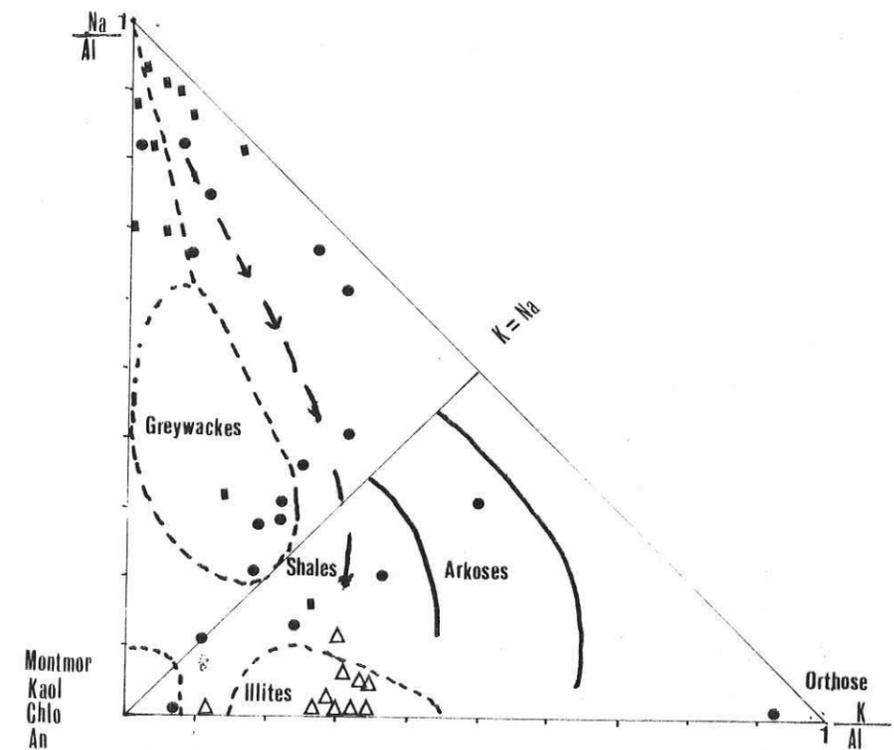


Fig 23 Evolution géochimique des quartz-kératophyres et tufs-quartz-kératophyres en séricitoschistes et quartzites

sation graduelle (accompagnée de potassification) des quartz-kératophyres soumis à l'intensité des flux hydrothermaux.

C.1.2. Le diagramme Nb-Zr (PEARCE et NORRY, 1979)

(Cf. fig.24 )

Les modalités d'utilisation de ce diagramme sont celles exposées au § B.2.2.

Le comportement des séricitoschistes est remarquable. En effet, ils se superposent aux quartz-kératophyres dont ils miment les tendances de fractionnement. Deux échantillons (R 1-18 et R 1-14), nettement pyriteux, manifestent cependant une loi de retour qui n'est que l'expression de la dilution due à la pyrite (B. LEMIERE, in VUAGNAT, 1984).

En résumé :

L'analogie des comportements du Nb et du Zr entre les séricitoschistes et les quartz-kératophyres atteste de l'unicité de leur origine primaire.

Les séricitoschistes sont des produits de la métasomatose des quartz-kératophyres. (LEMIERE, 1982 ; DELFOUR et LEMIERE, 1982 ; VUAGNAT, 1984).

Le traitement des séricitoschistes apporte la preuve que les éléments hygromagmaphiles sont particulièrement inertes, puisque les tendances originelles sont encore nettement préservées.

Cependant, soumis à des conditions physicochimiques extrêmement sévères, ils subissent de légères variations (PEARCE, com. orl. 1984 ; VUAGNAT, 1984).

C.1.3. Les diagrammes TiO<sub>2</sub>-Zr, Y-Zr (PEARCE et NORRY, 1979)

(Cf. fig. 25, 26 )

Ici encore comme précédemment, le comportement des séricitoschistes est calqué sur celui des quartz-kératophyres.

. Le diagramme TiO<sub>2</sub>-Zr (cf. fig.25 ) fait ressortir un parfait mimétisme, symptomatique du lien indiscutable existant entre ces deux faciès ;

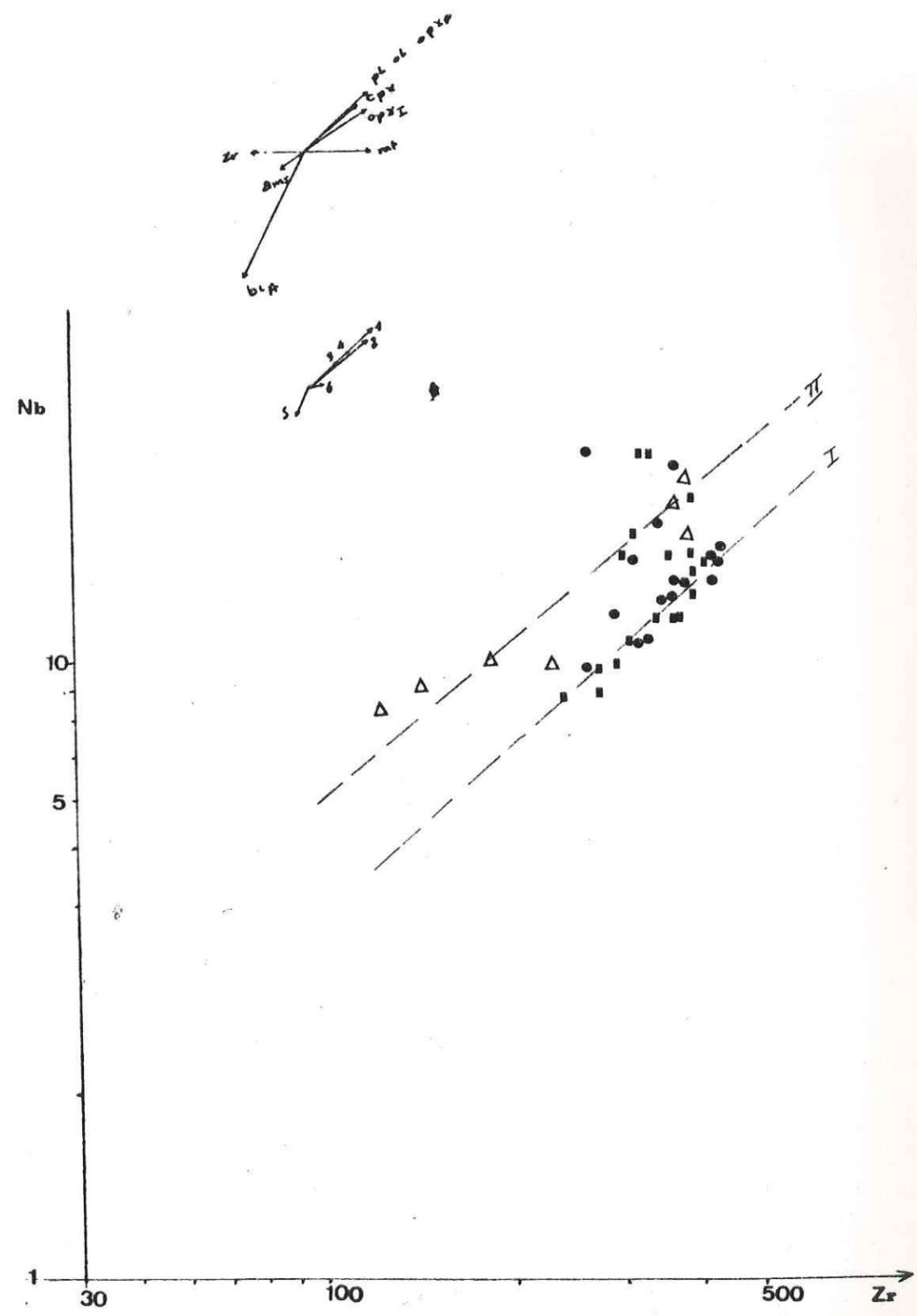


Fig. 24 Diagramme Nb-Zr (Pearce et Norry, 1979)  
 Comparaison géochimique des séricitoschistes et des matériaux tufo-laviques  
 kératophyriques

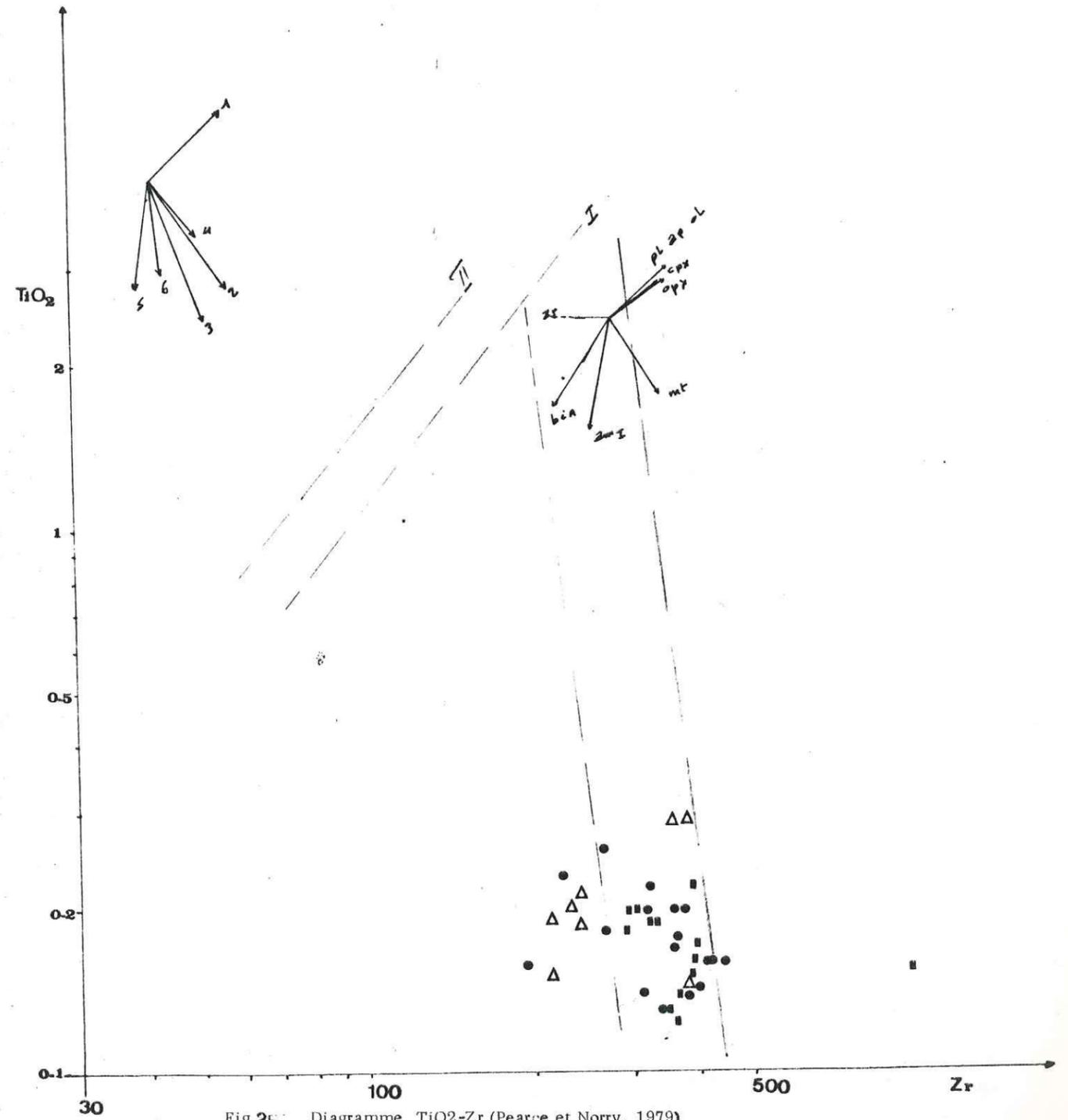
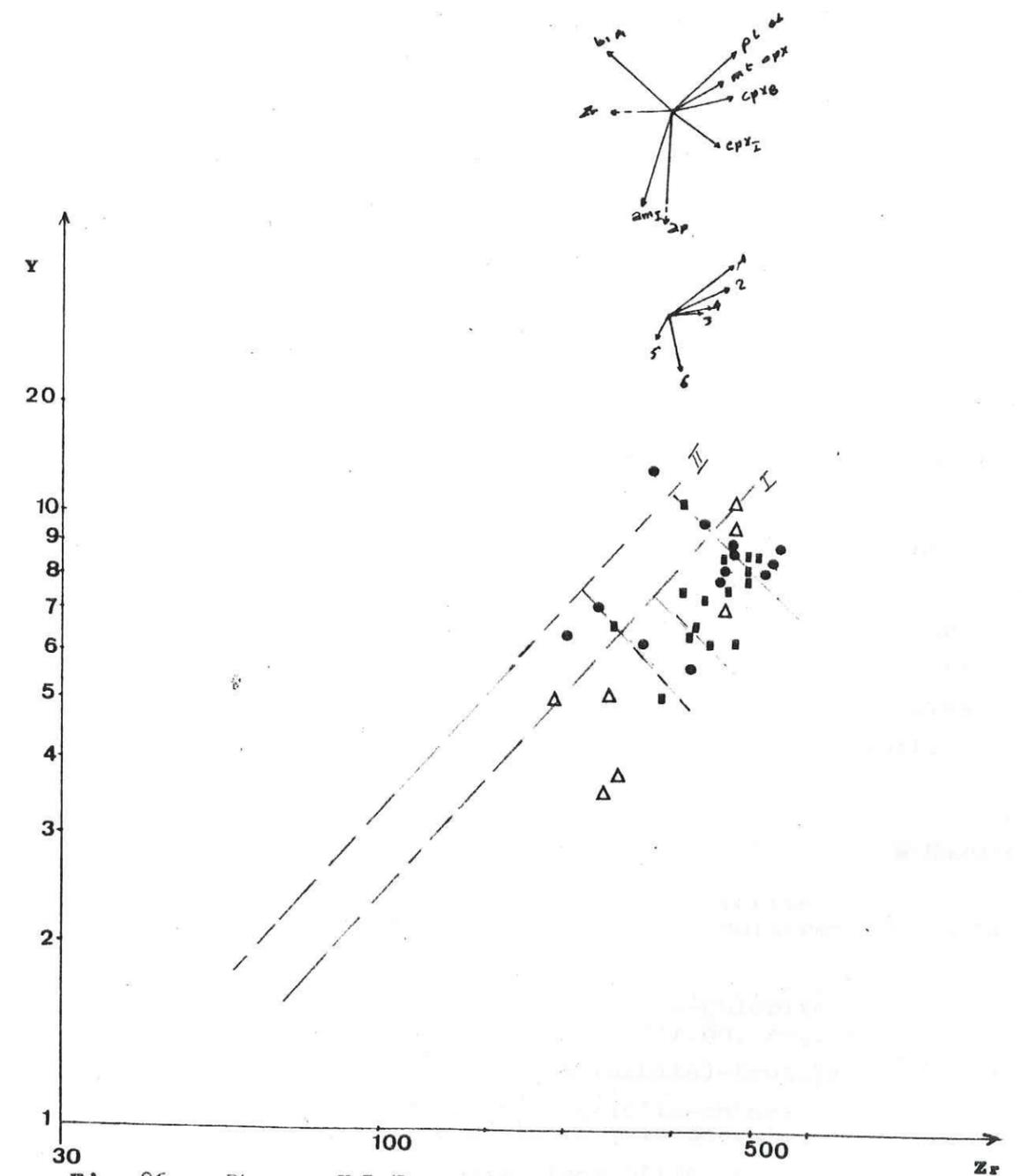


