



HAL
open science

Genèse du Système Hydrothermal à Fluorine-Barytine-Fer de Chaillac, (Indre, France)

Stanislas Sizaret

► **To cite this version:**

Stanislas Sizaret. Genèse du Système Hydrothermal à Fluorine-Barytine-Fer de Chaillac, (Indre, France). Minéralogie. Université d'Orléans, 2002. Français. NNT: . tel-00002360

HAL Id: tel-00002360

<https://theses.hal.science/tel-00002360>

Submitted on 5 Feb 2003

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

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



THÈSE

PRÉSENTÉE

À L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

Ecole doctorale : Sciences et Technologies
Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers
Spécialité : Métallogénie et Géochimie

par
Stanislas SIZARET

**Genèse du Système Hydrothermal à Fluorine-Barytine-Fer de
Chaillac, (Indre, France)**

- Approche texturale par la méthode ASM-
-Géochimie de la minéralisation et origine de l'hydrothermalisme-

Soutenue le 5 décembre 2002 devant le jury composé de :

M. Eric MARCOUX	Professeur, Université d'Orléans	Directeur de Thèse
M. Michel JEBRAK	Professeur, Université du Québec à Montréal	Rapporteur
M. Adrian J. BOYCE	Directeur de Recherche SUERC, Ecosse	Rapporteur
M. Jean C. TOURAY	Professeur, Université d'Orléans	Examineur
M. Robert MORITZ	Maître de conférences, Université de Genève	Examineur
Mme. Gabrielle DUPRE	Professeure, Université d'Orléans	Examineur

RESUME

Le système hydrothermal de Chaillac est situé à la limite du Massif Central et du bassin de Paris. Il se compose d'un gisement stratiforme de barytine (Les Redoutières et La Raillerie), connecté à un gisement filonien de fluorine (Le Rossignol).

Le filon du Rossignol recoupe le socle métamorphique hercynien. Ce filon est une structure ouverte remplie à la faveur de deux stades paragénétiques : le premier stade appelé Fv-v est constitué de fluorine verte et violette et de quartz montrant des fabriques sédimentaires intrafiloniennes. Ce stade s'est formé à 135°C à partir d'une solution de faible salinité. Les compositions isotopiques du Sr et Nd évoquent une source liée aux roches acides de la croûte supérieure. Le second stade (Fj-Ba) se compose de fluorine jaune, de sulfures et de barytine ; trois sous-stades ont été définis : (i) fluorine dominante, (ii) barytine dominante et enfin (iii) brèche à ciment de fluorine. Les sous stades (i) et (ii) sont présents en continu de la racine du système jusqu'aux filons horizontaux (plateures) du gisement stratiforme. L'ensemble du stade Fj-Ba s'est formé à partir de saumure ($\approx 20\%$ wt Eq. NaCl) à environ 100°C. Les signatures isotopiques du Sr et Nd évoquent des compositions de roches basiques d'origine profonde.

Le gisement stratiforme des Redoutières est encaissé dans des sables hettangiens (205 – 201 Ma) du bassin de Paris. A proximité du filon du Rossignol, le grès est cimenté par de la fluorine qui passe latéralement et verticalement à de la barytine puis à une association barytine-gœthite ; ces variations de la nature du ciment sont corrélées avec les sous-stades (i) et (ii). A l'aplomb du filon du Rossignol, des « filons » verticaux N-S, E-W et horizontaux forment un sinter très original à barytine et gœthite puissant de 5 à 8 m. Les structures de ce dernier démontrent une mise en place synchrone d'une tectonique d'ouverture E-W et N-S. L'âge hettangien de cette minéralisation est attesté par la présence de galets de barytine dans les grès hettangiens, les modifications de la nature du sédiment (gœthite détritique), les textures de type sinter et l'absence de minéralisation dans les calcaires sinémuriens. L'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) des formations filoniennes et stratiformes riches en gœthite, couplée à la géochimie des traces a permis de démontrer et de quantifier une phase de latéritisation tardive superposée à l'hydrothermalisme à l'Eocène. Par ailleurs, l'étude des fabriques magnétiques permet de tracer les directions des paléoécoulements hydrothermaux.

L'ensemble des résultats permet de proposer un modèle génétique. Celui-ci suggère la venue d'un fluide hydrothermal profond à Ba, F, Fe qui entre en ébullition vers 1,6 km de profondeur. La phase vapeur se condense pour donner le fluide formant le stade Fv-v et la saumure résiduelle migre pour déposer tardivement de la fluorine, de la barytine par mélange avec des fluides continentaux de surface et des oxy-hydroxydes de fer.

Mots clés : Métallogénie, Barytine, Fluorine, Lias, Hydrothermalisme, Chaillac, ASM, Fer hydrothermal, Terres Rares, Géochimie isotopique Sr, Nd, Pb, S.

ABSTRACT

The Chaillac hydrothermal system (Indre, France) transects the contact between the Massif Central and the Paris basin. A stratiform deposit (Les Redoutières) connected to a vein (Le Rossignol) composed this system.

The Rossignol vein is hosted by a metamorphic Hercynian basement. This vein is an open structure filled by two successive stages. The first stage is called Fv-v, its paragenesis is green and purple fluorite and quartz with textures of intra vein sediments. A solution with low salinity has formed this stage at 135°C. Isotopic composition of Sr and Nd in fluorite suggests a source linked with acid rocks of the upper crust. The paragenesis of the second stage is made of yellow fluorite, sulfides and barite, three sub-stages are identified: (i) fluorite dominant, (ii) barite dominant, (iii) breccia cemented by fluorite. The substages (i) and (ii) are present in continuum from the root of the system to the horizontal vein of the stratiform deposit. A cold brine ($\approx 100^\circ\text{C}$, 20%wt Eq. NaCl) has formed the whole Fj-Ba stage. Sr, Nd isotopics signatures suggest a source linked with deep basic rocks.

The Redoutières deposit is hosted within Paris basin Hettangian sands (205 – 201). Close to the Rossignol vein the sandstone is cemented by fluorite, which evolved laterally to and vertically to barite and then to an association barite-göethite. These variations in the cement nature are correlated with the sub-stage (i) and (ii). Above the Rossignol vein, vertical N-S, E-W and horizontal veins form an original barite-göethite rich sinter. The structure demonstrate an extensional tectonic with opening in E-W and N-S trending. The Hettangian age of the mineralization is attested by the presence of barite pebbles in Hettangian sandstones, modifications in the nature of the Hettangian sediment (i.e. presence of detritic göethite), the sinter texture and the lack of mineralization in the Sinemurian. Anisotropy of Magnetic Susceptibility study of the göethite rich sandstone and vein, combined with geochemistry, have shown a late lateritic stage superimposed to the hydrothermal formations during Eocene. In addition this study proposes a method based on magnetic fabric to trace paleo-hydrothermal flow.

These observations are integrated in a genetic model based on the deep migration and boiling of a fluid. In that model the vapour condense and give the fluid that formed the Fv-v stage, and then the residual brine precipitate fluorite, barite by mixing with continental waters and iron oxy-hydroxydes.

Key-words: Metallogeny, Barite, Fluorite, Lias, Hydrothermalism, Chaillac, AMS, Hydrothermal iron, REE, Isotopic geochemistry Sr, Nd, Pb, S.

Avant Propos

Ce travail de thèse a été réalisé à l'Université d'Orléans, au sein de L'UMR 6113 « Institut des Sciences de la Terre d'Orléans ». Ce sujet a été soutenu financièrement par la société Barytine de Chaillac et la Société Industrielle du Centre.

Je remercie tout d'abord Monsieur Eric Marcoux pour m'avoir donné l'opportunité d'effectuer cette thèse. Il m'a laissé une grande liberté de manœuvre et a toujours accepté mes orientations de recherche.

Je remercie également M. Francis Pinier (D.G. de Barytine de Chaillac) et M. Jean Paul Chambard (D.G. de la Société Industrielle du Centre) qui ont accepté de financer une partie de ces travaux. Au de là de sa valeur scientifique, j'espère que cette étude pourra être valorisée dans le cadre de la prospection de barytine dans le secteur de Chaillac.

Yan Chen m'a initié aux méthodes magnétiques (ASM, IRM...) avec beaucoup de gentillesse et de patience. J'ai été très heureux de travailler avec lui.

Jean-Claude Touray a beaucoup participé à l'élaboration de cet ouvrage. Nous avons eu de longues discussions, et je reste admiratif devant la qualité de ses réflexions et son ouverture d'esprit.

Luc Barbanson m'a apporté une aide précieuse concernant les problèmes de minéralogie et de géochimie avec beaucoup de compétence et de finesse dans ses remarques. Au-delà des rapports professionnels, j'ai apprécié ses grandes qualités humaines.

Michel Jébrak m'a accueilli trois semaines au Canada. Nous avons eu de passionnantes discussions sur l'analyse quantitative des textures. Je le remercie pour ses idées originales et ses nombreuses connaissances qu'il n'a pas hésité à me faire partager.

Alain Chauvet m'a accompagné à Chaillac en hiver (ce qui explique les quelques flocons de neige visibles sur certains clichés !) et m'a aidé à décrire le faciès Redoutières d'un point de vue structural. Je garde un excellent souvenir de cette mission de terrain.

Je remercie Adrian Boyce et Rob Ellam grâce à qui j'ai pu réaliser les analyses isotopiques du Sr, et du Nd des fluorines, ainsi que du S de la barytine et des galènes. J'espère que cette collaboration pourra également se concrétiser au travers d'une publication.

Marie Lola Pascal est intervenue sur les problèmes de chimie des solutions avec beaucoup de compétence. Grâce à ses connaissances, les diagrammes pH/fO₂ ont pu être calculés rapidement aux pressions et températures désirées.

Florence Blanchard, malgré le peu de temps que lui laisse son travail à la SIC, s'est toujours montrée disponible et a toujours écouté mes propositions avec attention. Elle a toujours répondu de bon gré et rapidement à mes demandes d'informations.

Enfin, je remercie Kalin Kouzmanov, qui est une véritable mine de savoir et m'a fait profiter de ses connaissances sur tous les problèmes de minéralogie et d'inclusions fluides. Sébastien Nomade avec qui j'ai fait mes premières armes sur le KLY3 pour les mesures d'ASM, Carine Cartier pour sa gentillesse, les thés, les gâteaux et les corrections orthographiques, Jean Yves Talbot, pour les discussions sur les problèmes de magnétisme. J'aurai aussi une pensée pour les compagnons de labo qui ont su me supporter jusqu'ici : Névila Jozja, Vojitec Hettler, Johan Tuduri.

Je remercie aussi ma famille proche, mes grands-tantes Mlles Toinette et Madeleine Voisenat, ma grand-mère Georgette Bligny, mon grand-père le Dr Jean Jeannin Bligny, ma mère et mon père, ma sœur pour m'avoir aidé à progresser dans mes études par leurs conseils et leur affection.

Enfin, je remercie de tout mon cœur Pauline, Vladimir et Ingrid qui ont accepté de me voir partir tôt et rentrer tard tout en créant une heureuse atmosphère familiale. J'espère qu'ils n'ont pas trop souffert de mes absences et je leur dédie ce travail.

SOMMAIRE

Introduction

I Historique du bassin minier de Chaillac.....	3
I.1 Histoire, exploitation actuelle et contexte économique.....	3
1.1 Le Fer.....	3
1.2 La Fluorine.....	4
1.2.1 L'exploitation.....	5
1.2.2 Données économiques.....	5
1.3 La Barytine.....	5
1.3.1 L'exploitation actuelle.....	5
1.3.2 Données économiques.....	8
I.2 Historique scientifique.....	9
2.1 L'état des connaissances dans les années 80.....	9
2.1.1 Le filon du Rossignol.....	9
2.1.2 Le gisement stratiforme des Redoutières.....	9
2.2 Les différents modèles génétiques.....	9
2.2.1 Le modèle hydrothermal – sédimentaire.....	9
2.2.2 Les modèles latéritique et hydrothermal - latéritique.....	9
2.2.3 Les modèles hydrothermal – marin et hydrothermal – marin – latéritique.....	10
2.2.4 Un modèle hydrothermal à l'échelle du district de la Marche.....	10
II Typologie des gisements de fluorine et de barytine.....	13
II.1 Les gisements volcanogéniques.....	13
II.2 Les carbonatites.....	14
II.3 Les gisements à l'interface socle couverture.....	16
3.1 Les gisements filoniens.....	16
3.1.1 Types S.....	16
3.1.2 Types E.....	16
3.2 Les gisements stratoïdes.....	17
3.2.1 Les minéralisations liées à une diagenèse tardive ou à une épigénie.....	17
3.2.2 Les minéralisations liées à un hydrothermalisme de surface.....	18
4 Les gisements de type Broken Hill.....	18
III Géologie régionale et métallogénie à la transition Primaire-Secondaire.....	21
III.1 Géologie Régionale.....	21
1.1 Métamorphisme et structure du Massif Central.....	21
1.1.1 Les Grands domaines structuraux.....	21
1.1.2 Les événements tectonométamorphiques varisques.....	22
1.1.3 Métallogénie varisque.....	23
1.2 Formations permienes, triasiques et liasiques.....	24
1.2.1 Sédimentation et tectonique permienne.....	25
1.2.2 Magmatisme permien.....	26
1.2.3 Les cycles sédimentaires du Trias et Lias dans le bassin de Paris.....	27
1.3 Contextes géodynamique et climatique de l'ouverture du bassin de Paris.....	31
1.3.1 Magmatisme triasique et liasique.....	31
1.3.2 Contexte géodynamique du dépôt.....	33
1.3.3 Contexte climatique.....	33
1.4 Géologie de la Marche.....	35
1.4.1 Le socle dans le district de la Marche.....	35
1.4.2 La couverture dans le district de la Marche et dans la région de Chaillac.....	38
1.4.3 Le Sidérolitique : altérations superficielles des formations affleurantes.....	39
III.2 La métallogénie à la transition Primaire-Secondaire.....	40

2.1 Le thermalisme Permien.....	40
2.2 Activité hydrothermale dans les bassins sédimentaires du Lias.....	40
2.3 Minéralisations liasiques des blocs continentaux de l'Europe de l'Est et de l'Amérique du Nord.....	41
2.3.1 L'Angleterre.....	41
2.3.2 En Allemagne.....	43
2.3.3 En Espagne.....	45
2.3.4 Cote Ouest du Canada.....	46
2.3.5 Premières conclusions sur l'événement liasique-triasique.....	47
2.4 Les minéralisations du Massif Central français.....	48
2.4.1 Les gisements d'uranium et les remobilisations liasiques.....	48
2.4.2 Les gisements du Sud du Massif Central.....	52
2.4.3 Synthèse des données sur les gisements Sud du Massif Central.....	59
2.4.4 Les gisements à F, Ba, Fe du Nord du Massif Central.....	61
2.4.5 Synthèse sur les gisements du Nord du Massif Central.....	67
IV Géologie du bassin hettangien de Chaillac.....	69
IV.1 Le socle.....	70
IV.2 Le sédiment.....	72
2.1 La formation blanche.....	74
2.2 La formation jaune.....	81
2.3 Relation hydrothermalisme sédiment.....	81
V Les gisements du bassin de Chaillac.....	83
V.1. Le gisement filonien du Rossignol.....	84
1.1 La paragenèse.....	84
1.1.1 Le stade précoce.....	86
1.1.2 Le stade à fluorine verte et violette : stade Fv-v.....	87
1.1.3 Le stade à fluorine jaune et barytine : stade Fj-Ba.....	91
1.2 Analyses des sulfures.....	93
1.2.1 Méthode.....	93
1.2.2 Analyses des sulfures de fer.....	93
1.2.3 Les autres sulfures du stade Fj-Ba.....	94
1.3 Etude de brèches.....	97
1.3.1 Méthodologie.....	97
1.3.2 Résultats.....	97
1.4 Interprétations des données minéralogiques et texturales.....	101
1.4.1 Calcul hydrodynamique à partir de la texture.....	101
1.4.2 Ouverture du filon, tectonique et hydrodynamique.....	101
V.2 Un hydrothermalisme de surface.....	103
2.1 Le gisement stratiforme des Redoutières.....	103
2.1.1 Structure principale.....	104
2.1.2 Les « filons » entrecroisés.....	105
2.1.3 Les sables hettangiens.....	111
2.1.4 Paragenèse.....	113
2.2 Interprétations.....	115
V.3 Les autres gîtes du bassin de Chaillac.....	115
3.1 La Raillerie.....	116
3.1.1 La minéralisation du socle.....	116
3.1.2 La minéralisation de la couverture.....	118
3.2 Les Pradeaux.....	120
3.3 Le moulin de Dunet.....	121
3.4 Bouiges des Vergnes.....	123
3.5 Les Valettes.....	124
3.6 Chénier, les Pérelles.....	125

3.7 Maisons Neuves.....	125
3.8 La Touche.....	126
V.4 Les occurrences minéralisées à l'échelle du bassin.....	128
4.1 Les données texturales et minéralogiques du système Rossignol-Redoutières.....	128
4.1.1 Corrélation entre la paragenèse des Redoutières et celle du Rossignol.....	128
4.1.2 Apport des données texturales.....	128
4.2 Interprétations des données de terrain des gîtes de l'ensemble du bassin.....	128
VI Origine du fer à Chaillac.....	131
VI.1 Texture et Hydrothermalisme (Article).....	132
1 Introduction.....	133
2 Geological and tectonic setting.....	134
3 Sedimentary and metallogenic constraints on the Chaillac basin.....	135
3.1 Hettangian flow direction.....	135
3.2 Le Rossignol-Les Redoutières hydrothermal system.....	136
3.3 Other deposits of the Chaillac basin and lateritic occurrences.....	139
4 Mineralogical study and magnetic analysis.....	140
4.1 Magnetic mineralogical analysis.....	142
4.2 AMS results.....	143
4.3 Textural analysis of goethite in cross veins.....	145
5 Discussion and conclusion.....	148
5.1 Main results.....	148
5.2 Tectonic control and hydrothermalism.....	148
5.3 Magnetic fabric genesis.....	149
5.4 Conclusion.....	151
1.6 Complément à l'étude des fabriques magnétiques.....	156
1.6.1 Analyses des fabriques.....	156
1.6.2 Passage d'une fabrique A à une fabrique B.....	156
VI.2 La chimie des formations ferrugineuses.....	159
2.1 Analyses ponctuelles.....	159
2.2 Analyse géochimique sur roche totale.....	160
VI.3 Conclusion sur l'origine du fer.....	162
VII Géochimie et compositions isotopiques des assemblages paragenétiques.....	163
VII.1 Chimie de la paragenèse.....	164
1.1 Inclusions fluides.....	164
1.1.1 Méthodologie.....	164
1.1.2 Résultats.....	165
1.1.3 Modèle d'ébullition.....	168
1.2 Terres Rares et Y.....	172
1.2.1 Méthodologie.....	172
1.2.2 Résultats.....	172
1.2.3 Interprétations sur les terres rares des fluorines.....	174
1.3 Evolution du rapport Sr/Ba le long du système hydrothermal Rossignol – Redoutières.....	177
1.3.1 Analyses globales.....	177
1.3.2 Images MEB et analyses ponctuelles.....	177
1.3.3 Interprétations.....	179
VII.2 Compositions isotopiques, du Pb, Nd, Sr et S des minéraux constituant les paragenèses Fv-v et Fj-Ba et traçage des sources.....	181
2.1 Analyses isotopiques du Pb des galènes du stade Fj-Ba.....	181
2.1.1 Le système isotopique du plomb.....	181
2.1.2 Les données à Chaillac.....	181
2.1.3 Comparaison avec les données isotopiques des roches du Massif Central....	182
2.2 Analyses isotopiques Sr/Nd.....	183

2.2.1 Les systèmes radiogéniques Rb-Sr et Sm-Nd.....	183
2.2.2 Les données à Chaillac.....	184
2.2.3 Comparaison avec les données Nd/Sr du M.C. et des fluorines de Chaillac...	186
2.3 Composition isotopique du soufre et du strontium des barytines.....	188
2.3.1 Problème posé par la source du soufre.....	188
2.3.2 Stabilité du soufre, du fer et du baryum en solution chimique.....	188
2.3.3 Données isotopiques sur le Sr et le S des barytines.....	191
2.3.4 Un modèle de mélange pour la précipitation de la barytine.....	192
2.4 Comparaison des données du Sr des fluorines jaune avec celles des barytines de Chaillac, et les dolomites du Bernardan.....	194
2.5 Modèle chronologique du dépôt stade Fj-Ba.....	195
VIII Modèle, synthèse et conclusions.....	197
VI.1 Une expression de l'hydrothermalisme liasique modélisé à Chaillac.....	197
1.1 Les contraintes paléogéographiques.....	197
1.2 Les contraintes géodynamiques.....	197
1.3 Les contraintes géochimiques.....	197
1.3.1 Caractéristiques du stade Fv-v.....	197
1.3.2 Caractéristiques du stade Fj-Ba.....	198
1.4 Modèle.....	199
1.4.1 Genèse d'une succession de deux fluides à salinités contrastées.....	199
1.4.2 Proposition d'un modèle d'ébullition.....	199
VI.2 Comparaison des gisements « permo-liasiques » du Massif Central.....	202
2.1 Comparaison avec les districts Nord du Massif Central.....	202
2.1.1 La Marche.....	202
2.1.2 Synthèse sur les filons des districts Nord du Massif Central.....	202
2.2 Comparaison à l'échelle du Massif Central.....	204
2.2.1 Synthèse sur les paragenèses du district Sud Massif Central.....	204
2.2.2 Les compositions isotopiques du plomb.....	205
2.2.3 Composition des fluides des minéralisations « permo-liasiques ».....	206
VI.3 Genèse de l'événement liasique.....	208
Bibliographie.....	209
Annexes	
1 Données complémentaires sur le Bernardan.....	219
2 Mesures sur le sédiment hettangien.....	223
3 Analyses chimiques.....	227
4 Anisotropie de Susceptibilité Magnétique, théorie et mise en pratique.....	241
5 Cartes synthétiques de la minéralisation de la lentille sud du bassin de Chaillac.....	257

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

I : Historique du bassin minier de Chaillac.....	3
Figure 1 : Dolmen de La Touche attestant un intérêt précoce des hommes pour les formations ferrugineuses du bassin de Chaillac.....	3
Figure 2 : Galerie dans le filon du Rossignol (Mazankievicz, 1996).....	4
Figure 3 : Vue aérienne montrant le système d'exploitation de la carrière des Redoutières, le remblai et le reboisement à proximité de l'usine de traitement.....	6
Figure 4 : Vue aérienne montrant la zone d'exploitation de la Raillerie et le reboisement des zones remblayées avec le stérile.....	7
Figure 5 : Modèle global de mise en place des gisements de la Marche (Yaman et al. 1978).....	11
Figure 6 : Modèle de formation du gisement de Chaillac proposé par Touray et Ziserman (1980).....	12
Chapitre II : Typologie des gisements de fluorine et de barytine.....	13
Figure 7 : Coupe montrant les relations entre les gisements de type porphyres cuprifères, porphyres stannifères, les gisements des types Carlin, les épithermaux acides « acid-sulfate » et les épithermaux neutres « adulaire-séricite » (Marcoux 1995).....	13
Figure 8 : Carte géologique du complexe de la carbonatite d'Okorusu et des gisements de fluorines associés (van Zijl, 1962 in Bün et al. 2001).....	15
Figure 9 : Données thermométriques et microcryoscopiques sur les inclusions fluides des fluorines et des quartz des filons du socle du Massif Central français (Lhégu et al. 1982).....	17
Figure 10 : Coupe d'un gisement de type MVT, avec une minéralisation colonnaire dans le district de l'est de Tennessee (Sangster 1996).....	18
Figure 11 : Coupe des gisements de type Broken Hill montrant leur paléoenvironnement dominé par un rifting avorté probablement profond. Les gisements associés ont des minéralogies variables suivant leur position paléogéographique (Parr et Miller 1993).....	19
Chapitre III Géologie régionale et métallogénie à la transition Primaire-Secondaire.....	21
Figure 12 : Carte structurale de la partie Ouest de la chaîne hercynienne (Matte 1986).....	21
Figure 13 : Coupes N-S, 1 & 2 dans la zone ibérique, 3 dans la zone française montrant la transition Massif Central, bassin de Paris, Ardennes (Matte 1986).....	22
Figure 14 : Evénements tectonométamorphiques observés dans le Massif Central au cours de l'orogénèse varisque (Cohen-Julien et al. 1998).....	24
Figure 15 : Structures du socle contrôlant la subsidence du bassin de Paris (Guillocheau et al. 2000).....	27
Figure 16 : Log stratigraphiques montrant les variations de faciès entre l'Est et l'Ouest du bassin de Paris pour le Ladinien et l'intervalle Carnien - Rhétien. A l'Est se déposent des évaporites tandis qu'à l'Ouest une importante série silicoclastique se développe (Bourquin et al. 1998).....	29
Figure 17 : Carte du bassin de Paris illustrant la variation latérale de faciès lors de la sédimentation carnienne – rhétienne (Bourquin et al. 1998).....	29
Figure 18 : Carte du bassin de Paris superposant la formation des grès de Chaunoy avec les isopaques des formations carniennes et rhétiennes montrant un axe N-S de subsidence dans le Sud du bassin de Paris (Guillocheau et al. 2000).....	30
Figure 19 : Carte des isopaques des formations hettangiennes et toarciennes inf.. Celles-ci montrent une forte accumulation N-S dans le Sud du bassin suggérant un contrôle de la sédimentation par l'activité tectonique des failles N-S pendant l'Hettangien (Guillocheau et al. 2000).....	31
Figure 20 : Carte du magmatisme triasique positionnant la zone de rifting pyrénéen (Curnelle et Cabanis 1989).....	32
Figure 21 : Chronologie de l'évolution du bassin de Paris en parallèle avec les événements géodynamiques et métallogéniques (Guillocheau et al. 2000).....	34
Figure 22 : Le socle du district de la Marche centré sur la structure du plateau d'Aigurande, (d'après Cohen-Julien et al. 1998).....	35
Figure 23 : Colonne lithostructurale des formations du socle de la Marche (Quénardel et Rolin 1984).....	36
Figure 24 : Superposition des granitoïdes de la Marche Occidentale, des minéralisations et des données gravimétriques. (d'après Le Carlier et al. 1999).....	37

Figure 25 : Coupe montrant le développement de bassins triasiques au niveau de failles N-S sur la bordure septentrionale de la Marche (Blouin et Pellaton 1967).....	38
Figure 26 : Carte montrant les paléoenvironnements de la fin du Trias (215-212 Ma) et les principales minéralisations à fluorine et barytine des blocs continentaux de l'Amérique du Nord, de l'Europe de l'Ouest et de l'Afrique du Nord, (modifiée d'après van Alstine 1978, Marcoux, et al. 1993 et Emberger 1984).....	42
Figure 27 : Présentation schématique de la formation des minéralisations post-varisques (von Ghelen 1987).....	44
Figure 28 : Modèle génétique de formation des gisements du Sud de la Forêt Noire. (Luders et Franzke 1993).....	45
Figure 29 : Carte montrant la compilation des âges U-Pb et Pb-Pb obtenus sur les gîtes uranifères français (d'après Cathelineau 1990, in Lancelot 1995).....	48
Figure 30 : Structure des corps épi-syenitiques minéralisés du Bernardan. (Patriet et al. 1997).....	50
Figure 31 : Gisements du sud du Massif Central, avec les gisements de l'Albigeois, (St Salvy, Mont Roc, Peyrebrune), du Rouergue (La Beaume, la Maladrerie), de la marge des Causses (Filon de Maynes et Col de Blouisse), des Cévennes (les Malines) et les gisements d'uranium du bassin de Lodève, de Bertholène et de Pierre Plantée.....	52
Figure 32 : Coupe synthétique montrant les différents corps minéralisés du gisement des Malines (d'après Folglierini et al. 1980 in Disnard 1996).....	53
Figure 33 : Carte montrant la position du filon de St Salvy au niveau de l'auréole de métamorphisme de contact du granite du Sidobre (Marcoux et al. 1993).....	55
Figure 34 : Carte des gisements à Fb-sid et sphalérite de l'Albigeois (Munoz et al. 1999).....	57
Figure 35 : Modèle de formation des gisements à Fb-sid (Munoz et al. 1999).....	58
Figure 36 : Carte des gisements de fluorine du Massif Central français (Lhégu et Touray 1980).....	61
Figure 37 : Logs stratigraphiques types de la base de la couverture mésozoïque du Morvan indiquant la position des minéralisations (Soulé de Lafont 1980).....	62
Figure 38 : Coupe géologique du gisement de Courcelle Frémoy (Boirat et al. 1980).....	64

IV Géologie du bassin hettangien de Chaillac..... 69

Figure 39 : Carte du bassin hettangien de Chaillac, synthèse d'après les données de cette étude et des données de Ziserman, (1980).....	69
Figure 40 : Structure du socle au niveau la lentille hettangienne au Sud du bassin de Chaillac.....	70
Figure 41 : Carte des directions sédimentaires hettangiennes (d'après Ziserman 1980).....	72
Figure 42 : Coupe N-S de la lentille hettangienne.....	73
Figure 43 : Proposition d'un nouveau découpage stratigraphique au niveau de la lentille ferrugineuse des Redoutières.....	74
Figure 44 : Stéréogramme montrant l'orientation des branchages et des stratifications obliques au niveau d'un chenal de la carrière Nord.....	74
Figure 45 : Détails de la formation blanche.....	75
Figure 46 : Log stratigraphique levé dans la carrière Nord.....	76
Figure 47 : Stéréogramme permettant la reconstitution de l'orientation des galets en utilisant deux plans de coupe.....	77
Figure 48 : Granulométrie des galets de barytine et des grès.....	78
Figure 49: Diagramme caractérisant le milieu de dépôt des sables de La Raillerie.....	78
Figure 50 : Log stratigraphique résumant les formations de La Raillerie.....	80

Tableau 1 : Dimensions moyennes des galets de barytine.

V Les gisements du bassin de Chaillac.....	83
Figure 51 : Le système hydrothermal Redoutières – Rossignol.....	83
Figure 52 : Paragenèse du stade précoce du filon du Rossignol.....	85
Figure 53 : Texture macroscopique du stade Fv-v.....	87
Figure 54 : Texture microscopique de la fluorine du stade Fv-v.....	88
Figure 55 : Textures des pyrites du stade Fv-v.....	89
Figure 56 : Texture macroscopique du stade Fj-Ba.....	90
Figure 57 : Texture microscopique du stade Fj-Ba.....	91
Figure 58 : Anticorrélation As-S, des pyrites du stade Fv-v et des marcasites du stade Fj-Ba.....	94
Figure 59 : Photographie, prise au MEB en électrons rétrodiffusés montrant des zonations chimiques des sulfures.....	95
Figure 60: Corrélations Pb-(Bi, Sb), Pb-(Ag), Pb-(Ag, Bi, Sb) dans les galènes du stade Fj-Ba.....	96

Figure 61 : Diagrammes proposant deux types de substitution dans la sphalérite.....	96
Figure 62 : Analyse texturale de la brèche Fv-v.....	98
Figure 63 : Analyse texturale de la brèche Fj-Ba.....	100
Figure 64 : Carte et coupe montrant la structure du gisement de Redoutières.....	103
Figure 65 : Diagramme montrant les structures du gisement des Redoutières observées à l'aplomb du filon du Rossignol.....	104
Figure 66 : Modélisation des séquences de cristallisation remplissant le filon principal.....	105
Figure 67 : Affleurement de la structure principale au niveau de la carrière des Redoutières.....	106
Figure 68 : Minéralogie, texture et structure des filons plats de fluorine.....	107
Figure 69 : Structure des filons entrecroisés.....	109
Figure 70 : Structure et texture des filons entrecroisés.....	110
Figure 71 : Texture du ciment fluoré et barytique des grès hettangiens.....	112
Figure 72 : Texture massive de la goëthite a proximité de la surface.....	113
Figure 73 : Carte de localisation des principaux gisements étudiés dans ce chapitre.....	115
Figure 74 : Présentation du gisement de La Raillerie.....	116
Figure 75 : Relations socle, couverture et minéralisation étudiées dans la carrière de La Raillerie.....	117
Figure 76 : Photo montrant le caractère « stratifié » de la minéralisation de La Raillerie.....	118
Figure 77 : Détails du sinter de La Raillerie.....	119
Figure 78 : Cartes superposant la structure du socle avec la minéralisation des Pradeaux.....	120
Figure 79 : Coupe et détail de la minéralisation fluorée des Pradeaux.....	121
Figure 80 : Carte et détails sur du levé de la mine de Dunet.....	122
Figure 81 : Carte montrant les affleurements des grès ferrugineux dans la zone de Bouiges des Vergnes et des Valettes.....	123
Figure 82 : Synthèse des données sur l'indice de Bouiges des Vergnes.....	124
Figure 83 : Synthèse des données sur l'indice des Valettes.....	125
Figure 84 : Carte des affleurements et texture des grès ferrugineux et du calcaire sinémurien de La Touche.....	126
Figure 85 : Logs des sondages effectués sur la zone de La Touche (été 2001).....	127
Figure 86 : Synthèse sur les minéralisations du bassin de Chaillac (D'après nos travaux, les travaux de Dubois (1994) et de Ziserman (1980)).....	129
Tableau 2: Succession paragenétique observée au niveau -25m du filon du Rossignol.....	84
Tableau 3 : Analyses ponctuelles des sulfures dans les paragenèses Fv-v et Fj-Ba.....	93
Tableau4 : Succession paragenétique observée dans la carrière des Redoutières, corrélées avec la succession paragenétique du filon du Rossignol.....	113
VI Origine du fer à Chaillac.....	131
Figure 87 : Diagramme P', T dans le-quel les valeurs moyennes des différents sites étudiés ont été reportées.....	156
Figure 88 : Structures responsables des fabriques magnétiques de types A et B.....	157
Figure 89: Graphique montrant les évolutions des grandeurs K1, K2 et K3 lors des passages des fabriques de types A à B.....	158
Figure 90 : Analyse en composante principale des analyses ponctuelles des goëthites.....	159
Figure 91 : Carte et log montrant la localisation des grès ferrugineux échantillonnés.....	160
Figure 92 : Analyse en composante principale des données sur roche totale.....	161
Tableau 5 : Eléments dosés replacés dans le tableau périodique des éléments et classés suivant leurs propriétés géochimiques.....	162
VII Géochimie et compositions isotopiques des assemblages paragenétiques.....	163
Figure 93 : Classification des inclusions fluides selon leur faciès (Deloule et Bourrat 1982).....	165
Figure 94 : Photos des inclusions fluides mesurées le long de la structure du Rossignol.....	166
Figure 95 : Température de fin de fusion en fonction (Tm) de la température d'homogénéisation (Th)..	168
Figure 96 : Solutions graphiques pour l'estimation de la température d'ébullition à Chaillac.....	171
Figure 97 : Spectres des terres rares des fluorines du stade Fv-v.....	172
Figure 98: Spectres des terres rares des fluorines du stade Fj-Ba.....	174
Figure 99 : Diagramme Y/Ho, La/Ho discriminant deux stades et montrant des évolutions La/Ho intrastades.....	175
Figure 100 : Diagramme LogfO ₂ vs. pH de l'Eu.....	177
Figure 101 : Images MEB, obtenues en électrons rétrodiffusés, montrant la répartition du Sr des barytines (zones sombres) de la structure filonienne du Rossignol (-25m).....	178

Figure 102 : Images MEB, obtenues en électrons rétrodiffusés, montrant la répartition du Sr des barytines (zones sombres) du gisement stratiforme des Redoutières.....	179
Figure 103 : Diagramme comparant les compositions isotopiques du Pb de Chaillac et des roches du Massif Central.....	182
Figure 104 : Compositions isotopiques du Sr et Nd des fluorines de Chaillac.....	185
Figure 105 : Composition isotopique des fluorines de Chaillac ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) superposées aux domaines des sources potentielles de l'hydrothermalisme liasique.....	187
Figure 106 : Diagramme $\log f\text{S}_2 / \log f\text{O}_2$ dans le système S, Fe.....	189
Figure 107 : Diagramme $\log f\text{O}_2 - \text{pH}$ montrant la quantité de Fe stable en solution.....	190
Figure 108 : Nouvelle droite de mélange déduite des compositions isotopiques S et Sr des barytines.....	193
Figure 109 : Comparaison des données isotopiques du Sr : des Redoutières, des la Raillerie, du filon du Rossignol et du Bernardan.....	194
Figure 110 : Evolution dans le temps du stade Fj-Ba se basant sur l'évolution de la composition isotopique du Sr et des spectres des terres rares.....	196
Tableau 6 : Corrélations des successions paragénetiques du Rossignol et des Redoutières.....	163
Tableau 7 : Résultats de l'étalonnage de la platine chauffante réfrigérante.....	164
Tableau 8 : Moyennes, médianes et écarts types des résultats des mesures d'inclusions fluides.....	165
Tableau 9 : Présentation de la variation de P_0 et L_{W,T_0} en fonction de T_0 et détails des calculs thermodynamiques conduisant à la construction des courbes de la figure 96.....	171
Tableau 10 : Teneurs en ppm des terres rares et Yttrium pour les fluorines des différents stades et différents niveaux.....	174
Tableau 11 : Teneurs globales en mole % des barytines du système hydrothermal Rossignol – Redoutières (analyses réalisées à partir de 100g d'échantillon).....	177
Tableau 12 : Données des analyses ponctuelles faites sur la barytine du système hydrothermal Rossignol – Redoutières.....	180
Tableau 13 : Composition isotopique du Pb de Chaillac (Marcoux 1987).....	181
Tableau 14 : Analyses isotopiques du Sm et Nd des fluorines de Chaillac.....	185
Tableau 15 : Données sur les isotopes du Sr, O, et S des barytines de Chaillac publiées par Tardy et al. (1982).....	191
Tableau 16 : Données isotopiques du soufre du système hydrothermal Rossignol-Redoutières et de La Raillerie.....	192
VIII Synthèse, modèle et conclusions.....	197
Figure 111 : Modèle d'ébullition proposant un lien génétique entre les stades Fv-v et Fj-Ba.....	201
Figure 112 : Coupe E-W de la Marche et modèle de mise en place à l'échelle crustale. Cette coupe propose deux cheminements possibles pour le fluide avant ébullition.....	201
Figure 113 : Carte des gisements et indices de la Marche Occidentale.....	202
Figure 114 : Compositions isotopiques du plomb des gîtes stratiformes, des filons « permo-liasiques », des gîtes métamorphiques dans des séries encaissantes, des granites et des kersantites (recalculés à -200Ma) du Massif central.....	205
Figure 115 : Diagramme D vs. $\delta^{18}\text{O}$ des fluides hydrothermaux des minéralisations « permo-liasiques »	207
Tableau 17 : Comparaison des données des gîtes liasiques du Nord du Massif Central.....	203
Annexe 1 : Données complémentaires sur le Bernardan.....	219
Figure A1.1 : Minéralogie du stade « Fluorine + dolomite » du gisement du Bernardan.....	219
Figure A1.2 : Températures d'homogénéisation des inclusions fluides de la dolomite, de la fluorine antozonite (Patrier et al., 1997), de la fluorine jaune (cette étude).....	220
Figure A1.3 : Températures de fin de fusion mesurées dans les inclusions fluides de la dolomite, de la fluorine antozonite (Patrier et al., 1997), de la fluorine jaune (cette étude).....	220
Figure A1.4 : Spectre des terres rares des fluorines du Bernardan. (A) Dans l'antozonite, (B) dans la fluorine jaune.....	220

INTRODUCTION

Le gisement de Chaillac est situé sur la bordure nord-ouest du Massif Central, 50 km au Sud-Ouest de Châteauroux à la limite du socle de la Marche et de la couverture sédimentaire du bassin de Paris. Ce gisement de barytine, de taille européenne, est exploité à ciel ouvert depuis 1975 par la Société Barytine de Chaillac (groupe allemand SBS, Solvay Baryum Strontium, leader mondial du carbonate de baryum). Il représente au total environ 8 Mt de minerai barytique à 32,5% de barytine. Outre la barytine, le site de Chaillac compte un important gisement de fluorine, le filon du Rossignol, exploité par puits et galeries par la SIC (Société Industrielle du Centre) entre 1966 et 1998. L'exploitation de ce filon est aujourd'hui arrêtée ; la société se limite à traiter le minerai extrait, au rythme d'environ 10 000 t/an.

Les études menées sur ce gisement dans les années 80 ont démontré que la fluorine et la barytine sont les expressions d'un seul système hydrothermal, d'âge Hettangien (201-205 Ma) (Ziserman 1980). Un schéma génétique général a été proposé, dans lequel des fluides hydrothermaux profonds, réagissant avec des fluides de surfaces, déposaient de la fluorine et de la barytine au niveau de la surface hettangienne, formant un des seuls sinters à barytine connu (Touray et Ziserman 1980). Le mot sinter sera utilisé pour décrire ce dépôt de surface. En effet ce terme est sans connotation minéralogique spécifique alors que le mot travertin suppose un dépôt de calcite. Une phase d'altération latéritique postérieure avait été signalée, mais son importance était très controversée (Ziserman 1980, Parron et al. 1980). Ce modèle de mélange établi sur le système hydrothermal de Chaillac est d'un intérêt scientifique majeur car il permet de proposer un lien génétique entre les gisements stratiformes et les gisements filoniens liasiques.

Cependant trois questions importantes étaient restées en suspens :

- Le modèle de mélange prévoyait une baisse de la salinité avec la profondeur,
- De même, une baisse de l'anomalie en Europium dans les parties profondes du filon du Rossignol était supposée refléter les conditions plus réductrices en profondeur,
- Enfin, la phase d'altération tardive avait donné lieu à de nombreux débats et son importance dans le modèle génétique restait à établir.

Avec l'approfondissement des chantiers du Rossignol et l'ouverture d'une nouvelle carrière au Sud des Redoutières (La Raillerie), il paraissait important de faire de nouvelles observations de terrain, et d'apporter de nouvelles données analytiques.

Cette étude a permis :

- De réactualiser les cartes et coupes du gisement, afin de mieux appréhender l'hydrothermalisme de Chaillac et d'intégrer les nouveaux chantiers de la carrière au Nord des Redoutières et de la carrière de la Raillerie au Sud.
- De reprendre les descriptions de faciès de sinter avec une approche tectonique, et de développer l'étude des fabriques hydrothermales par l'ASM (Anisotropie de Susceptibilité Magnétique) dans ce site exceptionnel.
- De faire une étude plus approfondie des sources en se basant sur le Sr et S dans la barytine, le S et Pb dans les galènes et le Nd, Sr dans la fluorine de l'ensemble du système hydrothermal. Ces analyses ont permis d'augmenter le nombre des données sur les sources et de contraindre les mécanismes de formation.

Enfin, cette thèse est aussi l'occasion d'appréhender l'événement hydrothermal triasique - liasique à plus grande échelle. Après une première revue sur les principaux gisements du Nord-Est canadien et des gisements ouest-européens, nous proposons de détailler les gisements de la province Massif Central, et de confronter les données et les différents modèles génétiques.

Ce manuscrit est construit en huit chapitres.

Les deux premiers chapitres introduisent le sujet ; l'historique humain et scientifique du bassin de Chaillac sont présentés ainsi que les grands types de gisements à Ba F.

Le troisième chapitre décrit l'environnement géologique des minéralisations « permo-liasiques ». Cette synthèse bibliographique illustre la diversité des expressions hydrothermales au niveau global (Amérique du Nord et Europe de l'Ouest) et au niveau de la province Massif Central.

Les chapitres IV et V décrivent la géologie du bassin de Chaillac et les différentes minéralisations.

Dans les chapitres VI et VII sont présentées une étude texturale utilisant l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique et les analyses géochimiques. Ces analyses ont été réalisées sur des échantillons caractéristiques de la minéralisation et les différents résultats sont remis dans leur contexte géologique avant d'être discutés.

Le chapitre VIII rappelle les principaux résultats, propose un modèle de mise en place à Chaillac et ouvre le débat sur la métallogénie « permo-liasique ».

I Historique du bassin minier de Chaillac

1 Histoire, exploitation actuelle et contexte économique

1.1 Le Fer

La présence humaine est très ancienne comme l'atteste le dolmen de la Touche dont la pierre sommitale est en grès ferrugineux avec quelques traces de barytine, alors que les pieds sont en calcaires sinémuriens (Fig. 1). Les hommes qui ont construit cet édifice sont en quelque sorte les premiers auteurs à avoir élaboré un document sur les gisements du bassin de Chaillac. Nous pouvons donc penser que « de tout temps », l'humanité s'est intéressée aux minéralisations de Chaillac.



Figure 1 : Dolmen de La Touche attestant un intérêt précoce des hommes pour les formations ferrugineuses du bassin de Chaillac.

L'utilisation des formations ferrugineuses à but métallurgique remonte à l'époque gauloise comme en témoigne César (La guerre des Gaules 7, 22) qui, le premier, signale la présence de mine de fer chez les Bituriges (Berrichons). Des études archéologiques menées dans la région d'Argenton sont à l'origine de la découverte de nombreux ateliers métallurgiques gallo-romains. A Oulche et Maillet, l'étude du minerai a permis d'établir qu'il provient en partie du bassin de Chaillac (Dieudonné-Glad 1993a et 2000). Le minerai de fer n'était donc pas réduit sur les lieux d'extraction mais transporté à proximité des grandes forêts où était fabriqué le charbon de bois nécessaire à la métallurgie du fer (Dieudonné-Glad 1993b).

L'activité minière alimentant la métallurgie du fer semble se poursuivre à l'époque médiévale comme le montre l'utilisation de grès ferrugineux dans les constructions de cette époque (visible notamment à St Benoît du Sault).

A l'époque moderne les Aciéries du Creusot exploitent le minerai de fer dont l'intérêt majeur était sa faible teneur en phosphore. A cette époque le manganèse est aussi exploité mais de façon illicite, jusqu'à la formation de la concession de Manganèse de Dunet. Suite à une campagne de « promotion » du bassin de Chaillac, organisée par la Chambre de commerce de l'Indre, une cartographie est réalisée par H. Vincienne et une campagne de sondage met en évidence une série de lentilles riches en fer à l'ouest du Portefeuille. La Société Industrielle du Centre (S.I.C.) est créée et exploite ces lentilles jusque vers 1965.

La mise en exploitation intensive des mines de fer du bassin lorrain marque le déclin de l'activité minière liée au fer dans le bassin de Chaillac. La dernière exploitation de fer fermera en 1968. Les ruines des bâtiments sont encore visibles à la sortie S-E de Chénier.

1.2 La fluorine

1.2.1 Exploitation

Alors que Lacroix signale dès 1910 la présence de fluorine et de barytine à Chaillac, la découverte d'un filon plat de fluorine ne date que de 1920. Celui-ci est nommée « plateure » par l'exploitant de l'époque, sa culture minière étant issue des houillères du Nord (communication personnelle M Jolly). Les établissements Schneider puis les Aciéries de Paris-Outreau exploitent cette lentille de fluorine.

La S.I.C. déjà présente sur les concessions Nord pour l'extraction du fer, exploite aussi la racine du filon, alors que La société Paris-Outreau exploite les plateures jusqu'en 1966. La S.I.C. exploitera le filon jusqu'en avril 1997 ; durant l'été 1999 le puits est noyé. Seul le traitement du minerai stocké sur le carreau perdure jusqu'en 2002.



Figure 2 : Galerie dans le filon du Rossignol (Mazankiewicz, 1996).

Le minerai était exploité par abattage en chambre magasin, puis soutiré et remonté au jour (Fig. 2), enfin stocké sur le carreau de la mine avant d'être traité en usine de flottation. L'extraction s'est arrêtée en 1997 au niveau -25 m où le minerai n'a pas été retrouvé. Depuis la S.I.C. exploite un stock de minerai qui, en 1996, était de 80 000–100 000 t et aujourd'hui est épuisé. Après le noyage du puits pendant l'hiver 1999 le site d'exploitation est en cours de réhabilitation. En totalité 800 000 t de minerai à 60-65 % de fluorine ont été produits à un

rythme de 25-30 000 t/an. Le minerai déstocké est traité en usine, après une phase de broyage (broyeur à boulet), le tout venant est flotté en deux temps, les sulfures sont d'abord flottés et éliminés puis la fluorine est flottée, séchée et conditionnée pour la vente.

1.2.2 Données économiques

La fluorine est considérée comme une matière première stratégique, elle est utilisée dans la métallurgie lourde comme fondant pour la préparation de l'acier et de l'aluminium. Le fluor est aussi utilisé dans le procédé d'enrichissement de l'uranium fissile.

La production mondiale de fluorine est en augmentation légère avec une production de 4 520 000 t de fluorine pour 2000. Elle est dominée par trois grands pays producteurs avec en tête la Chine qui produit 2,4 Mt/an et a 23 Mt de réserves, puis le Mexique avec une production de 0,55 Mt/an et des réserves estimées à 32 Mt, en troisième position arrive l'Afrique du Sud avec une production de 0,22 Mt/an et des réserves de 30 Mt. La production française est dominée par la société SOGEREM dans le district du Tarn, avec une production de 0,11 Mt/an, les réserves nationales étant estimées à 10 Mt (USG 2000).

On distingue trois types de qualités pour la fluorine,

1. La fluorine destinée à la métallurgie « metallurgical grade » (30 % de l'utilisation mondiale). Son prix varie entre 85 et 105 \$ U.S. allant jusqu'à 132-145 \$ U.S. pour des concentrés à faibles teneurs en As.
2. La fluorine destinée à la chimie « acid grade » (50 %) Cette fluorine est vendue entre 110 et 130 \$ U. S..
3. La fluorine utilisée en céramique « ceramic grade » (20 %).

La fluorine utilisée comme fondant en métallurgie « metallurgical grade », nécessite une pureté de l'ordre de 80-93 % Pds CaF_2 avec une teneur en SiO_2 de 15 % Pds maximum. La consommation est de 2 à 8 kg de fluorine par tonne d'acier.

La fluorine de type « acid grade » est utilisée pour la métallurgie de l'aluminium et la production d'acide fluorhydrique. Cet acide est utilisé en chimie pour la fabrication de dérivés hydrochlorofluorocarbonés (HCFC) et des hydrofluoroalcanes (remplaçant les produits polluants de type CFC). L'industrie de l'aluminium et des HCFC a besoin d'un produit avec des teneurs en CaF_2 supérieure à 97 % Pds, des teneurs en SiO_2 inférieures à 1,5 % Pds et des teneur en sulfures quasi nulles.

En verrerie et céramique la fluorine est utilisée comme opacifiant, la qualité requise pour cette utilisation est une teneur entre 90 et 98 % Pds CaF_2 .

Il existe des utilisations annexes : optique, pharmacie, et minéral ornemental, bijoux et même pour la construction comme en témoigne l'escalier de l'opéra Garnier à Paris !...

La SIC a exploité le filon du Rossignol dont les réserves sont épuisées. Le minerai stocké depuis 1996 a une teneur variant entre 55 et 70 % Pds de CaF_2 et l'usine produit un concentré à 97,5 % Pds.

1.3 La Barytine

1.3.1 L'exploitation actuelle

L'intérêt économique de la barytine est évoqué très tardivement, (Ninkovnic 1961). Après une étude conduite par le BRGM (Aubert 1963), une importante réserve de barytine composée d'un minerai ferro-barytique est démontrée mais personne ne se déclare intéressé. Après le succès des études de valorisation du minerai ferro-barytique, l'activité du BRGM reprend en 1970. L'épuisement des gisements de barytine allemands conduit la société des

Mines de Garrot à s'intéresser à l'exploitation des Redoutières. Celle-ci devient la Société Garrot-Chaillac, puis est renommée Barytine de Chaillac lors de sa reprise en 1975 par le groupe Allemand Kali-Chemie (premier actionnaire), leader mondial du carbonate de baryum et filiale du groupe Belge Solvay. Une réorganisation récente du groupe allemand a conduit à la création de la filiale Solvay Baryum Strontium GmbH porteuse des actions de Barytine de Chaillac.

Le minerai est exploité en carrières à ciel ouvert (Les Redoutières et la Raillerie) et comprend le décapage des terres végétales, des terres stériles puis la sortie du minerai en direction de l'usine de traitement (Fig. 3).

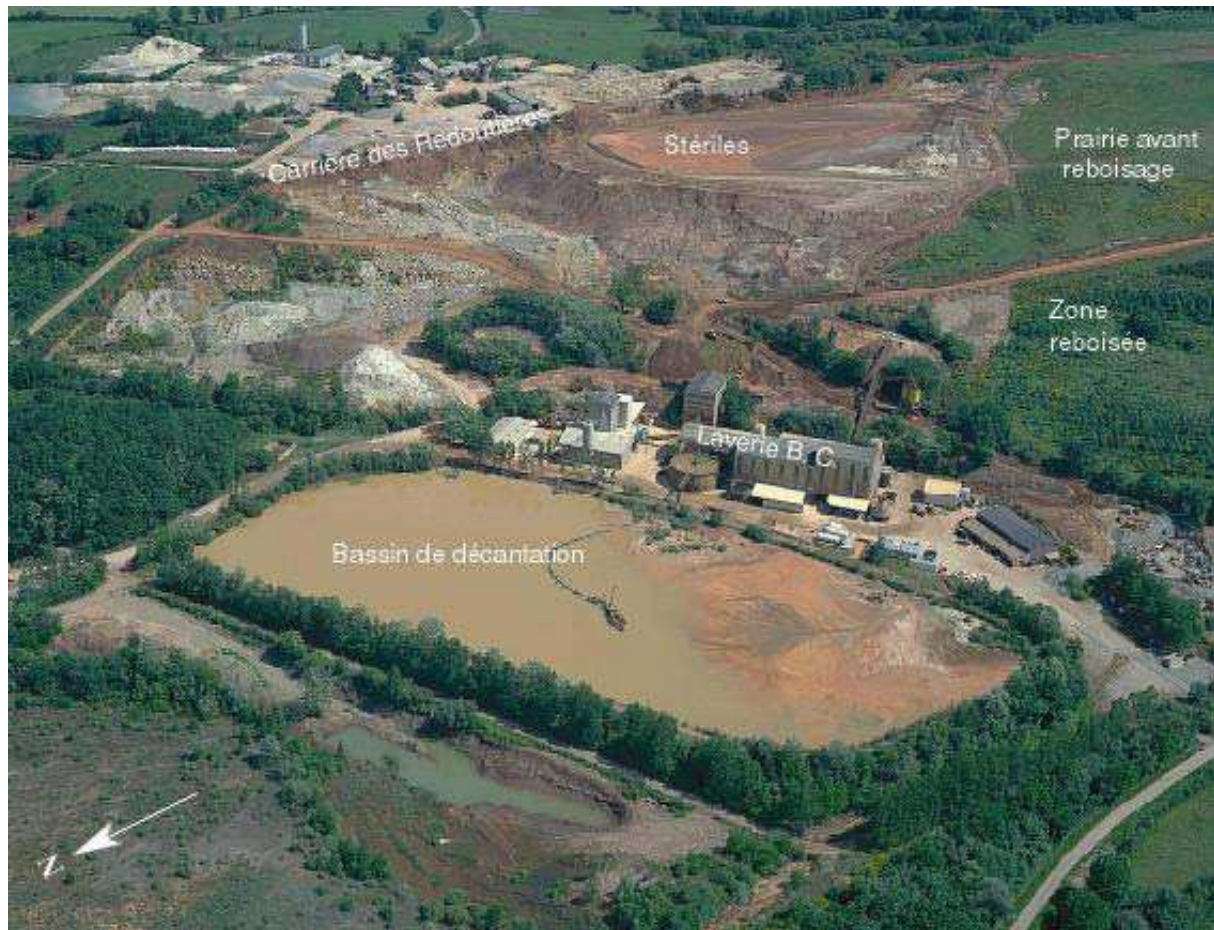


Figure 3 : Vue aérienne montrant le système d'exploitation de la carrière des Redoutières, le remblai et le reboisement à proximité de l'usine de traitement.

Le traitement se fait en voie humide et se décompose en quatre étapes principales :

1. Concassage primaire et secondaire réduisant la granulométrie à 0-300 mm.
2. Broyage en dessous de 200 μm (broyeur à barres puis broyeur à boulet).
3. Flottation de la barytine après élimination des fines par cyclonage.
4. Stockage du concentré avant la mise en vente (une phase de séchage est nécessaire pour le conditionnement de la barytine utilisée comme produit de charge).

Les stériles générés sont classés en deux types selon leur granulométrie. Les grenus sont stockés puis transportés à la carrière pour remblayer les zones exploitées. Les fines sont

floculées, épaissies, additionnées de liant hydraulique et pompées jusqu'en carrière. Lors de leur dépôt en carrière la teneur en eau des boues est de l'ordre de 40 % . Le terrain se stabilise par dessiccation sur place, après évaporation de l'eau, la portance du terrain est approximativement de 2 à 3 kg/cm².



Figure 4 : Vue aérienne montrant la zone d'exploitation de la Raillierie et le reboisement des zones remblayées avec le stérile.

La remise en état a été prise au sérieux très tôt et une stratégie de reboisement progressif a été choisie. L'exploitant a déjà une vingtaine d'années d'expériences dans ce domaine. En prévision du reboisement de la surface de la carrière, un arboretum a été planté afin de mettre en évidence les espèces les mieux adaptées (chênes, aulnes, érables) (Fig. 4). Dans la mesure du possible les terres végétales sont remplacées. Le reboisement se fait par étapes successives, la phase de prévégétalisation à partir de plantes de prairies est une phase préalable nécessaire à la plantation des arbres. En outre des tentatives de reboisement directement sur les stériles ont été faites avec un apport d'engrais organique. Au final 18,4 ha ont été replantés avec une trentaine d'espèces végétales (D'après une synthèse de Megerlin (2000) sur le reboisement effectué par B. C.).

1.3.2 Données économiques

Au niveau mondial 80% de la barytine est utilisée pour les forages pétroliers (boues), 10% comme minéral de charge (peintures, plaquettes de freins, insonorisant pour les automobiles) et 10% dans la chimie du baryum (verres spéciaux). Le prix de la tonne de barytine varie suivant la qualité exigée. Le prix de base pour les boues de forage se situe entre 40 et 50 \$ U.S.. La barytine utilisée dans les charges avec une densité fixée à 4,22 vaut entre 75 et 85 \$ U.S.. La barytine pure à 99% avec une granulométrie inférieure à 20 μm est vendue autour de 220 \$ U.S.. Enfin la barytine blanche utilisée comme charge dans les peintures nécessitant une granulométrie fixée à 350 μm avec des teneurs voisines de 96-98% BaSO_4 est vendue entre 300 et 330 \$ U. S.. Les gros producteurs de barytine des années 2000 sont : la Chine avec 3,5 Mt/an et 30 Mt de réserves, l'Inde avec 0,6 Mt/an et 28 Mt de réserves et les Etats-Unis avec 0,4 Mt/an avec 26 Mt de réserves. La production globale dépend fortement de la demande pour les sondages pétroliers. Par exemple, en 1998 la chute du cours du pétrole a fait baisser les importations des Etats-Unis de 1,5 Mt à 0,4 Mt. La production internationale semble s'être stabilisée autour 5,5 Mt/an en 2000. Aujourd'hui B. C. est le seul producteur en France, avec une production de 0,06 Mt pour des réserves évaluées à 2 Mt en France (estimation U. S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries).

L'intérêt du gisement de Chaillac est la production de barytine de qualité « chimique ». La fiche technique de ce minerai se résume en 5 points traduisant un concentré relativement pur.

1. La richesse du concentré après flottation (98 % Pds $\text{BaSO}_4 + \text{SrSO}_4$).
2. La faible teneur en oxydes de fer (1 % Pds Fe_2O_3).
3. La faible teneur en fluorine (300 à 500 ppm).
4. La faible teneur en silice (0,4 % Pds).
5. Le faible rapport Sr/Ba (de l'ordre de 1 %).

La production moyenne s'élève à 55 000 t/an. 65 % de cette production sont vendus au groupe SBS pour la fabrication de verre spéciaux, notamment pour ceux des téléviseurs (la présence de baryum arrête l'émission des rayons X et gamma). 25% de la production sont vendus à l'industrie des équipements automobiles. Ce secteur semble être en expansion et les perspectives économiques sont engageantes. Enfin 10 % sont achetés par l'entreprise Elf Atochem pour la chimie du baryum, le traitement des aciers et le traitement des eaux.

Après 27 ans d'exploitation, la production cumulée entre 1975 et 1998 est 2,1 Mt de concentré. Les réserves cumulées actuelles ne dépassent guère 5 ans, il devient donc urgent de renouveler les réserves.

2 Historique Scientifique

2.1 Les connaissances sur le gisement au début des années 1980

2.1.1 Le filon du Rossignol

Le filon est orienté NS 70° W et est encaissé dans les micaschistes de l'unité d'Eguzon. Ce filon traverse la discordance socle couverture et s'horizontalise dans la couverture hettangienne en formant un filon plat appelé plateure, la partie verticale est appelée le filon du Rossignol.

Le remplissage filonien des niveaux profonds décrit par Ziserman (1980) se décompose en cinq stades.

1. Le stade « Episodes précoces », avec du quartz laiteux, des fluorines vertes et violettes, de la fluorine grise finement cristallisée appelée « fluorine pierreuse ».
2. Le stade « Fluorine ambrée », composé de fluorine jaune.
3. Le stade « Béton gris I », est une brèche à éléments de fluorine verte et violette cimentés par de la fluorine et de la barytine.
4. Le stade « Barytine » où l'on trouve de la barytine rubanée, rappelant les textures de la barytine « Redoutières » (Cf. I.2.1.2), et de la barytine lamellaire. Synchrones de cette barytine on trouve de la pyrite et de l'hématite.
5. « Béton gris II », qui est une brèche tardive essentiellement barytique.

Yaman a analysé les inclusions fluides dans le filon et dans les plateures, il trouve dans la fluorine du Rossignol (niveau 100 m) des températures d'homogénéisations de l'ordre de 120°C et une salinité de 20% Pds eq. NaCl et dans les plateures une température de formation de l'ordre de 105°C.

2.1.2 Le gisement stratiforme des Redoutières

Le gisement stratiforme, encaissé dans la série hettangienne (Châteuneuf 1980), est composé de trois niveaux : un grès de base à ciment barytique, surmonté par un niveau argileux, lui même chapoté par un réseau dense de filons à barytine goethite. Ce réseau se compose de filons verticaux E-W et N-S et de filons horizontaux, Ziserman (1980) l'appelle la formation ferrobarytique des Redoutières. Le gisement stratiforme a été étudié par Vincienne (1948), Ninkovic (1961) puis Ziserman (1980), Sy (1980), Parron et al. (1980), puis Philippon (1982), Tardy et al. (1982), et enfin Deurbergue (1985) les interprétations génétiques de ces auteurs sont divergentes.

2.2 les différents modèles génétiques

2.2.1 Un modèle hydrothermal-sédimentaire

Pour Vincienne (1948) la mise en place de ce gisement se situe à la fin de l'orogénèse hercynienne. Des fractures NS drainant des fluides hydrothermaux, forment les filons à barytine et fluorine et minéralisent les sédiments à proximité de la paléosurface. Le fer imprégnerait les sédiments tardivement et aurait une origine sédimentaire. Ninkovic (1961) aboutit aux mêmes conclusions génétiques et précise qu'il considère deux minéralisations séparées, l'une au Lias inférieur liée à « la sédimentation de fer et du managanèse », l'autre post Sinémurienne, liée à un hydrothermalisme à baryum et fluor, alimenté par des fractures N-S. Le faciès ferrobarytique étant interprété comme une ancienne couche argileuse, avec

amas d'hématite, hettangienne et sinémurienne auxquels s'ajoute, durant une phase tectonique cassante post sinémurienne, de la barytine.

2.2.2 Les modèles latéritique et hydrothermal - latéritique

Parron et al. (1980) distinguent trois ensembles qui se superposent dans le gisement des Redoutières. Ils décrivent à la base un grès à ciment barytique recouvert par une zone à barytine stratiforme rubanée se terminant par un complexe ferrobarytique et enfin, recouvrant le tout, une cuirasse ferrugineuse qui s'altère en horizon ferrugineux à proximité de la surface. Cette évolution verticale est interprétée comme une évolution latéritique particulière à partir d'un sédiment enrichi en barytine primaire. Le cuirassement barytique se forme par dissolution de la barytine à partir de la surface et migration jusqu'à un horizon inférieur où elle précipite. Le fer subit le même processus avec une migration moindre. Dans les horizons supérieurs la dissolution partielle du fer conduit au démantèlement de la cuirasse latéritique. « Cette évolution antagoniste de la base et du sommet est typique des cuirasses ferrugineuses qui coiffent les sols ferrallitiques des régions tropicales » (Parron et al. 1980).

Philippon (1982) propose un modèle reprenant partiellement les interprétations précédentes. En effectuant des analyses en roche totale pour les éléments Ba et Sr, il observe que ceux-ci discriminent deux populations. La première correspond au ferrobarytique avec un rapport Sr/Ba faible, la seconde correspond aux échantillons des grès de base et à un Sr/Ba fort. Ces données sont interprétées comme le résultat de deux événements. Le premier étant une minéralisation « où la structure du Rossignol joue un rôle prépondérant », le second étant la phase de reconcentration latéritique décrite par Parron et al. (1980).

2.2.3 Les modèles hydrothermal – marin et hydrothermal – marin - latéritique

Tardy et al. (1982) ont publié les analyses isotopiques du Sr et du S des barytines des Redoutières. Ces analyses montrent que les rapports isotopiques du Sr des barytines est de 0,708 dans le filon et de l'ordre de 0,710 dans le gisement stratiforme. La composition isotopique du soufre montre un $\delta^{34}\text{S}$ variant entre 14 et 17‰ dans les barytines du gisement stratiforme. L'hypothèse d'une formation par latérisation est abandonnée et les données sont interprétées comme signant une origine marine avec une faible contribution granitique. La minéralisation serait à la fois per descensum en association avec des évaporites, et per ascensum au niveau de branche de courants convectifs. Enfin Sy (1980) reprend les données de Tardy et al. (1982), et suppose que le fer est issu d'une latérite antérieure à une minéralisation hydrothermale à F, Ba.

2.2.4 Un modèle hydrothermal à l'échelle du district de la Marche

Touray et Ziserman (1980) proposent un modèle global, d'âge liasique, pour les gisements de la Charbonnière, du Châtenet, et de Chaillac (Redoutières-Rossignol) (Fig. 5). Ce schéma se base sur les données des inclusions fluides (Fig. 5) et les spectres des terres rares des fluorines. Grappin et al. (1979) ont publié des données sur la distribution des terres rares des fluorines du district de la Marche. La discrimination des différents gisements suivant les anomalies en Eu et les rapports La/Sm et Tb/Lu les conduisent à supposer deux origines pour ces minéralisations. Dans le cas du Châtenet les terres rares sont issues des granites encaissants, pour le Rossignol il s'agirait d'une source riche en feldspaths (ou sélectivement altérés au niveau de ces minéraux); enfin la Charbonnière aurait une composition intermédiaire. Pour les deux solutions l'origine serait superficielle avec un parcours plus ou moins complexe. Les solutions profondes typiques du Châtenet auraient perdu leurs caractères primaires et se seraient modifiées au contact du socle en s'enrichissant en F et Ba et Fe. Les solutions de type Chaillac seraient issues d'un mélange d'eau profonde type Châtenet, d'eau

continentale de surfaces à faible parcours et d'eau de mer infiltrée dans le socle (Fig. 6). La barytine, la fluorine et la goëthite seraient d'origine hydrothermale. Enfin pour ces auteurs le gisement aurait été remanié en surface à l'Eocène par une phase de latéritisation qui n'aurait rien à voir avec la minéralisation à barytine et fluorine.

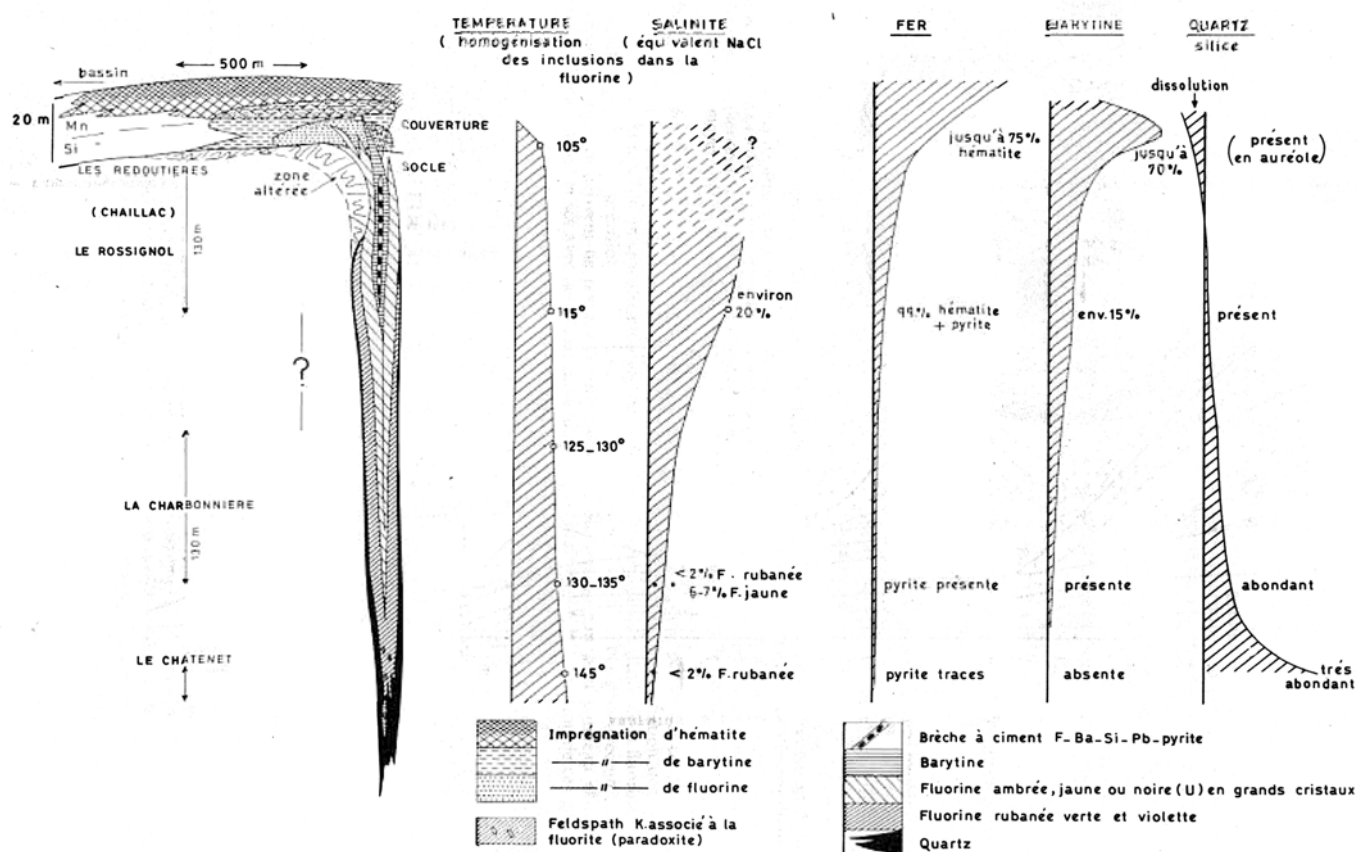


Figure 5 : Modèle global de mise en place des gisements de la Marche (Yaman et al. 1978).

Dans le bassin de Chaillac d'autres gisements stratiformes sont connus. Il s'agit d'un ensemble de corps minéralisés en fer, associés à de la barytine et à de la fluorine encaissés dans les grès hettangiens. Ces gisements ont été étudiés en même temps que le gisement de Chaillac et les interprétations sont basées sur un modèle Rossignol-Redoutières étendu à l'ensemble du bassin. Deux gîtes, les Pradeaux et les Perelles, sont importants parce qu'ils montrent de grandes similitudes avec Chaillac. Il s'agit de niveaux ferrifères hettangiens situés sur des failles du socle et liés à des venues de barytine et de fluorine (Ziserman 1980). L'analyse de la chimie des formations ferrifères du bassin de Chaillac, montre une intercorrélacion des éléments Fe, Be, As, Sb, Pb, Zn évoquant une paragenèse chalcophile. Celle ci est difficilement compatible avec une altération météorique (Deurbergue et Lemièrre 1985), pour ces auteurs les minéralisations à Fe, Ba, F de l'ensemble du bassin seraient hydrothermales.

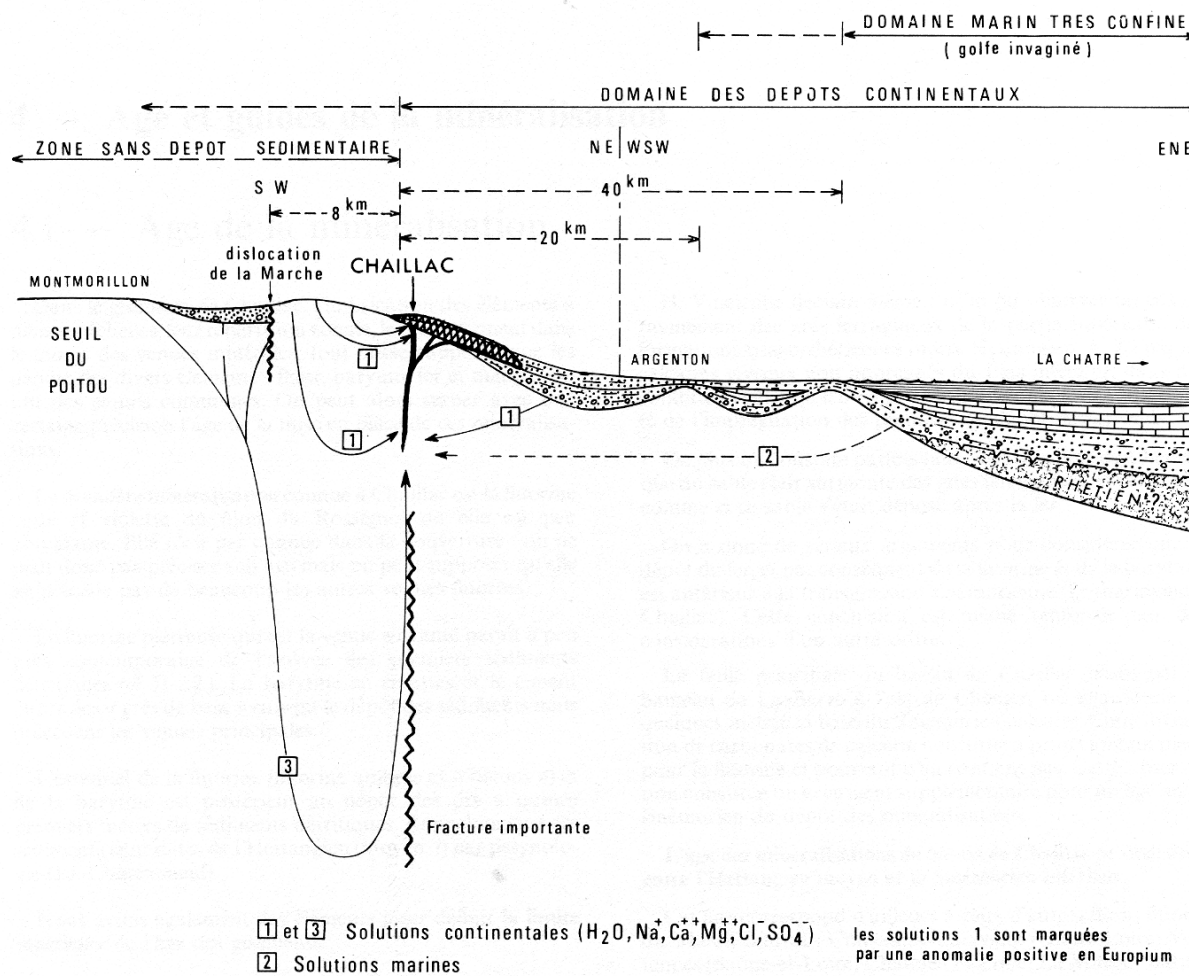


Figure 6 : Modèle de formation du gisement de Chaillac proposé par Touray et Ziserman (1980).

II Typologie des gisements de fluorine et de barytine

L'association relativement courante de la barytine et de la fluorine suggère des génèses relativement communes et des types communs. On reconnaît trois types de gisements économiques pour la fluorine. Il s'agit des gisements épithermaux volcanogéniques, des minéralisations liées aux carbonatites et des gisements à l'interface socle couverture. Les deux premiers types sont associés à une activité magmatique alors que le dernier est réputé se former en contexte amagmatique.

1 Les gisements volcanogéniques épithermaux

Ces gîtes sont surtout réputés pour les métaux précieux. Ce type de gisement est associé au magmatisme aérien dans les zones orogéniques jeunes (Andes, Carpates). Le modèle de formation, proposé depuis une dizaine d'années, établit un lien entre un magmatisme profond en ascension et des manifestations de surfaces (Fig. 7).

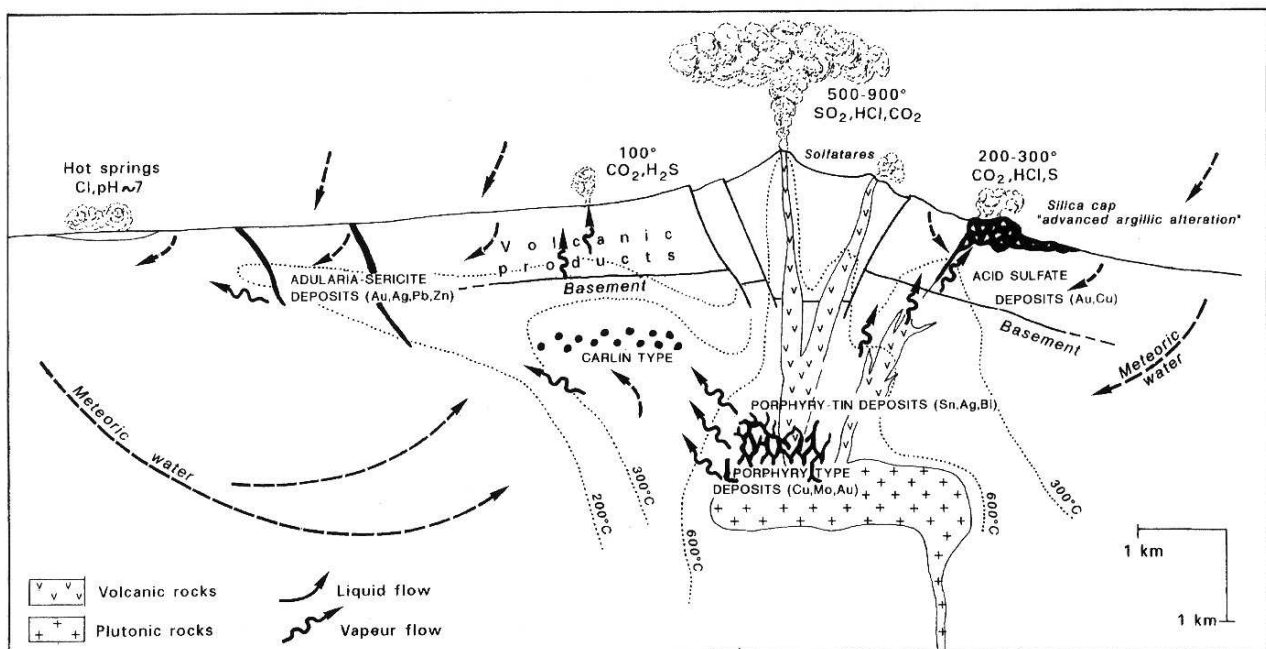


Figure 7 : Coupe montrant les relations entre les gisements de type porphyres cuprifères, porphyres stannifères, les gisements des types Carlin, les épithermaux acides « acid-sulfate » et les épithermaux neutres « adulaire-séricite » (Marcoux 1995).

Lors de la cristallisation du magma à 3-5 km dans la croûte, les fluides résiduels à H₂O liquide, H₂O vapeur, CO₂, H₂S sont chargés en métaux et expulsés. Et deux fluides se scindent en deux phases, une saumure sur-salée et un fluide volatil. L'eau liquide est généralement très chargée (40 % pds Eq. NaCl) et donne lieu à des minéralisations au toit des intrusions magmatiques formant les fameux porphyres cuprifères. Les vapeurs transférées vers la surface génèrent une série de gisements de type épithermal où l'on reconnaît quatre types principaux (Marcoux 1995). Les deux premiers types sont issus des saumures alors que les types « acide sulfate » et « adulaire séricite » sont issues de la phase volatile.

1. *Les gisements porphyriques à étain.* Ce sont des gisements « hybrides, mi-porphyriques, mi-épithermaux, issus d'un trajet bref de la phase vapeur.
2. *Le blocage en profondeur.* Les fluides sont arrêtés au cours de leur ascension par piégeage chimique ou hydrodynamique par contraste de perméabilités. Ces phénomènes aboutissent à des skarns ou à des imprégnation diffuses (Carlin type).
3. *Les systèmes « acide sulfate » (« vuggy silica »).* Ce sont des gisements riches en sulfures de Cu, et qui contiennent de l'Au. Ils sont issus de fluides chauds (200-300°C) à salinité élevée (2-30% pds eq. NaCl), avec une chimie très agressive (acide, oxydante). Ces fluides provoquent un lessivage intense des roches encaissantes produisant un résidu blanchâtre riche en alunite. En surface ces fluides forment des lacs acides.
4. *Les systèmes à adulaire sérícite.* Ces gisements sont poly métalliques à Pb, Zn, Ag, Au, avec une activité faible du soufre. Ils ont des températures de formation basses (190°C-250°C) et des salinités faibles (0-3 % pds eq. Na Cl). Ils sont considérés comme les plus distaux par rapport aux intrusions et ont une minéralogie complexe avec notamment de l'adulaire.

Dans ces systèmes porphyre/épithermal où l'hydrothermalisme est lié à un magmatisme proche de la surface, des minéralisations à fluorine peuvent se former. Nous prendrons l'exemple des filons du Sud Ouest du nouveau Mexique. Les dépôts de fluorine forment deux ceintures N-S. La ceinture la plus à l'Est est caractérisée par des gisements de remplacement des calcaires à proximité du contact avec les roches volcaniques. A l'Ouest les minéralisations s'expriment par des remplacements et par des formations filoniennes. Les associations à fluorine sont de trois types : Pb, Zn, Ag ; Cu Au, Ag ; Pb, Zn, Ag, Cu. Dans ces trois types de gisements les inclusions fluides associées à la fluorine ont des salinités faibles (0-7 % pds NaCl) et des températures d'homogénéisations allant de 100°C à 220°C. Seules les inclusions fluides de fluorines des filons encaissées dans un pluton (Capitan Pluton) ont une signature de fluide magmatique avec une température d'homogénéisation supérieure à 600°C et une salinité de 80 % pds NaCl. Les données sur le δD et $\delta^{18}O$ montrent que les fluides sont issus d'eaux météoriques rééquilibrées avec les roches encaissantes. Seules les données sur les filons de Capitan pluton indiquent la présence de fluides magmatiques (Hill et al. 2000). Les assemblages paragénetiques, les données isotopiques, les mesures microthermométriques et le contexte de formation rappelle tout à fait le type des minéralisations épithermales décrites dans les grandes lignes par Marcoux (1995).

2 Les carbonatites

Les carbonatites sont des roches magmatiques, d'âges protérozoïque à récent, constituées à 80% de carbonates dont la calcite (formant la sövite), la dolomite (l'assemblage dolomite-calcite formant la béforsite) et parfois de sidérose. Les autres minéraux sont variés et comprennent des feldspaths, des feldspathoïdes, de la biotite, des pyroxènes, des péridots, des grenats, de l'apatite, et des minéraux riches en Nb, Ta, Ti, Th, U et terres rares. Ces formations sont assez exceptionnelles et se présentent en petits gisements intrusifs ou filoniens à structures annulaires fréquentes, parfois en coulées, associées à des roches ultrabasiqes et à des roches sous-saturées en SiO₂. Ces roches cristallisent à partir de magmas riches en CO₂ et Ca sans doute formés par immiscibilité. Ce type de formations se rencontre dans les provinces à magmatisme alcalin, dans les régions cratoniques stables et dans les zones de failles associées au rifting. En bordure de ces intrusions un métamorphisme de contact et une métasomatose fénitique se développent. Les roches encaissantes prennent

alors une composition de syénite, avec orthose, anorthose, aegyrine, amphibole sodique, phosphates, oxydes et minéraux riches en F, Cl, P, Ti, dont la fluorine.

Nous citerons en exemple le gisement de fluorine d'Okorusu du nord de la Namibie (7-10 Mt avec un minerai à plus de 35% pds CaF_2). Localisé dans les formations carbonatées pan africaines de la séquence de Damara, une carbonatite d'âge crétacé a expulsé des fluides riches en fluor, formant des minéralisations à fluorine et développant une altération métasomatique fénitique (Fig. 8). Cette carbonatite est associée au complexe igné de Damaraland mis en place lors de la phase d'océanisation Sud Atlantique. Les analyses du Sr des fluorines donnent une signature isotopique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) entre 0,70458 et 0,70459, légèrement plus radiogénique que la carbonatite d'Okorusu et donc indiquant une faible composante crustale. Les températures d'homogénéisation des inclusions fluides de la fluorine sont de l'ordre de 120°C avec des salinités de 3% pds NaCl. Les analyses des fluides contenus dans les quartz de la minéralisation (après écrasement) donnent les résultats suivant :

1. pour les phases fluides : $\text{CO}_2 = 20\%$ pds, $\text{H}_2\text{O} = 20\%$ pds ;
2. pour les sels : $\text{Na}_2\text{O} = 21.1\%$ pds, $\text{K}_2\text{O} = 8.0\%$ pds, $\text{CaO} = 5.5\%$ pds, FeO (total) = 3.2 % pds, $\text{F} = 3.0\%$ pds, $\text{Cl} = 10.8\%$ pds, $\Sigma\text{REE} = 3\%$ pds, $\text{Ba} = 32,754$ ppm, $\text{Sr} = 11,484$ ppm, $\text{Zr} = 137$ ppm, $\text{Y} = 462$ ppm, $\text{Th} = 444$, $\text{U} = 15.9$ ppm et $\text{Pb} = 1260$ ppm.

Ce fluide a donc une composition très alcaline, faiblement calcite $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca} = 5.7$ et très fluorée ($\text{Cl}/\text{F} = 3.6$) (Bühn et al. 2002).

Le dépôt de fluorine serait la conséquence de la réaction entre un fluide alcalin à haute teneur en F et des carbonates crustaux. En outre pour Bühn et al. (2002) les mesures des inclusions fluides de la fluorine ne représentent pas les fluides à l'origine de la minéralisation associant carbonatites et fluorine.

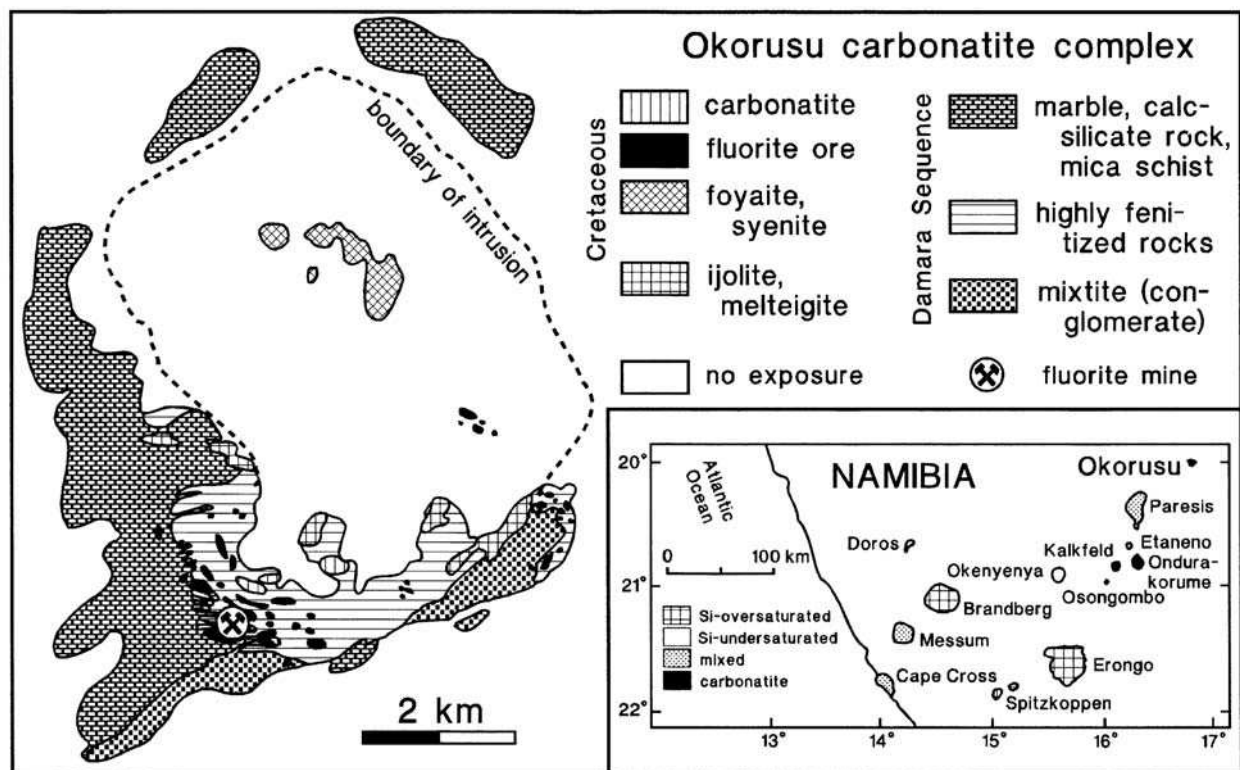


Figure 8 : Carte géologique du complexe de la carbonatite d'Okorusu et des gisements de fluorines associés (van Zijl, 1962 in Bühn et al. 2002).

3 Les gisements à l'interface socle couverture

Il s'agit de la majorité des gisements à fluorine et barytine de l'Ouest Européen et du Maghreb, ils sont de deux types : filoniens ou stratoïdes.

3.1 Les gisements filoniens

La classification des filons de fluorine reprise par Jébrak (1984) met en relation le style tectonique, le remplissage et l'âge des minéralisations. Il distingue deux grands types de filon : les filons en cisaillement de « type S » et les filons en extension de « type E ».

3.1.1 Type S

Il s'agit de filons en décrochement à remplissage de fluorine ou de galène et sphalérite. D'un point de vue tectonique l'ouverture de ces filons se fait suivant des systèmes de failles conjuguées en transpression ou en transtention. Ils ont généralement une position péri granitique et se seraient formés au cours de compressions tardi varisques. Leur âge serait donc stéphanien à permien (Jébrak 1984). En France, ils correspondraient aux filons à remplissage de fluorine bleue et sidérite (Fb-sid du Burc et de Montroc dans le Tarn ; 7 Mt CaF₂), de sphalérite et sidérite (St-Salvy), et aux filons à formations blanches des Vosges. Ces gisements sont associés à des brèches tectoniques et hydrauliques, avec des silicifications précoces, appelées brèches tectoniques hypersilicifiées (BTH). L'âge de ces gisements a été récemment mis en cause et un âge liasique a été proposé sur des critères géochimiques (Munoz et al. 1997). Ces interprétations seront présentées dans le chapitre III portant sur l'hydrothermalisme « permo-liasique ».

3.1.2 Type E

Ce sont des filons en extension mis en place au cours de tectonique distensive. Dans le Massif Central et pour la fluorine ces filons ont une profondeur limitée à 250 m, une longueur inférieure au km et une épaisseur de quelques mètres. Leur remplissage comprend trois types de paragenèses principales. La première à barytine galène (Ba-Pb) est localisée dans des filons subméridiens et ont un âge mal déterminé allant du Permien au Lias. La deuxième formation, à fluorine verte et violette et adulaire, a été appelée Fv-v; l'adulaire donne un âge radiochronologique triasique-liasique. La troisième à fluorine jaune et barytine, (Ba-Fj) d'âge mal connu et supposé Jurassique moy. à sup. est encaissée dans des filons E-W des Causses (Lhégu et al. 1982). Les fluides occlus dans les fluorines jaunes associées à la barytine et aux quartz des formations Ba-Pb sont des saumures froides. Les fluides des fluorines vertes et violettes et de certaines BTH sont plus chauds à salinité faible (Fig. 9). Nous proposons de reclasser ces gisements à partir des assemblages minéralogiques et des mesures thermométriques en deux classes. La première classe correspond au Fv-v avec les BTH de relativement haute température et faible salinité. La seconde classe regroupe les formations Ba-Fj et Ba-Pb à forte salinité et faible température en une seule classe rebaptisée Fj-Ba. Ce nom se base sur des critères chronologiques vus sur les gisements de la Marche, du Morvan et la Haute Loire, où la fluorine jaune est précoce par rapport à la barytine (Chapitre III). Dans ces filons les remplissages sont rubanés avec parfois des brèches d'effondrement. Ces gisements seront l'objet d'une présentation détaillée dans le chapitre portant sur l'hydrothermalisme permien et triasique-liasique. D'un point de vue génétique ces gisements ont une origine qui a été très débattue : un consensus semble s'être établi autour d'une genèse par mélange de fluides hydrothermaux profonds à Ba, F rencontrant des saumures de sebkhas à proximité de la surface.

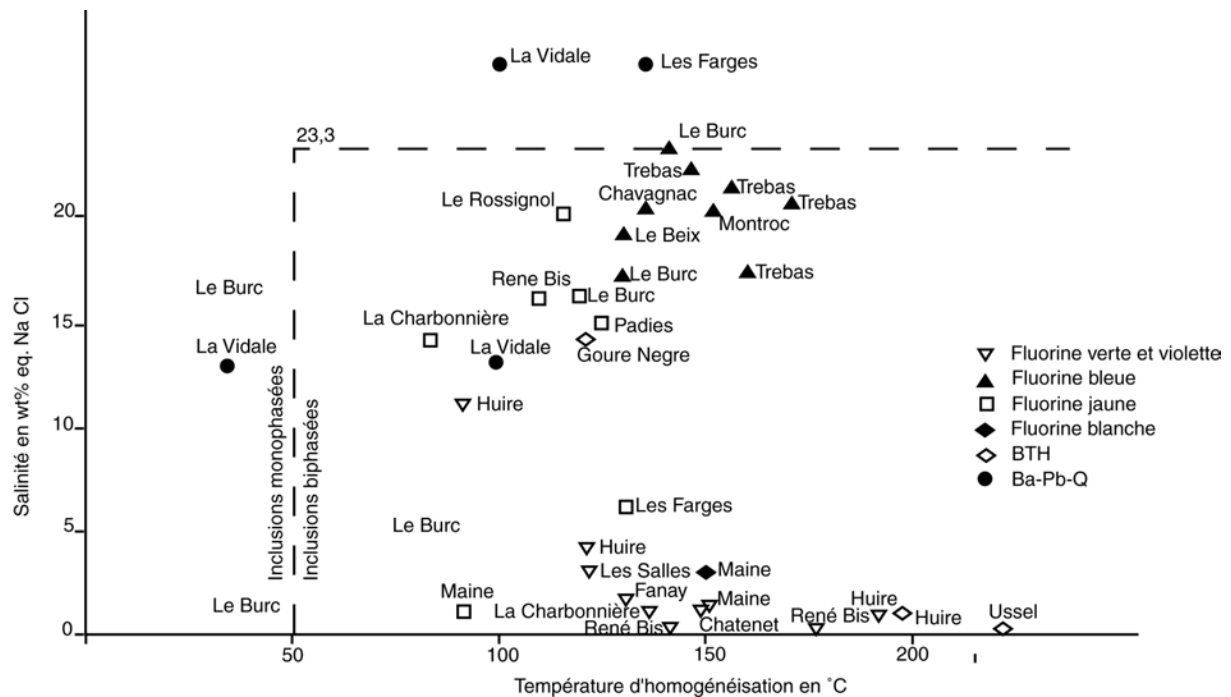


Figure 9 : Données thermométriques et microcryoscopiques sur les inclusions fluides des fluorines et des quartz des filons du socle du Massif Central français (Lhégu et al. 1982).

3.2 Les gisements stratoïdes

Il s'agit de minéralisations disséminées dans des niveaux de carbonates ou cimentant des niveaux gréseux. D'un point de vue typologique leur classification est différente suivant les interprétations génétiques. On distinguera deux sous-types :

3.2.1 Les minéralisations liées à une diagenèse tardive ou à une épigénie

Il s'agit d'un cas spécifique de gisement de type Mississippi Valley (MVT) qui, au lieu d'avoir une paragenèse à Pb, Zn, ont une paragenèse à Ba, F. Ce type a été défini sur les districts du Kentucky et de l'Illinois. Pour Sangster « les gîtes à prédominance de fluor (et qui renferment des quantités accessoires de Ba, Pb, et Zn) à mise en place contrôlée par des fractures comme ceux de l'Illinois, du Kentucky, des Pennines en Angleterre, du district à Ba (Pb) du Missouri central, du district à F-Ba (Pb-Zn) de Sweetwater au Tennessee, pourraient représenter des gîtes de F-Ba de type Mississippi Valley semblables au gîtes du même type ». Les gisements de types MVT sont caractérisés par :

1. des associations paragenétiques très simples à Ba, F (ou plus couramment Pb, Zn) ;
2. des minéralisations associées à des strates et à des brèches karstiques (Fig. 10) ;
3. des inclusions fluides hyper salines (10-30 % pds eq. NaCl) avec des températures d'homogénéisation relativement faibles (75 - 200°C) ; en outre ces fluides sont souvent associés à des huiles ;
4. une localisation dans des provinces amagmatiques.

Pour ces gisements deux modèles génétiques s'opposent. Le premier considère que la minéralisation est mise en place par des fluides issus de la compaction des sédiments de bassins (Sharp et al. 1978 in Sangster 1996, Cathles et Smith 1983 in Sangster 1996). Le second propose un écoulement gravitaire de saumure dense en fond de bassin à l'occasion d'événement orogénique (Leach et al. 2001).

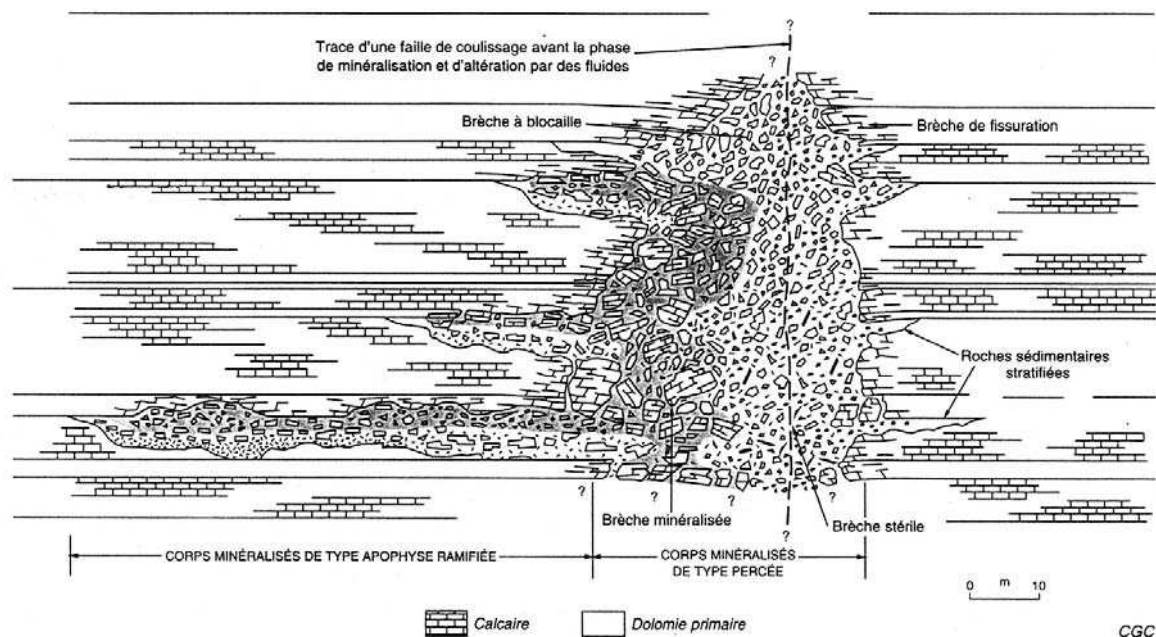


Figure 10 : Coupe d'un gisement de type MVT, avec une minéralisation colonnaire dans le district de l'est du Tennessee (Sangster 1996).

3.2.2 Les minéralisations liées à un hydrothermalisme de surface

Ce type de gisement a été étudié sur le pourtour du Morvan (4,2 Mt CaF_2), où des lentilles de fluorine et de barytine sont associées à des carbonates de la série transgressive du bassin de Paris (Soulé de Lafont D. et Lhégu J., 1980). Une présentation détaillée sera faite dans la partie consacrée aux gisements liés à l'hydrothermalisme liasique. Bien que les interprétations sur la genèse de ces gisements aient donné lieu à de nombreuses controverses, nous retiendrons les interprétations se basant sur l'existence d'un hydrothermalisme liasique dans le Morvan. Nous dirons seulement que ces gisements seraient l'expression de cet hydrothermalisme au niveau de la couverture sédimentaire et/ou de la paléosurface. Ces minéralisations seraient une expression plus superficielle des gisements de type E à remplissage Fj-Ba.

4 Les gisements de type Broken Hill (Australie)

Ces gisements ne sont pas spécialement connus pour la fluorine, mais les contextes géodynamiques et sédimentaires sont suffisamment proches de ceux connus pendant le Lias au Sud et dans une moindre mesure au Nord du Massif Central pour que l'on puisse s'intéresser à ce type de gisements.