Fig.25 Diagramme TiO<sub>2</sub>-Zr (Pearce et Norry, 1979)  
Comparaison géochimique des séricitoschistes et des matériaux tufo-laviques kérotophyriques



**Fig. 26** Diagramme Y-Zr (Pearce et Norry, 1979)  
 Comparaison géochimique des séricitoschistes et des matériaux tufo-laviques  
 kératophyriques

. dans le diagramme Y-Zr (cf. fig. 26) la superposition des deux faciès est toujours manifeste. On note toutefois une perte de teneur en Yttrium et Zirconium pour les échantillons GVQ 1 et GVQ 5, correspondant à des échantillons provenant des haldes pyriteuses. Si cette anomalie pose le problème de l'échantillonnage dans un tel faciès, elle confirme la relative mobilité de certains éléments hygromagmaphiles au cours de processus d'altération sévère.

En conclusion :

Cette étude succincte nous permet de confirmer l'origine métasomatique des séricitoschistes déjà pressentie au cours des études pétrographique et géochimique. L'utilisation des éléments incompatibles pour la caractérisation de tels matériaux requiert, somme toute, des précautions d'échantillonnage.

C.2. Les conditions pétrogénétiques de la formation des séricitoschistes et le problème de la potassification des quartz-kératophyres

Après avoir brièvement montré le lien indiscutable existant entre séricitoschistes et quartz-kératophyres, au moyen de la diagrammatique, il s'agit maintenant, de s'interroger sur les modalités physicochimiques de cette métasomatose qui régit la formation des séricitoschistes.

C'est ce que nous allons tenter dans ce qui suit.

TABLEAU 9

FACIES	COMPOSITION MINERALOGIQUE	% Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O
Q-kératophyres distaux	Albite-quartz-chlorite-biotite-verte-épidote-séricite-adulaire-(pyrite-sphène)	3,24
Q-kératophyres proximaux	Albite-quartz-séricite <sup>+</sup> -chlorite <sup>+</sup> -biotite <sup>+</sup> -adulaire (zircon, rutile)	0,73
Séricitoschistes	Quartz-séricite-(albite)-(rutile)	0,03
Tufs-quartz kératophyres	A Albite-quartz-séricite-chlorite-biotite-adulaire-(zircon-rutile)	3,28
	C Albite-chlorite-biotite-amphibole-séricite-adulaire-(sphène-zircon-apatite)	1,58

L'examen du tableau met en évidence la chute progressive du rapport  $Na_2O/K_2O$  de l'extérieur vers l'intérieur de l'amas sulfuré. Parallèlement, on observe, d'une part, un développement sériciteux de plus en plus abondant et, d'autre part, la perte graduelle du caractère porphyrique des kératophyres : reflets de plus en plus nets de la mylonitisation et de l'activité hydrothermale entraînant la "pulvérisation" tectonique des porphyroblastes albitiques ou leur hydrolyse acide (LEMIERE, 1982 ; DELFOUR, 1982, etc...).

De fait, de l'intérieur vers l'extérieur de la minéralisation, on rencontre successivement :

1. Une zone à quartz-séricite ;
2. une zone à albite-quartz-séricite<sup>+</sup>chlorite<sup>+</sup>adulaire<sup>+</sup>montmorillonite (BELLOTTO, 1983) ;
3. une zone à albite-quartz-chlorite-biotite verte<sup>+</sup>amphibole<sup>+</sup>séricite-adulaire.

Cette zonéographie présente des similitudes avec celles décrites par :

- . H. SHIROZU (1974) dans les gisements "Kuroko" où cet auteur définit, verticalement, de bas en haut :
  - une zone IV à quartz-séricite ;
  - une zone III à séricite, séricite-montmorillonite interstratifiées, chlorite magnésienne ;
  - une zone II à séricite, séricite-montmorillonite interstratifiées, chlorite-FeMg, albite, feldspath potassique, quartz ;
  - zone I à montmorillonite, zéolite, cristobalite.
- . B. LEMIERE (1982) dans l'enveloppe de la minéralisation pyriteuse de Chizeuil (NNW du site étudié ; à 250 km). L'auteur y définit de l'intérieur de l'amas :
  - une zone à altération alumineuse profonde, vraisemblablement à kaolinite ;
  - une zone à séricite-quartz ;
  - une zone d'adularisation.

Cette dernière zonation se rattache le mieux au cas qui nous concerne. Elle traduit l'évolution dans l'espace et le temps des conditions physicochimiques des circulations chaudes hydrothermales succédant à tout épanchement

magmatique ou contrôlant la mise en place d'une minéralisation sulfurée (SEYFRIED et A<sup>1</sup>, 1981 ; P. RONA et A<sup>1</sup>, 1980 ; BARNES, 1979 ; A.J. ANDREW, 1981 ; E. RAGUIN, 1949 ; MOTTOL, 1983). Ces circulations chaudes se caractérisent par un important transfert de chaleur et de masse par infiltration et diffusion à travers un système de fractures et de porosités ouvertes (KORSHINSKI, 1970 ; FRANTZ et WEISBROD, 1973). Elles entraînent dans les roches qu'elles traversent la recristallisation métasomatique de paragenèses nouvelles dans des conditions physicochimiques bien précises (T.J. BARRET, 1980 ; SEYFRIED et A<sup>1</sup>, 1981 ; BISCHOFF, 1980). Celles-ci sont accessibles au moyen de modèles réduits ou d'observations directes in situ de phénomènes naturels.

Ainsi sait-on qu'une altération propylitique à séricite et chlorite est caractérisée par des températures allant de 300° C à 450° C pour des pressions inférieures ou égales à 1 Kb dans un environnement de porphyre cuprifère tandis que les amas sulfurés sont régis par des températures comprises entre 150 ° C et 350° C pour des pressions inférieures à 1 Kb (URABE, SATO, 1978 ; FRANKLIN et A<sup>1</sup>, 1981 in B. LEMIERE, 1982). Par ailleurs, divers diagrammes expérimentaux auxquels nous renvoyons, permettent de déterminer les paragenèses minérales en fonction de la température et de la pression. Par exemple, pour une pression inférieure ou égale à 1 Kb, les températures de stabilité suivantes sont mentionnées dans la littérature pour :

- . L'adulaire : 80° C (SHEPPARD et GUDE, 1969) ;
- . l'épidote : 200° C (TOMASSON et KRISMANN-DOTTIR, 1972) ;
- . la chlorite : 230° C 280° C (TOMASSON et KRISMANN-DOTTIR, 1972) ;
- . muscovite : 400° C (HELGESON, 1974 ; MEYER et HEMLEY, 1967 ; MONTOYA et HEMLEY, 1974).

Comme nous l'avons vu (Tableau 9) séricitisation et potassification sont deux phénomènes indissociables qui s'accompagnent d'une désodification traduisant l'altération

des volcanites acides. Les réactions impliquées dans ces différents processus sont des hydrolyses, en milieux acides chlorurés (B. LEMIERE, 1982 ; DELFOUR, 1982) des quartz-kératophyres

Pour la séricitisation :

1. Plagioclase +  $H^+$  +  $Cl^-$   $\longrightarrow$  muscovite + quartz +  $Na^+$  +  $Ca^{2+}$  ;
2. chlorite + HCl  $\longrightarrow$  muscovite +  $Mg^{2+}$  +  $Fe^{2+}$  ;
3. adulaire + HCl  $\longrightarrow$  muscovite + quartz +  $K^+$ .

Pour l'adularisation :

4. albite + KCl  $\longrightarrow$  adulaire + NaCl.

Ainsi, la séricitisation et la potassification des quartz-kératophyres, deux phénomènes pratiquement synonymes, trouvent leur explication dans le jeu d'un mécanisme d'hydrolyse en milieu chloruré acide.

Les paragenèses minérales constatées dans et au voisinage des minéralisations permettent de fixer, de façon approximative, la variation du flux de chaleur dans l'espace et dans le temps :

- . La zone à quartz et séricite révèle des températures de l'ordre de 300 à 450° C, où la sursaturation en silice est atteinte ou dépassée (MOTTOL, 1979) et où cristallise, seule, la muscovite (séricite) (GUSTAFSON et HUNT, 1975) ;
- . la zone à quartz, séricite, albite,  $\pm$  chlorite,  $\pm$  montmorillonite,  $\pm$  adulaire marque une chute (brutale) de la température de l'ordre de 80 à 280° C. Si la séricitisation s'envisage aisément dans le cadre d'une hydrolyse acide, l'adularisation pose un problème de "ravitailement" de la réaction 4 en potassium nécessaire.

Nous savons, à ce propos, que les fluides hydrothermaux par percolation et infiltration (KORZHINSKI, 1970 ; FRANTZ et WEISBROD, 1973) s'enrichissent, entre autres éléments, en K lessivé, des formations encaissantes.

Les circuits hydrothermaux responsables des minéralisations et de leurs auréoles d'altération peuvent avoir été entretenues par l'existence d'un gradient géothermique

élevé, lié à l'existence de plutons basiques à la base de la série ou dans le substratum sialique. L'existence de tels circuits lessivant le socle est peut-être à l'origine d'une fraction importante du stock de potasse et de la spilitisation de certaines laves en filon dans celui-ci (communication personnelle M. PIBOULE). Naturellement, ces circuits ont été favorisés, tant dans la couverture que dans le socle, par le régime de distension qui a facilité à grande échelle la "perméabilité" de la croûte continentale.

En conclusion :

L'utilisation des éléments hygromagmaphiles a permis d'établir la parenté entre quartz-kératophyres et séricitochistes. Ceux-ci sont des altérites métasomatiques des volcanites acides. Les réactions impliquées sont des hydrolyses acides dans des conditions de températures variant entre 80 et 450° C.

Ces différentes réactions commandent la potassification des formations encaissant la minéralisation.

#### D. Conclusion à l'étude géochimique

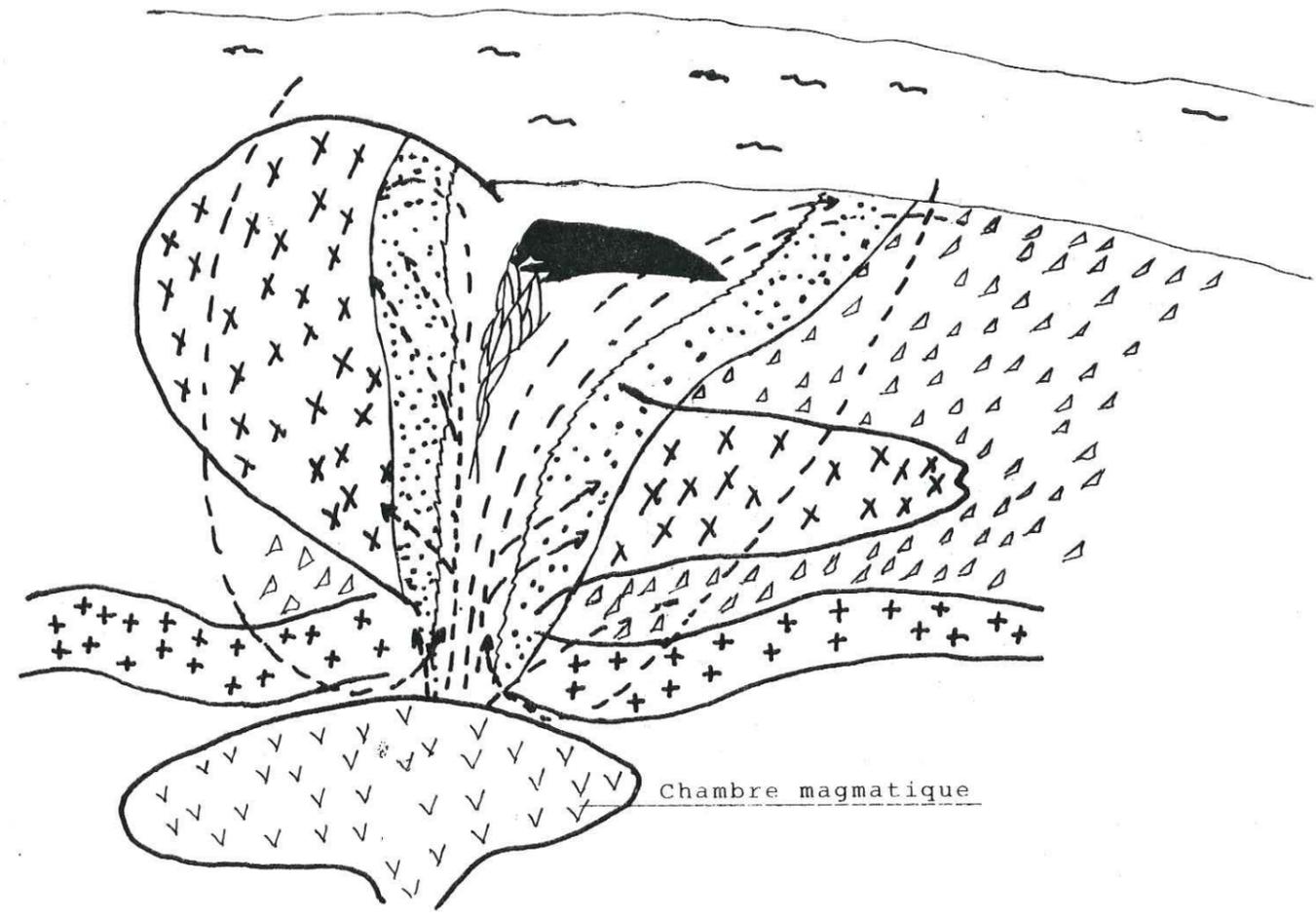
La typologie chimique permet d'établir la nature spilito-kératophyrique des formations de la Brévenne orientale, caractérisée par une altération spilitique inégalement répartie. L'usage systématique du terme "spilite" est ainsi entaché d'ambiguïté.

Le fractionnement de ce magmatisme Dévono-Dinantien est caractéristique des tholéïtes abyssales.

A partir de deux souches mantéliques légèrement distinctes, la différenciation magmatique évolue selon deux lignées, respectivement enrichie et déprimée en éléments hygromagmaphiles.

La présence d'un tel magmatisme à cachet océanique -caractérisé dans la Brévenne orientale par l'absence de matériaux andésitiques- en domaine ensialique suggère un régime tectonique distensif évoluant en bassin d'arrière-arc (DURAND, 1981 ; PIBOULE, 1982 ; BELLOTTO, 1983 ; VUAGNAT, 1984).

L'étude de fractionnement magmatique fait, en outre, l'évidence d'une discrète continuité géochimique entre



Chambre magmatique

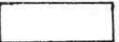
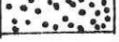
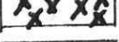
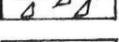
-  : Minéralisations
-  : Zone à quartz-séricite
-  : Zone à quartz-albite-séricite-chlorite-adulaire
-  : Zone albite-quartz-séricite-chlorite-biotite-amphibole-adulaire
-  : Tuffs-quartzs-keratophires
-  : Socle gniessique rétro-morphosé
-  : Circuit convectif

Fig. 27 : Schéma de la zonéographie minérale de l'altération hydrothermale minéralisatrice. (Cas de la carrière Saint-Antoine)

métabasites et quartz-kératophyres.

Ce continuum -visible seulement pour quelques éléments- est symptomatique et témoigne, entre autres arguments, du cogénéisme entre ces deux types de matériaux.

L'observation de l'évolution chimique des matériaux associés à la minéralisation permet d'établir, sans conteste, la nature altéritique des séricitoschistes. Ce sont des hydrothermalites.

TROISIEME PARTIE

---

LA MINERALISATION DANS SON ENVIRONNEMENT D'HYDROTHERMALITES

---

CHAPITRE I

MORPHOLOGIE ET ASPECT SPATIAL DE LA MINÉRALISATION -  
LES DIFFÉRENTS MINÉRAIS ET LEUR MINÉRALOGIE

A. Morphologie et aspect spatial de la minéralisation

Les deux faisceaux -Sain-Bel ; Vieilles-Mines / le Pilon-le Gervais-cf. partie I- constituent des chapelets de lentilles disposées en "demi-lune" à concavité tournée vers l'Est. L'organisation **d'**ensemble de ces minéralisations stratiformes suggère un phénomène hydrothermal unitaire dont l'implantation initiale a été contrôlée par un accident tectonique majeur.

Le faisceau principal (ou faisceau de Sain-Bel) s'étend sur une distance de 3 km depuis Chevinay au Sud jusqu'à Sourcieux au Nord à Fleurieux. Au Sud, il s'allonge selon une étroite zone qui s'ennoie progressivement sous un massif de quartz-kératophyres (P. MAZENOT, 1960), tandis que dans le secteur septentrional la minéralisation est disloquée par des failles à E-W (BRUNEL, 1938, note interne). A cette dualité N-S surtout contrôlée par la tectonique s'ajoute une différence géologique E-W, différence qui, par ailleurs, a conduit A. ROIRE (1959) et BARDIN (1971) à définir le toit de la minéralisation à l'ouest et son mur à l'est. En effet, le gisement présente, à l'ouest, une éponte très siliceuse représentée par les quartzites et caractérisée par une alternance de lits quartzo-siliceux et de pyrite cuprifère (1,2 % de Cu). A l'est, l'éponte est plutôt schisteuse et pauvre en cuivre avec, entre les deux, le minerai stratiforme massif titrant entre 40 % et 52 % de soufre (A. ROIRE, 1959, MAZENOT, 1960 ; BARDIN, 1971).

Dans une minéralisation hydrothermale sous-marine, les exhalaisons peuvent être distales et la composition des fluides minéralisateurs peut varier dans le temps et l'espace, si l'on se réfère au modèle classique des gisements de type "Kuroko" (BELLOTTO, 1983). On ne peut donc pas systématiquement mettre le minerai siliceux au toit de l'amas pyriteux qui, dans le schéma Kuroko, est plutôt riche en cuivre et en fer à sa base, surtout à proximité de la zone nourricière du stockwerk (CHIRON, 1978;

I : PLAN HORIZONTAL A L'ETAGE 166

II : COUPES VERTICALES

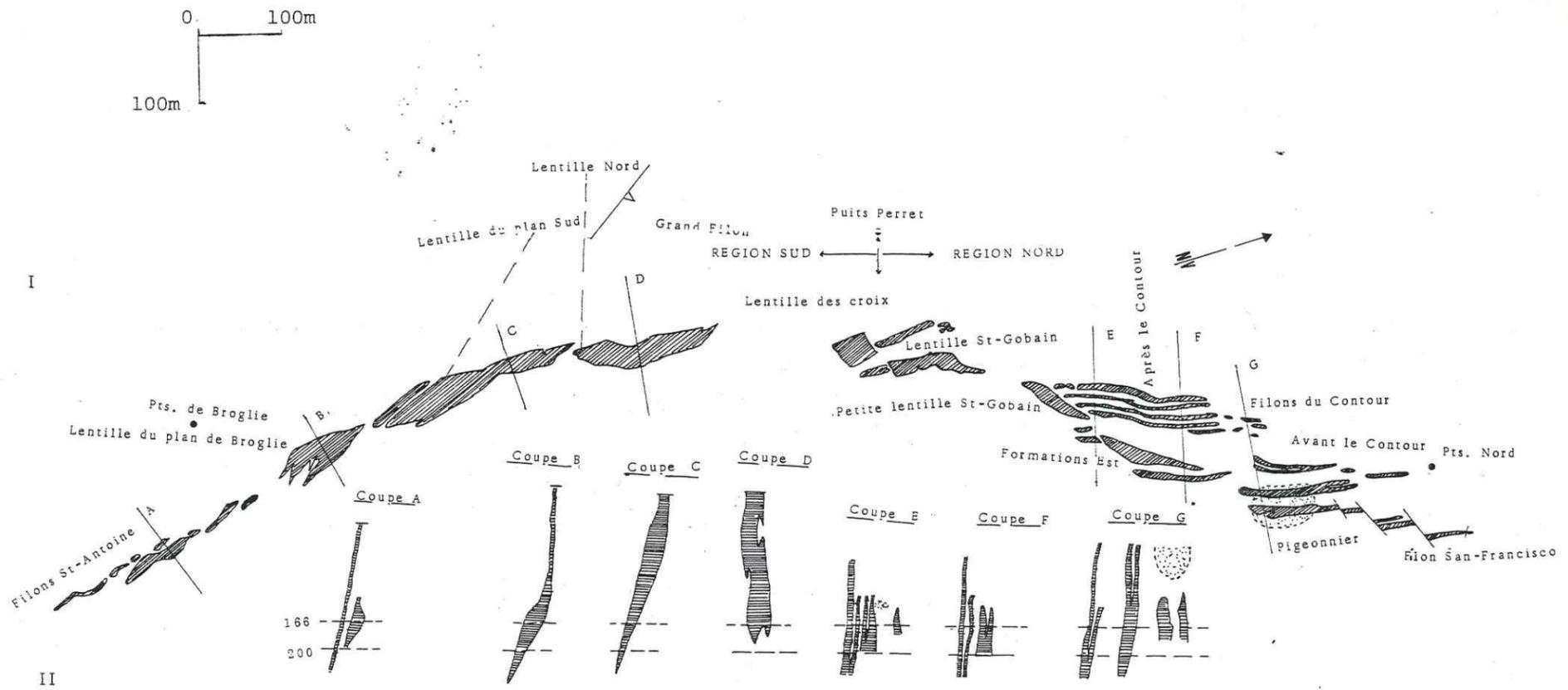


Fig. 23. Morphologie des lentilles minéralisées (D'après travaux miniers)

SATO, 1973). A ce titre une confusion peut naître dans toute interprétation qui ne prendrait en compte que le seul faisceau principal de Sain-Bel et qui écarterait le faisceau complémentaire de Vieilles-Mines et les autres minéralisations stratiformes régionales de même âge (Savigny, Chessy, etc...). En effet, le premier faisceau n'est que le résultat d'un processus métallogénique plus général. Sain-Bel est le "prolongement" des gisements cuprifères de Chessy (SONDO, 1981). Cette assertion s'appuie sur des analogies minéralogiques, géologiques et spatiales :

1. Saint-Antoine: l'éponte Ouest cuprifère, offre des minerais à rubanements barytiques roses ;
2. Vieilles-Mines: plus à l'Ouest : le minerai est encaissé dans des métasiltites microbréchiques et dans une gangue quartzo-barytique ; il est polymétallique, riche en Cu, Zn, Pb, ... ;
3. à Chessy, la minéralisation stratiforme primaire est plus nettement cuprifère.

Ainsi, il se produirait une certaine zonation régionale des sulfures de Chessy à Sain-Bel avec une augmentation des teneurs en cuivre vers le Nord. Ce schéma pourrait s'accorder avec la structure régionale primitive en bassin ou en rift (paléogéographie en synclinorium ; SONDO, 1981).

La géométrie et la puissance des lentilles minéralisées varient beaucoup. La nature même des minerais paraît se corréler avec les irrégularités des lentilles qui offrent, selon les lieux, deux types de sulfures de cohésion différents et qui paraissent s'inscrire dans des structures plicatives distinctes. En effet, comme l'indique la fig. 28, les lentilles tendres de type "amas massif" adoptent des terminaisons "en fond de bateau" (A. ROIRE, 1959 ; BARDIN, 1971 ; BELLOTTO, 1983) (cf. coupes verticales B - C - D, fig. 28) qui correspondent vraisemblablement à des charnières plicatives. Les lentilles "dures" (coupes A - E - F) s'étirent et paraissent s'inscrire le long d'anciens flancs de plis.

L'ensemble des lentilles est affecté d'un réseau de fractures tardives grossièrement orientées N-E de pendage Nord (BRUNEL, 1938, rapport interne Saint-Gobain). Ces fractures

induisent des rejets horizontaux ou verticaux dans le gisement.

## B. Les différents types de minerais et leur minéralogie

### B.1. Rappel géologique

#### B.1.1. Le faisceau principal

La minéralisation sulfurée de Sain-Bel apparaît étroitement liée aux volcanites acides quartzo-kératophyriques Dévono-Dinantienne affectées d'une intense altération hydrothermale contrôlant la mise en place du gisement et de sa gangue séricitoschisteuse. La disposition zonaire de celle-ci, symétriquement à la minéralisation est un argument étayant la position synclinale de l'amas (BARDIN, 1971 ; BELLOTTO, 1983). Les fluides hydrothermaux minéralisateurs développent, à partir des quartz-kératophyres, une auréole d'altération comprenant, de l'intérieur vers l'extérieur :

- . Une zone à quartz-séricite (constituant la gangue des minerais) ;
- . une zone à quartz-albite-séricite<sup>+</sup>chlorite<sup>+</sup>adulaire, <sup>+</sup> montmorillonite ;
- . une zone à quartz-albite-chlorite-épidote-calcite-adulaire.

La gangue de séricitoschistes contient souvent des intercalations de chloritoschistes dont la répartition spatiale, la paragenèse minérale à reliques magmatiques et la géochimie permettent de les assimiler à des métasiltites ou des métagrauwackes.

Le passage des lentilles minéralisées aux "stériles" est brutal. On rencontre successivement, de l'intérieur vers l'extérieur, de l'amas :

- . Pyrite massive ;
- . minerai siliceux (séricitoschistes minéralisés)
- . séricitoschistes stériles.

#### B.1.2. Le faisceau de Vieilles-Mines

L'examen des haldes des anciens travaux miniers et du log du "sondage de Vieilles-Mines" situe les minéralisations au sein de deux types faciologiques distincts :

a) Les haldes

Elles montrent une gangue quartzo-sériciteuse à barytine saccharoïde noire ou blanche à mouchetures de pyrite, chalcopryrite (abondante) et de blende rare.

b) Le log de sondage

La minéralisation est essentiellement liée à des formations schisteuses tufacées microbréchiques à intercalations de metabasites massives.

B.2. Les différents types de minerais

Selon une nomenclature basée sur la cohésion des minerais (A. ROIRE, 1959 ; P. MAZENOT, 1960), on distingue :

## 1. Le minerai tendre :

C'est l'amas massif stratiforme. Caractérisé par une très faible cohésion, il possède une schistosité fruste et constitue des lentilles trapues avec parfois des terminaisons en "fond de bateau". La découverte d'une pyrite remaniée au sommet d'une de ces lentilles atteste de l'origine exhalative-sédimentaire du gisement (BARDIN, 1971). Le minerai tendre se situe toujours à l'Est des faisceaux minéralisés.