Il s'agit de gisements stratiformes à sulfures massifs contenant Pb, Zn, Ag, avec des gangues riches en fluorine, phosphates, calcium et magnésium (Broken Hill : 280 Mt contenant 10% Pb, 8,5% Zn, 0,14% Cu, 148 g/t Ag et 8% Fe) et aussi d'autres gisements à Fe Mn (Grängesberg 55% Fe, 90 km²) (Parr et Plimer 1993). Ils sont localisés dans les séquences supracrustales du protérozoïque précoce à moyen. Ces minéralisations se sont produites à

l'occasion de l'étirement de jeunes croûtes continentales formant des rifts comportant surtout des sédiments clastiques, évaporitiques et des accumulations de matériaux volcaniques (Fig. 11). Un surcreusement soudain du rift s'est produit en même temps qu'une augmentation du gradient géothermique provoquée par un volcanisme bimodal accru et par la mise en place de granites. Des complexes hydrothermaux ont été créés par la chaleur des filons couchés de granites. Les fluides minéralisateurs hydrothermaux ont produit une grande variété d'exhalites et de roches sulfurées de composition peu courante. Les gisements de Broken Hill montrent une zonation géographique avec, au Sud, des minéralisations à Zn, Cu, Ca et, au Nord, des minéralisations caractérisées par des éléments tels que Pb, Ag, Mn, F. Dans cette zone nord, une évolution verticale a pu être établie avec dans les niveaux stratigraphiquement bas des minéralisations à Zn, Cu, Ca, Bi, P, Ni ; les niveaux plus hauts ayant des paragenèses à Pb, Ag, Mn, F, Sb, As. Enfin à Broken Hill, les associations à calcite, fluorine, phosphate, apatite, tourmaline, les enrichissements en U, Rb, K des encaissants, les données isotopiques du soufre et du carbone, évoquent une métasomatose mantellique à F, B, et CO₂ (Parr et Plimer, 1993).

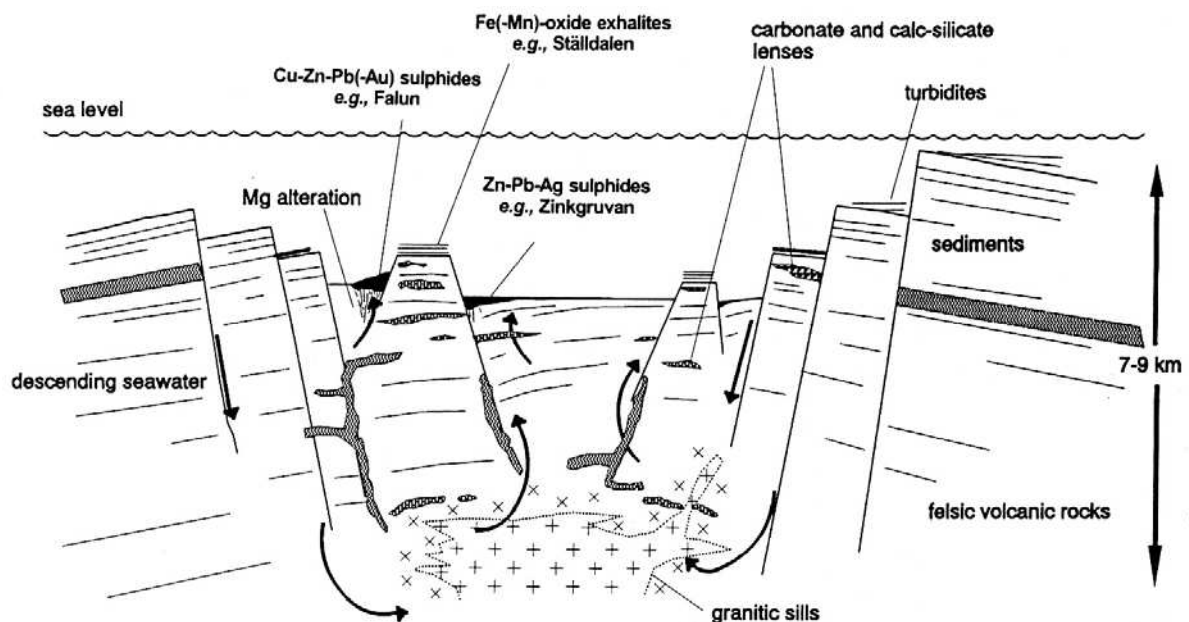


Figure 11 : Coupe des gisements de type Broken Hill montrant leur paléoenvironnement dominé par un rifting avorté probablement profond. Les gisements associés ont des minéralogies variables suivant leur position paléogéographique (Parr et Plimer 1993).

III Géologie régionale et métallogénie à la transition Primaire – Secondaire

Nous entendons par transition Primaire-secondaire la période allant du Permien (295 Ma) au Lias (180 Ma).

1 Géologie Régionale

1.1 Métamorphisme et structure du Massif Central

1.1.1 Les grands domaines structuraux

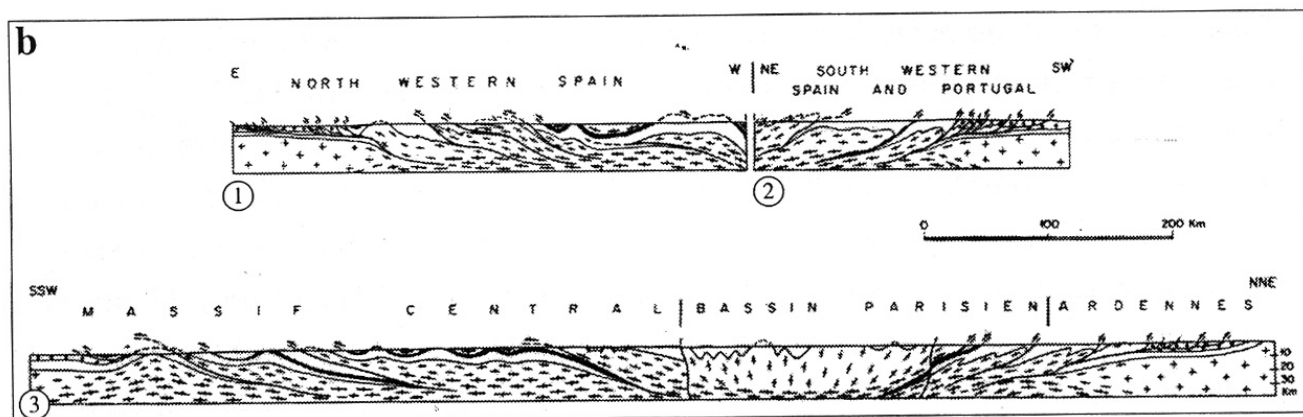


1 : principaux chevauchements ; 2 : nappes cristallines internes et sutures ophiolitiques ; 3 : domaines à schistosité de flux ou foliation ; 4 : bassins dévono-carbonifères externes ; 5 : plates-formes ou blocs avec peu ou pas de déformation varisque ; 6 : sens de transport des nappes et déversement des grands plis couchés ; 7 : grands décrochements ductiles.

Figure 12 : Carte structurale de la partie Ouest de la chaîne hercynienne (Matte 1986).

La chaîne varisque européenne constitue le substratum anté-permien de l'Europe du Sud Ouest. Cette chaîne est le résultat de la collision de deux grands blocs continentaux : Baltica et Gondwana. Les ceintures de roches basiques et ultrabasiques reconnues dans cette chaîne sont les témoins de l'existence de sutures océaniques ou de bassin d'arrière arc (Bodinier et al. 1981 in Matte 1986) (Figs. 12 et 13). Matte (1986) distingue deux lignes de suture :

- La première s'étend du Nord de la Manche au Nord du massif de Bohême en passant sous le bassin de Paris. Elle témoigne de la fermeture de l'océan Rhéique (Fig. 13).
- La deuxième ligne de suture s'étire du Sud Ouest de l'Ibérie à l'est du Massif Central, elle témoigne de la fermeture de l'Océan Galice-Massif Central (Figure 12).



Blanc : Paléozoïque inférieur ; petits cercles : Dévono-Carbonifère ; croix : croûte continentale précambrienne sans déformation varisque ; croix allongées : idem avec déformation varisque ; croix épaisses : croûte granulitique.

Figure 13 : Coupes N-S, 1 & 2 dans la zone ibérique, 3 dans la zone française montrant la transition Massif Central, bassin de Paris, Ardennes (Matte 1986).

1.1.2 Les événements tectonométamorphiques varisques

Au cours de la formation de la chaîne on distingue dans les grandes lignes cinq stades tectonométamorphiques (Fig. 14, Matte 1986, Cohen-Julien et al. 1998).

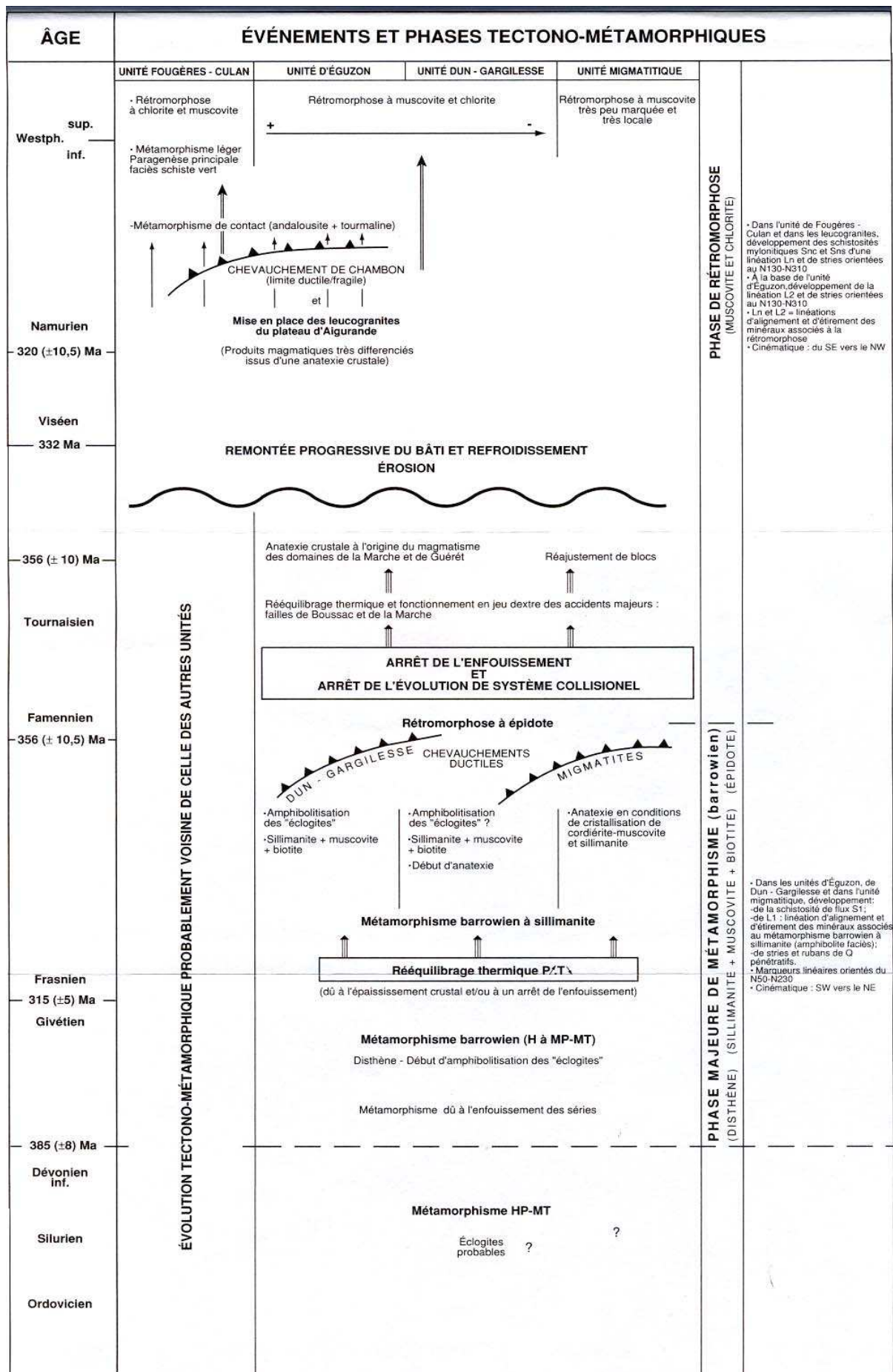
- Un stade haute pression à faciès schiste bleu (430-400 Ma, Peucat et al. 1982, Ducrot et al. 1983 in Matte 1986). Ce faciès est à l'état de relique dans les amphibolites et correspond probablement à un stade d'obduction précoce.
- Un stade d'anatexie et de métamorphisme barrowien dû à la mise en place des nappes cristallines internes vers le S-E (Figs. 12 et 13). Cet événement est daté à 380-390 Ma, (Bernard-Griffiths et al. 1977 in Matte 1986).
- Un événement métamorphique de pression intermédiaire, se développant dans les séries pélitiques sous les grandes nappes cristallines. Ce stade métamorphique est associé à la mise en place des nappes dans le Sud du Massif Central avec des isogrades inverses. Il est daté à 350 Ma (Pin 1981 in Matte 1986).

- Un stade de métamorphisme basse pression hautes températures dans les dômes externes (340-310 Ma). Cet événement est souvent lié à la mise en place syntectonique des granites d'anatexie.
- « Le problème de la croûte granulitique profonde ». Il s'agirait d'un stade de formation des granulites de pressions haute à intermédiaire résultant du métamorphisme de sédiments et roches basiques ignées. Cette granulitisation serait varisque avec des âges étalés dans le temps : 290 Ma (Postaire 1983), 315 Ma (Respaut et Lancelot 1983 in Matte 1986) et 380 (Ben Othman et al. 1984 in Matte 1986).

Parallèlement à ces stades métamorphiques, la mise en place de granitoïdes s'échelonne entre 600 et 280 Ma (Matte 1986). On distingue suivant leurs âges :

- Les granitoïdes prévarisques regroupant les granites de l'orogénèse précambrienne et les granites alcalins à hyper alcalins 530-350 Ma mis en place lors d'un amincissement crustal cambro-ordovicien.
- Les granitoïdes varisques 370-280 Ma. On distingue deux types de granitoïdes : les leucogranites d'une part et les monzogranites et granodiorites d'autre part. Les premiers, les leucogranites, ont un âge variant entre 370 et 300 Ma. Ils se développent dans des zones des cisaillements (faille de la Marche) ou au niveau des chevauchements (plateau d'Aigurande). Ces leucogranites seraient issus de la fusion de méta-sédiment (Downes et al. 1997). Les seconds, les monzogranites et granodiorites, ont un âge allant de 360 à 280 Ma. Ils seraient issus d'un mélange de magma basique et de croûte continentale fondue (Downes et al. 1997). Downes et al. (1997) proposent une origine commune pour ces deux types de granites. Ces auteurs invoquent une remontée du manteau en fin de collision avec la mise en place de magma basique sous la croûte continentale « under plating ». Ce magma serait responsable de la fusion de la base de la croûte continentale et le produit de cette fusion serait à l'origine des leucogranites. Les monzogranites et granodiorites seraient issus du mélange entre la croûte continentale en fusion et le magma basique. Cette phase est relativement importante puisque ces roches représentent plus de la moitié des formations affleurant dans le Massif Central. Les données isotopiques Sr et Nd de ces roches seront comparées aux données isotopiques des fluorines de Chaillac.
- Enfin on signalera l'expression tardive d'un magmatisme lamprophyrique daté à 295 Ma. (Turpin et al. 1988) et à 285 Ma. (Leroy et Sonet 1976). Ce magmatisme enrichi en incompatibles aurait sa source au niveau du manteau enrichi par recyclage de la croûte continentale au niveau d'une marge active (Turpin et al. 1988).

Page suivante figure 14 : Evénements tectonométamorphiques observés dans le Massif Central au cours de l'orogénèse varisque (Cohen-Julien et al. 1998).



ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE PROBABLEMENT VOISINE DE CELLE DES AUTRES UNITÉS

PHASE MAJEURE DE MÉTAMORPHISME (barrowien) (SILLIMANITE + MUSCOVITE + BIOTITE) (EPIDOTE) (DISTHÈNE)

1.1.3 Métallogénie varisque

Trois périodes métallogéniques ont été identifiées et mis en relation avec l'édification de la chaîne varisque :

- la période éo-varisque (Cambrien-Silurien) où quelques SEDEX (sédimentaire-exhalatif) à Pb Zn Ba sont connus par exemple à St-Salvy (Barbanson et Geldron 1983) ;
- la période méso varisque (Dévonien à Carbonifère inférieur) où des gisements de type « amas sulfurés » sont connus dans la Brevenne (Lescuyer et al. 1998) ;
- l'épisode néo-varisque (Carbonifère supérieur à Permien) correspondant à l'événement métallogénique principal à W-As-**Au**-Sb-U (Bril et Beaufort 1989, Marcoux et Bril 1986). Les minéralisations de cette dernière période sont contemporaines de la phase de granulitisation basse pression haute température (310-305 Ma) dont les leucogranites sont directement issus (Williamson et al. 1996, Marignac et Cuney 1999).

Au cours de la période néo-varisque, les dépôts hydrothermaux se localisent à la périphérie des granites ou au niveau des failles. Quatre phases sont reconnues (Marignac et Cuney 1999) :

- La phase sudète à scheelite stratifiée dans des gneiss calciques, liée au métamorphisme.
- La phase namurienne s'étend jusqu'au début du Stéphanien et est responsable de la formation des filons à quartz (Sn)/W autour des granites.
- La phase tardi-westphalienne-stéphanienne avec la mise en place des leucogranites à Li-F et le développement de shear zone à **Au** Sb.
- La phase permienne interprétée comme une phase géothermale tardive liée à une extension (U, Pb, Zn, (Ge), F, Ba). Cette phase sera discutée dans la seconde partie de ce chapitre.

1.2 Formations permienes, triasiques et liasiques

1.2.1 Sédimentation et tectonique permienne

Le système Permien a été défini dans la plaine russe de la ville de Perm. En Europe centrale et occidentale seul l'étage supérieur (Thuringien) est marin et a été déposé par la mer du Zechstein en Europe du Nord (Feys 1989). Dans le Massif Central et dans le bassin de Paris, le Permien est constitué de formations continentales, localisées dans des petits bassins isolés (Masclé et al. (1990) in Guillocheau et al. (2000), Perrodon et Zabeck (1990) in Guillocheau et al. (2000)). Aucune trace de ces bassins n'a été trouvée dans les environs de Chaillac.

Nous faisons remonter la tectonique permienne jusqu'au Stéphanien. L'histoire de cette tectonique est complexe et plusieurs interprétations sont possibles :

- Blès et al. (1989) décrivent une compression N-S créant un système de fractures conjuguées N140-170 dextres et N10-50 senestres (Sillon Houiller, faille de la Loire). Sur ces fractures se forment une série de bassins limniques en pull-apart dans lesquels se développent des dépôts charbonneux. La rotation des axes de compression jusqu'à une orientation E-W provoque le plissement des sédiments des bassins liés aux failles N-S. L'extension autunienne est orientée N-S et réactive la sédimentation dans les bassins orientés E-W et NW-SE avec des failles jouant en demi-graben. Le passage au Saxonien est marqué par une faible discordance angulaire et des environnements de plus hautes énergies (Blès et al. 1989).
- Faure (1995) décrit, pour le Nord du Massif Central, des régimes extensifs lors de la mise en place des leucogranites avec une extension NW-SE et un raccourcissement NE-SW. Une deuxième phase d'extension NE-SW au Stéphanien-Permien serait responsable de la formation des bassins en pull-apart sur le sillon houiller et sur les demi-grabens (Faure 1995).

1.2.2 Magmatisme permien

Les manifestations volcaniques permienes sont nombreuses et la plupart sont situées dans les bassins tardi-hercyniens. Elles sont connues en bordure orientale du bassin de Paris, dans le Sud du Massif Central, en Provence, dans les Alpes et dans les Pyrénées. L'activité volcanique permienne est en continuité avec le magmatisme stéphanien, passant d'expressions magmatiques profondes à superficielles. Ce volcanisme tardi-collisionnel est considéré comme la marque de la remontée du bâti varisque et s'arrête à l'Autunien. Au niveau du Massif Central on observe deux lignées volcaniques : la première alcaline à calco-alcaline, la seconde à rhyolite, tufs et ignimbrites (Monier 1989).

Dans le Morvan par exemple, deux cycles volcaniques sont décrits : le premier cycle (Stéphanien sup.) est constitué d'émissions d'ignimbrites et de tufs ; le deuxième cycle correspond à la mise en place d'une nappe ignimbritique d'âge autunien supérieur. La similitude chimique entre les volcanites acides et les massifs granitiques du Morvan suggère un volcanisme cogénétique du plutonisme viséo-namurien. Ces manifestations ne présentent en effet aucune affinité génétique avec le magmatisme basique à caractère mantellique (Monier 1989).

1.2.3 Les cycles sédimentaires du Trias et Lias dans le bassin de Paris

Les séries sédimentaires affleurant dans la région de Chaillac, et plus généralement au Nord du Massif Central, appartiennent à l'ensemble sédimentaire du bassin de Paris. Celui-ci est un bassin intracontinental, subsident en contexte extensif. Il enregistre les événements tectoniques, notamment ceux de la plaque Ouest eurasiatique lors de l'ouverture et de la fermeture de la Téthys et au cours de l'ouverture de l'Atlantique (Guillocheau et al. 2000). Le substratum du bassin parisien est mal connu. Cependant une anomalie magnétique orientée NNW-SSE est reconnue sous celui-ci. Un profil sismique a permis de proposer l'existence d'un corps basique « intrusif » situé entre 10 et 20 km sous ce bassin, le Moho étant placé à 35 km (Cazes et al. 1985). Ce corps pourrait être issu d'une riftogénèse ancienne (Pham et al. 2000).

La sédimentation débute au Trias (-245 Ma) et se termine par une surrection généralisée au Pléistocène (0,7 – 0,12 Ma). Elle se décompose en 12 cycles transgressifs - régressifs dont les 9 principaux vont du Scythien (Trias) au Crétacé supérieur (Cénomaniens), les trois derniers sont tertiaires. Par la suite, nous nous intéresserons uniquement aux trois premiers cycles.

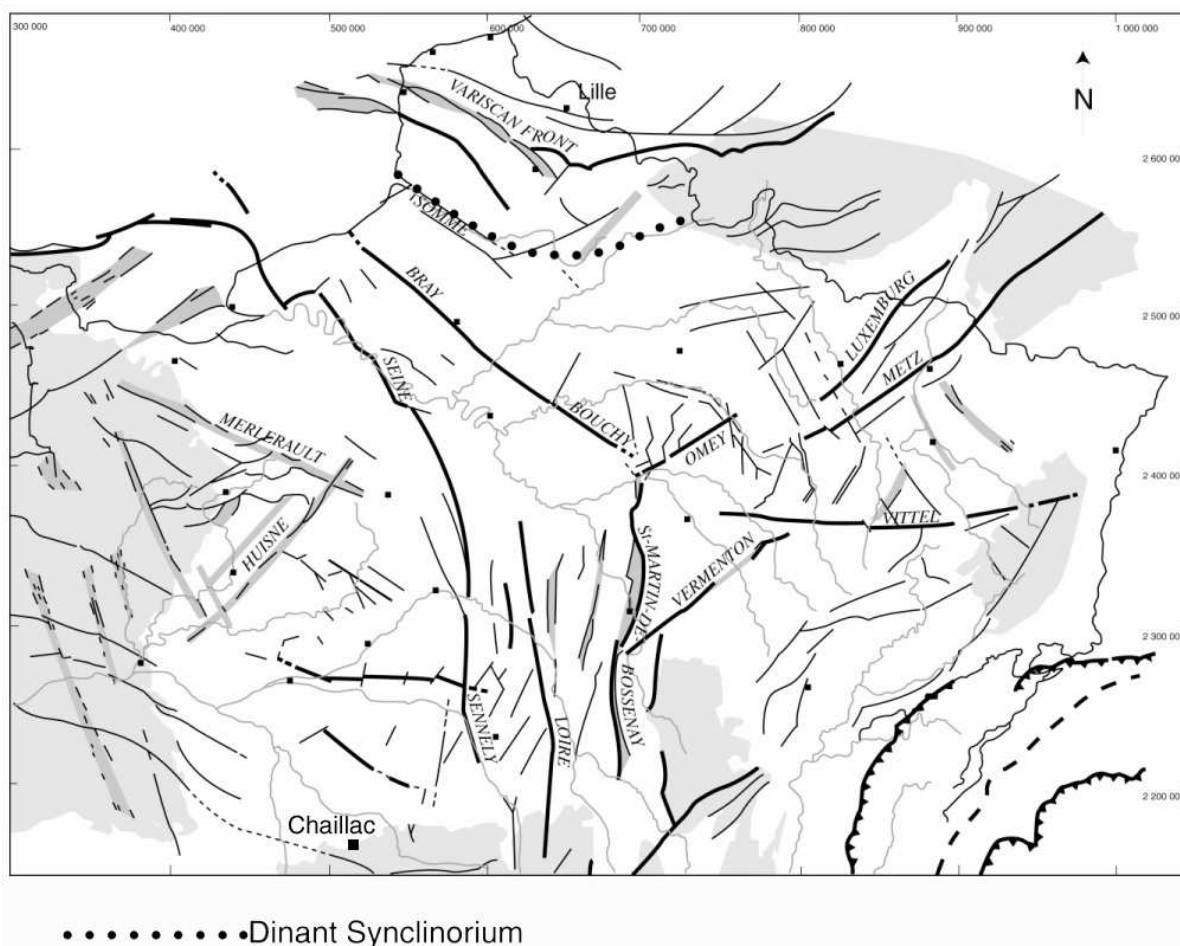


Figure 15 : Structures du socle contrôlant la subsidence du bassin de Paris (Guillocheau et al. 2000).

La trame sur laquelle les sédiments se déposent est constituée par la chaîne varisque. Un ensemble de grandes failles structure l'évolution du bassin (Fig. 15). Nous distinguerons au Sud du bassin des failles N-S (failles de Sennely, de la Loire et de St-Martin-de-Bossenay) et au Nord, les failles NE-SW du Luxembourg et de Metz, la faille E-W de Vittel et les failles NW-SE de Bray-Bouchy. Les orientations de ces failles laissent supposer qu'elles sont héritées de la structuration stéphanienne.

Le cycle scythien est formé de sédiments alluvionnaires anastomosés et chenalisés : il représente la première transgression. Ces formations sont appelées *Couches d'Annweiler* et *Grès Vosgien*. (Friedenberg 1994 et Bourquin et al. 1995 in Guillocheau et al. 2000). Pendant cette transgression, les deux zones de subsidences orientées NE-SW sont situées en Sologne-Champagne et en Lorraine.

Le cycle scythien-carnien représente une discordance majeure. A l'Est du bassin de Paris, le cycle débute par une transgression formée de chenaux alluviaux avec des érosions locales (*Conglomérat principal* et *Marnes irisées inférieures* Buntsandstein inf.) et des formations fluviatiles anastomosées (*Grès à Voltzia* du Buntsandstein sup. à Anisien inf.). Ces formations sont recouvertes par des sédiments de plaine côtière (*Couches rouges, grises, blanches*, Muschelkalk moy., Anisien sup.) et des formations littorales (Calcaires à entroques, Muschelkalk sup. limite Anisien – Ladinien).

La régression se divise en deux phases : le premier stade est marqué par un faciès littoral de transition (*Calcaire à térébratules*, Muschelkalk sup., Ladinien) ; le stade suivant correspond à l'accumulation d'évaporites déposées dans un environnement de plaine côtière (*Marnes irisées inférieures*, Keuper inf. et Carnien, Bourquin et al. 1993, Bourquin et al. 1996, Bourquin et al. 1997 in Guillocheau et al. 2000).

La sédimentation est contrôlée par des failles en extension (Goggin et al. 1997 in Guillocheau et al. 2000). Comme précédemment, deux zones de subsidences sont reconnues : la première se situe à l'Ouest sur une ligne NE-SW Laon-Orléans et ces dépôts sont contrôlés par des basculements vers l'Ouest. La seconde zone de subsidence, à l'Est, en Lorraine, est orientée E-W et dans cette zone les dépôts salifères sont contrôlés par des failles de courtes longueurs d'ondes (10 km).

Le cycle carnien - toarcien est dominé par une tendance transgressive importante, avec une nette différence entre l'Est et l'Ouest du bassin (Fig. 16). Ce cycle se décompose en trois parties principales : Carnien - Rhétien, Hettangien - Toarcien inf. et Toarcien moy. – Toarcien sup..

- L'intervalle carnien - rhétien est transgressif et débute par un dépôt silicoclastique de rivières anastomosées montrant des érosions locales (*Grès à Roseaux* du Keuper moy. - Carnien moy.). Ce dépôt est suivi par des formations de plaines lacustres et côtières (Evaporites et dolomies) d'âges carnien – rhétien (*Marnes irisées supérieures* et *grès rhétiens*). A l'Ouest, les formations évaporitiques passent progressivement à des dépôts fluvio-lacustres des *grès de Chaunoy* (Bourquin et al. 1998, fig. 17). Au Carnien, comme précédemment, les deux zones de subsidences sont contrôlées par la flexure du bassin avec une longueur d'onde d'environ 100 km. L'axe Est de subsidence suit une direction ENE-WSW et l'axe Ouest une direction NNE-SSW (Fig. 18). Les gradients d'épaisseur de dépôts sont situés parallèlement à la faille de Vermenton à l'Est et sur la ligne Laon-Orléans à l'Ouest.

La transition Rhétien – Hettangien correspond à un événement majeur d'approfondissement du bassin.

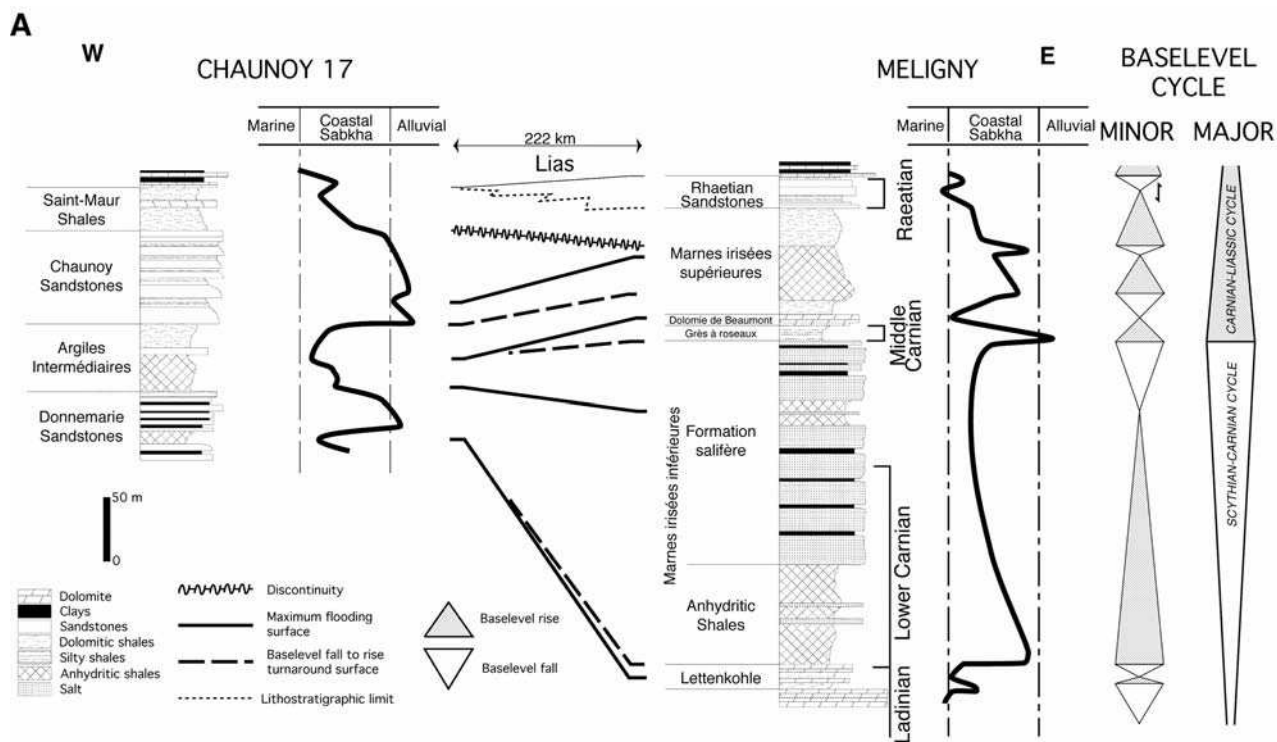


Figure 16 : Log stratigraphiques montrant les variations de faciès entre l'Est et L'Ouest du bassin de Paris pour le Ladinien et l'intervalle Carnien - Rhétien. A l'Est se déposent des évaporites tandis qu'à l'Ouest une importante série silicoclastique se développe. (Bourquin et al. 1998)

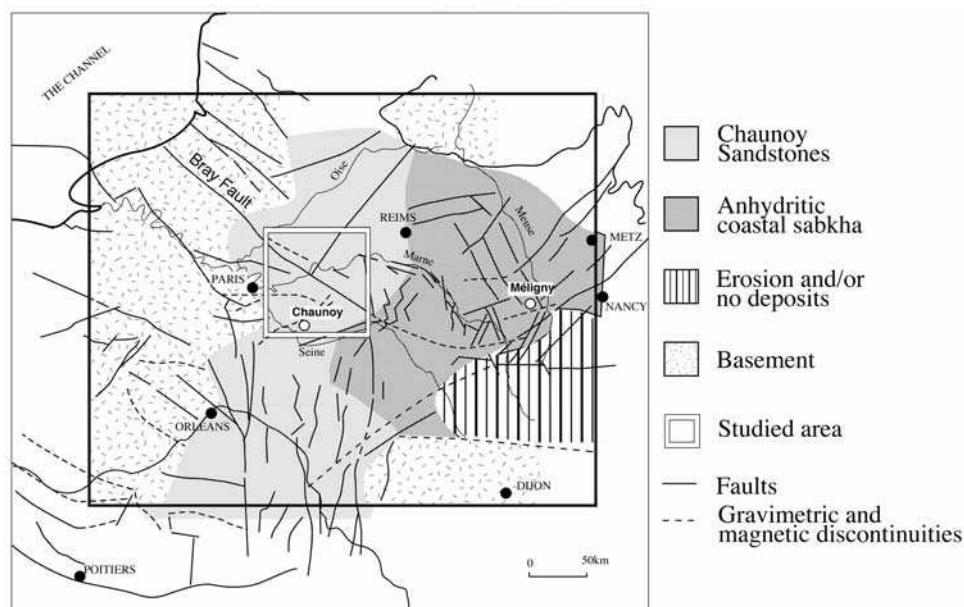


Figure 17 : Carte du bassin de Paris illustrant la variation latérale de faciès lors de la sédimentation carnienne – rhétienne (Bourquin et al. 1998).

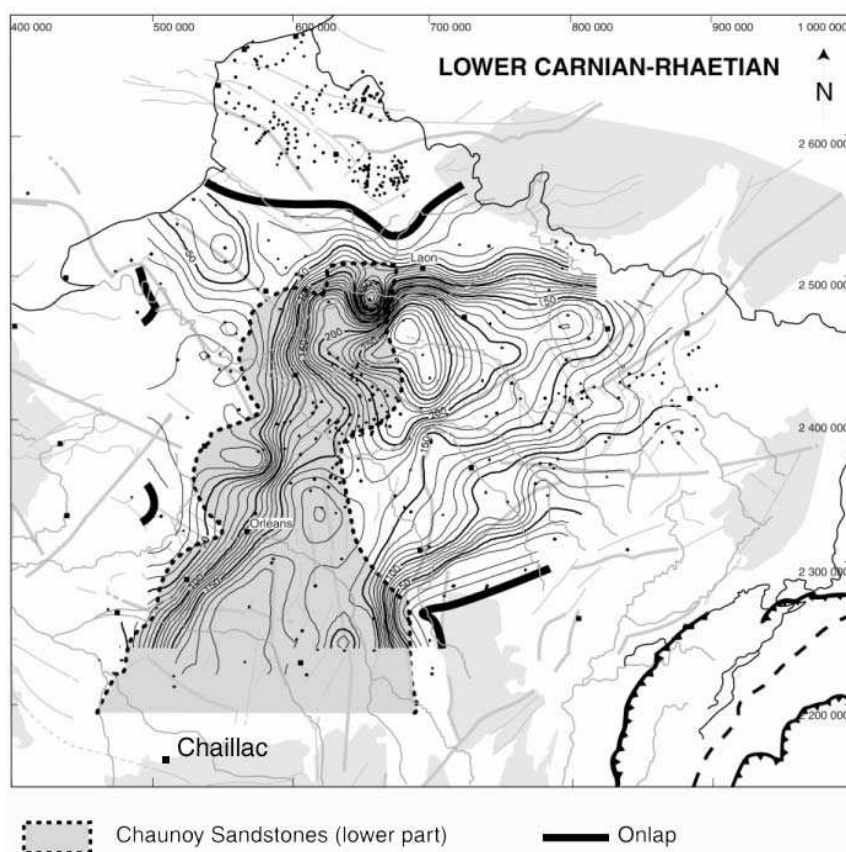


Figure 18 : Carte du bassin de Paris superposant la formation des grès de Chaunoy avec les isopaques des formations carniennes et rhétiennes montrant un axe N-S de subsidence dans le Sud du bassin de Paris (Guillocheau et al. 2000).

- Les sédiments de l'intervalle hettangien – toarcien inf. recouvrent les dépôts précédents. Ils sont formés de dolomies suivies par les formations de milieux marins ouverts du Lias (*Calcaire à gryphées* Hettangien – Sinémurien inf., et *Schistes Cartons* du Toarcien inférieur). La subsidence est contrôlée par une tectonique de petite à moyenne longueur d'onde (10 et 100 km) (Robin et al. 1995 in Guillocheau et al. 2000). Les longueurs d'ondes moyennes suivent une direction NE-SW à l'Est et N-S à l'Ouest. La sédimentation est contrôlée par la tectonique des failles N-S de Sennely et St-Martin-de-Bossenay (Fig. 19) (Ziegler 1990 in Guillocheau et al. 2000). Au cours de cette période, la zone de subsidence maximum se situe au Nord des failles de Bray-Bouchy et du Luxembourg. Enfin, le sommet du Sinémurien inf. correspond à la formation pétrolière des *Schistes Cartons* et au maximum d'inondation du bassin.
- Le Toarcien moy. – Toarcien sup. constitue la succession régressive du cycle. Celle-ci commence par une formation de milieu marin ouvert (*Marnes à Bifrons et à Voltzi*), suivie par des dépôts marins profonds. Le maximum de subsidence suit une direction NNE - SSW le long de la ligne Orléans-Laon et est contrôlée par une tectonique de longueur d'onde moyenne, par flexure du bassin, le long de la faille de St-Martin-de-Bossenay. Les failles N-S du Lias inf. et moy. sont cachetées par les sédiments du Toarcien inf. marquant la fin de leur activité. La discordance dite « Toarcienne/Aalénienne » est mal connue et varie du Toarcien à l'Aalénien sup..

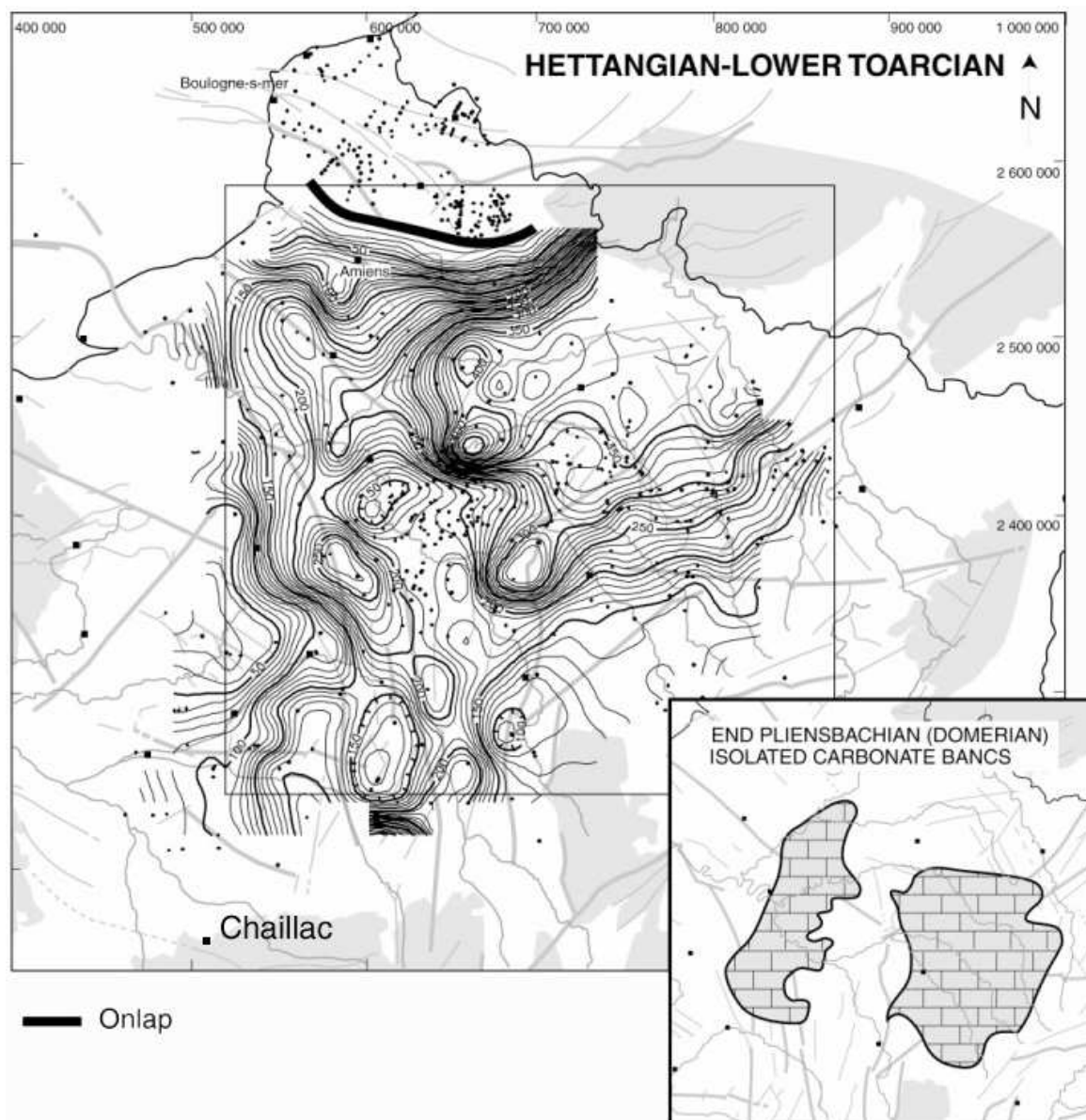


Figure 19 : Carte des isopaques des formations hettangiennes et toarciennes inf.. Celles-ci montrent une forte accumulation NS dans le Sud du bassin suggérant un contrôle de la sédimentation par l'activité tectonique des failles N-S pendant l'Hettangien (Guillocheau et al. 2000).

1.3 Contextes géodynamique et climatique de l'ouverture du bassin de Paris

1.3.1 Magmatisme triasique et liasique

A l'échelle mondiale, l'événement majeur du Jurassique Inf. est l'ouverture de l'Atlantique Sud. Dans le même temps a lieu une activité magmatique intense avec la mise en place de filons de dolérites que l'on retrouve de part et d'autre de l'Atlantique Sud, en Afrique et en Amérique du Sud (Nomade et al. 2000). En France, l'activité magmatique reste

très discrète. Elle est localisée au Sud de la France (Alpes/Pyrénées) et à la pointe de la Bretagne.

Dans les Pyrénées une activité magmatique à caractère tholéiitique continental est représentée par des ophites d'âge triasique (Alibert 1985). Le magma, d'âge Rhétien sup. - Hettangien inf., serait issu d'un mélange, en faible proportion, de croûte inférieure et de manteau sous-continental. Ce magmatisme implique l'existence d'accidents crustaux liés à l'existence d'un rift continental triasique orienté NW-SW au niveau des Pyrénées actuelles (Fig. 20) (Curnelle et Cabanis 1989). Au niveau des Alpes externes et du S-E de la France le volcanisme rhétien est responsable de la mise en place de basaltes alcalins. Replacé dans le contexte sédimentaire du Trias, ce magmatisme est interprété comme une phase de rifting intracontinentale. Deux provinces peuvent être distinguées : l'une à l'Ouest, contenant des tholéiites continentales, a une polarité Atlantique, l'autre province, à l'Est, contenant des basaltes alcalins, possède une polarité téthysienne. Ce contexte suggère l'existence d'un amincissement crustal avec remontée du Moho au cours du Trias (Curnelle et Cabanis 1989).

A la pointe de la Bretagne des filons doléritiques ont donné trois âges de mise en place : le premier à 300 Ma, le second à 250-235 Ma et le troisième à 200 Ma. Ce dernier a une affinité tholéiitique (Bellon et al. 1985).

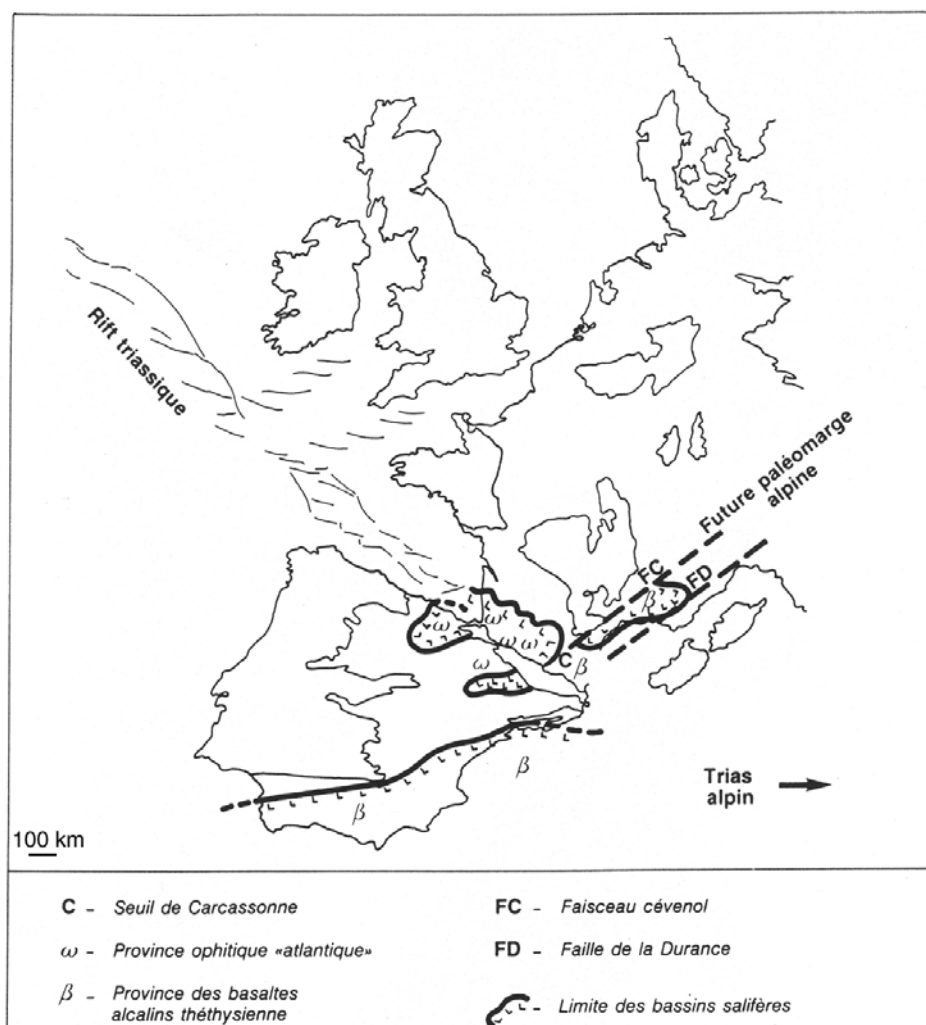


Figure 20 : Carte du magmatisme triasique positionnant de la zone de rifting pyrénéen (Curnelle et Cabanis 1989).

1.3.2 Contexte géodynamique du dépôt

Les discordances triasiques sont interprétées en terme d'extension N-S, avec au Norien un changement progressif où l'on passe de directions subsidentes E-W à NNE-SSW correspondant respectivement à des directions d'extension N-S et E-W. L'importance décroissante de la subsidence E-W pendant le Trias suggère un contrôle par l'extension E-W croissant.

L'approfondissement du bassin de Paris à la limite Rhétien/Hettangien et le changement des longueurs d'ondes tectoniques sont, à l'échelle de l'Europe de l'Ouest, la conséquence d'un changement de mouvement des masses continentales au moment de la dislocation de la Pangée (Guillocheau et al. 2000). La transition Rhétien/Hettangien et le début de l'Hettangien enregistrent en effet le tout début du rifting de la phase liguro-téthysienne (Fig. 21) (Dumont 1988 in Guillocheau et al. 2000). Les réorganisations des zones de subsidences du bassin de Paris à l'Hettangien/Sinémurien, au tardi-Sinémurien, au tardi-Carixien, et les changements de longueurs d'ondes sont contemporains de l'augmentation du taux d'extension de l'océan Ligure-Téthys (Bas 1988 et Dromart et al. 1998 in Guillocheau et al. 2000) suivant la direction E-W à NW-SE (Lemoine 1989 in Guillocheau et al. 2000). On notera qu'un important hydrothermalisme se développe pendant cette phase tectonique (Fig. 21). Les expressions de cet hydrothermalisme seront développées dans les chapitres suivants.

1.3.3 Contexte climatique

En Europe de l'Ouest, pendant le Trias un climat aride domine comme le montrent les formations salines de type sebkhas (Fig. 16). Cependant, au Carnien, la sédimentation change et passe à des formations de type alluvial. Cette évolution est interprétée comme une brève interruption des conditions arides avec apparition d'un climat à mousson synchrone du dépôt *des grès à roseaux* du Carnien (Simms et Ruffel 1990).

Enfin, à la fin du Trias, dans l'Hettangien de la région de Brive-la-Gaillarde, Châteauneuf et Lefavrais-Raymond (1974) distinguent deux niveaux : un premier niveau dans lequel les grès alternent avec les argiles et un second niveau dolomitique. Dans le niveau gréseux de base, la flore est composée essentiellement de *Classopolis*, l'absence de spores de ptéridophytes confirme l'existence d'un climat chaud. Au sommet, dans les dolomies, l'apparition de spores de ptéridophytes, de conifères et d'organismes marins indiquent une modification du climat qui devient plus humide et une plus grande ouverture du milieu marin.

Pendant le Trias, le climat est donc aride avec des formations de types sebkhas dans l'Est du bassin jusqu'à l'Hettangien inf. Durant cette période une seule interruption est observée au Carnien.

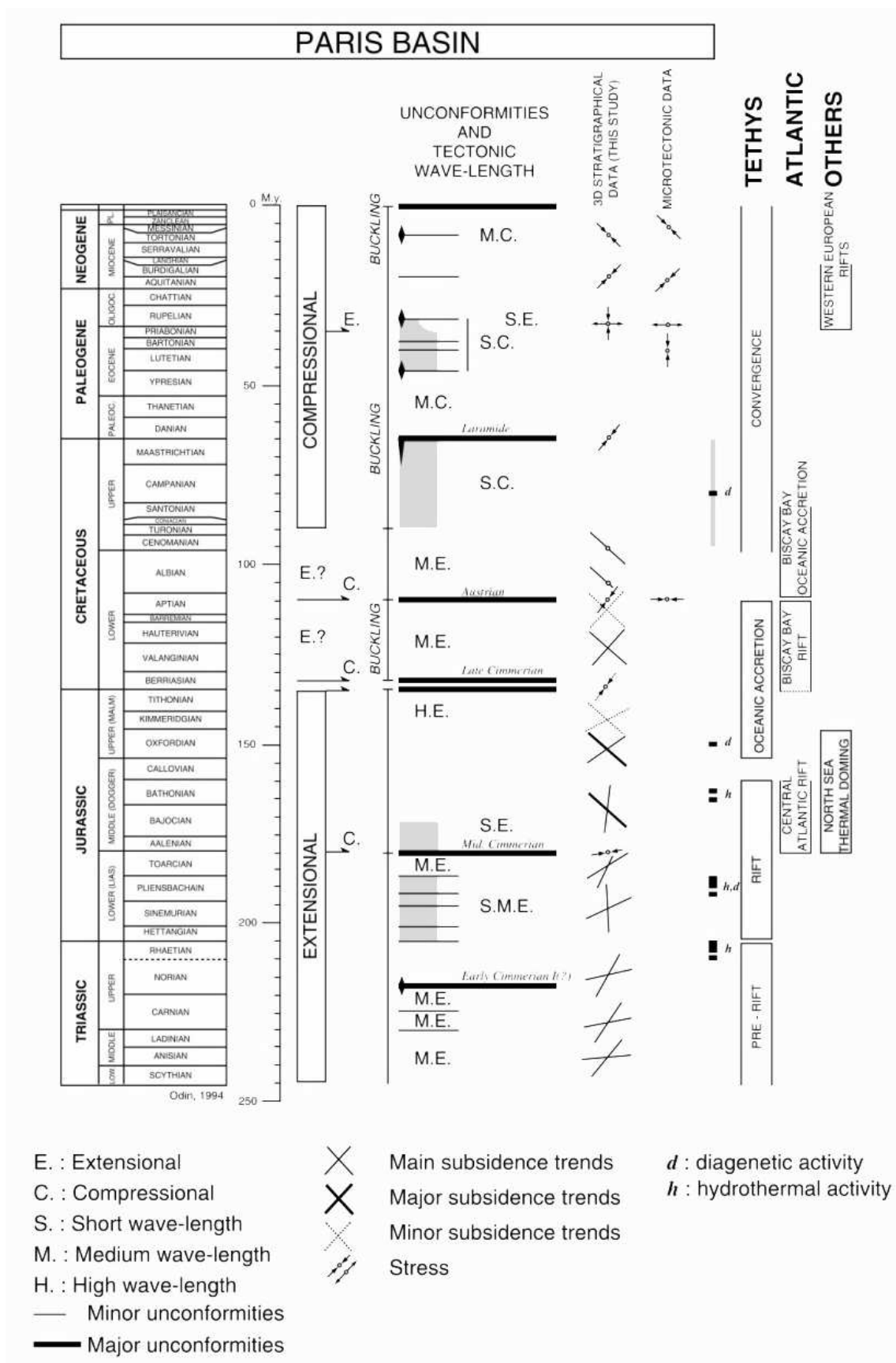


Figure 21 : Chronologie de l'évolution du bassin de Paris en parallèle avec les évènements géodynamiques et métallogéniques (Guillocheau et al. 2000).

1.4 Géologie de la Marche

1.4.1 Le socle dans le district de la Marche

Chaillac est situé à la marge occidentale du plateau d'Aigurande (Fig. 22). Celui-ci est constitué d'une antiforme varisque limitée au sud par le granitoïde de Guéret, et à l'Ouest par un assemblage complexe de leucogranites, diorites et monzogranites formant les granitoïdes la Marche occidentale.

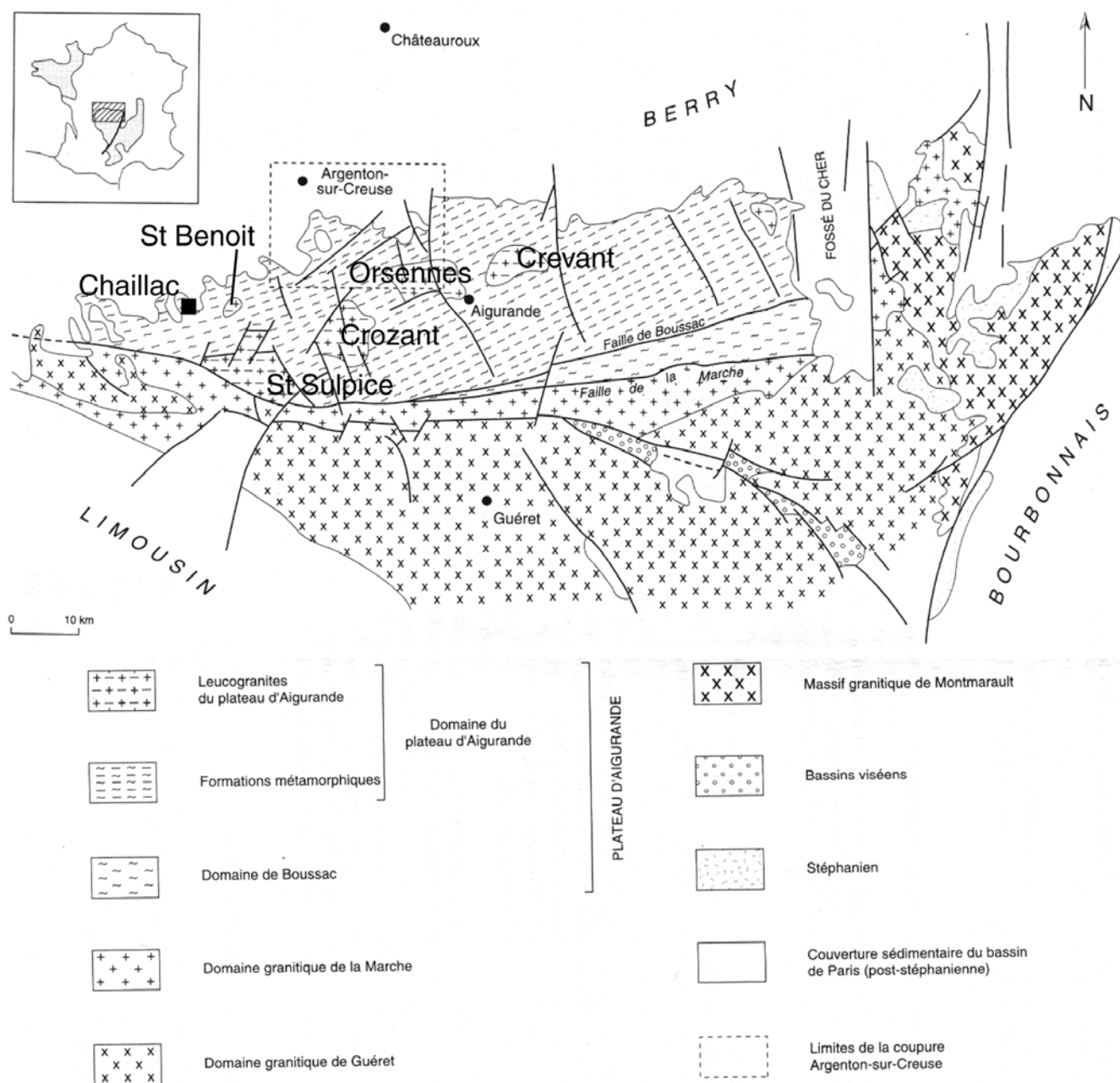


Figure 22 : Le socle du district de la Marche centré sur la structure du plateau d'Aigurande, (d'après Cohen-Julien et al. 1998).

L'antiforme du plateau d'Aigurande est formée par une série métamorphique appelée groupe inférieur, et est divisée en 2 unités mises en contact par le chevauchement de Chambon (Dumas et al. 1990) (Fig. 23):

- l'unité de Fougère-Culan qui regroupe les leucogranites du plateau d'Aigurande, les micaschistes de Fougères et les micaschistes et leptynites de Messant. Les intrusions leucogranitiques de cette unité sont alignées suivant l'axe de l'antiforme : trois de ces granites ont été datés : le Crozant 312 ± 20 Ma (Rolin et al. 1982) ; le Crevant et Orsenne 312 ± 6 Ma, (Petitpierre et Duthou 1980). Ces granites sont les produits d'une anatexie crustale juste avant la mise en place du chevauchement de Chambon (Petitpierre et Duthou 1980). Cette unité a été le siège de minéralisations éo-varisque de type SEDEX comme en témoigne la minéralisation de Montmarçon datée du Briovérien (Ahmadzadeh et Petitpierre 1984).
- L'unité d'Eguzon, qui chevauche l'unité précédente, est divisée en deux formations principales : la formation des gneiss gris et la formation des gneiss amygdalaires.

Cette antiforme est limitée, au Sud par l'unité de Dun Gargillesse chevauchant l'unité d'Eguzon (Fig. 22) et par les failles de la Marche et de Boussac. La faille de Boussac met en contact les formations métamorphiques et magmatiques de Boussac avec le domaine granitique de la Marche. Le granite de la Marche est mis en contact avec le domaine granitique de Guéret par la faille de la Marche. Le long de ces deux failles majeures quelques indices aurifères sont connus et sont rattachés au stade tardi westphalien à stéphanien de la phase éo-varisque (Bouchot et al. 1997).

Au Nord de l'antiforme se situe l'unité migmatitique de Pin-Villechiron chevauchant les unités précédentes (Fig. 23). Ce chevauchement daté du Dévonien est appelé « le chevauchement des migmatites nord » (Cohen-Julien et al. 1998). Le bassin de Chaillac s'est développé dans la partie occidentale de l'antiforme sur cette zone de chevauchement mettant en contact directement les unités d'Eguzon et des migmatites de Pin-Villechiron.

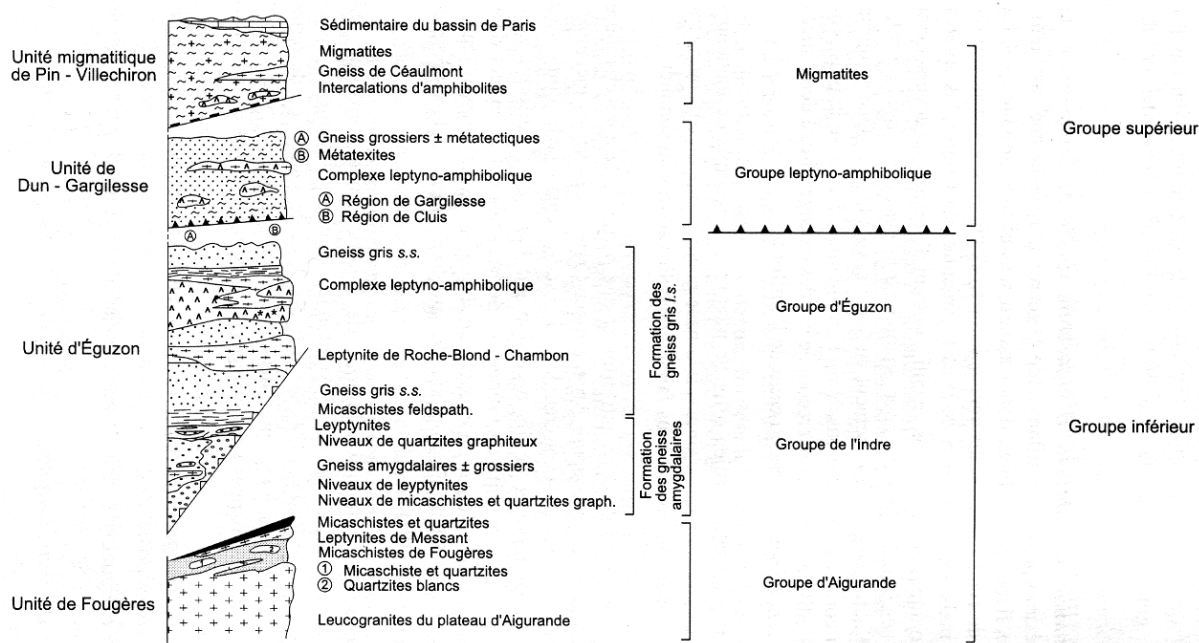


Figure 23 : Colonne lithostructurale des formations du socle de la Marche (Quénardel et Rolin 1984).

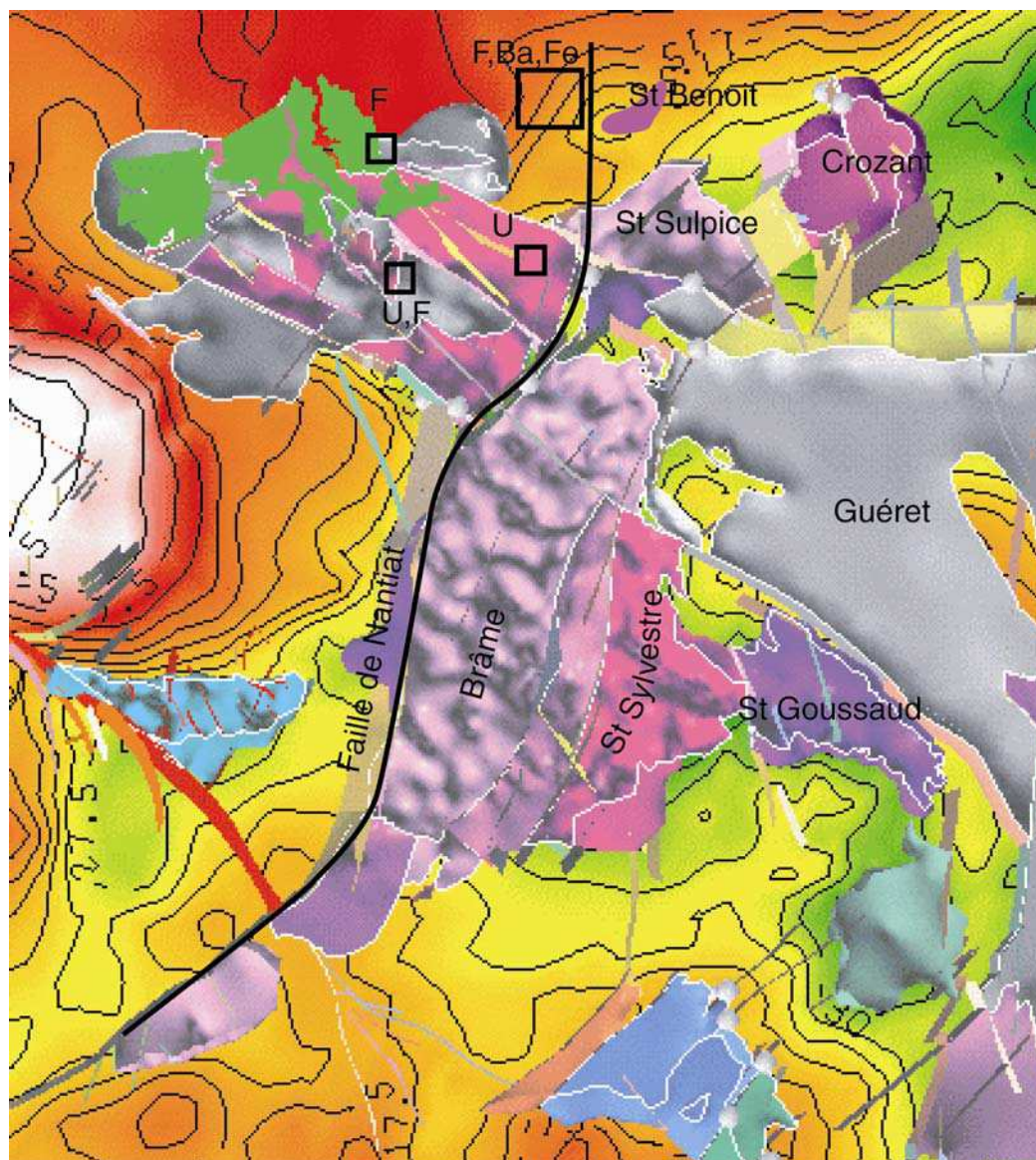


Figure 24 : Superposition des granitoïdes de la Marche Occidentale, des minéralisations et des données gravimétriques. En gris les granites de type Guéret et violet les granites de type limousin. U : gisement d'uranium du Bernardan, U,F : filon N-S à fluorine antozonite de la Charbonnière, F filon N-S à fluorine verte et violette du Châtenet et F, Ba, Fe filon et gisement stratiformes du bassin de Chaillac. Les anomalies négatives en vert correspondent aux massifs granitiques, les anomalies positives (rouges et blanches) correspondent aux massifs dioritiques et au groupe supérieur. Enfin les anomalies « nulles » correspondent au massif de type Guéret et au groupe inférieur (d'après Le Carlier et al. 1999).

A l'Ouest, l'antiforme est limitée par les leucogranites de St-Sulpice et de Mailhac (323 ± 4 Ma, Williamson et al. 1996). Ce dernier a été localement épisyénitisé au Carbonifère (305 ± 5 Ma, Cuney 1995), et a été minéralisé en uranium mais aussi en fluorine, barytine et oxydes de fer (Patriet et al. 1997). Ces granites se prolongent au Sud par les granites de Brâme, de St-Sylvestre et de St-Gousault. Ces granites alignés sur un axe N-S sont bordés à l'Ouest par la faille de Nantiat (Fig. 24). Cette faille ductile, syn-magmatique a eu un jeu normal abaissant le panneau ouest à la limite namurien westphalien (Faure 1989). Nous proposons de prolonger cette faille dans le plateau d'Aigurande, au niveau de la bordure

Ouest de l'anomalie Bouguer du granite de Saint-Benoît. On constate alors que cette faille représente la bordure est du bassin de Chaillac.

1.4.2 La couverture dans le district de la Marche et dans la région de Chaillac

Nous nous limiterons à la description des premiers termes transgressifs de la couverture mésozoïque. Situées au Nord de la Marche, les formations sédimentaires du bassin de Paris débutent à l'Hettangien, puis se poursuivent au Lias.

L'Hettangien est formé, à la base, d'un ensemble silicoclastique continental discontinu, d'épaisseur variable appelé « Grès de base » (Châteauneuf 1980 ; Cohen-Julien et al. 1998). La puissance moyenne de ces formations s'épaissit d'Ouest en Est (Fig. 25). Cette unité discontinue se localise dans des « bassins » qui se seraient développés grâce à des accidents synsédimentaires N-S (Blouin et Pellaton (1967) in Ziserman 1980). Ces structures N-S ont des jeux normaux abaissant les compartiments Ouest et rappellent les structures tardi hercyniennes décrites par Faure (1989, 1995) et Dumas et al. (1990). Il est probable que ces structures aient joué au Lias lors de l'ouverture du bassin de Paris. Dans le niveau des grès de base, on observe de nombreuses variations latérales de faciès allant d'arkoses grossières à des argiles bariolées. Enfin cette unité faiblement diagénétique passe verticalement à une dolomie, cette évolution de faciès s'accompagne d'un changement climatique avec le passage d'un climat aride à plus forte hygrométrie (Châteauneuf 1980).

Dans la région de Chaillac, le Lias se serait développé grâce au rejeu normal du prolongement de la faille de Nantiat. Le sédiment est représenté par une série condensée. Au dessus des grès de base, les calcaires brunâtres comportant une fraction détritique importante sont rattachés au Sinémurien et les calcaires fossilifères seraient pliënsbachiens (Bogdanoff et al. 1989).

Sur la carte géologique au 1/50 000 d'Argenton (Cohen-Julien et al. 1998), dans la région de Cluis le Sinémurien inférieur est absent et le terme supérieur est représenté par le classique calcaire à gryphées de couleur beige (Fig. 25). Au-dessus de cette unité on observe le Pliënsbachien qui est bien exprimé et formé de trois niveaux superposés : le Carixien à calcaire marneux finement lité et à nodules de phosphates, le Domérien inf. marneux, le Domérien sup. à calcaire spathique fossilifère (Cohen-Julien et al. 1998).

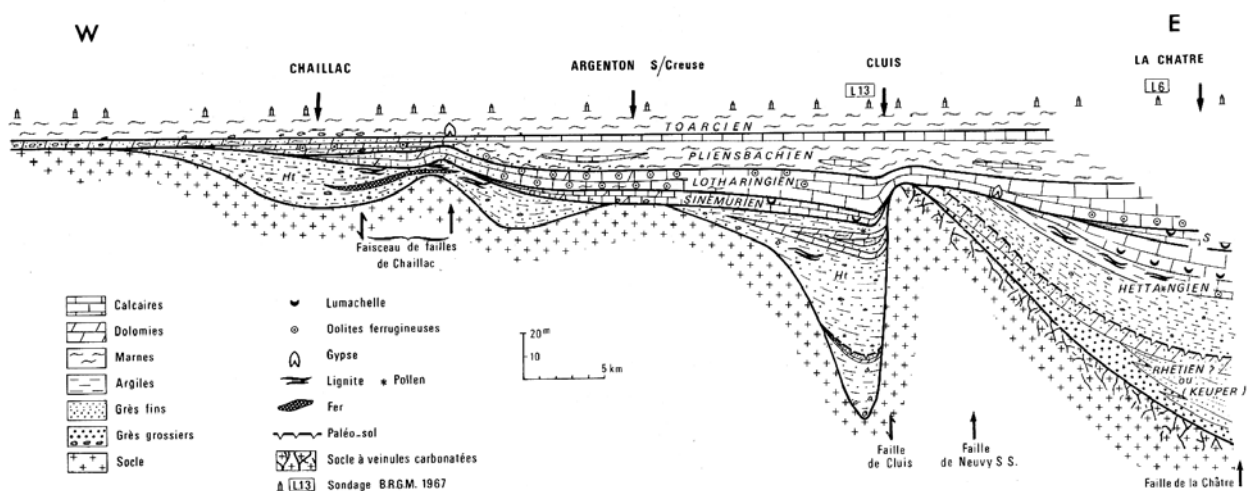


Figure 25 : Coupe montrant le développement de bassins triasiques au niveau de failles N-S sur la bordure septentrionale de la Marche (Blouin et Pellaton 1967).

1.4.3 Le Sidérolitique : altérations superficielles des formations affleurantes

Le sidérolitique correspond à des formations d'argiles rouges à concrétions ferrugineuses développées en bordure du Massif Central. Ces formations sont des paléosols ferralitiques, ils apparaissent en lentilles plus ou moins développées et contiennent les « fameuses » pisolithes ferrifères du Berry (Tardy et Roquin 1998). Nous attribuerons un âge Eocène à cette phase d'altération en climat subtropical et nous essaierons de quantifier l'importance de cette phase dans la formation du gisement de Chaillac.

2 Métallogénie à la transition Primaire - Secondaire

Durant la période Permien (295 Ma) au Lias (180 Ma) de nombreux gisements à U, Pb, Zn, F, Ba se sont mis en place (Bouladon et de Graciansky 1985). Cette phase hydrothermale se situe tardi granitisation à post granitisation et s'est déposée dans des structures extensives du bâti hercynien. Durant cette période deux crises hydrothermales sont connues, une crise Permienne et une crise Liasique. Cependant l'âge des minéralisations est souvent mal connu et plusieurs modèles ont été proposés. Dans ce chapitre nous insisterons surtout sur la phase Liasique.

2.1 Le thermalisme Permien

Le Permien en Europe de l'Ouest est connu pour être une période de transition entre l'orogénèse hercynienne et les phases d'océanisations téthisiennes et atlantiques. Pour de nombreux auteurs, c'est une époque de thermalisme importante et malgré les difficultés de datations, l'hydrothermalisme permien est décomposé en deux phases (Jébrak 1989).

La première phase « stéphano-autunienne » est tardi orogénique en lien avec les dernières granitisations. Elle correspond à la phase « westphalienne-stéphanienne » définie par Marignac et Cuney (1999) : de nombreux gisements à Sb sont issus de cet hydrothermalisme.

La deuxième phase « saxono-thuringienne » est marquée par des phénomènes distensifs, avec les ouvertures des bassins de la mésogée au Sud et du bassin du Zechstein au Nord. Elle correspond à la phase « Permienne » de Marignac et Cuney (1999), et est interprétée comme une phase géothermale tardive liée à une extension tectonique. Les minéralisations associées sont à U, Pb, Zn, (Ge, Ag), F, Ba.

Ces âges sont basés sur des descriptions de gisements particuliers, notamment ceux du sud du Massif Central. Cependant les datations restent très imprécises et l'âge permien a été remis en question. Certains gisements ont été attribués au Lias selon des interprétations basées sur des données isotopiques et géochimiques des inclusions fluides (Munoz et al. 1997 et Bruce 2000). Nous détaillerons ces interprétations dans la partie qui traite de la formations des gisements du sud du Massif Central.

2.2. Activité hydrothermale dans les bassins sédimentaires du Lias

En Europe de l'ouest et en Afrique du nord, des illites-micas secondaires par rapport au sédiment permo-triasique, ont donné des âges liasiques. Les températures de formation de ces « argiles » étant de l'ordre de 150°C à 220°C, ces cristallisations d'illites-micas seraient dues à des anomalies thermiques pulsatives induites par des conditions pré rifting (Clauer et al. 1996).

Dans le Bassin de Paris la datation des illites des sédiments Rhétiens donne trois âges : 190 Ma, 150 Ma et 80 Ma pour des températures de formation de l'ordre de 220-250°C. Ces températures ne peuvent s'expliquer par un simple enfouissement (qui devrait être alors d'au moins 6000 m). Les durées des deux premiers événements, calculées en utilisant un modèle de diffusion de l'Ar, sont de 1 Ma. La durée du troisième événement est de 37 Ma. La courte durée de ces deux premiers événements permet de proposer deux stades hydrothermaux liasiques successifs. Ceux-ci sont clairement liés aux failles du bassin et les fluides associés ont une signature δO^{18} de 9‰ à 13,5‰ ; le troisième événement (80 Ma) serait d'origine diagénétique (Clauer et al. 1995).

Au niveau de la paléomarge du Sud Est du Massif Central (le long du sondage Balzaduc), les illites smectites sont datées à 190 Ma. De même ces résultats suggèrent une

activité hydrothermale importante liée à des fluides de haute température 200°C, avec un δO^{18} de 8,1‰, et une signature $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7250$, (Clauer et al. 1997).

Ces âges montrent l'existence d'une activité hydrothermale au sein même des bassins liasiques. Dans le paragraphe suivant nous verrons également que cet hydrothermalisme affecte aussi le socle varisque.

2.3 Minéralisations liasiques des blocs continentaux de l'Europe de l'Ouest et de l'Amérique du Nord

2.3.1 L'Angleterre

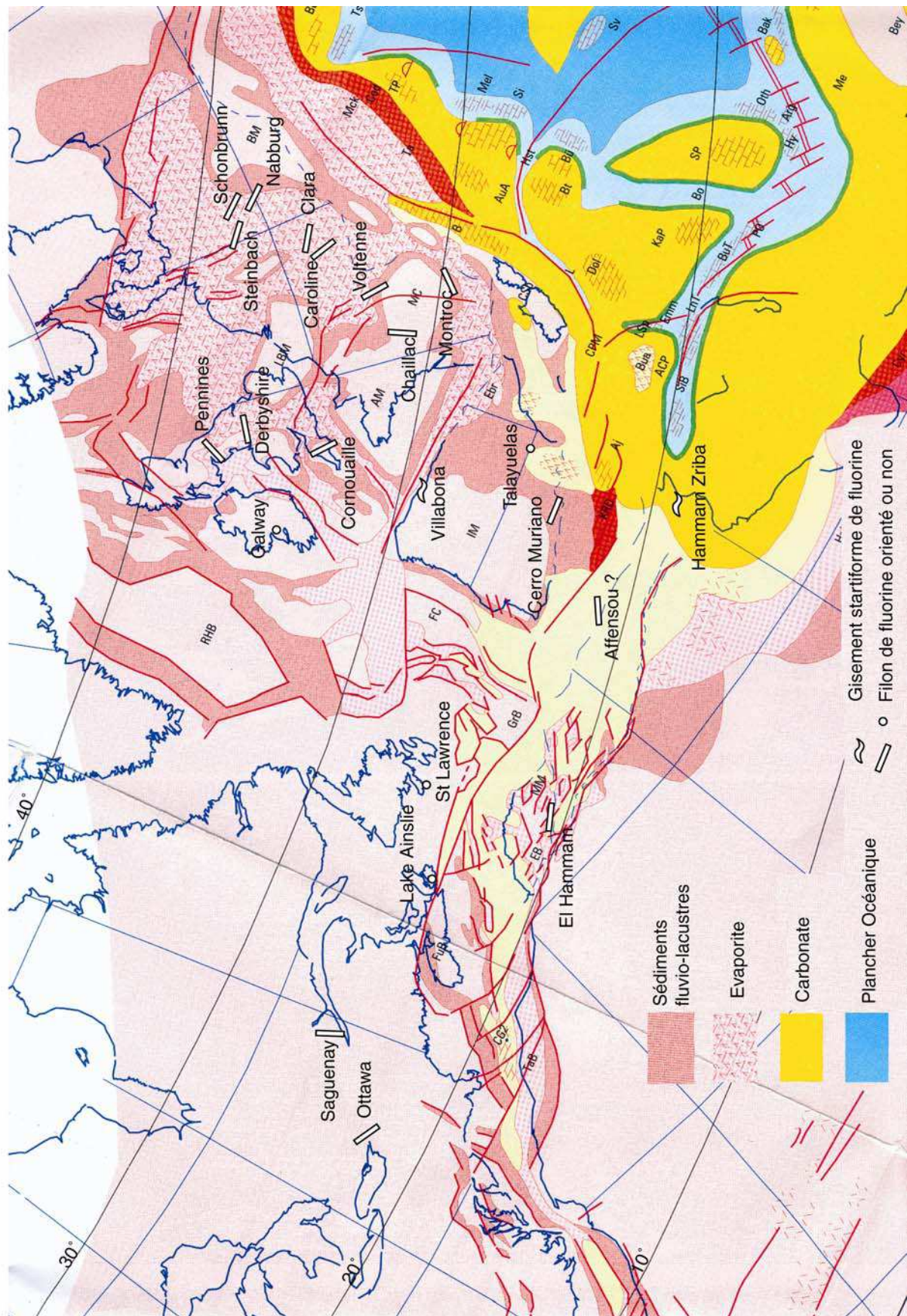
Au sud de l'Ecosse, le champ filonien des **Pennines** est situé entre la chaîne hercynienne et la chaîne Calédonienne dans le Bloc d'Alstom (Fig. 26). Ce dernier forme un ensemble ovale E-W traversé par la faille N-S de Burtreeford. Le socle de ce bloc forme un dôme peu marqué ; il est composé de schistes et de volcanites du Paléozoïque inf. plissés et recoupés par des microgranites, des dolérites, des lamprophyres et par un important batholite, le granite du Weardale, daté à 362 ± 6 Ma. La couverture est constituée de terrains viséonamuriens avec des dépôts d'eaux peu profondes et une tectonique de faille synsédimentaire. Des intrusions basiques, dykes et sills recoupent le Carbonifère. Le Permien est marqué par des dolomies en limite de la mer du Zechstein à l'Est du bloc. Au Trias l'ensemble est recouvert de dépôts détritiques et dolomitiques. Les filons sont encaissés dans le viséonamurien mais aussi dans le socle et dans le Carbonifère sup.. Les structures portant la majeure partie de la minéralisation à fluorine sont des structures normales WNW-ESE et cisailante sénestre pour une orientation E-W (Jébrak 1984). L'évolution paragenétique se résume en trois étapes :

- Altération aux épontes à muscovite, illites, sidérite, quartz,
- Un stade précoce à quartz, marcasite pyrite, chalcopyrite (175-220°C)
- Une phase principale à fluorine, barytine, withérite et sulfures rares (120-190°C).
- Une phase tardive à carbonate pyrite (130°C).

L'âge de la minéralisation est discuté. Les datations K/Ar donne 280 Ma (Dunham et al. 1968 in Halliday et al. 1990), le Rb/Sr des inclusions fluides donne un âge 206 ± 9 Ma (Shepherd et al. 1982 in Halliday et al. 1990). Le modèle proposé serait des infiltrations de fluides de surface dans la croûte à la faveur d'une tectonique extensive peu commune. Lors de la remontée des fluides, les dépôts minéralisés se feraient par mélange d'un fluide de surface et de ce même fluide, transformé après infiltration et interaction avec la croûte (Halliday et al. 1990).

Page suivante figure 26 : Carte montrant les paléoenvironnements de la fin du Trias (215-212 Ma) et les principales minéralisations à fluorine et barytine des blocs continentaux de l'Amérique du Nord, de l'Europe de l'Ouest et de l'Afrique du Nord, (modifiée d'après van Alstine 1976, Marcoux, et al. 1993b et Emberger 1984).

III Géologie régionale et métallogénie à la transition Primaire-Secondaire



Au sud, en **Cornouailles**, des filons cisailants N-S encaissés dans le socle paléozoïque, et des sédiments permo-triasiques, portent une minéralisation à quartz, carbonates, sulfures, anhydrite, fluorine (Fig. 26). Des datations U-Pb et Pb-Pb montrent trois périodes d'activité hydrothermale, une à 290 Ma, une autre à 225 Ma et finalement une à 50-60 Ma (Pockley 1964 et Darnley et al. 1965 in Gleeson et al. 2000). Une étude systématique des inclusions fluides a montré l'existence de deux fluides :

- Un fluide à très forte salinité et basse température (20-27 % pds eq. Na Cl ; 80-150°C). Ce sont des saumures froides que l'on trouve dans les minéralisations et dans les sédiments permo-triasiques.
- Un fluide à faible salinité et forte température (0-5 % pds eq. NaCl ; 200°C). Ce fluide a été localisé dans une seule minéralisation portée par une faille normale E-W. Dans cette structure on trouve aussi des inclusions de saumure froide et des traces d'ébullitions périodiques.

Ces températures de formations relativement hautes seraient dues à la chaleur apportée tardivement par les batholites de Cornouailles. Le modèle de dépôt proposé est un modèle de mélange limité à deux fluides ; l'un, profond, chaud, à salinité faible et ayant faiblement interagi avec les batholites du socle ; l'autre serait une saumure de surface infiltrée par mise en convection d'eaux météoritiques (Gleeson et al. 2000). Enfin des analyses sur le deuterium des deux types de fluides a donné pour les saumures les résultats suivants δD -39‰ -103‰, et pour les fluides à faible salinité un δD de -46‰ à -79‰. De si faibles valeurs de δD suggèrent un processus de fractionnement encore mal connu (Gleeson et al. 1999).

2.3.2 En Allemagne

Les gisements de fluorine de la Forêt Noire ont fait l'objet de nombreuses études (von Gehlen 1987, Lüders et Franzke 1993). Dans cette région, le socle hercynien est limité au nord par la faille Lalaye-Lubine-Baden-Baden de direction SSW. Cette faille sépare le domaine moldanubien des formations varisques appelées « Central Gneiss Complex », au sud ces dernières sont mises en contact avec le « Southern Gneiss Complex » par une faille SSE-NNW. Au cours de l'orogène varisque cet ensemble a subi une phase de tectonique collisionnelle, puis une phase extensive (Franzke et Lüders 1993).

Au niveau de la mine **Caroline**, les gisements filoniens se sont mis en place lors de rejeux des structures cisailantes sénestres en failles normales (Fig. 26). Les rejets de failles sont très modestes et suggèrent un faible taux de cisaillement. Dans la couverture triasique les mises en place des minéralisations suivent les structures sédimentaires (Franzke et Lüders 1993).

Les filons de la mine de **Clara** sont encaissés dans un socle gneissique et passent à l'horizontale immédiatement sous les sédiments du Buntsandstein (Trias inf.) (Fig. 26). La fluorine précoce étant mise en place dans les sédiments meubles, ce dépôt est certainement contemporain des formations du Buntsandstein avant leur diagenèse. Le stade à barytine est postérieur et supposé Buntsandstein moy.. Des datations isotopiques ont donné des âges triasiques (von Gehlen 1987).

Les gisements stratiformes, situés dans les sédiments dolomitiques du Zechstein (Permien sup.), sont supposés synchrones de la diagenèse des dolomies par certains auteurs alors que d'autres y voient un dépôt de lagon (Ziehr et al. 1980 in von Gehlen 1987).

La synthèse des données sur les filons mis en place au Mésozoïque montre :

- Un étalement des âges de 250 Ma à 150 Ma.
- Des conditions de tectoniques extensives,
- Des fluides hyper salins chauds et des fluides à salinités plus faibles et froids,
- Des conditions de mises en place proches de la surface (Mine Clara),

- La source des métaux se situe dans la croûte supérieure (Sr, Pb),
- La source du soufre est évaporitique,
- Il n'y a pas de signature mantellique,
- Les fluorines précoces ont un spectre plat sans anomalie en Eu, et les fluorines tardives sont appauvries en terres rares légères avec une anomalie positive en Eu.

Cette synthèse réalisée par von Ghelen (1987) l'a conduit à proposer un modèle où des saumures évaporitiques infiltrées entreraient en convection. Leur composition seraient modifiées au contact du socle. Lors de leurs remontées le long d'anciennes structures, de la fluorine puis de la barytine seraient déposées par mélange avec des eaux météoriques plus froides (Fig. 27).

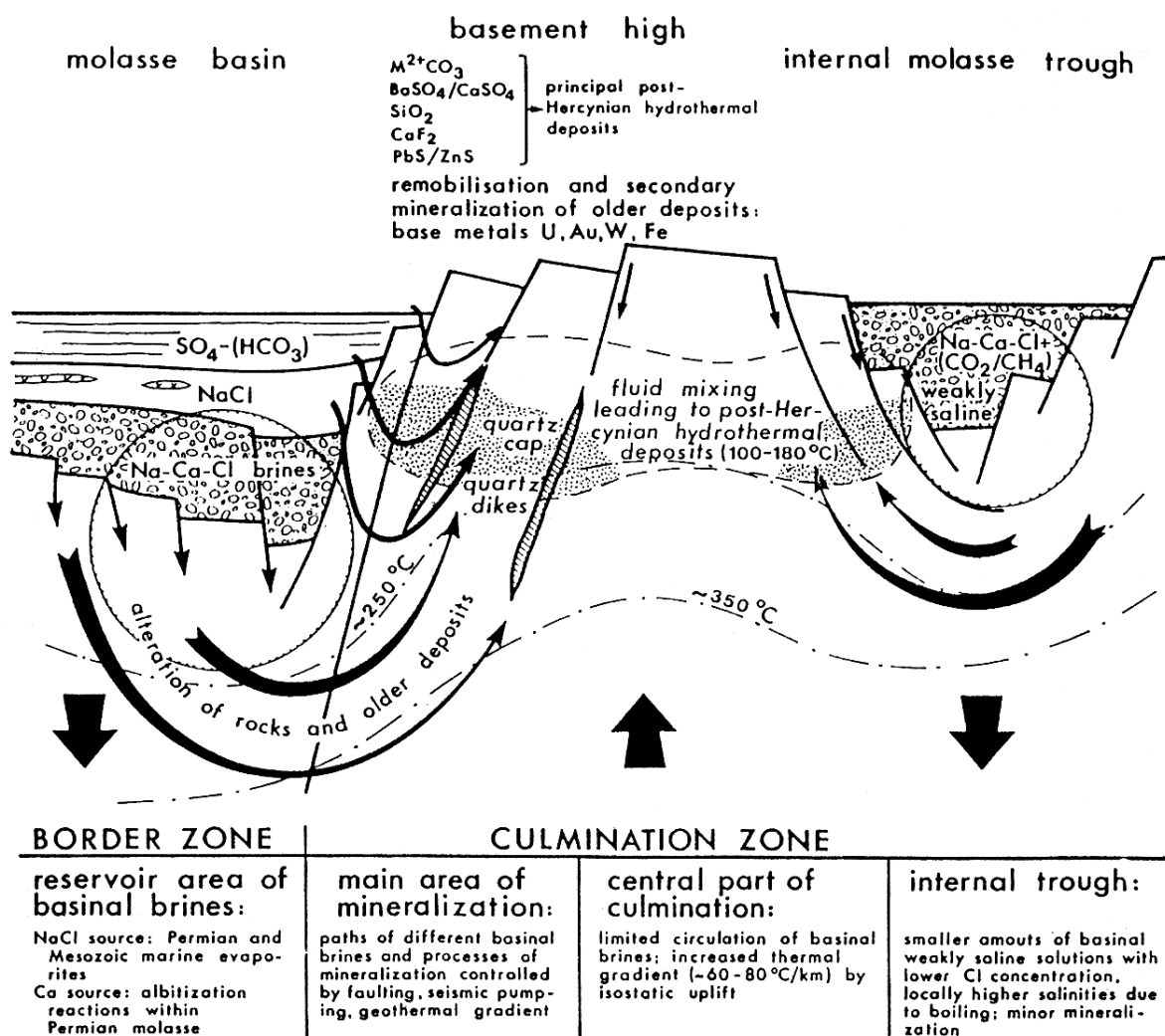


Figure 27 : Présentation schématique de la formation des minéralisations post-varisques (von Ghelen 1987).

Pour Lüders et Franzke (1993), les minéralisations se seraient mises en place en deux étapes. La première phase située entre 250 et 150 Ma serait liée à une extension généralisée et

à une pénétration des saumures de bassins à un niveau structural profond dans la croûte. Ces fluides s'équilibreraient chimiquement avec le socle. Lors du soulèvement du socle au Mésozoïque sup. les structures rejouant en extension draineraient les saumures enrichies en F et Ba et piègeraient les minéralisations. La barytine serait supposée se déposer par mélange avec des saumures évaporitiques riches en sulfates et les saumures profondes riches en Ba (Fig. 28).

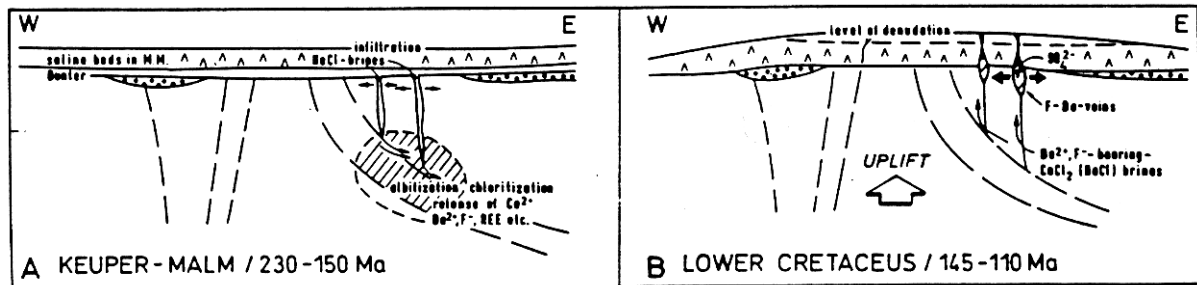


Figure 28 : Modèle génétique de formation des gisements du sud de la Forêt Noire. (A) Infiltrations de fluides riches en NaCl au Trias et au Jurassique. (B) Uplift et formations de fluorine hydrothermale au Crétacé inf. (Lüders et Franzke 1993).

2.3.3 En Espagne

Dans cette partie, nous détaillerons les gisements de fluorine de Villabona (NE), le gîte de barytine de Talayula (Espagne NW) et les gisements péribatholitiques de Pedroches au centre de l'Espagne. En outre il existe de nombreux gisements à F, Ba, Pb, Zn dans les Pyrénées (Fanlo et al. 1998). Ces gisements ne seront pas détaillés, nous préciserons seulement que les modèles génétiques se basent sur les données des terres rares et des isotopes, et aboutissent à un modèle de mélange de deux fluides en se référant au modèle établi à Chaillac (Touray et Ziserman 1980).

Le gisement stratiforme de **Villabona** (Asturies) est le plus gros gisement d'une série de minéralisations fluorées situées sur la bordure méridionale du bassin permotriasique de Villaviciosa (Ferrand et Thibiéroz 1978). Le Permo-Trias est composé de trois formations successives. La première est représentée par un conglomérat argileux, la suivante est un horizon carbonaté et la dernière est un grès calcaire. L'horizon carbonaté est fertile et porte les gîtes à fluorine du bassin. Ferrand et al. (1977) ont montré à Villabona que les grandes cavités karstiques minéralisées sont postérieures à la diagenèse précoce. La minéralisation de Villabona se décompose en trois stades :

1. calcite en concrétion ou en « dent de chien » avec parfois des liserés d'oxyde de fer,
2. formation de fluorine en géode, puis en sédiment interne des karsts, parfois accompagnée de calcite. Le stade se termine par de la fluorine jaune cristallisant dans des géodes ou dans des fractures NW-SE. ($80^{\circ}\text{C} < \text{Th} < 90^{\circ}\text{C}$, 18,5 % pds Eq. NaCl, (Ferrand et al. 1978)),
3. formations tardives dont la minéralogie est très variable et contient du quartz, de la pyrite, de la galène, de la fluorine jaune ($60^{\circ}\text{C} < \text{Th} < 80^{\circ}\text{C}$, 1,7 % pds Eq. NaCl (Ferrand et al. 1978)) et de la calcite.

Par ailleurs, dans les gisements d'Arlos et de la Moscona, de la barytine a été trouvée dans les formations tardives (Ferrand et Thibiéroz 1978).

Pour Ferrand et al. (1978), la minéralisation est postérieure à la diagenèse et serait issue d'un phénomène hydrothermal. Les fluides auraient circulé dans des fractures NW-SE et dans des vides préexistants en provoquant une dissolution du calcaire. Ces auteurs posent le problème de la source thermique susceptible de provoquer des mouvements de fluide. Ils proposent une interprétation athermique faisant intervenir des nappes artésiennes. Ces interprétations rejoignent le modèle proposé par Leach et al. (2001) pour la formation des MVT.

Les filons à barytine de **Talayuelas** sont situés dans la chaîne ibérique à 100 Km à l'E de Valence (Fig. 26). Sur un socle une série permo-triasique se dépose en discordance. Elle débute au Permien par des conglomérats et se poursuit par des lutites. Le Buntsandstein est formé d'arénites à ciment siliceux et ferrugineux. Le Muschelkalk inf. est formé de dolomies karstifiées. Les gisements sont situés dans la couverture sédimentaire et sont en relation avec les grandes fractures régionales de directions NW-SE et WNW-ESE. Les minéralisations ont été piégées dans des failles ou au niveau du contact lutites - dolomies. La succession paragenétique est composée de trois stades.

1. dolomite, sidérite, quartz (uniquement quand l'encaissant est constitué d'arénites), hématite tardive,
2. barytine,
3. goethite, limonite, calcite.

Les isotopes du soufre étant similaires à ceux des évaporites triasiques, le modèle génétique proposé est un mélange à deux solutions où un fluide hydrothermal ascendant à travers des fractures, rencontrerait des solutions sulfatées venant de sebkhas (Huerta 1996).

Le batholite de Pedroches, situé à 200 km au Sud de Madrid, est une intrusion composite à granodiorite, granite à biotite et granite à 2 micas. Sa mise en place dans une série précambrienne est datée à 313 ± 10 Ma. Les minéralisations filoniennes encaissées dans le batholite montrent une très grande diversité avec à l'est, une zonation à Cu, Pb, Sb. Les paragenèses cuprifères sont dans le granite à biotite, les filons à Pb, Ag et barytine sont au contact granite / encaissant précambrien. Enfin les filons à Sb sont situés dans l'encaissant. Au centre du batholite les minéralisations sont à Sn, Cu, Pb, Bi et, plus au sud, elles sont à fluorine (**Cerro Muriano** Fig. 26). Des datations ont été faites sur ces diverses minéralisations. Les âges vont de 160 à 280 Ma avec 27 âges sur 32 entre 210 et 260 Ma et un maximum d'âges à 210 Ma signant l'existence d'une phase hydrothermale à cette époque. Ces données sont corrélées à grande échelle avec les âges obtenus en Cornouailles montrant que les structures varisques sont réemployées lors de l'hydrothermalisme estimé à 220 Ma. D'autre part les auteurs proposent une phase hydrothermale liasique de grande ampleur, où une rapide subsidence est créée par amincissement crustal, ceci ayant deux effets importants. Le premier est une fracturation permettant l'infiltration d'eaux de surfaces à forte profondeur, le second est l'augmentation de gradients géothermiques, favorisant la remontée de ces eaux le long des structures varisques ou de structures nouvellement créés (Halliday et Mitchell 1984).

2.3.4 Cote Est du Canada

Sur la côte Est du Canada, le rift du Saint Laurent s'est formé au Paléozoïque dans les gneiss de la province du Grenville. Ce rift se ramifie en bras, auxquels sont associées des minéralisations filoniennes à barytine, fluorine, sphalérite et galène. Dans le bras de

Charlevoix-**Saguenay** ces filons sont postérieurs au Devonien, et dans le bras de **Ottawa** ils recourent les formations ordoviciennes moy. (Fig. 26). Dans les deux zones d'études le remplissage des filons est sensiblement identique. La succession paragenétique de ces filons est décrite en deux stades :

1. Un stade à sulfures (Galène, sphalérite) avec une température de mise en place mesurée dans la sphalérite de l'ordre de 110-150°C.
2. Un stade à fluorine (110-150°C), à barytine et à calcite (90-130°C).

La salinité des fluides des deux stades est très forte (26-31 % pdsNaCl), et certaines inclusions dans la fluorine contiennent des hydrocarbures.

Les analyses isotopiques du C et de l'O montrent deux sources l'une météoritique, l'autre mantellique ou crustale profonde. Le rapport isotopique du plomb $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est significativement plus haut que celui du Paléozoïque et exclue un lien avec l'orogénèse Paléozoïque inf.. Ces filons se seraient formés au Mésozoïque lors de l'ouverture de l'Atlantique Nord ou de la mise en place de plutons alcalins proches du Rift de Saint Laurent (Carignan et al. 1997).

2.3.5 Premières conclusions sur l'événement triasique-liasique

Cette première revue bibliographique montre :

- L'existence d'un événement hydrothermal triasique-liasique de grande ampleur. A l'échelle continentale cet événement est connu dans les bassins sédimentaires, dans les massifs de la Bohême, en Angleterre dans les Pénines, en Ibérie et aussi en Amérique du Nord.
- Les minéralisations sont superficielles et se situent à proximité de l'interface socle couverture.
- Une mise en place dans des structures extensives normales.
- Des fluides associés de type saumures, avec parfois des fluides de salinité beaucoup plus faible et plus chaud (Cornouailles) ou plus froid (Forêt noire, Villabona).
- Une association quasi constante avec des formations évaporitiques, au moins au niveau du modèle génétique.

Dans la partie suivante, nous présenterons de façon plus détaillée les gisements permien, liasiques et triasiques du Massif Central afin de poser la problématique de la métallogénie post hercynienne à l'échelle du Massif Central français. Cette problématique est difficile à définir compte tenu des divergences d'opinions concernant les âges et les modèles génétiques.