## 2. Le minerai dur :

Très siliceux, ce type de minerai, formant l'éponte Ouest, se caractérise par une alternance de bandes sombres à pyrite, blende et de bandes jaunes à pyrite chalcopryrite (abondante) et de blende rare. Le minerai dur possède une grande cohésion et correspond aux quartzites (séricitoschistes siliceux) minéralisés.

## 3. Le faisceau de Vieilles-Mines :

Il contient une minéralisation polymétallique à gangue quartzo-barytique comparable, par sa cohésion au minerai rubano-lité du faisceau de Sain-Bel.

Dans le log de sondage on distingue une minéralisation massive stratiforme d'une minéralisation diffuse apparaissant dans des filonnets siliceux types stockwerk (?!)

### B.3. Composition chimique des minerais

Le tableau 10 donne la composition chimique des divers types de minerais ci-dessus définis. Les colonnes T et D représentent les moyennes, respectivement, des minerais "tendres" et "durs".

Il apparaît, eu égard aux teneurs en soufre et métaux de base Cu, Zn, Pb, une nette opposition entre, d'une part, le minerai massif stratiforme et le minerai siliceux, et, d'autre part, entre le faisceau de Sain-Bel et celui de Vieilles-Mines.

#### . Le minerai tendre :

Il se caractérise par sa richesse en soufre (moyenne 50,49 % -n = 4-) et sa pauvreté en métaux de base et en barytine. A cet aspect, s'ajoute une quasi-constance des teneurs en soufre qui semblent indépendantes de la position structurale dans la minéralisation.

#### . Le minerai dur :

Il s'oppose au précédent par sa pauvreté (relative) en soufre et sa richesse en métaux de base.

#### . Le faisceau de Vieilles-Mines :

Le gisement de Vieilles-Mines s'oppose au faisceau principal par son caractère nettement polymétallique.

En effet, très pauvre en soufre (moyenne : 19,4 % ; n = 5), il s'enrichit en cuivre (7,2 %), en zinc (10 %) et en plomb (0,95 %). Cuivre et zinc sont ici nettement au dessus de leurs teneurs limites d'exploitabilité : respectivement 1 et 4 %.

On remarquera (cf. Tab. 10) la grande cohésion de ce minerai (fonction du taux de silice) et sa richesse en barytine.

#### En résumé

Ainsi, du faisceau principal jusqu'à Vieilles-Mines, la variation chimique est nette et caractéristique. La minéralisation, d'abord essentiellement pyriteuse, s'enrichit progressivement en cuivre et en zinc, voire en plomb.

Cet enrichissement se poursuit plus au Nord à Chessy et est rendu manifeste par une minéralisation nettement cuprifère.

Les gisements de Chessy, Vieilles-Mines et Sain-Bel s'inscrivent au sein d'un même processus métallogénique caractérisé par des individualités locales.

### C. Composition minéralogique des minerais

Dans le cadre de ce mémoire, six sections polies ont été réalisées à partir des échantillons des haldes, dont :

- . Deux dans l'amas massif ;
- . deux dans le minerai dur ;
- . deux dans le minerai polymétallique de Vieilles-Mines.

Nous avons été quelque peu déçus, pour n'avoir observé que des paragenèses à pyrite-chalcopyrite-quartz et séricite avec quelquefois des minéraux d'altération supergène tels que covelline et chalcosine.

- . La pyrite est ubiquiste et clastique.
- . La chalcopyrite se présente en ciment colmatant les diaclases de la pyrite ou destabilise celle-ci en aménageant des golfes de corrosion.
- . Le quartz est soit en inclusion dans la pyrite ou aménage des golfes de corrosion autour de celle-ci.
- . La covelline et la chalcosine sont des produits de destabilisation de la chalcopyrite.
- . Blende et galène étant déjà rares à l'échelle du gisement leur observation à partir d'échantillons issus des haldes devient aléatoire. Ainsi, nos lacunes d'observation s'expliquent elles

Les paragenèses généralement proposées dans la littérature sont constituées de :

- . Pyrite ( $\text{FeS}_2$ ) ;
- . chalcopyrite ( $\text{CuFeS}_2$ ) ;
- . blende (Zn) ;
- . galène (rare) ( $\text{PbS}$ ) ;
- . cuivre gris ((Cu, Fe, Zn, Mg)<sub>12</sub> (Sb, As) 4 S 13 ;
- . phyrrotine ? ( $\text{FeS}$ ) (J.C. GERMAIN, 1972) note interne Saint-Gobain)

A ces différentes phases s'ajoutent des minéraux de cémentation tels que :

- . La mélantérite :  $(\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O})$ , de couleur verte, elle vire au blanc à l'air libre ;
- . la biotite :  $(\text{CuSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O})$  est bleue et présente une surface nodulaire ;
- . la pisannite :  $(\text{Cu,Fe})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
- . les cuprogoslarites :  $(\text{Cu,Zn})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  ;
- . les ferrogoslarites :  $(\text{Zn,Fe,Mg})\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ .

L'altération des roches encaissantes peut produire :

- . L'alunogène :  $(\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 16\text{H}_2\text{O})$  ;
- . la gypse :  $\text{Ca SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  ;
- . l'epsomite :  $\text{Mg SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ .

## CHAPITRE II

### CONCLUSION ET MODELE GENETIQUE

Les amas sulfurés du district minier de Sain-Bel sont étroitement liés à un volcanisme acide quartzo-kératophyrique affecté d'une intense altération hydrothermale. Les minéralisations, s'exprimant sous forme de lentilles, sont concordantes aux structures régionales ; elles manifestent, en outre, une zonation caractéristique : d'abord constituées d'amas massifs essentiellement pyriteux, les lentilles s'enrichissent, progressivement, en métaux de base (Cu - Zn - Pb). Parallèlement, on constate une augmentation de la cohésion du minerai par silicification accompagnée de dépôt barytique devenant abondant dans le gîte polymétallique de Vieilles-Mines.

Cet ensemble de caractères permet de rapporter les amas sulfurés de Sain-Bel aux gisements exhalatifs-sédimentaire généralement décrits en environnement volcano-sédimentaire et dont les amas "Kuroko" constituent l'exemple type.

#### . Le modèle Kuroko (cf. fig. 29 )

Les amas "Kuroko" (minerai noir) sont presque toujours situés au sommet ou sur les flancs de dômes rhyolitiques contrôlant leur mise en place. La minéralisation est encaissée dans des pyroclastites liées à l'implantation de la protrusion.

Ce type de concentration métallifère se caractérise par son enracinement dans le dôme rhyolitique par l'intermédiaire de la zone nourricière du stockwerk, notamment riche en cuivre et en fer. Il se produit une variation verticale : l'amas massif, syngénétique, s'enrichit progressivement vers le haut en Zn - Pb - Ba.

Les flux hydrothermaux minéralisateurs développent, dans l'encaissant tufacé et surtout dans la zone du stockwerk, une altération centrifuge.

Ce modèle, idéal, présente quelques analogies avec les gisements de Sain-Bel :

- . Une étroite liaison des lentilles avec les volcanites acides ;
- . la présence d'une auréole d'altération hydrothermale à quartz,

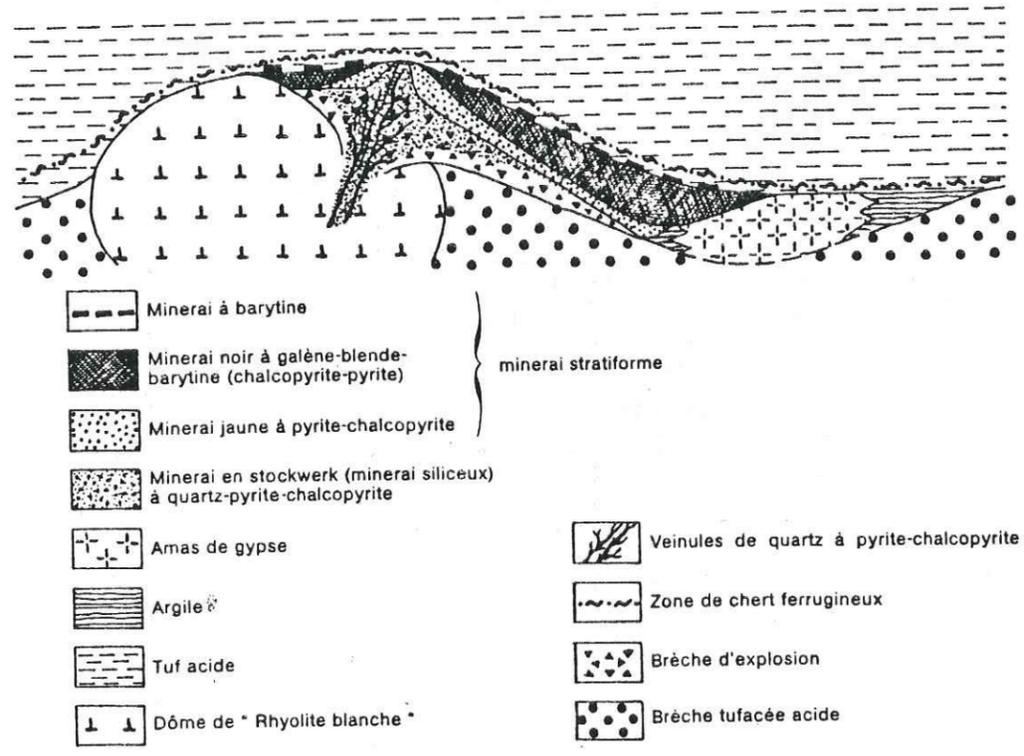


Fig.29 : Coupe schématique d'un gisement Kuroko typique (D'après Sato T., 1974)

- séricite, chlorite <sup>±</sup> montmorillonite ;
- . une zonéographie, du moins latérale des minéralisations ;
- . la présence d'une gangue quartzo-barytique ;

ceux-ci s'en distinguent par :

- . une absence problématique de stockwerk ;
- . le caractère tholéïtique du volcanisme qui les contrôle ;
- . l'absence de jaspes ferrugineux manganésifères, constituant la suite géochimique des épanchements volcaniques sous-marins.

A l'échelle régionale, les amas sulfurés de Sain-Bel s'inscrivent dans le cadre d'un processus métallogénique généralisé au Dévono-Dinantien et rattaché au volcanisme du stade préparatoire de l'orogène hercynien (PETERLONGO, 1960 ; BARDIN, 1971). En effet, depuis la province Sud-Ibérique (Espagne) jusqu'à Chizeuil (Saône et Loire (France)), les mêmes types de minéralisations se rencontrent avec cependant des variations locales portant à la fois sur les magmatismes impliqués et sur l'amplitude des déformations tangentielles qui les affectent. Ces différentes concentrations métallifères furent généralement rapportées au modèle Kuroko

#### . Les amas sulfurés de la province Sud-Ibérique

La minéralisation, très fortement pyriteuse, est exclusivement contrôlée par les volcanites acides tufo-laviques d'un magmatisme calcoalcalin (on sait, depuis, que les minéralisations de la province de Huelva sont synchrones d'un magmatisme basatique qui présente des affinités alcalines à tholéïtiques MUNHA, 1983), implanté dans un rift ensialique (DESPREZ, E. SOLER, 1971 ; ROUTHIER et A<sup>1</sup>, 1980). L'hydrothermalisme développe une auréole d'altération caractérisée par la présence d'une zone à chlorite liée au stockwerk dans un paysage paléogéographique de faible bathymétrie.

#### - Les analogies avec Sain-Bel :

- . l'association des amas aux volcanites acides ;
- . la faible bathymétrie ;
- . les fortes teneurs en pyrite.

- Les différences :

- . présence de dépôts manganésifères à Huelva ;
- . volcanisme tholéïtique à Sain-Bel ;
- . absence d'une altération chloriteuse liée au stockwerk à Sain-Bel.

. Les amas sulfurés de Chessy (Rhône)

La minéralisation polymétallique cuprifère se situe au sein des termes acides quartzo-kératophyriques et leur cortège pyroclastique. Le volcanisme est tholéïtique à caractère de T. MORB.

L'altération hydrothermale associée est caractérisée par la présence d'une zone à quartz, séricite (VUAGNAT, 1984).

Le stockwerk est ici absent.

A tous points de vue, Chessy et Sain-Bel représentent les individualités locales d'un même magmatisme dont les conditions physicochimiques "dérivent dans l'espace et dans le temps".

Cette fluctuation spatio-temporelle trouve son explication, en partie, dans la paléographie régionale.

. Les amas sulfurés de Chizeuil

La minéralisation sulfurée est rattachée à la pile de volcanites acides kératophyriques et soda dacitiques (LEMIERE, 1982), dans lesquels les fluides hydrothermaux minéralisateurs engendrent une paragenèse à quartz, séricite, kaolinite. L'andalousite rencontrée témoigne de l'empreinte du métamorphisme de contact du granite de Lusy.

Le volcanisme est calcoalcalin de type différencié, rapporté à un bassin marginal intraplaque (DELFOUR, 1982 ; LEMIERE, 1982, etc...).

Les gisements de Chizeuil se caractérisent par la présence d'une minéralisation du type stockwerk et l'absence de concentrations polymétalliques significatives.

En résumé :

De la province Sud-Ibérique (Espagne) à Chizeuil (Saône et Loire - France), on rencontre les individualités locales d'un même magmatisme Dévono-Dinantien précurseur de l'orogène hercynien.

Les amas sulfurés se situent au sein des volcanites acides où les fluides minéralisateurs engendrent des altérations dont la nature est fonction du lieu.

Toutes ces manifestations métallifères liées à un volcanisme épicontinental pourraient se rapporter aux amas de type "Kuroko".

#### HYPOTHESE GENETIQUE

- . La répartition spatiale des lentilles minéralisées et leur rapport typique avec les volcanites acides laviques et pyroclastiques ;
  - . la présence, effective, d'une variation latérale minéralogique et faciologique ;
  - . la coupure, brutale, entre le minerai et son encaissant,
- sont autant de faits significatifs qui nous suggèrent une origine exhalative-sédimentaire pour les amas sulfurés du district minier de Sain-Bél, comparativement au modèle "Kuroko" japonais.

L'étude de l'évolution des matériaux associés à la minéralisation établit l'existence de fluides hydrothermaux métallifères de haute température (350 à 400° C) acides (pH < 3) et chlorurés dont les conditions physicochimiques varient probablement dans l'espace et peut-être dans le temps.

Ces fluides affectent un matériel tufo-lavique quartzo-kératophyrique préalablement épanché sur un socle gneissique à "placages" ultra-basiques et organisé, maintenant, en synclorium (BARDIN 1971 ; SONDO, 1981 ; BELLOTTO, 1983) et qui correspondrait, peut-être, à l'origine, à un ancien rift (PIBOULE, 1983).

Les circulations hydrothermales s'installent en affectant préférentiellement les matériaux dotés d'une grande perméabilité primaire (porosité) ou secondaire (fractures). En fonction des conditions Eh/PH et de la température, le contenu métallifère des solutions minéralisantes se décharge suivi du développement concomitant d'une auréole d'altération.

Ce schéma, simpliste, se heurte ici à de grandes difficultés:

- . L'absence notoire de la zone assimilable au stockwerk ; cette absence, selon BELLOTTO (1983) peut signifier la position distale des amas par rapport aux dômes rhyolitiques contrôlant la minéralisation, tout comme elle peut signaler son oblitération par les déformations tangentielles synschisteuses ;

- . l'absence de dépôts sédimentaires du type jaspes manganésifère et gypse ; ce qui peut être le fait d'une lacune d'observation ou de l'ablation due à l'érosion postérieure au dépôt, ou encore au non dépôt de ces matériaux ;
- . l'absence de données précises sur une éventuelle variation verticale dans la minéralogie des lentilles.

Toutes ces lacunes fort gênantes trouvent leur origine dans l'inexistence de données géostruc-turales précises sur le district minier de Sain-Bel en particulier, et sur la Brévenne en général.

Un autre problème, lui aussi tributaire de données structurales fiables, est l'identification des centres émissifs de ce "volcanisme métallogénique".

A ce propos, dans l'état actuel des connaissances, deux hypothèses sont envisageables :

- a) L'existence de plusieurs centres émissifs à l'aplomb des faisceaux minéralisés : ce schéma s'accorde avec la répartition spatiale des amas sulfurés et suppose que les solutions minéralisantes furent contrôlées par des accidents tectoniques majeurs. Dans ce cas, on explique mal la zonéographie régionale observée et l'absence de stockwerk.
- b) L'existence d'un unique centre émissif pour Chessy et Sain-Bel (SONDO, 1981). Cette hypothèse rend compte de la variation spatiale des minerais sans permettre, autant que faire se peut, d'expliquer ni le mode, strict, de répartition spatiale des lentilles, ni des énormes auréoles d'altération qui les accompagnent.

En définitive, nous retiendrons l'hypothèse ( a ) en envisageant dans ce cas -pour expliquer la zonéographie minéralogique- une évolution des conditions physicochimiques des fluides minéralisateurs dans un site donné et dans l'espace régional.

CONCLUSION GENERALE

---

Les amas sulfurés de Sain-Bel apparaissent au sein d'une série volcanosédimentaire dite "série de la Brévenne" Dévon-Dinantienne caractérisée par sa nature spilito-kératophyrique et reposant en discordance sur la "série des monts du Lyonnais" (A. ROIRE, 1959 ; PETERLONGO, 1960).

L'agencement spatial des lentilles pyriteuses, parallèlement aux structures régionales de direction hercynienne, confère un caractère stratiforme à la minéralisation et rapporte ce "volcanisme dévonien au stade préparatoire de l'orogène hercynien" (PETERLONGO, 1960 ; BARDIN, 1971 ; CARME, 1975).

Le fractionnement magmatique est caractéristique des tholéites abyssales. L'existence de plusieurs souches magmatiques évoluant en lignées légèrement distinctes est probable.

La minéralisation, stratiforme et zonée, est strictement associée aux volcanites acides -quartz-kératophyres, tufs-quartzo-kératophyriques- et apparaît au sein d'une auréole d'altération hydrothermale comprenant de l'intérieur vers l'extérieur :

- . Une zone de séricitoschistes siliceux, correspondant à la *langue* de la minéralisation stratiforme et à paragenèse à quartz-séricites-sulfures ;
- . une zone à séricitoschistes blancs stériles constitués de quartz-séricite<sup>+</sup> barytine-plagioclases relictuels ;
- . une zone de quartz-kératophyres blancs : à paragenèse à quartz-albite<sup>+</sup>chlorite-séricite<sup>+</sup>montmorillonite<sup>+</sup>adulaire.

L'étude de l'évolution de ces matériaux -jointe à la morphologie et à la minéralogie des amas sulfurés- permet d'une part d'approcher les conditions physicochimiques des solutions hydrothermales, et d'autre part, d'établir la nature altérétique des séricitoschistes par métasomatose des quartz-kératophyres.

Au vu de ces différents résultats, un modèle génétique exhalatif-sédimentaire est proposé pour les amas sulfurés de Sain-Bel, comparativement aux minéralisations sulfurées de type "Kuroko" (J.C. CHIRON, 1972 ; DESPREZ, SOLER, 1971 ; SATO, 1977 ; ROUTHIER, 1980).

Succédant à la distension régionale préluant à l'orogène hercynien (PIBOULE, 1982), un volcanisme tholéïtique sous-marin, caractérisé par une faible bathymétrie (ROUTHIER, 1980 ; PETERLONGO, 1970) se met en place. Celui-ci débute par des tufs-quartz

kératophyres auxquels succèdent des laves acides mises en place sous forme de dômes ou protrusion.

Au sein des volcanites ainsi épanchées, une circulation hydrothermale, fortement acide, de haute température et chlorurée, s'installe en affectant les matériaux à grande perméabilité primaire ou secondaire où elle développe une auréole d'altération en se déchargeant de son contenu métallifère.

Postérieurement à ces manifestations magmatiques et métallo-géniques, la "série de la Brévenne" a été affectée de plis isoclinaux très pincés. D'où, l'actuelle position "synclinale" des lentilles minéralisées.

La zonéographie des minéralisations et leur agencement permet de les situer à l'aplomb de leurs centres émissifs.

Cependant, seule une étude structurale détaillée et minutieuse permettra de restituer les faits dans un contexte géostructural plus précis.

Pour l'instant, la part de l'hypothèse l'emporte sur celle de la certitude.

A N N E X E I

LOGS DES SONDAGES  
DU PETIT AMAS DU TRESONCLE

Les amas pyriteux du Trésoncle se situent dans une vallée profondément entaillée par le ruisseau du Trésoncle dans les roches métamorphisées de la "série de la Brévenne" (P. MAZENOT, 1960).

Celles-ci comprennent :

- . les gneiss d'Eveux (rapportés au socle) ;
- . des gabbros et des serpentinites, affleurant selon deux bandes parallèles de direction sensiblement ENE-WSW, dont l'une, septentrionale, apparaît suivant une faille satellite de l'accident tectonique Chessy-Savigny ;
- . un ensemble spilito-kératophyrique.

Ce secteur minéralisé est très déformé, clastique.

Dans un tel cadre tectonique, réaliser un sondage n'est guère une opération aisée. Ainsi s'expliquent les très mauvaises récupérations des neuf sondages (logs et positions fig. et fig. ), réalisés en 1956 par Saint-Gobain. Les pourcentages de carottage oscillent entre 32 % et 88,5 %. On admet alors que toute interprétation comporte un risque d'ambiguïté dont nous restons conscients. Cependant, à titre d'information, nous avons jugé utile de donner, de ces sondages, un commentaire (quel que sommaire soit-il) qui n'existe nulle part dans la littérature.

#### SONDAGE 1 (S 1<sup>o</sup>) (Fig. 30)

Pendage : vertical ; longueur forée : 70,28 m ; carottage : 36 %

De haut vers le bas, on rencontre successivement : 36 m d'un ensemble constitué d'une alternance de niveaux de pyrite massive, de chloritoschistes (tufs basiques ?) fortement à légèrement pyritisés, de 36 à 70,48 m. Les chloritoschistes deviennent stériles avec une silicification qui devient de plus en plus importante et s'exprimant souvent en veinules.

#### SONDAGE 2 (S 2) (Fig. 30)

Pendage : vertical ; longueur forée : 86,9 m ; carottage : 32 %

De 2,13 m à 58 m, on rencontre des chloritoschistes faiblement pyritisés, très tectonisés et microplissés avec quelques

passages à pyrite massive ou schisteuse qui n'apparaissent pas avant 23,80 m. Ces passages à pyrite massive ou schisteuse s'estompent aux environs de 41 m et les chloritoschistes deviennent stériles. A 58 m après un niveau à veinules siliceuses, on passe à des tufs kératophyriques.

SONDAGE 3 (S 3) (Fig. 31)

Pendage : vertical ; longueur forée : 196,89 m ;  
carottage : 40 %

Son log se présente comme suit :

4 m :

Schiste vert basique, poreux, à mouchetures de pyrite, fortement oxydé, à texture microgrenue aphanitique orientée, à mésostase quartzo-feldspathique. Le quartz apparaît en filonnets joint à la pyrite, selon un système de diaclases parallèle à la schistosité. La pyrite est microscopique, accompagnée de magnétite et d'oligiste. La séricite s'organise en lits alternant avec des traînées siliceuses.

9 m :

Schiste vert basique précédemment décrit, faiblement pyritisé.

13,30 m :

Niveau de pyrite à intercalations de schistes verts.

13,50 m :

Chloritoschistes microplissés, stériles.

17,30 m :

Serpentinites fines, bréchiques à filonnets calcitiques.

30,75 m :

Métabasalte à texture microlitique à mésostase essentiellement constituée de lattes de plagioclase subautomorphe. La biotite, relativement importante, apparaît en position interstitielle. Le quartz occupe les golfes de corrosion des lattes de plagioclase. Chlorite et épidote sont omniprésentes.

46 m :

Métabasalte à intercalations doléritiques et bréchiques vers le bas.

75 m :

Métadolérite à texture intersertale relictuelle. Mésostase essentiellement constituée de plagioclase en lattes fortement altérées et envahies d'épidote automorphe et de leucoxène. La hornblende verte à passées d'actinote est abondante. Le quartz est totalement absent à très rare.

78,5 m :

Métagabbro ? Peu porphyrique, très fortement tectonisé et rubéfié. La mésostase, méconnaissable, est chargée de pyrite, oligiste, magnétite. Les reliques de plagioclase montrent des assemblages de chlorite-ilménite-amphibole. Ce dernier minéral est très abondant. Le quartz, rare, est un produit de la destabilisation des plagioclases.

86 m :

Légères passées d'amiante.

86,15 :

Serpentinite fine très épidotisée.

127,25 m :

Serpentinite fine à filonnets de calcite et à texture fibro-nématoblastique équante fortement altérée. La mésostase est essentiellement serpentineuse, où baignent de grandes plages de hornblende verte. La pyrite est clastique, très faiblement représentée. On note également la présence d'épidote, d'ilménite et de magnétite.

162,5 m :

Serpentinite fine bréchique et à veinules de calcite.

183 m :

Serpentinite fine bréchique à passées d'amiante.

186 m :

Brèche de serpentinite rubéfiée.

196,89 m :

Zone faillée rubéfiée.

**SONDAGE 4 ( S 4 ) (Fig .30)**

Azimut : 90° ; Pendage : 70° ; longueur forée : 80,75 m  
carottage : 41 %

De 2,55 m à 19,25 m, c'est une alternance de chloritoschistes

moyennement à très faiblement pyritisés et de niveaux de pyrite à intercalations schisteuses qui passent ensuite à 11,5 m de metabasaltes à mouches de pyrite surmontant 3 m d'un matériel quartzeux à lambeaux de pyrite à sa base. On repasse dans les metabasaltes supérieurs sur 2,25 m et à nouveau à 10,75 m du matériel quartzeux à mouches de pyrite en veinules. Entre 49,30 m et 80,75 m le log est constitué d'une alternance de serpentinites et de chloritoschistes stériles.

SONDAGE 5 (S 5) (Fig .30)

Pendage : vertical ; longueur forée : 77,20 m ;  
carottage : 81 %

Le log se compose de 53,25 m de schistes verts basiques légèrement pyritisés alternant avec des niveaux de pyrite massive, notamment entre 11,75 et 12,85 m, puis de 32 m à 37,80 m. Ces niveaux sont séparés par des horizons faiblement pyritisés. A partir de 53,25 m, ces schistes passent à quartz-kératophyres tufs acides à intercalations de séricitoschistes jusqu'à 77,20m.

SONDAGE 6 (S 6) ( Fig .30)

Pendage : vertical ; longueur forée : 91,2 m ;  
carottage : 88,5 %

Il débute par 14 m de serpentinites à veinules de calcite passant à une zone faillée sériciteuse et silicifiée sur 18 m. Cette tranche tectonisée à séricitoschistes surmonte 1,20 m de metabasalte à mouchetures de pyrite. La minéralisation s'exprime de 31,20 à 37,40 m par des niveaux à pyrite massive à intercalations chloriteuses et par des chloritoschistes légèrement pyritisés ou à "mouches" de pyrite. On voit apparaître des veinules quartzieuses légèrement pyritisées vers la base. Entre 37,40 m et 51,60 m on entre dans une zone de microbrèches quartzitiques à intercalations spilitique et sériciteuse. Le reste du log est constitué d'une succession de tufs acides et de séricitoschistes interrompue à 77 m par une zone faillée bréchique et rubéfiée.

SONDAGE 7 (S 7) (Fig . 30)

pendage : vertical ; longueur forée : 45,2 m ;  
carottage : 93 %

Il commence par 4,5 m de serpentinites fines à veinules de calcite surmontant 3,25 m de spilites schisteuse. La minérali-

sation pyriteuse apparaît entre 9,40 m et 13,10 m. Massive au sommet, elle s'appauvrit à la base, pour passer à une bande de chloritoschistes sur 12,40 m (13,10 m à 25,50 m). Le rest du log est fait de séricitoschistes siliceux, rubéfiés à finement fissurés, à chloritoschistes intercalaires.