2.4 Les minéralisations du Massif Central français

Une présentation suivant la chronologie est difficile à réaliser car les âges des minéralisations sont débattus pour de nombreux gisements. On présentera les minéralisations du pourtour du MC français en fonction des remplissages types décrits par Lhégu et al. (1982) et modifiés dans le chapitre II. Tout d'abord nous présenterons les minéralisations uranifères, puis les gisements à plomb zinc et fluorine du Sud du Massif Central et enfin les minéralisations à fluorine et barytine du Nord. Les âges et modèles génétiques proposés seront détaillés sur des exemples typiques.

2.4.1 Les gisements d'Uranium et les remobilisations liasiques

Les gisements d'uranium sont associés aux trois formations types suivantes (Lancelot et al. 1995, fig. 29) :

- épi-syérites des granites peralumineux à deux micas (Margeride et Bernardan),
- sédiments grésopélitiques et dolomitiques des bassins autuniens,
- socle proche de la discordance stéphanopermienne.

En France les âges des gisements liés aux épi-syérites varient du Nord au Sud. Dans le Massif Armoricain les gisements sont d'âges hercyniens à tardi hercyniens et ne montrent pas de remobilisation liasique (Bosch 1987 et Cathelineau et al. 1990 in Lancelot et al. 1995). Au Nord du Massif Central et au sud une phase de remobilisation liasique a été démontrée avec une intensité croissante vers le Sud (Fig. 29).

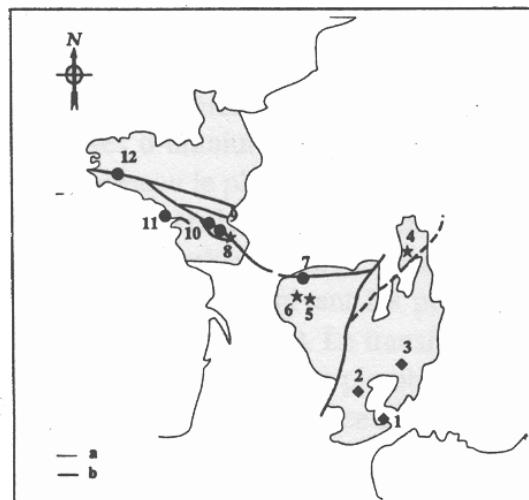


Figure 29 : Carte montrant la compilation des âges U-Pb et Pb-Pb obtenus sur les gîtes uranifères français. (◆) gisements tardi-hercyniens totalement remobilisés au Lias : 1 Lodève, 2 Bertholène, 3 Pierre Plantée. (★) gisements tardi-hercyniens partiellement remobilisés au Lias : 4 Bauzot, 5 : Margnac, 6 : Fanay, 8 : Retail. (●) gisements hercyniens ou tardi-hercyniens (âges compris entre 340 et 280 Ma) : 7 : Piegut (= Bernardan), 9 : Ecarpière, 10 : Le Chardon, 11 : Pen Ar Ran et Métaierie Neuve, 12 : Guern ; a : Limite du socle du Massif Central ; b : Cisaillements et chevauchements hercyniens majeurs. L'intensité de l'événement liasique s'atténue progressivement en allant du sud-est du Massif Central, à la Bretagne – via le Limousin- suivant une direction NW-SE, grossièrement perpendiculaire à l'axe du rift liguro-piémontais où s'initie la distention (d'après Cathelineau 1990, in Lancelot et al. 1995).

Nous détaillerons les cas, du gisement sédimentaire de Lodève, du gisement sous discordance de Bertholène et celui du gisement épisyénitique du Bernardan. Ce dernier sera comparé avec le gisement de Chaillac dans le chapitre VIII.

Le bassin permien de Lodève est situé au sud du Massif Central (Fig. 29). Il a été créé lors des rejeux des accidents tardi-hercyniens et les sédiments reposent en discordance sur un socle paléozoïque à métamorphisme faible. L'Autunien du bassin de Lodève débute par des brèches de paléo reliefs puis se compose d'une série organisée en séquences rythmiques pélites / dolomies bitumineuses (riches en U). Ces faciès signent un domaine lagunaire côtier. Dans cette série s'intercalent des bancs de cinérites issus d'un mélange d'éléments volcaniques et terrigènes. A ces formations succèdent des grès continentaux discordants d'âge Saxonien (stériles). La minéralisation est portée par la série autunienne et s'exprime sous forme de fractures ESE-WNW avec une paragenèse complexe à pechblende, uraninite, et sulfures (Deliens et al. 1992 in Lancelot et al. 1995). La pechblende de Lodève a un âge de $183 \text{ Ma} \pm 4$ avec un plomb initial anomalique (radiogénique). En conséquence une venue uranifère liasique est fort peu probable et une préconcentration de l'uranium dans le bassin au Permien est donc supposée. L'uranium serait alors remobilisé secondairement au Lias puis au Crétacé (Lancelot et al. 1995). La phase liasique est associée à des migrations de fluides de salinités moyennes (3-11 % pds eq. NaCl) et relativement hautes températures (200- 250°C), pendant une phase extensive (Respaut et al. 1991 in Lancelot et al. 1995).

Le gisement de Bertholène (Aveyron) est encaissé dans des fractures N25° de l'orthogneiss des Palanges ($542 \pm 50 \text{ Ma}$). Les uraninites du gisement donnent un âge liasique à $172 \text{ Ma} \pm 9$, de plus il y a une remobilisation de l'U à l'Oligocène et formation de coffinite. La phase liasique est associée à un fluide de salinité moyenne (8-14 % pds eq. NaCl) et de température relativement moyenne (140°C, 160°C) (Lévêque et al. 1988 in Lancelot 1995). Là encore le modèle de formation suggère une préconcentration du milieu suivie par une remobilisation hydrothermale.

Le gisement du Bernardan situé dans le district de la Marche est constitué de corps épisyénitiques avec un remplissage de pechblende, gummite et coffinite. Ces épisyénites sont encaissées dans le granite à deux micas de St Sulpice Les Feuilles, ce dernier aurait été mis en place au Westphalien ($320 \pm 5 \text{ Ma}$, Cuney 1995). Les teneurs en U de ce granite sont de l'ordre de 6 à 50 ppm (Grandprat 1989). La zone épisyénitisée/minéralisée est affectée par deux systèmes de fractures. Le premier est un système cisailant ductile marqué par des bandes mylonitiques N105 N135 et associé au fonctionnement de la faille de la Marche située plus au Nord. Ces directions sont conjuguées avec des failles inverses évoluant vers un style cassant de direction N65-N90 à pendage 60 S. Le second est un système de fractures beaucoup plus jeunes de directions N150 à N30 découpant le système mylonitique (Grandprat 1989). La disposition des corps épisyénitiques s'organise à partir du système de fractures précoces : une faille subméridienne dite principale s'incurve en sigmoïde et est ramifiée en structures dites secondaires. C'est à partir de cette géométrie en sigmoïde et des structures secondaires que se développent l'épisyénitisation puis la minéralisation.

Huit poches épisyénitisées ont été reconnues, toutes ne sont pas minéralisées (Fig. 30). Leur formation est due à un phénomène de dissolution des quartz par un fluide chaud (370-260°C) de salinité moyenne (2-5,7% pds Na Cl) (Leroy 1984). Nous noterons que ces résultats sont délicats à interpréter, puisque ces données ont été mesurées à partir de mesures réalisées sur des inclusions secondaires dans le quartz, et que cette phase est justement une phase de dissolution du quartz. Leroy (1984) interprète ces inclusions secondaires comme les témoins de fin de dissolution du quartz (donc saturé en quartz). Parallèlement à cette

dissolution les biotites et les feldspaths sont partiellement transformés en phengites. Turpin et al. (1990) ont montré que les fluides ayant provoqué la dissolution du quartz, ont une composition d'eau météoritique. Enfin le fait qu'un fluide soit sous saturé en silice et dissolvait le quartz, suggère une ébullition du fluide (Scaillet et al. 1996). Ce premier événement est daté à $305 \pm 1,5$ Ma (Cuney 1995).

La minéralisation uranifère se déroule en plusieurs phases. La première, postérieure à la formation des épisyénites, est caractérisée par la cristallisation de pechblende, de pyrite et par une altération phengitique (280 Ma U/Pb, Turpin et Leroy 1987) sur pechblende datée et observée au Piégut et supposée exister au Bernardan. Mais cette phase précoce a été démentie par Patrier et al. (1997)). Parmi les stades de mobilisations ultérieurs on notera deux phases, une phase haute température, et une phase basse température. La phase haute température est associée à de la fluorine et la phase de basse température à des argilisations (Patrier et al. 1997). Dans le paragraphe suivant nous nous intéresserons plus particulièrement à la paragenèse du stade de haute température ; nous considérons ce stade comme un équivalent profond des minéralisations de Chaillac et une étude complémentaire de cette phase est présentée en annexe, et utilisée dans cette partie.

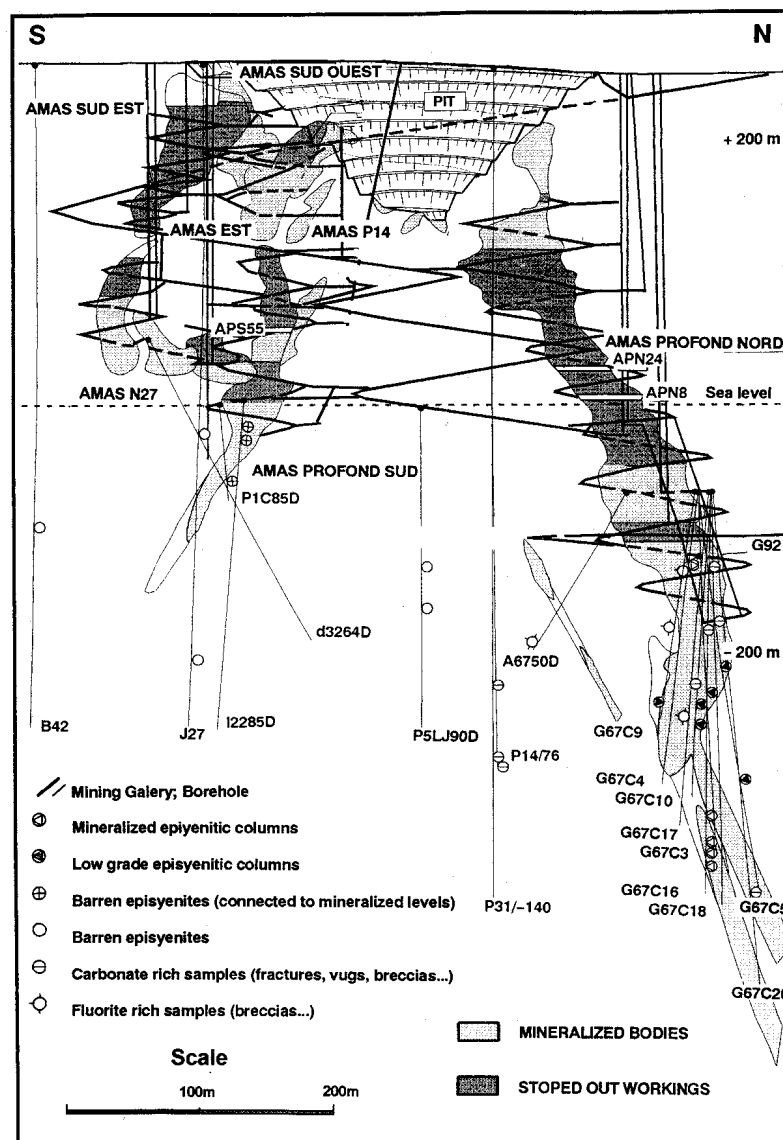


Figure 30 : Structure des corps épisyénitiques minéralisés du Bernardan. (Patrier et al. 1997)

La paragenèse haute température est constituée d'adulaire, de quartz secondaire, d'illite, de pechblende (176 Ma $^{+15}/_{-10}$ (Les loges) Cuney 1995), de dolomite (calcite), d'oxydes de fer, d'antozonite, de sulfures (Pyrite marcassite), de barytine et d'hématite. Cette paragenèse est en remplissage des vacuoles de l'épisyénites et est aussi exprimée dans des fractures à remplissage brèche.

1. Deux types de dolomites ont été identifiés : la dolomite I et la dolomite II. Dans la première, les inclusions fluides ont des températures d'homogénéisation bimodales autour de 300°C et de 210 °C, dans la deuxième, les températures sont unimodales autour de 60 °C. Les salinités sont bimodales (7 et 22 % pds eq. NaCl) avec des sels complexes. Les données isotopiques sur le Sr sont très homogènes et donnent une valeur de l'ordre de 0,709. Enfin, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ correspondent à un fluide à +15‰ +18‰ $\delta^{18}\text{O}$. Cet enrichissement relatif en ^{18}O résulterait de la cristallisation fractionnée d'un magma de type S (Patrier et al. 1997). Cependant, cette interprétation est contradictoire avec les interprétations de Turpin et al. (1990), qui proposent un lessivage par un fluide météorique pour former les épisyénites. Cette signature magmatique ne serait pas directement liée au granite de St-Sylvestre.
2. La fluorine antozonite a une texture collomorphe, les températures d'homogénéisation des inclusions fluides vont de 120°C à 270°C avec un mode à 240°C, les salinités sont bimodales (14 et 22 % pds eq. NaCl). Les analyses sur cette fluorine montrent qu'elle contient des traces de Ba, S, Fe, Mn, U, Si, Al, Ti, K.

En outre, les échantillons que nous avons pu prélever avant la fermeture de la mine montrent que :

- La dolomite a une texture de « platy dolomite », cette texture est utilisée comme un marqueur d'ébullition (Keith et Muffler 1978, Stuart et Christenson 1994), même si ce critère n'est pas strict (Jones et Renaut 1998). Par ailleurs la signature isotopique du Sr de cette dolomite est semblable à celle des fluorines de Chaillac (Chapitre VII.2.4).
- Associée à la barytine on trouve de la fluorine jaune géodique. Des mesures sur les inclusions fluides ont été réalisées, et donnent des températures d'homogénéisation de l'ordre de 100-150°C avec une salinité de 23 % pds NaCl. Le spectre des terres rares de cette fluorine est identique à celui de la fluorine (iii) de Chaillac (Cf. Annexe 1).
- Les phases de fer oxydé correspondent majoritairement à de la goethite, on trouve ces goethites sous deux aspects : en remplissage des vacuoles de l'épisyénite, et en rognon dans les failles.

Le stade froid est caractérisé par des argiles interstratifiées illites/smectites avec des âges Ar/Ar qui s'échelonnent de 144 à 173 Ma. et des « produits noirs » associés à la coffinite (Patrier et al. 1987).

Le modèle génétique proposé par Patrier et al. (1997) débute par une épisyénitisation à 308-315 Ma, suivi d'une phase hydrothermale chaude (300 à 60°C) sans uranium, les phases uranifères étant déposées au cours d'un stade froid d'argilisation (d'âge 170, 140 Ma). Cet âge est en contradiction avec :

- les âges U-Pb liasique (176Ma ± 15), admettant une source de plomb initial radiogénique.
- des âges à 280 Ma connus régionalement (Cuney 1995).

Nous privilégierons les données prises sur la pechblende parce que ce sont des mesures directes de la minéralisation. Une minéralisation ancienne existe, sans doute permienne par analogie avec le district de la Crozille. Celle-ci est remaniée par une phase liasique très importante, puis subit une remobilisation très récente (Cuney 1995).

2.4.2 Les gisements du Sud du Massif Central

Les gisements à Pb, Zn.

Routhier (1983) présente les gisements à Pb, Zn européens comme faisant partie de deux grandes ceintures métallogéniques avec, au Nord, la ceinture Ardennes septentrionales - Harz supérieur et au sud, la ceinture Asturo - Pyrénéo - Alpine. Cette dernière, est décrite comme une ceinture hétérochrone et hétérotypique ; nous y détaillerons les gisements présentés dans la figure 31. Dans cette partie nous ferons une revue successive des gisements des Malines, de St Salvy et de Peyrebrune puis dans la partie dédiée au gisements à Fb-sid (Fluorine bleu et sidérite) et à barytine ; nous détaillerons les filons de fluorine de l'Albigeois, du Rouergue et des Causses.

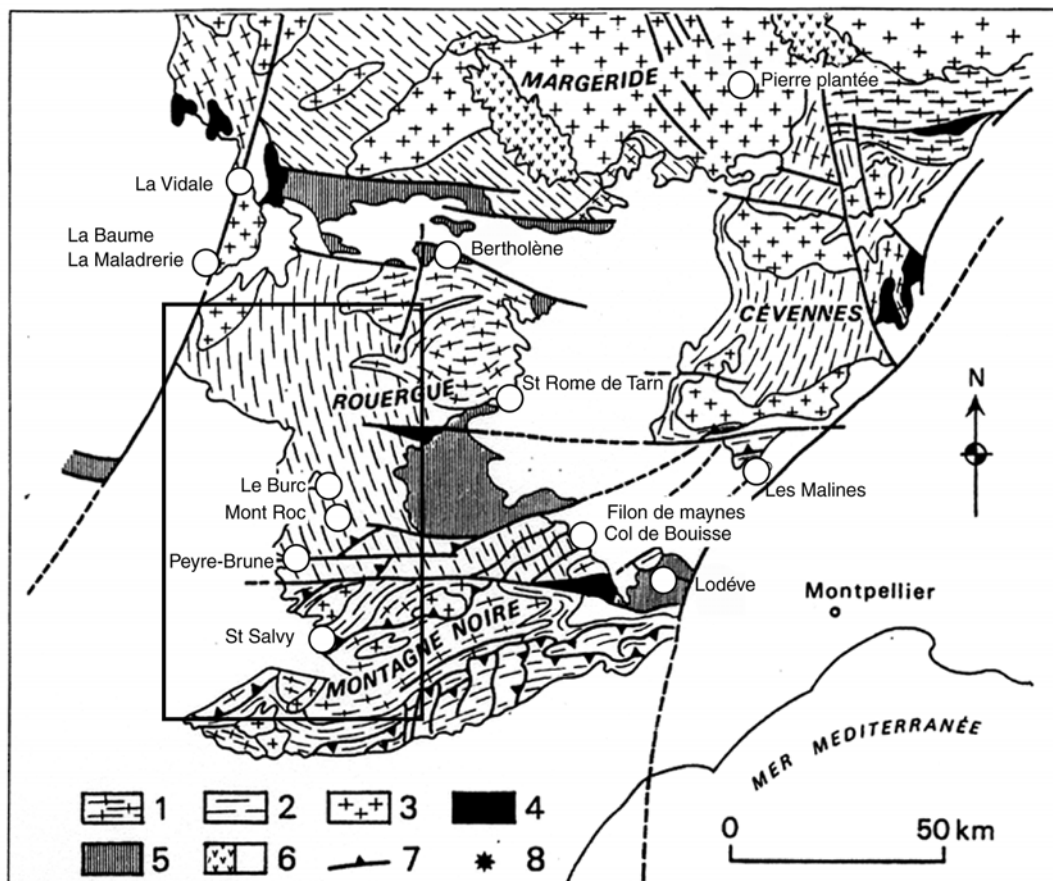


Figure 31 : Gisements du Sud du Massif Central, avec les gisements de l'Albigeois, (St Salvy, Mont Roc, Peyrebrune), du Rouergue (La Baume, la Maladrerie), de la marge des Causses (Filon de Maynes et Col de blouisse), des Cévennes (les Malines) et les gisements d'uranium du bassin de Lodève, de Bertnolène et de Pierre Plantée. 1 gneiss, 2 micaschistes et quartzites, 3 granites hercyniens, 4 bassins stéphaniens, 5 bassins permien, 6 droite, couverture mésozoïque et cénozoïque, 6 gauche, volcanisme de l'Aubrac et du Velay, 7 chevauchements, (d'après Lancelot et al. 1995).

Le gisement des **Malines** (Pb, Zn), situé au sud d'une faille majeure EW (horst de St Bresson), est constitué de corps minéralisés situés à proximité de la discordance Trias Cambrien. Trois stades minéralisateurs ont été identifiés en fonction la morphologie des gisements et de la nature des encaissants (Fig. 32).

1. Le premier stade est stratifié dans les dolomies cambriennes et donc d'âge Cambrien.
2. Puis se développent un stade de karstification de ces dolomies puis un stade filonien. Dans les sédiments triasiques, seul le stade filonien est visible. Les minéralisations associées aux karts et filons seraient liasiques 190 Ma (Toulkeridis 1993 et Clauer et Chaudhuri 1995 in Leach et al 2001)
3. Enfin les gisements lités « stratiformes » encaissés dans le Bathonien seraient éocènes (Leach et al. 2001).

Ces données suggèrent l'existence de trois phases métallogéniques dont une serait liasique. Cette dernière comprend un stade karstique, puis un stade fissural. Celui-ci est associé à un minerai rubané à dolomite, sphalérite, barytine et quartz. Les inclusions fluides montrent une évolution suivant la paragenèse :

- Le fluide occlus dans la dolomite précoce (Dol I) a une salinité et une température modérées : 10 % pds eq. NaCl, 150°C avec une composition isotopique dans le domaine des eaux métamorphiques (δO^{18} entre 5,5‰ et 7‰ et un δD entre -13‰ et -31‰)
- Le fluide dans les sphalérites et dolomites est une saumure de température modérée : 20 % pds eq. NaCl, 150°C, avec une composition de fluide métamorphique (δO^{18} entre 7‰ et 7,8‰ δD de -30‰)
- Le fluide de dolomie tardive (Dol II) est un fluide froid à salinité moyenne (70°C, 15 % pds eq. NaCl) et δO^{18} entre -0,2‰ et 0,9‰ et un δD de -40‰).

La barytine tardive serait rattachée à un événement spécifique du Jurassique Supérieur en lien avec une activité volcanique (Ramboz et Charef 1988).

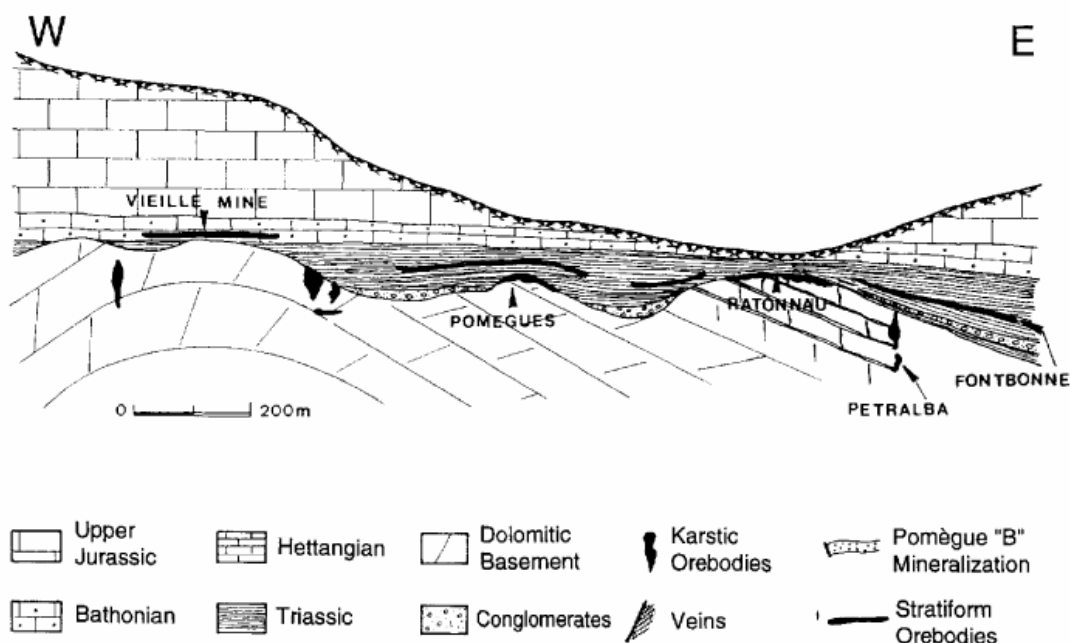


Figure 32 : Coupe synthétique montrant les différents corps minéralisés du gisement des Malines (d'après Folglierini et al. 1980 in Disnard 1996).

Le modèle de formation de Charef et Sheppard (1988) est basé sur les données des inclusions fluides. Ils proposent un système de mélange post hettangien où un fluide de bassin chaud salé d'origine profonde serait épisodiquement expulsé et dilué par des fluides de surfaces. Le modèle proposé par Leach et al. (2001), concerne les corps minéralisés du Bathonien qui sont rattachés au modèle MVT, où des saumures de fond de bassin auraient été mises en mouvement lors de l'orogénèse pyrénéenne.

La minéralisation de **St Salvy** (Zn, Ge, Ag) est située sur la bordure N-W de la Montagne Noire. Elle se situe sur le flanc sud du Massif du Sidobre dans l'unité cambro-silurienne des monts de Lacaune (Fig. 33).

La minéralisation existe sous plusieurs formes, elle est soit stratifiée dans les sédiments cambriens, soit encaissée dans une partie d'un champ filonien de ENE-WSW (Fig. 33). L'évolution paragénetique se décompose en 5 stades (Munoz et al. 1994).

1. Le premier stade M0 est constitué de lits de sphalérite dans les sédiments cambriens et serait le reflet d'une minéralisation Eo-Varisque riche en Ge.
2. Le second stade M1 serait dû à la remobilisation de la minéralisation lors de la mise en place du granite du Sidobre (280 Ma), le fluide associé à cette phase aurait des températures de l'ordre de 500-580°C, une faible salinité et un δO^{18} entre 12,8‰ et 13,9‰.
3. Un troisième stade M2, bréchique à ciment quartzeux et quartz fissural, est associé à des phengites et des sulfures de Bi, de la sphalérite. Les fluides contemporains de ce stade ont des températures de formation de 295 à 375°C, une salinité inférieure à 6 % pds eq. NaCl, un δO^{18} entre 6,5‰ et 8,8‰ et un δD de -61‰. La composition isotopique de ces fluides donne une signature magmatique.
4. Le quatrième stade M3 est composé de fines fissures et de brèches à remplissage de quartz dont les inclusions fluides monophasées ont des salinités de 23 % pds eq. NaCl, un δO^{18} entre -4,3‰ et -12,2‰ et un δD de -53‰ à -70‰. Ces données suggèrent une origine météorique pour ces fluides. Un résultat identique à été trouvé sur les Brèches Tectoniques Hypersilicifiées (BTH) des filons à Fb-sid (Partie suivante).
5. Le cinquième stade M4 correspond au stade économique. Il débute par de la sidérite, et de la sphalérite dans des fissures en réseau, encaissées dans les aplopegmatites et les filons de quartz compétant. Des brèches cocardes se développent tardivement et sont cimentées par de la sidérite et de la sphalérites. A ce stade sont associés des fluides à 80-140 °C avec des salinités de l'ordre de 23-25 % pds eq. NaCl, un δO^{18} entre -4‰ et 6‰ et un δD de -92‰ à -111‰. La composition isotopique de ces fluides montre une affinité avec des eaux « organiques » défini par Sheppard et Charef (1986). On notera que pour ce stade il ne peut s'agir d'une simple remobilisation des minéralisations cambriennes. En effet les données isotopiques du Pb donnant une signature de plomb hercynien, privilégie une liaison génétique du filon avec le granite du Sidobre (Marcoux et al. 1993).
6. Enfin les stades finaux correspondent à des remobilisations tardives.

Pour Munoz et al. (1994) les premiers fluides sont d'origine magmatique, et la variété de la composition isotopique des fluides associés aux stades M3 et M4 s'explique par des interactions eaux météoritiques/évaporites. Les évaporites du bassin Aquitain étant triasiques, l'âge de ce gisement serait liasique-triasique.

Cette interprétation est en contradiction avec les observations tectoniques de Cassard et al. (1994). Ces auteurs ont étudié plus précisément la dynamique de mise en place du filon. Ils

montrent que les structures portant la minéralisation principales et la déformation du Sidobre sont syncinématiques (Stéphanien). Les données des isotopes du plomb appuyant l'hypothèse d'une minéralisation liée au granite varisque (Marcoux et al. 1993a), un âge permien est proposé. Les variations de la composition isotopique des fluides observées par Munoz et al. (1994) sont expliquées en invoquant des phénomènes d'ébullition et donc de fractionnement isotopique. Cependant si l'on va jusqu'au bout du raisonnement la phase vapeur condensée serait représentée par le fluide associé au BTH, et donc aurait une salinité très élevée ce qui reste difficile à expliquer simplement.

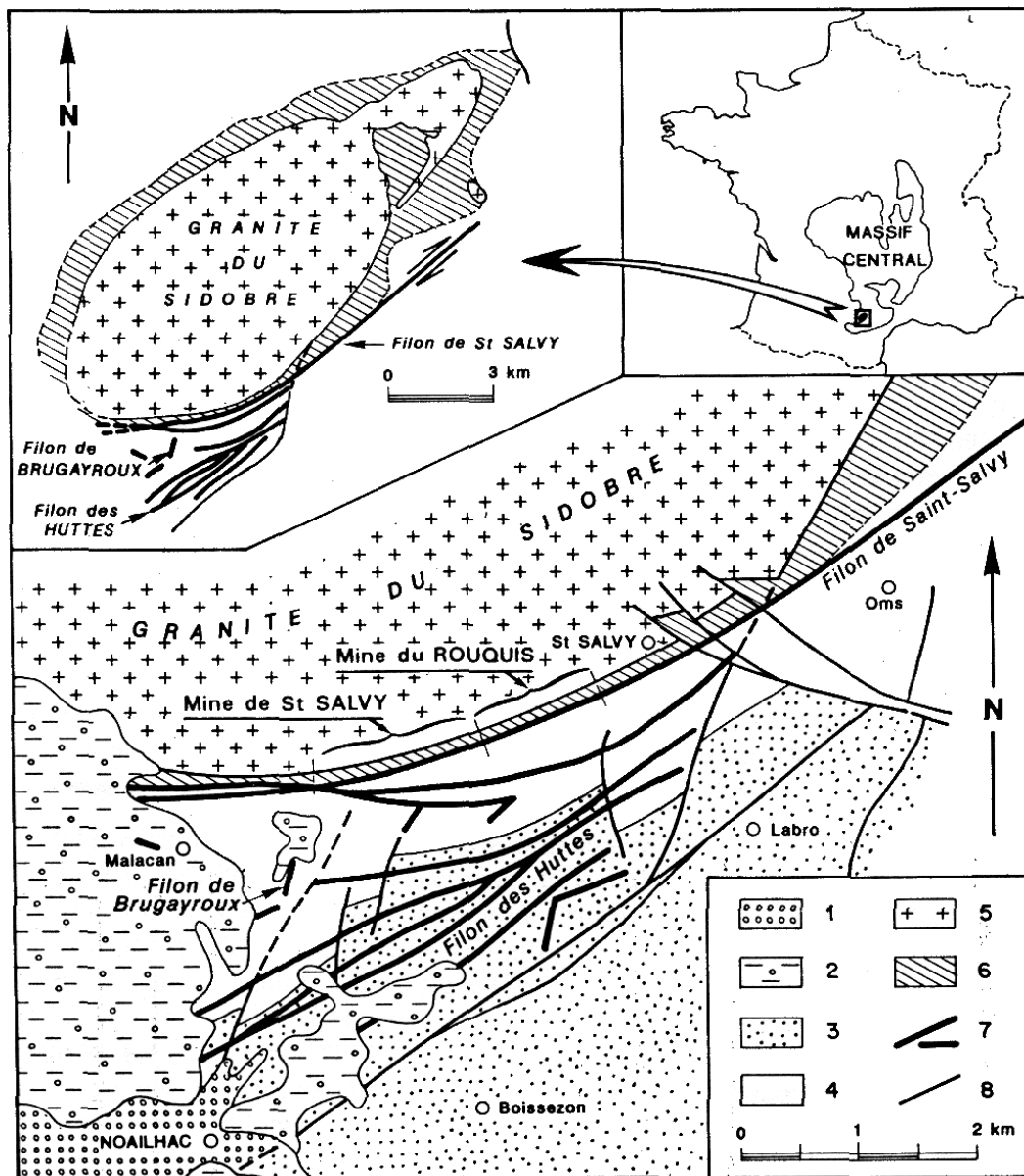


Figure 33 : Carte montrant la position du filon de St Salvy au niveau de l'auréole de métamorphisme de contact du granite du Sidobre. 1 alluvions modernes, 2 dépôts tertiaires du bassin de Castres, 3 série schisto-gréseuse verte du Cambrien moy. à sup., 4 série schisto-carbonnatées noire du Cambrien inf., 5 granite du Sidobre, 6 auréole de métamorphisme de contact, 7 champ filonien de Saint Saly, 8 faille (Marcoux et al. 1993a).

Situé au nord du filon de St Salvy et au sud du district à Fb-sid de l'Albigeois, le filon de **Peyrebrune** à (F, Zn) peut être considéré comme un intermédiaire entre les filons à Fb-sid et St Salvy. De ce fait il présente un intérêt scientifique majeur. Ce filon est orienté E-W et est encaissé dans une série épimétamorphique volcanodétritique ordovicienne (Fig. 34). Il est constitué de plusieurs branches en relais dans une caisse filonienne de 20 à 30 m de puissance, la minéralisation pouvant atteindre 2 à 3m. La formation BTH n'a pas été reconnue dans la structure de Peyrebrune. La paragenèse du remplissage filonien se décompose en deux stades principaux :

1. Le premier stade est à sphalérite, sidérite et quartz. Les inclusions fluides du premier stade s'homogénéisent à des températures entre 109 et 126°C pour des salinités de l'ordre de 21 % pds eq. NaCl. Les données isotopiques sur ce fluide donnent un δO^{18} entre -1,6‰ et 4‰ et un δD de -108‰ (Champs des « eaux organiques »).
2. Le second stade à fluorine et quartz en fissures recoupe le stade précédent. Les fluides inclus dans la fluorine homogénéisent à 123-143°C et ont des salinités de 21 % pds eq. NaCl, une composition isotopique avec un δO^{18} entre -0,1‰ et 1,9‰ et un δD de -72‰ (zone intermédiaire entre eaux météoriques et eaux magmatiques / métamorphiques, Munoz et al. 1997).

Cette succession de fluides, comparée avec celle de St Salvy et celle des filons à fluorine et barytine de l'Albigeois a permis de mettre en évidence trois générations de fluides à l'échelle du district du sud ouest du Massif Central. Un premier fluide lié aux BTH situé sur la droite météoritique, un deuxième fluide associé à la sphalérite qui serait lié à des eaux organiques et enfin un fluide déposant de la fluorine qui serait un fluide météorique évolué ayant interagi avec des sédiments ou des évaporites (Munoz et al. 1997).

Une interprétation globale sera donnée après la présentation des filons à Fb-sid. Mais on peut déjà dire que deux modèles s'opposent : un modèle permien tardi orogénique et un modèle liasique synchrone des dépôts évaporitiques du Bassin Aquitain.

Les gisements à fluorine bleue et sidérite (Fb-sid)

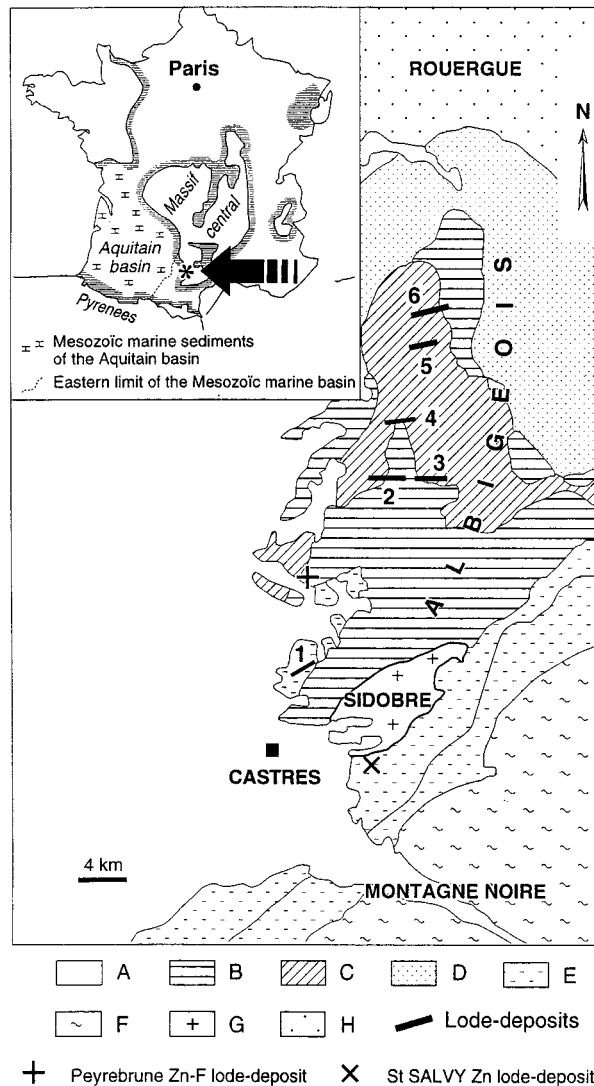


Figure 34 : Carte des gisements à Fb-sid et sphalérite de l'Albigeois. A Tertiaire, B Cambrien Moy. et sup., C Ordovicien, D Formation Nord Albigeoise, E Cambrien inf. et moy., F zone axial de la Montagne Noire, G granite du sidobre, H Formations du Rouergues. 1 Berlan, 2 Montroc, 3 Le Moulinal, 4 Le Burc, 5 Embournegade, 6 Trébas (Munoz et al. 1999).

Les filons à fluorine bleue et sidérite (Fb-sid) sont situés au Nord Ouest de la Montagne Noire. Ils sont encaissés dans les séries volcanosédimentaires faiblement métamorphisées du Cambrien et de l'Ordovicien. Ces gisements sont portés par une série de filons E-W avec un décrochement dextre, dont la formation se décompose en trois phases principales : créations de fentes de tensions NW-SE puis E-W associées à des cisaillements dextres N60° et N110°, ouverture des failles E-W lors d'une distension NE-SW contemporaine des BTH et de la minéralisation à fluorine et enfin créations de failles NNW dextres et NNE-SSW senestres issues d'une compression N-S fini stéphanienne à fini autunienne (Blès et al. 1982).

Le remplissage de ces structures se décompose en 4 stades :

1. Le premier est le stade BTH « Brèche Tectonique Hypersilicifiée » ; les températures d'homogénéisation des inclusions fluides de ces quartz varient entre 85 et 120 °C, avec des salinité de 21 % pds eq. NaCl. Les données

isotopiques montrent une composition d'eau météoritique (δO^{18} entre $-9,2\%$ et $-5,2\%$ et un δD de l'ordre de -60%).

- 2-3. Succède un stade à chalcopryrite puis à fluorine bleue, le fluide associé a cette phase est une saumure (21 % pds eq. NaCl) à 125-170 °C. Les données isotopiques indiquent un fluide météorique ayant interagi avec des sédiments (δO^{18} entre 16,1‰ et 18‰ et un δD de -22% à -75%).
3. Enfin le quatrième stade est composé d'une succession de fluorine jaune, sidérite, tétraédrite, chalcopryrite et arsénopyrite.

Pour ce type de gisement à Pb-Zn et Fb-Sid, comme à Saint-Salvy, deux modèles de formation s'opposent.

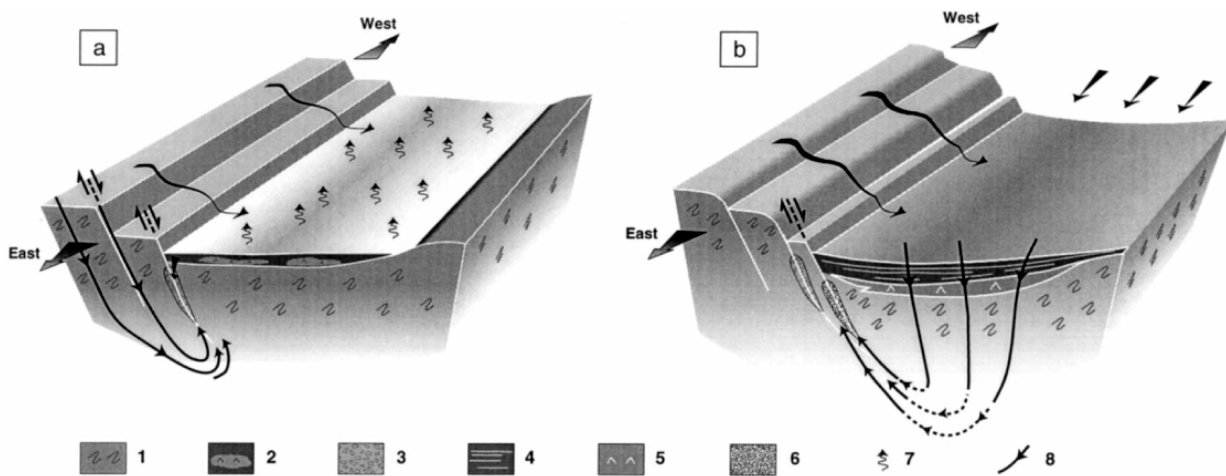


Figure 35 : Modèle de formation des gisements à Fb-sid. a : stade de formation de BTH avec interventions de fluides continentaux, b : stade Fb-sid lié à des fluides de bassin. 1 méta-sédiments paléozoïques, 2 saumures associées aux dépôts évaporitiques, 3 dépôt massif de silice, 4 dépôt de types playa, 5 horizon évaporitique, 6 fluorine bleue massive, 7 évaporation, 8 circulation des fluides (Munoz et al. 1999).

Le modèle du filon en décrochement. Sur des critères cinématiques montrant des structures tardi orogéniques, l'âge de ces gisements est considéré comme Carbonifère sup. à Permien. Les données géochimiques montrent que la mise en solution (à l'équilibre) s'est produite à 250, 350°C, les températures de formation sont estimées à 150-180°C. Le fluor serait issu de leucogranites déjà cristallisés et aurait précipité sous forme de fluorine à la suite d'une baisse de température en milieu acide (Deloule 1982).

Le modèle d'infiltration de saumure développé par Munoz et al. (1999) se base sur les signatures isotopiques des fluides successifs. Ces auteurs proposent une formation qui commencerait par l'infiltration per descenssum d'eaux continentales se mélangeant avec des eaux liées à des évaporites et formant des BTH. Le stade à fluorine lui succédant trouverait son origine dans des fluides évaporitiques de bassin, ayant interagi avec le socle et remontant le long des structures précédemment silicifiées. Une contrainte importante pour le modèle est l'âge du dépôt qui serait alors triasique-liasique (Fig. 35).

2.4.3 Synthèse des données sur les gisements du Sud du Massif Central

Une importante étude entreprise par Bruce (2000) reprend les données de Munoz et al. (1994, 1997, 1999) sur les gisements du nord de la Montagne Noire, intègre de nouvelles données sur les gisements à barytine et réinterprète les données de manière globale.

Cette étude distingue trois secteurs :

- L'Albigeois avec les gisements de Saint-Salvy de Peyrebrune et les gisements à fluorine bleue et sidérite.
- Le Rouergue avec les gisements filoniens de Villefranche dont la paragenèse se décompose en trois stades : quartz précoce, sphalérite-galène, quartz tardif.
- La marge des grands Causses avec un gisement filonien en bordure du Rouergue, Saint Rome de Tarn ; à l'Est des monts de Lacaune, le filon de Maynes et le stockwork du Col de Bouisse. Pour ces gisements des paragenèses similaires ont été observées, elles se décomposent en trois stades avec d'abord un quartz précoce, suivi d'un stade à barytine, terminé par un stade quartzeux (Localisations fig. 31).

La comparaison de ces trois districts conduit à unifier les chimies des fluides en quatre stades successifs et à proposer un schéma global de formation pour les filons du Massif Central.

1. Le premier caractérisé par d'importantes venues quartzieuses formant les BTH (Qz1) et les lames de quartz (Qz1a) du Rouergue et des Grands Causses.
2. Le deuxième stade a été caractérisé par la mise en place de la sphalérite. Les fluides ont été étudiés dans les quartz synchrones (Qz2).
3. Le troisième stade est associé à la fluorite et sidérite et ne se rencontre que dans l'Albigeois. Au cours de ce stade du quartz précipite. Il a été appelé (Qz3) pour cette étude.
4. La paragenèse du quatrième stade est constituée de quartz (Qz4) et de barytine. Ce stade est restreint aux gisements de la marge des Causses, il est donc difficile d'assurer sa place dans la chronologie par rapport aux stades 2 et 3.

Les mesures effectuées sur les inclusions fluides des quartz des quatre stades montrent que les fluides associés sont des saumures avec des compositions complexes dans le système $H_2O-NaCl-CaCl_2$, avec des températures d'homogénéisation variant entre 90°C et 220°C. Les analyses de la chimie des fluides a permis d'établir un rapport Cl/Br proche de celui des bitterns à 25°C (saumure résiduelle formée après précipitation de la halite). Les δO^{18} mesurés signent une affinité avec les feldspaths granitiques et seraient issus du rééquilibrage des compositions isotopiques au moment de la mise en solution des éléments minéralisateurs. Les données isotopiques du soufre suggèrent pour ce dernier une source dans les roches encaissantes. La source des fluides serait donc principalement les saumures évaporitiques du Bassin Aquitain (Rhétiens-Hettangien) qui s'infiltreraient à la faveur de mouvements extensifs. Les métaux, eux, viendraient du lessivage du socle. On voit que ce modèle admet une contrainte très importante, restant à vérifier, qui est l'âge liasique du gisement.

On opposera au modèle de Bruce les interprétations basées sur les études structurales. Les structures cisailantes dextres sont formées lors de stades compressifs à la fin de l'orogénèse Varisque. Les minéralisations seraient, elles aussi, tardi varisques, et donc probablement permienues. Les données des inclusions fluides suggérant des évaporites seraient à interpréter en terme d'ébullition partielle.

Par ailleurs l'étude des gisements d'Uranium de Lodève et de Bertholène a mis en évidence deux phases métallogéniques (Lancelot et al. 1995). La première, permienne, est une

phase de préconcentration dans les sédiments ; la seconde, liasique, apporte peu de métaux mais reconcentre l'uranium permien dans différents types de pièges. Les fluides associés sont plus chauds et moins salés que les fluides des gisements à Pb, Zn et Fb-Sid. Si ces fluides plus chauds et moins salés sont les équivalents profonds des fluides liasiques des minéralisations à Zn, F, Sid, on voit alors que la salinité évolue au cours de leur ascension.

Cependant l'incertitude sur les âges des gisements de l'Albigeois est extrêmement gênante pour pouvoir faire une interprétation globale.

2.4.4 Les gisements à F Ba Fe du Nord du Massif central

Les gisements à fluorine verte et violette (Fv-v), à fluorine jaune et barytine (Fj-Ba) se rencontrent principalement dans trois districts du massif central : la Haute Loire, le Morvan et la Marche (Fig. 36).

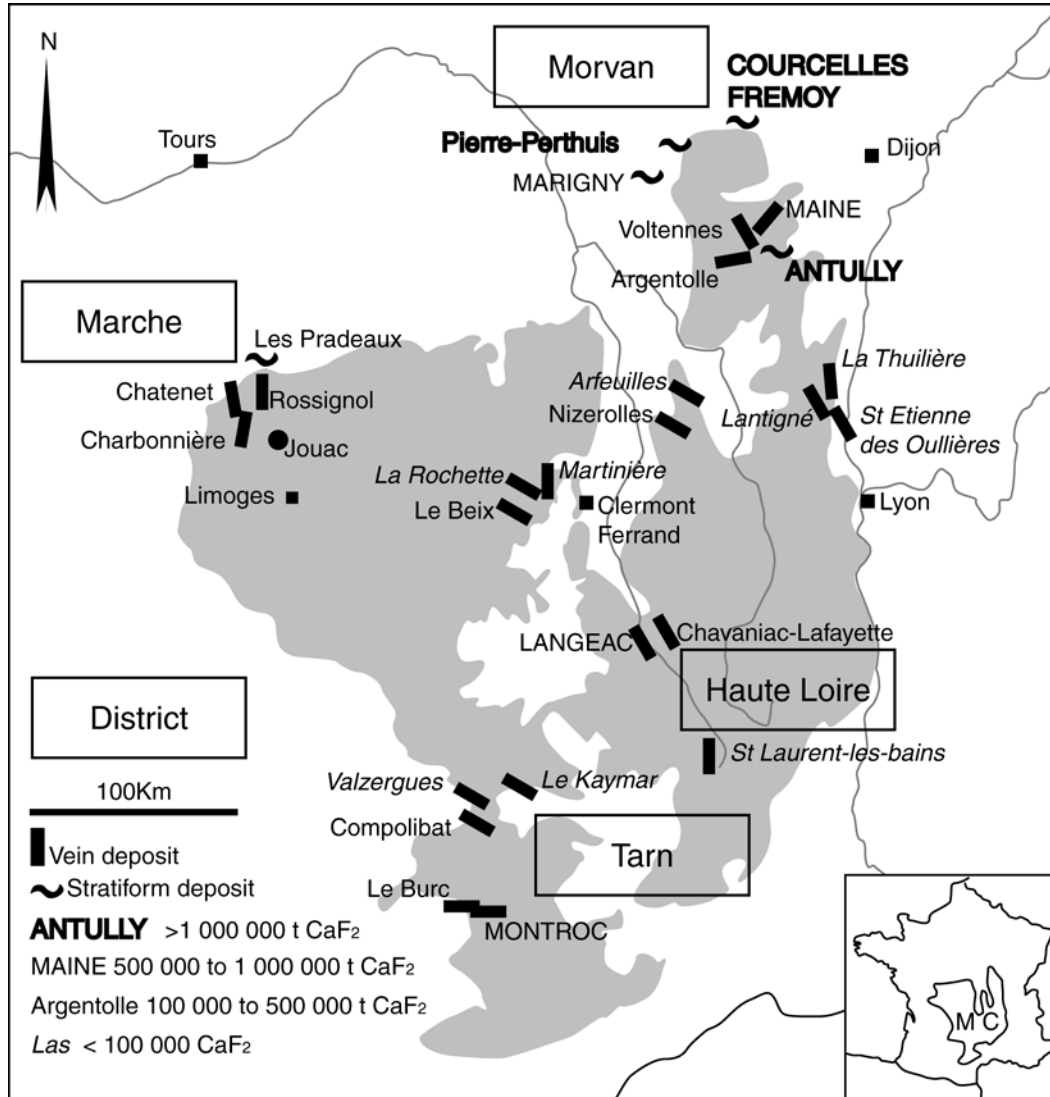


Figure 36 : Carte des gisements de fluorine du Massif Central français (Lhégu et Touray 1980).

La Haute Loire

Dans la Haute Loire plusieurs filons ont été datés à 200 Ma (Joseph et al. 1973, Baubron et al. 1980 et Marcoux et al. 1990). A l'échelle du district trois stades paragénetiques ont été reconnus, le premier stade correspond aux formations à fluorine verte et violette rubanées (Fv-v), le stade à barytine-quartz et galène (Ba-Qz-Pb) et le stade à fluorine jaune et barytine (Fj-Ba) (Marcoux et al. 1990).

Le filon de Chavaniac, orienté NNE-SSW et encaissé dans un gneiss à deux micas, a été étudié par Derré et Touray (1971). Ces auteurs décrivent en plus des stades Fv-v et Fj-Ba une fluorine bleue postérieure au stade Fv-v et antérieure au stade Fj-Ba. Les inclusions fluides de

la fluorine verte et violette homogénéisent à 145°C, celles de la fluorine bleue à 132,5°C pour une salinité de 21 % pds eq. NaCl. La fluorine jaune a une température de formation de 175°C à 125°C et une salinité de 3,5 % pds eq. NaCl. L'étude de Bril (1982), confirme ces résultats et montre que les fluides chauds ont une salinité faible et que les fluides froids sont des saumures. Les deux types d'inclusions fluides pouvant coexister dans un domaine restreint, l'auteur est amené à imaginer des successions de fluides avec des compositions différentes, un modèle de mélange à deux fluides est proposé. Enfin les stades siliceux tardifs ont des âges de l'ordre de 115 Ma et sembleraient être un événement hydrothermal créacé inférieur responsable des « racines quartzеuses » observées dans les parties profondes des filons de fluorine/barytine (Marcoux et al 1990).

Le Morvan

Dans le district du Morvan deux types de gisements sont connus, les gisements stratiformes et les gisements filoniens. Nous détaillerons les gisements du Toyot et de Courcelles Fremoy pour illustrer le type stratiforme morvandiau et les gisements de Voltenne et de Maine comme exemples de gisements filoniens.

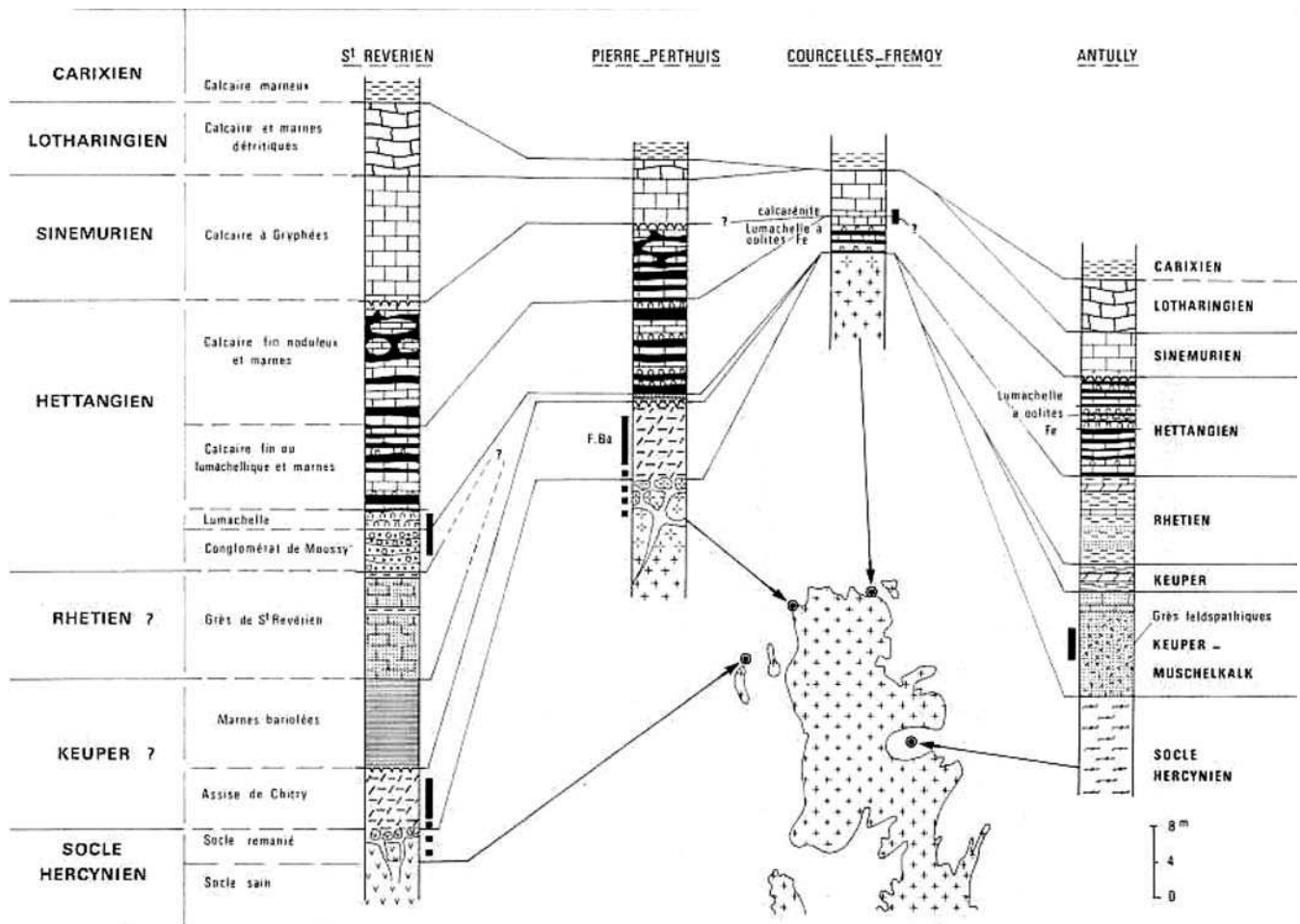


Figure 37 : Logs stratigraphiques types de la base de la couverture mézozoïque du Morvan indiquant la position des minéralisations (Soulé de Lafont et Lhégut 1980).

Les gisements stratiformes à fluorine et à barytine du Morvan sont localisés dans la couverture sédimentaire à la périphérie du socle hercynien. La couverture sédimentaire

commence par des formations triasiques transgressives sur le socle. On reconnaît à la base une formation calcaro-dolomitique appelée assise de Chitry disparaissant sur la bordure orientale du Morvan. L'étude de cette formation montre qu'il s'agit de dépôt de type Sebkhia (Soulé de Lafond et Lhégu 1980). Cette assise, est recouverte par des grès triasiques (Keuper) évoluant à l'Est en marnes bariolées. Le Lias débute par des marnes coquillères hettangiennes, et continue par le calcaire à gryphée du Sinémurien (Soulé de Lafond et Lhégu 1980). Les minéralisations connues sont associées à des niveaux silicifiés situés stratigraphiquement sous le Sinémurien (Fig. 37).

A 3 km au N de Chitry-Les-Mines (10 km au NE de St Reverien, Fig. 37), le gisement du Toyot est situé dans les dolomies de l'assise de Chitry. La succession paragenétique est décrite en 4 phases (Nigon 1988). L'âge de cette minéralisation est donnée par des galets silicifiés retrouvés au niveau des sédiments situés au dessus de l'assise de Chitry (Soulé de Lafond et Lhégu 1980).

1. Les textures de la première phase montrent une épigénie des formations carbonatés par de la fluorine I avec précipitation de carbonates et de sphalérites.
2. La phase 2 est constituée de galène, de sphalérite de barytine et de quartz. Les textures des assemblages suggèrent des phénomènes de dissolution-recristallisation lors de sa mise en place. La fluorine I recristallise en fluorine II dont les inclusions fluides indiquent une température de formation de l'ordre de 95°C (70-120°C), pour une salinité de l'ordre de 22 % pds eq. NaCl.
3. La phase 3 est constituée de quartz, de fluorine III et de pyrite. Cette phase est mise en place par dissolution / remplissage et dans des microcavités et fissures.
4. La phase 4 ne montre aucune dissolution et est exprimée dans des fissures. Les minéraux liés à cette phase sont la fluorine III et le quartz. Les inclusions de la fluorine III homogénéisent à 125°C.

Plusieurs interprétations génétiques ont été données. Davaine (1980), en se basant sur les textures et la position des minéralisations dans des paléo-dépressions, a proposé un système de formation par pédogenèse. Le socle altéré sous climat chaud libère de la silice et du fluor qui s'accumulent dans les dépressions péricontinentales ; ces solutions se seraient concentrées par évaporation. On voit qu'une telle interprétation ne peut pas s'accorder avec les données des inclusions fluides. Nigon (1988) propose un hydrothermalisme liasique, le fluor serait lié aux argiles triasiques du bassin de Paris. L'origine des fluides serait l'eau de formation de ces argiles triasiques et l'eau expulsée au cours de la compaction du bassin.

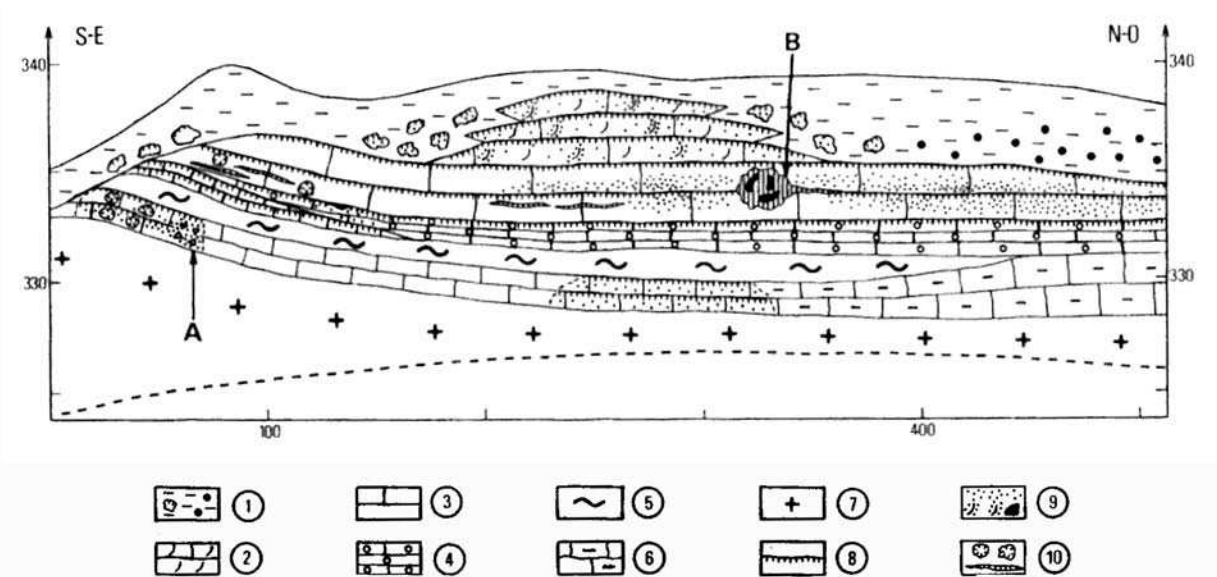
Le gisement de Courcelles Frémoy, situé dans la couverture mésozoïque du Nord du Morvan, est connu pour la fluorine, la barytine et aussi le fer. La série se compose d'un ensemble inférieur où des calcaires lumachelliques alternent avec des marnes hettangiennes. L'ensemble supérieur est constitué à la base par un calcaire ferrugineux puis d'une calcarénite à oolite suivie d'un calcaire à gryphée (Sinémurien) (Fig. 38). La minéralisation affecte tous les niveaux et principalement le calcaire lumachellique au-dessus du niveau ferrugineux. L'évolution paragenétique se décompose en trois stades :

1. Une première silicification, antérieure à la minéralisation riche en fluorine et barytine, affecte les oolithes et une partie du ciment. Cette silicification précède de peu la minéralisation à fluorine-barytine.
2. Un stade à fluorine barytine, qui présente 4 aspects texturaux avec : des filonets horizontaux inter bancs de quelques millimètres de puissance, des petites géodes de fluorines, des barytines en gerbe dans la calcarénite, des minéralisations

massives de fluorine et barytine remplissant des cavités karstiques de 2 m de hauteur.

3. Une silicification tardive

A cette séquence on peut ajouter un stade de ferruginisation. En effet Cayeux (1922) décrit la minéralisation ferrugineuse comme diminuant de haut en bas, avec de fortes teneurs en Mn dans le banc supérieur. Les oolites de la lumachelle ne sont pas de véritables oolithes dans le sens où l'on n'observe pas de structures concentriques, enfin le ciment calcaire et les autres éléments figurés sont, eux aussi, remplacés par l'hématite suggérant une épigénie de la calcite post sédimentation. On peut donc rapporter cette « hématitisation » comme un phénomène lié à la minéralisation, la position chronologique étant difficile à préciser.



Coupe géologique de la tranchée du TGV de la vallée du Serein (SE) vers Courcelles-Frémy (NO). La ligne en tiretés indique la base de la tranchée. (1) formations argileuses superficielles avec localement des pisolites ferrugineux (points noirs) ou des blocs de calcaire silicifié renfermant parfois de la barytine; (2) calcaire à gryphées (Sinémurien inférieur); (3) calcarénite (Hettangien); (4) calcaire ferrugineux (Hettangien) passant au SE à un calcaire massif; (5) niveau argilo-marneux (Hettangien); (6) calcaire lumachellique gris-bleu, avec intercalations marneuses vers le NO; (7) socle; (8) silicification; (9) barytine en gerbes disséminées, en remplissage de cavités de dissolution, massive; (10) fluorine en géodes ou en filonnets. A, brèche d'effondrement à éléments de calcaire silicifié et à ciment barytique; B, cavité de dissolution à remplissage minéralisé

Figure 38 : Coupe géologique du gisement de Courcelle Frémoy (Boirat et al. 1980).

L'ensemble des filons de Voltenne est situé dans le Morvan cristallin, dans le faisceau synclinal du Morvan, au nord du bassin permien d'Autun. Ce sont des filons orientés NNW-SSW à pendage 80 E et encaissés dans les roches volcanosédimentaires de la série du haut Morvan. Cette série se compose de roches sédimentaires détritiques (poudingues, schistes et grès) à intercalations calcaires du Viséen inf. surmontées par des roches volcaniques acides du Viséen moy. et sup.. La paragenèse présentée par Joseph (1974) a été établie sur le filon René bis. et se décompose en 4 stades :

1. Un quartz strié.
2. Une zone rubanée à quartz, fluorine violette et feldspath potassique. Les inclusions fluides mesurées dans ce stade donnent des températures d'homogénéisation de 170°C pour une salinité quasi nulle. Les datations de l'adulaire de ce stade donnent des âges entre 201-213 Ma (Joseph et al. 1973).

3. Une zone à fluorine verte et quartz, les inclusions fluides de la fluorine verte ont des températures d'homogénéisation de l'ordre de 140°C pour une salinité quasi nulle.
4. Le quatrième stade commence par un quartz rouille, suivi par de la fluorine jaune associée à des sulfures (dont pyrite, bravoïte, sphalérite, chalcoppyrite, galène) et à de l'hématite. Cette phase finit par la cristallisation de barytine, quartz, chalcoppyrite, galène, pyrite et marcasite. Les inclusions fluides de la fluorine jaune ont des températures d'homogénéisation de 110°C avec une salinité de l'ordre de 14 % pds eq. NaCl.

Cette succession est regroupée par Joseph (1974) en un stade précoce (1,2,3), suivi d'un stade tardif (4) que nous appellerons respectivement stade Fv-v et stade Fj-Ba en référence à la classification modifiée de Lhégu et al. (1982). Joseph (1974) interprète ce filon comme un équivalent profond des gisements stratiformes de la périphérie du Morvan, et suppose des processus de minéralisation « per ascensum » au cours de la réactivation d'anciennes structures tectoniques.

Le gisement de Maine NE-SW a un pendage moyen de 80°E et est aussi encaissé dans la série du haut Morvan. Joseph distingue cinq stades paragenétiques :

1. Un stade à quartz et sulfures (chalcoppyrite, cuivres gris, pyrite, galène, sphalérite)
2. Un stade à « formation blanche » à sphalérite, fluorine blanche, galène, barytine, fluorine verte. Les températures d'homogénéisation de la fluorine blanche sont situées entre 140°C et 160°C pour une salinité de 5 % pds Eq. NaCl.
3. Un stade à « formation verte » à quartz, fluorine verte et violette, la fluorine verte ayant des températures d'homogénéisation similaires à la formation précédente.
4. Une brèche siliceuse à quartz calcédonieux.
5. Un stade appelé « fluorine en colonne ». Ce stade débute par un sédiment gris (fluorine, argile et quartz cimentant des éléments détritiques variés : fluorines, tuf, schistes, charbon). Puis il se poursuit par une fluorine en colonne cristallisant dans des fissures, de la barytine et enfin par une association fluorine, barytine, pyrite. Les inclusions fluides de la fluorine en colonne indiquent qu'il s'agit de fluorine formée à partir d'un fluide à 90°C avec une salinité très faible.

Cette succession est aussi regroupée en un terme précoce (1,2,3) et un tardif (4,5). Mais ces deux termes se corrélaient relativement mal avec les données des inclusions fluides et la minéralogie du filon de Voltenne. Jébrak (1983) observe des similitudes entre Maine et les filons à « formation blanche » des Vosges méridionales. Les remplissages filoniens et les spectres des lanthanides étant corrélables il en déduit une origine commune. La structure des filons vosgiens montre qu'ils sont postérieurs aux cisaillements stéphano-autuniens, et ne recourent pas les formations du Trias. Seul le Buntsandstein est recoupé par des filonets quartzeux de remobilisation. Jébrak (1983) propose alors un âge permo-triasique. La position de ces filons en bordure des bassins permien lui permet de proposer une activité hydrothermale au Permien sup. qui serait liée à la remontée des isothermes lors d'un amincissement crustal à proximité des bassins.

En conclusion on peut dire que dans le Morvan deux phases de minéralisation sont mises en évidence : l'une, permienne, liée aux « formations blanches » ; l'autre, liasique, qui concerne les filons à paragenèse de type Fv-v, Fj-Ba et les gisements stratiformes. Tous ces gisements auraient une origine hydrothermale.

Le district de la Marche

Rappelons que le gisement du Bernardan a été étudié dans la partie consacrée aux gisements d'Uranium. Il est situé au niveau des épi-syénites du granite à deux micas de St Sulpice-Les-Feuilles. Une partie du remplissage est à dolomite, antozonite, fluorine jaune barytine et goethite, donc ce gisement fait partie des formations à F, Ba, Fe.

Le gisement de Chaillac a été présenté dans le Chapitre I.2 ainsi qu'un modèle génétique étendu à l'échelle de la Marche. Dans cette partie nous présentons les autres gîtes de la Marche.

Le gisement de la Charbonnière est situé au SW de Chaillac et à l'E du Bernardan : c'est un filon à fluorine majoritaire, orienté N, N20 avec un pendage moyen de 64° E. Deux remplissages types ont été reconnus, « la formation verte ou violette rubanée et à fluorine zonée », « la formation à fluorine noire ». Ces deux formations sont portées par des structures différentes à la surface qui s'interconnectent à partir du niveau -30m. Les paragenèses décrites par Yaman (1977) se décomposent en 5 stades.

Les trois premiers sont décrits dans « la formation verte ou violette rubanée et à fluorine zonée ».

1. Calcédoine puis quartz.
 2. Fluorine rubanée (alternance de fluorine verte ou blanche et de quartz déposés en plusieurs microstades). Les inclusions fluides homogénéisent à une température de 130°C et ont une salinité de 1,7 % pds Eq. NaCl.
 3. Fluorine zonée (verte ou violette située au toit de la minéralisation) et quartz, barytine très tardive en géode. De même que pour le stade précédent les inclusions fluides homogénéisent à 125°C pour une salinité quasi nulle.
- Les quatre stades suivants sont décrits dans « la formation à fluorine noire ».
4. Fluorine noire (antozonite) et sulfures nombreux (pyrite marcasite), fluorine jaune. Les inclusions fluides de la fluorine jaune homogénéisent à 85°C et ont une salinité de 14 % pds eq. NaCl.
 5. Fluorine noire, fluorine « sédimentée », barytine, calcédoine.

On peut supposer que la barytine tardive du stade 3 est contemporaine de celle du stade 5 et l'on retrouve une décomposition en deux stades majeurs, Fv-v et Fj-Ba.

Le gisement du Châtenet est situé à l'est de Chaillac, au nord du filon de la Charbonnière. Il s'agit d'un filon, N15 à pendage 60W, encaissé dans la granodiorite de la Bergerie. La succession paragenétique n'est pas très claire. Il semble que comme pour la Charbonnière il y ait deux types principaux : la formation 1 au mur et la formation 1bis au toit, à moins qu'il ne s'agisse d'un remplissage symétrique avec au centre une formation hydrothermale difficile à déterminer. La fluorine est toujours accompagnée de calcédoine, les autres minéraux sont très peu fréquents et disséminés en mouches microscopiques, deux faciès sont distingués, l'un rubané, l'autre bréchiq ue au centre. Le faciès rubané se compose de fluorine verte, violette et jaune de quartz et d'adulaire. Ce dernier a été daté à 201, 206 Ma (Baubron et al. 1980). Les inclusions fluides de la fluorine rubanée ont des températures d'homogénéisation de l'ordre de 145°C avec une salinité de 1,5 % pds eq. NaCl, et donc le remplissage peut être rattaché au stade Fv-v.

Les formations de la Châtre dites « Quartz carié », situées à l'ouest de Chaillac, au niveau des formations sédimentaires du bassin de Paris, sont issues de la silicification de bancs dolomitiques triaso-hettangiens. Cette formation, en amas lenticulaires silicifiés, contient localement de la barytine, de la fluorine en filonnet, de la galène, de la sphalérite et

des oxydes de fer. Seul le Triaso-Hettangien est affecté, la mise en place est donc supposée hettangienne. La minéralisation se serait effectuée en deux temps avec tout d'abord une silicification et un remplissage des fissures préexistantes, puis une dessilification. L'origine de cette minéralisation serait une diagenèse précoce (Deurbergue 1985). Philippon (1982) observe que le quartz carié se situe sur les hauts fonds hettangiens et suppose un contrôle structural de la paléogéographie elle-même responsable des minéralisations. En s'inspirant des travaux de Davaine (1980) sur l'assise de Chitry, il propose une formation par altération pédogénétique du socle et dépôt dans des pièges sédimentaires.

2.4.5 Synthèse sur les gisements du Nord du Massif Central

Les gisements à Fv-v Fj-Ba sont situés principalement au Nord du Massif Central. Diverses interprétations ont été proposées, les mieux argumentées sont celles qui se sont basées sur des modèles hydrothermaux. En effets les températures mesurées dans les inclusions fluides ne permettent pas d'envisager de simples processus de surface ou de sub-surface. Pour les filons liasiques deux paragenèses types se succèdent la première à fluorine verte et violette, Fv-v associée a des fluides chauds peu salés et une seconde à fluorine jaune et barytine (Fj-Ba) liée à des saumures plus froides. Dans les gisements stratiforme la minéralogie et les inclusions fluides rappellent les formations Fj-Ba décrites dans les filons.

Enfin si l'on compare les données métallogéniques du nord du Massif Central avec celles du sud, la phase liasique semble être à l'origine des remobilisations de l'uranium (Lodève, Bernardan). Les minéralisations à Fv-v, Fj-Ba, et les silicifications du nord sont clairement Liasique, alors qu'au sud les âges de filons à sidérite sphalérite et Fb-sid sont toujours incertains. Enfin au nord il n'y a pas de minéralisation à Pb Zn comparable à celles du sud, alors que des gisements antécambriens à Pb-Zn sont connus notamment dans le plateau d'Aigurande à Mont Marçon (Ahmadzadeh et Petitpierre 1984).

IV Géologie du bassin hettangien de Chaillac

Dans la région de la Marche, l'Hettangien est situé dans une série de bassins discontinus formés sur des failles N-S. On reconnaît d'Est en Ouest les bassins de La Châtre, de Cluis et de Chaillac (Blouin et Pellaton 1967). Ce dernier est limité à l'Est par une faille N15 et disparaît au Nord sous la couverture sinémurienne. Dans ce bassin, l'Hettangien est constitué de formations silicoclastiques avec une épaisseur moyenne d'une quinzaine de mètres, diminuant à l'Ouest jusqu'à la disparition de la formation.

La lentille d'Hettangien située au sud du bassin de Chaillac contient trois minéralisations avec, au nord le gisement filonien du Rossignol et le gisement stratiforme des Redoutières et, au Sud, le gisement de la Raillerie. On regroupe sous le nom de gisement des Redoutières la carrière des Redoutières et la carrière Nord. C'est dans cette lentille hettangienne que le socle et le sédiment ont pu être observés avec le plus de détails.

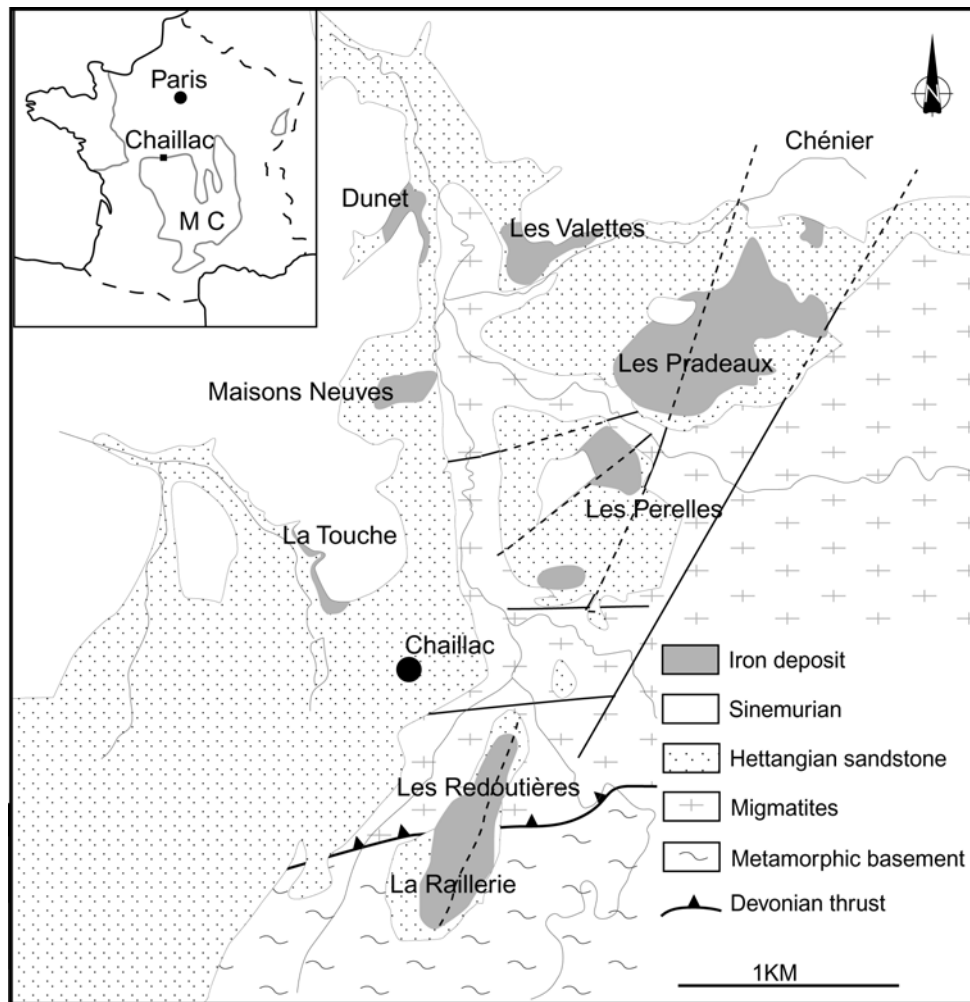


Figure 39 : Carte du bassin hettangien de Chaillac, synthèse d'après les données de cette étude et les données de Ziserman (1980).

1 Le socle

Le socle est constitué de deux parties (Fig. 39). Au Nord, c'est une migmatite rattachée à l'unité des Migmatites de Pin-Villechiron chevauchant un micaschiste de l'unité de Dun-Gargillesse. Les migmatites sont constituées de quartz, de biotites, de feldspaths. Le socle est structuré par deux réseaux de failles orientés N15 et E-W. Parmi les failles N15, la plus visible est celle bordant l'Est du bassin (les Pérelles, les Pradeaux). Elle a un jeu normal abaissant le panneau W. Les autres failles N15 décrites au niveau des gisements montrent des jeux identiques (La Raillerie, les Pradeaux). Le jeu syn-sédimentaire a provoqué un fort taux de sédimentation dans les zones en dépressions et est sans doute à l'origine du bassin. Les failles E-W de moindre importance ont, elles aussi, un jeu normal abaissant les panneaux nord. La conjugaison de ces deux jeux a conduit à la formation d'une pente moyenne vers le NW.

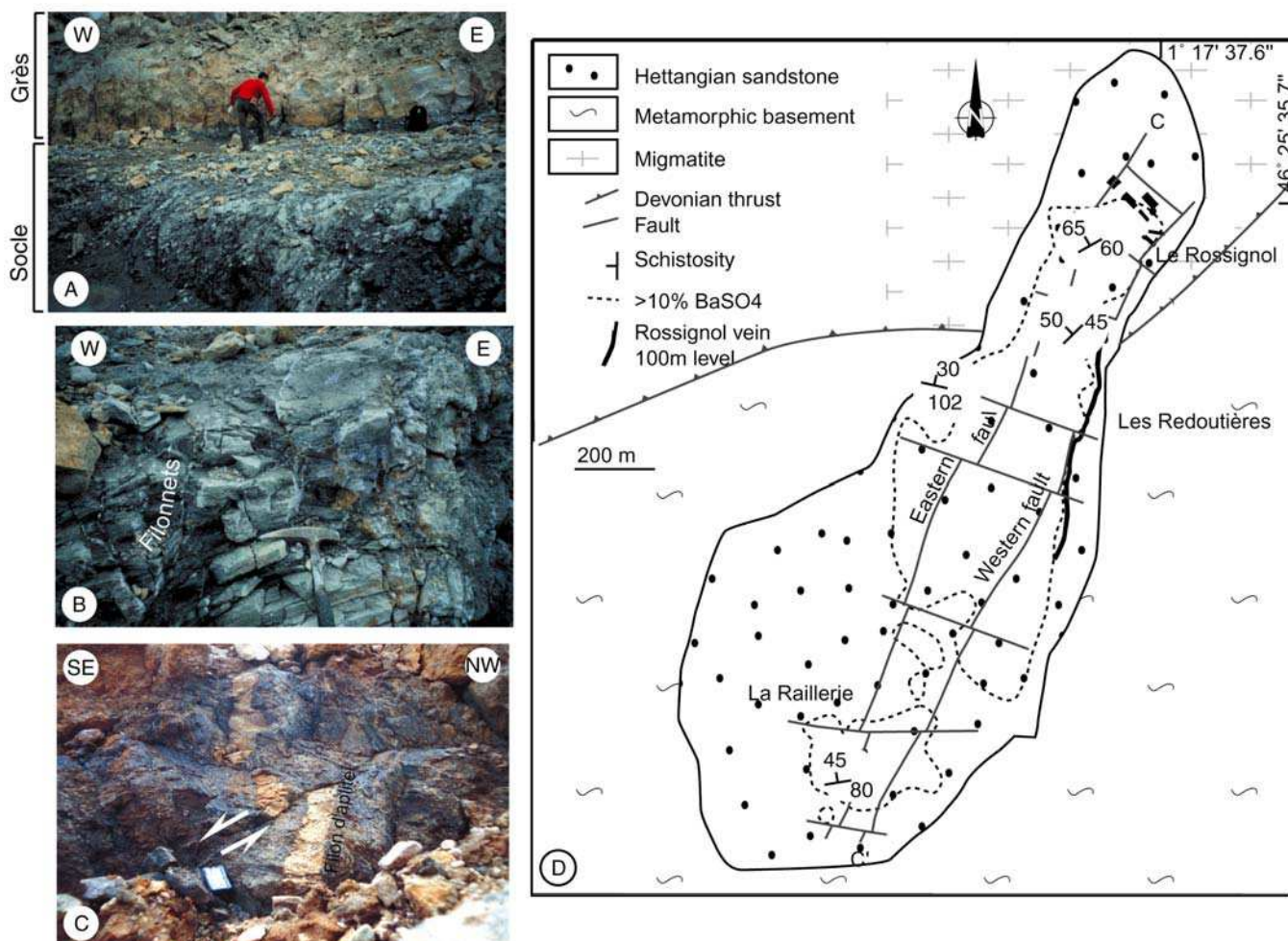


Figure 40 : Structure du socle au niveau la lentille hettangienne au Sud du bassin de Chaillac. (A) Contact entre l'Hettangien et le socle mica-schisteux (Redoutières), (B) ce dernier est recoupé par de fines résilles de kaolinite et de fluorine (Redoutières) et (C) par des filons d'aprites (Carrière Nord). (D) L'orientation de la schistosité du socle varie du nord au sud.

Au niveau de la lentille sud la transgression de l'Hettangien sur le socle est très nette (Fig. 40A). Le socle est constitué de micaschistes à biotite chlorite (Fig. 40B), recoupés par des filons d'aprites (Fig. 40C). La schistosité a une orientation qui varie du Sud au Nord, passant d'une orientation E-W au Sud à NE-SW au Nord (Fig. 40D). Ce changement

d'orientation est visible sur la zone de transition, entre les micaschistes de l'unité de Dun Gargillesse et les Migmatites Nord. Cette dernière formation n'a pas été observée au niveau de la carrière Nord, cette transition est pourtant mentionnée sur la carte géologique au 1/50 000° (Bogdanof et al. 1989). Une interprétation sur les isohypses du toit du socle a permis de mettre en évidence des structures cassantes N15 et N105, l'une d'elles a pu être observée au niveau de la carrière Nord. Les structures N 15 sont parallèles au filon du Rossignol.

En dehors du filon du Rossignol le socle est stérile aux Redoutières et seules de fines résilles à kaolinite et fluorine ont été observées à proximité des plateures.

Le socle de la Raillerie est minéralisé dans sa partie superficielle (Fig. 50C). En profondeur ce socle correspond à un micaschiste relativement sain, constitué de quartz, de feldspaths et de biotites chloritisées (Figs. 50A, 50B). Près de la surface, il montre une altération avec une argilisation intense (2-3m à partir du contact avec le sédiment). Il prend alors une teinte rouge lie de vin et est parcouru de fines fissures d'argiles blanches et de filonnets de barytine. Les analyses de diffractions X ont montré qu'il s'agissait de kaolinite. Deux types de fracturations peuvent être distingués : une fracturation minéralisée par de la barytine (et fluorine) et une fracturation stérile à remplissage sableux (Fig. 75). Les fractures sableuses ont une puissance de 0,3 à 1 m et une profondeur relativement importante puisqu'elles ont été retrouvées par sondage à 7 m sous la discordance socle-couverture. Elles sont présentes en plusieurs endroits dans l'unité des micaschistes et montrent une orientation générale N-S. De telles fissures ont été décrites dans le bassin de Saar-Nahe au SW de l'Allemagne et sont interprétées en terme d'extension tectonique (Stollofen, 1998). Ici l'extension serait donc E-W.

2 Le sédiment

Le sédiment hettangien est constitué d'alternances de sables plus ou moins fins et d'argiles. La carte des isopaques permet de voir que l'épaisseur des sédiments augmente du SW vers le NW (Ziserman, 1980). Ces données combinées avec la topographie du socle permettent de reconstituer les paléovallées et donc les axes de transports sédimentaires hettangiens. Deux branches ont été identifiées : la première N-S (Chaillac, Dunet) rejoint une seconde branche E-W au niveau de Dunet (les Pradeaux, Dunet) (Fig. 41). Localement, près des zones minéralisées, les sables passent à des grès à ciment de fluorine, barytine et goëthite.

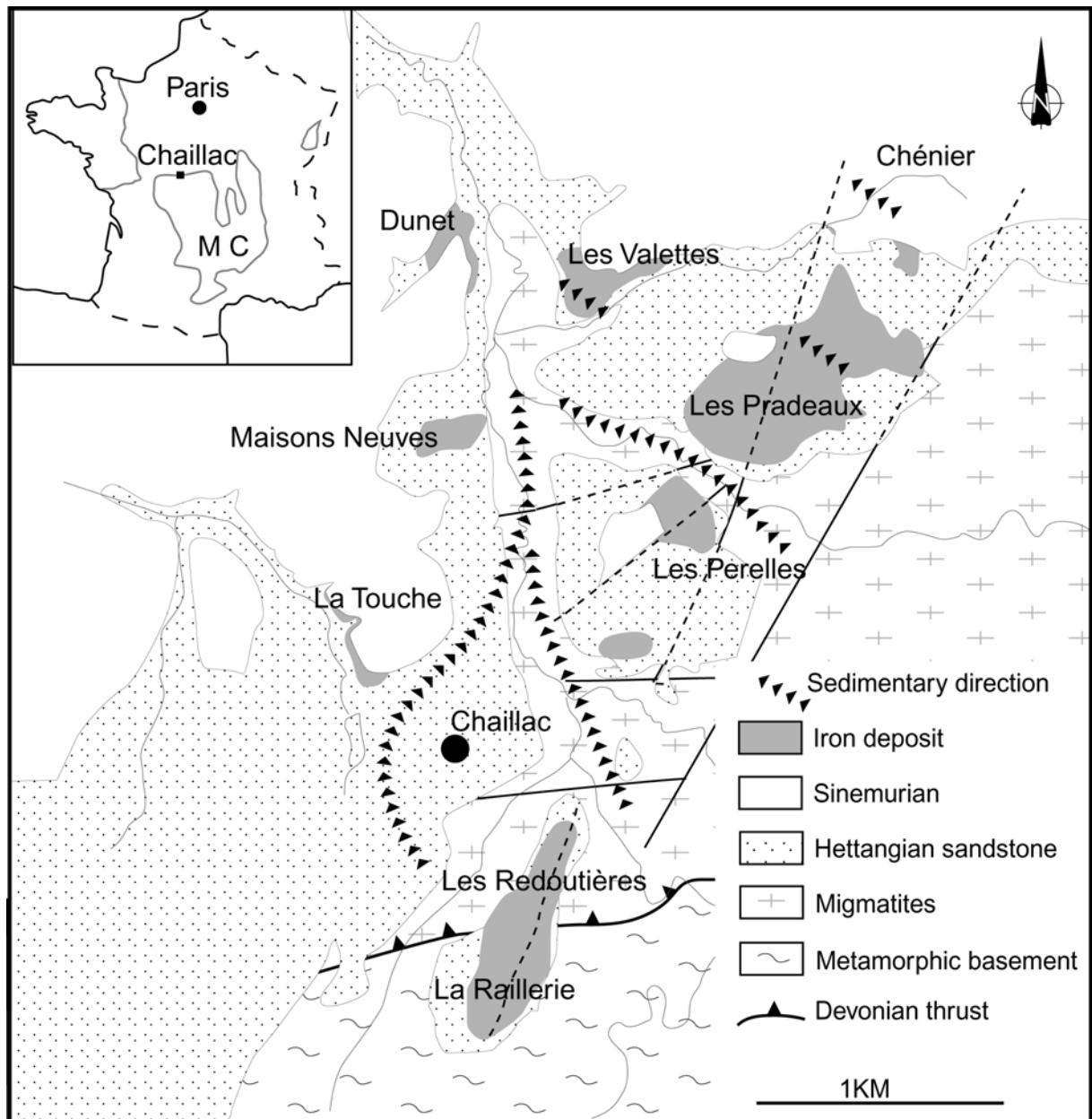


Figure 41 : Carte des directions sédimentaires hettangiennes (d'après Ziserman 1980).

Sur le socle repose en discordance une formation détritique avec d'importantes variations de faciès. Le sable est meuble ou cimenté par la minéralisation. Les éléments sont constitués de fragments de schistes, de quartz anguleux poly-cristallins à extinction roulante, de muscovite de taille millimétrique à centimétrique et de feldspaths altérés. Ce sable passe localement à une composition arkosique alors que la muscovite est toujours en faible quantité (<5%). La texture des quartz et la minéralogie des sables sont caractéristiques d'un sédiment peu mature, déposé à proximité des roches à partir desquelles se sont formés ces sédiments.

Les précédents auteurs avaient proposé de diviser la stratigraphie de la lentille hettangienne en trois niveaux : un grès de base, un intercalaire argileux et un complexe ferrobarytique.

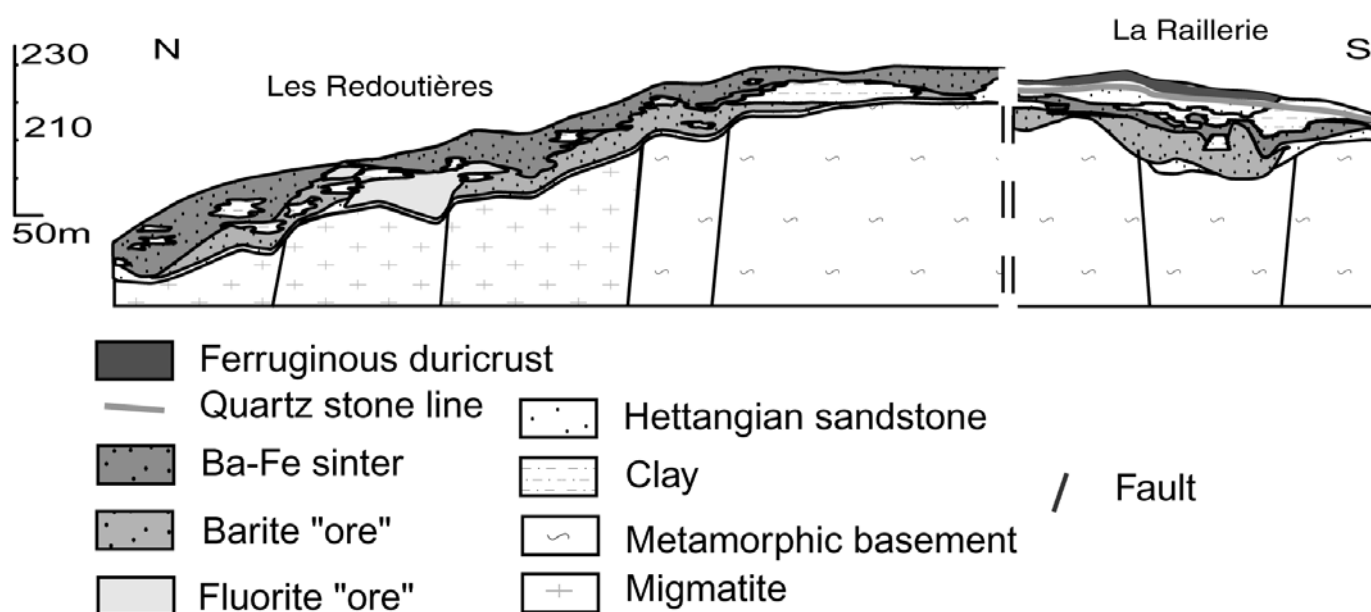


Figure 42 : Coupe N-S de la lentille hettangienne.

Les deux premiers termes seront abandonnés, puisque les grès montrent de nombreux passages à des argiles-silteuses et donc ne constituent pas un niveau régulier (Fig. 45A). De plus cette appellation ne permet pas de faire de distinction entre les formations de base et les formations de couleur jaune situées au-dessus des gisements. De même nous voyons sur la coupe N-S (Fig. 42) que l'existence d'un intercalaire argileux au-dessus des grès de base n'est vraie que localement. Nous proposons d'abandonner la division stratigraphique précédemment employée pour une nouvelle division corrélable à l'échelle de la lentille hettangienne (Fig. 43). Nous utiliserons les termes niveau blanc et niveau jaune.

Le niveau blanc est caractérisé par un grès à ciment de barytine et de fluorine passant latéralement à des niveaux argilosilteux grisâtres (Figs. 45A 45B, et 45D). La formation blanche reprend en fait le terme de « grès de base » employé par Ninkovic (1961) et Ziserman (1980).

Le niveau jaune comprend les grès ferrugineux hettangiens rouges, à ciment goëthitique, situés au-dessus et les sables de couleur jaune vif, à grain de goëthite, avec des passages latéraux à des argiles bariolées blanches et rouges (Fig. 43). Ces niveaux, liés aux minéralisations hettangiennes (Figs. 45B, 46A et 46B) du bassin de Chaillac, peuvent être corrélés entre les gisements du bassin mais ne constituent pas une référence stratigraphique régionale.

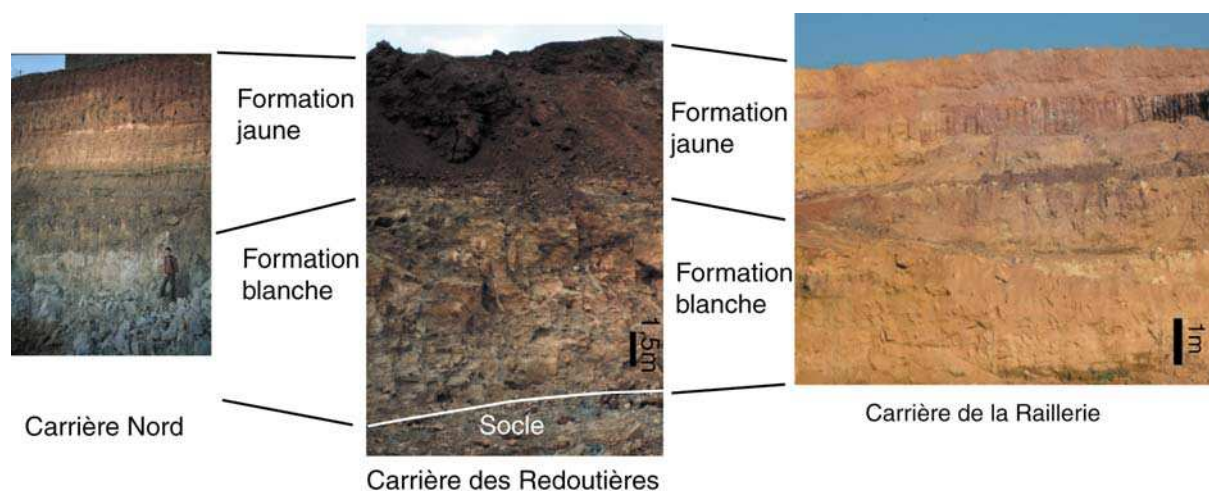


Figure 43 : Proposition d'un nouveau découpage stratigraphique au niveau de la lentille ferrugineuse des Redoutières.

2.1 La formation blanche

Cette formation est constituée de bancs gréseux à stratifications obliques cimentés par de la barytine. Des observations de détails ont été réalisées aux Redoutières et à la Raillerie.

Au niveau des **Redoutières** et de la carrière nord on observe, dans cette formation, des bancs séparés par de fins inter-bancs argileux (Fig. 45C). Dans ces bancs, le litage oblique est orienté N120, 20NE avec des granoclassements normaux. Les lits les plus fins portent des débris charbonneux et, à la base des bancs, des branchages fossiles ont été observés (Fig. 46C). Ces branches sont épigénétiées par de la barytine, ou sous forme de reliques charbonneuses (inertinite) et montrent des structures de tissus de végétaux supérieurs (Fig. 46C, 46D et 46F). Des mesures statistiques sur les épaisseurs et les orientations ont donné une épaisseur moyenne de 4,5 cm et une orientation moyenne N 30° (24 mesures) (Fig. 44). L'orientation des branchages est interprétée comme le résultat d'un transport puis d'un dépôt en embâcle au niveau d'un chenal. Une direction d'écoulement du paléo-chenal peut alors être déduite de la perpendiculaire à la direction des branchages, (communication orale d'Emmanuelle Gautier). Les stratifications obliques ont donc une direction parallèle au sens du courant, suggérant une formation du banc de sable par accumulation latérale. Ces bancs gréseux massifs passent à des lentilles de sédiments fins composés de siltites faiblement argileuses avec de fins débris charbonneux (Fig. 45D). Les niveaux silto-argileux meubles ont des stratifications obliques orientées N95E 20N. Les siltites analysées par diffraction X montrent des spectres de quartz et de kaolinite. Enfin dans ces niveaux meubles on trouve des rosettes de barytine (Fig. 46B).

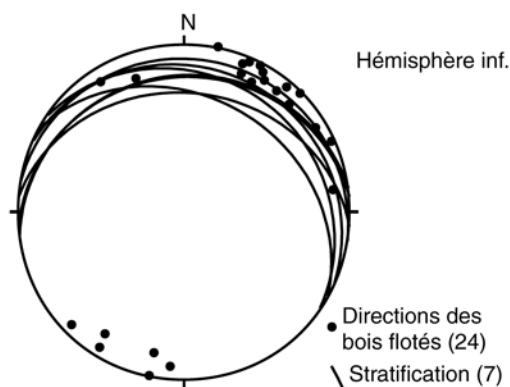


Figure 44 : Stéréographe montrant l'orientation des branchages et des stratifications obliques au niveau d'un chenal de la carrière Nord (Fig. 45C)

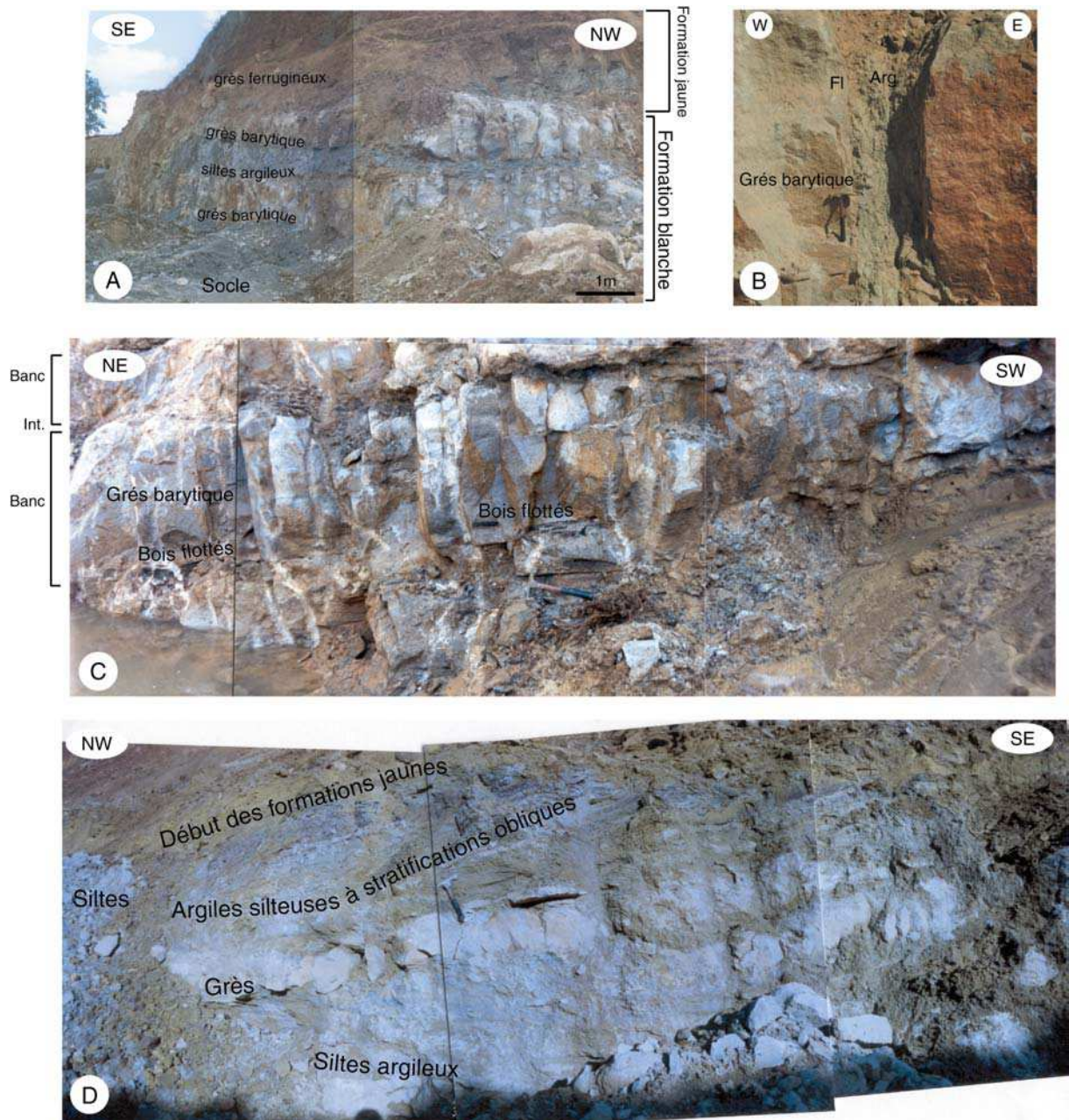


Figure 45 : Détails de la formation blanche. (A) Variation de latérale de faciès (carrière nord), (B) grès fluoré (Redoutières), (C) bancs de grès massif avec, à la base, des dépôts de branchages (carrière Nord), (D) niveaux silteux à stratifications obliques (carrière Nord).