SONDAGE 8 (S 8) (Fig. 30)

Pendage : 80° ; Azimut : 135° ; longueur forée : 41,8 m ;  
carottage : 75 %

0 m

Spilites schisteuses fissurées, rubéfiées ;

14,40 m

Serpentinites fines à veinules de calcite.

20,50 m

Chloritoschistes microplissés à intercalations de séricitoschistes.

21,34 m

Pyrite massive.

21,45 m

Chloritoschistes microplissés à pyrite diffuse selon la schistosité ou en travers de celle-ci.

22,40 m

Niveau de pyrite à intercalation de chloritoschistes.

22,80 m

Chloritoschistes microplissés stériles.

23,50 m

Niveau sériciteux silicifié.

26,20 m

Chloritoschistes stériles.

29,30 m

Séricitoschistes à passages quartzeux.

30 m

Chloritoschistes microplissés.

31,70 m

Séricitoschistes

32,20 m

Chloritoschistes à intercalations sériciteuses rubéfiées.

41,80 m

SONDAGE 9 (S 9) (Fig. 31)

Pendage : 70° ; azimut : 110° ; longueur forée : 129,8 m ;  
carottage : 86 %

6 m

Spilites schisteuses homogènes.

56 m

Spilites schisteuses à passées sériciteuses. La pyrite diffuse s'exprime en veinules sécantes à la schistosité.

65 m

Niveau de pyrite massive.

65,10 m

Spilites schisteuses faiblement pyritisées.

66,80 m

Pyrite à intercalation de spilites schisteuses.

67,10 m

Spilites schisteuses fortement pyritisées.

69 m

Séricitoschistes légèrement pyritisées.

75 m

S Séricitoschistes silicifiés à intercalations pyriteuses.

87,50 m

Intercalations de serpentinites fines à veinules de calcite.

92,70 m

Petite passée de pyrite massive.

126 m

Niveaux tufacés acides sériciteux.

129,82 m

A N N E X E    I I

LE LOG DU SONDAGE

DE VIEILLES-MINES

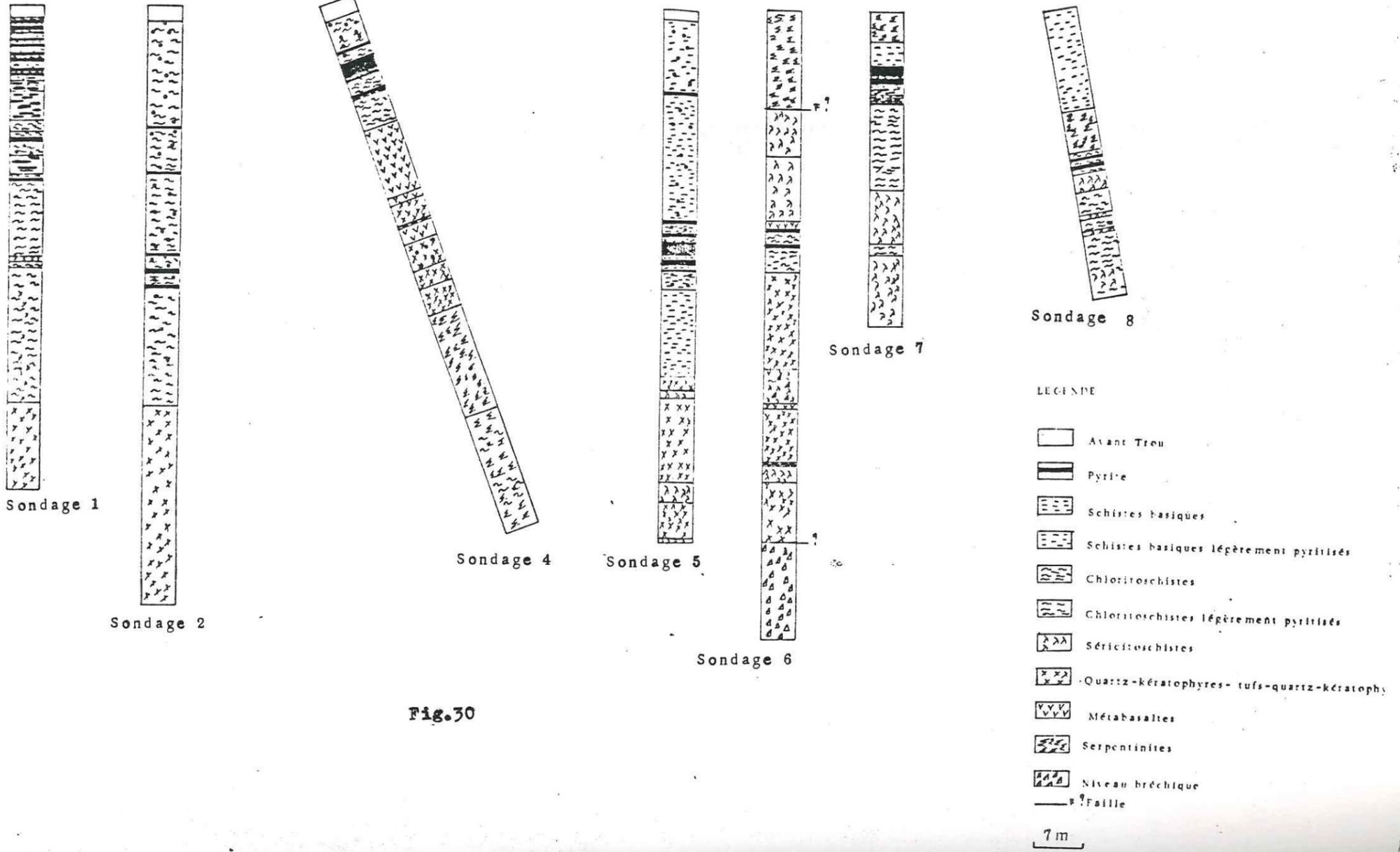
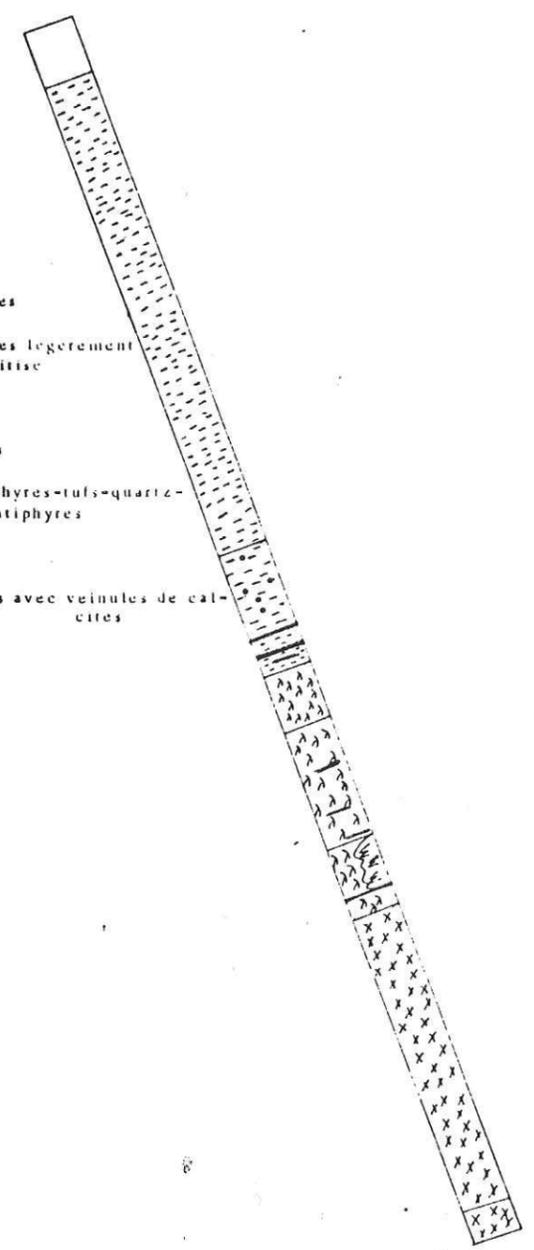


Fig.30

LEGENDE

-  Avant Trou
-  Schistes basiques
-  Schistes basiques legerement pyritise
-  Pyrite
-  Sericitoschistes
-  Quartz-keratophyes-tufs-quartz-keratophyes
-  Metabasaites
-  Serpentinites avec veinules de calcites
-  Gabbro
-  Microbreche
-  Faille

7 m



Sondage 9

Fig. 31



Sondage 3

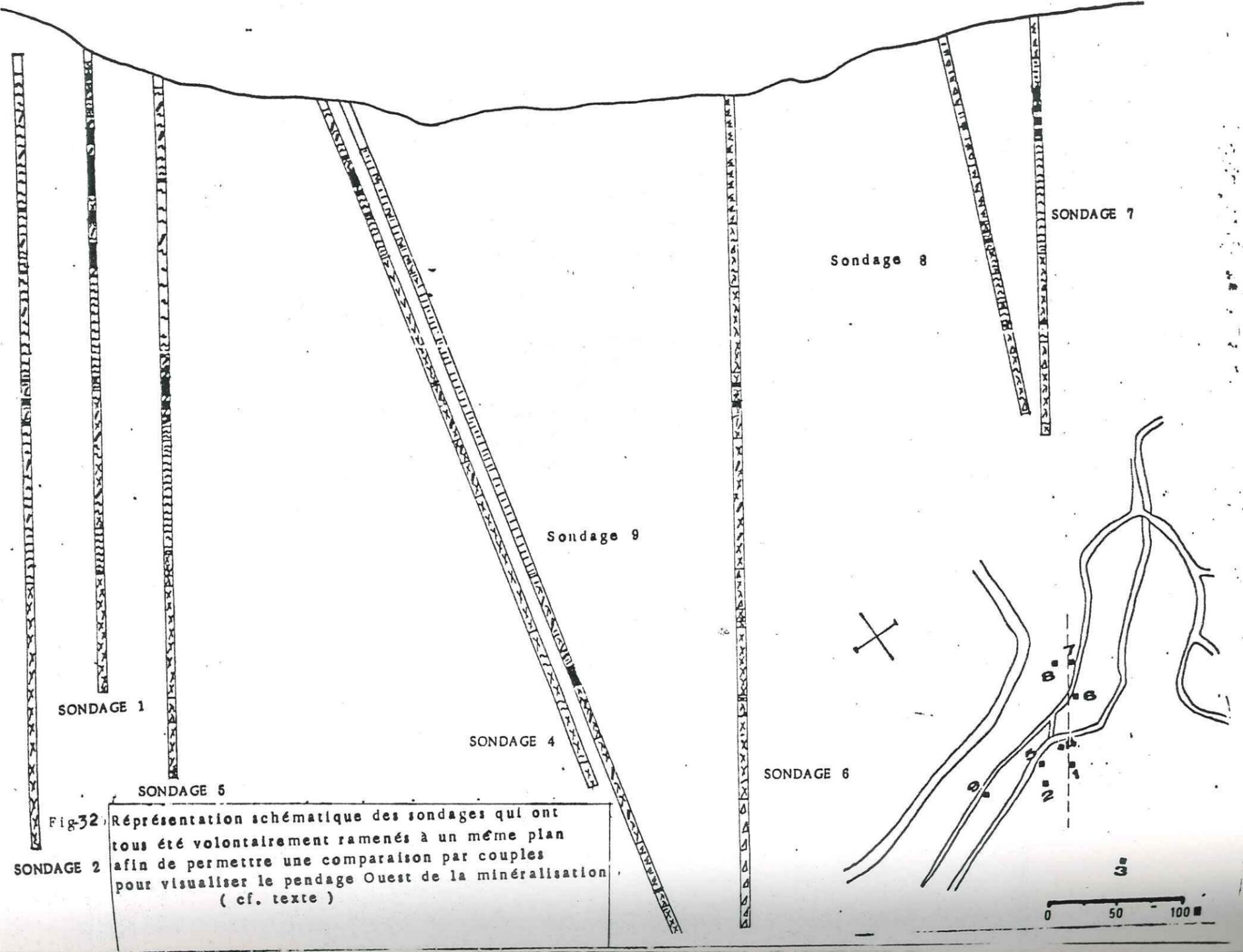


Fig-32 Réprésentation schématique des sondages qui ont tous été volontairement ramenés à un même plan afin de permettre une comparaison par couples pour visualiser le pendage Ouest de la minéralisation ( cf. texte )

La position de ce sondage carotté -effectué en Décembre 1964 par Saint-Gobain- est indiquée par la figure , la figure donne son log qui se caractérise par une absence de matériel notamment entre 155 m et 211 m, soit 23,5 % de perte des informations par rapport au sondage.

Le pourcentage de carottage réel ne nous est pas, non plus, connu, tout comme le pendage du log qui a été déduit de la projection du plan de sondage (cf. fig. ).

Ces différentes lacunes nous invitent à plus de prudence.

#### SONDAGE DE VIEILLES-MINES (Fig .33)

Pendage : 57° ; longueur forée : 238,2 m ; Avant trou : 50 m !  
52,7 m

Matériel chloriteux pyritisé à lits de pyrite millimétriques fortement microplissés, alternant avec des rubans chloriteux contenant des poches quartzes et bréchoïdes. Des filonnets de pyrite diffuse recoupent ce matériel. On observe par ailleurs des veinules de quartz tantôt conformes à la position des filonnets de pyrite, tantôt parallèles à la schistosité d'ensemble.

Au microscope : on a une texture granolépiblastique fine et orientée à mésostase essentiellement chloriteuse parcourue de filonnets de quartz à cristaux subautomorphes. En association avec le quartz, apparaît localement dans ces filons ferreux, une chlorite à teinte de polarisation anormale violette. La pyrite, subautomorphe ou clastique est liée à ces filonnets quartzo-chloriteux qui peuvent être plissés par les dernières phases tardives à plis ouverts

De ce fait, à côté d'un quartz de réoformation nettement granoblastique, on voit apparaître de la muscovite souvent bien cristallisée.