Ces structures sédimentaires à fortes variations latérales de faciès rappellent un système fluvial. Ces passages rapides à des granulométries plus fines s'expliquent par l'instabilité des rivières qui, accumulant des sédiments, surélèvent leur niveau puis changent de lit. Les lentilles de sédiments fins seraient alors des niveaux de plaines d'inondations (Collinson et Lewin 1983). Ces interprétations confirment un environnement sédimentaire de type continental décrit par Chateauneuf (1980).

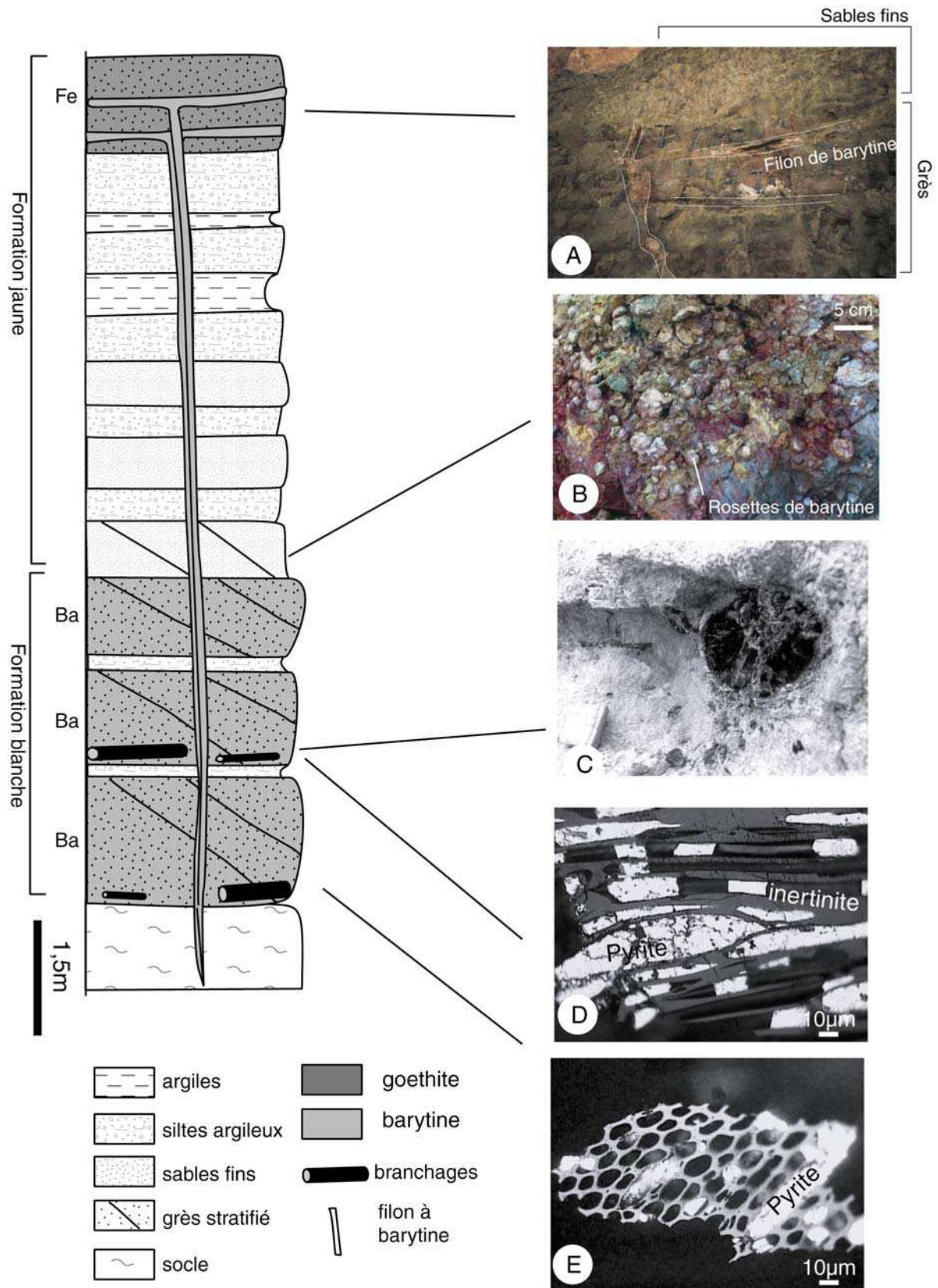


Figure 46 : Log stratigraphique levé dans la carrière Nord. (A) formation jaune minéralisée par des filonnets de barytine. (B) Rosettes de barytine formées dans les niveaux sito-argileux du toit de la formation blanche. (C) Tronc partiellement épigénitisé par de la barytine, (D) coupe longitudinale dans les structures ligneuses et (E) coupe transversale.

Dans la carrière de **la Raillerie**, la formation blanche est constituée d'un grès grossier avec des stratifications obliques orientées N0-20W. Dans les passées plus grossières, des fragments de socle, des galets de quartz, de calcédoine et de barytine ont été observés (Fig. 50 D). Les mesures de directions étant difficiles à réaliser sur les galets en place, les pitchs (23 mesures) ont été mesurés sur une coupe N43-68W et une coupe verticale N133 ; une orientation moyenne N40-35SE a pu être déterminée (Fig 47). Celle-ci suggère un sens d'écoulement N310E.

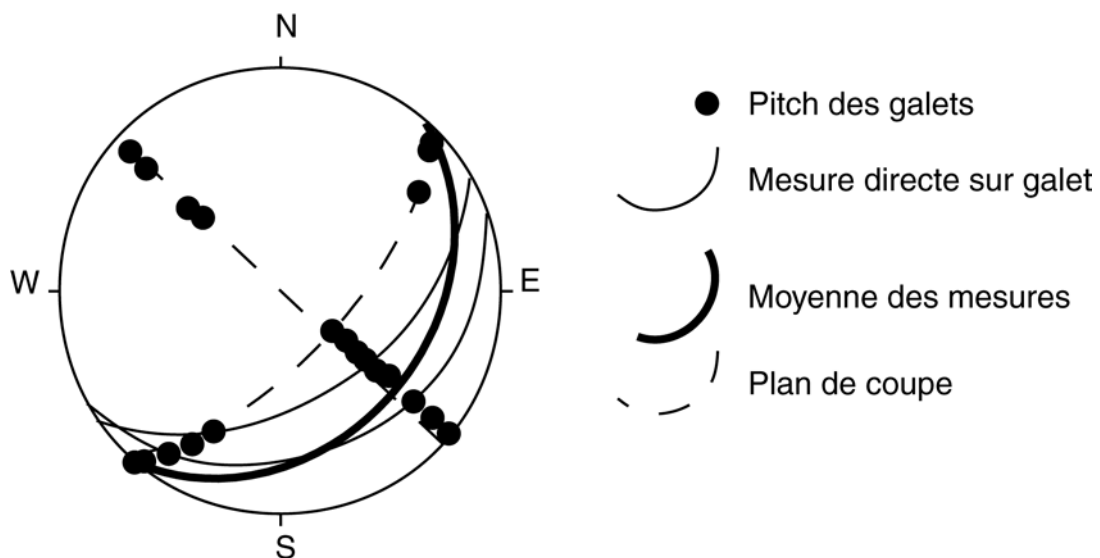


Figure 47 : Stéréogramme permettant la reconstitution de l'orientation des galets en utilisant deux plans de coupe.

Les galets ont deux types de textures. La première correspond à une texture de grès barytique et la seconde, celle majoritaire, montre qu'il s'agit de rubans de barytine fracturés rappelant la texture du faciès Redoutières (Figs. 50E, 50F, et chapitre V.2). L'étude de la géométrie de ces galets a permis de donner les dimensions moyennes reportées dans le tableau 1. La distribution de la longueur L de ces galets suit une loi fractale de dimension 1,4 et suggère une fracturation relativement intense (Fig. 48A). Ceci peut être interprété comme la combinaison de deux facteurs avec d'une part la force des courants, et d'autre part la faible résistance mécanique de la barytine.

	L (cm)	l (cm)	e (cm)	AC (cm)	r (cm)
Moy.	2,2	1,6	0,7	1,3	0,4
σ	1,8	1,3	0,5	1,1	0,5

Tableau 1 : Dimensions moyennes des galets de barytine. L longueur, l largeur, e épaisseur, AC asymétrie définie par Cailleux (1947), Moy. Moyenne, σ écart type (53 mesures).

Dans ce niveau, une étude granulométrique complète a été faite sur les sables. Cependant, l'utilisation d'une méthode granulométrique classique est délicate à mettre en œuvre dans ces niveaux à cause du ciment barytique. Celui-ci ne pouvant être attaqué

chimiquement, le sable a été séparé du ciment par désagrégation mécanique ménagée. Les granulométries fines ne pouvant être séparées des fragments de ciment barytique. Les échantillons étudiés étant ceux provenant des bancs de grès grossiers contenant les galets de barytine. Dans ces bancs les fractions fines ont donc pu être négligées. Cette étude a été réalisée à partir d'un bloc de grès. Après désagrégation, les galets ont été étudiés suivant la méthode proposée par Cailleux (1947) et les sables par tamisage selon la méthode présentée par Rivière (1977).

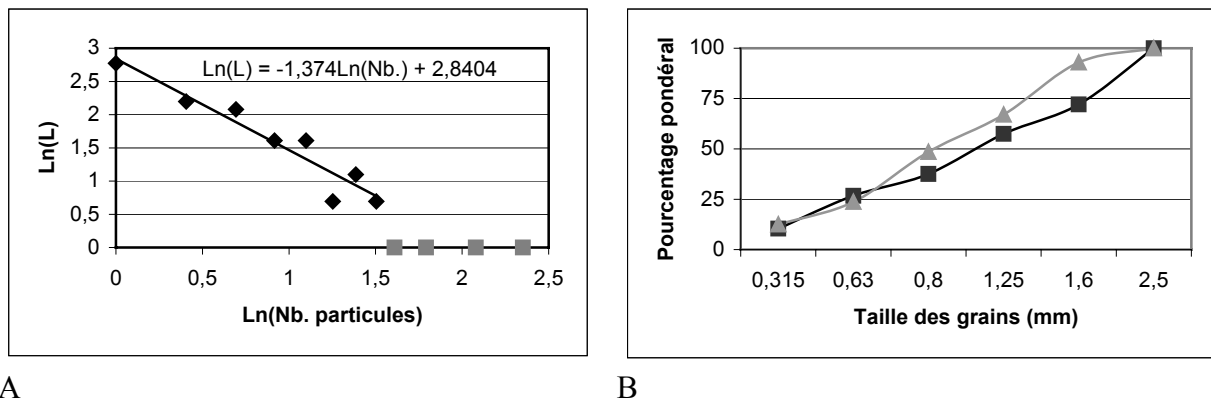


Figure 48 : Granulométrie des galets de barytine et des grès. (A) Distribution de la longueur L (cm) des galets de barytine. (B) Courbes granulométriques cumulatives du banc de sable contenant ces galets.

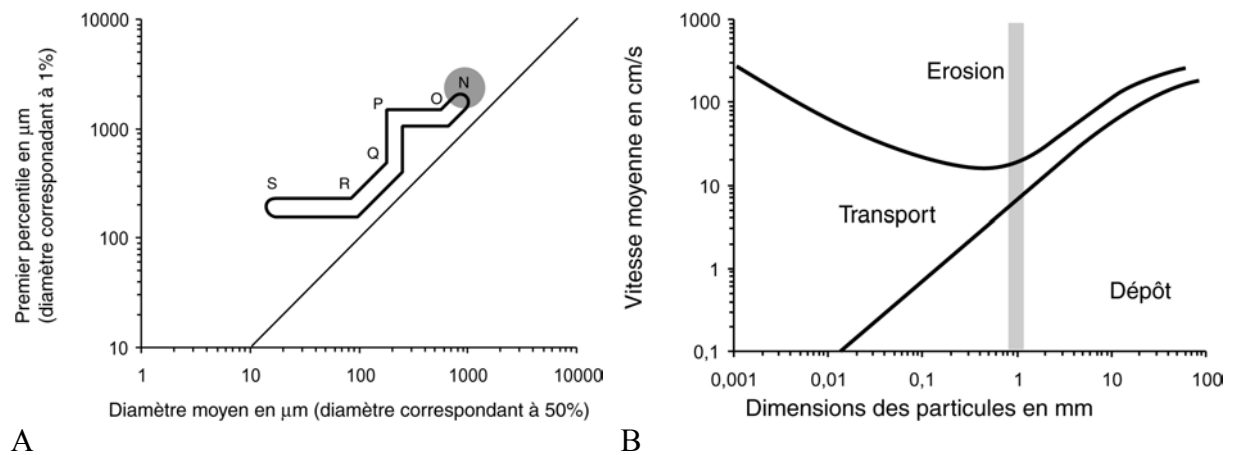
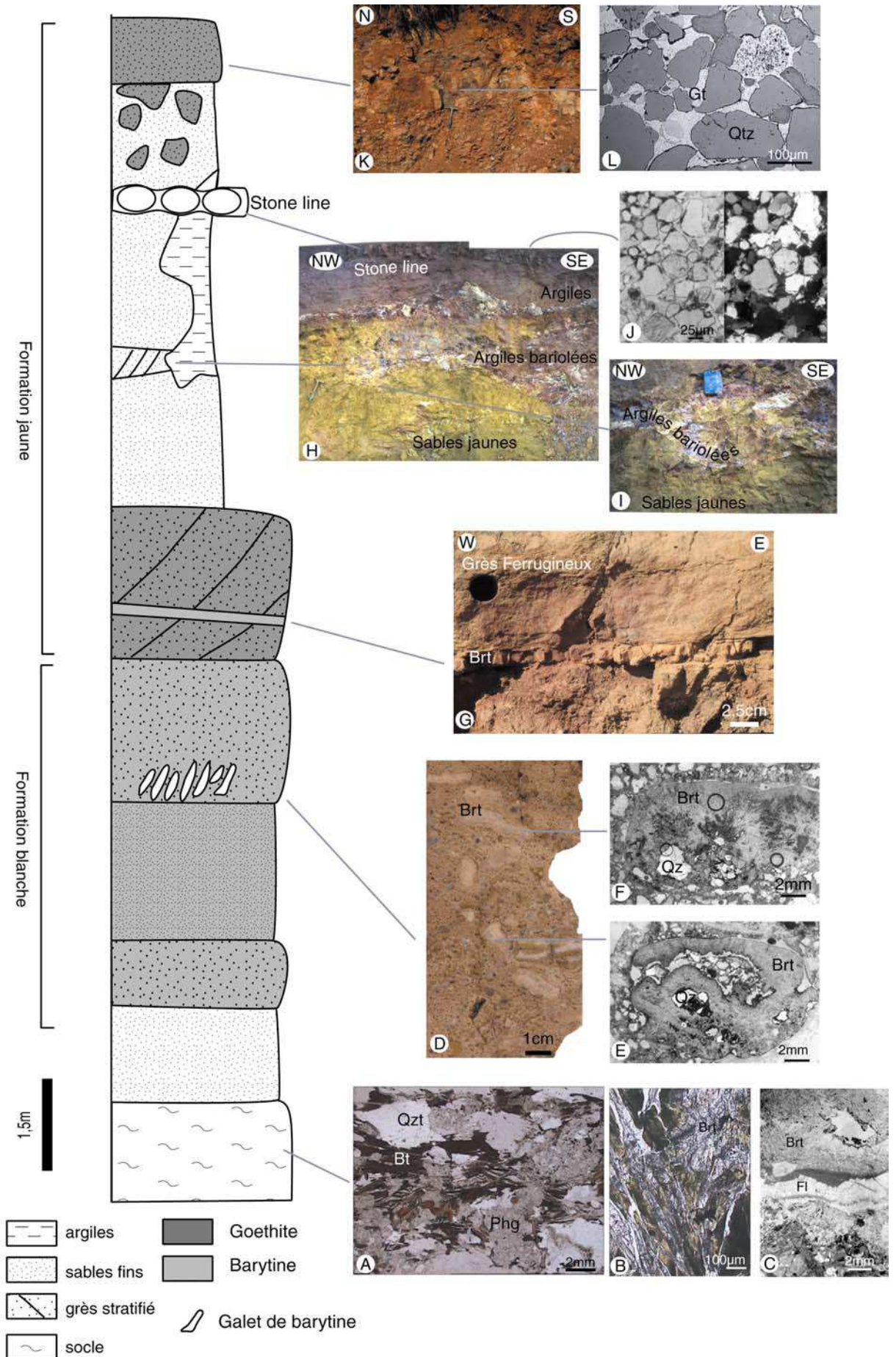


Figure 49: Diagramme caractérisant le milieu de dépôt des sables de La Raillerie. (A) Diagramme médiane / premier percentile (Passéga 1964). En gris : zone des sables du banc contenant les galets de barytine. SR dépôts de suspensions homogènes, RQ dépôts de suspensions "gradées", QP dépôts de suspensions "gradées" et de roulements, PO dépôts de roulements et de suspensions "gradées", ON dépôts de roulement. (B) Courbes montrant l'érosion, le transport et la sédimentation en fonction du diamètre des particules et des vitesses de courants (Hjülstrom 1939). La zone en grisé montre la moyenne granulométrique des sables du banc contenant les galets de barytine.

La granulométrie du sable a été réalisée sur deux échantillons et les fractions inférieures à 0,315 mm ont été négligées. Les distributions sont relativement proches et montrent une médiane à environ 1 mm et un premier centile (dimension supérieure des 99% de la masse du sédiment) autour de 2,5 mm (Fig. 48B et Annexe 2). Ces valeurs, replacées dans le diagramme de Passega (1964), montrent qu'il s'agit de sédiments roulés situés sur des dunes hydrauliques correspondant à des sommets de bancs sous-aquatiques de haute énergie (Fig. 49A). Enfin, pour ces fragments grossiers, le diagramme de Hjülstrom (1939) montre que le passage du domaine érosif au domaine de dépôt est rapide. La phase de transport de ce sédiment a donc été très réduite, les éléments sont sub en place (Fig. 49B).

La combinaison des données sur les galets et la granulométrie des sables suggèrent deux phénomènes. Un premier phénomène d'érosion où, à l'occasion de courants très forts, un sinter à barytine est érodé. Les possibilités de transport étant très faibles pour ces sédiments grossiers, ceux-ci sont déposés dès que les courants ont une vitesse plus réduite. Les galets de barytine sont considérés comme sub en place. Puisqu'ils sont cimentés par de la barytine nous proposons un synchronisme entre l'événement hydrothermal à barytine et la sédimentation hettangienne.

Page suivante figure 50 : Log stratigraphique résumant les formations de La Raillerie. Le socle est composé (A) d'un micaschiste dont (B) les biotites sont altérées en chlorite à proximité (C) des filonnets de barytine et de fluorine. Près du socle, dans un banc de grès grossier de la formation blanche, (D) des galets sont orientés N40-35SE, les textures (E) et (F) rappellent les formations de travertin des Redoutières. La formation jaune débute par un ciment de goëthite contenant des niveaux (G) de travertin à barytine. (H) Les sables jaunes passent latéralement à des argiles bariolées blanches et rouges. Dans cette formation, (I) des structures en auges sont observables à la base des bancs. Près de la surface on retrouve (J) un horizon de reprécipitation de la silice en nourrissage des grains préexistants (photo en lumière polarisée et en lumière polarisée analysée). La duricrust (K) située au sommet du profil d'altération est un niveau (L) constitué de quartz et de grains de goëthite cimenté par une goëthite massive.



2.2 La formation jaune

Elle se situe au-dessus du niveau sédimentaire cimenté par la fluorine et / ou la barytine et généralement elle débute par un grès à ciment goëthitique rouge. Au-dessus de ce grès la couleur jaune des sables est donnée par un enrichissement du sable en goëthite, celui-ci est parfois appelé « sable jaune moutarde » (Dubois 1994). De même les lentilles silto argileuses prennent des teintes bariolées blanches et rouges. L'apparition de ce niveau, enrichi en goëthite détritique, succède donc à l'apparition d'un niveau où le ciment hydrothermal est riche en goëthite. Cette formation a été plus particulièrement détaillée au niveau de la carrière de la Raillerie.

Au niveau de la Raillerie la formation débute par un grès ferrugineux avec de la barytine en mouche et en ruban (Fig. 50G) rappelant le sinter des Redoutières (Chapitre V). Cette formation se poursuit par un sable riche en goëthite détritique alternant avec des argiles bariolées (Fig. 50H). A la base du banc, les niveaux les plus grossiers sont constitués de microconglomérats avec des stratifications obliques N35-25 NW. La transition avec les argiles bariolées est progressive et, à la base de la formation argileuse, des structures en creux par rapport au plan de stratification rappellent des auges sédimentaires (Fig. 50I). Elles sont allongées suivant une direction N144 marquant, elles aussi, une direction de courant sédimentaire, donc un sens N324 voisin de N310 trouvé sur les galets.

A proximité de la surface, le sédiment est modifié et un profil d'altération a pu être établi. Celui-ci débute par un niveau siliceux d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur. Ce niveau, sécant sur les argiles et les sables, est constitué de grains de quartz cimentés par de la silice. Celle-ci cristallise en nourrissant les grains de quartz préexistants. Dans ce niveau, des grains de goëthite ont été identifiés confirmant la nature détritique de la goëthite des formations jaunes (Fig. 50J). Au-dessus de ce niveau, les sables sont partiellement cimentés et forment un grès à structure caverneuse. Enfin, au sommet du profil, le grès prend un aspect sombre et massif avec des reliques de stratifications obliques encore reconnaissables (Fig. 50K). Le ciment de ce grès est une goëthite à texture massive, localement des pisolites ont été identifiées. Les éléments figurés sont du quartz et des grains de goëthite (Fig. 50L). On notera l'absence de muscovite et de feldspaths. Ce profil d'altération de surface peut être comparé avec les profils latéritiques, celui-ci étant particulier parce qu'il s'est développé sur un substratum sédimentaire déjà riche en fer.

2.3 Relation hydrothermalisme – sédimentation

Cette étude sédimentaire montre un contexte de dépôt de type fluvial continental. Nous soulignerons les modifications de la nature du sédiment à proximité des zones minéralisées. Celles-ci font apparaître des éléments figurés peu habituels comme les galets de barytine ou plus courants, comme les sables goëthitiques. Par ailleurs, nous avons vu que cet hydrothermalisme cimente et recoupe ce sédiment. Cette influence de l'hydrothermalisme sur la nature du sédiment détritique et la présence de critères de postériorité à la sédimentation impliquent un synchronisme entre la sédimentation hettangienne et la minéralisation à barytine et goëthite.

V Les gisements du bassin de Chaillac

Dans les deux premières parties de ce chapitre nous décrivons le système hydrothermal Rossignol – Redoutières de la lentille hettangienne du sud du bassin de Chaillac, le but étant de caractériser ce système hydrothermal où la relation entre filon d'alimentation et dépôt de surface est évidente (Figs. 51 A et 51B). Dans la troisième partie, nous présenterons l'étude des autres gîtes du bassin (La Raillerie, Les Pradeaux, Dunet...).

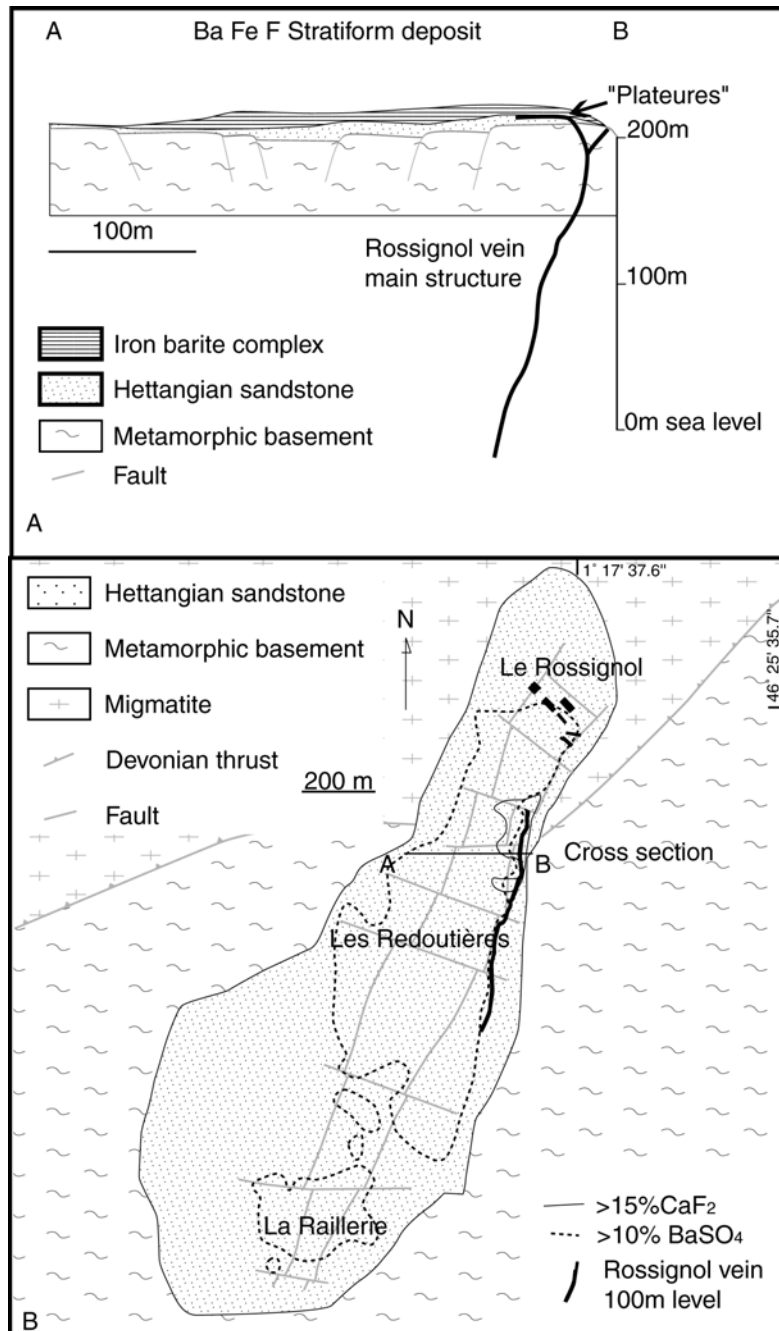


Figure 51 : Le système hydrothermal Redoutières – Rossignol. (A) coupe, (B) carte

1 Le gisement filonien du Rossignol

1.1 La paragenèse

La paragenèse du filon du Rossignol a été établie sur les échantillons prélevés dans le tas de minerai exploité par la S.I.C. provenant du niveau -25 m. Les travaux miniers étant inaccessibles, le minerai n'a pas pu être vu en place.

Trois stades ont été identifiés. Le premier, appelé stade précoce, a une importance mineure pour notre étude et a été identifié au microscope. Nous verrons par la suite qu'il est nettement antérieur au cycle liasique. Les deux stades suivants ont une importance majeure d'un point de vue économique et scientifique. Ils ont été reconnus et nommés en référence aux travaux de Lhégu et al. (1982). Le premier stade liasique, caractérisé par les fluorines verte et violette est appelée Fv-v, le second, contenant de la fluorine jaune (= fluorine ambrée décrite par Ziserman 1980) et de la barytine, est nommé stade Fj-Ba. La séquence paragenétique est résumée dans le tableau suivant.

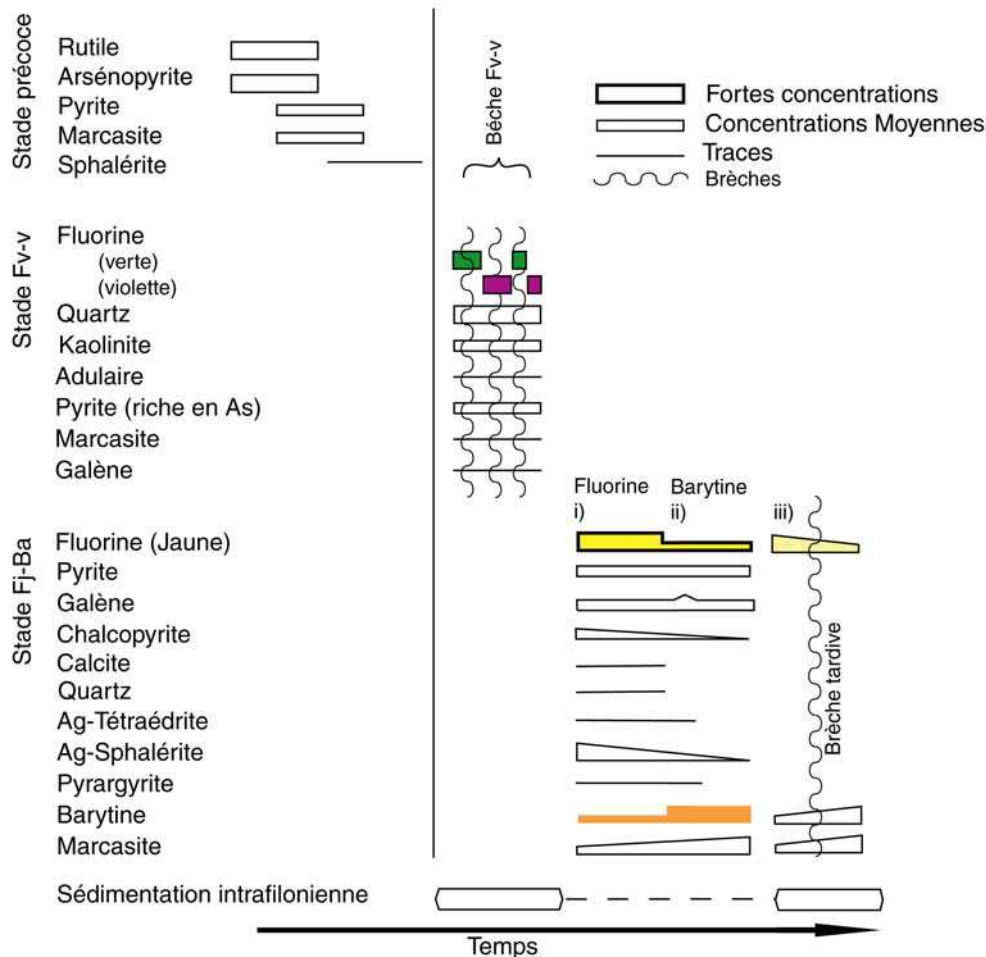
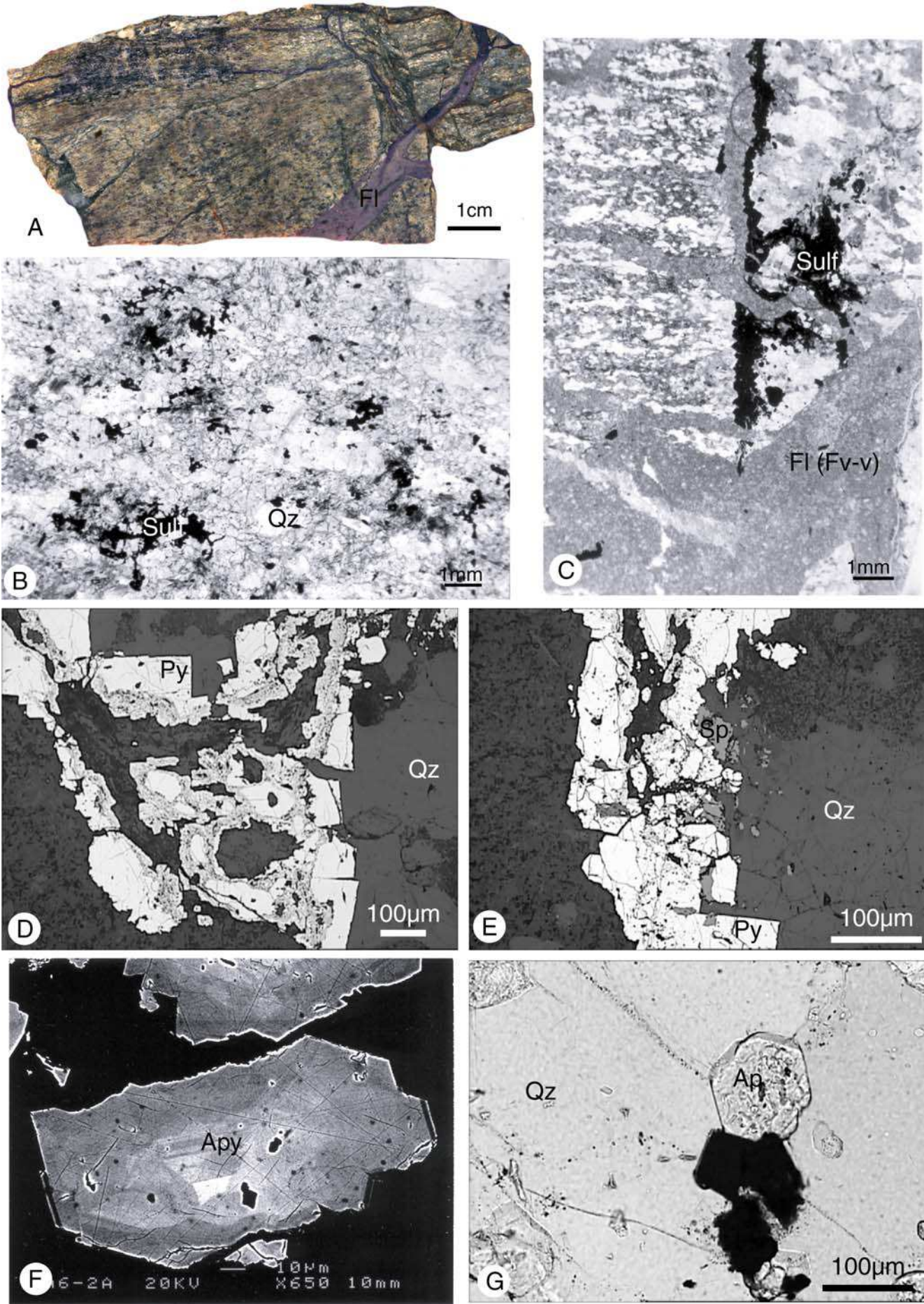


Tableau 2: Succession paragenétique observée au niveau -25 m du filon du Rossignol.

Page suivante figure 52: Paragenèse du stade précoce du filon du Rossignol. Fl fluorine, Sulf sulfure, Qz quartz, Py pyrite, Sp sphalérite, Apy arsénopyrite, Ap apatite. (A) Le stade précoce est encaissé dans le micaschiste du socle sous forme (B) d'imprégnation ou (C) de fines fissures recoupées par de la fluorine violette. La minéralogie de ce stade est composée (D) de pyrite recristallisée, (E) de sphalérite et (F) d'arsénopyrite (MEB). (G) En outre les quartz contiennent de nombreuses inclusions d'apatite.



1.1.1 Le stade précoce

Ce stade a été reconnu lors de l'étude pétrographique de l'encaissant. Les minéraux de cette paragenèse sont, ou disséminés dans la roche (Fig. 52B), ou en fines fissures sécantes sur la schistosité (Fig. 52C). Ces différentes expressions minéralogiques sont recoupées par le stade à fluorine verte et violette (Figs. 52A et 52C).

L'encaissant est un micaschiste constitué de quartz (Fig. 52A), de feldspaths séricitisés, de biotite altérée, de graphite, de rutile, de zircon et d'apatite en inclusion dans le quartz (Fig. 52G).

La minéralisation consiste en chlorite fibroradiée, arsénopyrite, pyrite recristallisée, marcasite et sphalérite (Figs. 52D, 52E et 52F). La présence abondante d'arsénopyrite suggère une température de formation relativement élevée (supérieure aux températures trouvées dans les inclusions fluides de la fluorine du stade Fv-v (130°C)) (Fig. 52F). De telles associations minérales sont communément décrites dans le Massif Central et sont généralement liées aux événements hydrothermaux du stade néovarisque à la fin du cycle hercynien (Bouchot et al. 1997, Marignac et Cuney 1999).

1.1.2 Le stade à fluorine verte et violette : stade Fv-v

Ce stade est clairement exprimé au niveau -25 m et a été décrit par Ziserman (1980) au niveau 100m. Ce stade ne se limite donc pas à la racine du filon mais n'a pas été identifié au niveau de la couverture hettangienne.

La paragenèse minérale est constituée de fluorine verte et violette (Fig. 53A), de quartz, de pyrite dodécaédrique et de kaolinite. L'étude au microscope à balayage (MEB) a mis en évidence la présence d'adulaire en cristaux très fins (<10µm, Fig. 54A), de la kaolinite et de la galène. L'adulaire n'a pu être daté directement par la méthode Ar-Ar en raison de la faible taille des grains.

La fluorine est soit géodique soit microcristalline (Figs. 53A, 53C). Ce dernier faciès a été appelé par Ziserman « fluorine pierreuse ». Nous appellerons ce faciès le « faciès cherteux » parce que les fins cristaux de quartz et de fluorine sont en proportions très variées (Fig. 53A).

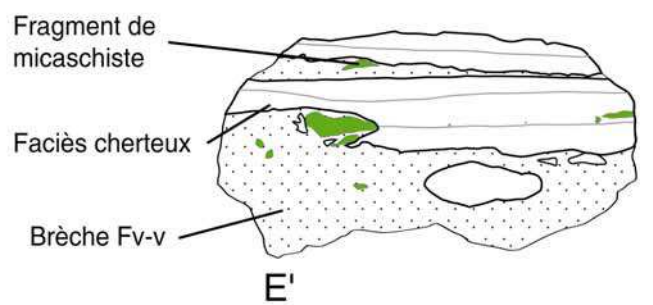
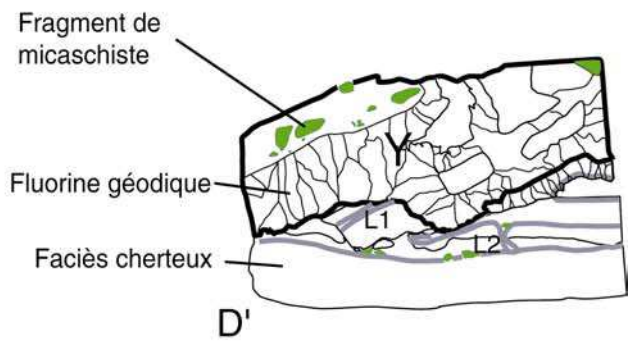
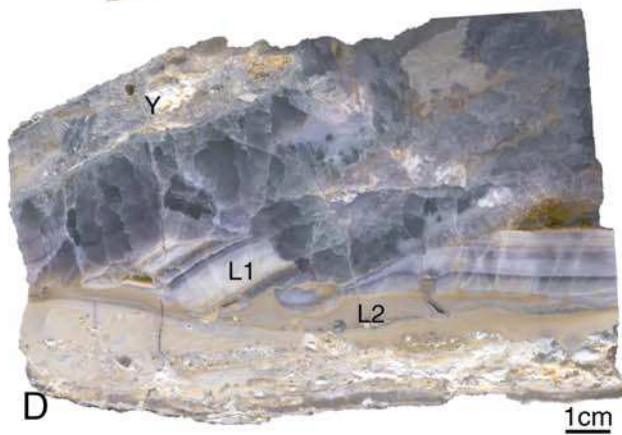
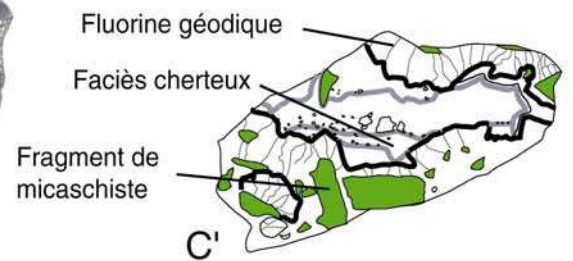
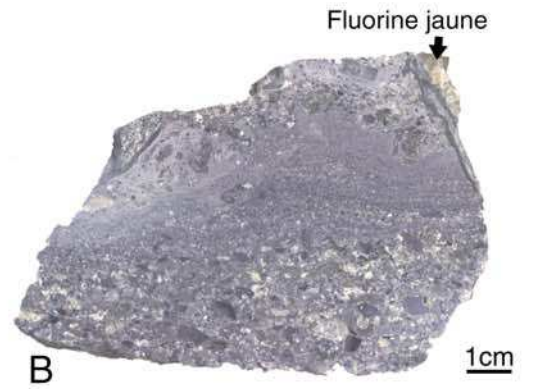
La **fluorine géodique** cristallise autour des fragments de socle ou autour de fragments constitués de fluorine cherteuse et géodique. Ce stade est constitué d'une succession de micro séquences de cristallisation à fluorine verte puis violette ; le passage vert à violet est continu et ne correspond pas à une variation brutale (Figs. 53B, 53C). Ces géodes sont remplies par de la fluorine cherteuse (Fig. 53C)

Le **faciès cherteux** est particulièrement remarquable car sa structure rappelle celle de sédiments. Ces derniers se seraient alors formés 240 m sous la surface hettangienne.

Les structures sédimentaires reconnues sont :

- Des lits marqués par des différences de couleurs (Fig. 53A)
- Des granoclassements (Fig. 53B)
- Des figures de chutes (Fig. 53D).
- Des lits de pyrites (Fig. 55A)

Page suivante figure 53 : Texture macroscopique du stade Fv-v. (A) La fluorine verte et la fluorine violette sont déposées en lits. (B) Ces lits contiennent une fraction détritique granoclassée et sont recoupés par de la fluorine jaune. (C) La fluorine cristallise aussi sous forme géodique, la fluorine violette cristallisant après la verte. (D) Un morceau de socle recouvert de fluorine géodique est tombé dans des lits de chert et de fluorine cherteuse, voir texte pour Y, L1 et L2. (E) La fluorine cherteuse passe latéralement à une brèche.



Sur la Figure 53D, le fragment Y recouvert de fluorine géodique a enfoncé un lit de fluorine cherteuse. Au contact de Y les lits L1 et L2 se sont cassés. Cette structure de chute est scellée par de la fluorine à bandes de croissance violette. Ces bandes de croissance passent en continu du faciès cherteux au faciès géodique. Cette observation permet de supposer que ces deux types de fluorine se déposent en même temps avec des morphologies différentes suivant le lieu de précipitation. La fluorine cherteuse se dépose au fond du filon dans des « chenaux » alors que la fluorine géodique cristallise sur les parois.

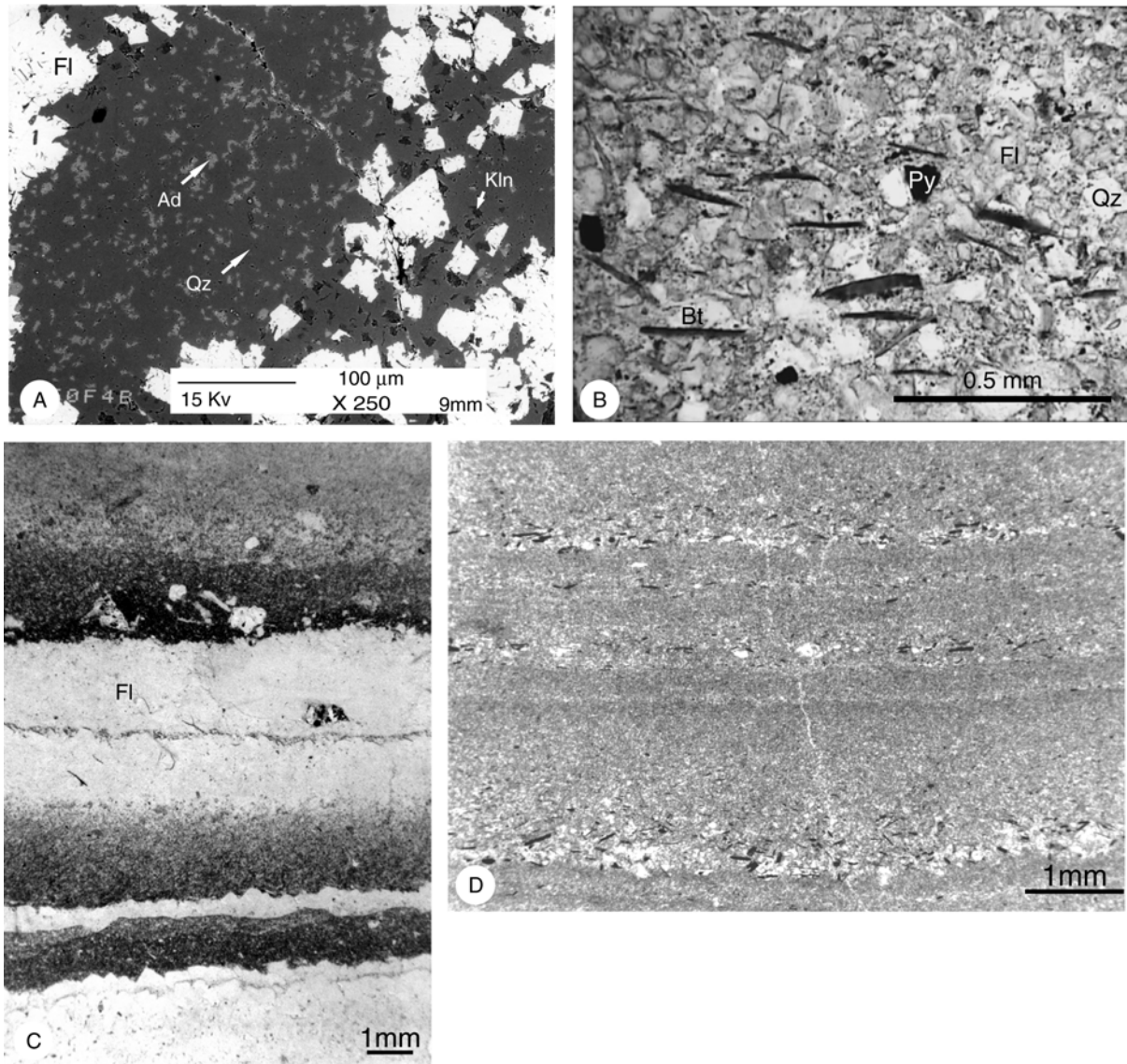


Figure 54 : Texture microscopique de la fluorine du stade Fv-v. Fl fluorine, Qz quartz, Ad adulaire, Kln kaolinite, Bt biotite, Py pyrite. (A) Image MEB montrant la minéralogie de la fluorine Cherteuse. (B) Dans ce sédiment interne les biotites marquent des plans de stratification. (C) La fraction détritique contenue dans la fluorine cherteuse est variable et montre (D) des granoclassements.

Le faciès cherteux contient une fraction détritique en quantité très variable constituée de fragments du socle, d'éléments remaniés de faciès cherteux et de fluorine géodique (Figs. 54B, 54C). A l'échelle microscopique, des alignements de biotites détritiques marquent le

plan de stratification et suggèrent aussi des structures sédimentaires. Lorsque la quantité de fragments devient importante, on passe à une brèche. Celle-ci n'est en fait qu'une variation latérale du faciès cherteux (Fig. 53E). La reprise d'anciens niveaux bréchiques évoque une genèse polyphasée. Cette brèche appelée « brèche béton I » par Ziserman est appelée ici « brèche du stade Fv-v ».

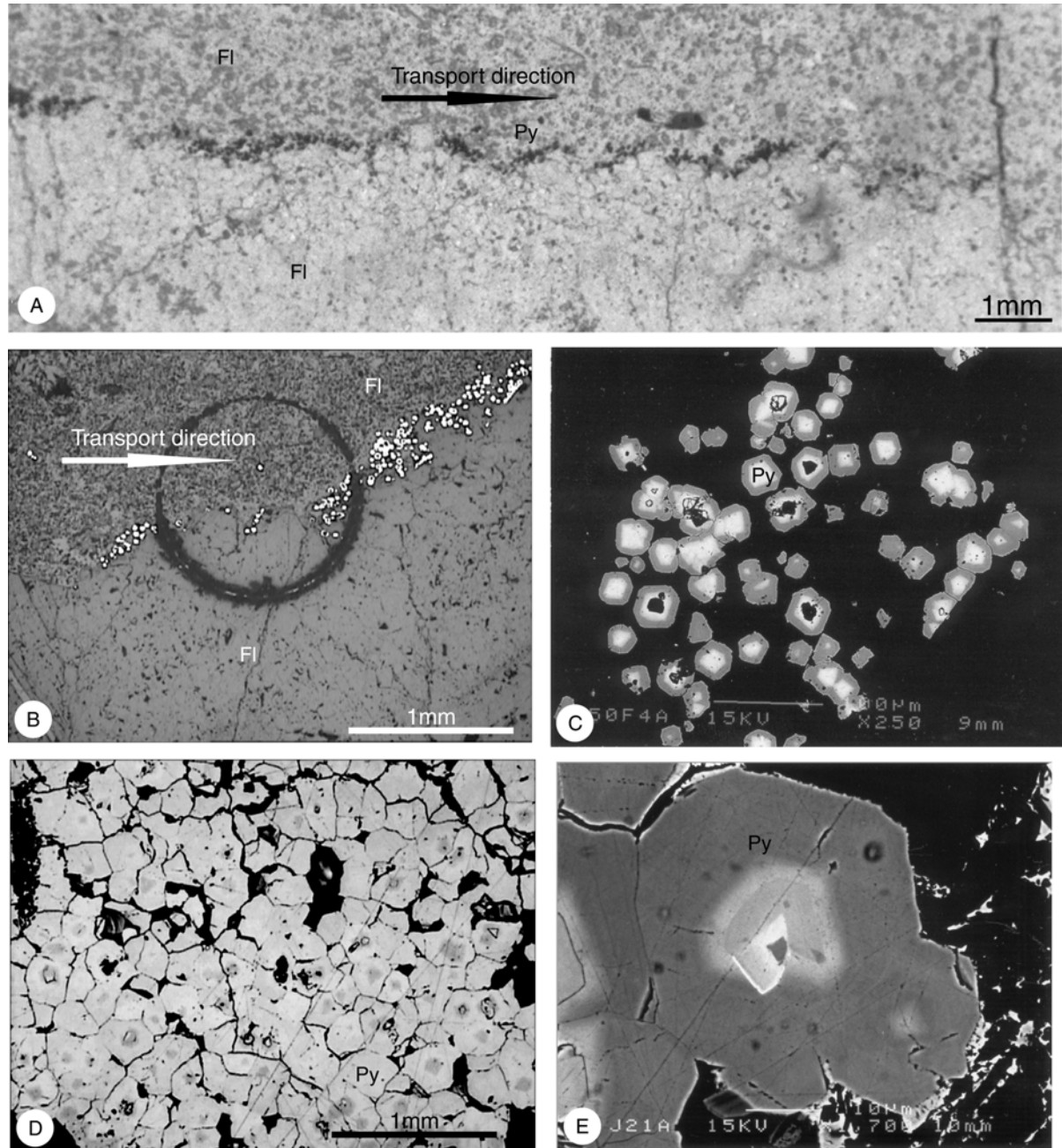


Figure 55 : Textures des pyrites du stade Fv-v. (A) les pyrites sont piégées contre les faces des cubes de fluorine la flèche est supposée montrer le bas. (B) Ces pyrites ont une forme dodécédrique et se situent à la base des lits cherteux. (C) Les pyrites vues au MEB montrent une zonation chimique expliquant (D) les variations optiques observées au microscope à réflexion. (E) Le cœur n'est pas toujours homogène et fait penser à une croissance à partir de débris de minéraux.

Les pyrites dodécaédriques sont groupées contre les faces des cubes ayant la même orientation. Cette disposition suggère que les arêtes des cubes de fluorine ont joué le rôle de rifles et donc les positions des pyrites marquent une direction de transport (Figs. 55A, 55B). En outre ces pyrites ont un cœur nettement anisotrope qui s'altère à l'air en brunissant (Fig. 55D). Ce cœur n'est pas toujours homogène et la croissance à partir de fragments de pyrite est probable (Fig. 55E). La limite entre les cœurs et les écorces est généralement marquée par un craquelage du minéral. Parfois ces grains s'agglomèrent en lits continus, les bordures dodécaédriques sont alors partiellement conservées et les cœurs anisotropes sont facilement reconnaissables (Fig. 55D). Dans ces agglomérats, de la galène a été identifiée en ciment des dodécaèdres. Les images MEB montrent des variations de compositions entre le cœur et l'écorce de ces pyrites (Fig. 55C, 55E).

De tels sédiments intrafiloniens ont déjà été décrits dans des minéralisations comparables notamment à Voltenne (Joseph 1974), La Charbonnière (Yaman 1977), et à Lantignié (Joannes 1981).

1.1.3 Le stade à fluorine jaune et barytine : stade Fj-Ba.

Ce stade est clairement sécant sur le stade Fv-v (Fig. 53B). Ceci est partiellement en contradiction avec les descriptions faites par Ziserman (1980). Cet auteur place la brèche du stade Fv-v (béton gris I) postérieurement à la fluorine jaune (fluorine ambrée).

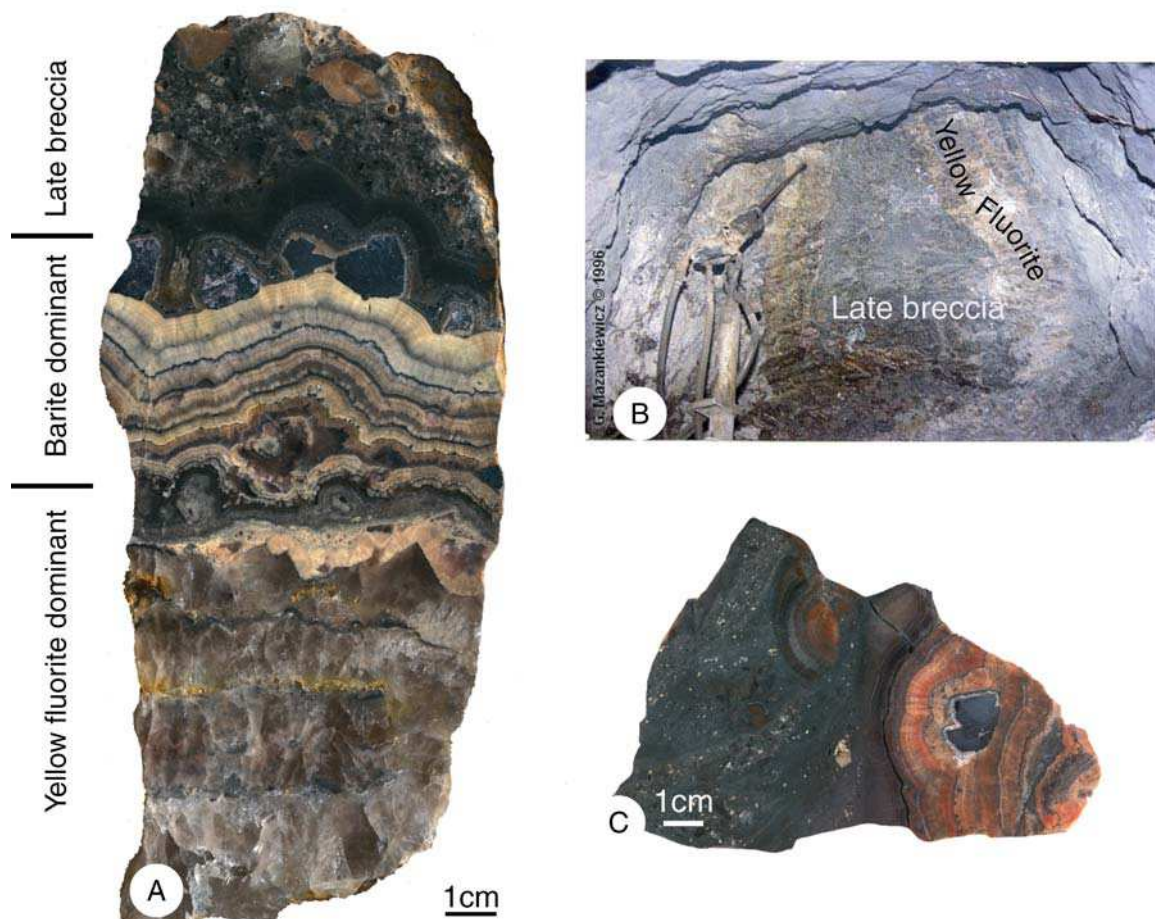
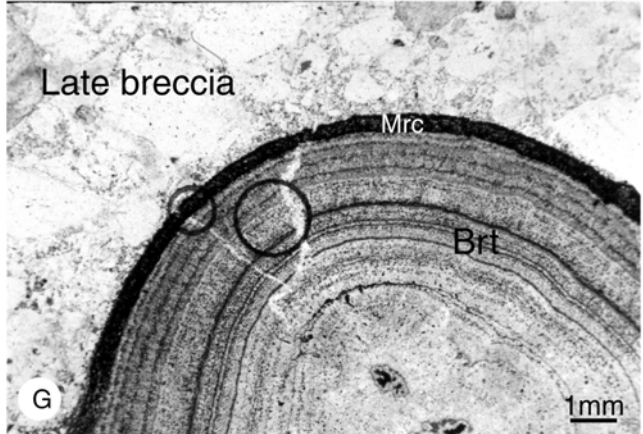
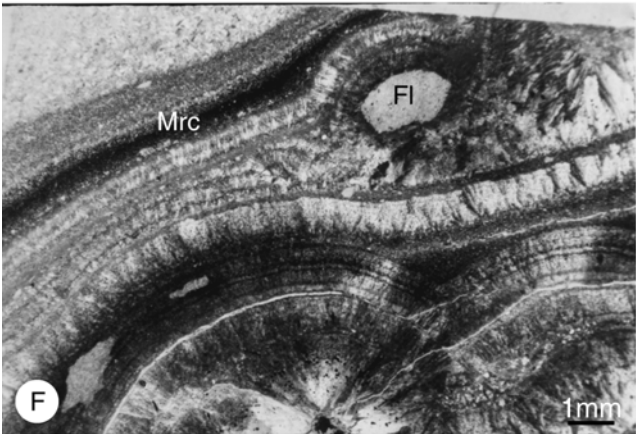
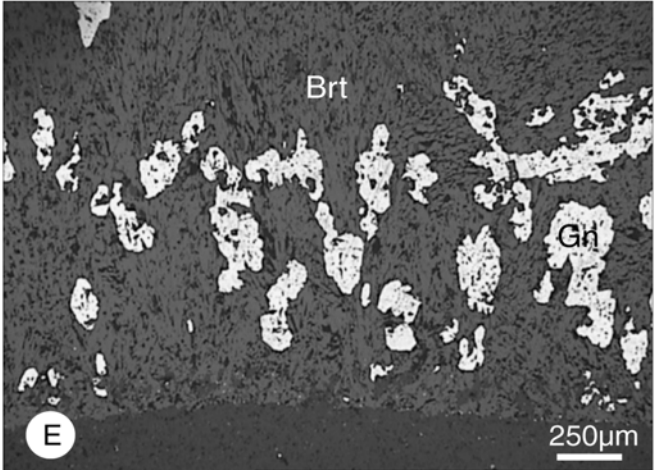
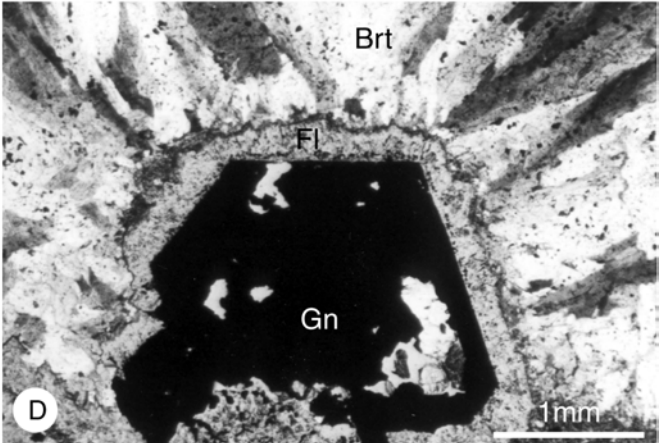
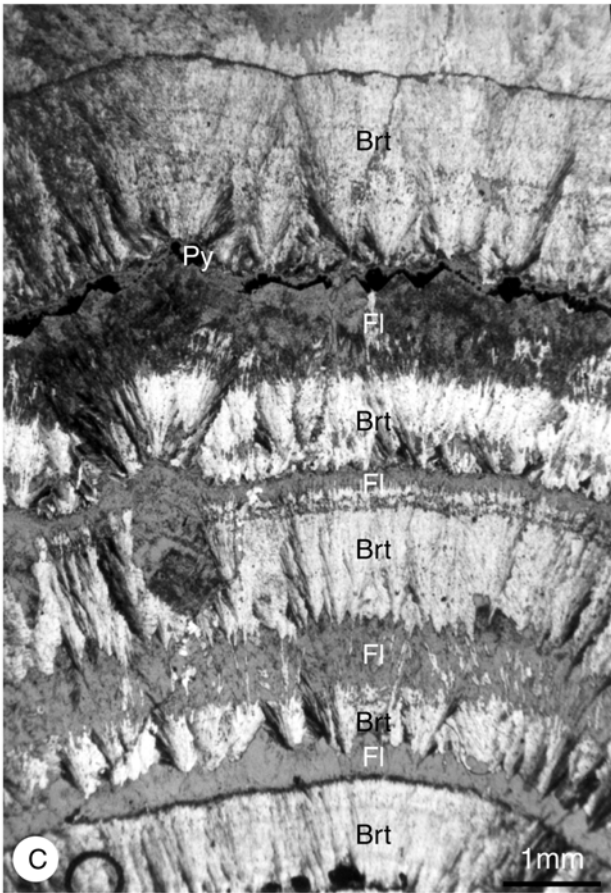
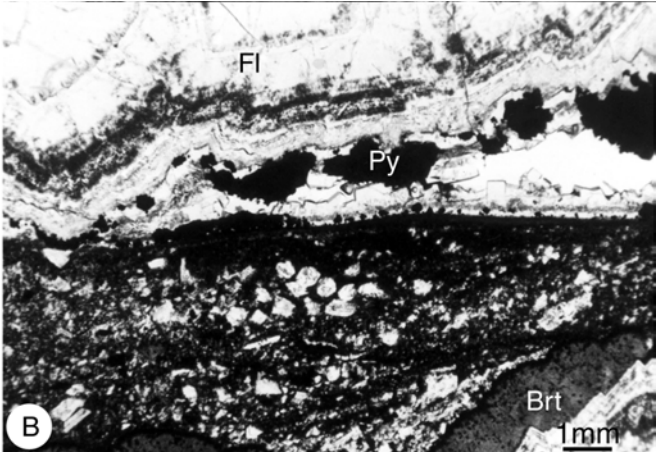
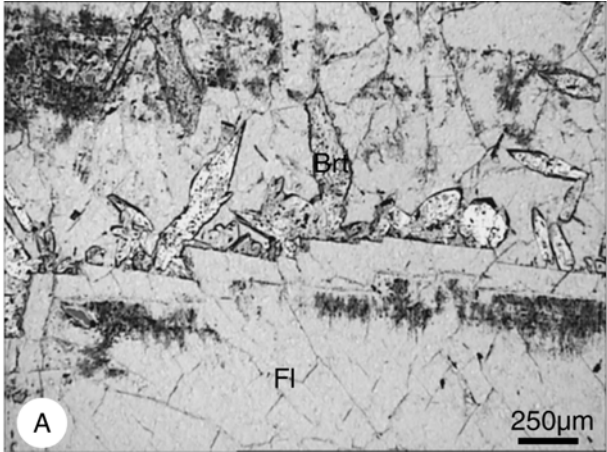


Figure 56 : Texture macroscopique du stade Fj-Ba. (A) Echantillon montrant l'évolution minéralogique du stade Fj-Ba. (B) Photo montrant la structure rubanée du minerai (Photo de Mazankiewicz 1996). (C) La brèche tardive montre aussi des niveaux stratifiés.



Page précédente, figure 57 : Texture microscopique du stade Fj-Ba. Fl fluorine, Brt barytine, Py pyrite, Mrc marcasite, Gn galène. Stade fluorine dominante, (A) fluorine alternant avec de la barytine, (B) fluorine détritique déposée à la transition fluorine dominante – barytine dominante. Stade barytine dominante : (C) alternance de fluorine et de barytine formant des séquences de cristallisations ; (D) galène automorphe recouverte d'un fin voile de fluorine ; (E) compétition de croissance entre barytine et galène. (F) Enrichissement en sulfure (marcasite) en fin de stade ; (G) les rubans de barytine montrent de fines fissures de barytine pouvant être interprétées comme des fentes de dessiccations.

La minéralogie de ce stade est constituée de fluorine jaune, de barytine, de sulfure, de calcite et de quartz en trace. Les sulfures sont essentiellement de la galène, de la sphalérite zonée, de la pyrite, de la marcasite et de la chalcopirite. Des mouches de tétraédrite sont incluses dans la galène et des traces de pyrargyrite ont été identifiées dans la sphalérite.

Le stade Fj-Ba se décompose en trois sous-stades successifs (Fig. 56A) : i) un sous-stade à fluorine jaune dominante, ii) un sous-stade à barytine dominante, iii) un stade de bréchification tardive (brèche finale).

1. Le sous-stade (i) à fluorine dominante débute par de larges rubans (cm) de fluorine (Figs. 56A et 56B). Entre ces rubans, on trouve des alignements de cristaux de barytine à croissance centripète (Fig. 57A). Ces alternances de fluorine et de barytine forment des micro-séquences de cristallisation. Les sulfures sont disséminés dans les rubans de fluorine ou alignés sur leurs surfaces. La proportion de barytine augmente rapidement et devient soudainement dominante (Fig. 56A). A la transition des sous-stades (i) et (ii), la fluorine prend parfois une teinte violette. En outre, pendant cette transition, des grains de fluorine détritique ont été cimentés (Fig. 57B).
2. Le sous-stade (ii) est constitué de barytine cristallisée en gerbe alternant avec de la fluorine formant des micro-séquences de cristallisation fluorine (et sulfures) – barytine (Fig. 57C). En début de séquence de la galène cristallise en cube automorphe et est recouverte par de nouvelles séquences donnant cette texture mamelonnée caractéristique du minerai de Chaillac (Figs. 56A, 56C). Les cristaux de galène automorphes sont généralement recouverts d'un fin voile de fluorine (Fig. 57D). Les rares fois où les sulfures sont en contact avec la barytine, des textures de croissances compétitives ont été observées. Ces textures semblent indiquer une croissance plus rapide des barytines par rapport à celle des sulfures (Fig. 57E). En fin de stade les rubans s'assombrissent fortement en incorporant une grande quantité de marcasite (Fig. 57F, 57G). Enfin au niveau des rubans terminaux on observe de fines craquelures à remplissage de barytine (Fig. 57G).
3. Le stade se termine par la brèche finale (sous-stade (iii)) (Figs. 56A et 56C). Les fragments de cette brèche sont essentiellement des rubans de barytine, de la fluorine jaune en abondance moindre et quelques rares fragments provenant du stade Fv-v. Le ciment de la brèche est une fluorine transparente géodique. Dans ces géodes, les fluorines sont en grands cristaux (>5 cm) sur lesquels cristallisent tardivement de la barytine crêtée ou en cercueil et/ou de la marcasite. Dans cette brèche des zones litées rappellent là encore des structures sédimentaires (Fig. 56C).

Notons que l'évolution de la méga-séquence fluorine (i) et barytine (ii) est identique à celle des micro-séquences constituant ces stades (i) et (ii).

1.2 Analyses des sulfures

1.2.1 Méthode

Les analyses furent réalisées au service commun BRGM CNRS Université d'Orléans en utilisant la microsonde Camebax. Les analyses ont été réalisées à 20 nA et 20kV, avec un temps de comptage de 20 s. Les éléments suivants ont été analysés : S, Fe, As, Cd, Pb, Zn, Ge, Sb, Bi, Cu, Ag. Les résultats sont donnés à 2σ (cf. Annexe 3).

1.2.2 Analyses des sulfures de fer

Les analyses ont porté sur les minéraux sulfurés des deux stades, les résultats sont reportés dans le tableau suivant :

Stade	Phases	Nb		S	Fe	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Bi	Ag	Cd	Ge	Co	Ni
Fv-v (-25m)	Pyrite cœur	18	E (pds%)	47,71	43,84	–	0,14	–	7,60	0,06	0,10	–	–	–	–	–
			σ	1,87	0,50	–	0,08	–	2,25	0,11	0,07	–	–	–	–	–
Fv-v (-25m)	Pyrite écorce	11	E (pds%)	52,67	45,90	–	0,12	–	0,86	–	0,08	–	–	–	–	–
			σ	0,56	0,22	–	0,05	–	0,67	–	0,06	–	–	–	–	–
Fj-Ba (-25m)	Chalcopyrite	7	E (pds%)	32,42	27,01	33,42	0,20	–	0,26	0,31	–	0,06	–	–	–	–
			σ	5,70	5,35	0,23	0,13	–	0,16	0,21	–	0,05	–	–	–	–
Fj-Ba (-25m)	Marcasite	14	E (pds%)	52,46	45,65	0,03	0,43	–	0,51	0,09	0,09	0,07	–	–	–	–
			σ	0,60	0,70	0,04	0,41	–	0,38	0,17	0,05	0,08	–	–	–	–
Fj-Ba (-25m)	Tetraédrite	4	E (pds%)	23,13	2,93	24,79	0,12	4,00	0,84	27,52	–	17,55	0,28	–	–	–
			σ	0,22	1,35	0,70	0,05	1,48	0,10	0,17	–	1,37	0,05	–	–	–
Fj-Ba (-25m)	Galène (Ag)	3	E (pds%)	13,74	0,00	–	82,77	–	–	1,52	0,85	0,87	–	–	–	–
			σ	0,03	0,00	–	0,61	–	–	0,01	0,02	0,05	–	–	–	–
Fj-Ba (-25m)	Galène	10	E (pds%)	13,46	0,03	0,05	85,49	–	–	0,29	0,85	–	–	–	–	–
			σ	0,11	0,08	0,15	0,93	–	–	0,50	0,12	–	–	–	–	–
Fj-Ba (-25m)	Sphalérite	22	E (pds%)	32,90	0,79	0,31	0,36	62,81	0,06	0,31	0,10	0,48	0,36	–	–	–
			σ	0,42	0,46	0,39	0,32	1,98	0,08	0,39	0,06	0,61	0,36	–	–	–

Tableau 3 : Analyses ponctuelles des sulfures dans les paragenèses Fv-v et Fj-Ba.

Les pyrites du stade Fv-v

Les images en électrons rétro-diffusés montrent des cœurs blancs à poids atomique plus lourd. Les analyses à la microsonde montrent que ces cœurs contiennent en moyenne 7,5 pds% d'Arsenic (Tabl. 3). La corrélation inverse As-S (en atome) avec une pente de -1 et une quantité de fer constante, suggèrent une substitution As-S (Fig. 58). Pour expliquer cette substitution, Fleet et al. (1989) ont proposé l'existence d'une solution solide métastable Fe-As-S. En outre si la possibilité d'existence de micro-inclusions d'As natif a été proposé par Savage et al. (2000), elle est difficile à concevoir sans modification des teneurs en Fe. Enfin le fait que ces cœurs arsénieux aient une écorce régulière appauvrie en As suggère une croissance en solution et non pas en position sédimentaire (Fig. 57C et 57E). Cette observation sera réutilisée pour évaluer la vitesse d'ascension du fluide hydrothermal en utilisant la loi de Stockes.

Les marcasites du stade Fj-Ba

Ces marcasites contiennent quelques traces d'arsenic, de plomb et de bismuth, la composition est très stable et on ne retrouve pas les forts taux d'arsenic du stade précédent. En électrons rétro diffusés, les images MEB des marcasites du stade de la brèche tardive montrent un blanchiment en fin de cristallisation et révèlent un enrichissement en As tardif (Fig. 59A).

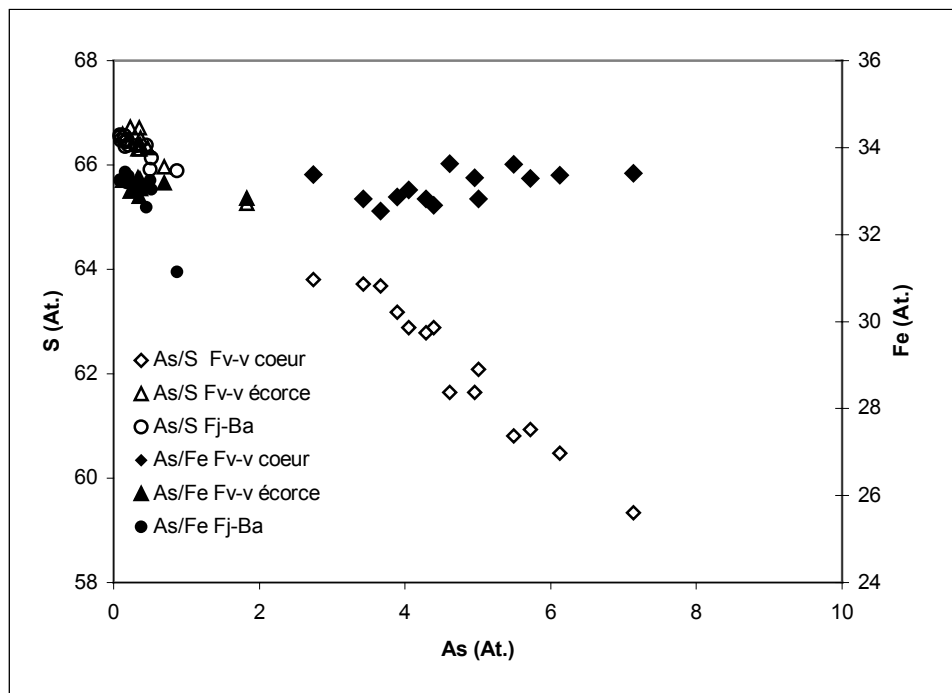


Figure 58 : Anticorrélation As-S, des pyrites du stade Fv-v et des marcasites du stade Fj-Ba. Les concentrations les plus fortes ont été mesurées au cœur de ces pyrites du stade Fv-v. Dans les deux cas aucune corrélation As-Fe n'est visible.

1.2.3 Les autres sulfures du stade Fj-Ba

La galène

Deux types de zonations ont été distingués dans la galène : le long du clivage [001], le long des bandes de croissances et au contact d'inclusions minérales (tétraédrite) (Fig. 59B, 59C, 59D). Les zones sombres des bandes de croissance et du clivage sont enrichies en Ag avec une teneur moyenne de 0,87 pds% Ag. Les zones blanches au contact de la tétraédrite (17 pds% Ag) sont dépourvues d'argent (Fig. 59 C). Cette observation nous permet de supposer qu'un mécanisme de compétition chimique s'est mis en place dans lequel l'argent s'incorpore plus facilement dans la structure cristalline de la tétraédrite. Enfin l'argent dans la galène est corrélé avec les teneurs en Bi et Sb. Si l'on considère les substitutions classiques,

- $2\text{Pb}^{2+} \rightarrow \text{Ag}^+, (\text{Bi}^{3+} + \text{Sb}^{3+})$ (1)
- $3\text{Pb}^{2+} \rightarrow 2(\text{Bi}^{3+} + \text{Sb}^{3+}) + \text{Vac.}$ (2) (Moëlo 1983)

deux comportements différents apparaissent. Dans la première réaction, le Pb est remplacé intégralement par (Sb+Bi) et Ag, alors que dans la deuxième substitution seuls les 2/3 du Pb sont remplacés par (Bi+Sb) laissant 1/3 de vacance.

Le graphique figure 60 montre :

1. une anti corrélation Pb-(Ag, Bi, Sb) avec une pente de -1, le soufre étant indépendant.
2. les quantités d'Ag toujours inférieures à la somme (Bi, Sb).

La réaction (1) n'a pas pu jouer seule car $(\text{Bi} + \text{Sb}) > \text{Ag}$ (Fig. 60). Si les deux réactions écrites plus haut étaient vraies, d'après la réaction (2) dans le cas de teneur en Ag inférieures à la somme $(\text{Sb} + \text{Bi})$ on devrait avoir de sites vacants et donc pour le graphique Pb contre $(\text{Ag} + \text{Bi} + \text{Sb})$ une pente nettement supérieure à -1, ce qui n'est pas observé (Fig. 60). Ces remarques suggèrent une substitution complexe du Pb par $\text{Ag} + \text{Bi} + \text{Sb}$ difficilement explicable qui nous emmène en dehors de notre champ d'étude.

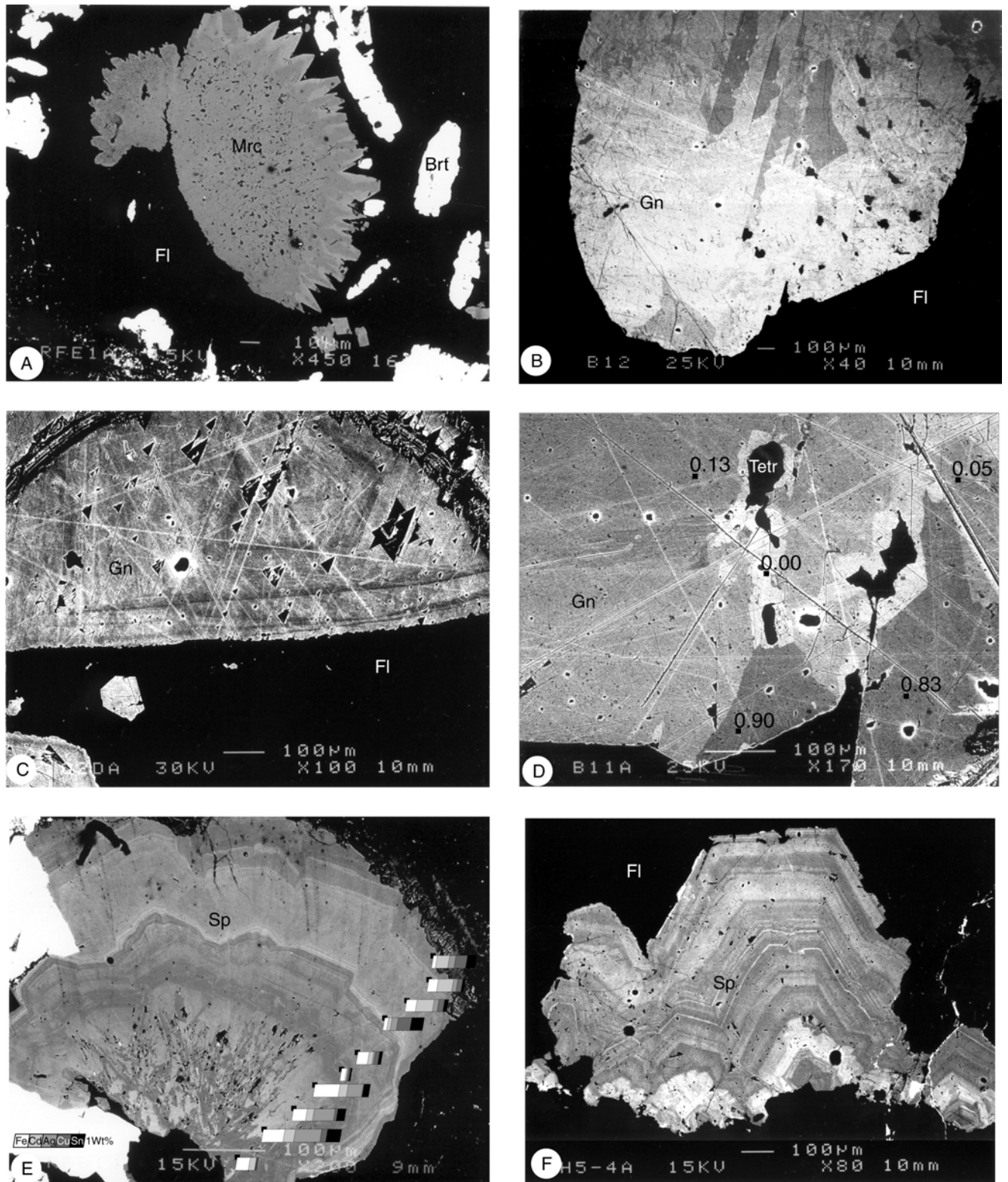


Figure 59 : Photographie, prise au MEB en électrons rétrodiffusés et montrant des zonations chimiques des sulfures. Mrc, marcasite, Fl fluorite, Brt barytine, Gn galène, Tetr tétraédrite, Sp sphalérite. (A) Dans la marcasite du stade brèche tardive ; dans la galène au niveau : (B) du clivage [001], (C) des bandes de croissance, (D) d'inclusion de tétraédrite ; dans la sphalérite (E) et (F).

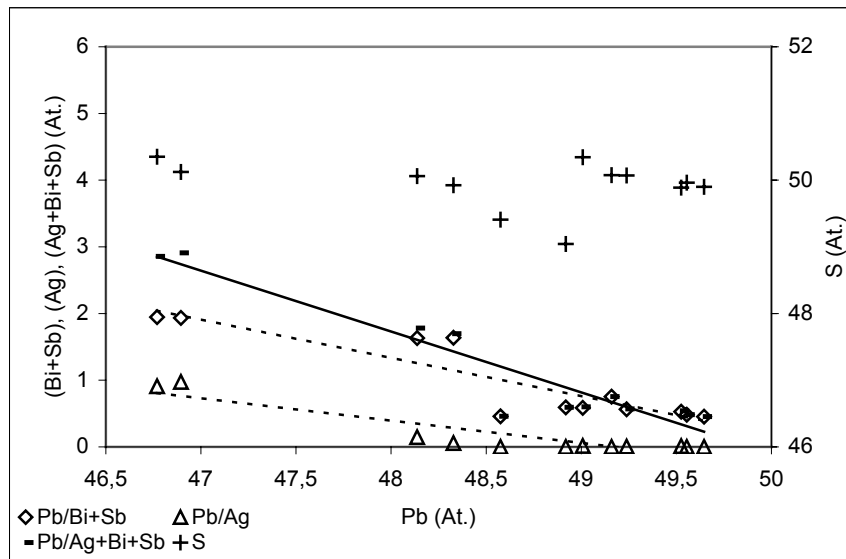


Figure 60: Corrélation Pb-(Bi, Sb), Pb-(Ag), Pb-(Ag, Bi, Sb) dans les galènes du stade Fj-Ba.

La sphalérite

Les bandes de croissance de la sphalérite vues au microscope optique ont été retrouvées en électrons rétro-diffusés et donc correspondent à des compositions chimiques différentes (Figs. 59E et 59F). Dans certaines sphalérites, à la base des cristaux, des zonation aciculaire pourraient être les témoins d'anciennes wurtzite métastables et recristallisées (Fig. 59 E) (Beaudoin 2000). Les analyses à la microsonde électronique montrent que les bandes de croissance de ces sphalérites ont des compositions très variables, les maxima des concentrations sont : 2 pds% Ag ; 1,2 pds% Cd ; 1,5 pds% Cu ; 1,5 pds% Fe et 1,5 pds% Sb. La substitution (Ag, Cu, Cd, Fe, Sb)-(Zn) envisagée par Beaudoin (2000) est valable pour les faibles teneurs en Sb. A partir de 0, 4 pds% Sb, la teneur en S, après une augmentation, décroît fortement avec le taux de substitution. Une substitution S-Sb est donc possible (Figs. 61A et 61B).

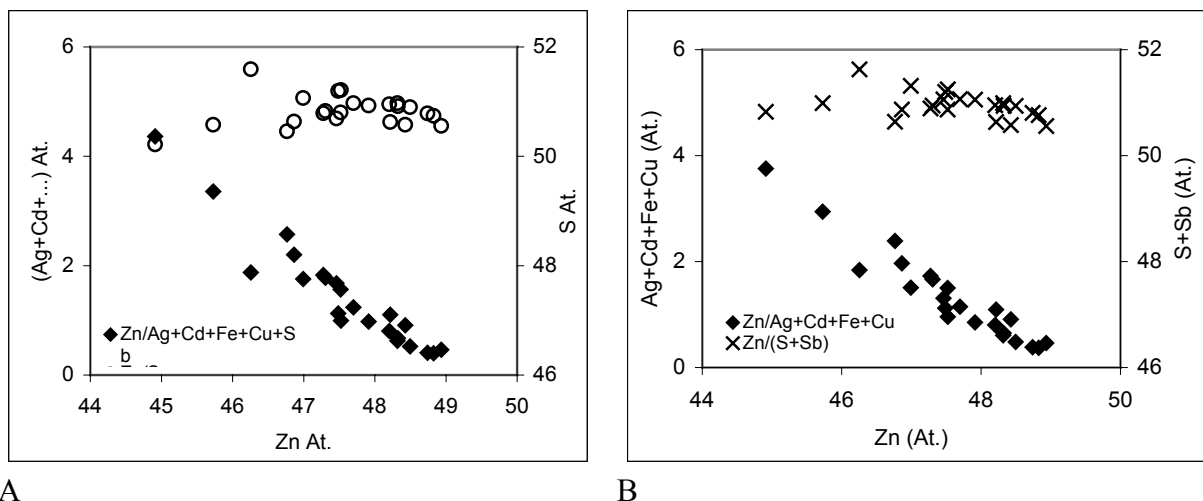


Figure 61 : Diagrammes proposant deux types de substitution dans la sphalérite. (A) L'anticorrélation Zn-(Ag+Cd+Fe+Cu+Sb) fait penser à une substitution du Zn. La décroissance du S à partir d'un taux de substitution de 3 mol% d'atome de Zn permet d'évoquer un autre type de substitution illustrée en (B) par l'indépendance de la somme (S+Sb) par rapport à la substitution, (Zn) - (Ag, Cd, Fe, Cu).

1.3 Etude des brèches

1.3.1 Méthodologie

La morphologie des fragments et la distribution de la taille des fragments (PSD) ont été étudiées en suivant les méthodes développées par Bérubé et Jébrak (1999). La morphologie est décrite et quantifiée par le calcul de la dimension fractale des contours des fragments (Fd), celle-ci étant une mesure de la complexité de l'irrégularité des contours des fragments. Les échantillons analysés n'ont pu être orientés à cause des conditions d'échantillonnage. Pour cette raison les images analysées ont été orientées par rapport à des structures visibles : ruban de fluorine jaune pour la brèche du stade Fv-v et de barytine pour la brèche tardive du stade Fj-Ba. Ces structures sont supposées être en position verticale à l'origine. Dans les deux cas trois faces seront choisies et orientées par rapport à ces structures particulières.

Le PSD est calculé à partir d'analyses d'images mesurant l'aire des fragments. Il est défini par la relation entre N le nombre de fragments et D le diamètre équivalent des fragments (diamètre d'une sphère de volume équivalent). Cette mesure étant réalisée à partir d'images, ce n'est donc qu'une taille apparente des fragments qui est mesurée, et donc la distribution de la taille des fragments est biaisée. Nous appellerons le PSD issu d'analyses d'image APSD. Cette étude portera sur les brèches des stades Fv-v et Fj-Ba (iii).

En complément l'étude de l'orientation des fragments sera faite en utilisant les méthodes « centre à centre » (Ramsay et Huber 1983) et les orientations préférentielles de formes proposées par le programme SPO, (Shape Preferred Orientation, Launeau and Robin, 1996; Launeau and Cruden, 1998). La méthode « centre à centre » assimile la distance entre deux particules à un vecteur et calcule la norme de ce vecteur pour toutes les directions du plan étudié. Une ellipse moyenne est calculée et représente la distance moyenne entre deux particules suivant les directions du plan. Enfin l'orientation préférentielle de forme assimile les fragments à des ellipses orientées à partir desquelles une ellipse moyenne est calculée et orientée.

1.3.2 Résultats

La brèche du stade Fv-v

Les **contours des fragments** ont une dimension fractale de l'ordre de 1,02 (Fig. 62A). Cette moyenne au voisinage de 1 montre des contours extrêmement réguliers pour les fragments, les particules de fluorine du stade Fv-v sont restées chimiquement stables depuis leur cristallisation. Au cours du second stade hydrothermale (Fj-Ba) il n'y a pas eu d'altération des fluorines vertes et violettes.

Le rapport $\text{Log}(N)/\text{Log}(D)$ étant constant, la distribution apparente de la taille des fragments (**APSD**) décrit une loi de distribution fractale (Figs. 62B, 62C et 62D). Cette dimension varie suivant l'orientation de la face. La face (B) parallèle au ruban présente une dimension fractale de 1,2, alors que la dimension fractale des faces perpendiculaires (C) et (D) sont respectivement de 1,4 et 1,3. A nombre de population égal, la taille des grains est plus petite dans le plan à la plus grande dimension fractale et donc à la fracturation apparente plus importante. Ces mesures montrent une distribution inhomogène de la taille des grains suggérant des orientations de formes particulières.

La mesure de l'**anisotropie de forme** et de son orientation montre que les formes des fragments varient suivant le plan de coupe (Figs. 62B', 62C', 62D'). Cette variation, mise en relation avec la granulométrie, permet de définir une forme moyenne légèrement oblongue. Pour définir la forme et l'orientation tridimensionnelle d'un fragment moyen nous utiliserons :

- la taille « moyenne » de la trace du fragment sur chaque plan de coupe.
- l'orientation de sa forme.

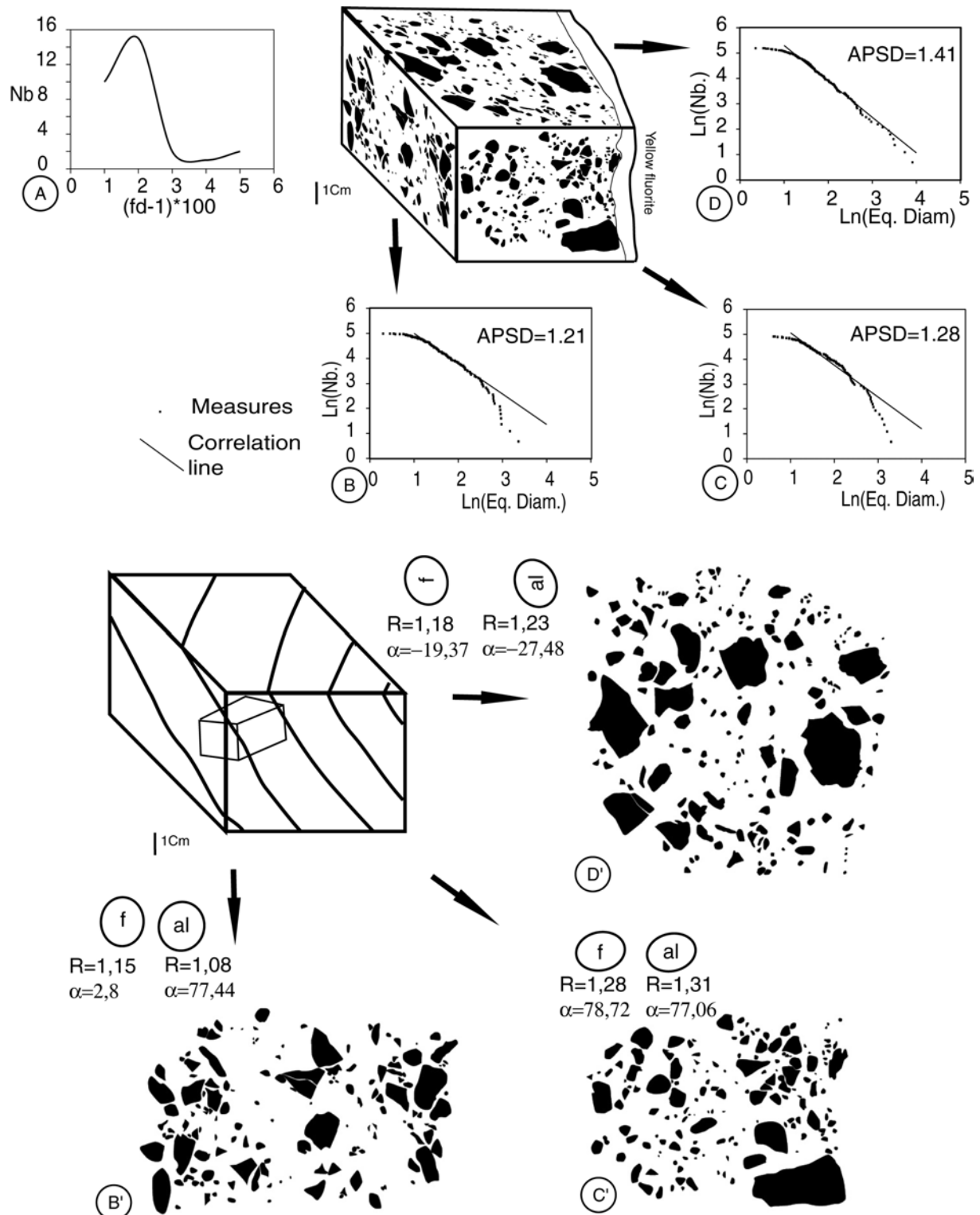


Figure 62 : Analyse texturale de la brèche Fv-v. fd dimension fractale du contour des fragments, APSD distribution de la taille apparente des fragments, Eq. Diam. diamètre équivalent, f ellipse représentant l'anisotropie de forme, al ellipse représentant l'anisotropie de distribution spatiale, R rapport d'ellipsité, α angle entre le grand axe de l'ellipse et la verticale du plan de la figure. (A) Distribution de la (fd). (B), (C), (D) Analyse de l'APSD dans trois plans orthogonaux. (B'), (C'), (D') Analyse de l'orientation de forme et la distribution spatiale des fragments.

A partir de ces données, un essai de reconstitution à trois dimensions est proposé. Ce modèle est basé sur une forme « moyenne » anisotrope avec une orientation particulière permettant d'expliquer les variations du APSD suivant les plans de coupe.

Enfin la méthode « centre à centre » appliquée aux fragments de cette brèche donne des ellipses dont l'orientation du petit axe peut être interprétée en terme **d'alignement des particules**. Ces directions d'alignement replacées en trois dimensions forment un plan. Si on considère que cette structure est un marqueur d'un dépôt de type sédimentaire, on voit que la forme des fragments est très inclinée par rapport aux lits et peut être interprétée comme une structure de type tuilage.

Brèche tardive du sous-stade (iii) Fj-Ba

L'étude ne prend en compte que les fragments de barytine. Il existe des fragments de fluorine jaune et de fluorine verte et violette mais leur quantité est moins grande. De plus ces fragments sont difficiles à distinguer du ciment de fluorine.

La **dimension fractale des contours** est de 1,02. Quelques fragments ont une dimension plus forte due aux clivages de la barytine donnant une forme dentelée aux contours de ces éléments (Fig. 63A). Une très faible réactivité barytine/fluorine tardive peut être avancée, étant donnée la faible dimension fractale.

La distribution (**PSD**) a été modélisée en prenant des classes de rayons équivalents de 0 à 50 mm avec un pas de 1 mm. La distribution apparente de la taille des fragments décrit une loi de distribution log normal d'espérance E égale à la moyenne du logarithme népérien de D et d'écart type σ égal à l'écart type de la distribution logarithmique de D . C'est-à-dire :

- $E = Moy.(\ln(D))$
- $\sigma = \sqrt{Var(\ln(D))}$

Ce type de distribution centrée sur une taille de particules peut être interprété en terme de taille idéale de fragment. Les courbes sont présentées en pourcentages cumulés et sont caractérisées par la taille en dessous de laquelle se situent 80% des particules (d_{80}). Les deux plans perpendiculaires au ruban de barytine (Fig. 63B et 63D) ont des d_{80} de 10 mm, alors que le plan parallèle à ce ruban a un d_{80} beaucoup plus faible de l'ordre de 5,5 mm (Fig. 63C). Comme précédemment cette variation de la distribution de la taille des grains suggère une texture orientée particulière.

La mesure de l'**anisotropie de forme** et de son orientation montre des orientations de formes moyennes différentes suivant le plan de coupe. De plus ces formes sont très anisotropes, puisque les ellipticités moyennes vont de 1,27 à 1,65. En comparant ces mesures à la granulométrie apparente, une forme tabulaire a été déduite pour les fragments de barytine.

Comme nous l'avons vu précédemment pour le stade Fv-v, les petits axes des ellipses obtenues par la méthode « centre à centre » donnent un plan interprété comme un plan de stratification. Les fragments sont orientés avec un bord parallèle à cette structure et un autre très incliné. Là aussi un dépôt de type tuilage peut être invoqué.

La distribution log normal des fragments de barytine semble indiquer un détachement et une chute suivant une taille idéale. L'orientation particulière de ces fragments par rapport à un plan de stratification pourrait illustrer un transport mécanique intra filonien.

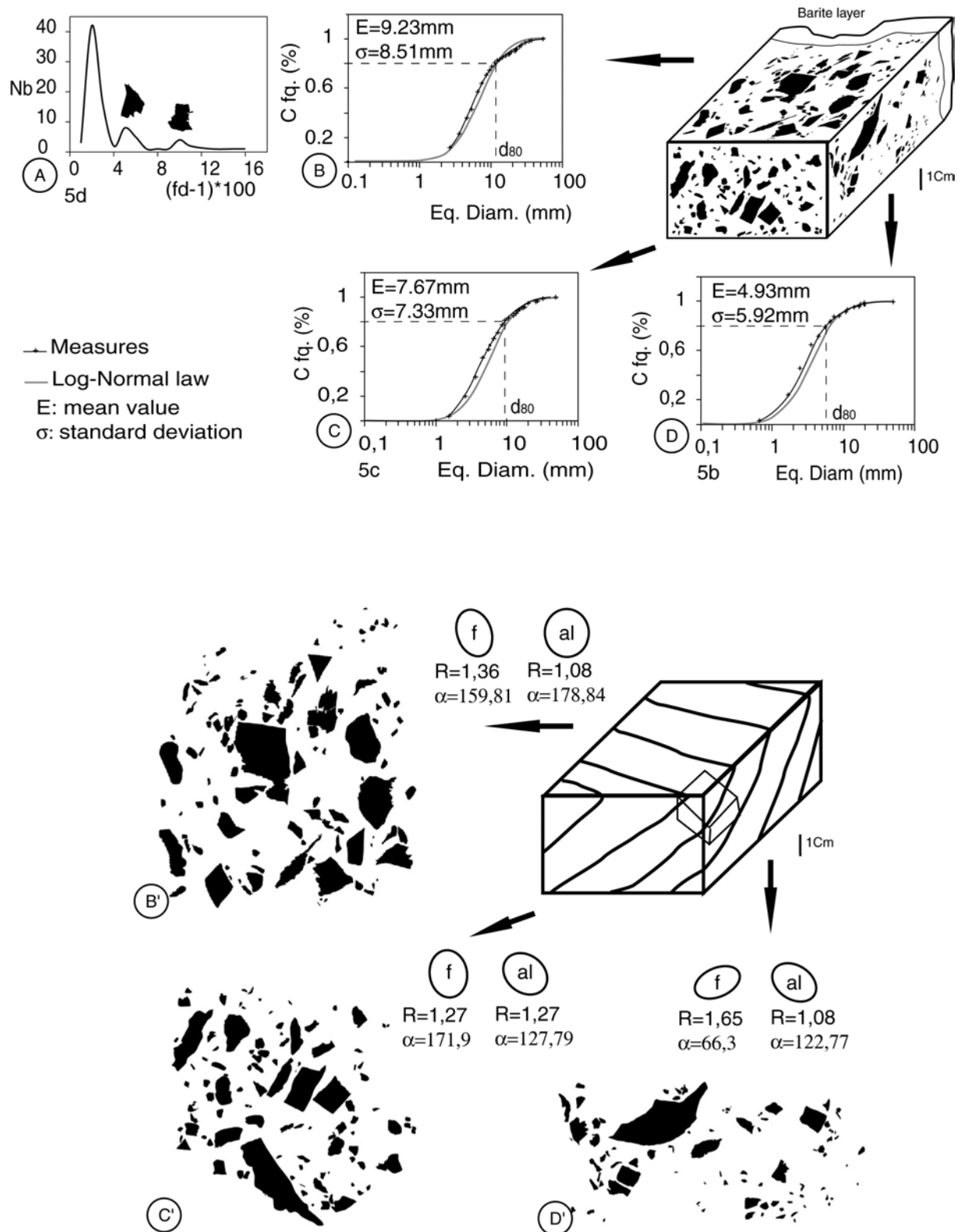


Figure 63 : Analyse texturale de la brèche Fj-Ba. fd dimension fractale du contour des fragments, APSD distribution de la taille apparente des fragments, Eq. Diam. diamètre équivalent, f ellipse représentant l'anisotropie de forme, al ellipse représentant l'anisotropie de distribution spatiale, R rapport d'ellipsité, α angle le grand axe de l'ellipse et la verticale du plan. (A) Distribution de la (fd). (B), (C), (D) Analyse de l'APSD dans trois plans orthogonaux. (B'), (C'), (D') Analyse de l'orientation de forme et la distribution spatiale des fragments.

1.4 Interprétation des données minéralogiques et texturales

1.4.1 Calculs hydrodynamiques à partir de la texture

Dans la formation Fv-v, la taille constante des pyrites dodécaédriques (40 μm) et la constance de l'épaisseur de l'écorce autour des cœurs arsénieux permet de supposer une nucléation suivie d'une croissance cristalline en solution. Les fluides hydrothermaux sont censés avoir une direction moyenne verticale au cours de l'ascension du fluide. Les pyrites portées par la solution, sédimentent quand la pyrite est trop lourde pour pouvoir être entraînée par le fluide. Cela revient aussi à dire que la vitesse du courant d'ascension du fluide est inférieure à celle de la chute de la particule. En utilisant la loi de Stokes pour des particules idéalement sphériques, la vitesse de sédimentation calculée est de 0,02 m s^{-1} , indiquant une vitesse d'ascension de quelques centimètres par seconde.

$$V = \frac{1}{18} \frac{(\sigma - \rho)gD^2}{\mu}$$

(V vitesse de chute (m s^{-1}), σ densité de la particule, ρ densité du fluide, D diamètre de la particule (m), g accélération de la gravité (m s^{-2}), μ viscosité ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)).

Le calcul a été fait pour un fluide à 135°C (voir chapitre VII) en utilisant les valeurs approximatives suivantes : $\sigma=5$, $\rho=1$, $g=10 \text{ m s}^{-2}$, $D= 40 \cdot 10^{-6} \text{ m}$, $\mu_{135^\circ}=2.3 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (viscosité de l'eau pure, Lester et al. 1984).

De la même façon une estimation de la vitesse d'ascension du fluide Fj-Ba peut être calculée. A la transition fluorine / barytine dominante, des grains de fluorine ont sédimenté. Si l'on considère que de tels grains se forment régulièrement et sont évacués en permanence par le fluide en ascension, alors ce dépôt correspond à une baisse du régime hydrothermal justifiant un calcul utilisant la loi de Stokes. Le résultat est une vitesse de sédimentation de l'ordre de 0,4 m s^{-1} . Ce calcul a été fait à 115°C (Chapitre VII) et les valeurs suivantes ont été utilisées $\sigma=3.2$, $\rho=1$, $g=10 \text{ m s}^{-2}$, $D= 300 \cdot 10^{-6} \text{ m}$, $\mu_{115^\circ}=2,8 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (viscosité de l'eau pure, Lester et al. 1984).

Bien que ces calculs soient approximatifs, ils montrent des conditions hydrodynamiques très contrastées. Les vitesses de circulation des solutions du stade Fv-v sont lentes, permettant le dépôt de fins cristaux et de sédiments chimiques, alors que les courants du stade Fj-Ba connectés à la surface ont pu donner lieu à la formation d'un geyser à barytine hettangien.

1.4.2 Ouverture du filon, tectonique et hydrodynamique

La présence de géodes et de lits de type sédimentaire caractérise un milieu ouvert avec des épontes stabilisées. En revanche les structures de chutes indiquent des déstabilisations, avec, là encore, un milieu très ouvert. Les facteurs contrôlant ces stabilisations et déstabilisations sont la tectonique et la pression des fluides. Si l'on considère la loi de Bernoulli on voit que pressions et vitesses de circulation des fluides sont liées à l'énergie globale.

Sur une même ligne de courant on peut écrire :

$$\frac{1}{2}\rho u^2 + P + \rho gh = E = ct.$$

u vitesse de circulation, ρ densité du fluide, P pression du fluide, g accélération de la gravité, h altitude par rapport à un niveau de référence, E énergie, ct. une constante.

Au cours du stade Fv-v, les structures sédimentaires et les géodes indiquent une circulation des fluides dans un espace d'une largeur d'au moins 25 cm (taille du plus gros fragment observé). Les figures de chute sont caractéristiques des déstabilisations mécaniques aux épontes. L'aspect polyphasé de la brèche de ce stade suggère une déstabilisation cyclique alternant avec des périodes calmes où les géodes et les lits se forment. Les vitesses calculées précédemment permettent de proposer une faible pression des fluides et donc une faible énergie hydrodynamique. On peut donc supposer que cette brèche s'est formée à l'occasion d'une activité tectonique polycyclique avec une pression de fluide relativement faible.

Au cours des sous-stades (i) et (ii) du stade Fj-Ba, la forte valeur obtenue pour la vitesse d'écoulement du fluide et la régularité des rubans de fluorine et de barytine suggèrent une stabilisation des épontes par la pression des fluides avec une activité tectonique discrète. On peut donc supposer une forte énergie hydrodynamique durant ce stade. La brèche tardive du sous-stade (iii) peut être interprétée en terme de croissance de l'activité tectonique et/ou décroissance de la pression des fluides à la fin du stade Fj-Ba.

2 Un hydrothermalisme de surface

2.1 Le gisement des Redoutières

La minéralisation du gisement des Redoutières se compose de trois enveloppes successives. Au cœur du gisement, c'est-à-dire à l'aplomb du filon du Rossignol, se trouve un noyau riche en fluorine (Fig. 64A). Au-dessus de ce niveau et latéralement on distingue un niveau riche en barytine (Figs 64A et 64B). Recouvrant le tout, un niveau riche en goëthite et barytine donne un aspect stratifié à la minéralisation (Fig. 64B). Les zones minéralisées suivent deux failles normales N15 dont le jeu provoque un abaissement du compartiment W. La première faille située à l'Ouest est stérile, alors que la deuxième à l'Est correspond au filon du Rossignol. Les zones les plus riches en barytine se situent aux intersections de failles E-W et N-S (Fig. 64A).

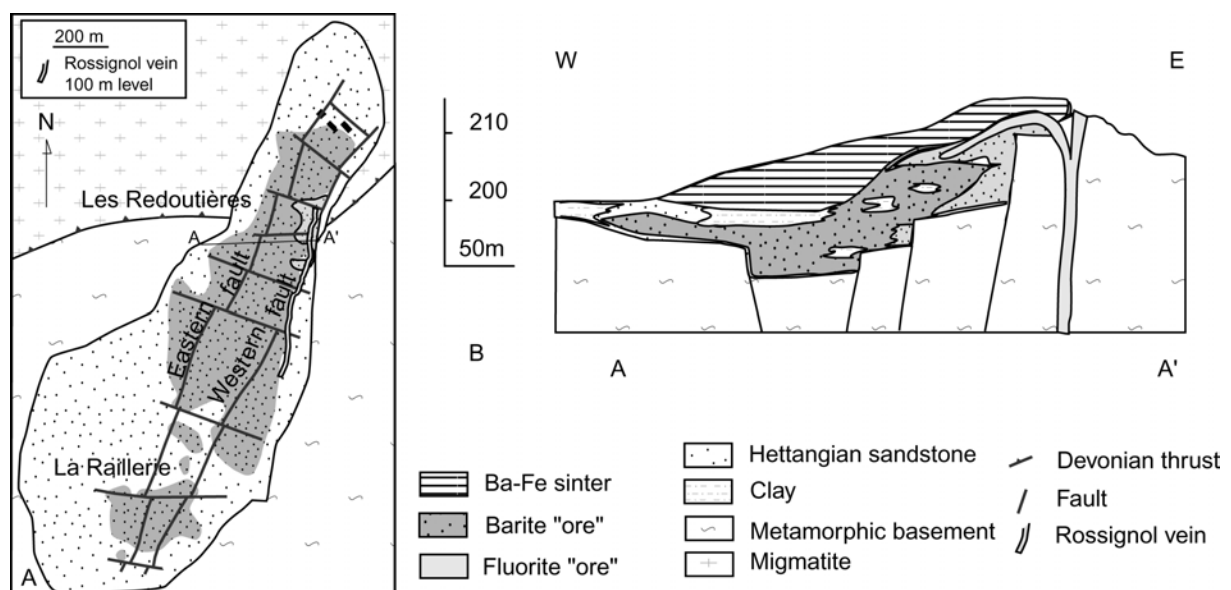


Figure 64 : Carte et coupe montrant la structure du gisement de Redoutières. (A) Carte montrant la projection du filon du Rossignol, les zones minéralisées en fluorine et en barytine. (B) coupe E-W montrant l'aspect stratifié de la minéralisation (l'épaisseur du filon du Rossignol est exagérée).

A grande échelle (10 m), la minéralisation du gisement des Redoutières est stratiforme. Cependant, à plus petite échelle, la structure du gisement est complexe. Dans les enveloppes « minéralogiques » marquant la nature du remplissage, deux structures portent la minéralisation du gisement des Redoutières :

1. La **structure principale** (Figs. 65A, 65B) ramifiée en structures secondaires (Figs. 65C, 65D) qui sont la continuité du filon du Rossignol dans les niveaux de surfaces. Ces filons horizontaux sont appelés plateures par Ziserman (1980).
2. Un système de **filons entrecroisés**, appelé par Ziserman (1980) le « complexe ferrobarytique » ou le « faciès Redoutières » et interprété comme un dépôt de source chaude ou « sinter » (Figs 65E, 65F, 65G).

Dans les deux cas les **sables hettangiens** sont cimentés par la minéralisation associée aux structures voisines.

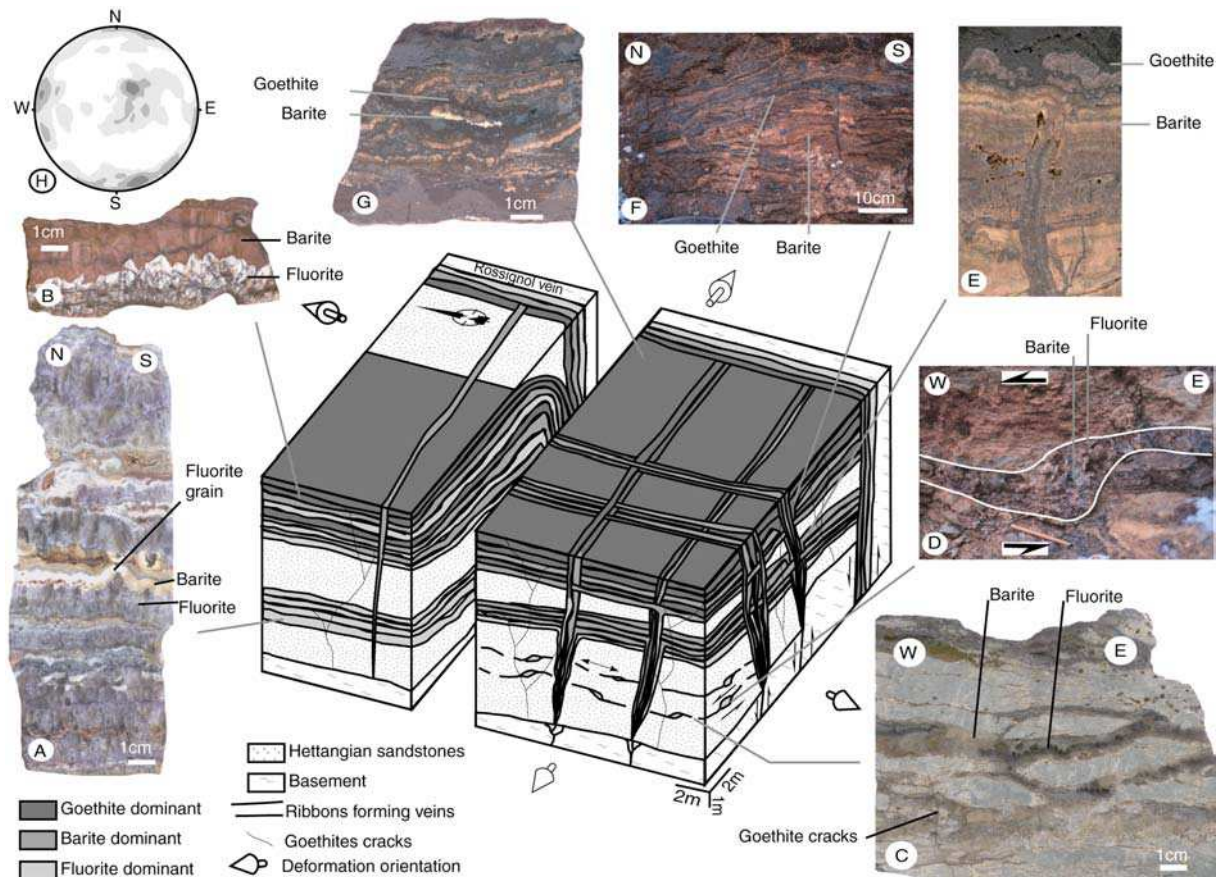


Figure 65 : Diagramme montrant les structures du gisement des Redoutières observées à l'aplomb du filon du Rossignol. (A) Minerai dans les niveaux inférieurs du filon plat constituant la structure principale, (B) minerai prélevé dans le niveau plus haut. Les filonets de fluorine prolongeant la structure principale au Sud peuvent être (C) tronçonnés ou (D) présenter des structures de cisaillement. Les structures entrecroisées au-dessus des plateaux sont à barytine et à fluorine, (E) la barytine cristallise dans des fissures verticales qui s'horizontalisent en un seul ruban à croissance vers le haut. (F) Ces rubans sont coupés à leur tour par des structures similaires plus jeunes, (G) les dernières micro-séquences sont inverses, la barytine cristallisant après la goéthite. (H) Stéréogramme représentant les orientations statistiques des pôles filons entrecroisés. Les contours des densités sont donnés à 0, 1, 2 et 3 avec min. dens.=0,00 et max. dens.=3,84, 147 mesures.

2.1.1 Structure principale

La structure principale est constituée d'un filon plat (ou plateure), ayant un à deux mètres de puissances (Fig. 67A) qui se ramifie en structures secondaires plus petites (Fig. 67B). Dans la carrière des Redoutières le pointement d'un plateau a pu être étudié (Figs. 67A et 67C) ainsi que des filons horizontaux de quelques cm de puissances (Fig. 67B). Le plateau est encaissé dans une lentille argilo-silteuse passant à un chert de silice verdâtre contenant de la fluorine et de la barytine (Fig. 67A). Son remplissage montre une structure rubanée, constituée de micro-séquences fluorines / barytine formant des cavités géodiques plates entre les rubans (Fig. 67C). Avec la fluorine sont associées de la galène (Figs. 68A et 68B), de la barytine et de la pyrite. Dans les géodes, de la barytine cristallise, en même temps que se dépose de la fluorine en grain créant des structures de types sédimentaires (Fig. 65A, 68D,

68E et 68F). Les bandes de croissance de la barytine sont parfois soulignées par de fins niveaux de fluorine grenue. Plus rarement on observe des variations latérales de faciès avec des passages barytine - fluorine grenue (Figs. 65A et 68D). L'observation des textures montre que la fluorine cristallise en premier avec une croissance centripète (Fig. 68E). La barytine est toujours secondaire et cristallise sur les rubans inférieurs de fluorine avec une croissance vers le haut (Fig. 68D). Les micro-séquences les plus anciennes sont à fluorine seule et les plus récentes à fluorine et barytine. La succession de ces micro-séquences se fait soit par reprise de croissance de cristaux préexistants, soit par croissance sur les épontes des filons. Plusieurs types de successions de micro-séquences peuvent être distingués :

1. La succession entre deux micro-séquences de fluorine est marquée par des bandes de croissance (Fig. 68D et 68E). L'ouverture du filon plat en son centre est à l'origine de l'épaississement du ruban supérieur et de l'alternance fluorine-barytine pour les rubans inférieurs (Figs 66). En effet la barytine, cristallisant uniquement sur le ruban inférieur la succession des micro-séquences, forme une structure alternée fluorine-barytine pour les rubans inférieurs, alors que le ruban supérieur est simplement épaissi par reprise de croissance de la fluorine. En outre, des discontinuités dans les bandes de croissance suggèrent des fractures produites par une extension E-W et une cicatrisation par la fluorine d'une séquence postérieure au stade de fracturation.
2. La réouverture des filons au niveau d'une éponte (Figs. 66D'), conduit à la formation de fluorine dont la croissance prend une allure centrifuge. Si la micro-séquence est à fluorine et barytine, il y a alors formation d'alternance de rubans de fluorine dont la croissance à une allure centrifuge et de rubans de barytine à croissance vers le haut.

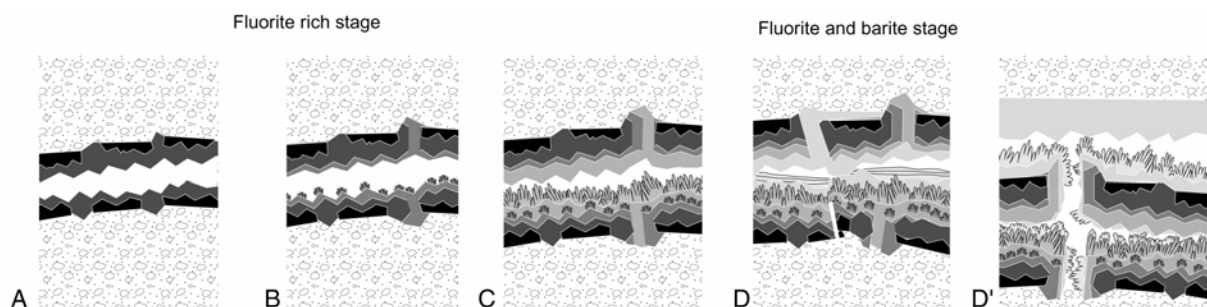


Figure 66 : Modélisation des séquences de cristallisation remplissant le filon principal. De A à D réouverture au centre de la structure, avec augmentation progressive de la quantité de barytine et apparition de lits de fluorine grenue. En D' réouverture à l'éponte supérieure formant un ruban de fluorine à croissance « centrifuge ».

La structure principale se ramifie en filonnets centimétriques appelés structures secondaires. Il s'agit de filons plats à remplissage de micro-séquences fluorine - fluorine en grain - barytine semblables à celles décrites dans le plateau. Dans ces filonnets deux structures micro-tectoniques types sont observées sur des coupes E-W :

1. Des pull-aparts, à remplissage de barytine, suggérant un abaissement des compartiments W (Fig. 65D)
2. Des filonnets de fluorine tronçonnés et cicatrisés par de la barytine (Figs. 65C et 68E)

Toutes les structures précédemment décrites sont recoupées par de fines fissures à remplissage de goëthite (Fig. 68E).

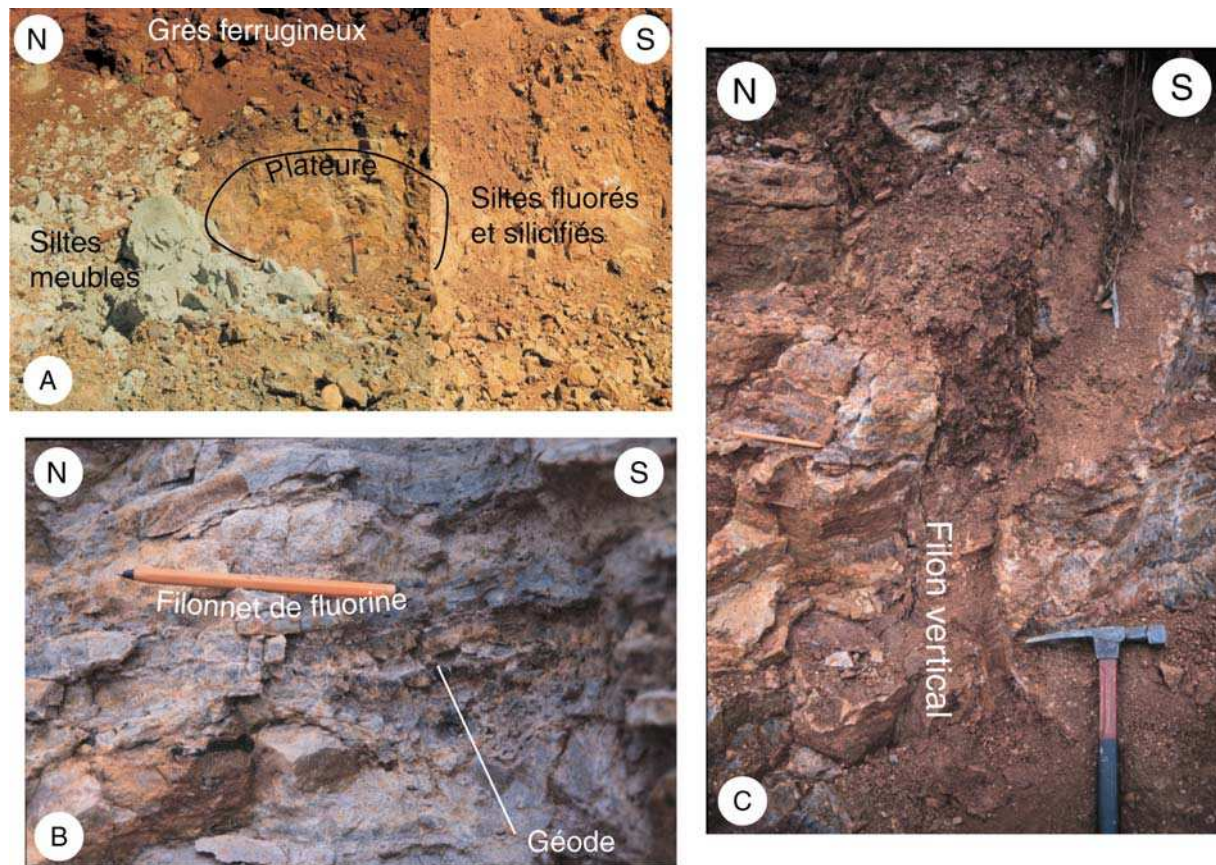
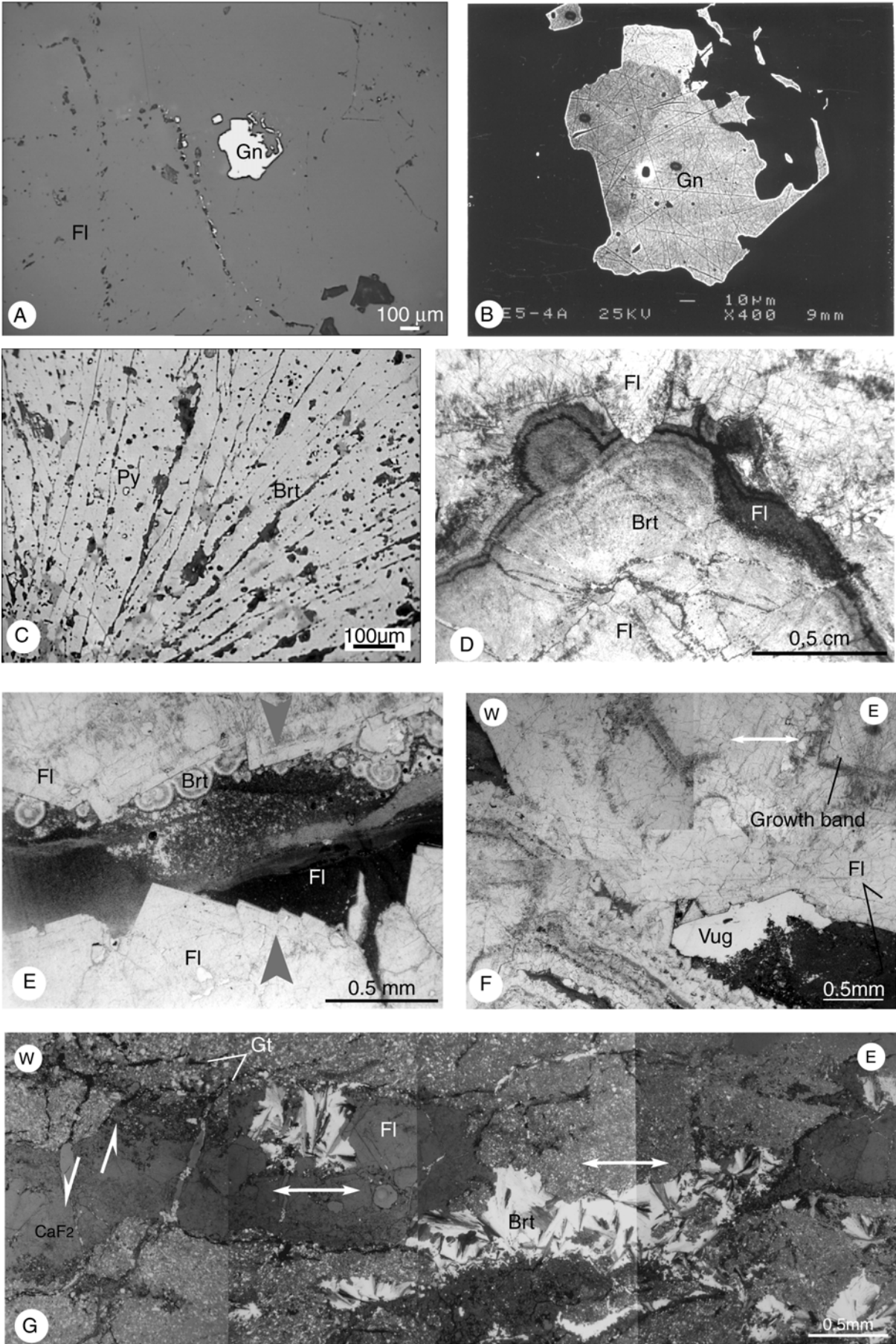


Figure 67 : Affleurement de la structure principale au niveau de la carrière des Redoutières. (A) Filon plat se ramifiant en (B) filonets. (C) La structure du remplissage montre des alternances fluorine - barytine parfois recoupées verticalement.

Page suivante figure 68 : Minéralogie, texture et structure des filons plats de fluorine. Fl fluorine, Gn galène, Brt barytine, Py pyrite, Gt goëthite. Les flèches grises représentent les directions de croissance et les flèches blanches la déformation. (A) Galène avec une texture de syncroissance avec la fluorine ; (B) vue en électrons rétrodiffusés montrant des zonations chimiques. (C) Barytine fibroradiée avec des cristaux de pyrites. (D) Fluorine en grain interrompant un ruban de barytine. (E) Géode de fluorine remplie par un « sédiment » de fluorine en grain. (F) Bande de croissance cicatrisée par de la fluorine indiquant une extension E-W, (G) filonnets de fluorine tronçonnés et cicatrisés par de la barytine suggérant une extension E-W.



2.1.2 Les « filons » entrecroisés

Les filons entrecroisés sont constitués de trois types de structures classées suivant leur orientation : les structures obliques, horizontales, et verticales (Fig. 65H).

1. Les structures obliques existent localement et semblent être guidées par les stratifications obliques des bancs gréseux (cf Fig. 69A et 69A'). Les mesures montrent une seule orientation oblique et suggèrent que l'ouverture de ces plans de stratification dépende de leurs orientations.
2. Dans les structures verticales, deux familles peuvent être distinguées : la première a une orientation N-S et la seconde a une direction E-W (Figs 69B, 69C, 69D). Les statistiques sur les épaisseurs des filons donnent les moyennes suivantes $m_{NS} = 0,13$ m, $\sigma_{NS} = 0,21$ m (33 mesures) et $m_{EW} = 0,07$ m, $\sigma_{EW} = 0,06$ m (39 mesures). Ces structures verticales deviennent plus épaisses vers le haut. A leur base elles ont un remplissage composé de micro-séquences, riches en fluorine (Fig. 69A). En position intermédiaire le remplissage devient exclusivement barytique. Au sommet la goëthite domine la formation hydrothermale (Fig. 69C, 69D). Les textures montrent des croissances symétriques centripètes, la barytine cristallise en gerbe fibroradiée et la goëthite en ruban collomorphe. Les fentes de dessiccation observées dans la goëthite montrent une cristallisation à partir d'un gel. Enfin les micro-séquences de cristallisation se succèdent par réouverture du filon. Trois types de réouvertures peuvent être distinguées. Le premier type correspond à une ouverture au cœur de la structure donnant un remplissage parfaitement symétrique. Le second correspond à une ouverture à la limite encaissant / filon incluant des rubans de grès dans la structure filonienne (Fig. 70A). Le troisième type correspond à une ouverture entre des rubans préexistants avec parfois un léger décalage indiquant alors des jeux de faille normal (Fig. 70B). Dans les deux derniers cas la symétrie du remplissage des micro-séquences successives est perdue. D'autres textures micro-tectoniques montrent des plans de cisaillement horizontaux, formant des structures en pull-apart avec un remplissage de barytine (Fig. 70C). Enfin les filons verticaux passent en continuité à des structures horizontales (Figs. 65E, 65F, 69C, et 69D).
3. Les structures horizontales sont les plus importantes ($m_H = 0,32$ m, $\sigma_H = 0,47$ m, 72 mesures). Deux types de structures horizontales sont distingués : celles à doubles rubans symétriques et celles à ruban unique. Les premières sont des structures filoniennes horizontales, les secondes, les plus nombreuses, sont des niveaux de dépôts de surfaces. Les remplissages sont essentiellement à barytine fibroradiée et goëthite collomorphe (Figs. 70D, 70E et 70F), la goëthite pouvant parfois cristalliser dans le clivage [001] de la barytine (Figs. 70E, 70F). Cependant, à l'aplomb des plateaux, les micro-séquences sont complètes et débutent par la cristallisation de fluorine. Dans ces niveaux les épaisseurs de rubans sont très variables (Fig. 69D et 69D'). Ces variations d'épaisseurs sont interprétées en considérant des conditions de surfaces irrégulières. Les zones en creux autour des filonnets d'alimentation permettent alors des taux de cristallisation plus importants. D'autre part le piégeage de claste de rubans de goëthite dans ces niveaux d'encroûtements renforcent l'idée d'un dépôt de surface, localement érodé et sédimenté pendant la phase hydrothermale (Fig. 70G). Enfin ces encroûtements de surface sont fracturés et servent de roches hôtes pour les filons verticaux postérieurs formant une structure de sinter (Figs. 65E, 65F et 69). Les expressions hydrothermales les plus tardives sont caractérisées par une micro-séquence inverse débutant par de la goëthite et finissant par de la barytine (Fig. 65G).

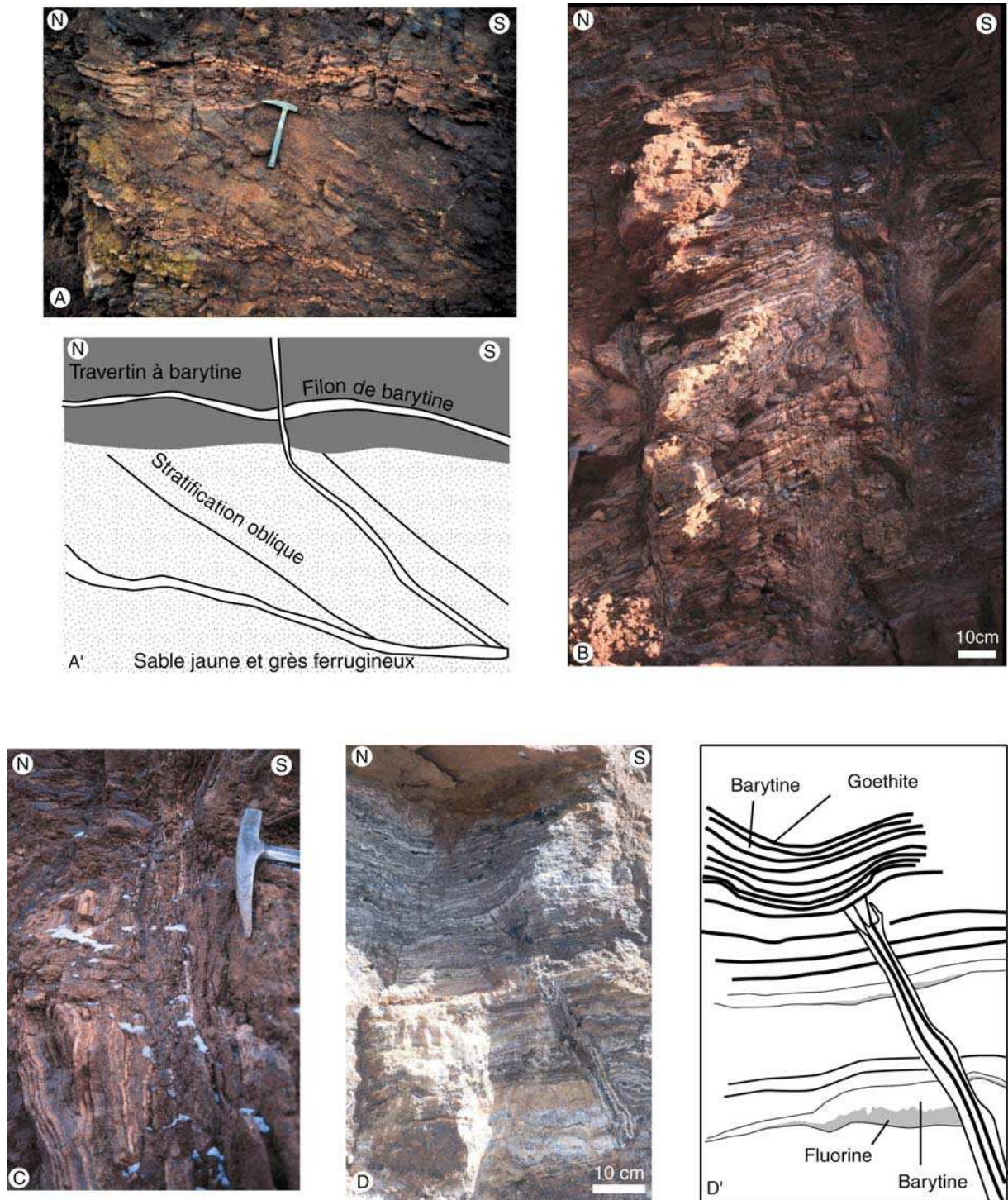


Figure 69 : Structure des filons entrecroisés. (A) et (A') ouverture des plans de stratification par les filonnets de barytine, (B) structure complexe de ce niveau où localement le grès est complètement absent, (C) structure verticale passant à l'horizontal, (D) (D') filon se digitant avant de passer à l'horizontal. On remarquera la dissymétrie des rubans horizontaux situés de part et d'autre de la structure verticale.

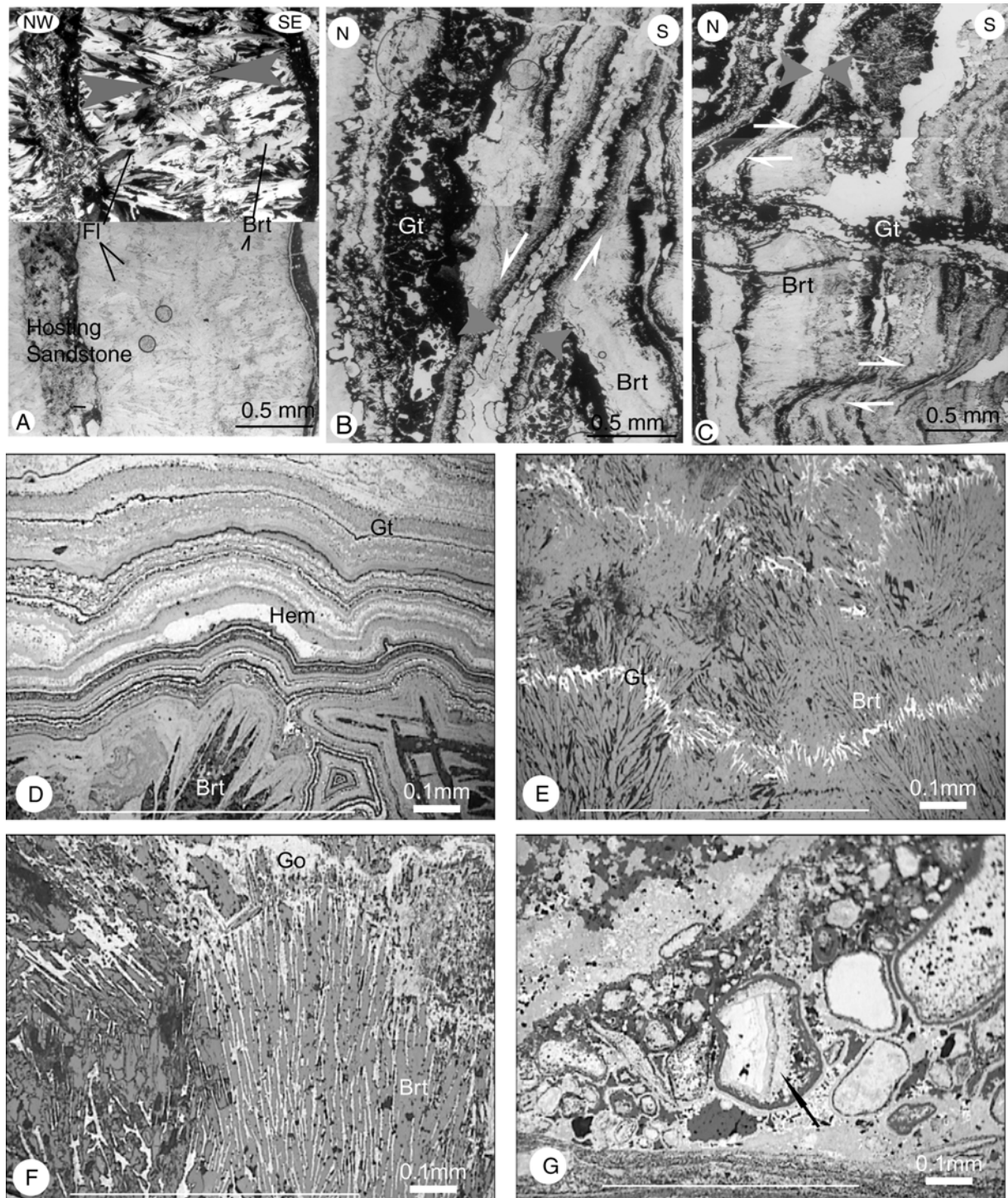


Figure 70 : Structure et texture des filons entrecroisés. Fl fluorine, Brt barytine, Gt goëthite, Hem hématite, les flèches grises indiquent les sens de croissance minérale, les flèches blanches donnent les directions de la déformation, le trait blanc donne la direction des filons. (A) Les filons verticaux ont un remplissage à fluorine et barytine et peuvent emballer des bandes d'encastant. Plus haut le remplissage est constitué de barytine et de goëthite avec (B) des réouvertures en structure normale, (C) des ouvertures dues à des bandes de cisaillement horizontales. Les rubans horizontaux sont remplis (D) de goëthite à texture collomorphe, (E) de barytine fibroradiée. (F) Parfois la goëthite cristallise dans le clivage de la barytine. (G) Dans le sinter des fragments de rubans de goëthite collomorphe sont visibles.

2.1.3 Les sables barytiques et fluorés hettangiens

Les sables hettangiens sont cimentés par la minéralisation dont la nature varie suivant leur position. Au voisinage des plateures le ciment des grès est de la fluorine qui passe latéralement à de la barytine. Verticalement le ciment devient barytique puis gœthitique. L'enrichissement en fluorine, barytine et gœthite est partiellement contrôlé par la porosité et donc par la granulométrie du grès, les lentilles silteuses étant généralement stériles.

La zone des plateures passe latéralement à un niveau cherteux verdâtre (Fig. 71A). Cette silicification du grès est localement enrichie en fluorine, barytine et en sulfures (Fig. 71A). Parfois la silice épigénise la barytine (Fig. 71B). Quand celle-ci est à son tour épigénétisée par de la fluorine, elle provoque une morphologie aciculaire en rosette inhabituelle pour la fluorine (Figs. 71C, 71D).

La fluorine du grès cimente les particules et ne provoque aucune altération chimique visible au niveau du sédiment. Cependant la fluorine est responsable du démantèlement mécanique de la muscovite. En effet elle cristallise dans les clivages de la muscovite, jouant le rôle de coin, elle la fait « éclater ». En outre dans ce niveau, à proximité du filon du Rossignol, des galets rappelant la texture de la fluorine cherteuse ont été trouvés à proximité du socle (Fig. 71E).

Latéralement lors de la transition entre ciment fluoré et ciment barytique, des relations de types croissances compétitives sont observées entre la fluorine et la barytine. Cette dernière a une texture de croissance en rosette ou en gerbes. Enfin nous noterons que les éléments figurés de ce grès ne sont pas toujours jointifs suggérant soit une cimentation précoce soit une évolution de l'espace inter-granulaire (Fig. 71F). La chimie de ces solutions étant peu agressive, la thèse d'une cimentation précoce est retenue et s'explique par des dépôts de barytine en sub surface, en même temps que se dépose le sable. A l'approche de la transition entre le grès et les lentilles d'argiles silteuses la barytine cristallise sous forme de rosettes centimétriques et sa teneur baisse (Fig. 71G).

Enfin le ciment gœthitique est formé de fines couches collomorphes concentriques recouvrant les quartz, les feldspaths et les muscovites (Fig. 71H). Là encore des fentes de dessiccations suggèrent une croissance à partir d'un gel. En se rapprochant des niveaux les plus superficiels, la gœthite perd sa texture rubanée pour une texture plus massive (Fig. 72A et 72B). Dans le même temps apparaissent des géodes de quartz et de gœthites. Ces changements texturaux avec apparition de quartz géodique sont à rattacher au phénomène de latéritisation.

Une étude détaillée des textures de la gœthite a été réalisée en utilisant l'imagerie, le goniomètre de texture et l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique. Cette étude sera présentée dans la partie portant sur l'origine du fer (Chap. VI).

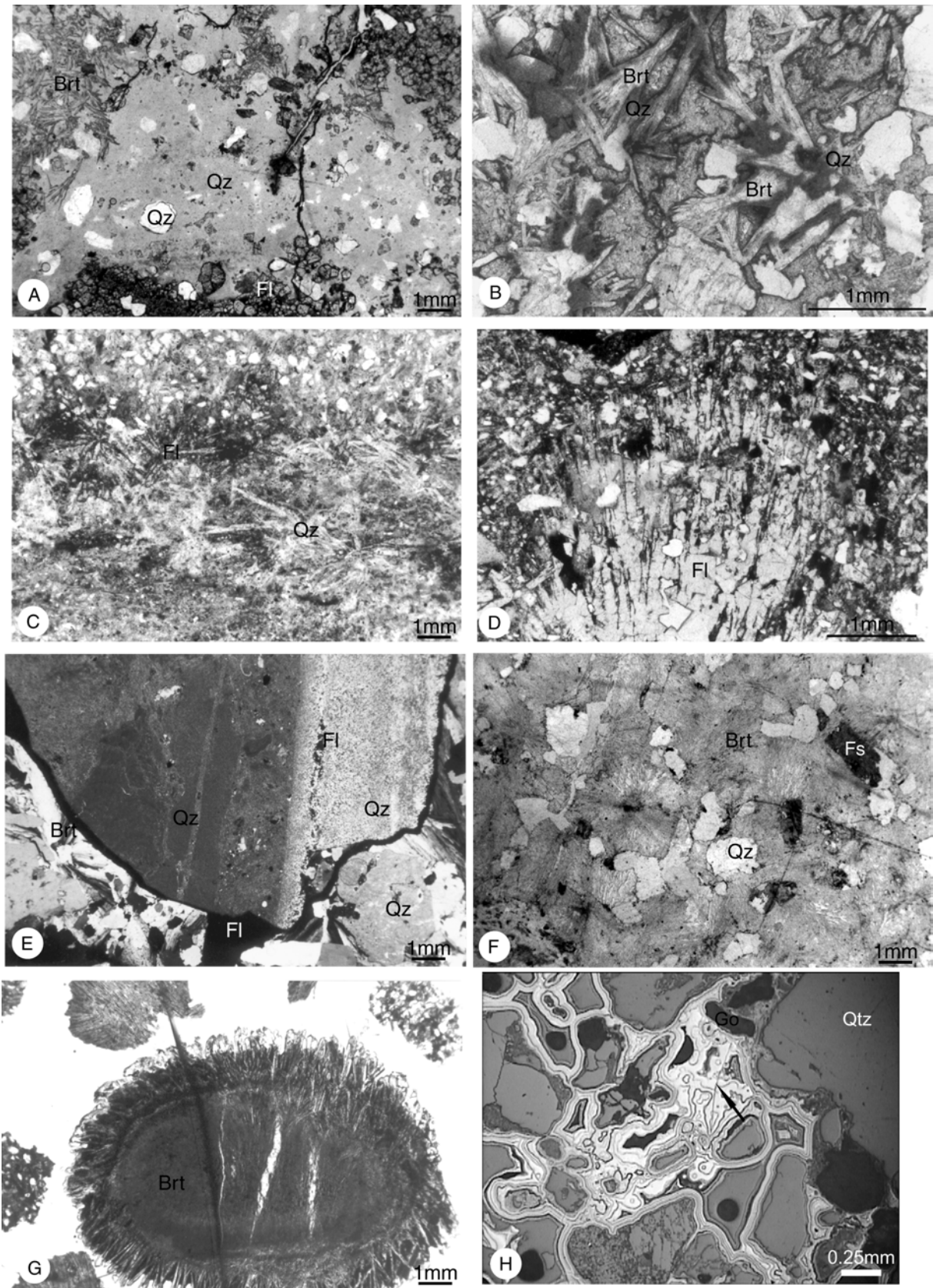


Figure 71 : Texture du ciment fluoré et barytique des grès hettangiens. Fl fluorine, Brt barytine, Qz quartz, Fs feldspaths. Structure des différents ciments du grès. (A) Grès silicifié, (B) la silice épigénise la barytine, (C) est épigénitisée à son tour par la fluorine et donne (D) des textures de fluorine aciculaire. (E) Galet rappelant le faciès cherteux du stade Fv-v, (F) grès barytique à éléments non jointifs, (G) rosette de barytine, (H) ciment de goéthite collomorphe.

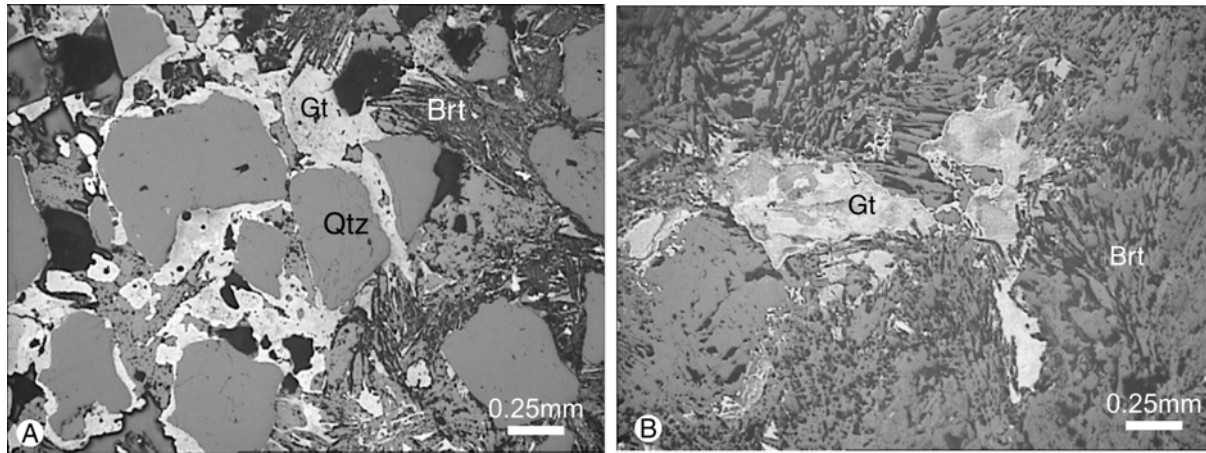


Figure 72 : Texture massive de la goëthite a proximité de la surface. (A) dans les grès et (B) dans les filons.

2.1.4 Paragenèse

La succession paragénetique est résumée dans le tableau 4. La comparaison de cette paragenèse, avec le remplissage du filon du Rossignol, montre qu'elle correspond au stade Fj-Ba du filon du Rossignol. Cette interprétation sera confirmée par l'étude des inclusions fluides, et des terres rares (Chap. VII). On distingue une « méga-séquence » observée à l'échelle de l'événement minéralisateur et les « micro-séquences » de cristallisation observées à l'échelle des remplissages filoniens.

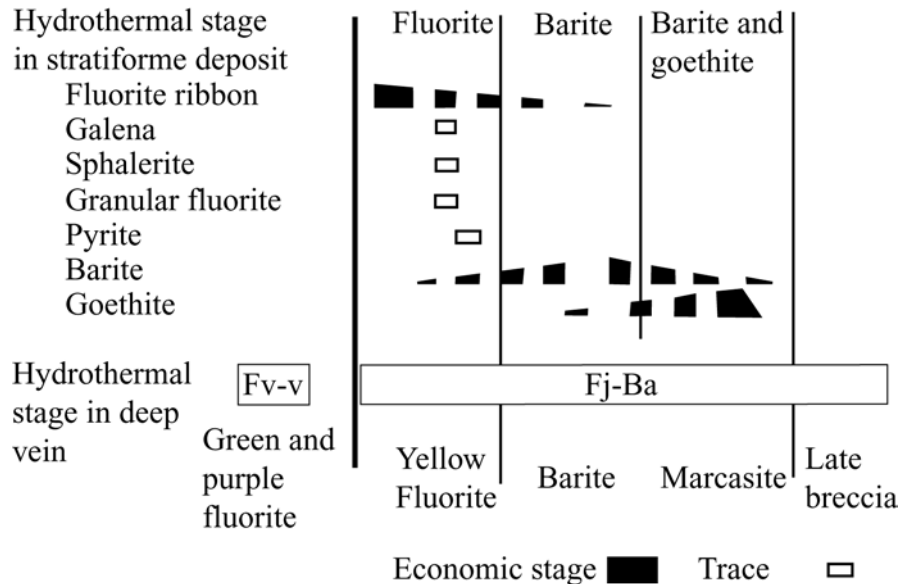


Tableau 4 : Succession paragénetique observée dans la carrière des Redoutières, corrélées avec la succession paragénetique du filon du Rossignol.

La méga-séquence des Redoutières est décomposée en trois sous-stades : fluorine dominante, barytine dominante, barytine et goëthite dominante. La transition entre ces trois stades étant très progressive, une grande variété d'assemblages intermédiaires a été observée au niveau des micro-séquences. Pour ces dernières une séquence de base peut être définie par la succession suivante : fluorine - barytine - goëthite. Les proportions pour chaque minéral

varient de 0 à 100%. Ces micro-séquences évoluent dans le temps. Les premières sont à fluorine dominante, galène et sphalérite en traces ; les suivantes à barytine et pyrite rares et finalement les dernières sont à goëthite dominante et hématite rares. On notera que les micro-séquences les plus tardives sont inverses, débutant par de la goëthite et se terminant par de la barytine. L'évolution chimique générale des micro-séquences forme une méga-séquence. Cette méga-séquence peut être corrélée avec les deux premiers sous-stades (i) et (ii) du stade Fj-Ba du filon du Rossignol. Le stade à fluorine dominante correspondant au sous-stade (i), le stade à barytine dominante correspond au début du sous-stade (ii) et enfin le stade à barytine et goëthite dominante peut être corrélé avec la fin du sous-stade (ii) lors de l'apparition de la marcasite.

2.3 Interprétations

Les coupes des figures 42 et 64 montrent que le gisement des Redoutière est situé sur des compartiments de socle abaissé par des failles NS et EW, là où les accumulations sédimentaires sont maximales. Ces structures semblent être la conséquence de la subsidence du Bassin Parisien. Les structures N-S accommoderaient l'ouverture du Bassin parisien suivant une extension E-W, et les failles E-W résulteraient de l'approfondissement de ce bassin vers le Nord (Guillocheau et al. 2000). Le caractère syn-tectonique de la minéralisation est prouvé par les réouvertures en jeu normal (Fig. 70B) et les textures de cicatrisations (Figs. 68F et 68G). Le système de failles N15 et N105 aurait alors permis la migration de fluides hydrothermaux jusque vers la surface. Les sables d'abord cimentés auraient une porosité décroissante et ils deviendraient compétents. Ils seraient alors fracturés et les fluides migreraient jusqu'à la paléosurface formant un sinter à barytine et goëthite.

Les grains de fluorine sédimentés peuvent être interprétés en terme de décroissance de la capacité de transport du fluide hydrothermal. Ceci indiquerait une décroissance de la pression hydrostatique à la fin des micro-séquences. Nous supposons donc que l'ouverture des filons du sinter est le résultat de la combinaison de mouvements tectoniques et de surpressions hydrostatiques. La tectonique serait responsable des mouvements cisailants et de structures extensives piégeant les fluides. L'alternance ouverture et fermeture des filons serait contrôlée aussi par la pression de fluides. Celle-ci serait forte en début de séquence et diminuerait jusqu'à la fermeture de la structure. Un tel comportement pourrait être le résultat à la surface d'un mécanisme profond de type « valve » décrit par Sibson (2000) dans des systèmes de failles normales.

3 Les autres gîtes du bassin de Chaillac

Le bassin de Chaillac est aussi connu pour le fer qui a été exploité depuis l'antiquité. Les prospections menées depuis les années 1960 ont montré que, localement, sous les niveaux ferrugineux se trouvent des lentilles de manganèse, de grès fluoré et plus rarement de barytine. Certains niveaux ferrugineux ont été exploités directement en galerie ou en carrière offrant de bons affleurements. Ces différents gisements feront l'objet de descriptions détaillées (Fig. 73) et les données antérieures seront utilisées là où les observations de terrains sont aujourd'hui impossibles à faire.

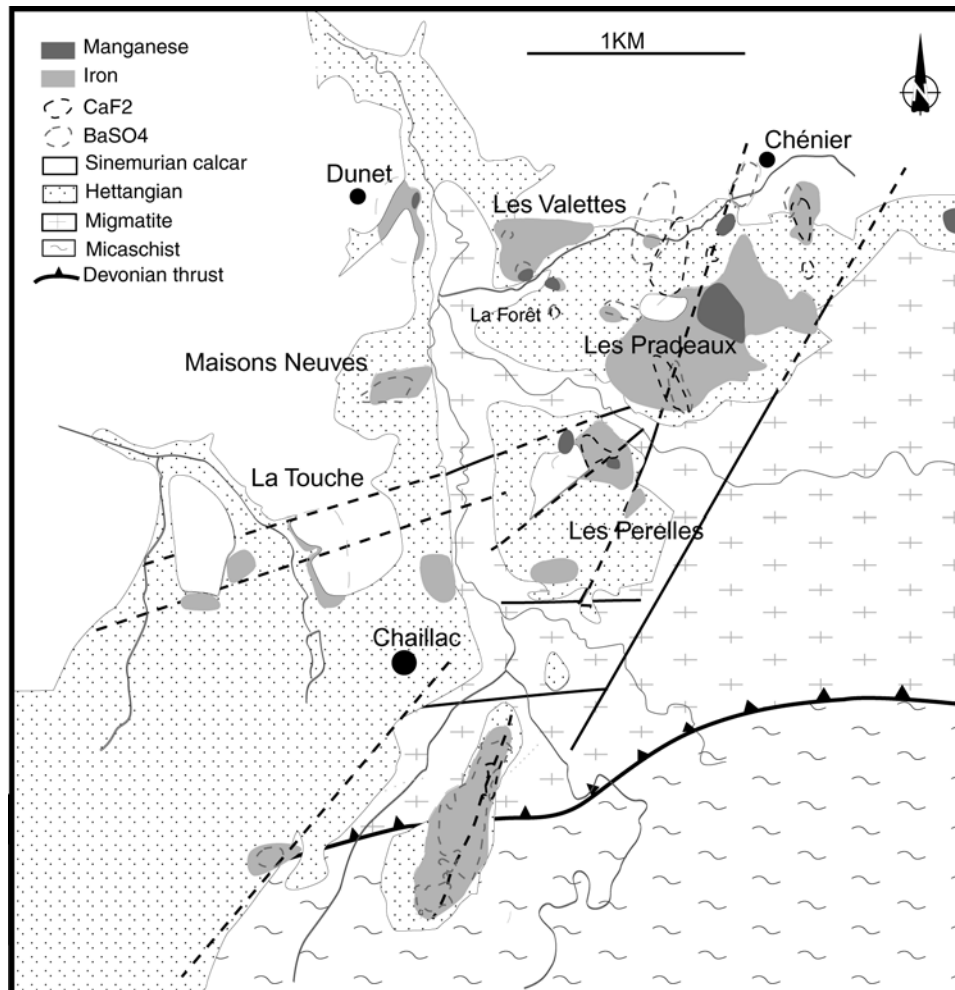


Figure 73 : Carte de localisation des principaux gisements étudiés dans ce chapitre.

3.1 La Raillerie

Ce gisement est situé au Sud du système hydrothermal Redoutières / Rossignol (Fig. 74A). La minéralisation se situe dans une zone en dépression résultant du jeu de deux failles E-W et deux autres failles N15 abaissant les compartiments Ouest (Figs. 74B, 74C).

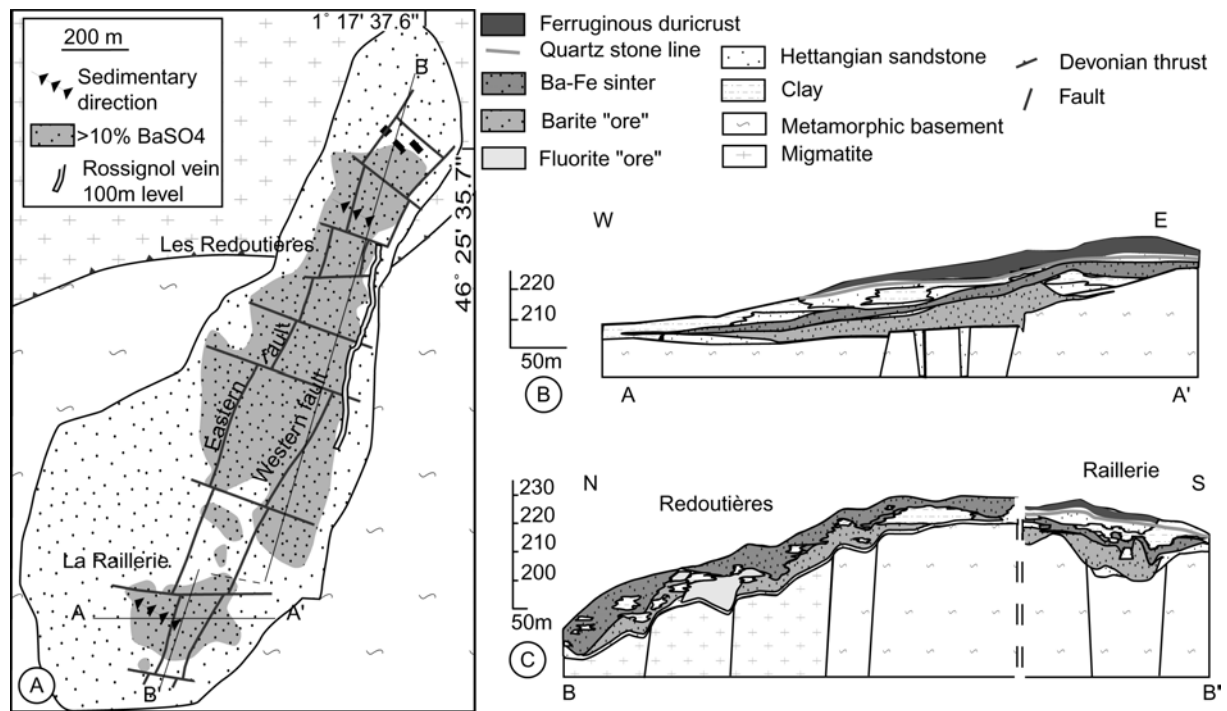


Figure 74 : Présentation du gisement de La Raillerie. (A) carte de la lentille hettangienne où se situe la carrière de La Raillerie. Coupes montrant la structure du gisement en relation avec le système de failles (B) N-S et (C) E-W.

1.1 La minéralisation du socle

Le socle de la Raillerie est légèrement minéralisé et a été exploité dans la partie Est du Gisement. Cette minéralisation est portée par des fractures de barytine et ponctuellement à fluorine jaune (Fig. 50C et 75A) sécants sur les filons d'aplite (Fig. 75B). Les orientations de ces fissures varient suivant la nature du socle : dans les niveaux micaschisteux, ils sont relativement redressés (avec un pendage entre 30 et 78) et ont une orientation variable autour de N105, pour une épaisseur ne dépassant pas le centimètre (Figs. 75A et 75B). Hélène Dubois (1994) a observé des orientations N-S, N 35-40 et N 60-75 au Nord de la carrière de la Raillerie. Elle conclut que ces orientations d'ouverture correspondent à des contrôles très localisés (anisotropies mécaniques induites par des structures de type C-S dans ce micaschiste). Enfin, dans les niveaux argilisés de couleur lie de vin, ces filonnets de barytine ondulent autour d'une position moyenne horizontale et ont une épaisseur de quelques centimètres (Fig. 75C).

Les fissures minéralisées montrent des relations particulières avec les fractures stériles à remplissage sableux. Tout d'abord, nous noterons que ces sables sont faiblement minéralisés avec un ciment barytique quasi-absent. Certains filonnets de barytine sont interrompus par ces structures (Fig. 75E), alors que d'autres les recoupent (Figs. 75D et 75F). Ces relations

permettent de supposer un jeu syntectonique de la minéralisation. D'autre part, le fait que ces structures soient peu minéralisées suggère un remplissage sableux précoce.

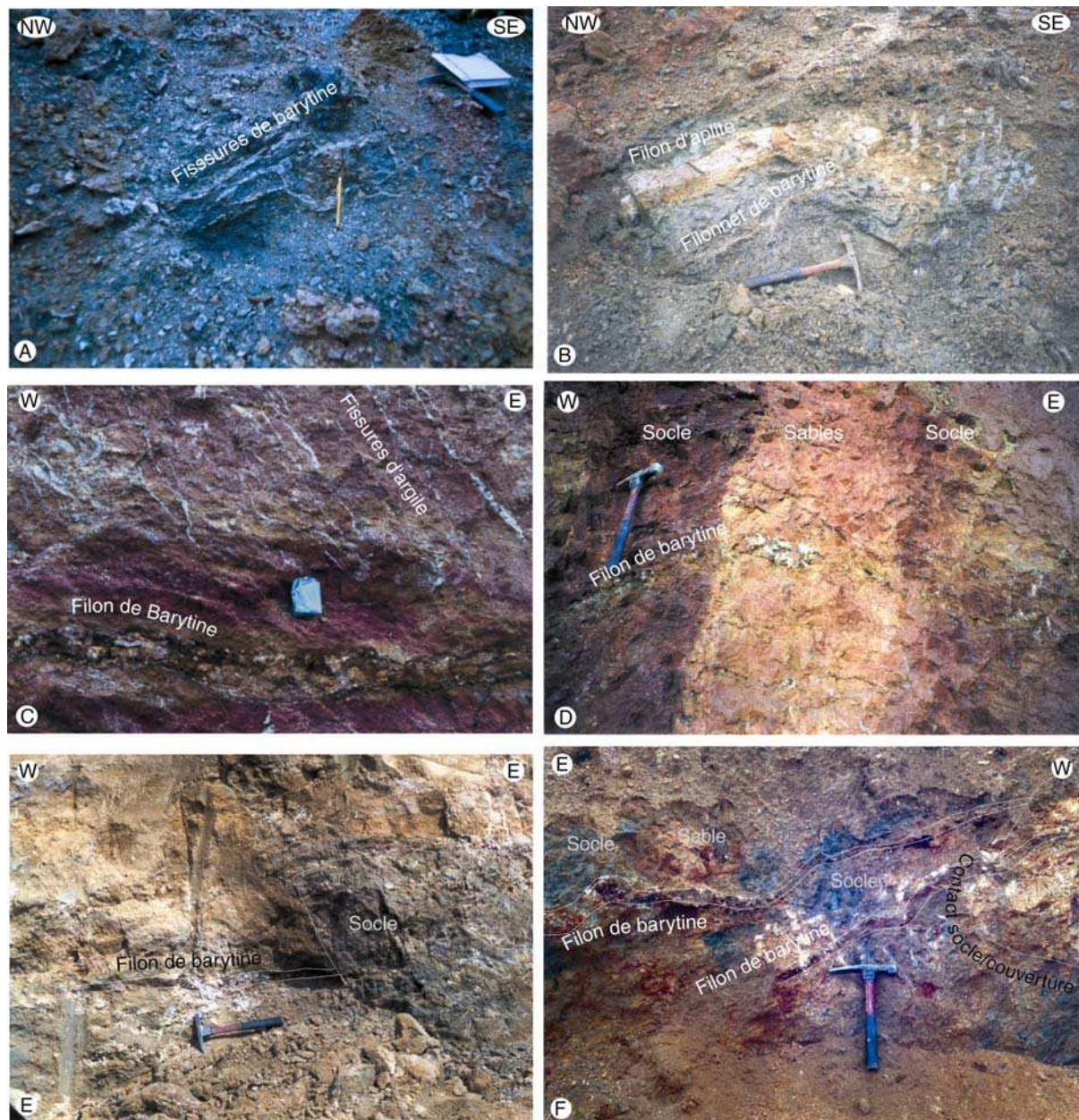


Figure 75 : Relations socle, couverture et minéralisation étudiées dans la carrière de La Raillerie. (A) filonnet de barytine, (B) filon d'aplite et filonnet de barytine, (C) argilisation et rubéfaction du socle autour d'un filonnet de barytine, (D) fissures à remplissage sableux traversées par un filon de barytine, (E) mouvement du socle recoupant un filon de barytine, (F) filon de barytine recoupant un contact socle couverture.

3.1.2 La minéralisation de la couverture

La minéralisation principale est en imprégnation des grès et est stratifiée en deux étages bien nets avec un niveau barytique surmonté par un niveau ferrugineux (Fig. 76).



Figure 76 : Photo montrant le caractère « stratifié » de la minéralisation de La Raillerie. J formation jaune, B formation blanche.

A la base de la **formation barytique** au niveau de la faille N15 prolongeant la faille Est des Redoutières (Fig 74A), un ensemble de rubans de barytine à croissances dirigées vers le haut (Fig 77A) est interprété comme un sinter à barytine. Ce sinter rappelle celui décrit aux Redoutières et dans les rubans de barytine, de la pyrite est présente en traces (Fig. 77B). Néanmoins, celui ci diffère légèrement puisqu'il est percé de cavités mesurant une vingtaine de centimètres. Celles-ci sont sécantes sur le rubanement horizontal et donnent au sinter une allure « karstique ». Les fonds de ces cavités sont tapissés par une argile et des morceaux de rubans barytiques. La barytine ayant un produit de solubilité très faible, une telle structure ne peut s'expliquer que par une usure mécanique qui a sans doute eu lieu lors de circulations hydrothermales intenses. Latéralement par rapport à cette structure, des filons horizontaux et d'autres textures de type sinter à barytine ont pu être identifiés. Certains ont été observés au niveau de la transition socle-couverture et sont recoupés par les jeux des blocs à proximité de la faille N15 (Fig. 75E).

Le **niveau ferrugineux** a une puissance plus faible et est constitué d'un grès cimenté par de la goëthite. A la transition grès barytique – grès ferrugineux, le ciment contient quelques rosettes de barytine puis devient essentiellement goëthitique. La goëthite présente alors un aspect de fines couches collomorphes emballant le quartz, la muscovite et les feldspaths du grès, comme aux Redoutières. En outre, au niveau du sinter, la transition se fait par une succession de fines lamines constituées de barytine et de goëthite (Fig. 77 D). Dans ces lamines, la présence de grains de quartz permet de supposer un faible apport sédimentaire pendant la constitution de celles-ci.

Ce gisement est associé à une zone en dépression centrée sur deux failles normales N15. A l'aplomb de la faille Ouest, la présence de structure de type sinter suggère une minéralisation au niveau de la paléosurface hettangienne, celle-ci pouvant être le socle ou le sédiment sableux. Le jeu de la faille au cours de la sédimentation et de l'hydrothermalisme a pu mettre en position d'érosion ce sinter et les filonnets de barytine du panneau est, provoquant leur arrachement puis leur sédimentation dans les zones les plus basses (panneau ouest). En conclusion, nous pouvons dire que les observations faites dans la carrière de La Raillerie confirment le synchronisme entre la tectonique d'ouverture, la sédimentation et l'hydrothermalisme.

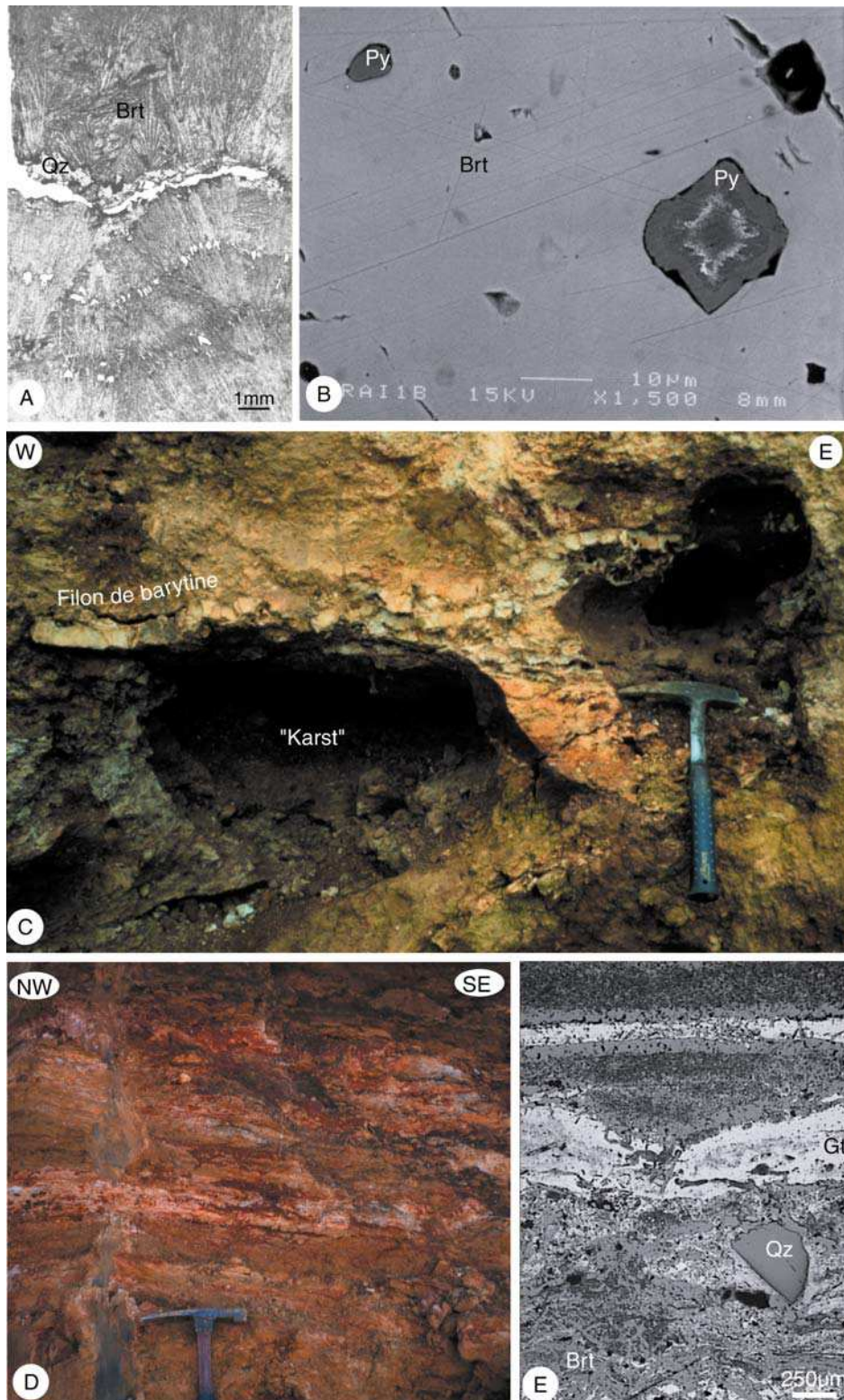


Figure 77 : Détails du sinter de La Raillerie (Brt barytine, Qz quartz, Py pyrite, Gt gœthite). Par rapport aux Redoutières on retrouve (A) une croissance dirigée vers le haut et (B) des inclusions de pyrite avec des zones blanches riches en As. Cependant certaines structures diffèrent nettement de celles rencontrées aux Redoutières. Ce sont (C) les structures « Karstiques » et (D) les fines lamines à alternances barytine-gœthite. (E) Dans ces lamines, les textures minérales sont relativement mal ordonnées et on retrouve une fraction détritique d'origine sédimentaire.

2 Les Pradeaux

L'indice des Pradeaux, exploité pour le fer, est signalé pour la fluorine par Ninkovic dès 1961. Cet indice stratiforme est porté par les sédiments grès-argileux hettangiens discordants sur un socle migmatitique visible sur la rive N du Portefeuille. La minéralisation visible en surface est essentiellement constituée de goëthite. Seule une ancienne tranchée d'exploration montre des bancs de grès à ciment fluoré.

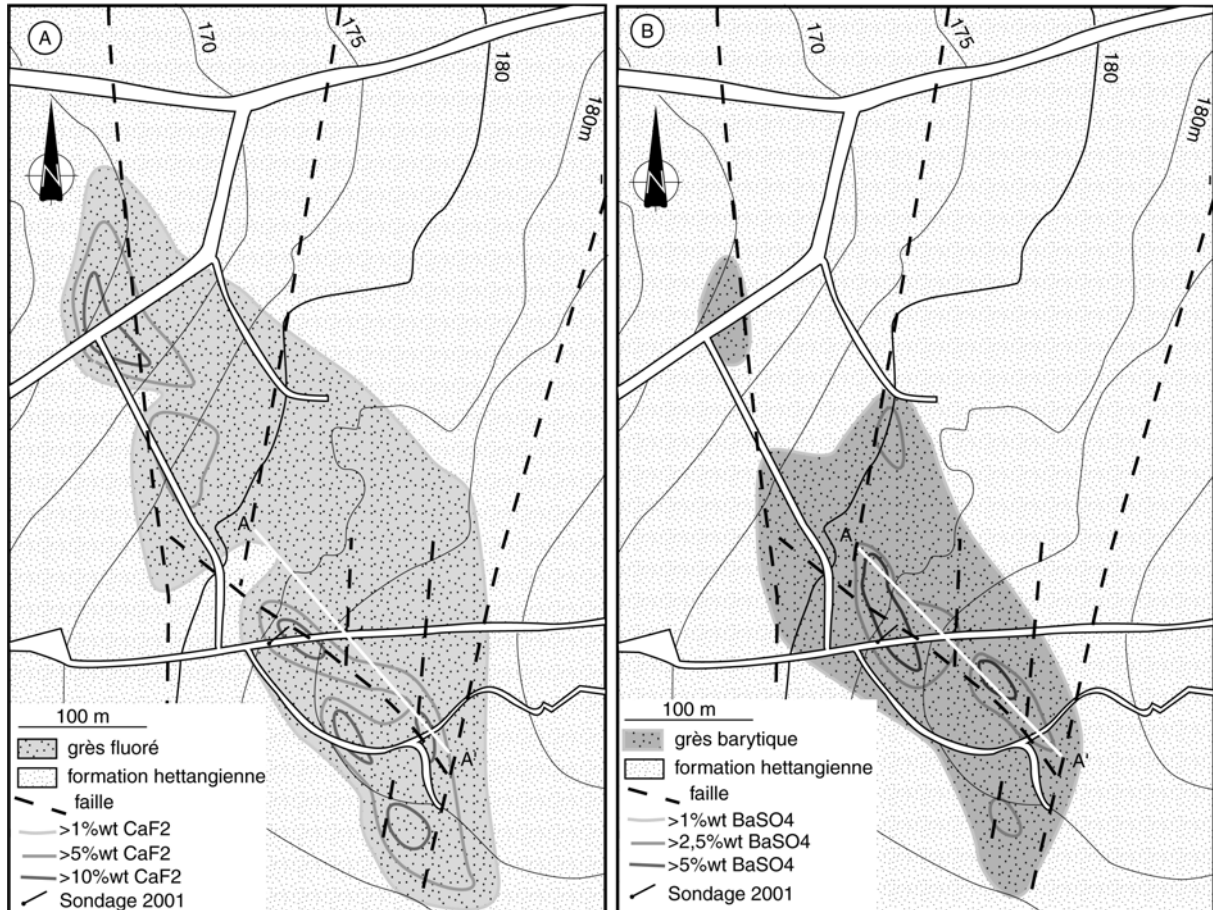


Figure 78 : Cartes superposant la structure du socle avec la minéralisation de Pradeaux. La carte (A) montre les teneurs cumulées en fluorine et (B) les teneurs cumulées en barytine (cartes réalisées à partir des données de sondage de la S.I.C. et de B.C.).

Une synthèse des données des sondages, effectués par la S.I.C., B.C et les données de prospection électrique V. L. F. (Very Low Frequency), a permis d'établir une carte de cet indice. Les isohypses du toit du socle couplées aux anomalies conductrices obtenues en V. L. F. montrent une structure faillée en sigmoïde branchée sur un réseau de failles N15 (Fig. 78). Les teneurs en fluorine et barytine suivent cette structure, et montrent un lien étroit entre cette fracture et la minéralisation (Fig. 78A et 78B). Une série de sondages étaient prévus pour déterminer si les structures du socle étaient minéralisées. Un seul sondage a été réalisé au cours de l'été 2001 et n'a pas recoupé de structure fortement minéralisée. Cependant, ce sondage a permis de révéler une zone d'intense fracturation reconnue grâce aux vitesses d'avancement. Les cartes suggèrent une répartition spatiale différente pour la fluorine et la barytine. Les concentrations les plus fortes en fluorine sont situées sur les failles N15 à l'Est et à l'Ouest de l'indice alors que la zone centrale est plus riche en barytine. En coupe, le gisement montre une importante stratification de la minéralisation : les zones riches en

gœthite recouvrent les zones à barytine et à fluorine (Fig. 79A). Enfin, la minéralisation est fortement contrôlée par la lithologie, seuls les sables sont minéralisés en fluorine et barytine. La fluorine cimentant les grès montre des textures collomorphes peu habituelles et des structures géodiques (Fig. 79B).

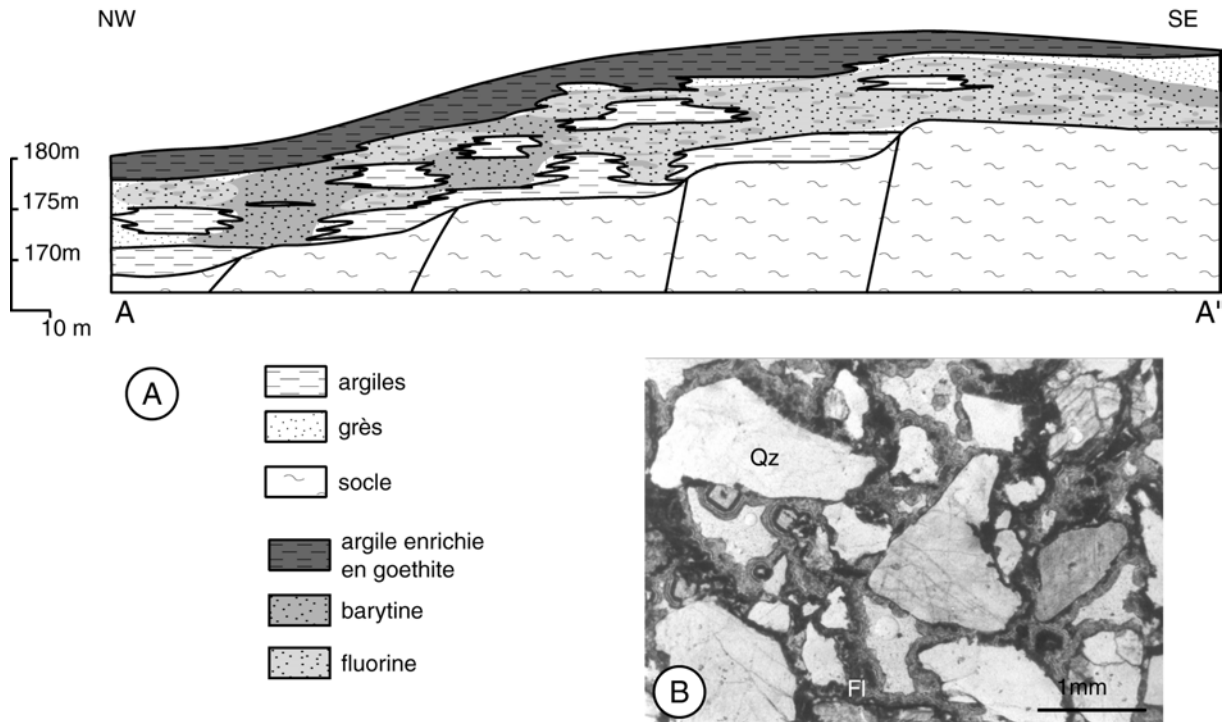


Figure 79 : Coupe et détail de la minéralisation fluorée des Pradeaux. (A) Coupe montrant un socle structuré par une série de failles N-S. Le passage barytine - fluorine est complexe et varie localement alors que le passage au niveau ferrugineux est remarquablement bien stratifié. (B) Texture collomorphe et géodique de la fluorine cimentant le grès des Pradeaux.

3 Le moulin de Dunet

La mine de Dunet est l'indice le plus septentrional du bassin ferrifère de Chaillac. Il est situé sur le flanc occidental d'une colline bordée par la rivière de l'Anglin sur laquelle un moulin a été construit. Cet indice n'a jamais été sondé à notre connaissance, mais a été exploité pour le fer et le manganèse. Cette exploitation a été conduite sur un seul niveau horizontal. Un levé de galerie a permis de montrer que la minéralisation ferrifère était constituée de gœthite cimentant les grès hettangiens et de filonnets gœthitiques avec de la barytine tardive (Fig. 80A, 80B et 80C). Cette chronologie rappelle les venues tardives de barytine de la paragenèse établie aux Redoutières. Certaines galeries de recherches montrent des transitions très nettes entre les niveaux ferrifères et le sédiment hettangien (Fig. 80D). Ce dernier est constitué de bancs de sables et de lentilles d'argiles bariolées (Fig. 80E). Ces variations rapides de faciès indiquent une indépendance entre la nature du sédiment et la minéralisation. Seul un contrôle très localisé de la minéralisation ferrifère peut expliquer de telles variations. Enfin, la gœthite cimentant les grès a une texture en fines couches recouvrant les éléments du grès et rappelle les textures observées dans les niveaux les moins superficiels de la Raillierie et des Redoutières (Fig. 80B).

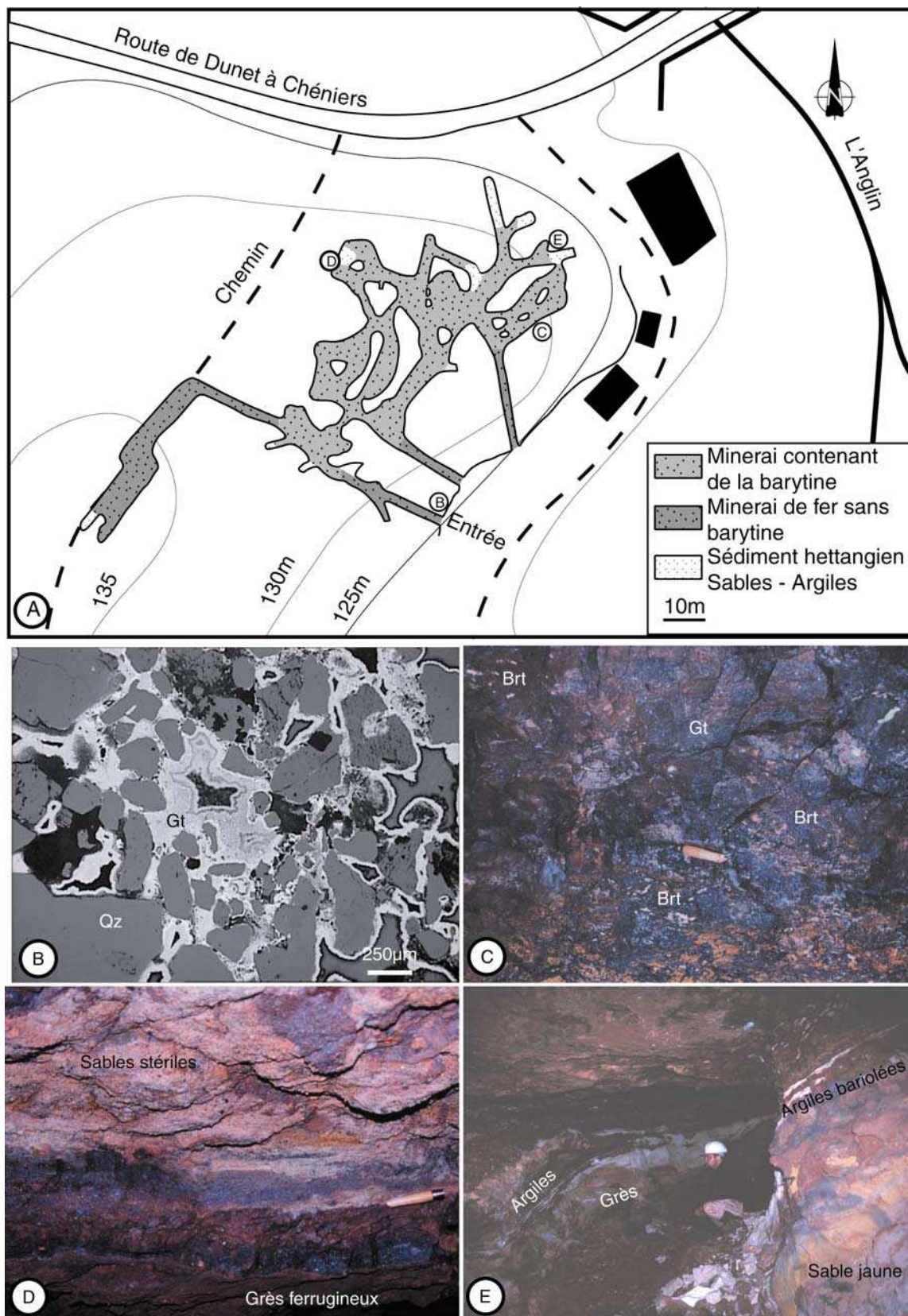


Figure 80 : Carte et détails sur du levé de la mine de Dunet. (A) Carte du gîte. Le minerai est constitué (B) de goëthite collomorphe (C) parfois associée avec de la barytine. La transition grès ferrugineux et sable stérile est rapide. Latéralement par rapport au niveau ferrugineux on retrouve (E) la formation jaune à sable goëthitiques et argiles bariolées.

4 Les Bouiges des Vergnes

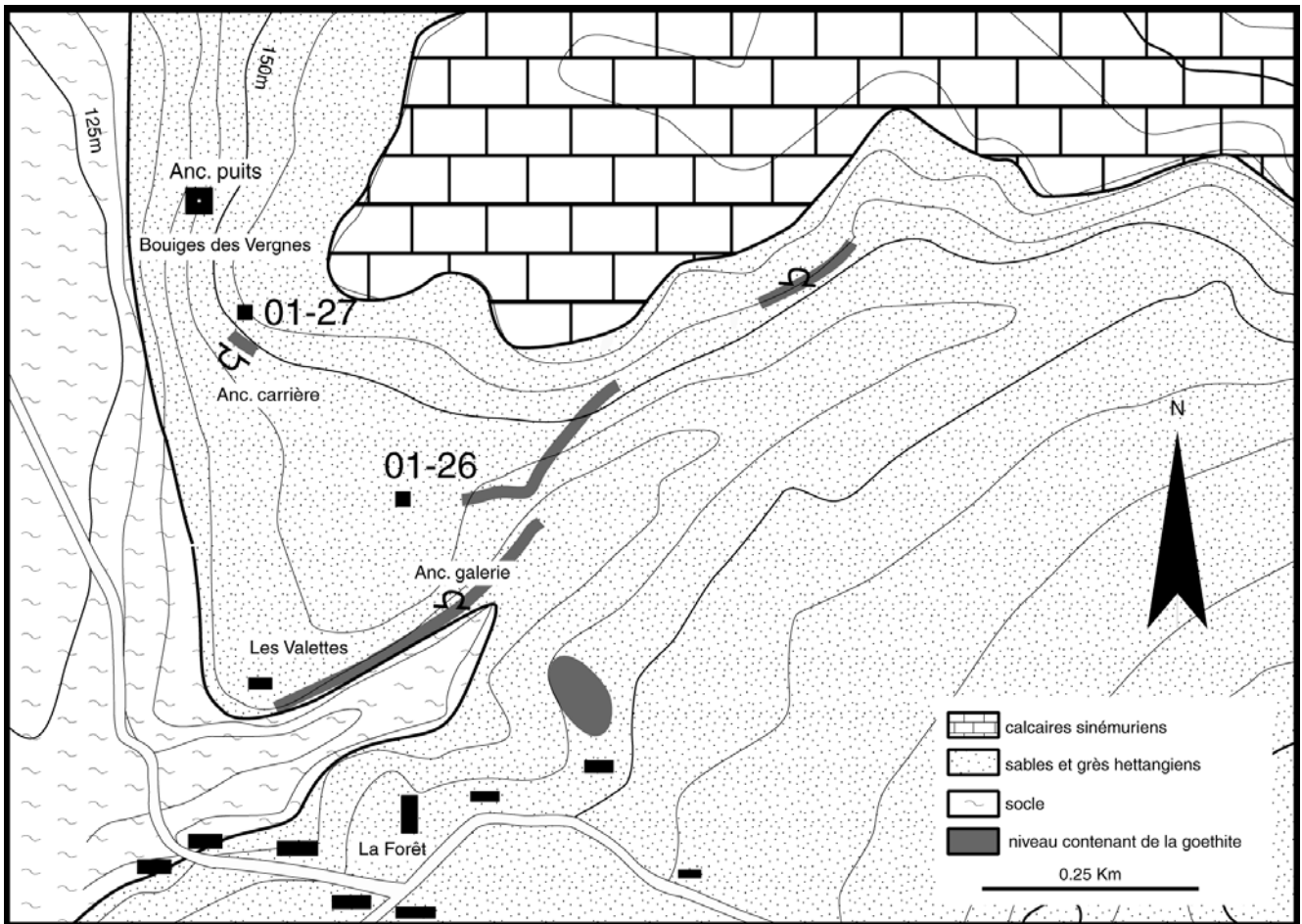


Figure 81 : Carte montrant les affleurements des grès ferrugineux dans la zone de Bouiges des Vergnes et des Valettes.

Situé au Nord du bassin sur la rive Est de l'Anglin, ce gisement a été le siège de plusieurs petites exploitations (Fig. 81). Au Nord, un puits signalé par Vincienne (1948) n'a pas été retrouvé, une zone de broussaille semble indiquer son emplacement à mi-pente. Cependant, cet auteur en a fait une coupe suffisamment détaillée et signale deux couches de « fer bleu » peu épaisses associées à de la fluorine et de la barytine (Fig. 82C). Deux analyses de la couche inférieure ont donné les résultats suivant « 44,81 et 50,7 Fe ; 0,16 et 0,11 Mn ; 0,05 et 0,058 P ; 17,3 et 14,55 SiO₂ ; 9,26 et 4,86 BaO » (Vincienne, 1948). Près de ce puits une carrière a été ouverte. Le front d'abattage encore visible est orienté E-W. Les échantillons prélevés à ce niveau montrent des textures en fines couches, comme précédemment décrit pour le moulin de Dunet (Fig. 82D). Dans cette carrière, sur cinq échantillons analysés par « Les Forges et Acieries de la Marine d'Homécourt », deux présentent des teneurs en « BaO 2,22 et 1,31 » (Vincienne 1948) (Fig. 82B). Enfin, dans le chemin, une bonne partie des remblais sont constitués de filons ferrobarytiques similaires à ceux visibles dans la carrière des Redoutières. L'existence d'un sinter barytique sur ce secteur est probable. Un sondage réalisé par B.C. pendant l'été 2001 n'a pas permis de recouper les niveaux situés sous les zones ferrifères (Fig. 82A).

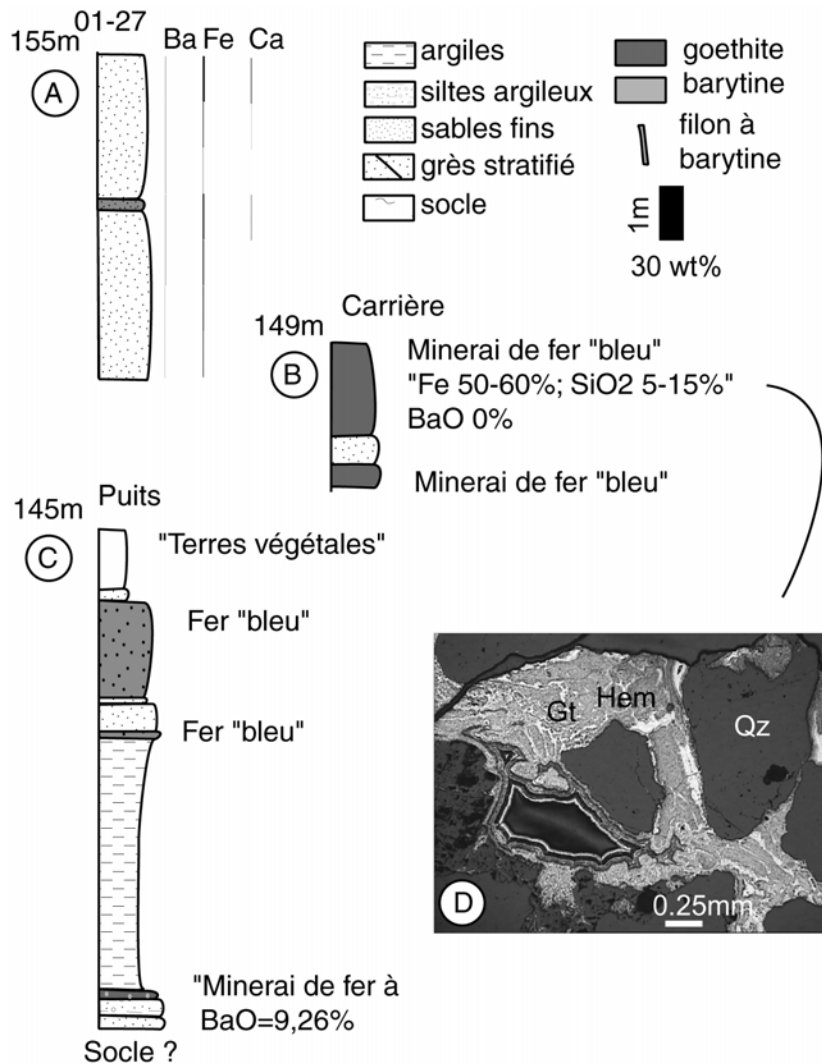


Figure 82 : Synthèse des données sur l'indice de Bouiges des Vergnes. (A) Sondage réalisé pendant l'été 2001, (B) coupe de la carrière et (C) du puits (Vinciennes 1948). (D) Textures du grès ferrugineux au niveau du puits. Hem hématite, Gt goëthite, Qz quartz.

1.3.5 Les Valettes

Au Sud-Est des Bouiges des Vergnes et à l'Est de la ferme des Valettes, un niveau ferrugineux encaissé dans les sédiments hettangiens a été exploité. Vinciennes (1948) y décrit trois anciennes galeries et en donne une coupe synthétique (Fig. 83 B). Une seule galerie a été retrouvée. Dans le niveau de minerai riche en fer on retrouve de fins filonnets de barytine en positions horizontales et verticales (Fig. 83C). La barytine peut être aussi disséminée dans les niveaux de minerais. Les observations microscopiques faites dans ce niveau permettent de mieux définir ce que Vinciennes appelle « minerai ». Celui-ci est constitué de niveaux de goëthite collophorme contenant de la barytine avec une faible fraction d'éléments détritiques terrigènes (Fig. 83D). La goëthite collophorme se termine par de fins rubans (Fig. 83E). La barytine précipite tardivement au niveau des vacuoles et des fines fissures (Figs. 83D et 83E). Au niveau de ces fissures tardives les rubans de goëthite sont fracturés et attestent la mise en place tardive de la barytine par rapport à la goëthite (Fig. 83F).

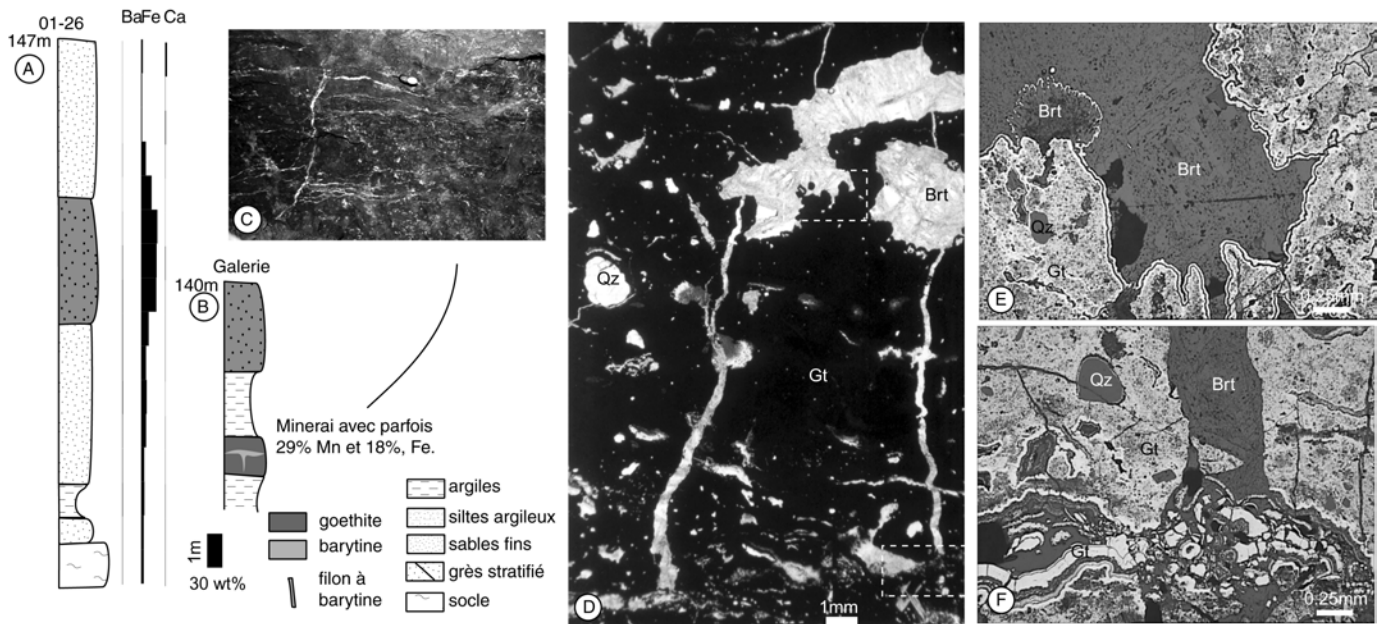


Figure 83 : Synthèse des données sur l'indice des Valettes. (A) Sondage effectué en 2001 au Nord de l'indice des Valettes. (B) Coupe donnée par Vincienne (1948) encore visible dans les anciens travaux. (C) Photo prise en fond de galerie montrant des fissures à barytine encaissées dans de la goéthite massive. (D) Structure du minerai montrant une barytine relativement tardive en remplissage de fissures et de vacuole, et des grains de quartz sans doute d'origine sédimentaire. (E) Structure de la goéthite en fins rubans, certains rubans étant fracturés au contact des fissures de barytines.

Plus à l'Est, aux Aubarades existe une autre exploitation d'un niveau ferrugineux encaissé dans l'Hettangien, la qualité des affleurements ne permet pas une description fine. Vincienne (1948) y signale 1 m de minerai sous 2,5 m de grès ferrugineux (Fig. 81).

1.3.6 Chénier les Pérelles.

Le secteur sud de Chénier a été intensément exploité pour le fer. Vincienne (1948) décrit les exploitations qui maintenant sont remplacées par des broussailles, des ordures ou de petites étendues d'eau utilisées pour la pêche. Dans ce secteur le caractère lenticulaire des minéralisations avec présence de barytine en faible quantité est confirmée (1%, 3,3%, 4,6% BaO, Vincienne 1948). Cependant, le niveau porteur est davantage argileux par rapport aux gisements de la zone ouest (Vincienne 1948). Ceci est confirmé par les sondages 9401 et 9402, dans lesquels les niveaux argileux sont très développés et les analyses confirment la présence de barytine liée aux grès ferrugineux (Fig. 86).

Aux Pérelles, plusieurs exploitations sont mentionnées par Vincienne (1948) et cartées par Ziserman (1980). Une lentille de fluorine est signalée au Nord-Est, et au Nord un indice de manganèse est mentionné.

1.3.7 Maison Neuve

Au Sud du moulin de Dunet, au lieu dit Maisons Neuves, une petite carrière de grès ferrugineux est toujours visible. Vincienne (1948) indique que « le minerai exploité ici se plaçait à la partie supérieure de la série gréseuse. ». Hélène Dubois (1994) y a fait des prélèvements par tarière et trouve que ce niveau ferrugineux a une teneur en barytine de l'ordre de 1 pds%. En section polie, ce grès est constitué de grains de quartz grossiers, de

feldspaths et de muscovites ; le ciment gœthitique montre encore ici de fines couches à textures collomorphes.