57 m

Alternance de lits millimétriques à centimétriques de quartz avec des lits millimétriques à centimétriques de chlorite, associés à une pyrite granulaire accompagnée de chalcopryrite et de blende. Un ruban quartzes montre un pli de phase tardive affectant un pli isoclinal antérieur.

86,53 m

Matériel chloriteux bréchique, tufacé basique à rognons quartzeux clastiques. La minéralisation, devenue moins abondante, est soit sécante par rapport à la schistosité, soit parallèle à celle-ci, qui par ailleurs est recoupée par un matériel "chertoux" microplissé offrant une nette crénulation.

Au microscope : on constate une texture lépidoblastique, avec un fond chloriteux emballant de fins filets de pyrite granulaire, accompagnée de magnétite, épidote et leucoxène (métatuf ou brèche basique ?).

97 m

Chloritoschiste bréchique fortement plissé, faiblement minéralisé. L'examen au microscope révèle une texture fibromicrogrenue orientée à mésostase chloriteuse où flottent des lattes (ou ce qui en reste) de plagioclases entièrement ou partiellement altérés en chlorite-épidote-quartz. Le quartz se présente en rognons granoblastiques orientés ou soulignant les filets de calcite coupant la schistosité en oblique.

118 m

Chloritoschistes légèrement pyritisés bréchiques à la base.

120,5 m

Matériel doléritique compacte à placages d'épidote sur les diaclases.

124,95 m

Zone plus ou moins rubanée à pyrite, chalcopryrite et blende très rare. La minéralisation se manifeste en veinules obliques sur la schistosité ou conforme à celle-ci. L'encaissant est une brèche chloriteuse de metabasite. Sa texture est microli-tique orientée. La mésostase est chloriteuse à reliques de plagioclases altérées en quartz, chlorite, calcite (séricite).

126 m

"Fausse" brèche à quartz-chlorite tardifs, à éléments de quartz-kératophyres noirs et de metabasites épidotisées. Le quartz et la chlorite ont un interface sinueux, indenté. Ils sont par ailleurs sécants par rapport à la schistosité générale. Cet ensemble est stérile. Le quartz, en filons, est ployé en un pli isopaque. Une analyse de la chlorite montre que celle-ci donne dans le champ des glochautites (diagramme de HEY, 1954 in AUMAITRE)

137,4 m

Zone épidotisée à quartz dans une serpentinite. On y observe quelques rares grains de pyrite, chalcopryrite, et de blende.

141 m

Métapéridotite fine à mésostase essentiellement serpentineuse.

145,60 m

Matériel très bréchique faiblement minéralisé à pyrite chalcopryrite. Lesmicroscope montre une texture microlitique aphanitique légèrement orientée, à mésostase, constituée de lattes de plagioclase fortement altérées en chlorite-caléite-épidote. Le quartz est absent.

150,7 m

Chloritoschistes légèrement pyritisé.

155 m

Matériel absent.

211 m

Cataclasite fortement rubéfiée et épidotisée à veinules de calcite et de quartz passant vers la base à une zone sériciteuse.

222 m

Cataclaite fortement rubéfiée

238,2 m

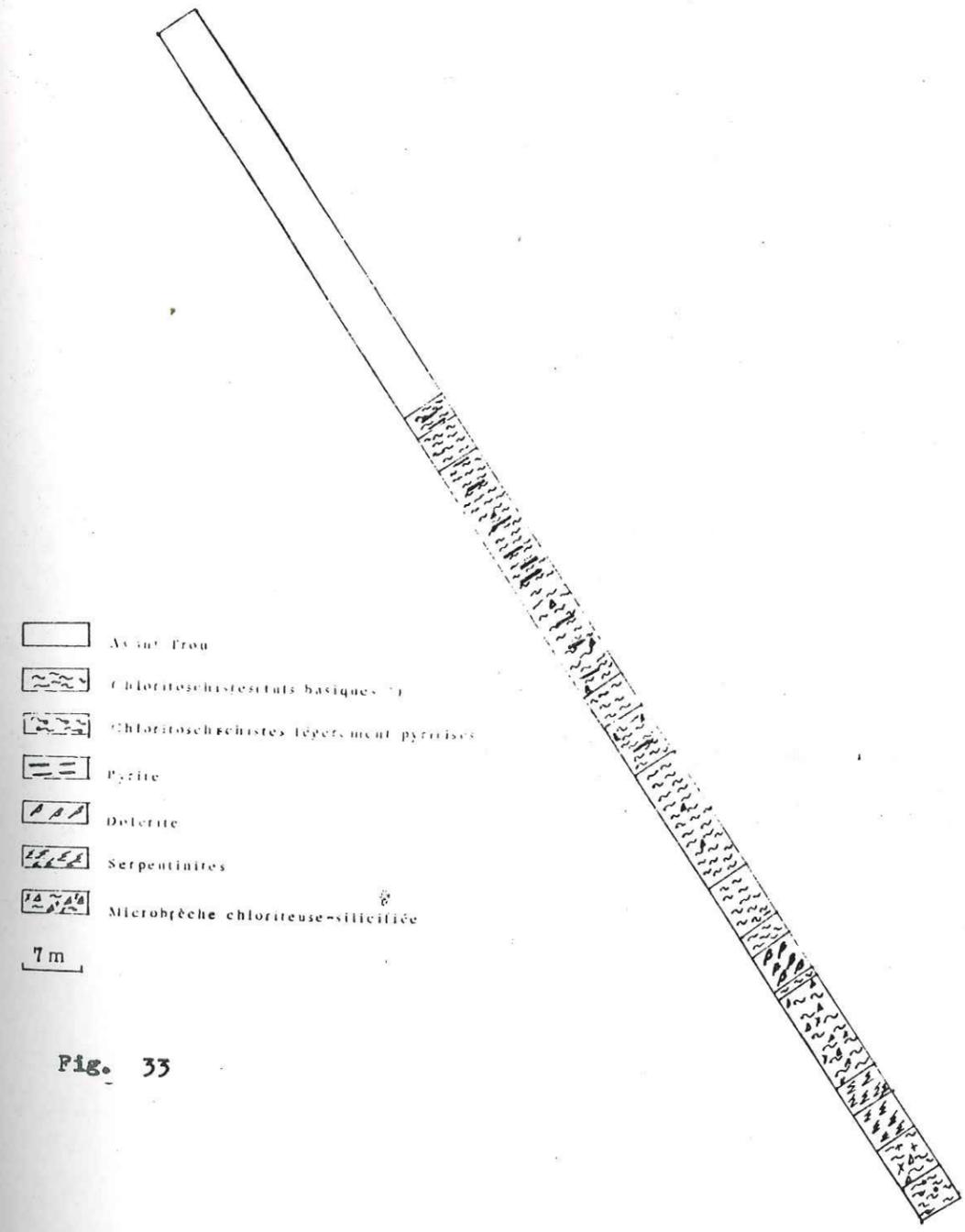


Fig. 33

Sondage Vieilles-mines

B I B L I O G R A P H I E

AUMAITRE R., BUFFET G. :

Minéralogie, pétrologie et géochimie des laves spilitiques et filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux  
Thèse 3è cycle, GRENOBLE, 1973

AUTRAN A., DELFOUR J., TEGYEY M.

Socle ante-Dévono-Dinantien du Morvan. Colloque "Programme géologie profonde de la France" Paris, p. 159-165, 1982

BARDIN D.

Les amas pyriteux de Sain-Bel (Rhône) liés au groupe spilites-kératophyres de la Brévenne Bull., B.R.G.M., (2), (II), 6, p. 17-41, 1971

BARRET T. J.

The Pb isotopic composition of Jurassic Cherts overlying ophiolites in the North Apennines (Italy), Earth planet, sci., lett. 49, p. 193-204, 1980

Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines (Italy). Chemical geology, 34, P. 299-317, 1981

BARNES H. L.

Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Holt, Rinehart and Winston. 23 cm, XVI, 670 p. fig., 1967

BEBIEN J.

Eléments nouveaux sur le volcanisme Dévono-Dinantien de l'extrémité Sud-Ouest du faisceau synclinal du Morvan. C. R., acad; sci., Paris, série D, t. 273, p. 466-469, 1971

BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M.

Geochemical discrimination between ocean-floor and siland are tholeiites application to some ophiolites, 1979

BELLOTTO S.

Etude de deux manifestations métallifères en environnement volcanosédimentaire (Paléozoïque) N-E du Massif Central français. Thèse 3è cycle, E.N.S.G., Nancy, 1983

BERNARD A. J., SOLER E.

Aperçu sur la province pyriteuse Sud-Ibérique. Centenaire de la Société Géologique de Belgique. Gisement stratiforme et province cuprifère. Liège, p. 287-315, 1974

BERNARD A. J., DAGALLIER G., ESTEYRIES C., GUILÉMOT D., SOLER E.

Essai d'utilisation des sédiments exhalatifs en prospection minière des amas sulfurés massifs. C.R. fin d'étude D.G.R.S.T. Action concertée : Valorisation des ressources du sous-sol, 1980

BESSON M. FONTEILLES M.

Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcalines. Bull., Soc., Franç., minéral., (cristallogr), 97, p. 445-449, 1974

BOULADON J., PICOT P., LAFORET C.

Les gisements sulfurés stratiformes liés au volcanisme. Quelques réflexions sur l'environnement et la minéralogie des minerais. Mém., h. série ; soc ; géol ; France. N° 7, p. 149-154, 1976

CARMES F.

Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques préorogéniques du socle anté-houiller des massifs cristallins externes et des monts du Lyonnais. C.R., acad., sci, D, 282, p. 89-92, 1975

CHIRON J. C.

Rapport préliminaire sur la géologie et de la métallogénie de la série Dévono-Dinantienne dans le N-E du Massif Central. Rapport du B.R.G.M. 72, S.G.N. 124, Met, 40 p, 4 fig, 1 tabl, 1972

Les gisements "Kurokos" du Japon. Chron., rech., min, N° 443, 1978

DELFOUR J., TEGYEV M.

Etude préliminaire de l'environnement géologique du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône et Loire). Rapport B.R.G.M., 79 S.G.N., 76 p, 4 pl, 2 cartes. 1979

DELFOUR J.

Geologic, tectonic and metallogenic evolution of Northern part of the Precambrian arab shield (Kingdom of Saudi Arabia), Bull., B.R.G.M., II, 1-2, p. 1-19.

DELFOUR J., TEGYEV M., PIBOULE M., PLAQUIN A., LEMIERE B., LECUYER E.

Pétrographie et géochimie des intrusions trondjémiques Dévono-Dinantienne de Sauvigny-Chizeuil, Sud-Ouest du Morvan. Pè R.A.S.T., Paris, soc, géol, fr, ed, 1982

DELFOUR J., ISNARD P., LECUYER E., LEMIERE B., MOINE B., PIBOULE M., PICOT P., PLOQUIN A., TEGYEV M.

Etude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône et Loire) et de son environnement volcano-sédimentaire. Action concertée D.G.R.S.T. 14-09-80 ; Colloque V.R.S.S. Sophia Antipolis, 8,9,10-11-1983

DELFOUR J., ISNARD P., LECUYER E., MOINE B., PIBOULE M., PICOT P., PLOQUIN A., BELLOTTO S., BERNARD A.J., SOLER E.

Gisements volcano-sédimentaires de la bordure orientale du Massif Central. 1983

DESPRAIRIES A., JEHANNO C.

Paragenèses minérales liées à des interactions basaltes-sédiments eau de mer (sites 465 et 456 des legs 65 et 60 du D.S.D.P. sci, géol, Bull., 36, 2-3, p. 93-110 Strasbourg. 1983

DESPREZ D., SOLER E.

Les minéralisations pyriteuses et manganésifères liées aux formations volcano-sédimentaires de la province de Huelva (S-W

Espagne), Bull, B.R.G.M., 2è série, sect, II, N° 6, p. 5-16,  
1971

DURAND C.

Etude pétrographique et géochimique des spilites-kératophyres  
et roches basiques associées de la série de la Brévenne (Massif  
Central français). Thèse 3è cycle, LYON I, 1981

FANTIN J. D.

Géologie de la région S-E de Bourbon-Lancy (Saône et Loire),  
Massif Central français. Thès 3è cycle, CLERMONT-FERRAND, 1973

FINLOW-BATES T.

The chemical and physical controls on the genesis of submarine  
exhalative orebodies and their implications for formulating  
exploration concepts. A review geol., Jb - D 40, p. 131-168,  
1980

FLOYD P. A., WINCHESTER J. R.

Identification and discrimination of altered and metamorphosed  
volcanic rocks using immobile elements. Chem. geol. 21, p.291-  
306. 1978

FONTEILLES M.

Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. Etude  
comparée des séries volcaniques Paléozoïques de La Bruge  
(Vosges) et de la Brévenne (Massif Central français). Bull.,  
B.R.G.M., 2,2,3, p. 1-54. 1968

FRANKLIN J. M. SANGSTER LYDON J. W., SANGSTER D.F.

Volcanic associated massive sulfide deposits. Econ., geol, 75th  
Anniv. p. 485. 1981

FUDALI R. F.

Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas. Geochim.,  
Cosmochim., Acta, 29, p. 1063-1075. 1965

GAGNY C., SIDER H., GODINOT A.

Mise en évidence d'une tectonique tangentielle sudète dans les formations paléozoïques du Beaujolais méridional. C.R., acad., sci, Paris, t 293, série II, p. 1007-1010. 1981

GIBSON H. L., WATKINSON D. H., COMBA, C.D.A.

Silicification : hydrothermal alteration in an archean geothermal system within the Amulet rhyoliten formation, Noranda, Quebec econ geol, vol. 78, p. 954-97. 1983

GIROD M.

Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Paris, Doin ed 239 - 81 fig, 23 tabl.. 1978

HEKINIAN R., FEVRIER M., BISCHOFF J.L., PICOT B., SHANKS W.C.

Sulfide deposits from the East-Pacific rise near 21°. sci, 207, p. 1433-1444.

HUMPHRIS S.E., THOMPSON G.

Trace elements immobility during hydrothermal alteration of oceanic basalt. Geochim. cosmochim. acta, 42, p. 123-1236, 1978

HUTCHINSON R. W.