1.3.8 La Touche

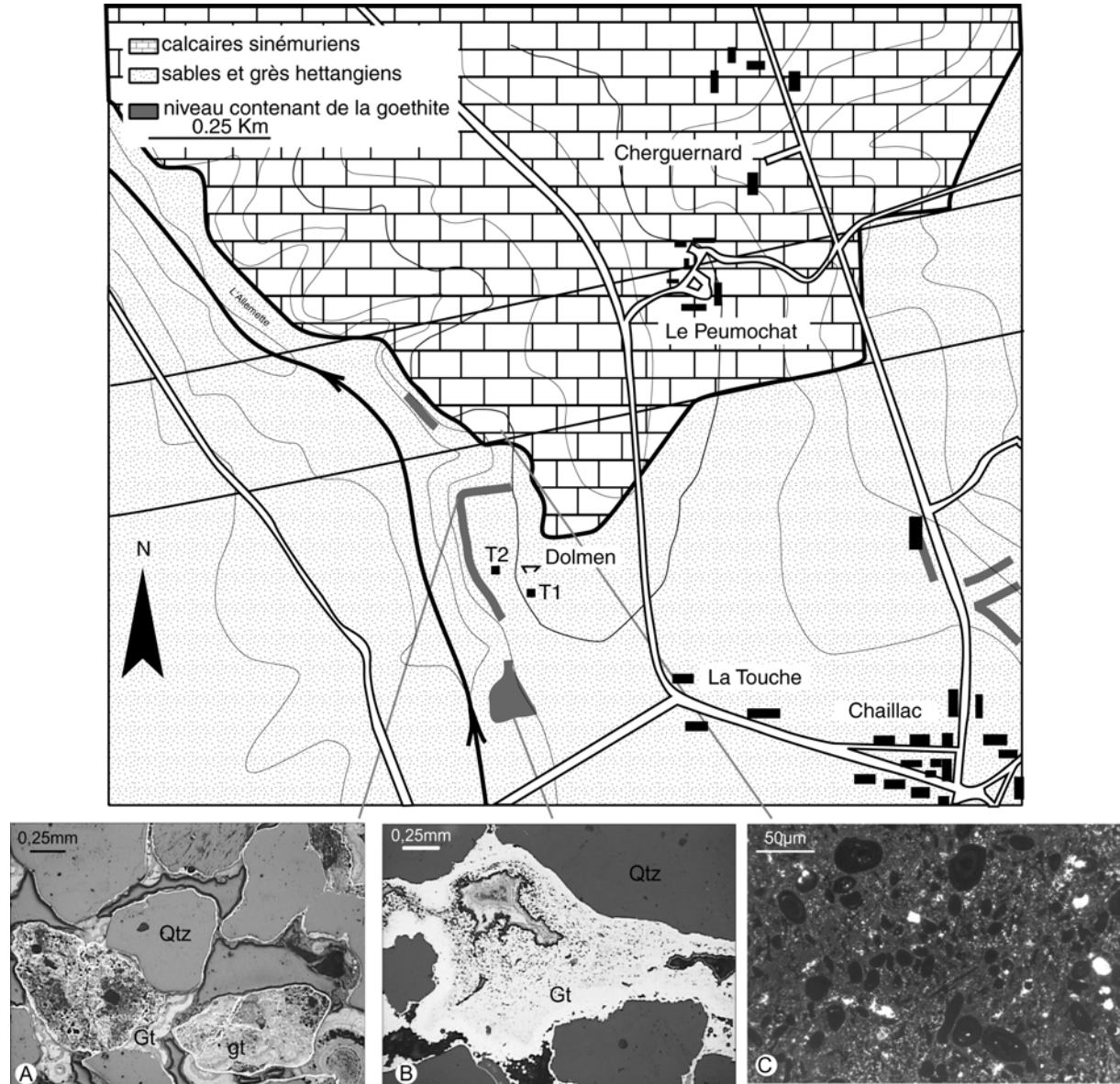


Figure 84 : Carte des affleurements et texture des grès ferrugineux et du calcaire sinémurien de La Touche. La zone sud a sans doute été exploitée pour la pierre de construction. (A) Les textures ont été profondément modifiées en surface. On reconnaît cependant des grains de goëthite rappelant la formation jaune. (B) Plus au Sud, un échantillon provenant de la base d'un front d'extraction montre une texture rubannée altérée passant à une texture massive. (C) Oolites du calcaire sinémurien.

A l'Ouest de Chaillac, près du dolmen de la Touche, des niveaux de grès ferrugineux affleurent le long de la rive droite de l'Allemette et ont été prélevés sur deux sites (Fig. 84). Au Nord, l'affleurement est très superficiel et le grès est faiblement cimenté par de la goëthite avec texture massive (Fig. 84A). Au Sud, un grès ferrugineux affleure avec deux mètres de puissance. Le grès montre une texture rubannée complexe partiellement détruite et

recristallisée sous forme de ciment goëthitique massif (Fig. 84B). Deux sondages percutants effectués entre les deux zones d’affleurement ont recoupé le contact entre le Sinémurien et l’Hettangien (Fig. 85). Dans cette zone, le niveau ferrugineux passe de 3 m de puissance à l’Ouest à 1 m à l’Est.

Plus au Nord, l’Hettangien est recouvert par les calcaires sinémuriens. Ils affleurent en bancs décimétriques séparés par des intercalations marneuses. En lame mince, ces calcaires ont une matrice micritique contenant des oolites de couleur rouge orangé (Fig. 84C).

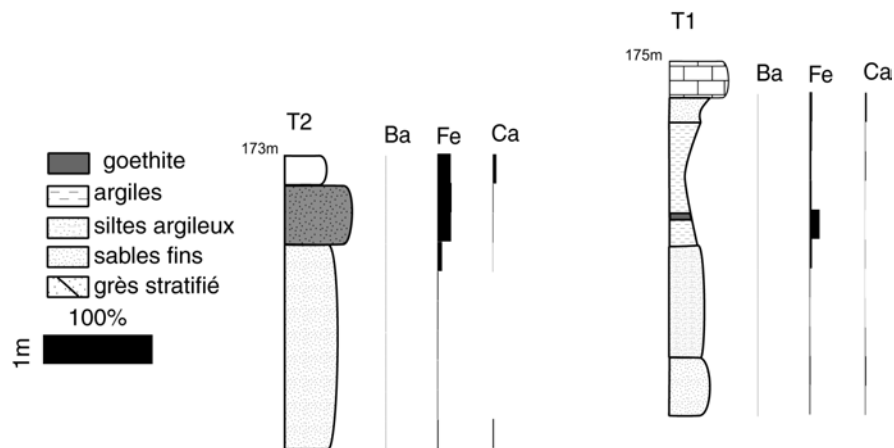


Figure 85 : Logs des sondages effectués sur la zone de La Touche (été 2001). Un niveau ferrugineux a été recoupé ; celui-ci à une puissance qui diminue d’Ouest en Est.

4 Les occurrences minéralisées à l'échelle du bassin

4.1 Les données texturales et minéralogiques du système Rossignol - Redoutières

4.1.1 Corrélation entre la paragenèse des Redoutières et celle du Rossignol

L'étude du système hydrothermal Rossignol - Redoutières a permis de mettre en évidence deux stades principaux. Un premier stade caractérisé par de la fluorine verte et violette (Fv-v) suivi d'un stade à fluorine jaune et barytine. Le stade Fv-v n'a été trouvé que dans le gisement filonien du Rossignol. Le stade Fj-Ba se décompose en trois sous-stades dans le filon du Rossignol : (i) le stade fluorine dominante, (ii) le stade barytine dominante s'enrichissant tardivement en marcasite et (iii) le stade de brèche tardive. Au niveau du gisement des Redoutières trois stades ont été identifiés un stade à fluorine dominante, un stade à barytine dominante et un stade à barytine et goëthite. Une corrélation entre les stades (i) à fluorine dominante du gîte filonien et du gîte stratiforme est évidente. Cependant la corrélation entre le stade (ii) à barytine s'enrichissant tardivement en marcasite du filon et les stades à barytine et à barytine et goëthite du gisement stratiforme est moins direct. Cette corrélation suppose une origine hydrothermale du fer, celui-ci s'oxydant vers la surface. Cette hypothèse devra être contrôlée.

Le détail du stade Fj-Ba montre que ce stade est composé de micro séquences fluorine / barytine / oxyde ou sulfure de fer. Ces micro-séquences évoluent progressivement dans le temps. Elles sont d'abord riches en fluorine, puis en barytine, puis en goëthite. Cette évolution continue forme la méga-séquence fluorine / barytine / oxyde ou sulfure de fer.

4.1.2 Apport des données texturales

Au niveau des Redoutières l'étude des textures a permis de montrer la présence d'un filon plat au-dessous d'un sinter à barytine. Les filons verticaux qui alimentent ce sinter sont orientés N-S et E-W. Ces filons sont remplis par des micro-séquences se succédant, les micro-structures suggèrent des extensions E-W et N-S avec une légère composante cisailante normale, abaissant respectivement les panneaux W et N. En outre les filons N-S sont plus épais que les filons E-W, indiquant une extension E-W plus importante.

Dans le filon du Rossignol deux stades bréchiques ont été identifiés. L'étude de ces brèches ont permis de proposer un mode de formation par effondrement des dépôts filoniens. Ces effondrements se seraient produits dans un milieu très ouvert avec des pressions de fluide ne maintenant pas les épontes. En outre les vitesses de circulation des fluides indiquent que la pression des fluides est plus faible au cours du stade Fv-v et plus importante dans le stade Fj-Ba.

4.2 Interprétation des données de terrains des gîtes de l'ensemble du bassin

La description des ces différents indices minéralisés permet d'affirmer qu'à l'échelle du bassin de Chaillac, les niveaux ferrugineux sont lenticulaires et associés à des zones de failles (Fig. 86). Les minerais de fer de Vincienne (1948) peuvent être rattachés à des niveaux stratifiés de goëthite collomorphe. Dans ces niveaux, on trouve souvent de la barytine en filonnet ou en cristaux disséminés dans le minerai. Dans les filonnets la barytine apparaît postérieure à la cristallisation de cette texture massive peut être rattachée au stade final décrit aux Redoutières. La fluorine a été vue localement aux Pradeaux et a été décrite aux Pérelles. Celle-ci est aussi associée à la barytine et est toujours située sous un niveau enrichi en goëthite. Le caractère local de la cimentation par de la goëthite collomorphe en association avec la fluorine et la barytine suggère une origine hydrothermale.

Par ailleurs, dans les niveaux superficiels, la goëthite collomorphe passe à une goëthite à texture massive vers les horizons de surface. Cette texture massive est secondaire par rapport

aux textures collomorphes et a été décrite au sommet du profil d'altération latéritique de La Raillerie. La position superficielle de la goéthite à texture massive semble indiquer une origine latéritique récente. Un âge Eocène est fortement probable.

Pour confirmer ces interprétations génétiques nous avons affiné l'approche texturale par des analyses d'ASM et des analyses géochimiques sur roche totale.

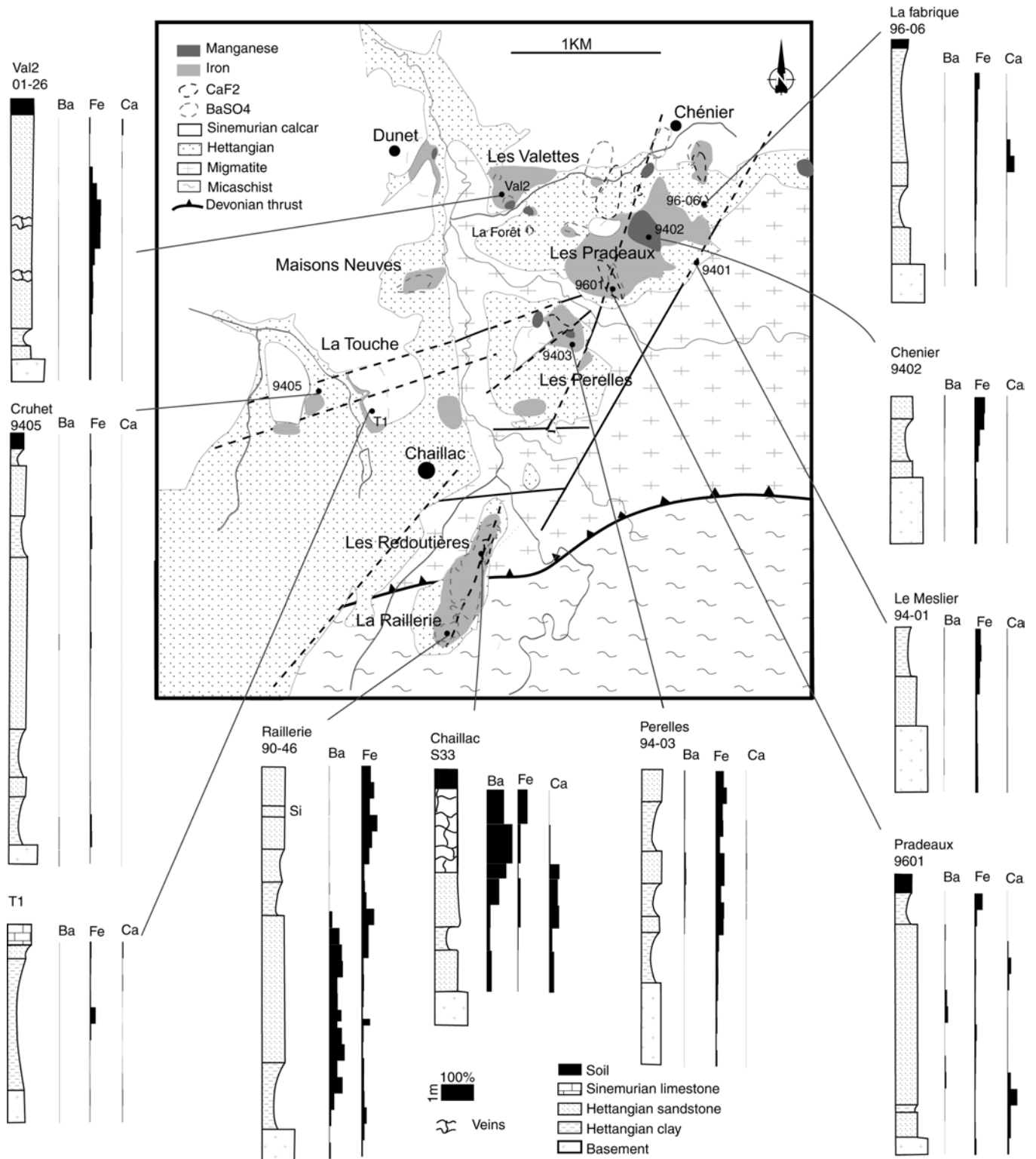


Figure 86 : Synthèse sur les minéralisations du bassin de Chaillac (D'après nos travaux, les travaux de Dubois (1994) et de Ziserman (1980)).

VI Origine du fer à Chaillac

Nous avons vu dans l'historique scientifique (chapitre I) que de grandes divergences existent entre les auteurs quant à l'origine du fer (Vincienne, 1948 ; Parron et al., 1980 ; Ziserman 1980). Trois hypothèses ont été formulées :

1. Le fer est issu de fluides sédimentaires et aurait été concentré en surface (cette hypothèse se base sur une analogie avec les gisements de fer oolithique de Lorraine).
2. Les niveaux ferrugineux sont issus de la concentration d'un fond géochimique déjà riche en fer par un processus de latéritisation.
3. Le fer a une origine hydrothermale identique à celle du baryum et du fluor.

Les données de terrain montrent que seule la partie superficielle affleurant à la Raillerie correspond à un profil de latéritisation. Deux arguments suggèrent une source hydrothermale profonde pour le fer :

- Les données de terrains montrent que le fer est concentré localement le long de failles en association avec de la barytine et de la fluorine.
- Dans le filon du Rossignol, la présence de marcasite en fin de paragenèse Fj-Ba peut être corrélée avec le niveau ferrugineux des Redoutières.

Cette partie combine deux approches pour préciser l'origine du fer. La première approche est présentée sous forme d'article soumis à EPSL. Cette note résume les observations faites sur le gisement des Redoutières et les gisements du bassin de Chaillac et utilise la méthode de l'ASM pour discriminer les textures. Puis la deuxième approche, plus classique, est basée sur la signature géochimique des formations ferrugineuses.

1 Texture et hydrothermalisme: Magnetic fabrics and fluid flow directions in hydrothermal systems. A case study in the Chaillac Ba-F-Fe deposits (France)

SIZARET Stanislas*, CHEN Yan, CHAUVET Alain, MARCOUX Eric, TOURAY Jean
Claude.

Département des Sciences de la Terre, ISTO, Université d'Orléans, 45067 Orléans cedex 02,
France.

*Corresponding author : ssizaret@yahoo.fr

Submitted to EPSL

Key words: AMS, Fluid flow, Texture, Hydrothermalism, Crystal growth, Chaillac.

Abstract

This study presents a possible use of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) to describe the mineralising process in hydrothermal system. Ba-F-Fe rich deposits within the Chaillac basin are on the southern border of the Paris Basin. In these deposits hydrothermal textures and tectonic structures have been described in veins, sinters, and sandstone cemented by hydrothermal goethite. Two hundred and seventy eight orientated cores from 24 sites have been collected in these formations. In addition, a lateritic duricrust superimposed on the hydrothermal formation has been sampled. Rock magnetic investigations show that the principal magnetic carrier is goethite for the hydrothermal mineralization and for the laterite level. The AMS measurements show distinguishable behaviors in the different mineralogical and geologic contexts. The K_1 magnetic lineation (maximum axis) is strongly inclined for the vertical veins. For the horizontal mineralised sinters, the magnetic lineation is almost horizontal with an azimuth similar to the sedimentary flow direction. The AMS of goethite-rich sandstone close to the veins shows strongly inclined K_1 as they are probably influenced by the vertical veins, however, when the distance from the vein is larger than one meter, the AMS presents rather horizontal K_1 directions, parallel to the sedimentary flow. The laterite has a foliation dominance of AMS with vertically well-grouped K_3 axes and scattered K_1 and K_2 axes. Field structural observations suggest that the ore deposit is mainly controlled by EW extension tectonics associated with NS trending normal faults. Combining the AMS results on the deposit with vein textures and field data a model is proposed in which AMS results are interpreted in terms of hydrothermal fluid flow. This work opens a new investigation field to constrain hydrodynamic models using the AMS method. Textural study combined with

efficient AMS fabric measurements should be used for systematic investigation to trace flow direction in fissures and in sand porosity.

1 Introduction

Ore deposit hydrodynamics have been studied at mining district scale by different models based on thermicity, fluid buoyancy, fluid fluxes and mass balance (e.g. [1]; [2]). More recently, additional parameters have been integrated, such as heat transport, aqueous mass transport, fracture framework, geochemistry, permeability change (dissolution and precipitation) and tectonics [3, 4]. The results provide valuable information for general hydrodynamic trends but are not applicable at the scale of the deposit. Independently, the influence of fluid flow direction on mineral textures has been studied at crystal scale [5-9]. For example, in aragonite formation, it has been observed that elongated mammillary concretions could be formed in response to solution circulation [5]. Crystal faces exposed to the flow have higher growth rate with respect to faces parallel to streamline or in upstream position [6, 7]. Gonzalès et al. [8] proposed that high flow velocity may increase the reactant supply rates, leading to the formation of fibrous textures.

Such experimental study and observations on natural deposits show that anisotropic crystal growth could be interpreted in term of flow direction. The difficulty remains to quantify the crystal anisotropies in 3 dimensions by classical methods such as microscopy and textural analysis. Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) method offers a powerful tool to investigate such 3D magnetic fabrics of mineralized veins. This method, currently applied to metamorphic, igneous and detritic sedimentary rocks [10-13], defines an ellipsoid with three principal oriented axes K_1 , K_2 and K_3 ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$). The ellipsoid shape and the orientation of its axes are discussed in terms of tectonic deformation (for metamorphic rocks) or flow direction (for magmatic rocks and sediments) [14-15]. In these cases, AMS fabrics are interpreted as a response of mechanical constraints and thus attributed to solid deformation for metamorphic formation or crystal orientation in flowing viscous magma. Only few AMS studies have been applied in metallogeny, and the scarce examples have been performed on metamorphic ore deposits [16, 17], or on pseudotachylite of the Sudbury impact structure [18]. The aim of this study is to apply the AMS method to investigate flow direction of an aqueous fluid in which crystals are formed. Deformation state of the veins is also studied with two objectives: i) to ensure that AMS fabric is a response of hydrothermal fluid rather than

the result of tectonic effects ii) to constrain the formation model of mineralized veins and their eventual tectonic control.

2 Geological and tectonic setting

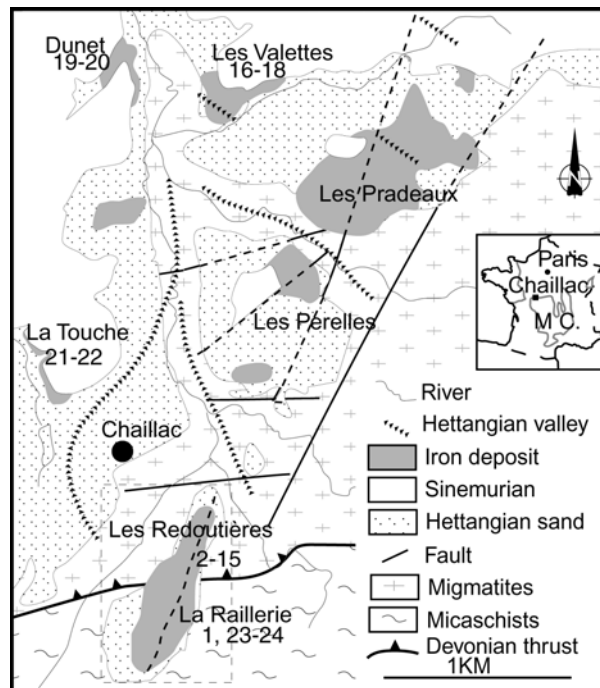


Figure 1. Simplified geologic map of Chaillac basin showing the AMS sampling sites (modified after [19]). MC stand for Massif Central.

The Chaillac basin (Fig. 1) is located at the southern border of the Paris Basin where the sedimentary series lie unconformably on the Hercynian metamorphic basement [19]. The filling is composed by transgressive Lower Jurassic Hettangian silicoclastic sediments synchronous with the major tectonic subsidence of the Paris Basin during a large extensive event [21]. In this part of the basin, the tectonics are characterized by an EW extension involving NS normal faults [21]. The “Hettangian” Chaillac basin is thus limited to the east by N15°E trending normal basement faults (at Les Pérelles and Les

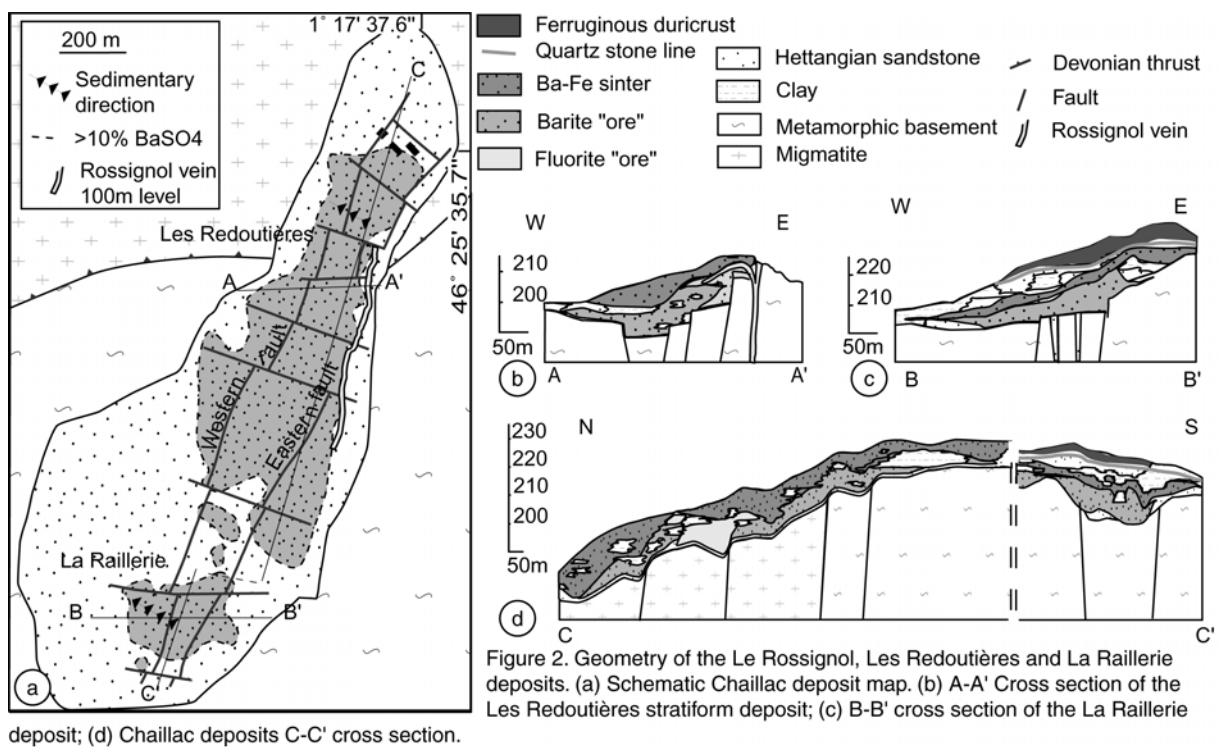
Pradeaux; Fig. 1). Hettangian sands show a westward decrease in thickness and are covered by the Lower Jurassic Sinemurian limestone to the northwest.

During the Hettangian, a widespread F, Ba and Fe-rich hydrothermalism occurred within the French Massif Central borders [19-25]. In the La Marche district north of the Massif Central, this mineralising event is associated with NS and EW normal faults and NS vertical fluorite veins [25]. In the Chaillac basin, stratiform ore deposits linked also with EW and NS normal fault activity, have been formed during the Triassic-Liasic sedimentation (Fig. 1) [19]. In the case of the Le Rossignol - Les Redoutières hydrothermal system, a stratiform deposit (Les Redoutières) is formed above two normal basement faults (Figs. 2a and 2b). The former, in the western part, is relatively barren whereas the second, called the "Le Rossignol" fault, is mineralised and connected to the “complexe des Redoutières” sinter [19] (Figs. 2a and 2b). The fact that some faults are mineralised and the other one are barren is still an open question.

3 Sedimentary and metallogenic constraints on the Chaillac basin

3.1 Hettangian flow direction

The Hettangian series have been described as successive sand and clay levels [25]. The sand is a coarse immature arenite comprising angular quartz, altered feldspaths, muscovite, quartz pebbles and metamorphic rock fragments. In the vicinity of mineralized veins, hydrothermal solutions cement the sand, which become sandstone [26].



Study of the lateral facies variation between sandy channels and clay lenticle confirms the continental and fluvial origin of the sedimentary environment [27]. Within the Les Redoutières open pit (Fig. 1), 25 measurements of tree trunks give a N30°E trending preferred direction. These trunks could have been deposited parallel or perpendicular to flow direction. As the Rossignol structures produce a strong dip toward the NW (Fig. 2b), we supposed that these trunks are deposited in a dam position, perpendicular to the channel. Hettangian flow direction could be deduced to have been in N300°E direction. At the La Raillerie, some pebbles of barite-rich sinter formation are oriented N40°E 35°SE. They produce an imbrication fabric in which the pebble dip witnesses a local flow direction towards the NW

(N310°E) (Fig. 2a). At a basin scale, Ziserman [19] using basement topography and Hettangian cover thickness has reconstructed Hettangian valleys (Fig. 1). This could be due to main NS and secondary EW-orientated normal faults lowered the western and northern compartments respectively, producing a decrease of basement altitude from SE to NW. Combining the sedimentological arguments, tree trunk and pebble positions, a general flow toward N300°E is thus deduced. Moreover, the fact that Hettangian sediments re-worked mineralization shows it to be coeval with the Hettangian sedimentation.

3.2 Le Rossignol-Les Redoutières hydrothermal system

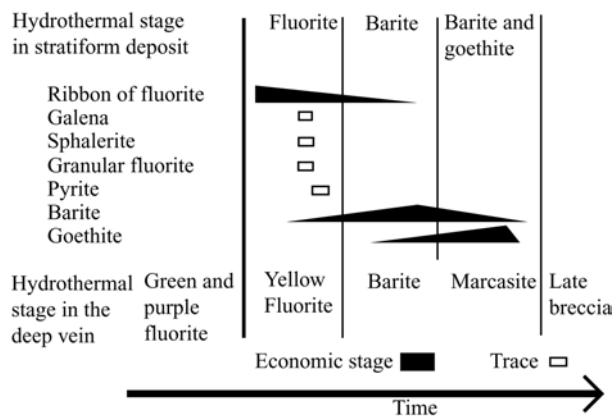


Figure 3. Evolution of the general paragenetic mega-sequence.

The Le Rossignol-Les Redoutières hydrothermal paragenesis sequence is summarized in Figure 3. The mineralogical study of the vertical Rossignol vein shows two major stages; the green-purple fluorite stage and the yellow fluorite-barite stage [28]. The latter is divided in three sub-stages, that are the only ones encountered within stratiform mineralization. In the stratiform

deposit, these sub-stages are herein defined as: fluorite dominant, barite dominant and barite and goethite rich (Fig. 3).

The geometry of the deposit consists of two distinct parts: the main structure (Rossignol veins and associated flat ones; Fig. 2b) and the cross veins (Fig. 4). Both are associated with sand porosity filling. These two kinds of structure are shown on the schematic block diagram of Figure 4.

The main structure is the flat fluorite dominant vein in the Hettangian cover, which is connected to the main fault-related vertical vein, hosted in the basement (Fig. 2b). The flat veins are organized in 1m to 1cm thick fluorite/barite sequences (Fig. 4a). The barite is virtually absent in oldest sequences. Fluorite levels crystallize in the form of two ribbons with centripetal growth forming flat veins (Fig. 5a). Voids between the ribbons can be filled alternatively by: i) additional fluorite geodic crystallization (Fig. 5a); ii) granular fluorite with sedimentary textures (Figs. 5a and 5b); or iii) barite in single ribbon with a centripetal sheaf structure generally growing upward (Figs. 4a and 4b). Though lateral variations are observed (Fig. 4a), barite always appears to be the later (Fig. 5a). In EW sections, some voids exhibit some pull-apart like geometry suggesting a downward displacement of northern and western

compartments (Fig. 4d). Moreover, veins and fluorite ribbons show vertical truncation filled by latest fluorite (Fig. 5b) or barite (Figs. 4c and 5c). Such fluorite/barite sequences are repeated and evolve upwards with time. Younger and higher sequences are thicker, barite-enriched and fluorite-depleted (Fig. 4b). Thin goethite cracks cut these structures (Fig. 4c).

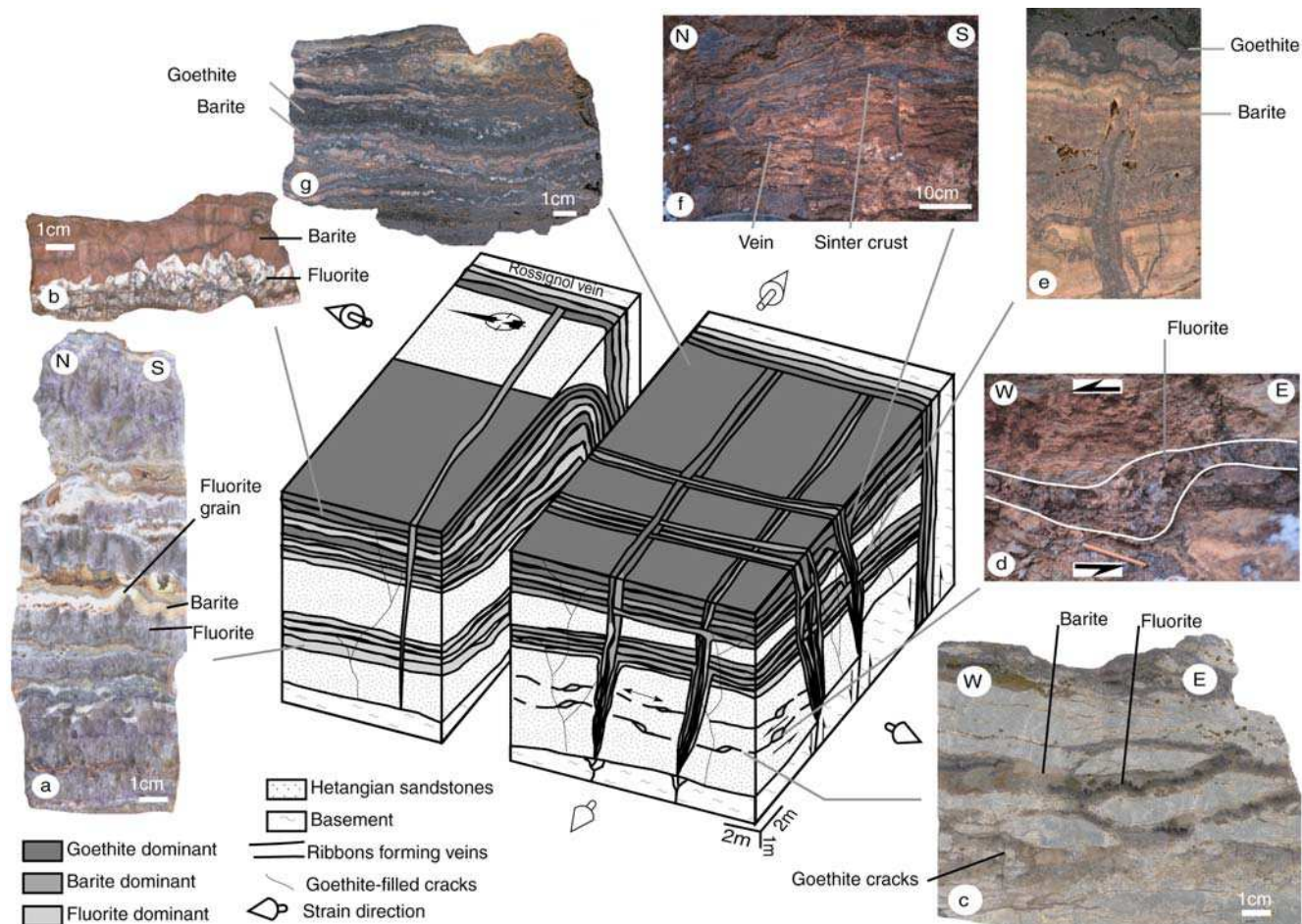


Figure 4. Synthetic diagram showing the mineralogy and structure of the Les Redoutières deposit.

(a) Texture of the horizontal part of the Le Rossignol vein (main structure) filled by micro-sequence of crystallization (fluorite/barite) (see also Figs. 5a and 5b); (b) The upper sequence is barite enriched and fluorite depleted. (c) Fluorite vein cut and then sealed by barite (see Fig. 5c). (d) Pull apart filled by fluorite and barite micro-sequences. (e) Ba-Fe sinter, the vertical vein passing in continuum to horizontal single ribbon (see Fig. 5g). (f) Ba-Fe sinter crust cross cut by goethite rich vein. (g) Goethite dominance with texture of horizontal precipitation at the end of the stage.

Cross veins are formed by the intersection between vertical and horizontal veins. Vertical vein azimuths are mainly NS and EW, the former being thicker than the latter (average thicknesses: $m_{NS} = 0.13 \pm 0.21m$, $m_{EW} = 0.07 \pm 0.06m$, 72 measurements). The thickness of vertical veins increase upward and their fillings are symmetric with the succession, from the rim toward the core, of geodic fluorite ribbons, sheaf barite ribbons and final goethite mammillary concretions called “botryoid” (Figs. 5g and 5h). This succession exists at two scales: a deposit scale (mega-sequence) and a vein-filling scale (micro-

sequence). The mega-sequence evolution forms three successive envelopes of the deposit and accounts for the three mineralogical sub-stages: fluorite-rich, barite-rich and barite-goethite rich (Figs. 2b, 2d and 3). The micro-sequence chemistry progressively changes with an increasing barite concentration associated with decreasing fluorite, and a goethite concentration being maximum within the latest filling (Figs. 4e, 4f and 4g). These successive micro-sequences fill the veins, with three modes of reopening: i) at the centre of the vein (Fig. 5d), ii) at the boundary wall/vein including some sandstone fragments in the vein structure and iii) along discontinuities between successive ribbons (Figs. 5e and 5f). Microstructures indicate reopening with downward movement of the northern compartment (Fig. 5f). Horizontal shearing planes are also presented that control the formation of thicker barite layer (Fig. 5d). The relation between vertical and horizontal structures is obvious. Vertical veins

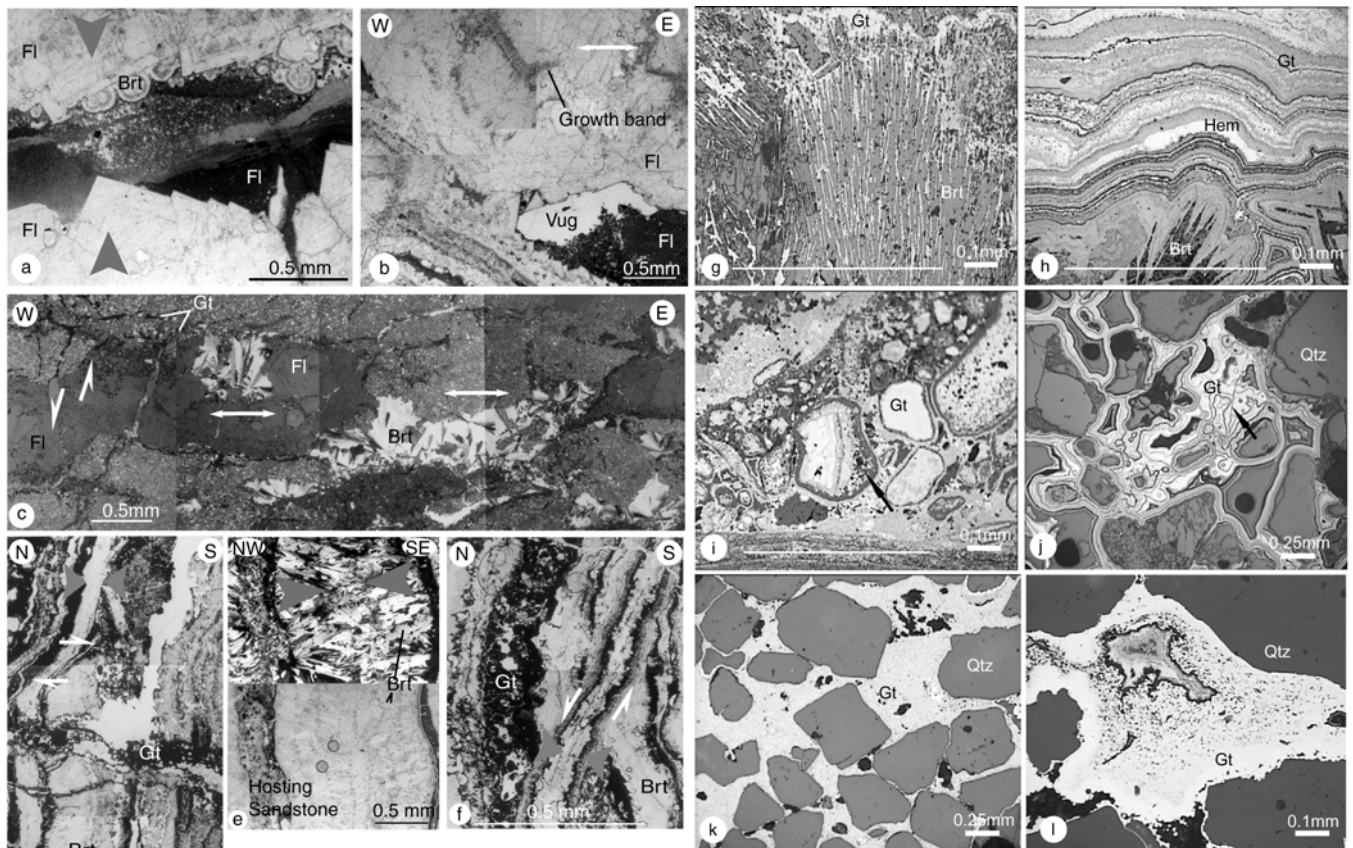


Figure 5. Mineralogy of the fluorite dominant stage and goethite microscopic textures.

(a) Centripetal growth of fluorite, forming a vug, filled by grained fluorite and barite spherulite (see Fig. 4a). (b) Truncated fluorite growth band sealed by younger fluorite precipitation (see Fig. 4a). (c) Truncated and normal sheared fluorite vein with western lowered compartment, the vein is sealed by sheaf barite crystallization, the latest small fractures are filled with goethite (see Fig. 4c). (d) Ribbons of barite and goethite horizontally sheared and cut by latest goethite rich vein. (e) Vertical vein filled with barite and little fluorite seen by polarized (upper) and analysed (lower) lights, respectively. (f) Reopening process of the vertical vein, fractures with centripetal filling reopen vein along discontinuities between ribbons. (g) Barite sheaf structure coated by goethite. (h) Colloform goethite ribbon. (i) Clasts cemented in the sinter formation; arrows indicate reworked goethite ribbon clast. (j) Colloform goethite cement of sandstone. Arrow indicates thin desiccation crack. (k) Massive texture in laterite ferruginous duricrust (see Fig. 7a). (l) Hydrothermal colloform goethite relic recrystallized with massive texture (see Fig. 8g). The larger edge of the microphotograph is parallel to vein (for g, i and j); Fl: fluorite, Brt: barite, Gt: goethite, Qtz: quartz and Hem: hematite; white arrows show the deformation direction and gray ones mineral growth direction.

pass in continuum to horizontal veins with symmetrical ribbons (veins) or in a single barite ribbon (sinter crusts) (Figs. 4e and 4f). Sinter crusts are made of single barite and goethite ribbons that precipitated at the paleosurface with sheaf and botryoid textures, respectively, and with upward growth directions. Crusts host younger horizontal and vertical veins forming a sinter structure (Fig. 4f). These crusts are interlayered with the Hettangian sandstone, and locally, in horizontal ore layers, goethite ribbon clasts have been locally reworked (Fig. 5i). These observations suggest that the sinter is coeval with Hettangian sedimentation as previously illustrated.

In addition, ore also occurs as sandstone cement within the sand pores. Fluorite impregnations are mainly found close to the main structure whereas, laterally, barite invades the bottom of the Hettangian formation. Goethite occurs on the top of the deposit (Figs. 2b, 2c and 2d) where quartz, muscovite and feldspars clasts are coated by colloform goethite that crystallizes in a thin layer (Fig. 5j).

3.3 Other deposits of the Chaillac basin and lateritic occurrences

Located more to the south, the La Raillerie deposit is in continuity with Les Redoutières (Fig. 2a). The La Raillerie hydrothermal system has a similar association between NS trending basement faults, barite and goethite impregnation in sand porosity and minor barite rich cross veins. Fluorite is almost absent and two main differences are highlighted: (i) The NS main fault is associated with NS basement cracks filled by Hettangian sand (Fig. 2c). Inter-relationship between cross vein and such faults suggests that they are contemporary. (ii) In the western part of La Raillerie and above the hydrothermal formation, sand enriched in detritic goethite alternating with clay lenticle is lateritized (Fig. 2c). The lateritic profile begins 3 m beneath the surface with a 15cm thick stone line consisting in quartz and minor goethite grains. In this level, silica is assumed to have precipitated and to have fed pre-existing detritic quartz grains, as suggested by epitaxial overgrowth textures. Upwards, the sand appears more or less cemented by goethite, presenting a cavernous structure, and is covered by a ferruginous sandstone on top. This latter level is a 1.5m thick duricrust, displaying relics of oblique sedimentary stratifications and made of coarse quartz themselves cemented by goethite with massive texture (Fig. 5k).

In the northern part of the Chaillac basin, the other goethite-rich stratiform deposits have similar paragenesis to the one established at Les Redoutières; indeed, it could be extended at the Chaillac basin scale. The lateritic event is common to all the deposits, and

close to the surface, hydrothermal botryoids have recrystallized with a massive texture (Fig. 5l) [29].

4 Mineralogical study and magnetic analysis

In order to characterize AMS fabrics in different geologic contexts and to distinguish the influence of laterization on the hydrothermal magnetic fabrics, samples were collected from horizontal and vertical veins, laterites and host rocks. 278 cores of mineralised veins, laterite and ferruginous sandstones were sampled from 24 sites using a gasoline drill. The core azimuths were measured by both magnetic and sun compasses, when possible. The angular differences between two measurements were negligible ($<3^\circ$).

4.1 Magnetic mineralogical analysis

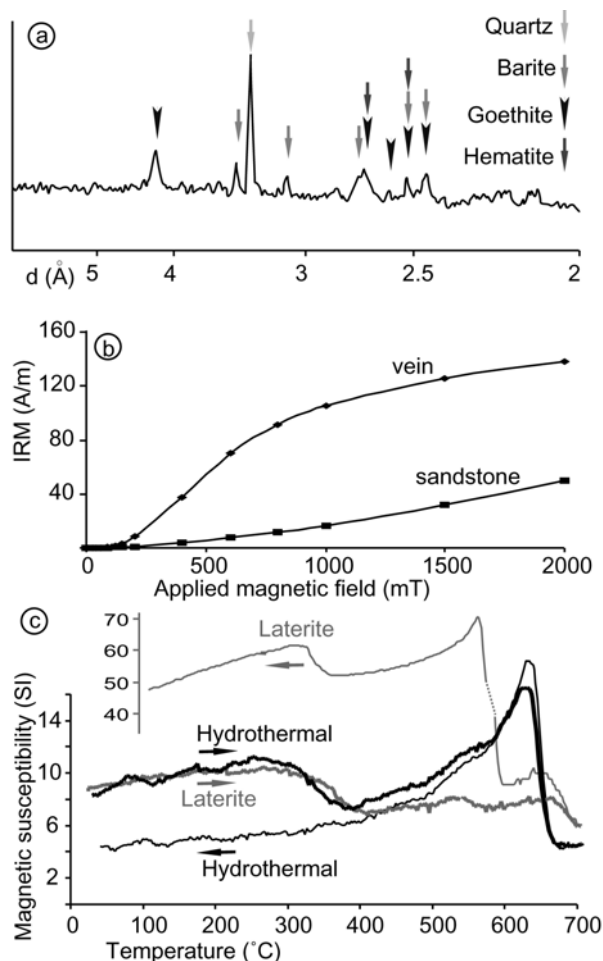


Figure 6. Determination of the susceptibility carrier. (a) X ray diffraction performed on hydrothermal sandstone. (b) Isothermal remanent magnetization (IRM) on hydrothermal sandstone and vein. (c) Magnetic susceptibility variation versus temperature from both laterite and hydrothermal formation.

The magnetic susceptibility carriers were identified, using the following methods: X ray diffraction analysis (PW 1380 Philips diffractometer), Isothermal Remanent Magnetisation (IRM; IM30 pulse magnetizer) and thermomagnetic experiments (CS3 apparatus coupled with KLY-3S kappabridge).

X-ray diffraction analysis applied to sandstone showed the dominance of quartz, barite and goethite with scarce hematite (Fig. 6a). IRM shows that no magnetic saturation could be observed up to 2 Teslas for both goethite-rich sandstone and mineralized veins, confirming the existence of high magnetic coercive minerals such as goethite and hematite (Fig. 6b). The evolution of magnetic susceptibility vs. temperature depends on the goethite origin; lateritic or hydrothermal (Fig. 6c). In both case partial heating have shown that the curves are

irreversible at low temperature 200°C and 300°C respectively. For both the major decrease of the susceptibility between 280-300°C is coeval with dehydration by producing abundant water, thus the curves reflect goethite transformation. In the hydrothermal case, the curve shows a slight decrease of the susceptibility at about 100°C, typical for goethite [30, 31]. The important variation of the susceptibility between 600 and 680°C indicates the existence of hematite, which is probably produced by the dehydration of goethite (Fig. 6c) [30-32]. The neogenic hematite shows a lower susceptibility (fig.6c). For lateritic samples no evident drop is observed at 100°C, and after the decrease between 350 and 400°C, we observed a slight drop and an important one at about 580 and 680°C, suggesting the existence of magnetite and hematite, respectively (Fig. 6c). During cooling the susceptibility drastically increases after 580°C indicating that more magnetite is formed, finally we observed an increase between 300 and 350°C (Fig. 6c). These curves are difficult to interpret because they are irreversible at low temperature, reflecting important mineralogical transformations during the heating [31, 32]. This implicates that this thermal analysis cannot directly determine the AMS carrier. Combining the IRM measurement (high coercivity) and X-ray analysis (goethite dominance), we conclude that the goethite is the major AMS carrier in the hydrothermal and lateritic samples.

4.2 AMS results

At least 4 cores were measured for each site (Table 1). The anisotropy degree (P' , “ellipticity” [33]), is generally weak for all sites varying from 1.002 to 1.025. The shape parameter (T , $T < 0$ prolate shape; $T > 0$ oblate shape [33]) is variable, depending on geologic and hydrothermal contexts. The average orientations of K_1 , K_2 , K_3 were calculated with bivariate statistics (Table 1) [34]. Magnetic foliation (K_1 K_2 plane) and corresponding vein orientation are shown in Figure 7.

Table 1. AMS data and parameter measured in the Chaillac basin.

Sites	Rocks	Vein orientation	n.	Kv 10 ⁻⁶ SI	P'	T	K1		K2		K3	
							D(°)	I(°)	D(°)	I(°)	D(°)	I(°)
1	S	-	8	484	1.003	0.059	354	6	266	16	72	78
2	V	N108E 28N	4	276	1.015	0.599	108	8	20	6	353	80
*3	S	N108E 28N	14	395	1.012	0.808	211	6	122	10	257	83
4	V	N168E 78N	6	252	1.009	0.177	235	82	319	9	55	8
5	V	N110E 90	5	955	1.020	-0.360	339	76	104	6	194	11
6	V	N50E 80S	6	676	1.014	-0.434	243	60	55	24	144	9
7	V	N77E 8N	4	272	1.002	0.026	292	65	155	12	51	24
8	V	N22E 80S	5	519	1.002	0.303	164	8	258	36	71	52
9	V	N87E 90	20	131	1.010	-0.514	315	86	138	7	37	3
*10	S	N5E 84S	9	566	1.004	0.198	36	65	202	27	293	4
*11	S	N110E 90	9	317	1.006	-0.203	54	37	312	10	185	44
12	V	N168E 10S	30	496	1.005	0.137	298	5	39	16	196	76
*13	S	N162E 15S	29	474	1.005	-0.088	292	7	91	82	20	4
*14	S	N168E 10S	12	326	1.002	-0.230	324	3	71	73	234	16
*15	S	N143E 8S	13	569	1.003	0.001	116	1	347	85	32	1
16	S	-	10	419	1.012	-0.088	305	2	41	58	196	38
17	S	-	10	627	1.014	-0.284	93	3	180	22	351	69
18	S	-	8	573	1.019	-0.726	313	24	44	15	172	61
*19	S	N118E 84N	14	597	1.009	0.014	112	44	298	40	204	6
20	S	-	6	626	1.025	-0.461	282	7	16	41	199	40
21	S	-	13	561	1.018	0.876	299	2	211	1	103	88
22	S	-	9	699	1.012	0.478	225	2	316	10	99	78
23	S	-	13	365	1.015	-0.312	304	13	211	17	304	13
24	S	-	21	281	1.007	-0.347	298	9	34	25	189	61

S: sandstone; V: vein; *: for sandstone the orientation of the neighbouring vein is given; Kv: volumic susceptibility; n: number of measured samples; $P' = \exp\{2[(\ln K_1 - \ln K_m)^2 + (\ln K_2 - \ln K_m)^2 + (\ln K_3 - \ln K_m)^2]\}^{1/2}$ with $\ln K_m = (\ln K_1 + \ln K_2 + \ln K_3)/3$ and K_1 , K_2 , K_3 : directions of the maximum, intermediate and minimum ellipsoid axes, respectively [33]; T: shape parameter $T = [2 \ln(K_2/K_3) / \ln(K_1/K_3)] - 1$ [33]; D and I: declination and inclination.

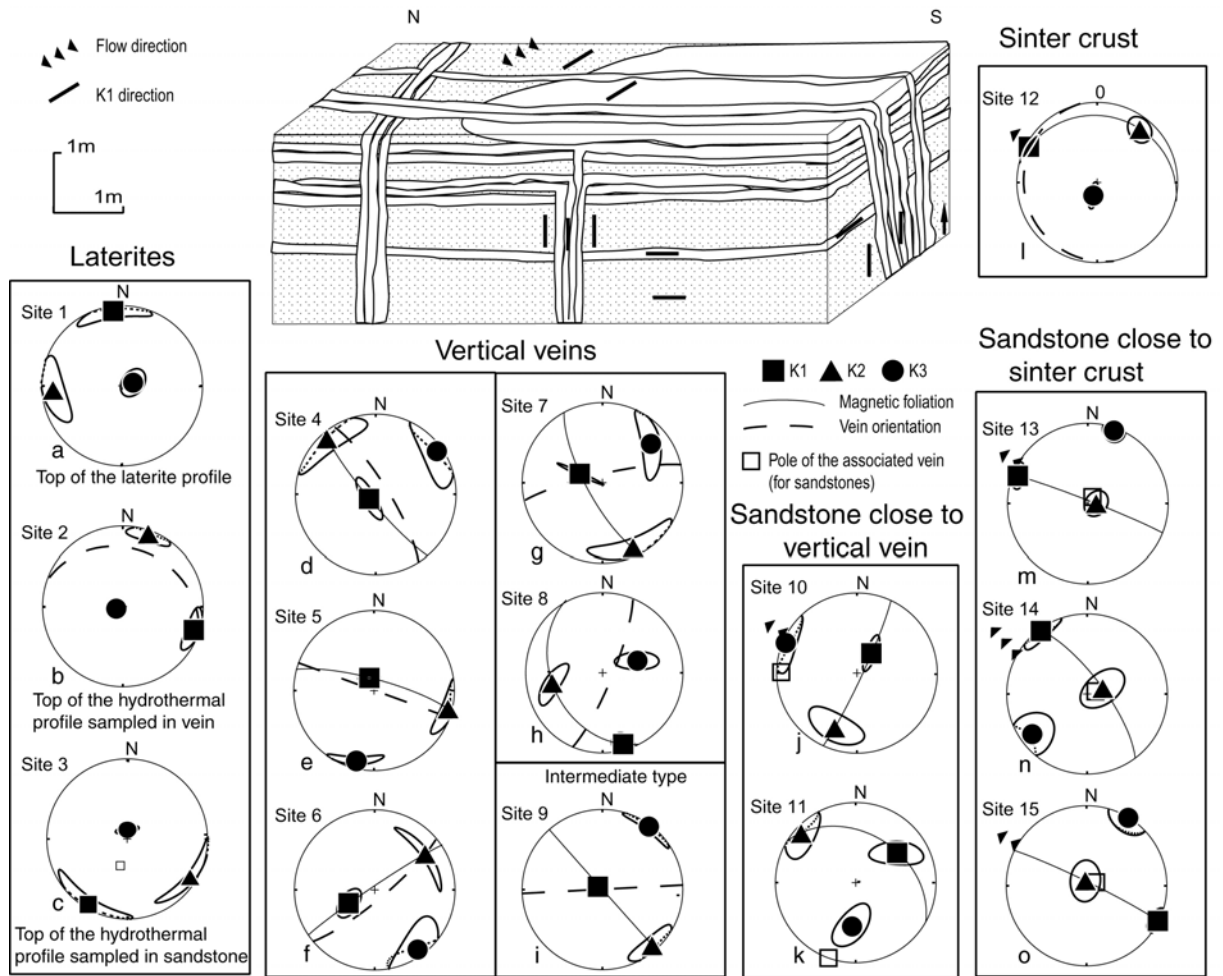


Figure 7. Block diagram showing the sampling areas with corresponding K1 directions and AMS stereo-diagrams from each mineralogical and geological context (projection in lower hemisphere). The 95% interval of confidence has been calculated independently for each axes.

4.2.1 Laterite

Sites 1, 2, 3 and 21 show the AMS results from ferruginous sandstone of the lateritic profile and sinter formation close to the surface (Figs 7a, 7b, 7c and 8f). K_3 is strongly inclined, K_1 and K_2 are scattered in the horizontal plane. The positive shape parameters T for these sites suggest a dominantly oblate shape, with a “sedimentary type” magnetic fabric (Table 1) [10].

4.2.2 Hydrothermal formation

The K_1 axes of vertical veins (sites 4-9) are all within the vein plane except the site 8 (Figs. 7d – 7i). In sites 4, 5, 6, 7 and 9 K_1 is strongly inclined (Figs. 7d - 7g and 7i). The site 8 shows horizontal K_1 and the vein azimuth is slightly closer to K_1 axis than to K_2 (Fig. 7h). Considering the general trend, K_2 and K_3 show a coherent mean direction with a NW K_2 and a NE K_3 except for sites 6 and 8. More generally the shape of the 95% interval of confidence

shows a possible exchange between K_2 and K_3 . The average shape parameter T is variable and slightly positive, but is not well defined between prolate and oblate (Table 1). Magnetic foliation orientations and vein planes could be assimilated for sites 4, 5 and 6 (Figs. 7d, 7e and 7f); in these cases K_3 and vein poles have a coherent orientation. For sites 7, 8 and 9, the magnetic foliations are clearly different from their corresponding vein plane (Figs 7g, 7h and 7i); in the two former (sites 7 and 8) the magnetic foliation is normal to the vein, whereas the later (site 9) is at about 45° .

The sinter crust (site 12) has K_1 almost horizontal with a NW azimuth (Fig. 7l), parallel to the sedimentary flow direction deduced from tree trunk positions. The shape parameter (T), is weakly positive value and indicates a slight oblate shape (Table 1). Statistically, the magnetic foliation coincides with the corresponding vein plane (Fig. 7l).

The AMS of sandstones relatively close (up to 10 cm) to the mineralised veins (sites 10, 11 and 19) can be compared with those from samples neighboring the vertical veins (Table 1 and Figs 7j, 7k and 8d). The K_1 axes are well-grouped with vertical (site 10) or oblique dips (sites 11 and 19). The value of shape parameter is generally negative suggesting

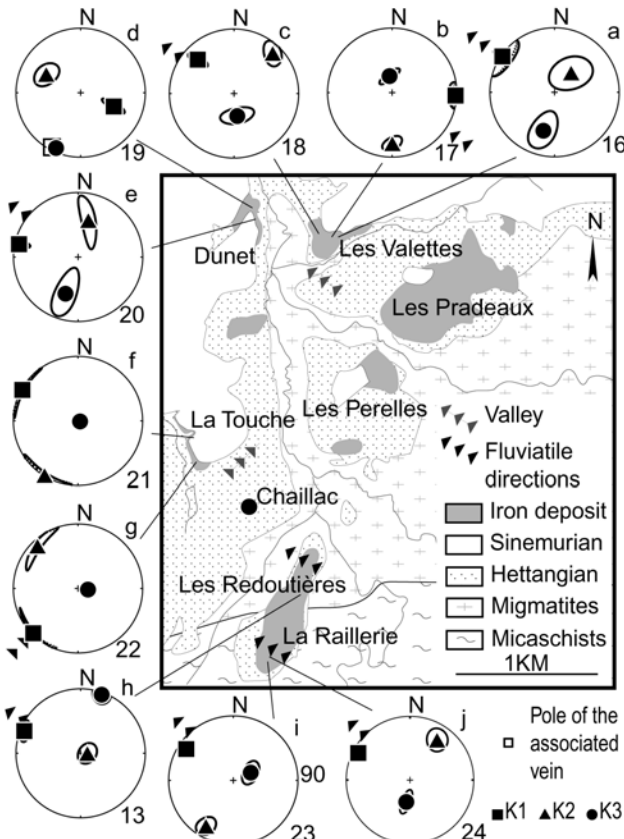


Figure 8. Map of Chaillac ferruginous sandstone basin with AMS sandstone sites, comparing K_1 and sedimentary flow directions, (projection in lower hemisphere).

a predominantly prolate shape (Table 1). AMS results from the zones close to the horizontal sinter crust (sites 13, 14 and 15) show that K_1 axis is always horizontal with a direction similar to the sedimentary flow (Figs. 7m, 7n and 7o). The shape parameter, T , is prolate (Table 1).

On the scale of the Chaillac basin, ferruginous sandstones far away from the sinter formation show that horizontal K_1 axes are parallel to the Hettangian sedimentary directions [19] (Fig. 8). All sites (16 to 24) show negative shape parameters (Table 1), with a dominance of the magnetic lineation. K_2 and K_3 orientations are variable.

4.3 Textural analysis of goethite in cross veins

Goethite is the main susceptibility carrier in hydrothermal formation, so its texture necessitates a better characterization to interpret AMS analysis. If barite crystallizes in sheaf structure with centripetal growth (Fig. 5g), goethite ribbon orientation is controlled by both vein directions (Fig. 5h) and barite radiating sheaf structures (Fig. 5g). In the former case, goethite ribbons are parallel to the vein, whereas in the latter, goethite layers follow the barite shape and [001] cleavage which have an average orientation perpendicular to the vein plane.

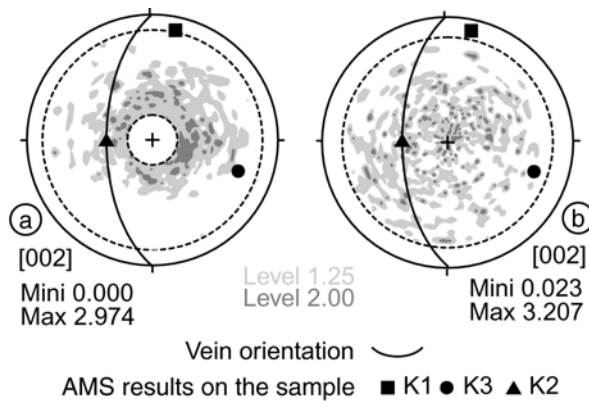


Figure 9. Lattice preferred orientation for [002] pole plane corresponding to $\langle c \rangle$ axis, and AMS performed on goethite vein.

Both stereograms are from the same sample on different areas. (a) The stereogram displays a texture where axis $\langle c \rangle$ make an angle of 60° with the vein plane. (b) This stereogram does not show any preferred orientation. The levels indicate relative intensity of diffracted X ray.

In goethite ribbon, a goniometric study has been attempted to find the orientations of the [002] lattice plane of goethite normal to the $\langle c \rangle$ axes. No coherent result is obtained; for a single sample, two distinct areas give different results (Fig. 9). This is probably because the size of the studied surface is not representative ($\sim 15\text{mm}^2$). Because goethite fibers (parallel to $\langle c \rangle$) are radial it was considered that the $\langle c \rangle$ axes have a mean direction orthogonal to vein plane.

To quantify the mineral orientation shape and alignment in the colloform ribbons, image analysis has been carried out on a thin section ($1.75\text{ cm} \times 1.75\text{ cm}$) parallel to the goethite ribbon (Fig. 10). Colloform ribbons have botryoidal shapes and junctions between botryoids are herein called “hollow” (Fig. 10). 184 hollows and 187 botryoids have been redrawn at $\times 200$ scale in a unique goethite layer to avoid the section effect. Using image analysis, statistic and calculations have been performed on: i) botryoid/hollow shapes and long axis trends, and ii) direction and distances between neighboring botryoids and hollows. Botryoid and hollow shapes are simulated as ellipses and an average ellipse of the botryoid shape is statistically calculated using the SPO (Shape Preferred Orientation) program [35-37]. The distribution is calculated with the “centre-to-centre” method [38].

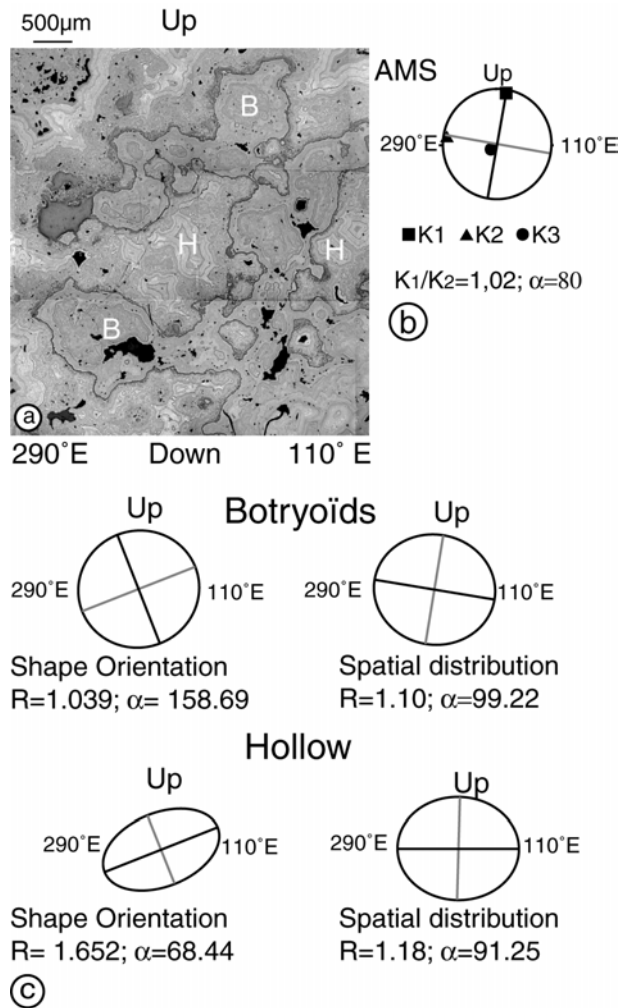


Figure 10. Textural analysis of goethite botryoids in a vein.

(a) Representative thin section for AMS and mineral alignment comparison. H and B stand for hollow and botryoid, respectively. The section is in the vertical vein plane (N110E 90) that is mineralised with colloform goethite. (b) AMS measurements show: $K1/K2=1.02$ (ellipticity), and $K1$ (317° , 77°). (c) Results of image analysis on the thin section. Two stereograms on the left show average shape of botryoids and "hollows", two on the right present the average distance between "nearest neighbours" for botryoids and hollows (distribution, "centre to centre" method).

Chaillac our data suggest Hettangian age for the hydrothermal deposition. Arguments are: (i) the F, Ba, Fe paragenesis is hosted by the Hettangian detritic formation and this mineralization modifies the sediment (e.g. barite pebbles and sandstone with detritic goethite grains); (ii) an important part of the mineralization forms a Ba-Fe-(F) rich sinter interbedded

Figure 8 shows the averages of the long axes of botryoid and hollow ellipses, with the corresponding pitches of 68°E and 22°W , respectively. Botryoid ellipticity has a mean value of 1.04 and is weaker than the hollow one (1.65). The distributions of marker (hollow and botryoid) are described by an ellipse. Its smallest axis represents the direction along which distance between two markers is shortest. Such an axis could be considered as a marker of an "alignment" direction. Results give small axes pitch of 99°W for botryoids and 91°W for hollows (Fig. 10). Ellipticity is relatively similar for both markers with values of 1.10 and 1.18, respectively. These distributions show a good coherence between the small axes of the centre-to-centre ellipse and the AMS K_1 axes.

5 Discussion and conclusion

5.1 Main results

Even if in the southern border of the Massif Central, an Eocene remagnetisation has been interpreted as the signal of fluid migration producing Pb, Zn, F, Ba, Mississippi valley type mineralization [39], at

in the Hettangian sediments; (iii) the Sinemurian is barren [19]. An Eocene lateritic event is regionally known and could be superimposed to previous formation close to Eocene paleo-surface [19, 40].

Vein fillings consist of a micro-sequence of crystallization, evolving in time from fluorite-dominant to barite-dominant and finally to goethite. This evolution can be integrated within a similar mega-sequence succession of fluorite-barite-goethite, which corresponds to the chemically reduced mega-sequence fluorite-barite-marcasite observed at the root of the main Le Rossignol structure [28].

The flat fluorite veins show normal shearing and are truncated during the hydrothermal event (Figs 4d and 5c). These may occur after the beginning of the Hettangian sedimentation. The vertical veins are oriented NS and EW, their filling textures are centripetal, symmetric and show successive reopening with locally slight normal shearing (Figs 5e and 5f). The statistics on thickness suggest reopening process is more important in the NS veins and suggest that NS and EW basement faults was contemporaneous.

In laterite, the susceptibility carrier is goethite. The magnetic fabrics are oblate, with a horizontal foliation, horizontally scattered K_1 and K_2 , and vertical K_3 . Within hydrothermal formation, the main susceptibility carrier is goethite, the AMS fabrics are essentially prolate. K_1 is parallel to fluvial direction, except for vertical veins where K_1 is usually vertical, frequent K_2 and K_3 exchanges occur. The majority of studied vertical veins present coherent AMS mean direction with vertical K_1 and NW SE magnetic foliation parallel, or normal to the vein plane. Finally, within veins, hollow and botryoid alignments are coherent with K_1 directions.

5.2 Tectonic control and hydrothermalism

Successive reopening, with symmetric filling in cross veins and truncation of the flat veins sealed by the mineralization suggest that pure extension was synchronous with the deposition. As the NS veins are larger than EW ones, we deduce that EW extension is more important than the NS one. This is consistent with the occurrence of NS basement cracks interpreted as intense EW tectonic extension, as in the Saar-Nahe basin [41] (Fig. 2c). By extension these observations confirm that EW and NS basement faults are synchronous. Normal shearing and pure extension could be the tectonic response of the Chaillac Basin to the general subsidence of the Paris Basin during an EW extension [20]. The minor EW oriented normal faults have probably accommodated the northward deepening due to the evolution of the depositing centre of the Paris Basin.

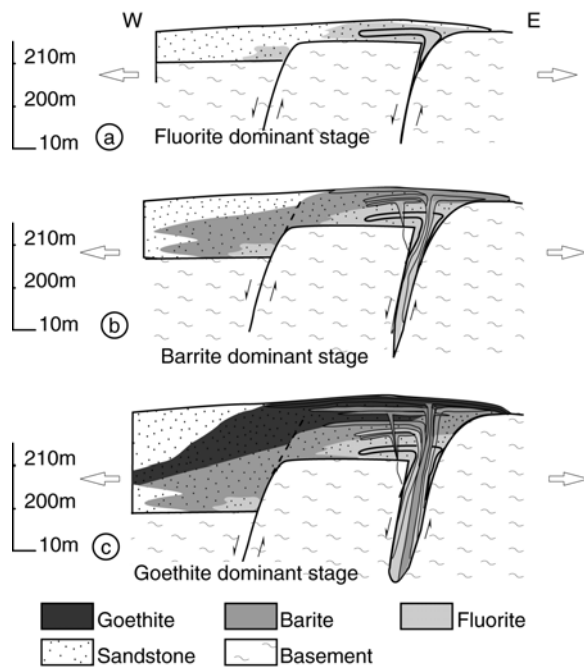


Figure 11. Ore deposit model for the Le Rossignol - Les Redoutières hydrothermal system. In this model, (a) fluorite deposition starts at the top of the Rossignol vein, (b) during the les Redoutières barite dominant stage, fluorite is deposited in the Le Rossignol deep part and (c) during goethite and barite rich Redoutières stage, barite is deposited in Rossignol vein.

This study allows to reconstruct the behaviour of a F-Ba-Fe-rich sinter during its formation. The chemical evolution of the mineralization in the deposit can be described at two time scales: bulk hydrothermal chemistry evolution (i.e. mega-sequence) and micro-sequence of crystallization. Both start with fluorite, followed by barite then end with goethite. The mega-sequence of crystallization is correlated in time to the feeder veins (i.e. the Rossignol fault vein) [29]. As the flat fluorite crystallized before the fluorite in the vein (Fig. 11a) [28], it can be supposed that when the barite crystallized in the stratiform deposit, fluorite was deposited in the deep vein (Fig. 11b). A similar process could be

proposed to explain the stratification of the three sub-stages and thus for barite and goethite precipitations (Fig. 11c).

The migration of the mineralizing fluid is controlled by the regional tectonics of the Hettangian subsidence of the Paris Basin. This event forms the (N15°E and N105°E) basement faulting system, which conducts the hydrothermal fluid towards the surface and thus allows it to impregnate the sand. Mineralised sandstones became more competent as their porosities decreased. Afterwards, sandstones were fractured making possible more fluid migration to the surface and sinter formation. Opening of the horizontal veins is problematic in such environment. In normal structure the hydrostatic pressure dominates close to the surface. However, it is possible that local fluid over pressure occur under impermeable cover and open horizontal vein. Fluorite grain sedimentation suggests a decrease of flow transport capacity, indicating that flow velocity and fluid pressure decreased at the end of the micro-sequence deposition. Moreover, the succession of micro-sequence crystallization within the faults is linked to successive vein reactivations forming normal or pure extensional structures.

5.3 Magnetic fabric genesis

5.3.1 Comparison between textural analysis and magnetic fabric in Hydrothermal formations

The goethite is the main magnetic susceptibility carrier. The AMS fabric is thus linked to lattice preferred orientation, grain shape and alignment [10]. Because of its crystallographic and magnetic character, goethite has an inverse fabric, i.e. its magnetic susceptibility along $\langle c \rangle$ axis (the longer crystallographic axe) is weaker than in the basal plane ($\langle a \rangle$ and $\langle b \rangle$ crystallographic axis) [11, 30]. The goethite lattice orientation has not been clarified by goniometric analysis in botryoidal textures (Fig. 9) and the $\langle c \rangle$ axes are assumed to be normal to the precipitation surface in vein.

The planar shape of the goethite ribbon would favour an oblate fabric with K_1 , K_2 scattered in plane vein. The $\langle c \rangle$ axes' preferred orientation should produce well-grouped K_3 normal to the vein. However, the AMS study does not show such results in either vein or sinter crusts. Because the goethite has an inverse fabric and the magnetic fabric is mainly prolate (Table 1), the well-grouped K_1 orientations may be due to botryoid linear shape or alignment in the vein plane.

Statistics performed on “hollow” and botryoid shape orientations do not show a good correlation with AMS data. “Hollow” and botryoid distributions deduced from the “centre to centre” analysis show similar orientation. Alignments of “hollows” and botryoid structures within a same plane, do not have the same significance in the interpretation of the AMS results. Botryoids are concentration of goethite and “hollow” are characterized by goethite lack. However, the botryoidal alignment, defined by the “center to center” method, can be correlated to the K_1 directions obtained by AMS analysis. The ellipticity, around 1.1, obtained for the botryoidal alignment, is not significantly different from the AMS ellipsoid value (1.024) considering that the AMS signal could be diluted by the presence of barite. These observations may suggest that the K_1 direction is due to the botryoid alignments (Fig. 7).

5.3.2 The genesis of the magnetic fabrics in hydrothermal formations

Observation of the magnetic foliations in the vicinity of the vertical vein shows a relatively constant NW-SE trend (except for site 6, Fig. 7f), that could be interpreted as the results of a possible NE-SW compression during crystallisation or post crystallisation. However, the Hettangian compression in Chaillac Basin is unlikely because: i) NS and EW vein fillings are symmetric and do not present any feature of conjugate veins, ii) all the

tectonic structures linked to hydrothermalism suggest extensional pattern and iii) no compressive event is evidenced during Hettangian [21]. The overprint by late Cretaceous and Tertiary compressive tectonic is far to be evident because: (i) the sample from sandstones and veins show different orientation of the magnetic foliation, (ii) the anisotropy degree is too weak to show posterior compressional deformation, and (iii) no compressive structure has been regionally described.

In samples from sinter crust and sandstone, K_1 orientations are horizontal and parallel to sedimentary currents. These could be considered parallel to the surficial hydrothermal stream during Hettangian times (Fig. 8). More over, in vertical veins, K_1 usually has a vertical dip (e.g. Figs. 7d – 7j), possibly indicating hydrothermal stream directions within veins and suggesting a strong link between K_1 and fluid flow directions. The AMS results of sandstones close to vertical veins show that flow in vertical veins has possible local influence on the fabrics of the host rocks (Figs. 7j, 7k and 8d).

Indeed, if K_1 is linked to the flow direction, then the goethite botryoid alignment may be controlled by hydrothermal flow. This interpretation can be compared to aragonite reniform aligned structures that are parallel the flow direction [5]. In these cases, botryoidal alignments should be the result of the anisotropic growth rate due to the differential supply along the streamline. In the vein, the botryoid alignments formed by solution flow are comparable with sedimentary flow, resulting in linear structures. Such structures have been interpreted as the result of circulation with helicoidal streamlines [42]. The zones with higher rates of particle supply are located along lines where streamlines converge, explaining linear structures as having formed parallel to the main flow. Supply from a concentrated solution may follow the same law and give alignments parallel to the streamline presenting aligned crystallization.

The majority of studied vertical veins present well-grouped vertical lineation (K_1 axes), however, the K_2 and K_3 show important azimuth dispersion suggesting that K_2 and K_3 may exchange each other (Fig. 7). The phenomenon of K_2 - K_3 exchange may be explained by the lattice preferred orientation of goethite $\langle c \rangle$ axes with respect to the vein. Two extreme cases may be considered. The first is that K_3 is normal to the vein plane, i.e. the foliation is parallel to the vein plane. This may be due to the orthogonal relationship between $\langle c \rangle$ axes of goethite and the vein plane, illustrated in Figure 5h for pure goethite bands. The second case shows that K_3 is parallel to the vein plane, i.e. the foliation is normal to the vein plane, when the barite and goethite are crystallized in the same bands. This could be due to the orthogonal

orientation of goethite $\langle c \rangle$ axes with respect to the [001] barite faces. As the barite faces are perpendicular to the vein, $\langle c \rangle$ axes are statistically parallel to the vein (Fig. 5g). As the samples are taken from the different contexts, this is the reason why K_2 and K_3 are azimuthally scattered. This kind of fabric has been described by Rochette et al. [11]. In such condition, the magnetic foliation presents rather the goethite crystal growing in hydrothermal flowing solution than the tectonic constraint.

The AMS results for the sandstones are more difficult to interpret because the goethite ribbons coat sand grains and thus do not show any well defined structure. Lattice-preferred orientation and shape orientation are not easily characterized by image analysis. The goethite spatial distribution in the samples is probably responsible of the magnetic lineation. Based on the strong correlation between flow direction and AMS linear fabrics, it is proposed that streamlines control the goethite precipitation. Grain faces exposed to flow may have higher supply rates from hydrothermal solution, as for experimental crystal growth [6]. In such conditions goethite growth on these faces will be faster than on other faces. This mechanism could reinforce goethite alignment along grain faces exposed to the flow.

5.3.3 Laterite

Ellipsoids obtained by AMS measurements for lateritic duricrust samples shows an oblate shape, with K_3 vertically grouped and K_1 K_2 horizontally scattered (Figs. 7a, 7c and 10f). Such fabrics have been described for laterite [43]. Similar results obtained at the surface of the Les Redoutières sinter formation are interpreted as iron remobilization during the lateritization process. This suggests that, close to the surface, lateritic fabrics have replaced hydrothermal ones [29]. This is confirmed by goethite recrystallization close to alteration front (Fig. 5l) and explains the mixture of both hydrothermal and lateritic-related fabrics observed within intermediate levels (Figs. 10a and 10g).

5.4 Conclusion

The K_1 given by AMS analysis in the vertical veins, sinter crusts and sandstones are interpreted in terms of hydrothermal fluid directions. In vertical vein and sandstone close to these veins, the K_1 direction is strongly inclined, which is interpreted as the consequence of a vertical stream direction; for both sinter crust and sandstone cement far away from the vertical veins, K_1 directions are similar to sedimentary flow. More generally we propose that minerals precipitated during fluids circulations have oriented distribution responsible of magnetic anisotropy of the susceptibility carrier.

This work opens a new investigation field to constraint hydrodynamic modelling using the efficient AMS method. Textural study and AMS fabric measurements should be used for systematic investigation to trace flow direction in fissures and in sand porosity.

Acknowledgement

We specially thank F. Pinier from the Barytine de Chaillac, J-P. Chambard and F. Blanchard from the Société Industrielle du Centre for providing access to their unpublished mine documents and for financial support. L. Barbanson, A. Boullier, B. Henry and M. Jébrak are acknowledged for stimulating discussions and constructive comments.

References

- [1] P-A. Domenico and F-W. Schwartz, Physical and Chemical hydrogeology. John Wiley and Sons eds, Chap 9, (1990), 317-357.
- [2] H-L. Barnes, Geochemistry of hydrothermal ore deposits (third edition). Hubert Lloyd Barnes, (1997), 125-191.
- [3] G. Garven, M-S. Appold, V-I. Toptygina, T-J. Hazlett, Hydrogeologic modelling of the genesis of carbonate-hosted lead zinc ores. (1999), Hydrogeology Journal 7, 108-126.
- [4] B-E. Hobbs, Y. Zhang, A. Ord, C. Zhao, Application of coupled deformation, fluid flow, thermal and chemical modelling to predictive mineral exploration. Journ. of Geochem. Explo. 69-70, (2000), 505-509.
- [5] L-M. Lebedev, Metacolloid in Endogenic Deposits. Plenum Press, New York, 1967, 298 pp.
- [6] M. Prieto, J-L. Amoros, On the influence of hydrodynamic environment on crystal growth. Bull. Minéral. , 104, 2-3, (1981)114, 119.
- [7] S-E. Kessler, R-E. Stoiber, G-K. Billings, Direction of flow mineralizing solutions at Pine Point, N. W. T.. Econ. Geol., 67, (1972), 19-24.
- [8] L-A.Gonzàles, S-J. Carpenter, K-C. Lohmann, Inorganic calcite morphology: Roles of fluid chemistry and fluid flow. J. sedim. Petrol. , 62, 3, (1992) 382-399.
- [9] I. Kostov and R-I. Kostov, Crystal habits of minerals. Pensoft publishers, Sofia 1999, 415 pp.
- [10] D-H. Tarling, F. Hrouda, The magnetic anisotropy of rocks. Chapman & Hall, London, (1993), 217pp.
- [11] P. Rochette, M. Jackson , C. Aubourg, Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. Rev. Geophys., 30.3, (1992), 209-226.

- [12] G-J. Borradaile and B. Henry, Tectonic application of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Sci. rev.* 42, (1997), 49-93.
- [13] J-L. Bouchez, D-H-W, Hutton, W.-E. Stephens, Granite : From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Kluwer Acad. Publ. Dordrecht. 1997, 368 pp.
- [14] F. Hrouda, Magnetic Anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* 5, (1982), 37-82.
- [15] S.Nomade, H. Théveniaut, Y. Chen, A. Pouclet, C. Rigollet, Paleomagnetic study of French Guyana Early Jurassic dolerites: hypothesis of a multistage magmatic event. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 184, (2000), 155-168.
- [16] H. Siemes, H. Schaeben, C-A. Rosière, H. Quade, Crystallographic and magnetic preferred orientation of hematite in banded iron ores. *J. Str. Geol.* 22, (2000), 1747-1759.
- [17] Tompkins, L-A. and Cowan D-R., Opaque mineralogy and magnetic properties of selected banded iron-formations, Hamersley Basin, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48 (3), (2001) 427-437.
- [18] R-G. Scott, J-G. Spray, Magnetic fabric constraints on friction melt flow regimes and ore emplacement direction within the south Range Breccia Belt, Sudbury Impact structure. *Tectonophysics* 307, (1999), 163-189.
- [19] Ziserman A., Les gisements de Chaillac (Indre): la barytine des Redoutières, la fluorine du Rossignol. Association d'un gîte stratiforme de couverture et d'un gîte filonien du socle. *Mém. B.R.G.M.*, 104, (1980), 344-374.
- [20] F. Guillocheau and 18 others authors, Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints , *Geodin. Acta*, 133, 4, (2000) 189-246.
- [21] J-C.Baubron, M. Jébrak, C. Joannès, J. Lhégu, J-C. Touray, A. Ziserman, Nouvelles datation K/Ar sur des filons à quartz et fluorine du Massif central français. *C. R. Acad. Sci. Paris, Série D*, t. 290, (1980), 951-953.
- [22] J. Bouladon and P-C. de Graciansky, Les minéralisations de couverture (Plomb, zinc, cuivre barytine, fluorine,...) du Trias au pliocène, en France. *Chr. Rech. Min.*, 480, (1985), 17-33.
- [23] C. Marignac, and M. Cuney, Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. *Miner. Deposita*, 34, 5-5, (1999), 472-504.
- [24] Yaman S., Etude géologique et minéralogique des filons de fluorine de la Charbonnière (Haute Vienne) et du Chatenet (Vienne). Annexes fluides et microfaciès de la fluorine ambrée du filon du Rossignol (Chaillac Indre). PhD. thesis, Univ. Orléans, 1977, 124 pp.
- [25] D. Ninkovic. Etude géologique et métallogénique du bassin de Chaillac (Indre). PhD. thesis, Univ. Paris, 1961, 98 pp.

- [26] J-C. Touray and A. Ziserman, Sur la genèse des gisements (F-Ba-Fe-Mn) de Chaillac. Les Paléosurfaces et leur métallogénèse, Mém. B.R.G.M., 104, (1980), 377-380
- [27] J-J. Châteauneuf. Etude de la microflore dans le gisement barytique de Chaillac. Mém. B.R.G.M., 104, (1980), 375-376.
- [28] S. Sizaret, E. Marcoux, M. Jébrak, J-C. Touray, Multiphase hydrothermal activity and intra-vein sedimentation in Le Rossignol fluorite vein deposit (Chaillac, Indre, France): genetic implications. (2003) Submitted to Econ. Geol.
- [29] S. Sizaret, Y. Chen, E. Marcoux, J-C. Touray, Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and trace chemistry: a new approach to discriminate between hydrothermal and supergene processes. Application to the Ba-Fe-F deposit of chaillac (Indre, France). C. R. Acad. Sci. Paris, Earth and Planetary Sciences, 332, (2001), 431-437.
- [30] D-J. Dunlop, Ö. Özdemir, Rock Magnetisme fundamentals and frontiers. Cambridge University press, (1997), 74-76.
- [31] M-J. Dekkers, Magnetic properties of natural goethite-III. Magnetic behaviour and properties of minerals originating from goethite dehydration during thermal demagnetisation. Geophys. J. Int., 103 (1990), 233-250.
- [32] Ö. Özdemir and D-J. Dunlop, Intermediate magnetite formation during dehydration of goethite, Earth Planet. Sci. Lett., 177, (2000), 59-67.
- [33] V. Jelinek, Characterization of the magnetic fabric of the rocks. Tectonophysics, 79, (1981), 63-67.
- [34] M. Le Goff. Lissage et limites d'incertitudes des courbes de migration polaire : pondération, des données et extension bivariate de la statistique Fischer. C. R. Acad. Sci. Paris, 311 II, (1990) 431-437.
- [35] P. Launeau and P-Y-F. Robin, Fabric analysis using the intercept method. Tectonophysics 267, (1996), 91-119.
- [36] P. Launeau and A-R. Cruden, Magmatic fabric mechanisms in a syenite: results of a combined anisotropy of magmatic susceptibility and image analysis study" J. Geophys. Res., B Solid Earth, 103 (3), (1998), 5067-5089.
- [37] V. Grégoire, J. Darroze, P. Gaillot, A. Nedelec, P. Launeau, Magnetite grain shape and distribution anisotropy vs. rock magnetic fabric: a three-dimensional case study. J. Str. Geol., 20, 7, (1998) 937-944.
- [38] J-G. Ramsay and M-I. Huber, The techniques of Modern Structural Geology. Academic press. New York, 1, 7, (1983), 307pp.
- [39] B. Henry, H. Rouvier, M. le Goff, D. Leach, J-C. Macquar, J. Thibieroz, M-T. Lewchuck, Paleomagnetic dating of widespread remagnetization on the southeastern boerder of the French Massif Central and implications for fluid flow and Mississipy Valley-type mineralization, Geophys. J. Int., (2001) 145, 368-380.

[40] Y. Tardy and C. Roquin, Dérive des continents paléoclimats et alterations tropicales. (Ed.) B.R.G.M. Orléans, (1998), 264-294.

[41] Stolofen H.. Facies architecture variation and tectonic structures in the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin (SW Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. *Sediment. Geol.*, 119, (1998), 47-83.

[42] J-R-L. Allen, *Sedimentary Structures their character and physical basis*. Unabridged one-volume (Ed.) Elsevier, (1984), 1-52.

[43] P-E. Mathé, P. Rochette, D. Vandamme, F. Colin, Volumetric Changes in weathered profiles : iso-element mass balance method questioned by magnetic fabric, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 167, (1999), 255-267.

1.6 Complément à l'étude des fabriques magnétiques

1.6.1 Analyses des fabriques

Les fabriques sont significativement différentes suivant le type de formations. Les formations latéritiques sont oblate (assiette) et les formations hydrothermales prolata (cigare) (Fig. 87). Dans le cas des formations latéritiques, on observe une corrélation positive entre P' et T . Pour les formations hydrothermales, la corrélation est négative.

Nous appellerons type A les fabriques dont la foliation magnétique est parallèle au plan du filon et type B les fabriques où la foliation magnétique est perpendiculaire au plan du filon. Suivant cette classification des textures la forme prolata semble plus prononcée dans les formations gréseuses et les fabriques de type A.

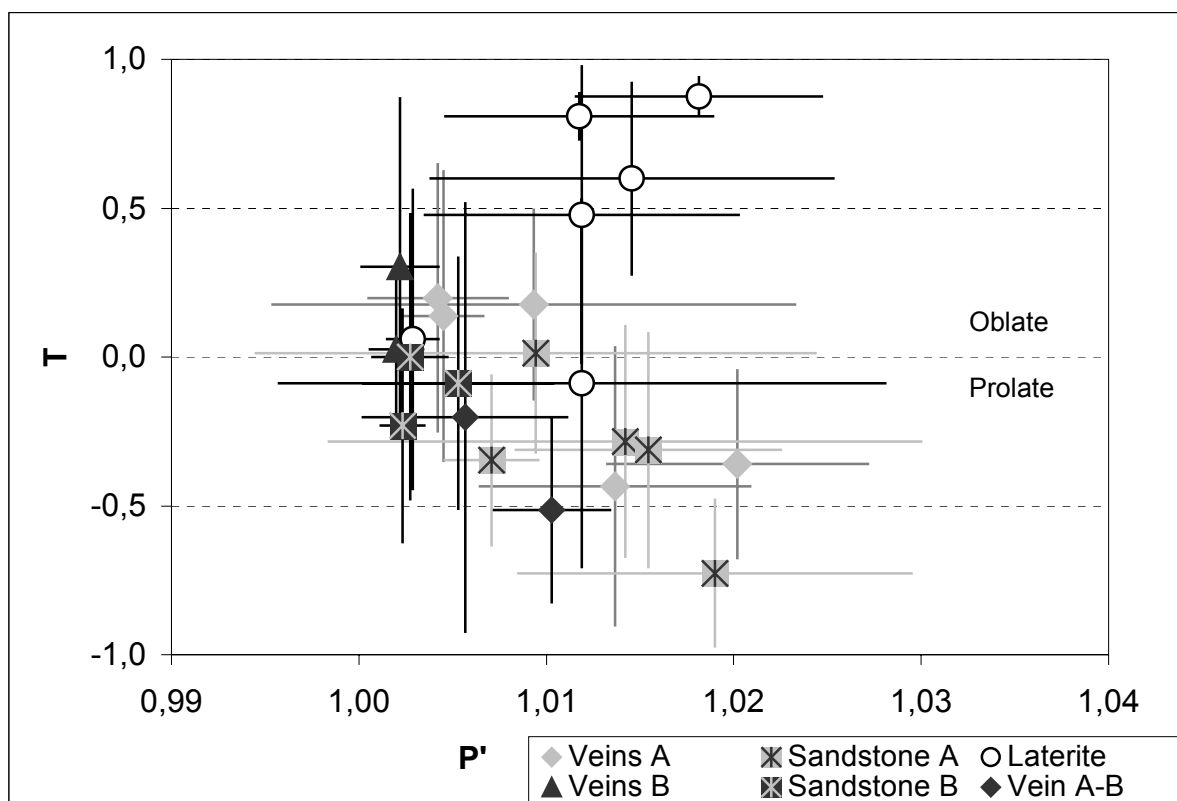


Figure 87 : Diagramme P' , T dans lequel les valeurs moyennes des différents sites étudiés ont été reportées.

1.6.2 Passage d'une fabrique A à une fabrique B

Le passage des fabriques de type A aux fabriques de type B peut s'expliquer quantitativement par la somme vectorielle de deux composantes A et B présentes dans l'échantillon. La composante A correspond aux botryoïdes de gœthite et la composante B correspond aux fins voiles de gœthite pénétrant les clivages de la barytine (Figs. 5j de l'article et 88). L'échange entre K2 et K3 s'explique alors par les quantités relatives de structures A et de structures B. Afin de quantifier l'importance de la fabrique de type A, nous considérons que l'axe K2 global est la somme vectorielle d'un vecteur K2 de grandeur X% en position A

et d'un vecteur (1-X)% en position B. La proportion de fabrique de type A est donnée par la relation : $X\% = \frac{1}{1+\tan(\alpha)}$

avec α représentant l'angle entre K2 et la position de K2 dans le cas de la fabrique de type A. Cette quantification relative des fabriques A et B a été utilisée pour analyser l'évolution des grandeurs K1 K2 et K3 dans trois types de formations hydrothermales dont un filon vertical, un filon horizontal (croûte de sinter) et un grès. Le détail des données est placé en Annexe 4.

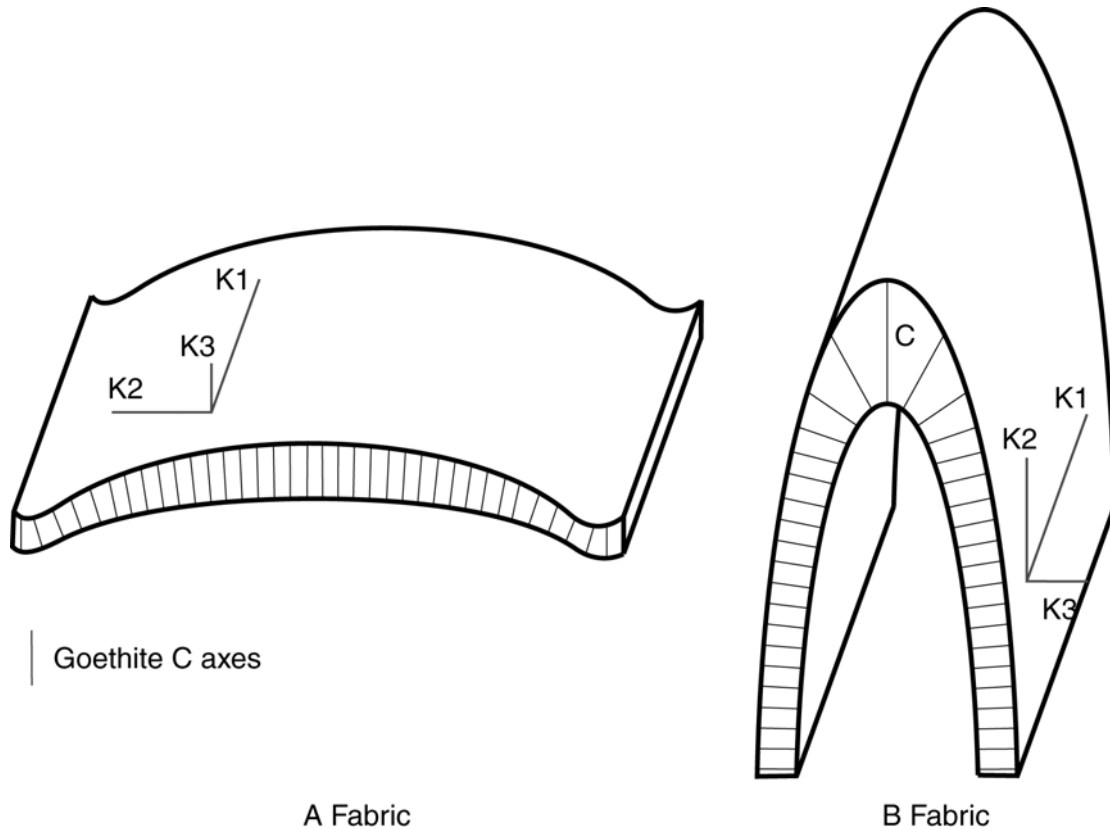
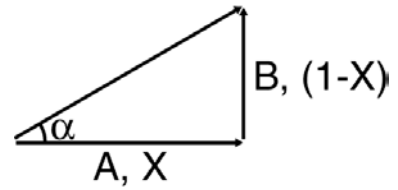


Figure 88 : Structures responsables des fabriques magnétiques de types A et B.

Pour ces trois types de formations, l'évolution d'une fabrique de type A à B se fait à K3 constant avec une décroissance de K1 et une croissance de K2 (Figs. 89A, 89B et 89C). En général, peu d'échanges K1 K2 ont été observés. Toutefois, ces échanges pourraient être la conséquence de l'évolution de structure B vers des structures encore plus complexes. Enfin, les fabriques de types A sont marquées par des valeurs de K1 très fortes et des valeurs de K2 et K3 proches, marquant plutôt des fabriques prolate. Dans les fabriques B, les valeurs de K1 et de K2 sont relativement proches et ont un type prolate moins prononcé (Fig. 89).

Dans les grès, K1 est très supérieur à K2 et K3 (Fig. 89C), alors que dans les filons verticaux, ces valeurs sont plus proches. Cette observation suggère que l'ASM a une forme prolate plus accentuée dans le grès que dans les filons et les croûtes gœthitiques (sinter). Cette affirmation est partiellement vérifiée sur le graphique de la figure 87 et est cohérente avec une structure rubannée caractérisant les filons.

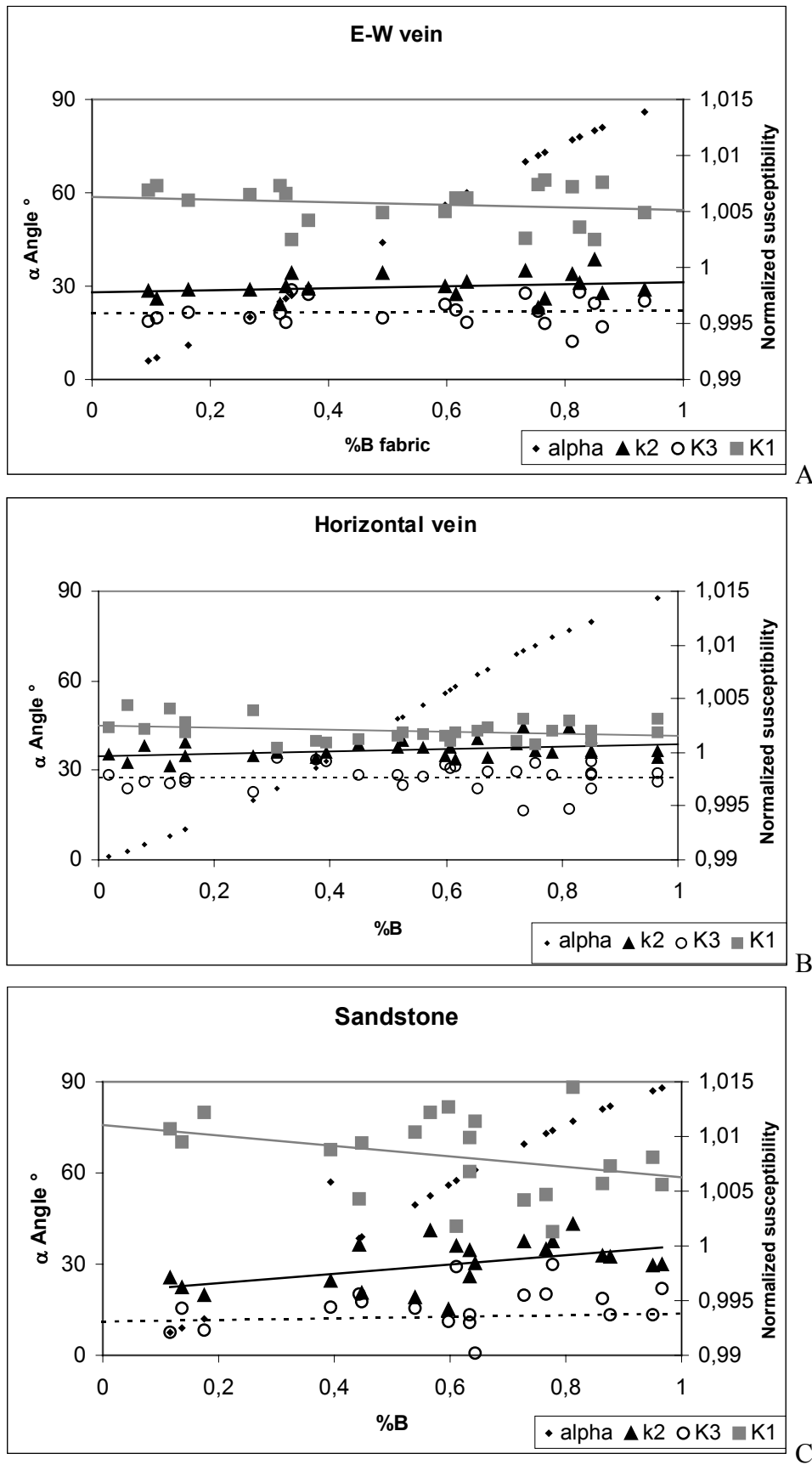


Figure 89: Graphique montrant les évolutions des grandeurs K1, K2 et K3 lors des passages des fabrications de types A à B. Dans le cas (A) d'un filon vertical, (B) d'un filon horizontal et (C) d'un grès.

2 La chimie des formations ferrugineuses

2.1 Analyses ponctuelles

Pour ces analyses trois sites d'études ont été choisis. Les deux premiers sites correspondent respectivement au niveau inférieur des grès ferrugineux de la Raillerie et à la duricrust au sommet du profil latéritique. Le troisième site d'études a été choisi au niveau des filons des Redoutières. Les éléments suivants ont été analysés : Si, Fe, Mn, Ti, Mg, Al, Pb, As, Co, Ni, Cu, V, Zn, S, Sr, Ba, Sb.

Les résultats sont consignés en Annexe 3. Pour cette étude, nous ne considérerons que les données concernant Fe, Pb, Si, Mn, As, P, Al, S et Ti qui seront traitées par analyse factorielle en composantes principales. Les autres teneurs n'ayant été détectées que très rarement, elles risquent de biaiser l'analyse en composantes principales et donc nous ne les prendrons pas en compte.

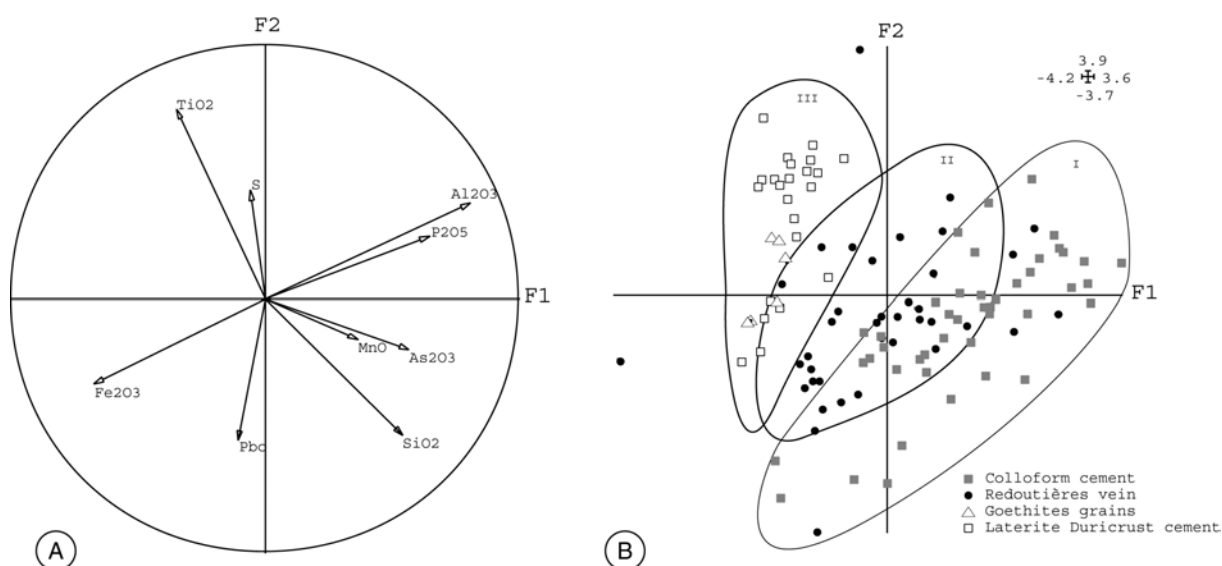


Figure 90 : Analyse en composante principale des analyses ponctuelles des gœthites. (A) Diagramme décrivant les facteurs F1 et F2 en fonction des concentrations en Fe, Pb, Si, Mn, As, P, Al, S et Ti 2. (B) Les échantillons replacés dans l'espace F1 et F2 sont regroupés suivant trois ensembles caractérisant leur origine. On distingue l'ensemble I regroupant les échantillons du niveau inférieur de la Raillerie, II les échantillons provenant des Redoutières et III les échantillons du profil latéritique de la Raillerie.

F1 absorbe 26,77% de la variance et F2 absorbe 19,07% de la variance du système. Dans le cercle des corrélations, les éléments sont groupés sur 2 axes (Fig. 90A) : un axe portant Fe₂O₃, P₂O₅ et Al₂O₃, qui montre une corrélation inverse entre Fe₂O₃ et Al₂O₃-P₂O₅. Un axe portant TiO₂, S, PbO, SiO₂, MnO et As₂O₃, sur lequel deux groupes anticorrélés sont distingués. Le premier comporte les éléments TiO₂ - S et le second regroupe PbO, SiO₂, MnO et As₂O₃. Les échantillons replacés dans l'espace F1 F2 se répartissent en trois groupes. Un premier groupe caractérise la formation latéritique et les grains de gœthite hérités de la formation jaune, le second caractérise un pôle riche en As et le troisième a une position

intermédiaire (Fig. 90B). La comparaison entre les deux diagrammes montre que l'axe $Fe_2O_3 - P_2O_5$ et Al_2O_3 est très peu discriminant alors que l'axe $TiO_2, S - PbO, SiO_2, MnO, As_2O_3$ discrimine très fortement les deux types de formations.

Si la contribution du soufre est négligée, on voit que les latérites se caractérisent par un fort taux de Ti, alors que le Mn, l'As, le Pb et le Si caractérisent un pôle hydrothermal. Le Fe n'est pas discriminant, alors que les éléments tels que l'Al le P seraient légèrement enrichis en contexte hydrothermal.

Ces données montrent que seul le niveau profond de la Raillerie a été entièrement préservé de la phase de latéritisation, alors qu'aux Redoutières, même les faciès plus profonds ont subi une légère influence des processus latéritiques.

2.2 Analyse chimique sur roche totale

Une première étude réalisée par Deurbergue (1984) avait permis de proposer une origine hydrothermale ou sédimentaire. Cependant, à cette époque, le profil d'altération décrit à La Raillerie n'était pas encore connu.

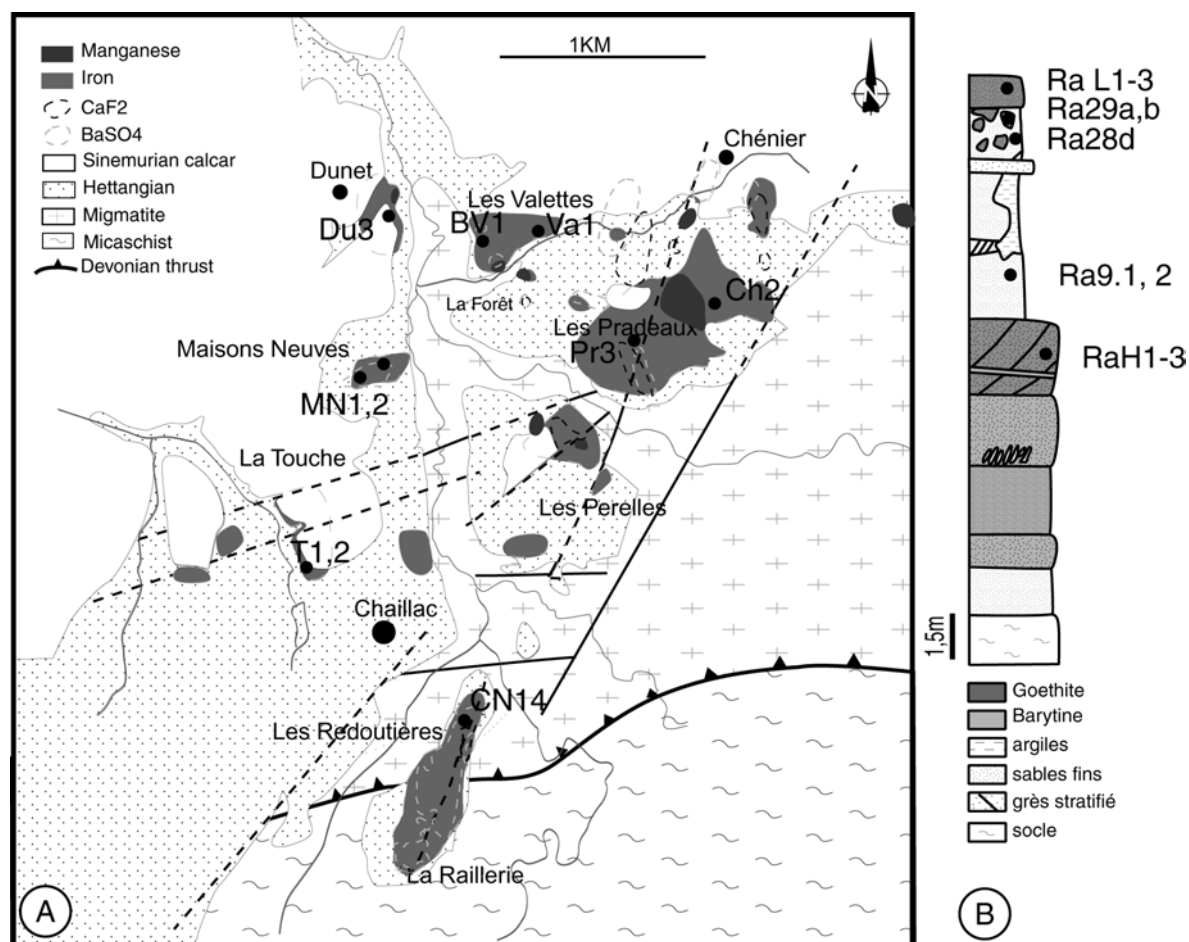


Figure 91 : Carte et log montrant la localisation des grès ferrugineux échantillonnés. (A) Dans le bassin de Chaillac, (B) le long du profil observé à la Raillerie.

Dans cette partie, nous nous proposons d'affiner la caractérisation des formations ferrugineuses. Cette étude prend en compte les niveaux ferrugineux du bassin de Chaillac

(Fig. 91A), les goëthites en rognon du Bernardan, le sédiment stérile, les sables riches en goëthite de la formation jaune et les différents horizons du profil latéritique (duricrust et grès caverneux sous jacents) (Fig. 91B). Ces analyses ont été réalisées par ICP-MS au CRPG de Nancy. 52 éléments ont été dosés : As, Ba, Be, Bi, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Ge, Hf, Ho, In, La, Lu, Mo, Nb, Nd, Ni, Pb, Pr, Rb, Sb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zn, Zr, SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅. Les sédiments stériles présentent un ciment de calcite, le Ca a été éliminé pour le traitement statistique afin d'éviter de biaiser les données.

Le facteur F1 absorbe 42,4% de la variance et le facteur F2 20,28%. Dans le cercle des corrélations, on constate que les facteurs F1 et F2 représentent deux groupes d'éléments. F1 représente le Si qui est anti-corrélé avec As, Ba, Be, Bi, Cs, Fe₂O₃, Ge, K₂O, MgO, MnO, P₂O₅, Pb, Rb, Sb, Sr, U, W, Zn (Fig. 92A). Ce facteur F1 peut être interprété comme représentant les alcalins, les alcalinoterreux, quelques éléments chalcophiles (As, Sb, Bi, Pb, Zn) et sidérophiles (Mn, Fe, Ge) plus l'U et le W (Tabl. 5). Le facteur F2 est anticorrélé avec les éléments suivants : Ce, Co, Cr, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, In, La, Lu, Mo, Nb, Nd, Ni, Pr, Sm, Sn, Ta, Tb, Th, Tm, V, Y, Yb, Zr, SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, et faiblement corrélé avec Na₂O. Ces éléments représentent les éléments de transitions (sauf Fe, Mn, W, Zn), les terres rares et les éléments de la colonne IIIa (Tabl. 5).

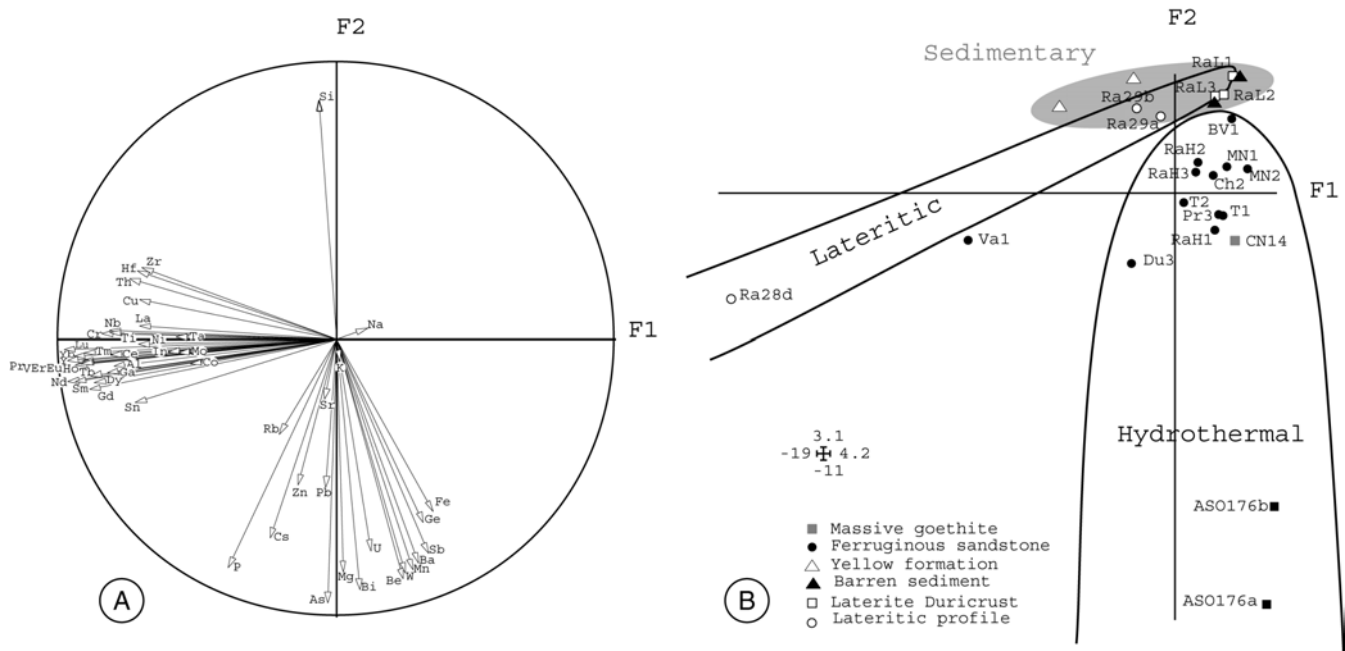


Figure 92 : Analyse en composante principale des données sur roche totale. (A) Diagramme décrivant les facteurs F1 et F2 en fonction des concentrations des éléments analysés. (B) Les échantillons replacés dans l'espace F1 et F2 sont regroupés suivant trois ensembles représentant les formations sédimentaires, latéritiques et hydrothermales.

Dans le plan F1 F2 les échantillons sont discriminés selon trois tendances :

1. Un premier groupe faiblement discriminé inclut les échantillons de la duricrust de la Raillerie, les grès stériles et la formation jaune.
2. Le deuxième groupe discriminé suivant F1 regroupe les échantillons provenant du profil latéritique. Ces deux premiers groupes s'interpénètrent et deux pôles

peuvent être définis. Un pôle représentant la duricrust et les grès stériles ; l'autre pôle regroupant les niveaux inférieurs du profil latéritique et les sables de la formation jaune. Ces derniers étant enrichis en éléments de transitions et en terres rares.

- Enfin le troisième ensemble regroupe les grès hydrothermaux de la Raillerie et la majorité des grès ferrugineux du bassin de Chaillac discriminé suivant F2. On notera que les échantillons provenant du Bernardan sont très fortement discriminés et pourraient représenter un pôle hydrothermal pur. Une influence partielle des eaux sédimentaires hettangiennes expliquerait la position intermédiaire des échantillons du bassin de Chaillac. L'échantillon des Valettes prélevé à proximité de la surface semble avoir subi une influence latéritique importante.

la	IIa											IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa	O
	<u>Be</u>											Al	Si	<u>P</u>			
<u>Na</u>	<u>Mg</u>	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VII		lb	IIb		Ga	<u>Ge</u>	<u>As</u>			
<u>K</u>			Ti	V	<u>Cr</u>	<u>Mn</u>	<u>Fe</u>	<u>Co</u>	<u>Ni</u>	<u>Cu</u>	<u>Zn</u>	<u>Ga</u>	<u>Ge</u>	<u>As</u>			
<u>Rb</u>	<u>Sr</u>	Y	Zr	Nb	<u>Mo</u>							In	<u>Sn</u>	<u>Sb</u>			
<u>Cs</u>	<u>Ba</u>	La	Hf	Ta	<u>W</u>								<u>Pb</u>	<u>Bi</u>			

Lanthanides	<u>Ce</u>	<u>Pr</u>	<u>Nd</u>		<u>Sm</u>	<u>Eu</u>	<u>Gd</u>	<u>Tb</u>	<u>Dy</u>	<u>Ho</u>	<u>Er</u>	<u>Tm</u>	<u>Yb</u>	<u>Lu</u>
Actinides	<u>Th</u>		<u>U</u>											

Classification géochimique des éléments

Atmosphile
 Chalcophile
 Lithophile
 Sidérophile
 Elt. F1
Elt. F2

Tableau 5 : Eléments dosés replacés dans le tableau de périodique des éléments et classés suivant leurs propriétés géochimiques. Les éléments anticorrélés avec l'axe F2 sont soulignés.

La combinaison des données d'analyses ponctuelles sur les ciments goéthitiques, la goéthite en grain et les analyses géochimiques en roche totales ont permis de proposer deux processus de concentration du Fer. Ces processus sont caractérisés par les éléments traces liés à la goéthite. Les processus hydrothermaux précipitant le fer vont concentrer les éléments présents dans la solution c'est-à-dire certains éléments sidérophiles Fe, Mn, Ge et des éléments chalcophiles ; alors que les concentrations issues des processus latéritiques et les sables issus des formations jaunes concentrent essentiellement les éléments lithophiles et sidérophiles peu mobiles.

Ces données chimiques confirment une origine hydrothermale pour les goéthites à texture collomorphes.

3 Conclusion sur l'origine du fer

Les données de terrains, l'analyse systématique des textures par l'ASM et les analyses réalisées à la microsonde et sur roche totale sont en faveur d'une origine hydrothermale des fluides.

Par ailleurs, les éléments Ba, Fe, S sont très réactifs et leur stabilité en solution suggère des conditions particulières d'acidité et d'oxydoréduction assurant leur coexistence dans la solution hydrothermale. L'existence de telles conditions seront à vérifier et à quantifier.

VII Géochimie et compositions isotopiques des assemblages paragénétiques

Cette partie présente les signatures chimiques et isotopiques replacées dans la succession paragénétique établie dans le système hydrothermal Redoutières - Rossignol. Ces signatures seront comparées dans l'espace entre le gisement des Redoutières et le gisement filonien du Rossignol, et dans le temps entre les stades Fv-v et Fj-Ba. Pour mémoire nous présentons ici un tableau corrélant les successions paragénétiques du Rossignol et des Redoutières (Tabl. 6).

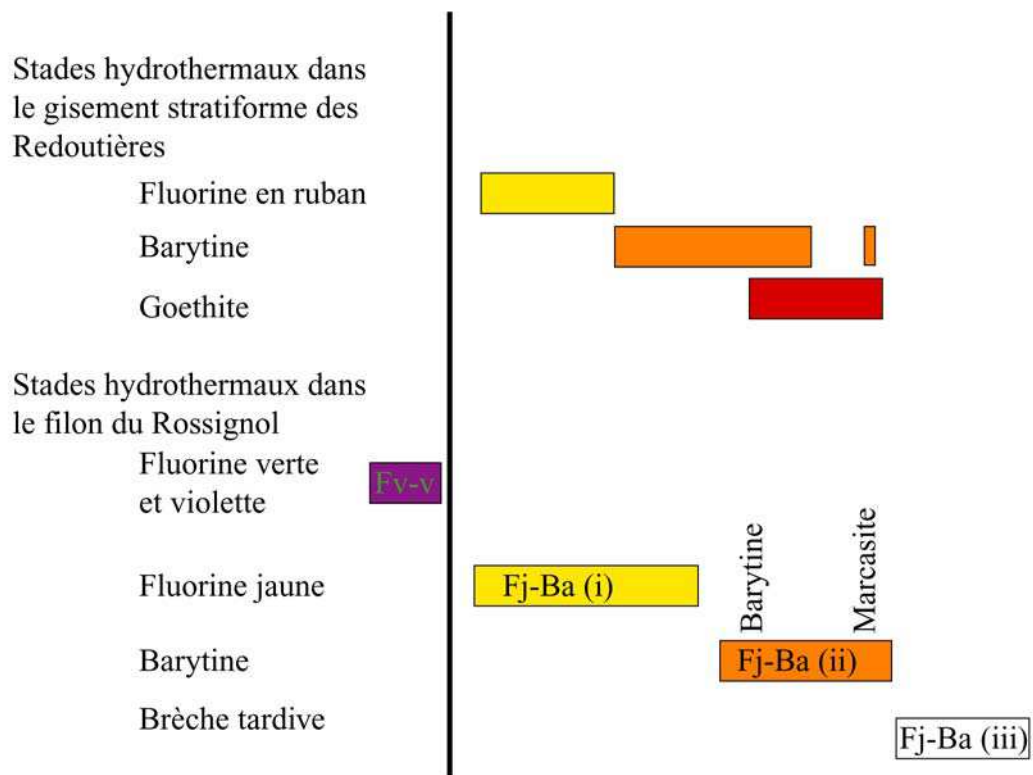


Tableau 6 : Corrélations des successions paragénétiques du Rossignol et des Redoutières.

1 Chimie de la paragenèse

1.1 Inclusions fluides de la fluorine

D'abord nous discuterons de la méthode utilisée et des problèmes liés aux propriétés de la fluorine. Ensuite seront étudiées les inclusions de la fluorine des filons des plateures et des grès. Enfin l'étude portera sur la fluorine du filon du Rossignol au niveau -25m.

1.1.1 Méthodologie

L'appareillage

Les inclusions fluides ont été étudiées sur des lames clivées et des lames polies double face de 400 μm préparées à froid. Les mesures microthermométriques ont été réalisées avec une platine chauffante/réfrigérante Chaix-Meca reliée à un boîtier régulateur Eurotherm (-220°C, 620°C) type 902S. La platine a été étalonnée en fin de mesures. L'étalonnage pour la cryogénie a été réalisé avec des inclusions synthétiques de CO₂, NaCl, KCl, H₂O pur, les indicateurs thermométriques « Merck » ont été utilisés pour l'étalonnage à chaud. Les résultats obtenus ont été consignés dans le tableau suivant :

Etalon	CO ₂	NaCl	KCl	H ₂ O	Merck 9670	Merck 9700	Merck 9735
T(°C) étalon	-56,6	-21,2	-10,7	0,0	70,0	100,0	135
T(°C) mesurée	-55,3	-20,6	-10,7	0,1	68,1	99,6	135,3
T(°C) mesurées (En Naciri 1995)	-56,5	-	-	0,1	69,5	-	135,02

Tableau 7 : Résultats de l'étalonnage de la platine chauffante réfrigérante.

Les résultats montrent que les écarts entre les températures lues sur le boîtier et les températures vraies sont inférieures à l'incertitude de la mesure pour les gammes de température de -20°C, 100°C et 135°C. Seul le produit Merck 9670 montre un écart qui peut être aussi dû au vieillissement du produit. La comparaison faite avec la calibration présentée dans la thèse de En Naciri (1995) montre que l'appareillage est très stable dans le temps (Tabl. 7).

Propriétés de la fluorine : conséquences méthodologiques

Les inclusions fluides de ces fluorines sont de grandes tailles et faciles à observer. Cependant les mesures sont délicates à réaliser car au-delà d'un stade de surchauffe, les parois de l'inclusion fluent sous la surpression et le volume augmente. Lors du refroidissement le volume de vapeur devient plus grand et donc la température d'homogénéisation (Th) est augmentée artificiellement lors des mesures suivantes. Cet effet de fluage dépend de la température, du volume initial de l'inclusion, de la durée de surchauffe et du type de fluorine (Wilkins 1986, Bodnar et Bethke 1984). De plus, pour des taux de remplissages élevés, lors du gel des inclusions, l'augmentation de volume due à la formation de la glace risque de modifier aussi le volume de l'inclusion. Pour ces raisons, les mesures de Th ont été réalisées dans un premier temps en procédant par paliers successifs de 100°C-150°C, 150°C-200°C et les cryoscopies ont été réalisées lors d'une deuxième série de mesures.

1.1.2 Résultats

Les Th sont exploitables directement. En effet la proximité du filon du Rossignol par rapport à la paléosurface permet de négliger la correction de pression et d'assimiler les Th aux températures de formation de l'inclusion fluide (Roedder 1984). Les salinités sont calculées à partir des températures de fin de fusion (Tm) en utilisant l'équation de Bodnar (1993), les résultats sont donnés en équivalent Na Cl (% pds Eq. NaCl).

Descriptions des inclusions fluides et résultats

	Fj-Ba 213m Grès	Fj-Ba 213m Plateures	Fv-v -25m Fluorine violette	Fj-Ba -25m Fluorine jaune	Fj-Ba -25m Ciment de la brèche tardive	Jouac Fluorine jaune
Th°C						
Nombre	44	46	175	74	110	47
Moyenne	108,1	101,6	149,9	108,3	84,1	150,7
σ	10,3	11,6	42,9	6,8	20,4	57,6
Médiane	110,6	105,0	134,6	109,3	80,6	100
Tm°C						
Nombre	26	49	62	31	47	45
Début de fusion	-50,0	-50,0	0,1	-50,0	-50,0	-50
Tm Moyenne	-15,9	-15,6	-0,3	-15,9	-18,9	-20,2
σ	1,7	1,2	0,2	0,5	2,9	2,8
Médiane	-16,2	-15,7	-0,2	-16,0	-19,2	-20,9
% pds NaCl	19,6	19,2	0,4	19,5	21,8	23,0

Tableau 8: Moyennes, médianes et écarts types des résultats des mesures d'inclusions fluides.

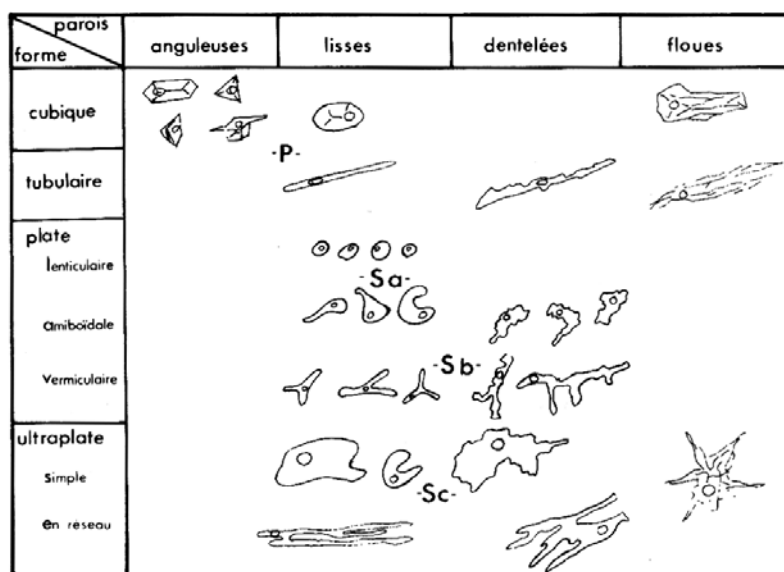
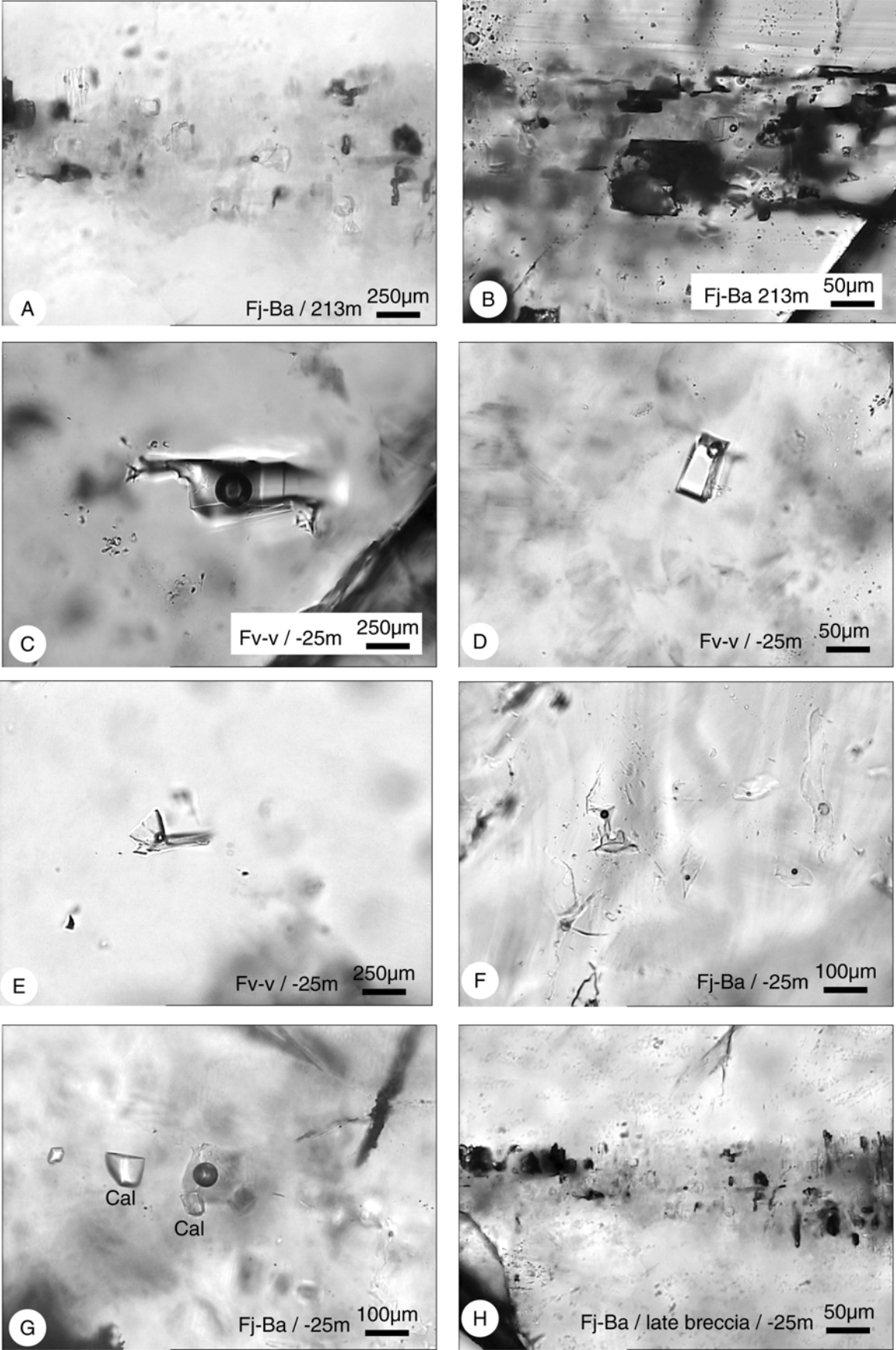


Figure 93 : Classification des inclusions fluides selon leur faciès (Deloule et Bourrat 1982).



Page précédente figure 94 : Photos des inclusions fluides mesurées le long de la structure du Rossignol ; (A) et (B) dans des bandes de croissances au niveau des plateures ; (C), (D) et (E) isolées dans la fluorine verte et violette au niveau -25 m ; (F) dans le clivage de la fluorine jaune du sous-stade i) Fj-Ba et (G) au niveau d'inclusions de calcite (=Cal) et enfin au niveau de bandes de croissance dans la fluorine cimentant la brèche tardive.

Niveau 213 m

Fluorine filonienne des plateures

Les inclusions fluides dans la fluorine jaune sont biphasées, liquide dominant plus vapeur ($\underline{L}+V$), avec un taux de remplissage de l'ordre de 95%. Les inclusions ont des formes de plusieurs types : cubiques, tubulaires et plates à parois lisses ou dentelées (Classification Fig. 93). Elles sont disposées le long de bandes de croissances parallèles aux faces des cubes et donc sont considérées comme primaires (Figs. 94A, 94B). La température du début de la fusion est difficile à déterminer avec précision car l'apparition de la première goutte de liquide est masquée par l'aspect sombre et granuleux de la glace. Ce phénomène est typique des inclusions salines (Stepherd et al. 1985) et est la cause de l'estimation très approximative de la température de début de fusion. Les écarts types des mesures sont relativement faibles pour la T_h et la T_m . La médiane des T_h est 105°C, la température de début de fusion est inférieure à -50°C et la salinité médiane est 19,2 % pds Eq. NaCl (Tabl. 8). Les résultats obtenus sont en accord avec les travaux de Yaman et Guilhaumou (1980).

Fluorine des grès

Les inclusions fluides sont biphasées ($\underline{L}+V$) avec un taux de remplissage de l'ordre de 95%. Les inclusions sont situées dans des cristaux assez petits, leur disposition est peu caractéristique et leur forme est cubique à parois lisses. Au vu de leur taille nous les considérons comme primaires. La médiane des T_h est 111°C, la température de début de fusion est inférieure à -50°C et la médiane des salinités est de 19,6 % pds Eq. NaCl (Tabl. 8). Seules deux inclusions fluides ont révélé des salinités très faibles.

Niveau -25 m

Fluorine Fv-v

Les inclusions fluides de la fluorine verte et violette sont biphasées ($\underline{L}+V$) avec un taux de remplissage de l'ordre de 95%. Les inclusions sont situées sur des bandes de croissance ou isolées dans les cristaux de fluorines. Elles ont une forme cubique avec des parois anguleuses, elles sont considérées comme primaires (Figs. 94C, 94D et 94E). La médiane des T_h est 135°C, le début et la fin de fusion ont lieu presque en même temps à 0°C, la salinité est presque nulle (Tabl. 8). Les températures d'homogénéisation sont étalées vers les fortes valeurs, deux inclusions ont homogénéisé en phase vapeur pour des températures de l'ordre de 380°C. Enfin lors des mesures de cryoscopie, lorsque la bulle de vapeur n'a pas nucléé, de la glace métastable a pu être maintenue jusqu'à 4°C, ce phénomène a été décrit par Roedder (1984).

Fluorine Fj-Ba du sous-stade à fluorine dominante (i)

Les inclusions fluides de la fluorine jaune sont biphasées ($\underline{L}+V$), le taux de remplissage est de l'ordre de 95%. Ces inclusions sont localisées dans les plans de clivage [111] de la fluorine et sont considérées comme pseudosecondaires (Fig. 94F). Leurs formes peuvent être cubiques, tubulaires ou plates, les parois sont lisses, dentelées et floues. Toutefois il a été

observé de façon ponctuelle une inclusion fluide associée à un cristal de calcite inclus dans la fluorine (Fig. 94G). Cette disposition particulière est un critère pour dire que cette inclusion est primaire. La médiane des Th est de 109°C, la température du début de fusion est inférieure à -50°C, la médiane des salinités est à 19.5 % pds Eq. NaCl (Tabl. 8). Ces résultats sont en accord avec ceux publiés par Yaman et Guilhaumou (1980) sur la fluorine jaune du niveau 100 m (inclusion primaire 115°C, inclusions secondaires 105°C)

Fluorine Fj-Ba du sous-stade III (brèche tardive)

Dans la fluorine transparente géodique de la brèche tardive, les inclusions fluides sont biphasées (L+V), le taux de remplissage est de l'ordre de 95%. Elles sont localisées le long des bandes de croissance parallèles aux faces des cubes de fluorines (Fig. 94H). Leur forme peut être cubique, tubulaire ou plate, les parois sont lisses, dentelées et floues. Ces inclusions sont considérées comme primaires. La médiane des Th est 81°C, le début de fusion est inférieur à -50°C et la médiane des salinités est de 21,8 % pds Eq. NaCl (Tabl. 8).

1.1.3 Modèle d'ébullition

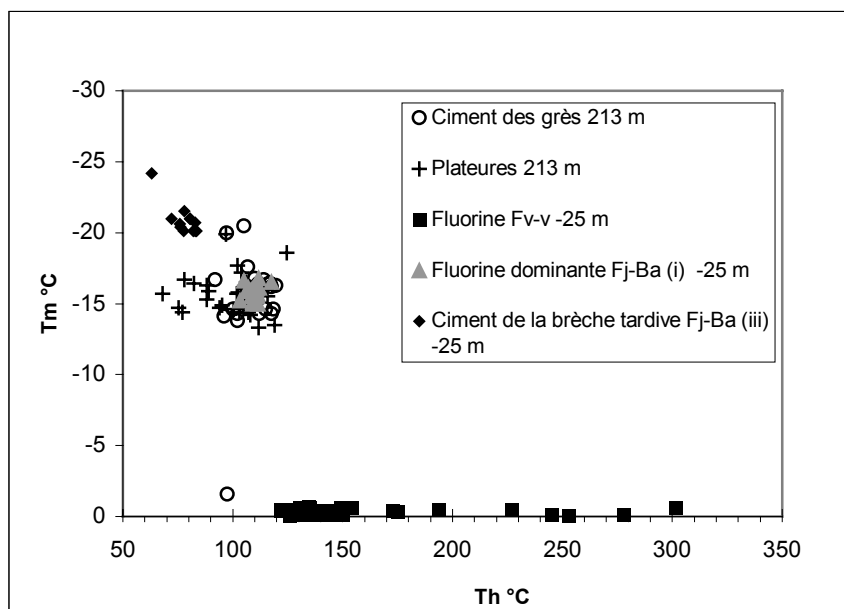


Figure 95 : Température de fin de fusion (Tm) en fonction de la température d'homogénéisation (Th).

A Chaillac deux groupes d'inclusions sont individualisés et correspondent à un fluide chaud peu salé (stade Fv-v) où la température de cristallisation de la fluorine peut être estimée à 135°C. La valeur de la moyenne à 150°C est due à un large étalement des températures au delà de 300°C et résulte peut-être d'artefact (fuite partielle, ou déformation plastique), ou signe un processus particulier (Fig. 95). A ce fluide succède une saumure froide. Les températures de début de fusion sont inférieures à -50°C indiquant la présence de sels complexes habituellement interprétés comme un mélange de NaCl et CaCl₂ (Roedder 1984). Pour ce fluide l'étalement des températures d'homogénéisation (= de formation) en surface (niveau des plateures) est plus grand qu'en profondeur (-25 m). Il est possible que ces

fluctuations reflètent des variations de températures lors de la formation de la fluorine jaune, dues à l'influence des fluides de surface. En fin de stade la température de formation est plus basse et la salinité plus forte. Cette succession fluide chaud peu salé, saumure froide peut être expliquée par une ébullition partielle. La phase vapeur se condensant donne un fluide de faible salinité alors que la saumure résiduelle a une concentration très forte proche de la saturation. D'un point de vue énergétique la vaporisation est consommatrice d'énergie, l'énergie récupérée lors de la condensation est responsable de la plus forte température observée pour le fluide issu de la vapeur.

Cette hypothèse est abordée avec une approche thermodynamique en faisant les hypothèses suivantes :

- L'ébullition a lieu en profondeur à T_0, P_0 .
- Si P_0 est inférieure à la pression de confinement, la vapeur s'échappe, formant une saumure résiduelle B. La salinité augmente, P_0 croît jusqu'à la pression de confinement, la vapeur ne s'échappant plus. La vapeur condense rapidement à $T_C \leq T_0$ et $P_C \geq P_{\text{boiling}, T_C}$ formant une solution A de salinité très faible.
- Si on considère que l'ébullition est partielle cela signifie que l'on reste dans le domaine de stabilité de la phase liquide, l'hypothèse d'une condensation rapide est donc vraisemblable. Le transfert P_0T_0 à P_CT_C est considéré comme adiabatique. Pour pouvoir résoudre le calcul thermodynamique on estime que $T_C = T_0$. Ceci implique un transport très court de la phase vapeur avant la condensation.
- Le calcul est basé sur un bilan de chaleur mettant en jeu la chaleur latente de condensation de la vapeur, les chaleurs spécifiques des deux fluides et la chaleur spécifique des roches du socle. Chaque système, roche du socle+fluide (A+socle et B+socle) sont des systèmes adiabatiques. L'échange de chaleur est modélisé par un transfert de masse à masse.
- Tous les types de fluorines (verte, violette et jaune) sont supposés cristalliser par refroidissement ou par réaction avec l'encaissant, le cas du mélange avec des eaux de surface aura pour effet d'abaisser la température de cristallisation et donc d'augmenter l'estimation de la température d'ébullition.
- Connaissant les températures finales T_A et T_B , T_0 peut être estimé.

Présentation des variables :

- $\rho_{\text{basement}}, \rho_{\text{fluid}}$: masse volumique des roches du socle et des fluides (kg/dm^3).
- T_0 (K), P_0 (bar), m_0 (mol) : température, pression, nombre de moles du fluide hydrothermal initial juste après l'ébullition.
- T_A ($=135^\circ\text{C}$), P_A (pression hydrostatique inconnue), m_A : température, pression et masse du fluide hydrothermal au niveau du dépôt de la fluorine Fv-v.
- T_B ($=115^\circ\text{C}$), P_B (hydrostatique, $\leq 25\text{bar}$), m_B : température, pression et masse du fluide hydrothermal au niveau du dépôt de la fluorine Fj-Ba.
- T_C : température de condensation de la vapeur (K).
- $Q_B^{T_0}$: chaleur échangée entre B et le socle le long du chemin $P_0T_0 - P_BT_B$ (J).
- $Q_A^{T_C}$: chaleur échangée entre A et le socle le long du chemin $P_0T_0 - P_AT_A$ (J).
- $Q_{\text{Basement}}^{\text{fluid}}$: chaleur échangée entre le socle et le fluide considéré lors de sa migration (J).
- $\bar{C}_{w(P_B T_B - P_0 T_0)}$: chaleur spécifique du fluide B sur le trajet $P_0T_0 - P_BT_B$ (J/kg).

- $L_{w,T}$ chaleur latente de vaporisation à T (kJ/kg).

Calcul

La vapeur s'échappe, condense et donne un liquide A en libérant sa chaleur latente. Puis lors de son ascension elle échange de la chaleur avec le socle qu'elle traverse (Les échanges infinitésimaux sont considérés à pression constante).

$$Q_A^{T_C} = -m_A L_{w,T_C} + \int_{T_C}^{T_A} m_A \cdot C_{w,T,P} dT = -m_A L_{w,T_C} + m_A \bar{C}_{w(P_A T_A - P_C T_C)} (T_A - T_C) \quad (1)$$

$$\text{Avec } \bar{C}_{w(P_A T_A - P_C T_C)} = \frac{C_{w(P_A T_A)} \cdot T_A - C_{w(P_C T_C)} \cdot T_C}{T_A - T_C} \quad (2)$$

L'échange de chaleur entre le fluide B et le socle s'écrit:

$$Q_B^{T_0} = \int_{T_0}^{T_B} m_B \cdot C_{w,T,P} dT = m_B \bar{C}_{w(P_B T_B - P_0 T_0)} (T_B - T_0) \quad (3)$$

La chaleur échangée par le socle le long du trajet des fluides s'exprime comme suit (4).

$$Q_{basement}^{fluid} = \alpha \frac{\rho_{basement}}{\rho_{fluid}} m_{fluid} \bar{C}_{basement} \Delta T_{fluid / basement} \quad (4)$$

En conditions adiabatiques :

$$Q_A^{T_C} + Q_{Basement}^A = 0 \quad (5)$$

$$Q_B^{T_0} + Q_{Basement}^B = 0 \quad (6)$$

T_C et T_0 sont similaires, le gradient $\Delta T_{fluid / basement}$ est supposé constant dans le temps et les fluides A et B sont supposés suivre le même "conduit". Dans l'équation (4), le coefficient α représente l'influence de la géométrie du système de percolation. Partant de (4) en remplaçant membre à membre avec (5) et (6) on obtient l'équation suivante :

$$\frac{Q_{basement}}{m_{fluid}} = \alpha \frac{\rho_{basement}}{\rho_{fluid}} \bar{C}_{basement} \Delta T_{fluid / basement} \approx -\frac{Q_B^{T_0}}{m_B} \approx -\frac{Q_A^{T_C}}{m_A} \quad (7)$$

de (1), (2) et (7) nous pouvons écrire:

$$\bar{C}_{w(P_B T_B - P_0 T_0)} (T_B - T_0) = -L_{w,T_0} + \bar{C}_{w(P_A T_A - P_0 T_0)} (T_A - T_0) \quad (8)$$

Pour la résolution de cette équation, deux cas doivent être considérés :

- *Les chaleurs spécifiques sont semblables (leur différence est inférieure à 1 J/mol).*

Considérant T_A et T_B mesurées à Chaillac, les chaleurs spécifiques A et B sont très proches en dessous de 285°C (Tabl. 9) et nous pouvons faire les approximations suivantes :

$$\bar{C}_{w(P_A T_A - P_0 T_0)} = \bar{C}_{w(P_B T_B - P_0 T_0)} = \bar{C}_w \quad (9)$$

La température d'ébullition est donnée par la relation suivante:

$$T_A - T_B = \frac{L_{w,T_0}}{\bar{C}_w} \quad (10)$$

Dans le cas de Chaillac, $\frac{L_{w,T_0}}{\bar{C}_w} = (135 - 115)^\circ C = 20^\circ C$ implique que $T_0 = 362^\circ C$

(Figure 96A). Ce résultat est nettement supérieur à 285°C, l'équation 9 ne peut être appliquée.

VII Géochimie et compositions isotopiques des assemblages paragénétiques

- Les chaleurs spécifiques sont différentes (leur différence est supérieure à 1J/mol).

L'équation (8) est reprise et écrite pour des valeurs de températures d'ébullition comprises dans l'intervalle suivant : $285^{\circ}\text{C} < T_0 < 374^{\circ}\text{C}$.

$$T_0 = \frac{\bar{C}_{w(P_A T_A - P_0 T_0)} \cdot T_A - \bar{C}_{w(P_B T_B - P_0 T_0)} T_B - L_{w, T_0}}{\bar{C}_{w(P_A T_A - P_0 T_0)} - \bar{C}_{w(P_B T_B - P_0 T_0)}} \quad (11)$$

Dans le cas de Chaillac, ce scénario est vérifié pour $T_0 = 348^{\circ}\text{C}$ (Fig. 96B), $P_0=165$ bar. Si on suppose que la pression est hydrostatique, alors la colonne d'eau mesure 1,6 km.

T_0 °C Supposé pour le calcul	220	230	240	250	260	270	280	290	300	310	320	330	340	350	360	365	370
P_0 (bar) Pression d'ébullition	23	28	33	40	47	55	64	74	86	99	113	129	146	165	187	198	210
L_{w, T_0} (kJ / mol)	33	33	32	31	30	29	28	27	25	24	22	21	18	16	13	11	8
$\bar{C}_{w(P_B T_B - P_0 T_0)}$ (J / mol)	106	110	114	119	124	131	138	149	159	175	192	224	265	337	508	737	961
$\bar{C}_{w(P_A T_A - P_0 T_0)}$ (J / mol)	108	111	115	119	125	130	137	145	156	167	185	203	238	282	360	545	794
$\bar{C}_{w(P_A T_A - P_0 T_0)} - \bar{C}_{w(P_B T_B - P_0 T_0)}$ (J / mol)	1	0	1	0	1	-1	0	-4	-2	-7	-7	-21	-27	-55	-148	-192	-167

$\frac{L_{w, T_0}}{\bar{C}_w}$ (°K)	315	296	279	259	241	220	202	179	159	137	116	92	70	48	26	15	8
T_0 °C calculé à partir de (11)	-	-	-	-	-	-	-	5975	9544	2906	2731	893	629	306	154	115	69

Tableau 9 : Présentation de la variation de P_0 et L_{w, T_0} en fonction de T_0 et détails des calculs thermodynamiques conduisant à la construction des courbes de la figure 96.

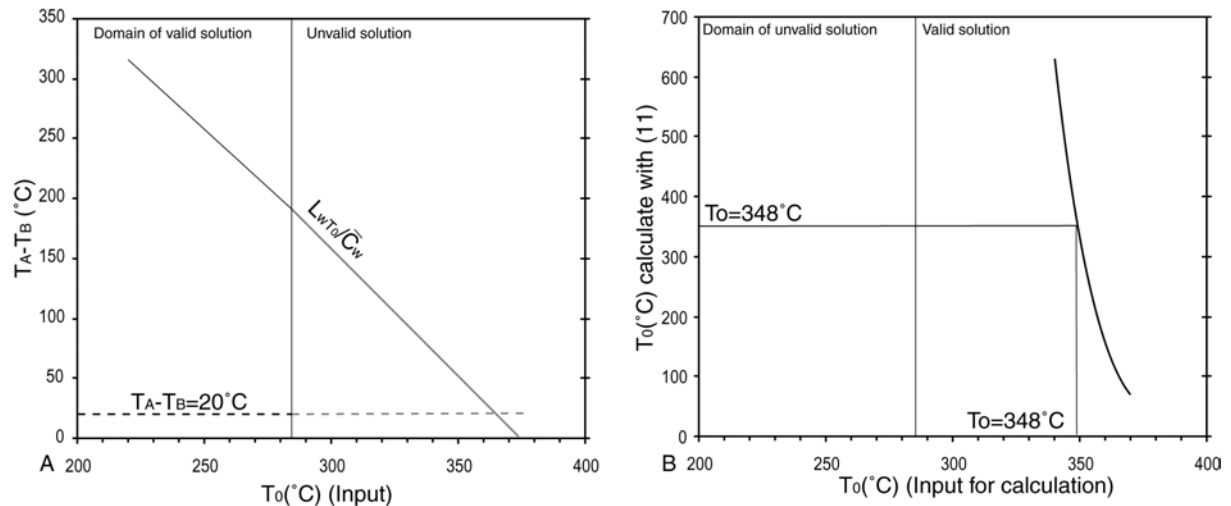


Figure 96 : Solutions graphiques pour l'estimation de la température d'ébullition à Chaillac. (A) solution de l'équation (10) et (B) solution de l'équation (11).

1.2 Terres Rares et Yttrium

La méthodologie sera d'abord présentée puis la description des spectres de terres rares suivra la géométrie du filon et la chronologie du remplissage. Pour cette description les abréviations suivantes seront employées : LREE pour terres rares légères regroupant les terres rares de La à Nd, MREE pour les terres rares moyennes regroupant Sm-Dy et HREE pour les terres rares lourdes de Ho à Lu.

1.2.1 Méthodologie

Les grains de fluorine sont obtenus par clivage et sont triés sous la loupe binoculaire. Les analyses ont été réalisées au S. A. R. M. (C. R. P. G.) à Nancy par ICP-MS et les résultats complets sont donnés en annexe. Les fluorines verte et violette analysées viennent de la même micro-séquence. La fluorine du faciès cherteux n'a pu être séparée complètement du quartz et des grains de biotite détritiques. Pour pouvoir valider ces données, des analyses complémentaires ont été faites sur les biotites d'un claste de l'encaissant inclus dans la fluorine cherteuse et du faciès cherteux à très forte teneur en quartz. Les spectres sont normalisés aux NASC (Mc Lennan 1989). Aux Terres Rares on ajoute l'élément Y qui est placé entre Dy et Ho comme le proposent Bau et Dulsky (1995).

1.2.2 Résultats

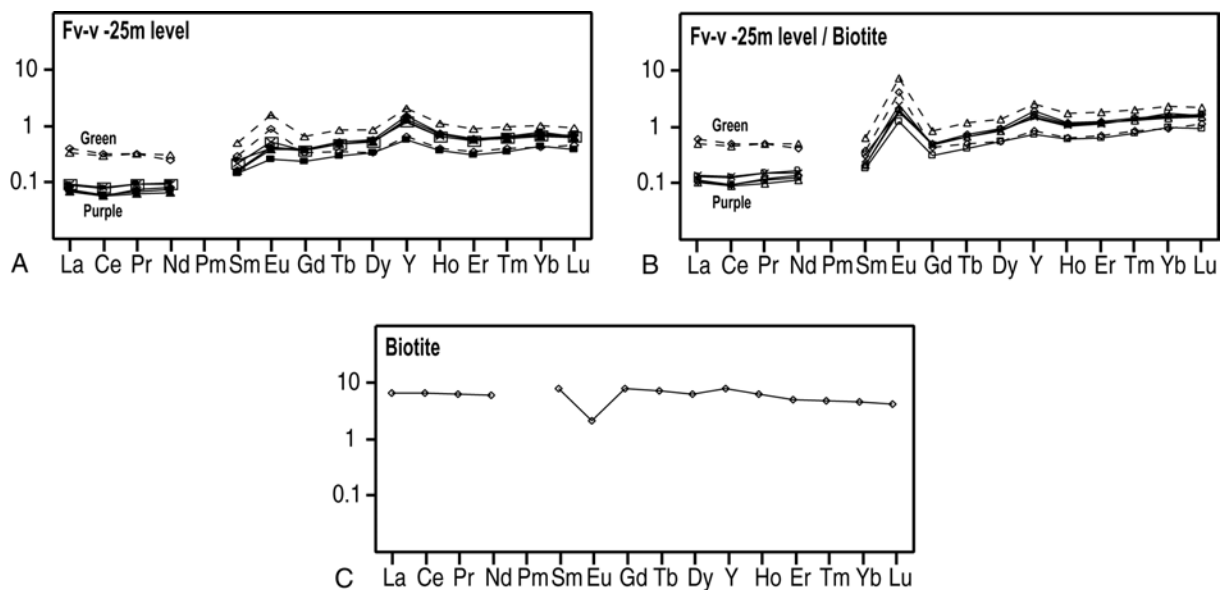


Figure 97 : Spectres des terres rares des fluorines du stade Fv-v. (A) Spectres des terres rares des fluorines vertes et violettes normés aux NASC ; (B) spectres des terres rares des fluorines normés aux biotites de l'encaissant, (C) spectres des terres rares des biotites normés aux NASC.

La fluorine du stade Fv-v (Niveau -25 m)

Tout d'abord discutons les données sur le faciès cherteux. Les analyses complémentaires sur la biotite donnent un spectre des terres rares avec une forte anomalie négative en Eu et une anomalie en Y limitée (Fig. 97C). La contribution du spectre de la biotite est donc facilement

identifiable par l'anomalie en Eu, et est donc négligeable pour le faciès cherteux. Dans la fluorine verte et la fluorine violette, les anomalies en Eu et Y montrent des anomalies positives (Fig. 97A). Le faciès cherteux ne se distingue pas du faciès géodique alors que les résultats diffèrent suivant la couleur. La fluorine verte a une distribution régulière, avec un léger enrichissement en HREE. La fluorine violette est appauvrie en LREE. La normalisation sur la biotite montre une augmentation de l'anomalie en Eu et une baisse de l'anomalie en Y (Fig. 97B).

La fluorine du stade Fj-Ba

Dans le niveau de surface (213 m), la fluorine des plateures est appauvrie en LREE et HREE, les anomalies Eu et Y sont très fortement positives (Fig. 98A). La comparaison avec les données de Grappin et al. (1979) sur ce même niveau, montre un bon accord pour les LREE (Tabl. 10). Les HREE sont plus fortes d'un facteur 2 en comparant avec les valeurs obtenues par ICP-MS.

Au niveau -25 m les deux stades de fluorines (i) et (iii) seront distingués. La fluorine jaune du sous-stade (i) Fj-Ba est relativement riche en REE, avec des anomalies positives en Y et Eu (Fig. 98C). Une distribution similaire est observée pour la fluorine d'un fragment de la brèche du sous-stade (iii) (cercles Fig. 98C). En revanche la fluorine transparente du ciment sous-stade (iii) (brèche tardive) est appauvrie en LREE et présente une très faible anomalie positive en Eu (Fig. 98D). La comparaison des anomalies en Eu de la fluorine des plateures, du niveau intermédiaire (Grappin et al. 1979) et du niveau -25 m en incluant le ciment de la brèche finale, montre une décroissance de l'Eu à travers le temps et avec la profondeur (Fig. 98B).

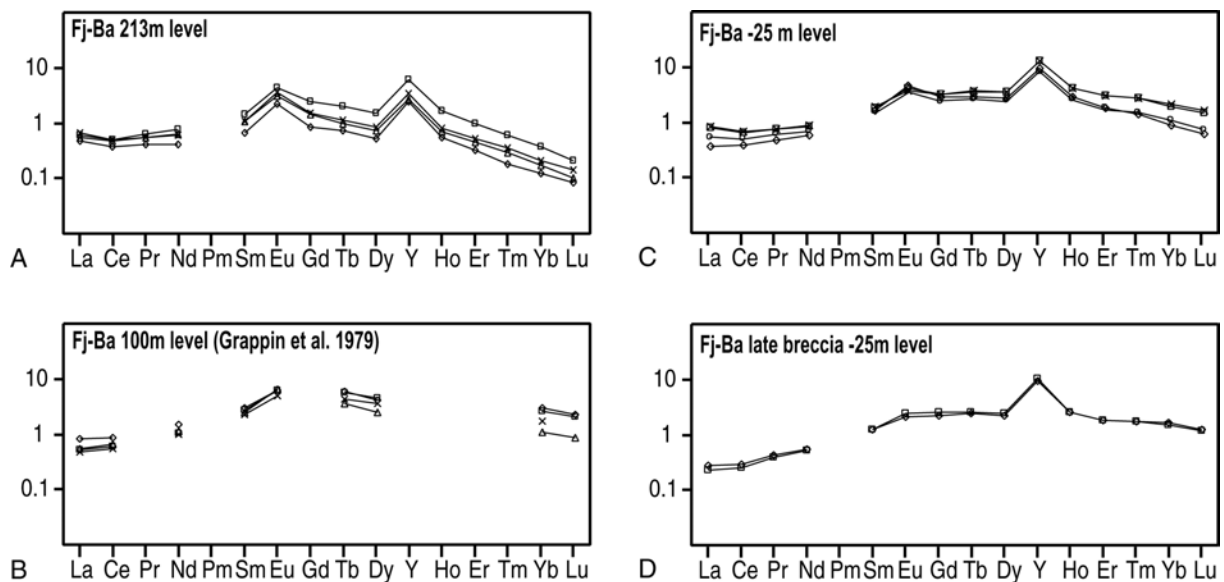


Figure 98: Spectres des terres rares des fluorines du stade Fj-Ba (A, B et C spectres du sous-stade fluorine dominante, D spectres du stade brèche tardive). (A) Spectres des terres rares de la fluorine jaune des plateures, (B) spectres des terres rares du niveau 100 m (Grappin et al. 1979), (C) spectres des terres rares du niveau -25 m (Le cercle correspond à un fragment de fluorine jaune de la brèche tardive), (D) spectres de terres rares de la fluorine cimentant la brèche tardive.

VII Géochimie et compositions isotopiques des assemblages paragénétiques

Location	Name	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Eu Eu*	Ce Ce*	Y Y*
Shale	NASC	32,0	73,0	7,9	33,0	5,7	1,2	5,2	0,9	5,8	27,0	1,0	3,4	0,5	3,1	0,5			
Green geodic Fv-v -25m	FV 5	13,2	23,5	2,6	8,2	1,7	1,1	1,8	0,3	2,0	17,9	0,4	1,2	0,2	1,3	0,2	2,7	0,9	1,8
Mixte geodic Fv-v -25m	FV 7	10,9	21,6	2,6	10,4	2,9	1,9	3,4	0,7	4,9	55,4	1,2	3,1	0,5	3,2	0,4	2,7	0,9	2,1
Purple geodic Fv-v -25m	FV 6	3,0	6,2	0,8	3,1	1,2	0,7	1,9	0,4	3,1	33,2	0,7	1,9	0,3	2,1	0,3	1,8	0,9	2,0
Cherty facies vith quartz -25m	FP 9	2,3	4,4	0,6	2,9	1,0	0,5	2,1	0,5	3,3	41,5	0,8	2,1	0,3	2,2	0,3	1,5	0,8	2,3
Cherty facies vith quartz -25m	FP 15	2,3	4,4	0,5	2,3	0,9	0,5	2,0	0,4	3,1	36,1	0,7	2,0	0,3	2,1	0,3	1,4	0,9	2,1
Cherty facies Fv-v Pure Fluorine -25m	FL 10	2,9	6,0	0,8	3,4	1,5	0,5	2,0	0,4	3,3	31,5	0,7	1,9	0,3	2,4	0,3	1,3	0,9	1,9
Cherty facies Fv-v Pure Fluorine -25m	FL 11	2,5	4,5	0,6	2,6	0,9	0,3	1,3	0,3	2,0	16,0	0,4	1,1	0,2	1,4	0,2	1,3	0,8	1,6
Fj-Ba 213m	FAP 8	15,0	27,3	3,3	13,3	3,8	2,8	4,5	0,6	3,0	66,8	0,6	1,1	0,1	0,4	0,0	3,0	0,8	4,6
Fj-Ba 213m	FAP 14	19,6	35,9	5,0	25,0	8,3	5,4	12,5	1,7	8,8	165,2	1,7	3,4	0,3	1,2	0,1	2,3	0,8	3,9
Fj-Ba 213m	Re 14-1	17,9	34,6	4,4	20,7	6,1	3,9	7,3	0,8	4,3	72,3	0,7	1,5	0,1	0,5	0,0	2,5	0,8	3,7
Fj-Ba 213m	Re 14-2	20,9	36,8	4,4	19,9	6,2	4,4	7,9	1,0	4,9	91,7	0,8	1,8	0,2	0,6	0,1	2,7	0,8	4,1
Fj-Ba -25m	FA 1	12,9	30,3	4,1	21,7	10,3	6,3	16,4	2,8	17,3	283,5	3,3	6,9	0,8	3,1	0,3	2,0	0,9	3,4
Fj-Ba -25m	FA 2	27,8	52,0	6,5	30,6	11,5	5,7	18,6	3,3	22,6	400,9	4,8	11,5	1,5	6,7	0,8	1,6	0,8	3,5
Late breccia element Fj-Ba -25m	FA 3	18,1	39,4	5,2	24,2	9,9	4,9	13,6	2,4	16,0	244,4	3,1	7,0	0,8	3,7	0,4	1,8	0,9	3,2
Fj-Ba -25m	FA 4	29,1	53,8	6,7	31,4	12,0	5,2	18,4	3,5	23,5	403,1	4,8	11,5	1,5	7,2	0,9	1,5	0,8	3,5
Late breccia cement Fj-Ba -25m	FB II 12	9,2	22,8	3,5	18,6	7,3	2,7	11,9	2,1	13,6	270,0	2,8	6,6	0,9	5,3	0,6	1,2	0,8	4,0
Late breccia cement Fj-Ba -25m	FB II 13	7,5	19,8	3,2	18,1	7,4	3,1	14,2	2,3	14,7	289,0	2,8	6,4	0,9	4,9	0,6	1,2	0,8	4,1
Biotite -25m	BIOT 16	217,5	480,0	51,2	202,6	45,5	2,7	40,9	6,2	36,3	216,0	6,6	16,9	2,4	14,1	2,0	0,3	1,0	1,3
Chert -25m	CALCE 17	1,2	2,5	0,4	1,8	0,7	0,4	1,1	0,2	1,7	15,9	0,4	1,1	0,2	1,1	0,1	1,8	0,8	1,8
This studies data / Grappin data	213m level	1,0	0,9		0,7	0,6	0,6		0,6	0,6					0,5	0,5			

Tableau 10 : Teneurs en ppm des terres rares et Yttrium pour les fluorines des différents stades et différents niveaux. Ces résultats sont comparés avec ceux obtenus par (Grappin et al. 1979) sur un même niveau (plateaux).

1.2.3 Interprétations sur les terres rares des fluorines

Les variations des spectres de terres rares sont à observer à l'échelle du minéral et à l'échelle du dépôt. Elles sont contrôlées par les facteurs physico-chimiques de la solution (T, salinité, fO₂, pH, système ouvert ou fermé, ...) et par la nature de la source des terres rares. Les interprétations sur les spectres des Terres Rares (+Y) normalisés au NASC sont basées sur :

- les pentes des LREE (La-Nd), MREE (Sm-Dy), HREE (Ho-Lu),
- les anomalies en Ce, Eu et Y.

On remarquera tout d'abord que, dans la fluorine verte et violette, les REE-Y sont en plus faible concentration, comparativement à la fluorine du stade Fj-Ba (Tabl. 10).

A Chaillac, les pentes de HREE et MREE sont variables mais leurs signes sont constants et permettent de discriminer les deux stades. Dans le stade Fj-Ba, les pentes des HREE sont négatives et celle des MREE sont nulles ou très légèrement négatives (Fig. 98) alors que pour le stade Fv-v ces pentes sont positives (Fig. 97). De même les signes des pentes des LREE

sont différents pour les deux stades : nuls dans le stade Fv-v et positifs dans le stade Fj-Ba. D'autre part, au sein du stade Fj-Ba l'évolution de cette pente montre une croissance des plateaux à la brèche tardive. De même les concentrations en LREE du stade Fv-v montrent une évolution décroissante au cours de la cristallisation des micro-séquences fluorine verte – violette formant ce stade.

Tous les spectres montrent une anomalie identique en Ce ($Ce/^*Ce \approx 0,9$). L'anomalie en Y telle qu'elle a été définie par Bau et Dulsky (1995) est distincte pour les deux stades ($Y/^*Y_{Fv-v} = 2$ et $Y/^*Y_{Fj-Ba} = 3,8$; Tab. 3). Les anomalies en Eu sont variables et seront discutées plus loin.

Une façon de comparer les signatures chimiques des fluorines est d'utiliser le diagramme Y/Ho vs. La/Ho de Bau et Dulsky (1995).

Sur ce diagramme (Fig. 99) le rapport Y/Ho permet de caractériser les stades avec un rapport de 50 pour le stade Fv-v et un rapport de 100 pour le stade Fj-Ba. Selon Bau et Dulsky (1995) ce rapport dépend de la chimie du fluide et est généré au cours de sa migration. A Chaillac les inclusions fluides indiquent des chimies différentes ; par conséquent il est difficile de trancher entre ces deux facteurs.

A l'inverse le rapport La/Ho est variable pour les deux stades. Dans le stade Fv-v il est relié à la couleur et diminue au cours du temps lors de la cristallisation d'une micro-séquence fluorine verte - fluorine violette. De même dans le stade Fj-Ba les rapports La/Ho sont variables. Le rapport le plus faible est celui de la fluorine transparente cimentant la brèche tardive du sous-stade (iii). Cette observation suggère donc une décroissance du rapport La/Ho liée au temps. Par conséquent la fluorine des plateaux ayant le rapport le plus élevé a été précipitée la première. En d'autres termes, la fluorine du stade Fj-Ba s'est déjà déposée au niveau des plateaux puis dans le filon du Rossignol. Cette conclusion originale est compatible avec l'évolution de l'anomalie en Eu.

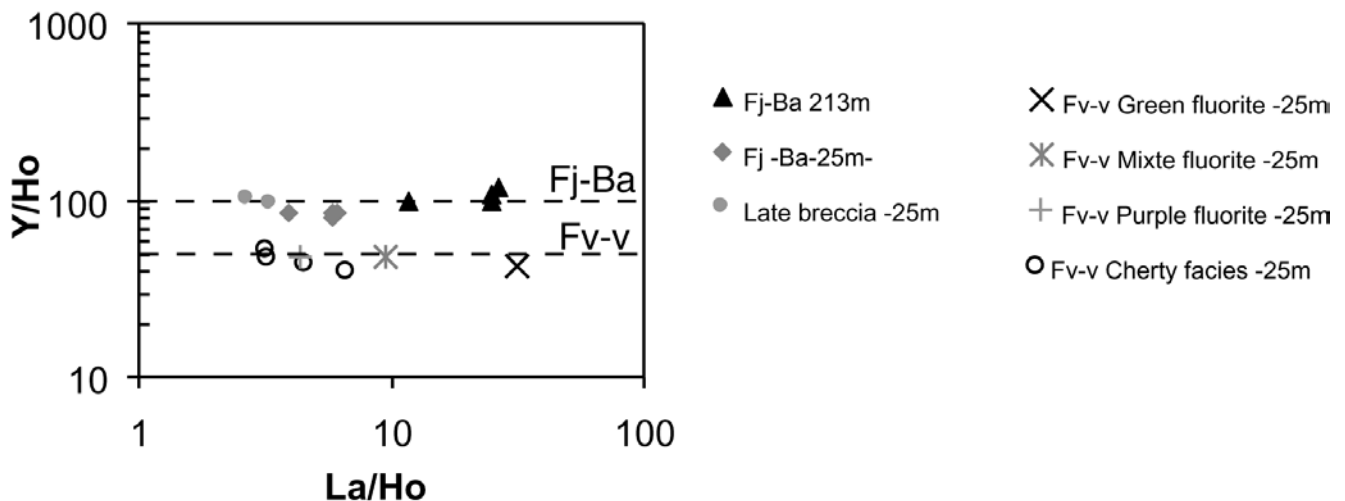


Figure 99 : Diagramme Y/Ho, La/Ho discriminant deux stades et montrant des évolutions La/Ho intra-stades.

La comparaison des anomalies en Eu montre une décroissance avec l'approfondissement et le temps : $Eu/Eu^* \approx 2,6$ dans les plateaux, $Eu/Eu^* \approx 1,7$ dans le filon du Rossignol (sous-stade (i)) et $Eu/Eu^* \approx 1,2$ dans le ciment de la brèche tardive (iii) (Tabl. 10). Il est donc

possible que l'évolution de l'Eu soit due à une évolution temporelle de la composition du fluide hydrothermal et nous allons maintenant discuter cette hypothèse.

Meary et al. (1985) ont montré que le signe de l'anomalie en Eu était corrélé avec la valence de l'Eu dans la fluorine, les anomalies positives étant marquées par un déficit d' Eu^{2+} . Par conséquent la variation en Eu peut être liée à la concentration en Eu du fluide ou à la fugacité en oxygène. La présence de marcasite pendant tout le stade Fj-Ba en proportions variables suggère des conditions acides ($\text{pH} < 5$,) (Murowchik et Barnes 1986). Par ailleurs la faible quantité de sulfure trouvée au niveau des plateures permet de supposer que la fugacité en oxygène correspond au voisinage de la limite $\text{H}_2\text{S} / \text{SO}_4^{2-}$. Le diagramme $\log f\text{O}_2$ vs. pH de $\text{Eu}^{2+} / \text{Eu}^{3+}$, calculé à 110°C et 26 bars en utilisant les données thermodynamiques de Everett et Helgeson (1988), montre que vers la limite $\text{H}_2\text{S} / \text{SO}_4^{2-}$, dans la zone de prédominance de la marcasite, l' Eu^{3+} est dominant (Fig. 100).

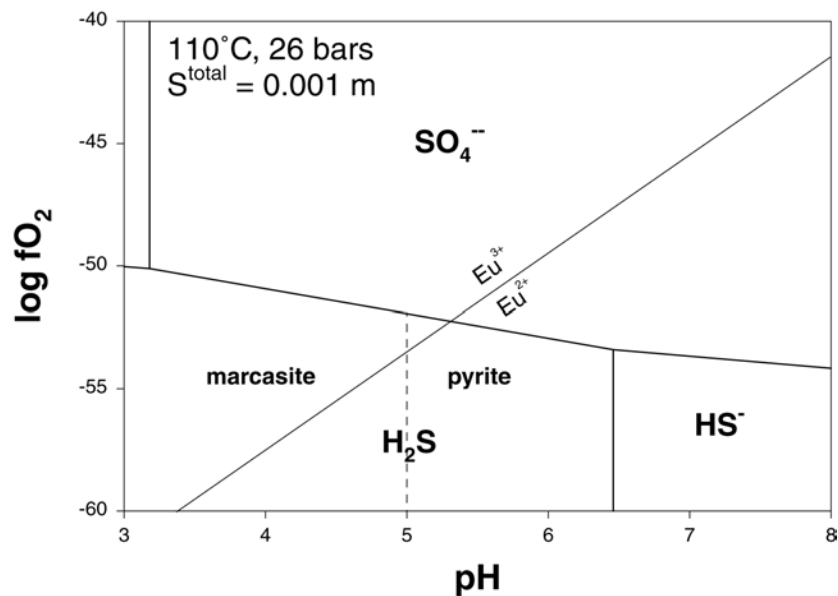


Figure 100 : Diagramme $\text{Log}f\text{O}_2$ vs. pH de l'Eu.

Considérant que l'europium est majoritairement trivalent, nos interprétations sont les suivantes :

1. Les ions Eu^{2+} sont libérés par altérations de feldspaths au niveau de la source (Sverjensky 1984, Jébrak 1984, Hanson 1989).
2. La migration rapide de l' Eu^{2+} par rapport aux terres rares trivalentes et l'héritage de l'anomalie positive en Eu des plagioclases sont une explication de l'anomalie de la solution hydrothermale. Cet effet de source a été décrit par Douville et al. (1999) lors de travaux sur les systèmes hydrothermaux marins.
3. Après oxydation par chute de température, l'europium devient trivalent (Sverjensky 1984) et son piégeage par la fluorine donne une anomalie positive en Eu (Méary et al. 1985).
4. Les différences de vitesses de migrations de l' Eu^{2+} par rapport aux terres rares trivalentes et la décroissance de la contribution des feldspaths sont à l'origine de la décroissance de l'anomalie en Eu dans la solution et donc dans la fluorine au cours du temps.

1.3 Evolution du rapport Sr/Ba le long du système hydrothermal Redoutières - Chaillac

La solution solide barytine – célestite est complète et les différences d'incorporation du Sr dans la barytine dépendent du milieu (ouvert ou fermé) et des facteurs cinétiques (Galinier 1988). L'étude des filons du Haut Atlas marocain a permis de montrer que le Sr/Ba dans la barytine des gîtes filoniens était soit constant, soit croissant avec la profondeur (Jaillard et al. 1989). Cette augmentation est expliquée par l'existence d'un gradient de température impliquant des cinétiques de précipitations variables, dont le résultat est l'incorporation du Sr en quantité plus importante pour les plus fortes températures. Sur le gisement de Chaillac deux approches ont été réalisées, des analyses globales ont été faites ainsi que des analyses ponctuelles à la microsonde.

1.3.1 Analyses globales

Echantillons	XBaSO ₄	XSrSO ₄
Filon du sinter	98,59	1,41
Grès	98,93	1,07
Grès	98,89	1,11
Plateure	98,70	1,30
Rossignol StdI	98,79	1,21
Rossignol StdII	98,70	1,30

Tableau 11 : Teneurs globales en mole % des barytines du système hydrothermal Rossignol – Redoutières (analyses réalisées à partir de 100 g d'échantillons).

Les résultats sur la teneur en Sr montrent qu'il n'y a pas d'évolution de la teneur globale en Sr suivant la localisation des échantillons. Les barytines de Chaillac ont globalement une teneur comprise entre 1 et 1,5 mol %. Ce résultat confirme les résultats des filons en extension du Haut Atlas.

1.3.2 Images MEB et analyses ponctuelles

A l'échelle microscopique une étude au MEB a permis de montrer que les cristaux de barytine ne contiennent pas une teneur constante en Sr. Le Sr a un comportement différent au cours de la croissance des cristaux de barytine.

Au niveau des fines fissures recoupant les rubans de barytine, précédemment décrites dans le filon du Rossignol, les cristaux s'enrichissent en Sr progressivement en fin de cristallisation. Le cœur est très pauvre en strontium (Fig. 101A). Les cristaux plus précoces, déposés pendant le sous-stade à fluorine dominante, ont des teneurs en Sr très irrégulières qui diminuent à proximité des bords des cristaux et des clivages. Cet appauvrissement en Sr donne des plages en forme d'auréoles. (Fig. 101B, 101C).

Dans les sphérolites des plateures les structures sont complexes avec un comportement différent entre le cœur du sphérolite et sa périphérie (Fig. 101D). Le cœur montre des plages régulières avec des variations progressives de la teneur en Sr. Cependant ces plages sont difficilement assimilables à des bandes de croissance régulière et suggèrent une croissance complexe. Surimposées à ces assemblages, on observe le long des plans de clivage des plages en auréoles appauvries en Sr (Fig 101E). En bordure, les structures du type assemblage complexe ont disparu et seules restent des plages appauvries auréolées (Fig. 101F). Des structures similaires ont été observées au niveau du sinter à barytine.

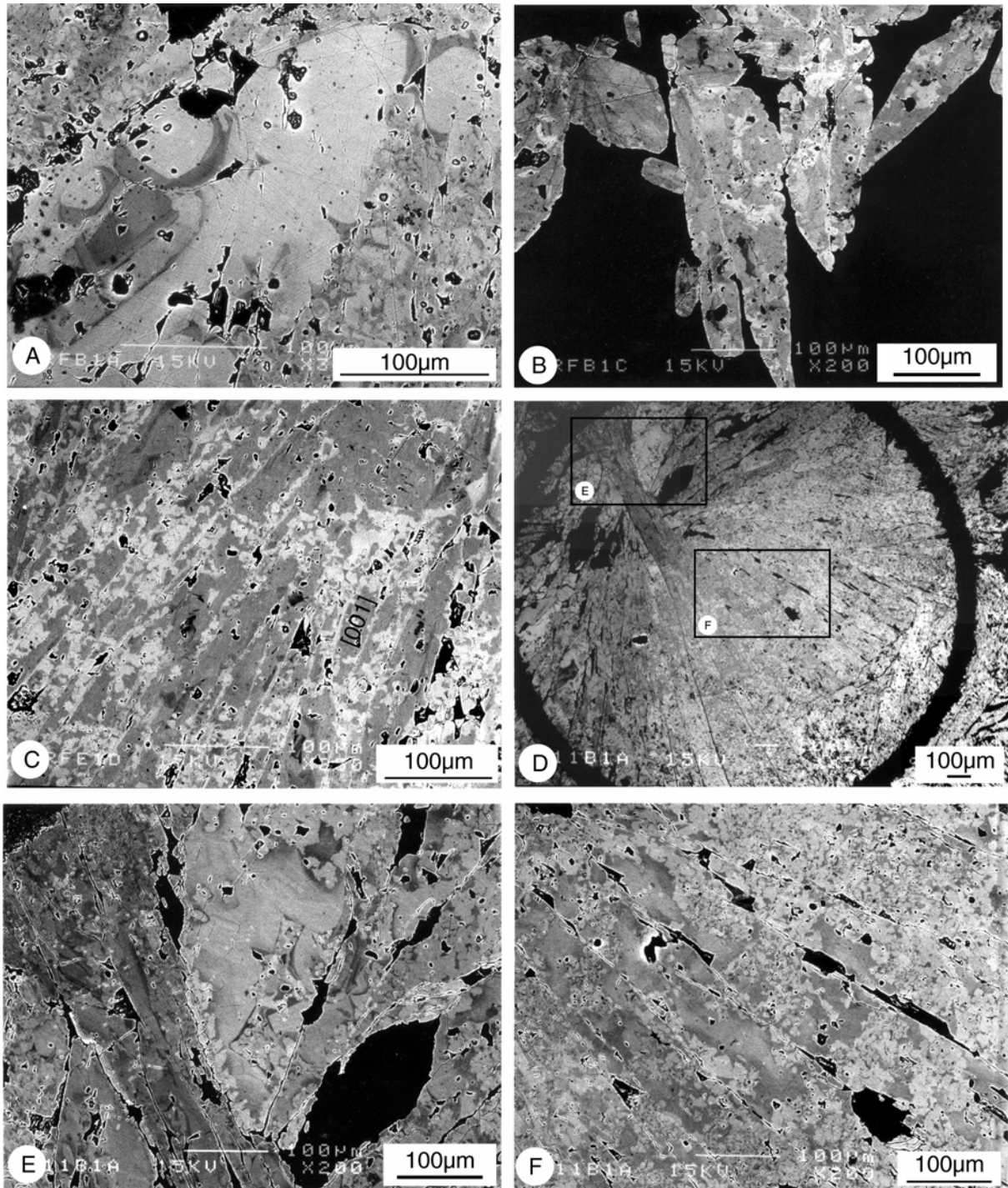


Figure 101 : Images MEB, obtenues en électrons rétrodiffusés, montrant la répartition du Sr des barytines (zones sombres) de la structure filonienne du rossignol. (A) Barytine dans les fines fissures recoupant les rubans de barytine du filon du Rossignol (-25 m). (B) Barytine cristallisée lors du stade fluorine dominante (Rossignol -25 m). (C) Barytine riche en Sr montrant des plages d'auréoles blanches le long des clivages. (D) Sphérolites de barytines dans les plateaux (213 m). (E) Détails du cœur du sphérolite et (F) de sa périphérie.

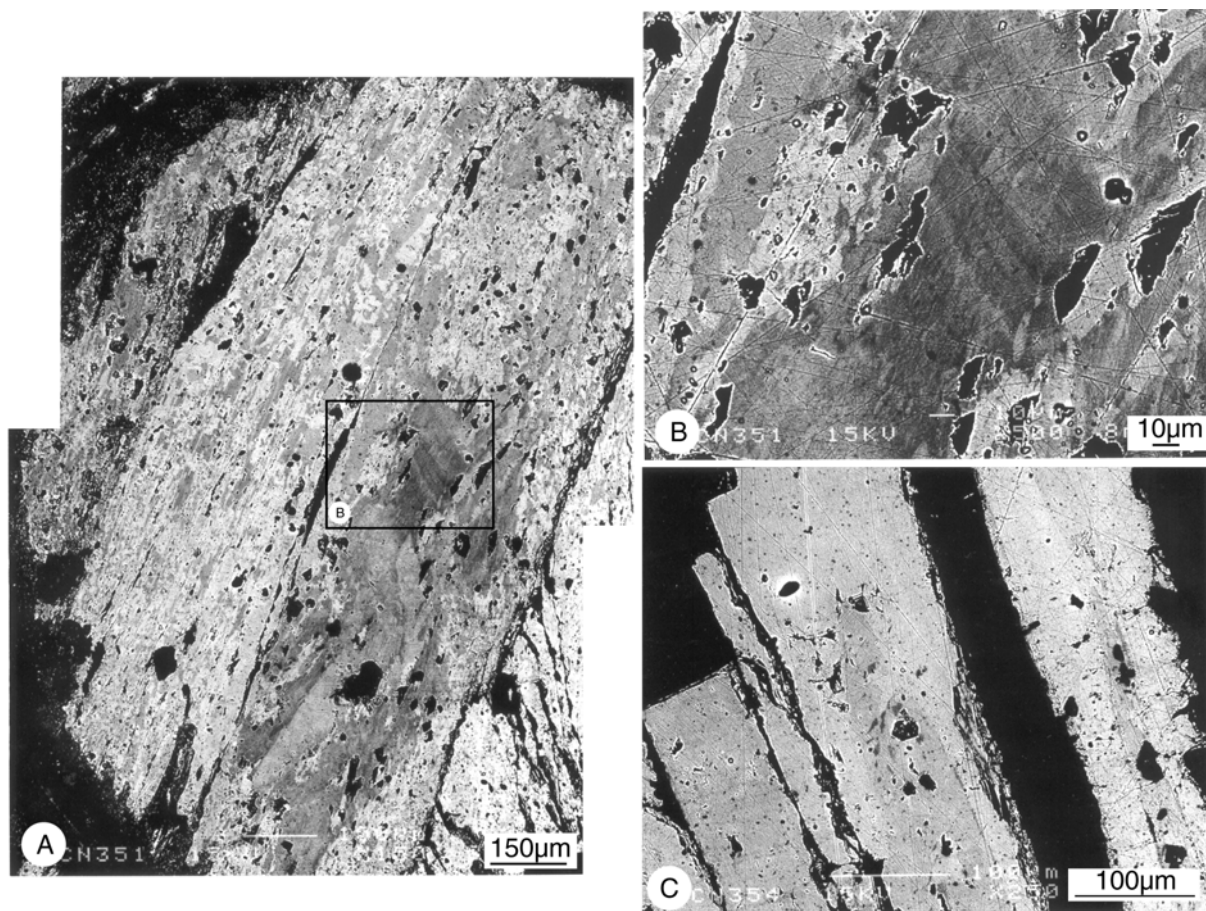


Figure 102 : Images MEB, obtenues en électrons rétrodiffusés, montrant la répartition du Sr des barytines (zones sombres) du gisement stratiforme des Redoutières. Les zones les plus sombres correspondent aux zones enrichies en Sr. (A) Barytine en ciment des grès (Carrière Nord) montrant (B) des bandes de croissance auxquelles se surimposent des auréoles de plages blanches. (C) Détail d'une pointe de sphérolite prélevée dans un niveau silto argileux au-dessus de la formation blanche.

Dans les grès nous avons eu la chance de trouver une plage montrant clairement des reliques de bandes de croissance où les teneurs en Sr varient progressivement (Figs. 102A et 102B). Sécantes sur ces bandes de croissance, des plages appauvries en Sr ont aussi des formes d'auréoles et sont associées au clivage. Les extrémités des sphérolites contenues dans les argiles de la Carrière Nord montrent un appauvrissement en Sr à la bordure des cristaux (Fig. 102C).

Les analyses quantitatives réalisées à la microsonde n'ont donc une valeur que très locale. Ces données sont regroupées en fonction des couleurs relatives de plages. Les valeurs maximales sont d'origine primaire et la valeur la plus forte correspond à plus de 11 mole % de Sr SO₄ dans le filon au niveau -25 m, alors que les niveaux superficiels ont des maximum à 5-6 mol % (Tabl. 12).

1.3.3 Interprétations

Ces textures sont interprétées à partir des considérations suivantes :

1. En système fermé la solution précipite d'abord un cristal proche du pôle barytique, qui s'enrichit progressivement en Sr (Leach 1980, Galinier 1988).
2. Les solutions solides de barytine peuvent être dissoute et précipité avec un appauvrissement en Sr de la solution solide formant le cristal (Galinier 1988).

Les textures suggèrent l'existence de ces deux mécanismes. Les cristaux de barytine, germes en solution, s'enrichissent progressivement en Sr et s'associent en donnant des structures de croissance complexes illustrées par les figures 101A, 101E et 102B. L'enrichissement tardif en Sr dans ces structures indique une première évolution en système fermé et rappelle en quelque sorte les micro-séquences où un fluide ouvre les fractures, précipite les éléments qu'il transporte jusqu'à ce que la fracture se bouche ou se ferme. Au cours de cette micro-séquence le fluide évolue en système clos. Lors des micro-séquences suivantes il y a réouverture du système, les fluides sont à nouveau chargés en baryum. La solution solide est dissoute et précipitée à partir d'un fluide riche en baryum. Le strontium est transporté plus loin et précipite en participant à la formation d'une nouvelle solution solide. Ce remplacement se fait préférentiellement sur les zones de contact fluide-minéral, c'est-à-dire le long des faces minérales et des clivages, les textures résultantes étant ces plages blanches auréolées. Le fait que le maximum ait été trouvé au niveau -25 m du filon du Rossignol (Tabl. 12) peut être interprété de deux façons : soit les solutions restent plus longtemps confinées au niveau du filon, soit la température y est supérieure. Quoiqu'il en soit cette différence n'est perceptible que ponctuellement puisque elle n'a pas été observée au niveau des analyses globales (Tabl. 11).

	Extremum XBaSO ₄ (mol%)	Extremum XSrSO ₄ (mol%)	Moyenne XSrSO ₄ (mol%)		Extremum XBaSO ₄ (mol%)	Extremum XSrSO ₄ (mol%)	Moyenne XSrSO ₄ (mol%)
Sinter				Plateure 213m			
Min.	100,00	0,00	0,16	Min.	99,99	0,01	1,10
Max.	95,11	4,89	3,29	Max.	95,74	4,26	3,38
Min.	99,60	0,40	1,55	Min.	100,00	0,00	0,74
Max.	96,12	3,88	3,25	Max.	96,17	3,83	3,10
Min.	100,00	0,00	1,09	Filon -25m			
Max.	94,36	5,64	4,89	Min.	100,00	0,00	0,73
Ciment des grès				Max.	93,20	6,80	5,00
Min.	99,54	0,46	1,12	Min.	99,60	0,40	1,31
Max.	94,86	5,14	4,27	Max.	94,56	5,44	3,49
Min.	99,89	0,11	0,20	Min.	99,97	0,03	0,34
Max.	94,67	5,33	4,11	Max.	92,33	7,67	4,78
Min.	99,92	0,08	0,28	Min.	100,00	0,00	0,65
Max.	93,84	6,16	2,52	Max.	88,42	11,58	6,24
Min.	98,54	1,46	1,89				
Max.	94,41	5,59	3,63				
Min.	100,00	0,00	0,26				
Max.	96,32	3,68	2,56				
Min.	99,27	0,73	0,96				
Max.	96,12	3,88	2,67				

Tableau 12 : Données des analyses ponctuelles faites sur la barytine du système hydrothermal Rossignol – Redoutières. Les données sont présentées par plages étudiées, la valeur minimum et la valeur maximum sont présentées ainsi que les moyennes regroupant les fortes et faibles valeurs de Sr.

2 Compositions isotopiques, du Pb, Nd, Sr et S des minéraux constituant les paragenèses Fv-v et Fj-Ba et traçage des sources

2.1 Analyses isotopiques du Pb des galènes du stade Fj-Ba

2.1.1 Le système isotopique du plomb

Le plomb commun est composé de quatre isotopes : ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb et ^{204}Pb . Les trois premiers isotopes sont en partie radiogénique et seul le ^{204}Pb est stable. Les décroissances radioactives du ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th forment les ^{208}Pb , ^{207}Pb et ^{206}Pb :

- $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ $\lambda_8=1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ans}^{-1}$ (Jaffrey et al. 1971)
- $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ $\lambda_5=9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ans}^{-1}$ (idem)
- $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$ $\lambda_2=0,49475 \cdot 10^{-10} \text{ans}^{-1}$ (idem)

Un système clos à partir de la date T_0 , a une composition isotopique du plomb à l'instant t qui peut être calculée à partir des lois de décroissances radioactives suivantes :

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{T_0} + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right) (e^{\lambda_8 T_0} - e^{\lambda_8 t}) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{T_0} + \mu (e^{\lambda_8 T_0} - e^{\lambda_8 t}) \text{ avec } \mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$$

Considérant que $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,88$ est constant dans toutes les roches actuelles on peut écrire :

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{T_0} + \frac{\mu}{137,88} (e^{\lambda_5 T_0} - e^{\lambda_5 t})$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{T_0} + w (e^{\lambda_2 T_0} - e^{\lambda_2 t}) \text{ avec } w = ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$$

En partant de ces équations plusieurs modèles d'évolution chronologique du plomb terrestre ont été créés. Nous citerons les deux modèles les plus utilisés.

Celui de Stacey et Kramers (1975), qui basée sur des données expérimentales, propose une évolution dans le temps d'une croûte continentale moyenne en système clos à partir de 3700 Ma.

Celui de Doe et Zartman (1979) qui considère des évolutions dans le temps avec des interactions entre quatre réservoirs géochimiques : le manteau, la croûte inférieure la croûte supérieure et un mélange des trois précédents appelé « orogène ».

2.1.2 Les données à Chaillac

Les données sur les isotopes du plomb de Chaillac ont été publiées dans la thèse de Marcoux (1987) et sont présentées dans le tableau suivant.

Chaillac	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Galène dans barytine rubanée du filon du Rossignol	18,366	15,645	38,503
idem	18,355	15,631	38,462
Galène dans la fluorine violette (Fj-Ba, Redoutières)	18,386	15,642	38,516
Galène dans la fluorine ambrée (Fj-Ba, Redoutières)	18,36	15,62	38,529
Galène en imprégnation de l'arkose	18,372	15,619	38,519

Tableau 13 : Composition isotopique du Pb de Chaillac (Marcoux 1987).

Les différences entre ces valeurs ne sont pas significatives et sont considérées constantes quelles-que soient les zones de prélèvements (Tab. 13). Cette constance a été vérifiée pour la paragenèse principale du gisement des Farges où les 17 analyses réalisées au niveau du remplissage principal ne montrent là encore aucune différence significative (Marcoux et Jébrak 1987). A Chaillac comme au Farges la source du plomb est donc unique avec une composition du plomb légèrement radiogénique caractéristique des filons à fluorine, dont les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont toujours supérieurs à 18,2, et les rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont supérieurs à 38,34 (Marcoux 1987).

2.1.3 Comparaison avec les données isotopiques des roches du Massif Central

Afin d'établir un modèle pour les sources, nous détaillons ici la « structure » géochimique du Massif Central français. Les données isotopiques des xénolites du volcanisme tertiaire ont permis de montrer la présence d'un magma dérivé du manteau se mélangeant avec la croûte continentale pour donner les granitoïdes tardi varisques. Ce magma aurait provoqué une accumulation de matériel basique sous la croûte continentale. Cette accumulation serait alors à l'origine de la formation des granites tardi-orogéniques et des dômes d'anatexis et granulites (Shaw et al. 1993, Downes et al. 1990, Downes 1993).

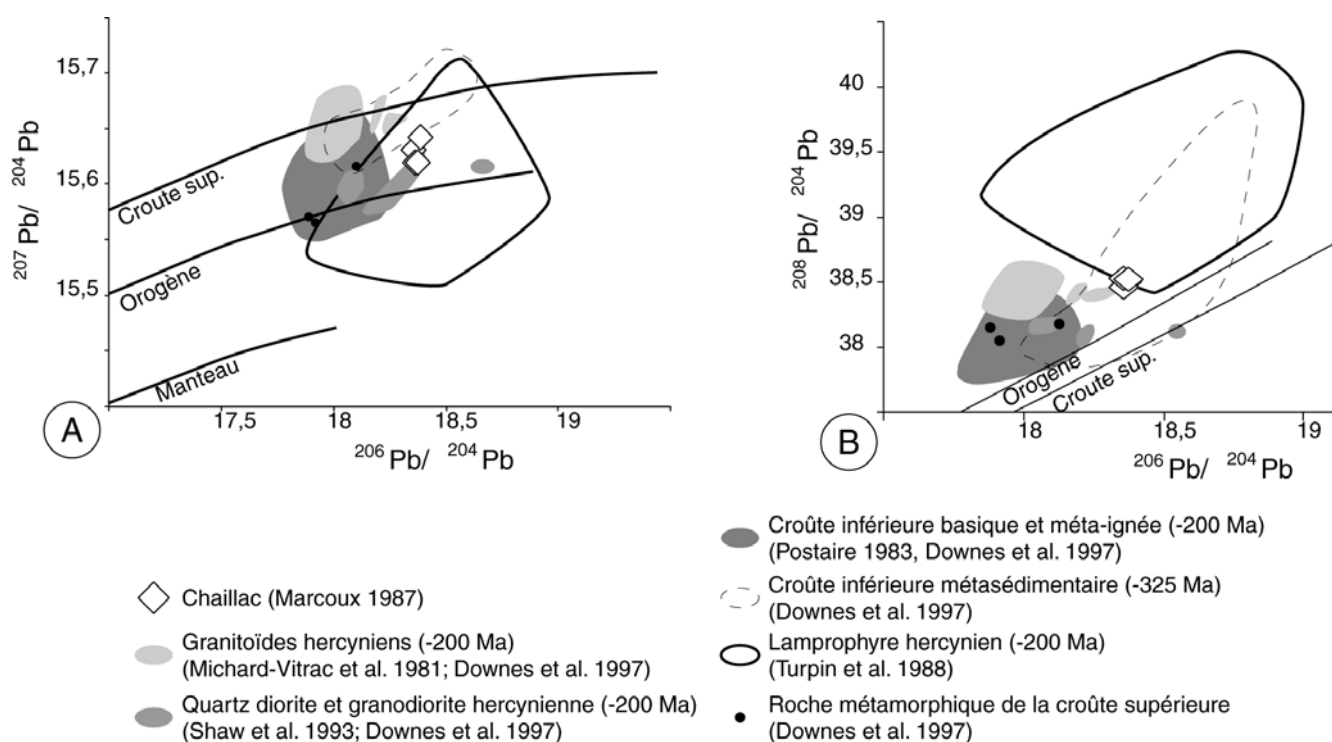


Figure 103 : Diagramme comparant les compositions isotopiques du Pb de Chaillac et des roches du Massif Central. (A) diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et (B) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

A priori pour le Pb, trois types de roches peuvent être considérés comme les sources potentielles des minéralisations de Chaillac :

1. Les roches issues du magmatisme tardi Hercynien, dont les granitoïdes (Shaw et al. 1993 ; Downes et al. 1997 ; Michard-Vitrac 1981) et les kersantites (Turpin et al. 1988).
2. Les xénolites mantelliques et crustales échantillonnées par le volcanisme tertiaire du Massif Central (Downes et al. 1991, Downes et al 1997).
3. Les roches métamorphiques (Postaire 1983, Downes et al. 1997).

Après avoir fait les corrections d'âges, les données issues de la bibliographie ont été replacées dans les diagrammes $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 103). Ces diagrammes montrent que la composition isotopique du plomb de Chaillac est plus radiogénique que celle des granitoïdes hercyniens (Fig. 103A). A l'opposé le champ des sédiments métamorphiques de la croûte inférieure a une composition isotopique du plomb légèrement plus radiogénique. Nous excluons les kersantites car ces roches ont un domaine de composition du Pb très vaste, alors que sur le terrain elles ne représentent qu'un faible volume.

Cette comparaison permet de faire deux suppositions sur la source du plomb. En premier lieu on peut supposer un mélange d'une source issue des granitoïdes tardi-hercyniens (et/ou issue des roches basiques de la croûte inférieure litée) avec une source méta sédimentaire profonde. En second lieu on peut supposer une source unique où le plomb radiogénique serait plus facilement mobilisable.

2.2 Analyses isotopiques Sr/Nd

2.2.1 Les systèmes radiogéniques Rb-Sr et Sm-Nd

- La décroissance radioactive du ^{87}Rb est donnée par la réaction suivante :
 $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr} + \beta + \nu + \text{Q} ; \quad \lambda = 1,42 \pm 0,008 \cdot 10^{-11} \text{ans}^{-1}$ (Minster et al. 1982)
 Pour les calculs l'isotope ^{86}Sr étant stable, on utilisera l'abondance relative en isotope ^{87}Sr plutôt que la concentration absolue. L'équation de décroissance du ^{87}Rb couramment utilisée est donc la suivante :

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_p = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)(e^{\lambda T} - 1), \text{ I : rapport initial, P rapport actuel, T âge.}$$

D'un point de vue chimique, le Sr est un alcalinoterreux et le Rb un alcalin se comportant comme le K (Vidal 1994). Le Rb étant plus incompatible que le Sr, cette propriété va permettre de caractériser la source géochimique d'une roche par son rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Les roches présentant les rapports les plus élevés sont les plus différenciées et les plus enrichies en éléments incompatibles. Les rapports moyens des roches ignées évoluant dans le temps, à -200 Ma, la moyenne des basaltes océaniques est à 0,702, celle des basaltes continentaux à 0,709 et enfin celle de la croûte continentale est de 0,720 (Faure et Hurley 1963). De même le strontium de l'eau des océans a une composition isotopique qui varie dans le temps (Koepnick et al. 1990). Cette variation est due à la combinaison de phénomènes eustatiques, tectoniques et climatiques. Au cours du Jurassique la décroissance du rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) est interprétée comme la conséquence du développement du rift Atlantique avec un apport de Sr faiblement radiogénique. A 198 Ma le rapport du Sr est de 0,70751 pour une concentration de 236 ppm (Koepnick et al. 1990).

- La décroissance radioactive du ^{147}Sm est donnée par la réaction suivante :
 $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd} + \alpha + \text{Q}$, $\lambda = 6,54 \pm 10^{-12} \text{ans}^{-1}$ (Lugmair et Marti 1978)
 L'isotope ^{144}Nd étant stable, pour les datations on utilise l'équation suivante :

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_p = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right) (e^{\lambda T} - 1), \text{ I : rapport initial, P rapport actuel, T âge.}$$

Le rapport initial est rarement utilisé, et le rapport $\epsilon\text{Nd}(t)$ a été défini. Celui-ci mesure la déviation par rapport à la composition des chondrites (CHUR = CHondritic Uniforme Reservoir), son expression est la suivante :

$$\epsilon\text{Nd}(t) = \left[\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{Ech.}}(t)}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}(t)} - 1 \right] \times 10^4, \text{ Ech. : échantillon.}$$

Avec $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(\text{actuel}) = 0,512638$ et $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,1967$

Le Nd et le Sm sont des terres rares légères, le fractionnement entre ces deux éléments est faible avec un léger enrichissement de la croûte continentale en Nd (Vidal 1994). Là encore les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vont être utilisés pour caractériser les sources. Pendant son évolution la croûte aura donc tendance à avoir un rapport moins radiogénique que les roches peu différenciées. Par ailleurs la composition du Nd de l'eau des océans varie au cours des âges. A 202 Ma le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est estimé à $0,511509 \pm 17$ avec une concentration de 20 ppm. Ces variations de la composition isotopique du Nd sont interprétées en terme de contribution crustale (Keto et Jacobsen 1988).

2.2.2 Les données à Chaillac

Les analyses ont été réalisées au SURRC sur 12 échantillons de fluorines. Deux échantillons proviennent du stade Fv-v et sont composés de fluorine verte et de fluorine violette. Les 9 autres proviennent du stade Fj-Ba. Trois ont été prélevés au niveau des plateaux (213 m), trois au niveau -25 m du filon du Rossignol dans le sous-stade à fluorine dominante (i) et enfin les trois derniers proviennent du ciment de la brèche tardive (iii). Les résultats des analyses sont consignés dans le tableau suivant.

Les fluorines ont été dissoutes à chaud dans un mélange HCl, NO_3 auquel on ajoute de l'acide borique (H_3BO_3). Après séchage le précipité est redissout dans de l'acide chlorhydrique à 6 M, puis un spike est ajouté afin de connaître la concentration en Sr et Nd. La solution est séchée à nouveau et redissoute par de l'acide chlorhydrique à 2,5 M. Le Sr et le Nd sont séparés en utilisant des colonnes de résines. Le précipité est finalement dissout de nouveau pour être fixé sur le filament du spectromètre de masse

Pour les fluorines les concentrations en Rb sont très faibles par rapport à la concentration en Sr (les concentrations en Rb des fluorines sont inférieures à la limite de détection des analyses ICP-MS du S.A.R.M. < 1 ppm). De plus la valeur de la constante de temps de désintégration du Rb étant faible, on peut supposer que le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ n'a pas évolué significativement depuis l'Hettangien. De même la faible concentration du Sm (Tabl. 14) et la faible valeur de la constante de désintégration du ^{147}Sm permettent de négliger la quantité de ^{144}Nd formé depuis l'Hettangien. Les valeurs des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ seront directement utilisées.