Volcanogenetic sulfide deposits and their metallogenic significance. Econ. geol. 68, p. 1223-1246. 1973

Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system. Econ. geol., 76 p. 143-153. 1981

ISHIHARA D.

Geologie of Kuroko deposits. Soc; of Mining geologist of Japan. Mining geology spec. issue, N° 6, 4358. 1974

IRVINE T. N., BARAGAS W.R.A.

A guide of the chemical classification of common volcanic rocks. Can. J. Earth sci, 88, p. 523-548

JAKES P.

Major and trace elements abundance in volcanic rocks of oreogenic areas. Geol. soc. Amer. Bull. 83, p. 29-40.

JOUCHOUX P.

La série spilito-kératophyrique Dévono-Dinantienne de la Brévenne occidentale : étude pétrographique et géochimique (Massif Central français). Thès 3è cycle, LYON I, 1 cartz à 1/25 000 H. Text. 1983

JOHN W.S.

Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. 1982

KLAU W., LARGE D.E.

Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposits : a discussion of their classification and metallogenesis. geol. Jb D 40, p. 13-58. 1980

KUNO H.

Differentiation of basalt magmas. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Vol. 2, p. 623-688, int sci, publishers JOHN WILEY & Son. 1968

LACROIX A.,

Le gîte pyriteux de contact du granite de Chizeuil (S. et Loire) et ses roches métamorphiques. Bull. soc. franç minéralo. (cristallogr.), t 41, p. 14-21. 1978

LACROIX P.

Etude géologique du groupe de Violay (Rhône). Contribution à l'étude des granites sodiques et des formations éruptives volcano-sédimentaires associées. Thèse 3è cycle, LYON I. 1980

LA ROCHE H.

Comportement géochimique différentiel de Na-K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques; C.R. acad. sci, Paris

t 267, série D p. 39-42. 1968

LEISTEL, BEBIEN

Caractéristiques calcoalcalines des volcanites basiques rapportées au Dévonien supérieur et Viséen inférieur de la montagne Bourbonnaise. C.R. acad. sci, Paris, 294, II, p. 985-988. 1982

LECUYER E.

Etude du gîte de pyrite de Chizeuil (S. et Loire) et de son environnement volcanosédimentaire Dévonien supérieur et de son auréole d'altération hydrothermale. Thèse doct. ing. LYON I. 1982

LEMIERE B., TEGYEV M., PLOQUI A., PIBOULE M.

Géochimie du massif volcanique Dévonien de Chizeuil. 9è R.A.S.T. Paris, p. 375

MALLEY P., JUTEAU T., J.A.B. SANCHEZ

Hydrothermal alteration of submarine basalts from zeolitic to spilitic facies in the upper triassic pillow-lavas of Antalya, Turkey. sci; geol. Bull. 36, 2-3, p. 139-163, Strasbourg (1983)

MAZENOT P.

Rapport de stage : "Mines métalliques". E.N.S.G. Nancy. 1960

MIYASHIRO A.

Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins Am Journ sci 274 p. 321-355. 1974

Volcanic rocks series and tectonic setting. Earth planet. sci 3, p. 252-270. 1975

MIYASHIRO A., SHIDO F.

Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviour of Ti-V, Cr-Ni. Am. J. sci. 275, p. 265-267. 1975

MOINE B.

Géochimie des transformations métasomatiques à l'origine de gisement de talc et chlorite de Trimouns. Bull. mineral 105, p. 62-88. 1982

MOINE B., ROBELLIN C., LEMIERE B., PIBOULE M.

Etude géochimique de la série Dévonienne de la région de Bourbon Lancy (S. et Loire). 9è R.A.S.T. Paris soc geol. fr. Paris. 1982

MULLEN E.D.

MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis Earth planet. sci. lett. 6,2-1, p. 53-62. 1983

PEARCE J.A., CANN J. R.

Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using traces elements analyses. Earth planet. sci. lett. 19, p. 290-300. 1973

PEARCE J.A., NORRY M. J.

Petrogenic implications of Ti-Zr-Y-Nb variations in volcanic rocks. Contr. mineral. petrol.. 69, p. 33-47. 1979

PEARCE J.A.

A user's guide to basalt discrimination diagrams. Dept of Earth sci. The Open Univ. 1984

PETER A. R.

Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in crust oceanic . Econ. geol. 73-2, p. 135-160. 1978.

PIBOULE M., BEURRIER M., LEMIERE B.

Géochimie et origine des granites albitiques de l'Est du Massif Central français. 9è R.A.S.T., Paris, soc. geol. fr., edit. Paris. 1982

PIBOULE M., BRIAND B., BEURRIER M.

Géochimie du granite albitique de l'est du Massif Central français. N-Jb Mineral Abh - 143, 3 p. 279-308. 1982

PIBOULE M., BEURRIER M., BRIAND B., LACROIX P. (1983).-

Les trondjémities de Chindo et de St-Vérand et le magmatisme kératophyrique associé. Pétrologie et cadre géostructural de ce magmatisme dévondinantien. Géol. de France (2), I, n°1-2, 1983, p. 55-72, 9 fig., 2 tabl., 3 pl. photo.

PIN C., DUPUY C., PETERLONGO J.M. (1982).-

Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévondinantiennes du N-E du Massif Central français. Bull., Soc., Géol., Fr. (7), t. XXIV, n°4, p. 669-676.

PETERLONGO J.M. (1960).-

Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). Ann. Fac. Sc. Clermond-Ferrand, 4, 187 p.

PETERLONGO J.M. (1970).-

Pillow-lavas à bordure variolitiques de La Brévenne (Rhône), Massif Central français. Bull., Soc., Géol., France, (7), t. XII, n°2, p.190-194.

RAGUIN E. (1949).-

Métallogénie hydrothermale et failles vivantes. Soc., Géol., France, 5ème série, t. XIX, 1949.

RAGUIN E. (1949).-

Géologie des gîtes minéraux. Maçon et Cie, 2ème édition, 1949.

RAMDOHR P. (1969). The ore minerals and their intergrowths. Pergamons, XVII, 174 p.

RAYMOND E.S., SIDNEY E.S. (1976).-

Comments on the use of Ti-Zr-Y-Sr-K-P and Nb in classification of basaltic magmas. Earth. planet. Sci. Lett. Vol.32, p.114-120.

RIVELIN G., HODGSON C.S. (1980).- Wall-rocks alteration at the Cu-Zn mine, Noranda, Quebec, Econ. Geol., 75, p. 424-444.

ROCCI G., JUTEAU T. (1968).-

Spilites, kératophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial. Geol. Mijnb. Vol. 47, (5), p. 330-339.

ROIRE A. (1959).- Les mines de pyrite de Sainbel (Rhône). Cadre géologique et minéralisation. Dip. Géol. Pétrograph., Univ. Clermond-Ferrand, 78 p.

- ROUTHIER P., AYE F., BOYER C., LECOLLE M., MOLIERE P., PICOT P.,  
 ROGER G. (1980).- La ceinture sud-ibérique à amas sulfurés dans sa  
 partie espagnole méridionale. Tableau géologique. Synthèse sur le type  
 d'amas sulfurés volcano-sédimentaires. Mém. B.R.G.M., n°94, 265 p.
- ROUTHIER P. (1980).- Où sont les métaux pour l'avenir ? Mém. B.R.G.M.  
 n°105.
- SALPETER J. (1976).- Etude structurale et pétrographique de la zone  
 Paymogo - Nord Huelva. Métallogénèse des amas sulfurés.
- SATO T. (1974).- Distribution and geological setting of the Kuroko  
 deposits. Mining. Geol. Spec. Issue, n°6, Soc. Min. Géol. Japan.
- SATO T. (1977).- Kuroko deposits: their geology, geochemistry and origin.  
 In volcanic processes in ore genesis. Spec. publ. Soc. London, 7, p.153-  
 161.
- SCHERMERHORN L.J.G. (1973).- What is keratophyres ? Lithos, 6, I, p.1-  
 11.
- SCHERMERHORN L.J.G. (1981).- Framework and evolution of hercynian minera-  
 lisation in the Iberian meseta. Leid. Geol. Mededel. Deel. 52, A Flev.,  
 1, p. 23-56.
- SHEPPARD M.F. (1977).- Identification of the origin of ore forming  
 solutions by use of stable isotopes. In volc. proc. in ore genesis.  
 int. min. metall. and geology. Soc. Spec. paper, n°7, London, p.25-  
 41.
- SILLITOE (1980).- Are porphyry-Coper and Kuroko type massive sulfide  
 deposits incompatible ? Geology, 8, 1, p.11-14.
- SOLER E. (1969).- L'association spilites-quartz-kératophyres de la  
 province de Huelva (Espagne). Thèse 3e cycle, Labo. Pétro., Paris.
- SOLER E. (1980).- Spilite et métallogénie. La province pyrito-cuprifère  
 de Huelva (S.W. Espagne). Sci. Terr. Nancy., mém., n°39, 461 p.
- SOLOMON M. (1976).- The host rock to "Volcanic" massive sulfide deposits.  
 A review and an explanation. In Wolf. K., Ed. Handbook of Stratabound  
 and stratiform ore deposits. Elsevier Amsterdam.
- SOLOMON M. (1981).- An introduction to the geology and metallic ore  
 deposits of Trassmania. Econ. Geol., 76, 2, p. 194-208.
- SPENCE C.D., DE ROSEN-S E E . (1975).- The place of the sulfide  
 mineralisation in the volcanic sequence at Noranda, Quebec. Econ. Geol.,  
 70, p.90-101.
- STRAUSS G.K., MADEL J. (1974).- Geology of massive sulfide deposits  
 in the Spanish-Portuguese pyrite belt. Geol. Rundschau, 63, p.191-211.

- URABE T. (1974).- Mineralogical aspects of the Kurako deposits in Japan and their implications. Mineralium. depos. Berlin, 9, p. 309-321.
- VIALETTE Y. (1973).- Age des granites du Massif Central. Bull. Soc. Geol. France, 72, XV, n°3-4, p. 206-269.
- VUAGNAT P. (1984).- Etude pétrographique et géochimique de la série volcano-plutonique dévono-dinantienne. Secteur Marchamp (Massif Central français). Thèse 3e cycle, Lyon, I.
- WAGNER R.H. (1971).- Account of the international field meeting on the carboniferous of the Cordillera Cantabrica, 19-26 sept. 1970. Trabajos de Geologia, Univ. Oviedo, 3, p. 139.
- WHITE L. (1977 a).- Rio Tinto Patins mines in Northwest Spain. Eng. Mining Journ. 178, p. 132-133.
- WHITE L. (1977b).- Rubiales: a new mine adds to growing spanish output. Eng. mining. Journ. 178, p.76-79.
- WINCHESTER J.R., FLOYD P.A. (1975-1976).- Geochemical magma type determination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth planet. Sci. planet. Sci. Letter, 28, (1976), p.459-469.
- WINCHESTER J.R., FLOYD P.A.- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemi. Geol. 2°, p.325-343.
- WINCHESTER J.A., MAX M.U. (1982).- The geochemistry and origins of the precambrian rocks of the Ross Lane complex. S.E. Ireland. J. Geol. London, Vol. 139, 182, p.309-319, 6 fig., 1 tab.
-

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
**DOCUMENTATION**  
RUE MAURICE-GIGNOUX  
B 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL (76) 87.46.43

# CADRE GEOLOGIQUE DE LA MINERALISATION DE SAIN-BEL

Echelle **1/25 000**

**Legende**

-  Couvert végétal
  -  Terrains de couverture post-dévono-dinantiens
  -  Chloritoschistes
  -  Séricitoschistes
  -  Tufs-quartz-kératophyres (Leptynites felsitiques)
  -  Quartz-kératophyres
  -  Spilites
  -  Quartz-kératophyres; Spilites; Séricitoschistes; Chloritoschistes;
  -  Quartz-kératophyres; Spilites; Schistes verts; Chloritoschistes; Séricitoschistes.
  -  Schistes noirs
  -  Schistes verts-gris
  -  Ultrabasites ?
  -  Gneiss d'Eveux
  -  Faciès de bordure aplitique du granite de Grand chemin
  -  Faciès axial à gros grains du granite de Grand chemin
  -  Série gneissique des monts du Lyonnais
  -  Zone de fractures du Sonnay à coloration ferrugineuse
  -  Microgranites
  -  Filons de Lamprophyres
  -  Direction et pendage des structures
  -  Puits miniers
  -  Failles : A = faille du Contour; B = faille St-Gobain; C = faille du Gervais; D = faille du Puits A
- E = faille du Sonnay

## ERRATA

Pages	20	B-1-1	Ligne 10	lire " principal "
"	27		Ligne 29	"Fig. 3 "
"	27		Ligne 33	lire " carte des affleurements hors texte "
"	27		Ligne 38	"Fig. 28 "
"	28		Ligne 28	lire " à son tour "
"	29		Ligne 21	lire " toute comparaison entre les amas sulfurés de Sain-bel et les amas types Kurokos "
"	38		Dernière ligne	au lieu de " ci-contre" lire "Fig. 9 "
"	41		Ligne 14	lire " de discontinuité "
"	41		Ligne 23	"Fig. 23"
"	43		Ligne 14	lire " aujourd'hui "
"	45		Ligne 25	lire " manifeste "
"	45		Ligne 28	" Fig. 28 "
"	57		Ligne 7	lire " structures lenticulaires calcitiques, des piquetages pyriteux ... "
"	67		Ligne 22	lire " insérés "
"	94		Ligne 13	"Fig. 23 "
"	113		Ligne 24	lire "en soude et en chaux depuis des termes peu transformés ...."
"	127		Ligne 4	lire "qui, dans certains diagrammes ...."
"	128		Ligne 26	"Fig. 19 "
"	156		Ligne 5	lire " Boot ite "
"	162		Ligne 11	lire "est celui de l'identification ...."

UNIVERSITE DE GRENOBLE  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
BUREAU NATIONAL  
DE RECHERCHES  
GEOLOGIQUES  
ET MINIERES



UNIVERSITE DE GRENOBLE I  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE EGINOUX  
B 38081 GRENOBLE CEDEX  
TEL (78) 27.44.42