VII Géochimie et compositions isotopiques des assemblages paragénétiques

Echantillon	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 10^{-6}$	Sr (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 10^{-6}$	Nd (ppm)	2 SE	Sm (ppm)	2 SE
Fv-v									
Fluorine verte	0,717974	20,1	181,74	0,511993	19,46	6,594	0,001	1,311	0,001
Fluorine verte et violette	0,717967	20,1	-	-	-	-	-	-	-
Fluorine violette	0,718031	18,7	114,4	0,51212	27,65	3,201	0,002	0,727	0,002
Fj-Ba									
Fluorine jaune 213m	0,710892	28,44	64,55	0,512148	8,19	16,478	0,048	5,232	0,026
Fluorine jaune 213m	0,710915	18,48	81,18	0,51217	6,15	14,431	0,037	4,286	0,016
Fluorine jaune 213m	0,710946	32,70	86,49	0,512201	15,37	20,625	0,098	7,703	0,084
Fluorine jaune -25m	0,710853	21,33	-	0,512284	6,15	-	-	-	-
Fluorine jaune -25m	0,710898	18,48	-	0,512275	24,59	17,344	0,059	6,049	0,043
Fluorine jaune -25m	0,710878	31,28	58,41	0,512263	6,15	17,563	0,045	8,694	0,085
Fluorine BII -25m	0,708321	17,00	38,48	0,512227	7,17	11,124	0,003	6,611	0,017
Fluorine BII -25m	0,708321	19,83	43,19	0,512217	9,22	11,348	0,008	4,226	0,007
Fluorine BII -25m	0,708666	22,68	-	0,512231	6,15	11,44	0,004	4,458	0,006

Tableau 14 : Analyses isotopiques du Sm et Nd des fluorines de Chaillac.

Les données sur le Sr permettent de distinguer deux grands ensembles liés aux stades paragénétiques. Le stade Fv-v est caractérisé par une composition très radiogénique avec une forte concentration du Sr, alors que le stade Fj-Ba a une composition moins radiogénique et une concentration en Sr plus faible. Au cours du dernier stade on observe une diminution importante du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre le sous-stade à fluorine dominante et le sous-stade de la brèche tardive (Fig. 104A).

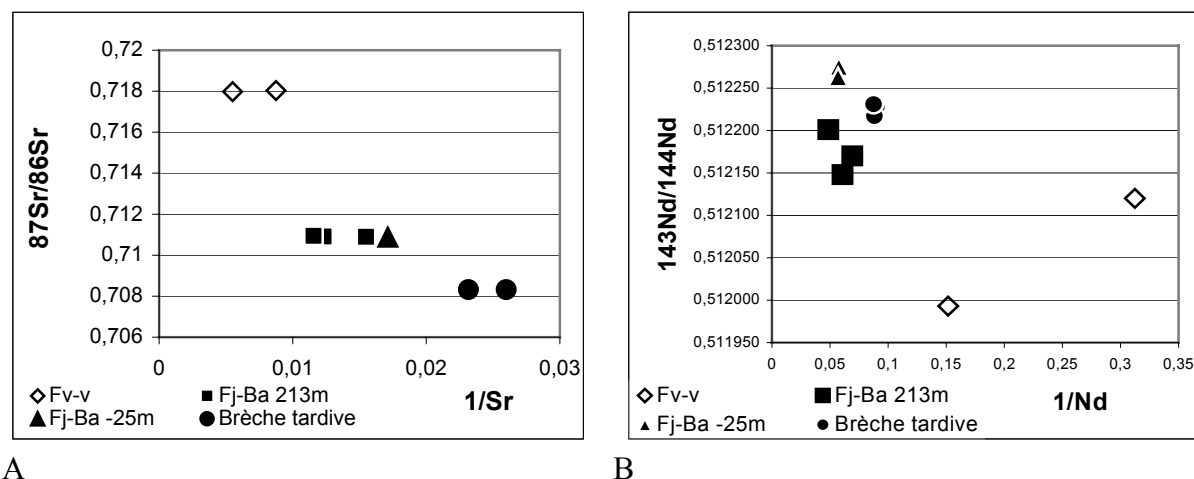


Figure 104 : Compositions isotopiques du Sr et Nd des fluorines de Chaillac. (A) Diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contre $1/\text{Sr}$ et (B) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $1/\text{Nd}$.

Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ augmente globalement entre les stades Fv-v et Fj-Ba et montre une évolution particulière au sein des deux stades majeurs (Fig. 103B). Au cours du stade Fv-v la fluorine verte évolue vers la fluorine violette avec un appauvrissement de la concentration

en Nd alors que la composition devient plus radiogénique. Cette évolution de la concentration des LREE avait déjà été soulignée dans la partie consacrée aux terres rares. Au cours du stade Fj-Ba deux tendances sont observées. Dans la première phase on retrouve en partie la tendance précédente : en passant des plateaux à la racine du filon la composition isotopique du Nd est de plus en plus radiogénique. La deuxième phase correspond à la fin du stade Fj-Ba (iii) : la concentration diminue jusqu'à 11 ppm alors que la composition du Nd devient nettement moins radiogénique.

2.2.3 Comparaison des données Nd/Sr du Massif Central et des fluorines de Chaillac

De même que pour le Pb, quatre types de roches peuvent être considérées comme les sources potentielles des minéralisations liasiques :

1. Les roches issues du magmatisme tardi hercynien, avec les granitoïdes (Pin et Duthou 1990 ; Downes et al. 1997 ; Williamson et al. 1992) et les kersantites (Turpin et al. 1988).
2. Le manteau représenté par les ophites issues du magmatisme triasique au niveau du rift Pyrénées (Alibert 1985).
3. Les roches mantelliques et crustales profondes (échantillonnées par le volcanisme tertiaire du Massif Central, Downes et Leyreloup 1986, Downes et al. 1990, Downes 1993, Downes et al 1991).
4. Les roches métamorphiques (Downes et al. 1997).

Les compositions isotopiques du Sr et Nd ont été recalculées à -200 Ma pour les formations hercyniennes et les données ont été reportées dans le diagramme de la figure 105. Quatre sources hercyniennes sont distinguées : les magmas basiques, les méta sédiments peu alumineux, les roches ignées métamorphisées, les métasédiments khondalítico kizingitiques. Ces roches se disposent suivant trois grands ensembles. Le premier, formé par les cumulats basiques / ultrabasiques, les liquides basaltiques et les kersantites, est caractérisé par un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ faible et un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fort. Le deuxième ensemble montre des compositions isotopiques du Sr et du Nd faiblement radiogéniques caractérisant les roches métasédimentaires, les granulitiques « appauvries » en Al et les roches métamorphiques orthodérivées. Le troisième ensemble est constitué de roches métasédimentaires de type « khondalito-kinzigitique » et des leucogranites, et se caractérise par une composition du Sr très radiogénique et un Nd peu radiogénique. Les granodiorites et monzogranites tardi hercyniens se situent entre les compositions des roches basiques et des métasédiments « khondalito-kinzigitique » (Fig. 105).

Pour l'événement hydrothermal hettangien nous devons aussi prendre en compte les eaux océaniques hettangiennes avec une composition très faiblement radiogénique ainsi que le magmatisme hettangien représenté par les ophites du rift pyrénéen. La composition de ces dernières est voisine des roches basiques hercyniennes (Fig. 105). Au final cinq sources potentielles sont distinguées :

1. un ensemble de sources basiques comprenant les basaltes, les kersantites, les ophites, les cumulats basiques ;
2. un ensemble de sources crustales comprenant les leucogranites et les méta sédiments dont ils sont issus (khondalito-kinzigitiques) ;
3. les granodiorites, les monzogranites de composition intermédiaire ;

4. les métasédiments peu alumineux et les roches métamorphiques dérivant de termes ignés acides ;
5. l'océan hettangien.

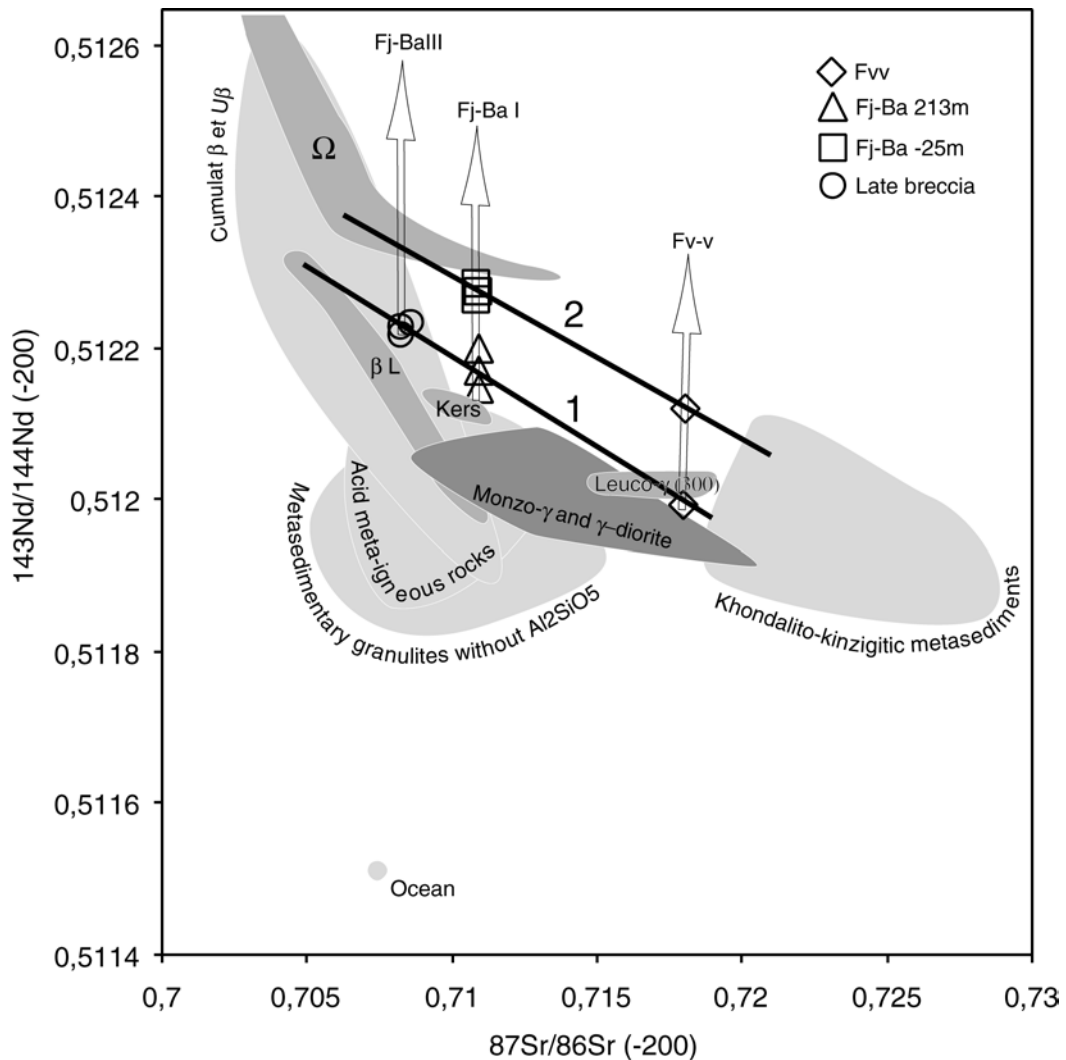


Figure 105 : Composition isotopique des fluorines de Chaillac ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) superposées aux domaines des sources potentielles de l'hydrothermalisme liasique. Les domaines gris représentent les compositions isotopiques des roches présentes dans le Massif Central à l'Hettangien. Ω ophites, Ker kersantites, βL liquides basiques, Cumulat β et $U\beta$ cumulat basique et ultra basique, Monzo- γ monzogranite, γ -diorite granodiorite, Leuco- γ leucogranites. Calculé d'après les données d'Alibert 1985, Turpin et al. 1988, Downes et al. 1990, Williamson et al. 1992, Downes et al. 1997.

Les données Sr/Nd des fluorines de Chaillac comparées à celles des sources potentielles, montrent une évolution temporelle où, partant de composition proche des granitoïdes pour le stade Fv-v, les données du stade Fj-Ba se rapprochent des compositions des roches basiques. Cette évolution semble suivre une droite montrant des changements intrastades particuliers (droites 1 et 2 Fig. 105).

- Les évolutions intra stades, fluorine verte - fluorine violette et fluorine des plateaux - fluorine du filon, sont similaires et indiquent une influence grandissante d'une source à rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fort en fin de stade (passage de la droite 1 à 2 fig. 104).
- Le stade de la brèche tardive se distingue des sous stades (i) et (ii) du stade Fj-Ba en se positionnant sur la droite 1.

Une influence océanique progressive avait été envisagée (Touray et Ziserman 1980, Tardy et al. 1982). L'origine marine pour le Nd semble peu probable vu la composition isotopique des eaux marines hettangiennes et leur faible concentration dans les eaux océaniques. Pour le Sr, les fluorines se rapprochant de la composition océanique sont celles du ciment de la brèche tardive (iii). Leurs concentrations en Sr sont les plus faibles, alors que l'eau des océans est relativement riche en Sr (8 ppm) ce qui est contradictoire avec une source océanique pour le Sr. Une origine exclusivement marine pour le Sr et le Nd est donc exclue. L'origine marine des fluides eux-mêmes est difficilement envisageable sans faire intervenir des mécanismes complexes d'infiltrations profondes pour expliquer la composition isotopique du Nd.

L'évolution générale suggère une origine liée aux granitoïdes pour le stade Fv-v, et une origine héritée des roches basiques pour le stade Fv-v. Chaillac est situé dans l'unité d'Eguzon qui est géométriquement au-dessus de l'unité de Fougères. Dans ces unités le seul niveau de roches méta-basiques a été décrit dans la zone orientale du plateau d'Aigurande, au sommet de l'unité d'Eguzon. Il est donc peu vraisemblable que ce niveau peu représenté à Chaillac, en position de sub-surface, soit la source de ces importantes minéralisations cristallisant à plus d'une centaine de degrés celsius. En outre l'influence d'une source basique proche aurait eu aussi un impact sur le stade Fv-v, ce qui n'est pas le cas. Nous sommes amenés à considérer une source au niveau de la croûte inférieure ou une métasomatose mantellique pour le stade Fj-Ba.

2.3 Composition isotopique du soufre et du strontium des barytines

2.3.1 Problème posé par la source du soufre

L'étude des gisements du bassin de Chaillac a permis de montrer que la barytine hydrothermale est associée au fer. Dans le chapitre VI, nous avons vu que le fer était d'origine hydrothermale et les données isotopiques sur le Sr ont montré que les alcalino-terreux tels que le Sr et le Ba ont une origine profonde.

Nous allons discuter le mécanisme de précipitation de la barytine et du fer. Rappelons qu'à la base du filon du Rossignol (-25 m à partir de 213 m) la barytine et la marcasite sont présentes en faible quantité alors que ni la goëthite, ni l'hématite et ni la magnétite n'ont été observées. Les températures mesurées dans les inclusions de la fluorine sont de l'ordre de 110°C, et en admettant que le filon était rempli d'eau, on déduit une pression égale à la hauteur de la colonne d'eau. La pression est donc estimée à 26 bars.

2.3.2 Stabilité du soufre, du fer et du baryum en solution chimique

A partir des données P, T et des espèces minérales présentes, les diagrammes $\text{Log}(f\text{O}_2)$, $\text{Log}(f\text{S}_2)$ et $\text{Log}(f\text{O}_2)$, pH ont été dressés (Figs. 106 et 107). Les constantes des équilibres ont été calculées en utilisant la base thermodynamique de Shvarov et Bastrakov (1999). Deux diagrammes ont été établis en prenant en compte le fer, l'oxygène, le soufre et les protons.

VII Géochimie et compositions isotopiques des assemblages paragénétiques

Le diagramme $\text{Log}(f\text{O}_2)$, $\text{Log}(f\text{S}_2)$ a été construit en considérant les trois réactions suivantes.

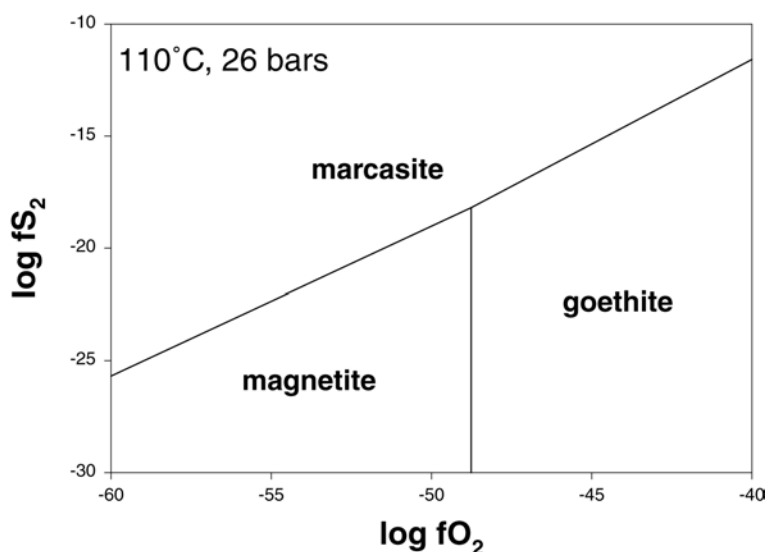
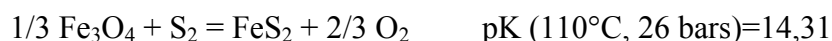
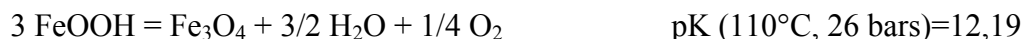
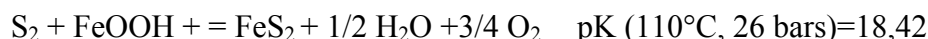
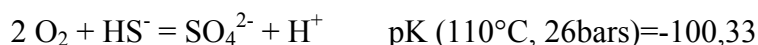


Figure 106 : Diagramme $\log f\text{S}_2 / \log f\text{O}_2$ dans le système S, Fe.

A la base du filon du Rossignol seule la marcasite a précipité, le soufre doit être en quantité non négligeable dans la solution hydrothermale et $\log(f\text{S}_2) > -25$ (Fig. 106). L'origine hydrothermale du baryum et la faible quantité de barytine observée dans les niveaux profonds du filon nous contraint à exclure la présence de soufre hydrothermal à l'état oxydé en profondeur. Ceci nous conduit à considérer la possibilité de transporter du fer et du soufre réduit sans précipiter de pyrite et/ou de la marcasite. La limite de la solubilité de la marcasite a donc été calculée dans le diagramme pH , $f\text{O}_2$ en considérant les quatre réactions suivantes :



La solubilité du fer total a été calculée pour une concentration du soufre total de 0,001M en tenant compte des espèces suivantes :

- Pour le soufre : H_2S , HS^- , S_2^- , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, SO_2 , SO_3^{2-} , HSO_3^- , SO_4^{2-} , HSO_4^- , NaSO_4^-

- Pour le fer : Fe^{2+} , FeOH^+ , $\text{Fe}(\text{OH})_2$, $\text{Fe}(\text{OH})_3^-$, FeSO_4 , FeCl^+ , FeCl_2 , Fe^{3+} , $\text{Fe}(\text{OH})^{2+}$, $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$, $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{Fe}(\text{OH})_4^-$, FeCl^{2+} .

L'équation de précipitation de la marcasite dans le domaine H_2S est la suivante :

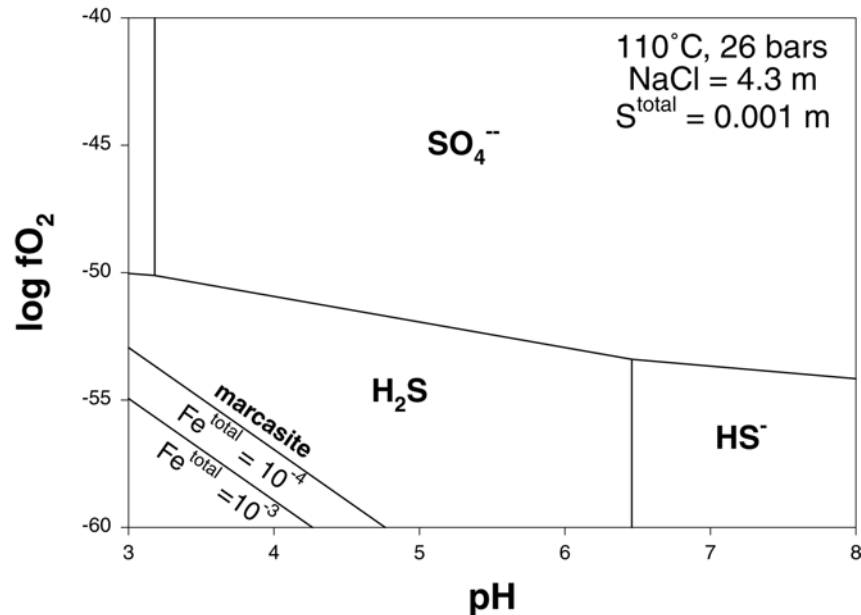
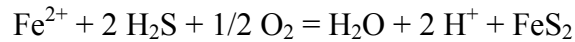
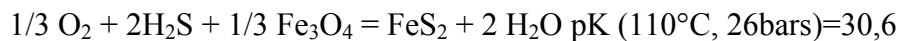


Figure 107 : Diagramme $\log f\text{O}_2$ - pH montrant la quantité de Fe stable en solution.

La saturation en fer va donc varier avec la racine de la fugacité d'oxygène et les carrés du pH et de l'activité du soufre S. Le diagramme pH- $f\text{O}_2$ montre qu'aux pH acides et pour $f\text{O}_2 < -50$, du fer et du soufre réduit peuvent coexister en quantités significatives en solution (Fig. 107).

Dans la gamme de $f\text{O}_2$ considérée, la figure 106 montre que la marcasite et la magnétite peuvent précipiter. L'absence de magnétite doit être vérifiée par notre modèle théorique. Considérons la réaction suivante :



Pour $a_{\text{H}_2\text{S}} = 0,001 \text{ M}$, $\text{Log } f\text{O}_2 = -73,8$, ce qui est loin du domaine de l'oxydation du soufre. La magnétite n'a pas été identifiée dans le filon alors que la présence de barytine permet de supposer un début d'oxydation du soufre. Pour le filon du Rossignol - $55 < \log(f\text{O}_2) < -50$ et pour $\text{Log } f\text{O}_2 = -55$, la magnétite précipite si $a_{\text{H}_2\text{S}} < 10^{-6} \text{ M}$.

La présence de marcasite indiquant un pH acide ($\text{pH} < 5$; (Murowchick et Barnes, 1986)), nous pouvons conclure que le fluide contient du fer, du baryum et du soufre réduit avec une teneur comprise entre 10^{-2} et 10^{-6} M .

2.3.3 Données isotopiques sur le Sr et le S des barytines

Le soufre peut avoir deux origines, l'une hydrothermale l'autre sédimentaire, afin de mieux contraindre les sources du soufre et le mécanisme de précipitation de la barytine, nous avons utilisé les données isotopiques sur le soufre, l'oxygène et le strontium des barytines publiées par Tardy et al. (1982). Le champ des analyses isotopiques du soufre et du Sr a été complété par des échantillons provenant du filon du Rossignol et de la Raillerie.

Les données antérieures sur les isotopes du S, O et Sr des barytines

Localisation et description	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	"+ / -"	Sr%	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ SMOW	$\delta^{34}\text{S}$ ‰ C.D.T.	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ H ₂ O 30°C	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ H ₂ O 60°C	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ H ₂ O 90°C
Carrière : ciment primaire des grés	0,71129	0,00006	0,66	10,65	13,9	-16,04	-10,29	-6,02
: id	0,71132	0,00008	0,6	10,65	13,8	-16,04	-10,29	-6,02
: ruban complexe	0,71063	0,00007	0,81	9,12	15,1	-17,57	-11,82	-7,55
: id	0,71051	0,00011	0,55	9,45	16,7	-17,24	-11,49	-7,22
: id	0,71045	0,00006	0,62	10	15,5	-16,69	-10,94	-6,67
: barytine sphérolitique en ciment	0,71112	0,00007	0,68	9,9	14,9	-16,79	-11,04	-6,77
: barytine Redoutières ruban?	0,71027	0,00008						
: id	0,70976	0,00009						
Filon Rossignol -100m : barytine blanche	0,70818	0,0001						
: barytine Redoutières	0,70864	0,00011						
								* Source Y. TARDY, rapport D.G.R.S.T. n° 76.7,1614 (1978)
La Charbonnière -105m barytine + pyrite *	0,71297	0,00025						
Mine du Maine (fluorine barytine)*	0,7172	0,00021						0,7138 < $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ granite du Gueret < 0,7058
Fluorine et barytine du silicifié du Morvan*	0,713							
Eau de mer rhétienne*	0,70802	0,00049						Publié par Tardy et al. (1982)

Tableau 15 : Données sur les isotopes du Sr, O, et S des barytines de Chaillac publiées par Tardy et al. (1982).

Les barytines sont caractérisées par une composition du soufre avec un $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ variant de 13,8 à 16,7‰, un $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de 9,12 à 10,65‰ et un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variant de 0,708 à 0,711 et le (Tabl. 15).

Le calcul de la composition isotopique de l'oxygène de l'eau en équilibre avec la barytine est délicat et dépend fortement de la température. Le calcul du coefficient de fractionnement est donné par (Zheng 1999) entre 0 et 1200°C. Si l'on suppose une température de mélange de l'ordre de 30, 60 ou 90°C on trouve pour le fluide un $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) de -16, -11 ou -7‰. Les plus fortes valeurs sont moyennement compatibles avec celles des eaux de mers Mésozoïques qui ont une signature isotopique plus lourde que les océans actuels $3\text{‰} \pm 1$ (SMOW) (Longinelli et al. 2002). Les plus faibles valeurs sont incompatibles avec une telle interprétation reflètent davantage des compositions d'eau météoritique. Cette dernière interprétation semble plus en accord avec les données de terrain sur la série hettangienne.

Nouvelles données isotopiques sur les barytines, et sur le soufre des sulfures

Tardy et al. (1982) ne donnent aucune valeur pour le $\delta^{34}\text{S}$ du filon du Rossignol. Par ailleurs il était intéressant de compléter ces données isotopiques en utilisant les échantillons du gisement de La Raillerie.

Site	Localisation	Minéral	$\delta^{34}\text{S}$ CDT $\pm 0,3$	Répétition	Moyenne	$^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$
Redoutières	Grès	Br 213	16,50			0,71068
Redoutières	Plateure	Br 213	16,50			
Redoutières	Sinter	Br 213	16,20			
Redoutières	Tardive	Br 213	18,70			
Raillerie	Galet	Br 213	17,00			0,71185
Raillerie	Grès	Br 213	17,20			0,71126*
Raillerie	Sinter	Br 213	18,60			0,71119
Raillerie	Stockwork	Br 213	18,4	17,7	18,05*	0,71043
Rossignol	Ruban précoce	Br -25 (ii)	21	22	21,50*	0,70905
Rossignol	Ruban*	Br -25 (ii)	18,80			0,70942
Rossignol	Brèche tardive	Br -25 (iii)	21,00			0,70903
Rossignol	Brèche tardive	Mrc (iii)	-28,7	-22,8	-24,5	-25,33*
Rossignol	Py Fv-v	Py Fv-v	-4,60			
Rossignol	Galène Fj	Gn 1	-3,20			
Rossignol	Galène dans ruban*	Gn 2	0,30			
Rossignol	Galène tardive	Gn 3	-0,20			

Tableau 16 : Données isotopiques du soufre du système hydrothermal Rossignol-Redoutières et de La Raillerie. Brt barytine, Mrc marcasite, Py pyrite, Gn galène, * valeur moyenne (Annexe 3). Les analyses du soufre ont été réalisées au SUERC, les standards utilisés sont : NBS123 (+17,1), IAEA-5-3 (-31), CP-1 (-4,6 standard interne) les écarts types sur les mesures des standard sont de $\pm 0,3$. Les analyses du Sr ont été réalisées au GEOTOP (2σ , 2.10^{-5}).

Les données (Tabl. 16) sur le soufre montrent que les barytines situées dans le sédiment hettangien ont une composition caractérisée par un $\delta^{34}\text{S}$ compris entre 16 et 19 ‰, la barytine située à la racine du filon a un $\delta^{34}\text{S}$ variant de 18 à 21 ‰, alors que les galènes ont un $\delta^{34}\text{S}$ de -3,2 à 0,3, la marcasite tardive à un $\delta^{34}\text{S}$ compris entre -22,8 et -28 ‰ et enfin les pyrites dodécaédriques du stade Fv-v ont un $\delta^{34}\text{S}$ de -4,6.

Les données sur le Sr de la Raillerie sont semblables aux résultats publiés par Tardy et al. (1982) sur le gisement des Redoutières. En revanche dans le filon nos mesures indiquent une composition du Sr légèrement plus radiogénique que les valeurs de Tardy.

2.3.4 Un modèle de mélange pour la précipitation de la barytine

Tardy et al. avaient conclu à une précipitation de la barytine par mélange d'une solution A et d'une solution B.

La solution A est représentée par la barytine du niveau -100 m du filon du Rossignol avec un rapport isotopique du strontium voisin de 0,708 et un $\delta^{34}\text{S}$ du soufre supposé autour

de 18‰ par référence au $\delta^{34}\text{S}$ des évaporites. Cette solution aurait, d'après Tardy et al. (1982), une signature marine.

La solution B représentée par les échantillons de surface aurait une origine plus ou moins continentale avec une composition du Sr voisin des granites et des formations métamorphiques.

L'hypothèse d'une différence du $\delta^{34}\text{S}$ de 5‰ entre la barytine filonienne et la barytine du gisement stratiforme n'est pas vérifiée par nos données (Tabl. 16). La droite de mélange proposée par Tardy et al. (1982) ne semble donc pas valable.

Nos données permettent de définir une autre droite de mélange qui, aux écarts analytiques près, est compatible avec les données de Tardy et al. (1982). Finalement une anticorrélation $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ vs. $\delta^{34}\text{S}$ est observée alors que $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ est faiblement corrélé avec le $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 108).

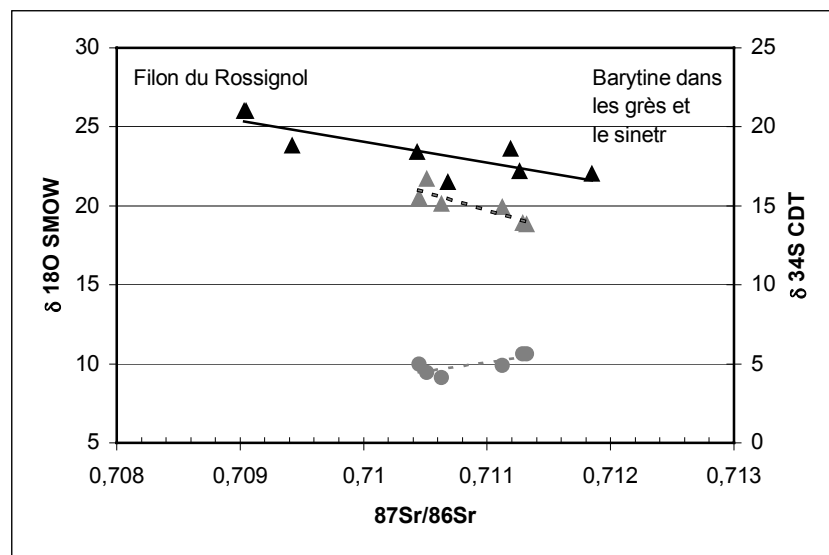


Figure 108 : Nouvelle droite de mélange déduite des compositions isotopiques S et Sr des barytine. Les triangles représentent les données concernant le $\delta^{34}\text{S}$ vs. $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$, les cercles les données $\delta^{18}\text{O}_{(\text{Barytine})}$ vs. $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$. En noir les données de cette étude, en gris les données de Tardy et al. (1982).

Le pôle de la première solution est représenté par les données de la barytine des grès. Ces données ont permis de caractériser une solution avec :

1. une composition radiogénique du Sr ($> 0,711$),
2. un $\delta^{34}\text{S}_{(\text{barytine})}$ (16,2 ; 18,05) rappelant la composition des sulfates sédimentaires,
3. un $\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$ (-6 ; -17) suggérant un équilibre avec des eaux météoriques.

La structure sédimentaire des grès évoque un système fluvial. Les données de la barytine des grès supposent l'existence d'une rivière chargée en sulfate ayant une signature isotopique du Sr radiogénique d'origine continentale. De telles rivières existent en climat aride et alimentent des lacs de sebkhas continentales. On citera en exemple le système d'alimentation du Chott el Djerid (Bryant et al. 1994). Les eaux de ces rivières sont alors chargées en sulfate, en sels et en carbonates (Eugster 1980).

Le pôle de la deuxième solution est représenté par les données du filon du Rossignol avec :

1. Une composition du Sr moins radiogénique (0,709) pour la barytine (ii) et (iii)) rappelant la signature isotopique du Sr des fluorines.
2. Un $\delta^{34}\text{S}_{(\text{galène})}$ (-3,2 - 0,3‰) signant une origine « primitive » ou « ignée ». Ce soufre pourrait être issu d'un fractionnement cinétique par réduction de sulfates sédimentaires. Cependant cette réaction à une cinétique très lente et la présence d'un soufre hydrothermal réduit avait déjà été mentionnée par l'étude de la chimie de la solution. Le sulfate de la barytine serait issu d'une solution sédimentaire, alors que le soufre des galènes aurait une origine purement hydrothermale.

Par ailleurs, la barytine filonienne montre $\delta^{34}\text{S}_{(\text{barytine})}$ légèrement alourdi (18 - 21,5‰) ; au niveau du filon dans le stade (ii). Par conséquent, dans le filon, deux origines du soufre peuvent être considérées avec des états d'oxydoréduction différents. L'augmentation du $\delta^{34}\text{S}_{(\text{barytine})}$ entre les barytines du gisement stratiforme et les barytines filoniennes suggère une légère oxydation du soufre hydrothermal participant à la formation des barytines filoniennes et alourdissant la composition isotopique du sulfate. Une telle contribution nécessite une oxydation du soufre assez rapide, ce qui est vraisemblable (Zhang et Millero 1991).

En revanche, la composition isotopique de la marcasite du stade (iii) montre un $\delta^{34}\text{S}_{(\text{marcasite})}$ négatif qui pourrait signer un fractionnement du sulfate des barytines pour former de la marcasite. La cinétique de cette réduction étant très lente en contexte abiotique, nous évoquerons l'hypothèse de l'existence de bactéries sulfato-réductrices au fond du filon en fin de stade hydrothermal. De tels fractionnements dus à l'activité bactérienne sont connus dans de nombreux environnements (Habicht et Canfield 1997, Rudnicki et al. 2001)

Enfin le $\delta^{34}\text{S}_{(\text{H}_2\text{S})}$ de la pyrite du stade Fv-v marque la signature d'un soufre légèrement plus léger que celui de la galène. La différenciation entre le soufre des deux stades pourrait s'expliquer par le fractionnement du soufre léger en faveur de la phase vapeur. En système ouvert ce fractionnement serait amplifié.

2.3.4 Comparaison des données du Sr des fluorines jaunes avec celles des barytines de Chaillac et des dolomites du Bernardan

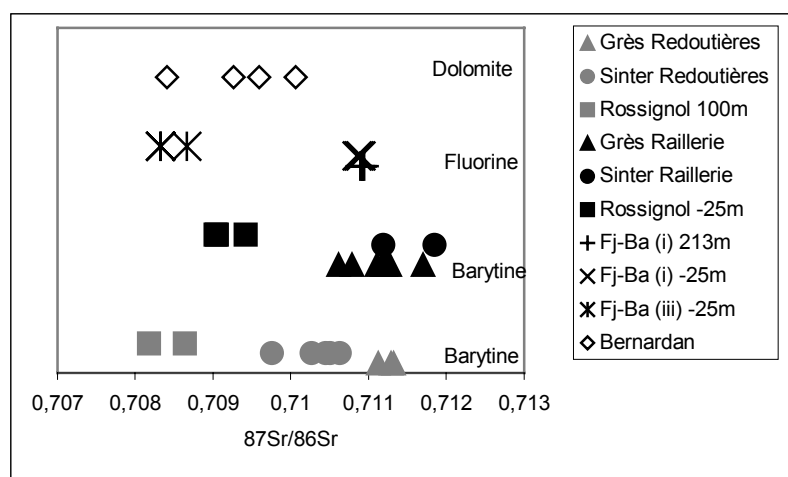


Figure 109 : Comparaison des données isotopiques du Sr : des Redoutières, de la Raillerie, du filon du Rossignol et du Bernardan (en noir cette étude, en gris les données de Tardy et al. 1982, les losanges sont les données de Patriet et al. 1997).

Les données isotopiques du Sr des barytines et fluorines jaunes de Chaillac permettent d'identifier deux groupes ayant des signatures caractéristiques.

- Le premier groupe est constitué de la barytine cimentant les grès, de la barytine du sinter et de la fluorine du stade (i) avec un rapport isotopique moyen de l'ordre de 0,711 (Fig. 109). La signature isotopique du Sr du ciment des grès des Redoutières est en moyenne plus radiogénique que celle de des formations filoniennes et se rapproche des compositions des granites tardi varisque (Croûte supérieure). Ceci permet de supposer un apport en Sr radiogénique par des eaux continentales de surface.
- Le second groupe correspond aux signatures isotopiques moins radiogéniques (0,7087) et est situé essentiellement au niveau du filon du Rossignol regroupant les sous-stades (ii) et (iii). La composition isotopique mesurée dans la dolomite du Bernardan est intermédiaire entre les stade (i) et (ii)+(iii) (Fig. 109).

2.5 Modèle chronologique du dépôt du stade Fj-Ba

Afin de construire un modèle chronologique pour la précipitation de la fluorine nous faisons les hypothèses suivantes :

- La contribution en Sr radiogénique des eaux de surface et des sédiments n'est pas négligeable.
- L'évolution de l'hydrothermalisme s'effectue avec une baisse du Sr radiogénique dans le temps.
- Le Sr d'une barytine déposée à un endroit est remobilisé partiellement par les stades ultérieurs et est reprécipité.

Nous proposons un modèle chronologique où la fluorine est déposée en surface (cf §1.2 et Fig. 110A), puis dans le filon, alors que dans le même temps, la barytine cimente les grès (Fig. 110B). Le Sr de cette barytine est issu de l'hydrothermalisme et des eaux continentales de surface expliquant une signature isotopique du Sr légèrement supérieure à celle de la fluorine.

Le stade suivant à barytine dominante débute au niveau de la surface par le sinter à barytine (Fig 110C). La signature isotopique est plus radiogénique que celle de la barytine du filon. Ceci peut s'expliquer par la remobilisation du Sr des barytines du stade précédent, ou par une importante contribution des fluides de surfaces. Ces phénomènes seraient responsables d'un léger enrichissement en Sr radiogénique et expliqueraient l'importance du décalage des signatures de la barytine du filon et de la barytine du sinter des Redoutières. Puis, au cours de ce stade, la zone de dépôt se déplace progressivement vers la racine du filon (Fig. 110D). A ce niveau les remobilisations sont négligeables et on peut considérer que le dernier stade reste confiné au niveau de la racine du filon du Rossignol.

Finalement au cours du stade Fj-Ba les sous-stades fluorine dominante et barytine dominante évoluent de la surface vers la racine du filon, le sous-stade de la brèche tardive restant confiné au niveau du filon.

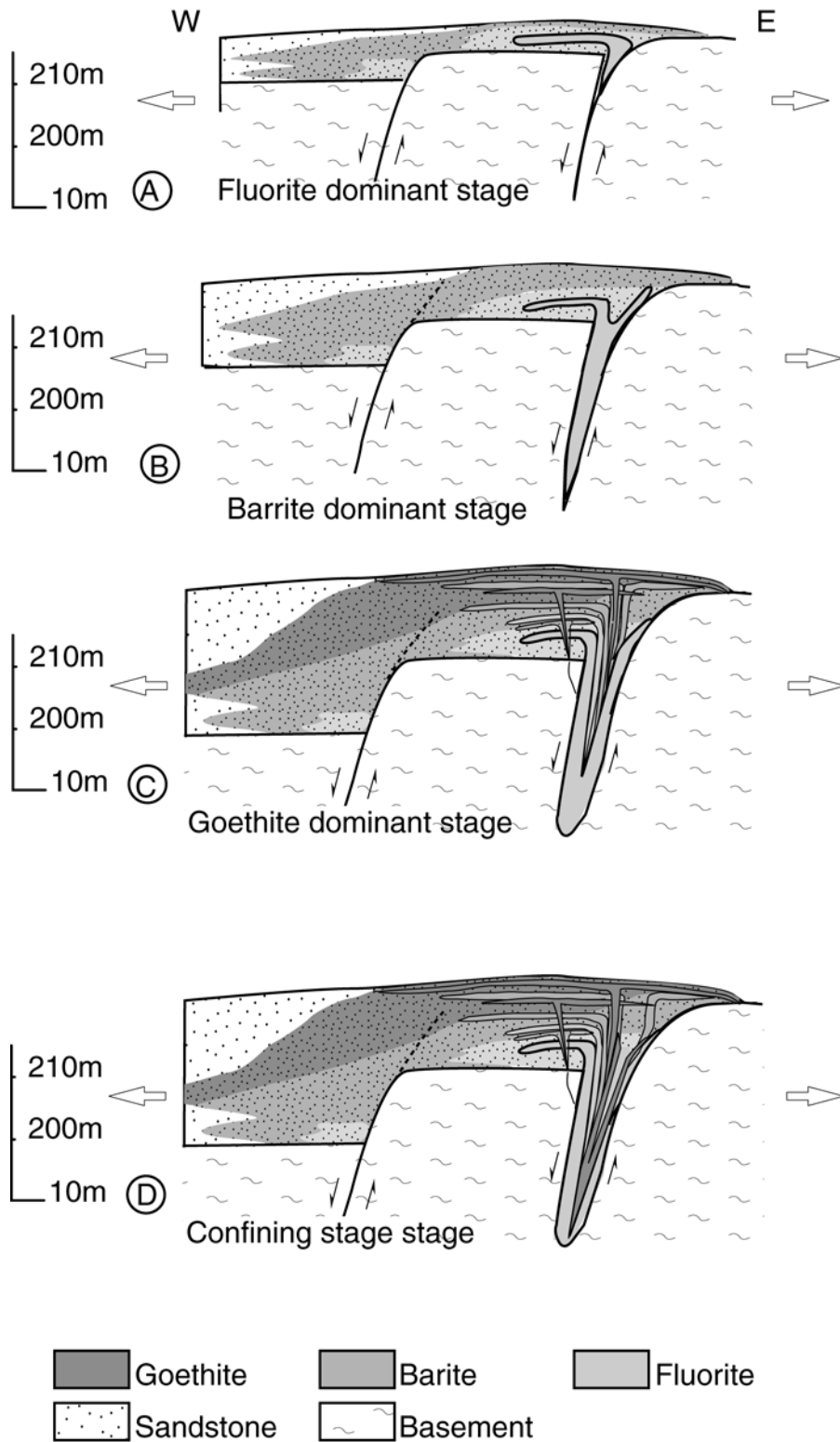


Figure 110 : Evolution dans le temps du stade Fj-Ba se basant sur une l'évolution de la composition isotopique du Sr, et des spectres des terres rares.

VIII Modèle, synthèse et conclusions

1 Une expression de l'hydrothermalisme liasique modélisé à Chaillac

1.1 Les contraintes paléogéographiques

Au Lias un climat aride prédomine dans toute l'Europe, des dépôts de sebkhas sont accumulés en grande quantité dans l'est du bassin Parisien. A Chaillac les formations sédimentaires hettangiennes sont constituées de grès grossiers caractérisant des dépôts de type fluvatile continentale. En contexte aride, les rivières sont alimentées par les orages et ont donc des débits importants épisodiques avec un fort pouvoir érosif comme l'illustre le cas du Chott el Djerid en Tunisie (Bryant et al. 1994). Suivant la composition des roches du bassin versant les eaux sont enrichies en H_4SiO_4 , Ca, Na, HCO_3^- , Mg et SO_4^{2-} . Pour un bassin versant composé de roches ignées et métamorphiques, les eaux sont enrichies en silice et sont légèrement concentrées en Ca, Na, HCO_3^- et en SO_4^{2-} (par réduction bactérienne de la pyrite) (Eugster 1980).

1.2 Les contraintes géodynamiques

Dans la région de la Marche, ainsi que dans la zone Nord du Massif Central, aucun magmatisme liasique n'a été enregistré. La trace de l'activité magmatique la plus proche géographiquement est enregistrée au niveau du rift triasique des Pyrénées, à plus de 400 km de la Marche.

Par ailleurs l'Hettangien est connu pour être une période d'extension E-W et de subsidence au niveau du bassin Parisien (Guillocheau et al. 2000). Durant cette période, des crevasses se sont formées dans le socle métamorphique comme en témoignent les fissures à remplissage sableux, et les textures de collapse des stades Fv-v et Fj-Ba du filon de Rossignol. Les observations sur la structure du bassin de Chaillac et sur la formation ferrobarytique des Redoutières a permis de mettre en évidence des directions d'ouverture N-S et E-W. Celles-ci suggèrent une extension généralisée dans le bassin de Chaillac contrôlée par deux directions de fractures.

1.3 Les contraintes géochimiques

L'étude du remplissage a montré l'existence de deux stades très contrastés d'un point de vue des signatures chimiques et géochimiques :

1.3.1 Caractéristiques du stade Fv-v

Ce stade Fv-v est connu dans de nombreux gisements hettangien du Nord du Massif Central (Baubron et al. 1980). Par analogie avec ces filons nous supposons un âge hettangien pour le stade Fv-v de Chaillac. En outre ce stade est caractérisé par :

1. Des micro-séquences rythmiques de fluorine verte - fluorine violette.
2. Un fluide à salinité très basse, impliquant un dépôt de la fluorine par réaction avec l'encaissant, ou par mélange avec les eaux de superficielles (Richardson et Holland, 1979).
3. Une température d'homogénéisation de l'ordre de 135°C.
4. Une composition isotopique du Sr et Nd proche des leucogranites tardi hercyniens.
5. Une composition isotopique du soufre légèrement négative pour la pyrite.

1.3.2 Caractéristiques du stade Fj-Ba

Ce stade d'âge hettangien a été subdivisé en trois sous-stades. Les deux premiers stades (i et ii) ont une expression localisée au niveau de la paléosurface (Redoutières) et au niveau des zones plus profondes dans le filon du Rossignol. Les études des terres rares et l'évolution de la composition isotopique du Sr permet de proposer un dépôt des deux premiers stades localisés d'abord à proximité de la paléosurface puis dans le filon. Le stade (iii) reste confiné au niveau du filon.

Le sous-stade (i) à fluorine dominante est caractérisé par :

1. Des dépôts rythmiques à sulfures, fluorine puis barytine.
2. Un fluide à salinité très forte (20% Eq. NaCl), et donc un mécanisme de précipitation compatible avec une simple chute de température (Richardson et Holland, 1979).
3. Des températures de formation de l'ordre de 110°C et une pression maximale supposée de 26 bars.
4. Une composition isotopique du Sr et du Nd caractérisant un pôle à affinité basique pouvant être caractéristique des roches mantelliques et des roches calco-alcalines de la croûte inférieure, mises en place à la fin de l'Hercynien.
5. Deux compositions isotopiques du soufre très distinctes. Un soufre « primitif » dans les sulfures (galènes), un soufre évaporitique (barytine).
6. Une composition du plomb signant une source intermédiaire entre le plomb issu des granites tardi hercyniens et celui des roches méta sédimentaires de la croûte inférieure, et/ou une mobilisation préférentielle du plomb radiogénique.

Le sous-stade (ii) à barytine est essentiellement situé dans le gisement stratiforme des Redoutières. Il est caractérisé par

1. Des dépôts rythmiques à sulfures, fluorine puis barytine.
2. Un âge hettangien comme en témoignent les galets de barytine découverts à la Raillerie.
3. Un enrichissement tardif de la solution hydrothermale en fer marqué par la présence de marcasite dans le filon, et de goéthite dans le gisement stratiforme.
4. Une ASM des goéthites marquant les directions des courants des paléochenaux hettangiens.
5. Une composition isotopique du Sr relativement radiogénique au niveau de la surface marquant une influence continentale alors que la composition du Sr des barytines est moins radiogénique dans le filon et rappelle la composition isotopique des fluorines du sous-stade (iii)
6. Une composition isotopique de l'oxygène au niveau de la surface signant des eaux météoriques.
7. Comme précédemment, il y a deux compositions isotopiques du soufre.
8. Le plomb a la même composition que pour le stade précédent.

Le sous-stade (iii) de la brèche tardive n'est exprimé qu'au niveau -25 m du filon du Rossignol, et se caractérise par :

1. Un dépôt non rythmique cimentant les éléments d'une brèche à élément de barytine et de fluorine.
2. Un fluide avec une salinité de 22% pds Eq. NaCl.
3. Une température de formation de l'ordre de 80°C
4. Des compositions isotopiques du Nd dans la continuité des stades précédents et une composition du Sr moins radiogénique.

5. Une seule composition du soufre pour les sulfates et les sulfures. La composition des sulfures suggèrent une réduction des sulfates en marcasite.

1.4 Modèle

1.4.1 Genèse d'une succession de deux fluides à salinités contrastées

Touray et Ziserman (1980) avaient proposé un modèle de mélange où un fluide hydrothermal profond rencontrait des saumures de sebkha. Or la découverte de saumures et de fluides de faible salinité au même niveau est contradictoire avec un modèle stable dans le temps, la variation de la salinité au niveau du dépôt doit être discutée en terme d'évolution temporelle et spatiale. Deux cas peuvent être considérés.

Premièrement, le fluide hydrothermal a une composition constante et se mélange avec des eaux de surface résurgentes. Deuxièmement, le fluide hydrothermal a une composition qui varie.

Dans le cas d'une composition constante du fluide hydrothermal on peut considérer que celui-ci est une saumure ou un fluide de faible salinité.

- Dans le cas où ce fluide serait une saumure, le pôle hydrothermal serait représenté par le stade Fj-Ba et le stade Fv-v serait obtenu par mélange. Or la température du stade Fv-v est nettement supérieure à celle du stade Fj-Ba, un tel modèle est donc peu probable.
- Considérons le cas où le fluide hydrothermal est une solution de faible salinité. Dans ce cas le fluide du stade Fv-v précipiterait par réaction avec l'encaissant marquant le pôle hydrothermal, et la fluorine Fj-Ba devrait avoir une signature de surface, ce qui est en contradiction avec les données géochimiques.

Nous devons donc envisager le cas d'une variation de composition du fluide hydrothermal avec un passage rapide d'un fluide de faible salinité à une saumure. Là encore deux possibilités sont envisageables :

- Les deux événements hydrothermaux se succèdent et sont indépendants. Dans ce cas l'association récurrente de ces deux stades dans les gisements du nord du Massif Central indique que les deux paragenèses sont piégées dans les mêmes structures. D'autre part, la genèse de saumures proches de la saturation reste non résolue.
- Une ébullition à partir d'un fluide unique donne une saumure et une vapeur qui va condenser (Fig.111). Ce modèle qui nous semble le plus plausible va être discuté dans le paragraphe suivant.

1.4.2 Proposition d'un modèle d'ébullition

L'ébullition est un procédé simple et déjà invoqué dans les dépôts de fluorine épithermale (Strong et al., 1984 ; Cunningham et al., 1998). L'ébullition permet de créer une saumure et une phase vapeur (Fig. 111). Pendant l'ascension le long de failles normales tardi hercyniennes (Faure 1989), les deux phases sont séparées. La saumure concentrant les sels, la signature isotopique des éléments restant dans la phase fluide (Sr, Nd, Pb) sera plus forte et les interactions postérieures auront un faible impact. A l'opposé, la vapeur concentre les éléments volatils du fluide initial et les compositions isotopiques des sels reflètent les lessivages d'éléments postérieurs à l'ébullition.

1. La vapeur condense, forme un fluide de faible salinité et lessive les roches encaissantes en prenant leur signature isotopique (Fig. 112). Ceci permet d'expliquer un spectre des terres rares normalisé aux shales relativement plat et une signature isotopique du Sr et Nd

caractéristique de la croûte supérieure. La signature du soufre donne une source ignée allégée pouvant résulter d'un fractionnement isotopique dû à l'ébullition en système ouvert. Le fluide est injecté dans une crevasse du socle par pulses successifs dûs aux variations de pression le long des structures normales (Sibson, 2000). Le processus de dépôt de la fluorine verte et violette reste une question ouverte. En effet dans le cas de solution de faible salinité, la fluorine peut précipiter par mélange avec des eaux de surfaces riches en Ca, par dilution en déstabilisant le complexe CaF_3^- présent dans les solutions très concentrées en F^- ou par réaction avec l'encaissant. (Richardson et Holland 1979).

2. La saumure suit la vapeur condensée en empruntant le même chemin le long des failles hercyniennes réactivées (faille de Nantiat) (Fig. 112). Les interactions avec l'encaissant de la croûte supérieure modifient faiblement la signature isotopique initiale. En fin de parcours le fluide est injecté vers la surface par pulses successifs. La fluorine a une signature isotopique marquant une origine profonde (fluorine des plateaux et fluorine du filon), les données des sulfures sont compatibles avec une origine ignée du soufre associé à la fluorine jaune et donc aucun mélange n'a pu être identifié au niveau de la fluorine. En outre cette fluorine cristallise au début des pulses hydrothermaux, au moment où le flux du fluide est très important. Nous supposons donc que cette fluorine précipite par simple refroidissement (Richardson et Holland 1979). La barytine cristallise en fin de pulse par un processus de mélange contrôlé par la baisse du flux des solutions hydrothermales. Dans ce modèle, le fer a une origine hydrothermale et est précipité majoritairement au niveau de la paléosurface sous forme d'oxyhydroxyde. Sa cristallisation tardive par rapport à la barytine dans les micro-séquences barytine - goëthite pourrait s'expliquer par une cinétique d'oxydation du fer à basse température plus faible, comparativement à la cinétique de précipitation de la barytine par simple mélange. Enfin la fluorine cimentant la brèche du sous-stade (iii) marque la fin du fonctionnement du système hydrothermal. Pour le stade Fj-Ba les données des terres rares montrent une continuité entre les sous-stades (i), (ii), et (iii), alors que les données isotopiques du strontium montrent une variation entre les stades (i) et (ii)+(iii). Ceci pourrait refléter une genèse de cette saumure en plusieurs étapes ou alors un épuisement de la source du Sr radiogénique au niveau du lessivage des roches le long des failles de la croûte supérieure.

Comme le montrent les calculs du chapitre VII.1.1.3, l'ébullition a pu se produire à 350°C et 165 Bar. En condition hydrostatique, cette pression est équivalente à une profondeur de 1,6 km. L'ébullition a pour conséquence d'acidifier la phase vapeur en l'enrichissant en CO_2 et H_2S . Ceci est apparemment en contradiction avec la présence d'adulaire suggérant un fluide de pH neutre. Cependant dans la paragenèse Fv-v il n'y a pas de carbonate (alors que l'ion Ca^{2+} est forcément présent) et les sulfures sont peu abondants. Par conséquent, il est vraisemblable que le fluide hydrothermal du stade Fv-v contienne peu de carbonates, l'acidification devait donc être faible au niveau de l'ébullition. Enfin au cours de l'ascension la chimie du fluide a évolué et son pH a pu être tamponné par les roches encaissantes.

L'ébullition serait à rechercher dans les niveaux beaucoup plus profonds et cette hypothèse est difficilement vérifiable au niveau du site de Chaillac. Cependant dans le district de la Marche le gisement du Bernardan pourrait être un marqueur du niveau de la table d'ébullition. Ce gisement contient une faible quantité de fluorine jaune qui peut être considérée comme résultant de la cristallisation in situ de fluorine à partir d'une saumure résiduelle. Cette fluorine montre le même spectre que la fluorine jaune cimentant la brèche tardive et il est raisonnable de supposer que cet événement est commun aux deux gisements. La présence de platy dolomite dans le stade « dolomite + fluorite » suggère une ébullition à

300°C avec une salinité de 10 % pds Eq. NaCl. Cette température n'est pas très différente de celle estimée à Chaillac.

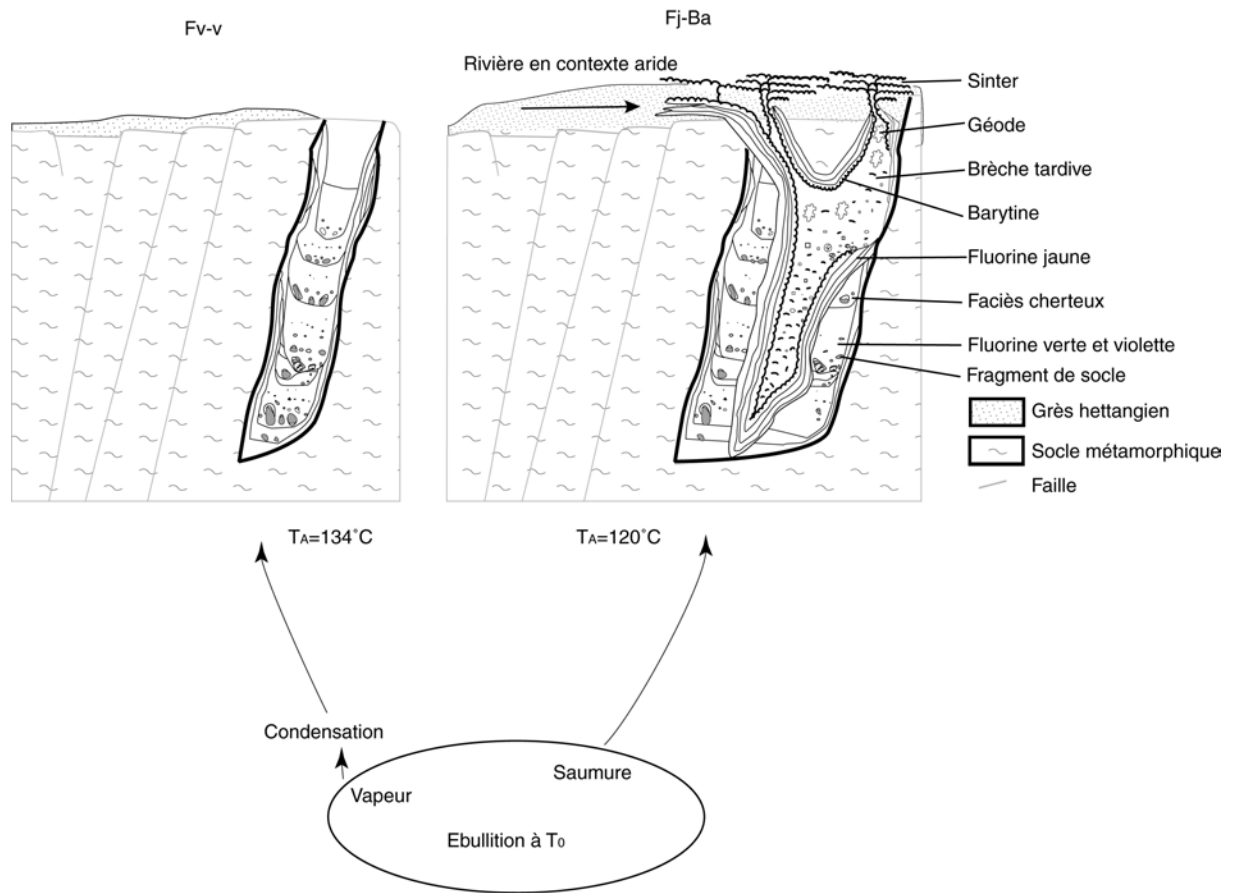


Figure 111 : Modèle d'ébullition proposant un lien génétique entre les stades Fv-v et Fj-Ba.

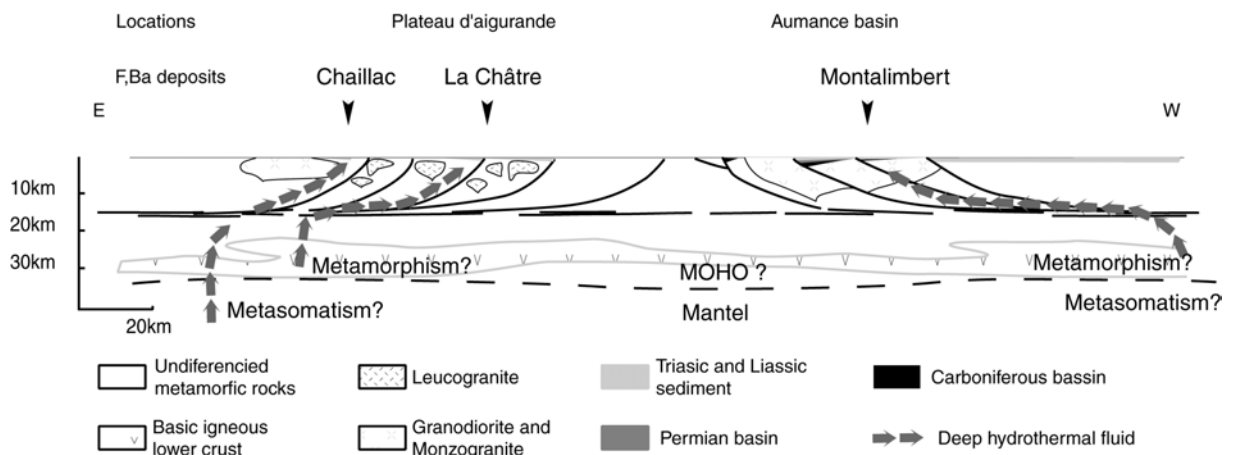


Figure 112 : Coupe E-W de la Marche et modèle de mise en place à l'échelle crustale. Cette coupe propose deux cheminements possibles pour le fluide avant ébullition. Ce modèle s'inspire des données Sr et Nd du stade Fj-Ba, du modèle de croûte proposé par Downes et al. (1997) et des profils sismiques réalisés dans le Massif Central (Bitri et al. 1999). Cette coupe suppose que les structures extensives tardi hercyniennes décrites par Faure (1995) sont réactivées au Lias.

VI.2 Comparaison des gisements « permo-liasiques » du Massif Central

2.1 Comparaison avec les districts Nord du Massif Central

2.1.1 La Marche

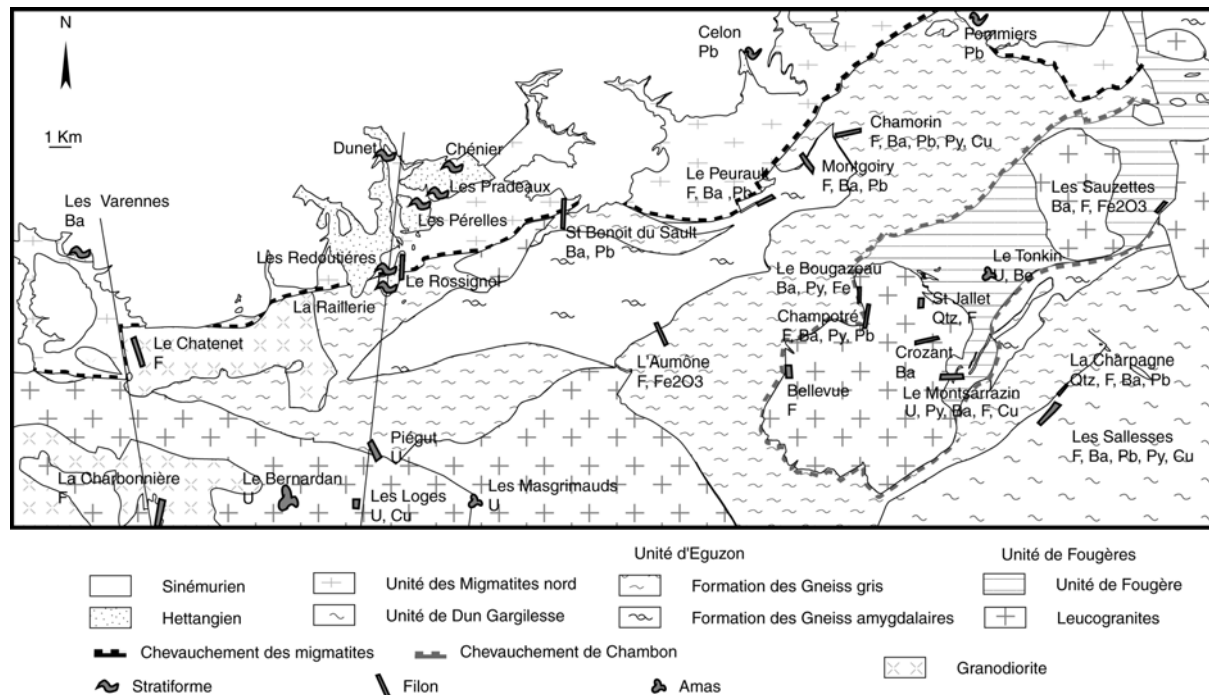


Figure 113 : Carte des gisements et indices de la Marche Occidentale.

Les gisements et indices à fluorines de la Marche semblent avoir une répartition qui varie d'Ouest en Est (Fig. 113).

Dans la Marche de l'Ouest, la répartition des gisements montre des alignements particuliers. On reconnaît un premier alignement N-S marqué par les filons N-S du Chatenet, de la Charbonnière et de l'indice stratiforme des Varennes, et un deuxième alignement N-S Bernardan, Chaillac. Ces alignements N-S semblent reprendre les structures tardi varisques mises en place lors de la montée des magmas hercyniens et sont dans la prolongation de la faille de Nantiat.

A l'est de ces alignements la distribution des indices ne suit plus une distribution Nord Sud mais semble reprendre les zones de contacts entre les différentes unités métamorphiques. Sur la Fig. 113 trois types de structures hercyniennes semblent avoir piégé les minéralisations.

- Les contacts péribatholitiques comme le montrent les indices situés autour du massif du Crozant Bellevue, Le Montsarrazin, Champotré, le Bougazeau, St Jallet et le Crozant.
- Les chevauchements, dont celui des migmatites avec les indices de St Benoit du Sault, du Peurault, de Montgoiry et de Chamorin, et le chevauchement de Chambon (Les Sauzettes).
- Les contacts entre les grandes unités (La Charpagne et les Sallesses).

Ces structures réactivées lors de la distension liasique et de la subsidence du bassin de Paris auraient pu jouer le rôle de drains, les minéralisations à Ba, F précipitant dans ces structures ou sur leurs ramifications.

Deposit District	Voltenne Morvan	Argentolle Morvan	Chitry (Toyot) Morvan	Chavaniac Haute Loire	Châtenet Marche	Charbonnière Marche	Bernardan Marche	Chaillac Marche
Stage Fv-v Paragenesis	Quartz Purple fluorite (170 / 0) Adularia Quartz Green fluorite (140 / 0)	Green and purple fluorite (143/ 0) Quartz Green fluorite Calcite	-	Quartz, Adularia Green and Purple fluorite (145/ ? Derré and Touray 1971) Fa? (160/-0.4) Bril 1982	Green and purple fluorite (145/-1) Yellow fluorite Chalcedony, Adularia, (Sedimentary breccia)	Chalcedony, Quartz, Purple and green fluorite (130/-1) Zoned fluorite (Sedimentary breccia) (125/ low)	Boiling level ? Platy dolomite (Dol 1 (180_360/ -4_-18), Dol 2 (60/-4_-18 Patier and al. 1997)	Green and purple fluorite (134/ 0.2), Quartz, adularia, Py, PbS, ZnS) Sedimentary breccia
Stage Fj-Ba Paragenesis	Yellow fluorite (110/-12) Cpy, PbS Barite, Quartz, Cpy PbS, Py, Marcassite	Yellow fluorite (110/-12) Barite Few sulfide Quartz, ZnS, PbS, Cpy, Py, Gray copper, Arsenopyrite, Bravoite, Ag?	White fluorite (95/-20) PbS, ZnS, Py, Cpy BaSO ₄ Quartz.	Blue and Yellow fluorite. (Blue (132.5/-18), Yellow (75-25/-2) Derré-Touray) (Fb? (120/-6.4), Fe? (120/-14) (Bril, 1982))	-	Quartz Antozonite Py, Marcassite, Hematite, Cpy Yellow fluorite (85/-10) Barite Py Purple fluorite, chalcedony	Oxydes (goethite) Antozonite (240/-8_-20), 150 / patier et al. 1997) Marcassite, pyrite, fluorite (100/-20 this study) Barite, marcassite.	Yellow fluorite -15) PbS, ZnS, Py, Marcassite, Tandraedrite, Pyrrargyrite- Proustite Violet fluorite Barite, PbS, ZnS, Marcassite Breccia Fluorite, (80/-20) Barite, marcassite
Morphology / Host rock	Vein/ tuff	Vein / carbonated lenticle and pyroclastic tinterite	Stratiform / Chitry dolomite (Keuper)	Vein/ 2Micas gneiss, micaceous quartzite.	Vein/ Biotite granite and mylonite	Vein/ 2 micas granite and mylonite	Geodes in epyssienite and breccia In 2 micas granite	Vein / Micaschists Stratiform / Hettangian sandstones.
Ref.	Joseph (1974) Stage V-V -157; -150 Ma (Baubron et al., 1980) -205.8; -201.5; -216.4; -213.3 Ma (Joseph et al., 1973)	Valette (1983)	Nigon (1988) Stage F-Ba Rhaetian< <Sinemurian (Soulé de Lafont and Lhéghu, 1980)	Derré and Touray (1971) Bril (1982) Stage V-V -199,1; -195,3 Ma (Joseph et al., 1973)	Yaman (1977)	Yaman (1977)	Patier and al. (1997) This study	This study
Stage (Ma) and Ref.					Stage V-V -206; -201 Ma (Baubron et al., 1980)	-	(Boiling and stage F-Ba) -308 Ma< -<174 Ma Patier et al., (1997)	stage F-Ba Barite pebble in the stratiform deposit Hettangian (Sizaret and Marcoux, 2000)

Tableau 17 : Comparaison des données des gîtes liasiques du Nord du Massif Central

2.1.2 Synthèse sur les filons des districts Nord Massif Central

Les filons de type E (Filons en extensions) sont localisés dans les districts de la Marche, de la Haute Loire, du Beaujolais et du Morvan. Dans les districts de la Marche et du Morvan les gisements filoniens et stratiformes coexistent, seul le gisement de Chaillac montre la transition entre gisement filonien et gisement stratiforme. Les données bibliographiques (Tabl. 17) permettent de définir deux paragenèses successives avec des chimies très contrastées et communes à tous les districts du Nord du Massif Central.

La première correspond au stade économique de la majorité des gisements de type E. Elle est appelée Fv-v et est constituée de fluorine verte et violette, de quartz et d'adulaire. Les fluides associés sont des solutions relativement « chaudes » à faibles salinités. Ces paragenèses ont été datées à 200 ± 10 Ma par méthode K-Ar sur les adulaires (Joseph et al., 1973 et Baubron et al. 1980).

La seconde paragenèse n'est économique qu'à Chaillac. Elle est appelée Fj-Ba et est constituée de fluorine jaune, de sulfures et de barytine, les fluides associés ont une salinité élevée et sont plus froids. Cet événement a un âge très probablement hettangien (204 – 201 Ma) comme l'indiquent les galets de barytine de Chaillac et l'absence de minéralisation encaissée dans le Sinémurien.

2.2 Comparaison à l'échelle du Massif Central

2.2.1 Synthèse sur les paragenèses du district Sud Massif Central

Les données bibliographiques sur le district Sud du Massif Central sont nombreuses et les opinions sont très divergentes. Trois âges ont été proposés avec le Permien (Blès et al. 1982), le Lias (Clauer et al. 1997, Munoz et al. 1999), et l'Eocène (Leach et al. 2001). Les remplissages de ces différents gisements sont relativement variables comparativement aux districts Nord. Outre les remobilisations d'uranium dans le bassin de Lodève (Lancelot et al. 1995), quatre types de paragenèses peuvent être distinguées.

1. Les BTH, ce stade est commun à de nombreux gisements.
2. Les paragenèses à sphalérite et sidérite (St Salvy) postérieures aux BTH.
3. Les paragenèses à fluorine bleue et sidérite postérieures au stade BTH et au stade à sphalérite (Fb-sid de Montroc, du Burc et de Peyrebrune).
4. Les paragenèses à quartz et barytine dont la relation chronologique avec les stades précédents n'a pas été clairement établie (Bruce, 2000).
5. Les paragenèses à sphalérite et dolomie (Charef et Sheppard, 1988).

Ces paragenèses différentes ont en commun d'être associées à des saumures proches de la saturation (20% Eq. NaCl) avec des températures de formation allant de 80 à 200°C. En comparant avec le district Nord les différences essentielles sont les variations paragenétiques et l'absence de fluide à faible salinité dans le district sud Massif Central. En revanche les saumures avec des salinités proches de la saturation rappellent les fluides du stade Fj-Ba. De plus, les remobilisations liasiques de l'uranium du bassin de Lodève font intervenir des fluides plus chauds (200-250°C) et moins salés (3-11w% eq. NaCl). Cette constatation pose le problème de savoir si ces fluides sont les témoins profonds d'une phase hydrothermale liasique qui aurait une expression superficielle différente. Ces fluides auraient eu une salinité plus forte en surface en relation avec des processus de mélange ou par ébullition. Ils auraient formé une ou plusieurs des paragenèses à Qz, Pb, Zn, F, Ba du sud du Massif Central. Cette variation des paragenèses à proximité du rift pyrénéen rappelle dans les grandes lignes le type défini à Broken Hill (Chapitre II.4).

2.2.2 Les compositions isotopiques du plomb

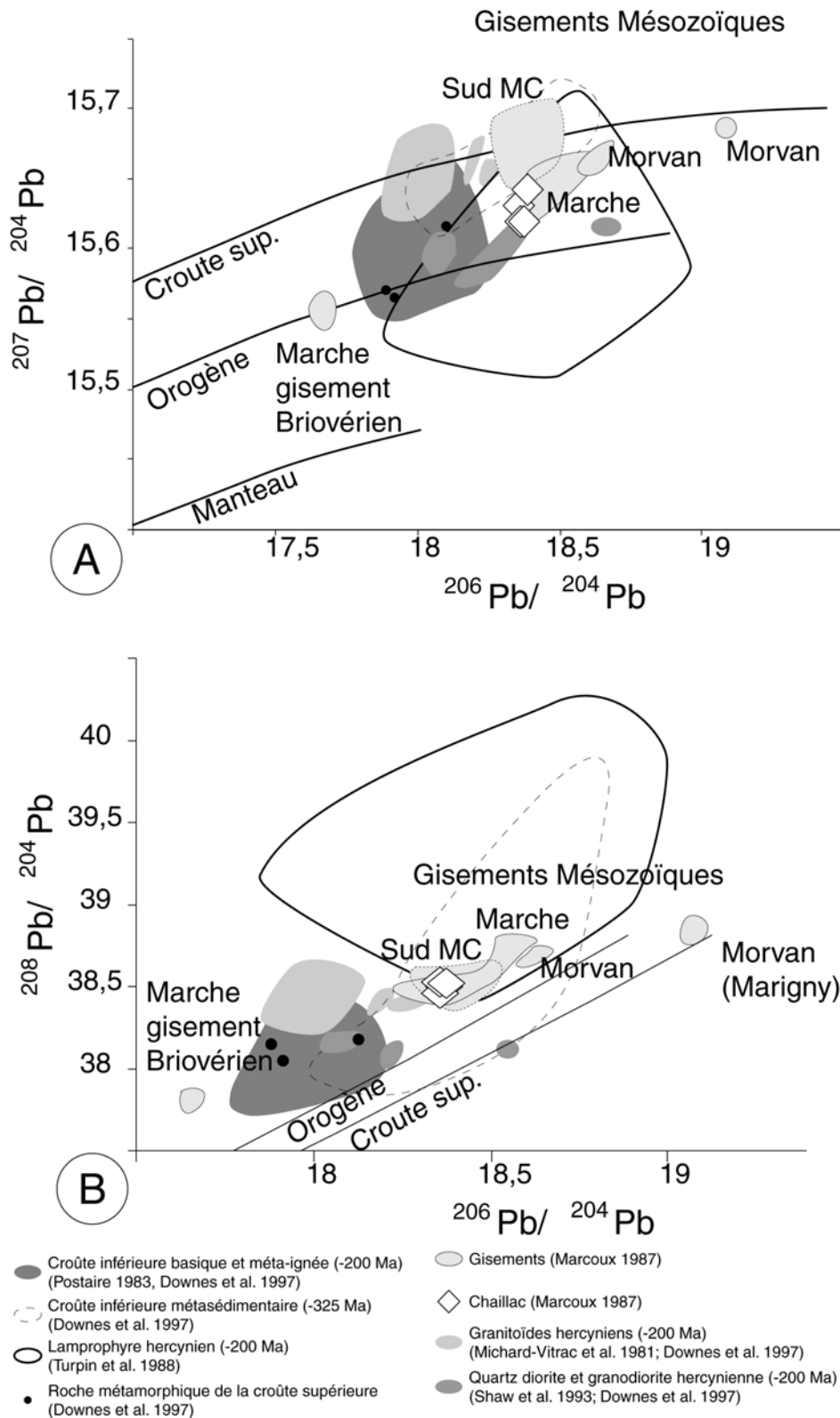


Figure 114 : Compositions isotopiques du plomb des gîtes stratiformes, des filons « permoliasiques », des gîtes métamorphiques dans des séries encaissantes, des granites et des kersantites (recalculées à -200Ma) du Massif central. (A) diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et (B) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

A l'échelle du Massif Central les compositions isotopiques du plomb se regroupent en fonction des âges des gisements et des districts (Fig. 114). Nous avons distingué trois grands districts :

1. Le Sud du Massif Central avec les gisements du Burc, de St Salvy, de Peyrebrune et des Malines
2. Le Morvan représenté par les gisements d'Argentole, de St Prix et de Marigny sur Yonne.
3. La Marche avec tout d'abord le gîte Briovérien de Montmarçon et ensuite les gisements « permo-liasiques » de Rancon, Montmarçon, le Pérault, Chaillac. A cet ensemble, on a ajouté la minéralisation des Farges.

Dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les minéralisations permo-liasiques sont situées entre le plomb orogénique et le plomb de croûte supérieure (Fig. 114A). La différence de composition entre le plomb du gisement briovérien de Montmarçon dans la Marche montre qu'il ne peut s'agir de remobilisation secondaire d'anciens gisements métamorphiques. Sur cette ligne d'évolution intermédiaire, l'essentiel de ces minéralisations sont comprises entre la composition des granites (et ou de la croûte inférieure metabasique) et la composition des métasédiments de la croûte inférieure. Le diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ montre une répartition des compositions isotopiques du plomb semblable (Fig. 114B). Seul le gîte de Marigny sur Yonne (Morvan) se singularise par un âge modèle futur et un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très fort. Cet écart montre que la source liée à cet événement n'est pas uniforme et les fluides ont pu lessiver préférentiellement certains minéraux riches en U ayant produit un plomb radiogénique. Ceci confirme donc que l'événement liasique a pu remobiliser une partie de l'uranium déjà préconcentré au Permien comme cela a été suggéré par Lancelot et al. (1995).

Les interprétations des données du plomb du stade Fj-Ba de Chaillac sont transposables au plomb des filons permo-triasiques, avec une genèse profonde et des interactions avec les croûtes superficielles donnant une composition intermédiaire. Cependant cette transposition reste délicate puisque l'influence d'un lessivage préférentiel du plomb radiogénique est aussi possible comme l'illustre le cas du gîte de Marigny sur Yonne.

2.2.3 Composition des fluides des minéralisations « permo-liasiques »

Les données sur les fluides sont inexistantes sur les filons de type E du Massif Central. Les données les plus nombreuses sont celles du Sud du Massif dans les gisements du Tarn, du Rouergue et des Grands Causses (Bruce 2000). Les fluides ont des compositions relativement dispersées (Fig. 112) avec :

1. Une composition d'eau météorique pour les BTH de St Salvy et du Burc. Cependant les données de Bruce sur la paragenèse Qz1 (=BTH) du Tarn montrent une plus grande dispersion.
2. Une composition d'eau organique pour le stade à sphalérite de St Salvy. Ce domaine a été défini par Sheppard et Charef (1986) et correspond à la composition isotopique d'eau qui dérive de la transformation de matière organique.
3. Une composition moyenne centrée sur les fluides métamorphiques pour l'ensemble des paragenèses Qz2 et Qz1a du sud du Massif Central. Le nuage formé par ces données est centré sur les eaux de métamorphisme.

Bien que l'interprétation de ces données soit complexe, elle montre une composition de fluide profond (signant une origine profonde ou un rééquilibrage en profondeur) et des interactions avec des eaux de surfaces de type météoriques ou eaux organiques.

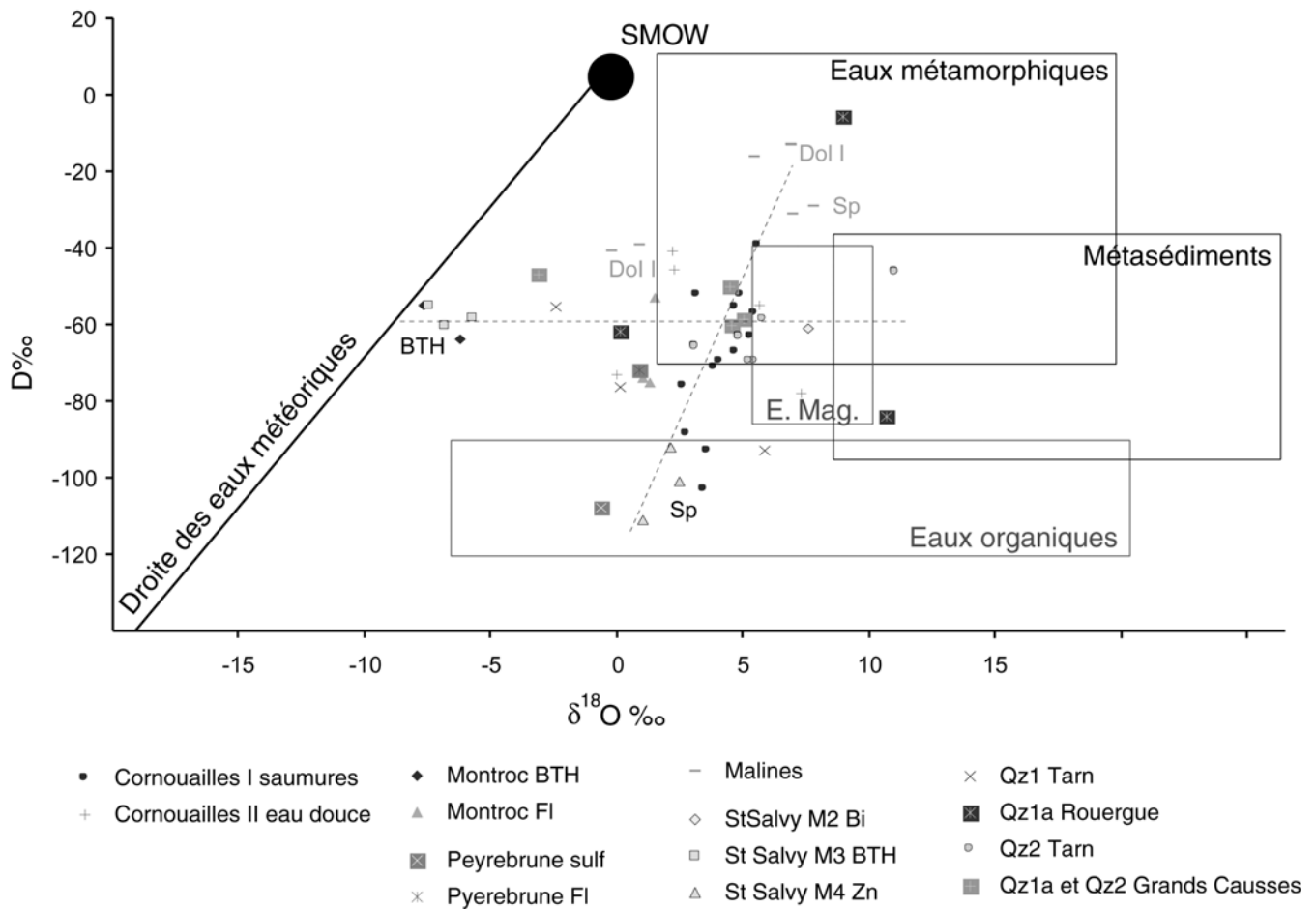


Figure 115: Diagramme D vs. $\delta^{18}\text{O}$ des fluides hydrothermaux des minéralisations « permoliasiques ». BTH brèche tectonique hyper silicifiée, Sp domaine des minéralisations à sphalérite, Dol dolomie, E. Mag. Eaux magmatiques. Ces données sont issues de la bibliographie : Cornouailles : Gleeson et al. (1999), Les Malines : Charef et Sheppard (1988), St Salvy : Munoz et al. (1994), Peyrebrune : Munoz et al. (1997) et Bruce (2000) pour les formations Qz du Tarn, du Rouergue et des Grands Causses.

3 Genèse de l'événement liasique

Les gisements à paragenèses Fv-v et Fj-Ba sont situés principalement au Nord du Massif Central. L'extension de ces minéralisations suggère un événement hydrothermal global synchrone du prérifting téthysien et de la subsidence du bassin de Paris.

Diverses interprétations ont été proposées, les mieux argumentées étant celles basées sur des modèles hydrothermaux (Cf. II.2). Pour les filons liasiques du Nord du Massif Central, deux paragenèses types se succèdent : la première à fluorine verte et violette (Fv-v) associée à des fluides chauds peu salés et la seconde à fluorine jaune et barytine (Fj-Ba) liée à des saumures plus froides. Dans les gisements stratiformes, la minéralogie et les inclusions fluides rappellent les formations Fj-Ba décrites dans les filons.

L'application des lois métallogéniques définies par Routhier (1983) permet de proposer un âge hydrothermal liasique avec des expressions hydrothermales différentes (U, Pb Zn, et F, Ba, Fe) suivant la fertilité du domaine. Cette description basée sur la bibliographie tend à éloigner les formations de type Ba F (Fe), du modèle MVT et à le rapprocher d'un type

gisement sous discordance socle couverture, ou un type Broken Hill d'âge Mésozoïque. En ce sens l'événement Permien est relativement similaire, puisqu'il s'exprime au niveau d'extensions crustales lors de l'ouverture de bassins sédimentaires continentaux. Les mécanismes ont pu être relativement semblables et une grande similitude existe entre les phases autunienne et liasique.

Les hypothèses sur la genèse de l'hydrothermalisme liasique sont nombreuses. L'activité magmatique à grande échelle étant réduite, les précédents auteurs ont proposé deux types de processus :

1. Des convections à grandes échelles ont été évoquées, dans ce modèle les bassins seraient des zones puits dans lesquels les fluides seraient entraînés dans des réseaux de failles, (von Gehlen 1987). Ces fluides, en lessivant le socle, seraient expulsés au niveau des failles normales bordant les bassins. Ce modèle est en contradiction avec les données de Clauer et al. (1995). Ces auteurs ont montré que les failles de bassin sont associées à des argiles formées à hautes températures (150-220°C) par des fluides liasiques. Si le modèle de convection reste envisageable, il ne faut pas considérer les bassins sédimentaires comme de simples zones de puits mais aussi comme des zones d'émergence.
2. Un amincissement de la croûte provoquant la remontée des isothermes (Bonhomme 1982). Cependant les différents profils sismiques placent le MOHO actuel à 35 km montrant que la croûte a un profil d'équilibre normal (Pham et al. 2000 et Bitri et al. 1999). L'amincissement crustal est donc resté faible au niveau du Massif Central et du bassin de Paris, et si la croûte avait été amincie au Lias, alors elle aurait été épaissie depuis par un processus qui reste à démontrer. Cependant un métamorphisme de la croûte inférieure sans amincissement crustal reste possible. Dans ce dernier cas, les granulites ne fournissant pas de fluides aqueux, les roches susceptibles de fournir ces fluides seraient les méta basaltes mis en place au niveau de la croûte inférieure par « underplating » (Downes 1993).

Au vu des compositions isotopiques du Sr et du Nd de Chaillac une troisième alternative pourrait être une métasomatose mantellique. Ces questions de genèse des fluides représente le défi à relever pour comprendre la genèse des minéralisations « Permo-liasiques ».

Bibliographie

- Ahmadzadeh H. et Petitpierre E., 1984. Age briovérien supérieur par la méthode au plomb sur galène d'un niveau à gneiss à amphibole de la série métamorphique du plateau d'Aigurande (unité de Fougères, Massif Central français). C. R. Acad. Sci. Paris, Série II, 11, 491-494.
- Alibert C., 1985. A Sr-Nd isotope and REE study of late Triassic dolerites from the Pyrennes (France° and the Messajan Dyke (Spain and Portugal). E P S L, 73, 81-90.
- Allen J-R-L., 1984. Sedimentary Structures their character and physical basis. Unabridged one-volume edition. Elsevier ed, 1-52.
- van Alstine R-E., 1976. Continental Rifts and lineaments Associated with Major Fluorspar Districts. Economic Geology, 71, 6, 977-987.
- Aubert G., 1963. Note sur l'origine du gîte de fer, barytine, fluorine du Rossignol près de Chaillac (Indre). Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. Mem. BRGM, 15, 705-706.
- Barbanson L. et Geldron A., 1983. Distribution du germanium, de l'argent et du cadmium entre les schistes et les minéralisations stratiformes et filoniennes à blende-sidérite de la région de Saint Salvy (Tarn). Chron. Rech. Min. 470, 33-42.
- Barnes H-L., 1997. Geochemistry of hydrothermal ore deposits (third edition). Hubert Lloyd Barnes Ed, 125-191.
- Bau M. et Dulsky P., 1995. Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviors in fluorine-rich hydrothermal fluids. Contribution to Mineralogy and Petrology, 119, 213-223.
- Baubron J-C., Jébrak M., Joannès C., Lhégu J., Touray J-C., Ziserman A., 1980. Nouvelles datation K/Ar sur des filons à quartz et fluorine du Massif central français. C. R. Acad. Sci. Paris, D, 290, 951-953.
- Beaudoin G., 2000. Acicular shalerite enriched in Ag, Sb, and Cu Embedded within color-banded sphalerite from the Kokanee range, British Columbia, Canada. The Canadian Mineralogist, 38, 1387-1398.
- Bellon H., Chauris L., Fabre A., Hallegouet B., Thonon P., 1985. Age du magmatisme fissural tardi-Hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). C. R. Acad. Sci. Paris, II, 5, 301, 297-302.
- Bérubé D. et Jébrak M., 1999. High precision boundary fractal analysis for shape characterisation. Computer and Geosciences, 25, 1780-1802.
- Bitri A., Truffert C., Bellot J-P., Bouchot V., Ledru P., Milési J-P., Roig J-Y., 1999. Imagerie des paléochamps hydrothermaux As-Au-Sb d'échelle crustale et des pièges associés dans la chaîne varisque : sismique réflexion verticale (GéoFrance 3D : Massif Central français). C. R. Acad. Sci. Paris, 329, 771-777.
- Blès J-L., Bonijoly D., Gros Y., 1982. Apport de l'analyse structurale à la connaissance des gîtes filoniens. Bull., BRGM (2), n°4, p 427-436.
- Blès J-L., Bonijoly D., Castaing C., Gros Y., 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. Tectonophysics, 1969, 79-111.
- Blouin J-P. et Pelaton C., 1967. Prospection et étude géologique de la bordure sédimentaire du Nord-Ouest du Massif Central, Résultat d'ensemble, BRGM, Division Massif Central, Mission Marche – Bourbonnais, Rapport DRMM 67 A-10.
- Bodnar R-J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta 57, 683-684.
- Bodnar R-J. and Bethke P-M., 1984. Systematics of Stretching of fluid Inclusions I : Fluorite and Sphalerite at 1 Atmosphere Confining Pressure. Economic Geology, 79, 141-161.
- Bogdanoff S., Cohen-Julien M., Böessé J-M., Cirodde J-L., Dambrinne P., Freytet P., Sy D., Lerouge G., Constans J., 1989. Notice explicative de la feuille Saint-Sulpice-Les-Feuilles à 1:50000. BRGM Ed, 35p.
- Boirat J-M., Lhégu J., Touray J-C., Soulé de Lafont D., 1980. Nouvelles observations sur le gisement stratiforme de fluorine et barytine de Courcelle-Frémoy (Morvan, France). C. R. Acad. Sci. Paris, D, 291, 5-8.
- Bonhomme M-G., 1982. Age triasique et jurassique des argiles associées aux minéralisations filoniennes et de phénomènes diagénétiques tardifs en Europe de l'Ouest. Contexte géodynamique et implications génétiques. C. R. Acad. Sci. Paris, II, 294, 521-524.

- Bouchot V., Milési J-P., Lescuyer J-L., Ledru P., 1997. Les minéralisations aurifères de la France dans leur cadre géologique autour de 300 Ma. *Chronique de la recherche minière* 528, 13-62.
- Bouladon J. et de Graciansky P-C., 1985. Les minéralisations de couverture (Plomb, zinc, cuivre barytine, fluorine,...) du Trias au pliocène, en France. *Chronique de la recherche minière*, 480, 17-33.
- Bourquin S., Rigollet C., Bourges P., 1998. High-resolution sequence stratigraphy of an alluvial fan-delta environment: stratigraphic and geodynamic implications - An example from the Keuper Chaunoy Sandstones, Paris Basin. *Sedimentary Geology* 121, 207-237.
- Bril H., 1982. Nouvelles données thermométriques sur les inclusions fluides dans la fluorine du district de Langeac (Haute-Loire) et place de ces minéralisations dans la métallogénie régionale. *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 294, 107-110.
- Bril H. et Beaufort D., 1989. Hydrothermal alteration and fluids circulation related to W, Au and Sb vein mineralizations, Haut Allier, Massif Central, France. *Economic Geology* 34, 8, 2237-2251.
- Bruce S., 2000. The genesis of Mineralising Brines in the south West Massif Central, France. Phd University of Leeds, school of earth sciences, 204p.
- Bryant R-G., Sellwood B-W., Millington A-C., Drake N-A., 1994. Marine-like potash evaporite on a continental playa: case study from Chott el Djerid, southern Tunisia. *Sedimentary Geology*, 90, 269-291.
- Bühn B., Rankin A-H., Schneider J., Dulski, 2002. The nature of orthomagmatic, carbonatitic fluids precipitating REE, Sr – rich fluorite: fluid-inclusion evidence from the Okorusu fluorite deposit, Namibia. *Chemical Geology* 186, 75-98.
- Canals A., Cardellach E., Moritz R., Soler A., 1999. The influence of enclosing rock on barite deposits, eastern Pyrenees, Sapin: Fluid inclusion and isotope (Sr, S, O, C). *Mineralium Deposita*, 34, 2, 199-210.
- Cassard D., Chabod J-C., Marcoux E., Bourguin B., Castaing C., Gros Y., Kosakevitch A., Moisy M., Viallefond L., 1994. Mise en place et origine des minéralisations du gisement filonien à Zn, Ge, Ag, (Pb, Cd) de Noailhac – Saint-Salvy (Tarn France). *Chronique de la recherche minière*, 514, 3-37.
- Cailleux A., 1947. Distinction des galets marins et fluviaux. *Bull. Soc. Géol. France*, 5, XV, 375-404.
- Cayeux L., 1922. Etudes des gîtes minéraux de la France. Les minerais de fer oolithique de France, fascicule II Minerais de fer Secondaires, Paris, imprimerie Nationale, 5-64, 1050p.
- Carrignan J., Gariépy C., Hillaire-Marcelle C., 1997. Hydrothermal fluids during Mesozoic reactivation of the St. Lawrence rift system, Canada: C, O, Sr and Pb isotopic characterization. *Chemical Geology*, 137, 1-21.
- Cazes M., Torrelles G., Bois C., Damotte B., Galdeano A., Hirn A., Mascle A., Matte P., Pham V-N., Raoult J-F., 1985. Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil ECORS, *Bull. Soc. Géol. France* I, 6, 925-941.
- César J., 52 av. JC. La guerre des gaules. Traduction Maurice Rat (1964) eds Garnier Flammarion Paris, 250p.
- Charef A., Sheppard S-M-F., 1988. The Malines Cambrian carbonate-shale-hosted Pb-Zn deposit, France: Thermometric and Isotopic (H, O) evidence for pulsating hydrothermal mineralization. *Mineralium Deposita*, 23, n°2, 86-95.
- Châteauneuf J-J. et Lefavrais-Raymond A., 1974. Stratigraphie et palynologie de l'Hettangien inférieur de la bordure sud ouest du Massif Central : région de Brive la Gaillarde (Corrèze). *Bulletin du BRGM* (2), I, 1, 37-41.
- Châteauneuf J-J., 1980. Etude de la microflore dans le gisement barytique de Chaillac, *Mém. BRGM* 104, 375-376.
- Clauer N., O'Neil J-R., Furlan S., 1995. Clay minerals as records of temperature conditions and duration of thermal anomalies in the Paris basin, France. *Clay minerals*, 30, 1-13.
- Clauer N., Zwingmann H., Chaudhuri S., 1996. Isotopic (K-Ar and Oxygen) constraints on the extent and importance of the Liassic hydrothermal activity in western Europe. *Clay Minerals* 31, 301-328.
- Clauer N., Weber F., Gauthier-Lafaye F., Toulkeridis T., Sizun J-P., 1997. Mineralogical, geochemical (REE), and (K-Ar, Rb-Sr, $\delta^{18}\text{O}$) evolution of the clay minerals from faulted, carbonated-rich, passive paleomargin of southeastern Massif Central, France. *Journal of Sedimentary Research*, 67, 5, 923-934.
- Cohen-Julien M., Quenardel J-M., Lerouge G., Lorenz J., Macaire J.6J., Freydet P., Maget P., Debrand-Passard S., 1998. Notice explicative de la feuille Argenton-sur-Creuse à 1/50 000., B. R.G. M. Ed., 167p.
- Collinson J-D. et Lewin J., 1983. Modern and ancient fluvial systems. Eds Collinson J-D. and J. Lewin, 575p.

- Cuney M., 1995. Thermochronologie des granitoïdes et des minéralisations uranifères de la Marche occidentale. Rapport interne CREGU, Vandoeuvre les Nancy.
- Cunningham C-G., Rasmussen J-D., Steven T-A., Rye R-O., Rowley P-D., Romberger S-B., Selverstone J., 1998. Hydrothermal uranium deposits containing molybdenum and fluorite in the Marysvale volcanic field, west-central Utha. *Mineralium Deposita*, 33, 5, 477-494.
- Curnelle R. et Cabanis R., 1989. Relationship between the « Triassic » magmatism and the lowermost Lias volcanism from Pyrenees and Aquitaine – Importance of the geochemistry of the trace elements and its chronological and geodynamic implications. *Bull. Centres Rech. Explor. – Prod. Elf-Aquitaine* 13, 347-376.
- Davaine J-J., 1980. Les croûtes silico-fluorées mésozoïques du Bazois description et modèle d'évolution. *Mém. BRGM* 104, 211-241.
- Deloule E. et Bourrat X., 1982. Histoire des fluides d'après l'étude des inclusions dans les filon de fluorine du Tarn (France). *Bull. BRGM* II, 4, 347-352.
- Deloule E., 1982. The Genesis of Fluorspar Hydrothermal Deposits at Montroc and Le Burc, the Tarn, as Deduced from Fluid Inclusion Analysis. *Economic Geology*, 77, 1867-1874.
- Derré C., and Touray J-C., 1971. Les derniers stades de la cristallisation du filon à fluorite et barytine de Chavaniac (Haute-Loire, France) d'après des études d'inclusions fluides et solides. *Mineralium Deposita*, 6, 292-301.
- Deurbergue A., 1985. Transformation Post-sédimentaires sur la bordure Nord du Massif Central. Thèse de 3^e cycle. Université d'Orléans, document du BRGM 88, 170p.
- Deurbergue A. et Lemièrre B., 1985. Les formations ferrugineuses du bassin de Chaillac (Indre) : caractérisation géochimique et pétrographique. Contexte paléogéographique. *Géologie de la France*, 2, 227-237.
- Dieudonné-Glad N., 1993a. Minerai de fer disponible et minerai de fer exploité. Exemple de choix à l'époque romaine chez les Bituriges Cubi. *Archéologie et Archéométrie, la sidérurgie ancienne de la France dans son contexte européen*, colloque de Besançon, 10-13 Novembre, 323-329.
- Dieudonné-Glad N., 1993b. Exploitation minière et forestière : artisanat du fer et nature dans l'antiquité chez les Bituriges. L'homme et la nature au moyen âge. Paléoenvironnement des sociétés occidentales. Actes du V^e congrès international d'archéologie médiévale tenu à Grenoble (France), 6-9 octobre (société d'archéologie médiévale), Eds Errance, 222-227.
- Dieudonné-Glad N., 2000. L'atelier sidérurgique Gallo-Romain du Latté à Oulches (Indre). *Gallia*, 57, 63-75.
- Disnard J-R., 1996. A comparison of mineralization histories for two MVT deposits, Trèves and les Malines (Causses basin, France), based on the geochemistry of associated organic matter. *Ore Geology Reviews*, 11, 133-156.
- Doe B-R. et Zartman R-E., 1979. Plumbotectonics. In: Barnes, H. L. (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley, 22-70.
- Domenico P-A. et Schwartz F-W., 1990. *Physical and Chemical hydrogeology*. John Wiley and Sons ed., Chap. 9, 317-357.
- Douville E., Bienvenu P., Charlou J-L., Donval J-P., Fouquet Y., Appriou P. et Gamo T., 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochemica Acta*, 63, 5, 627-643.
- Downes H. et Leyreloup A., 1986. Granulitic xenoliths from the French Massif Central – Petrology, Sr and Nd isotopic systematics and model age estimates. In: Dawson J-B., Carswell D-A., Hall J. and Wedepohl K-H. eds, *The nature of the lower continental crust*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 24, 319-330.
- Downes H., Dupuy C., Leyreloup A-F., 1990. Crustal evolution of the Hercynian belt of Western Europe: Evidence from lower-crustal granulitic xenoliths (French Massif Central). *Chemical Geology*, 83, 209-231.
- Downes H., Kempton P-D., Briot D., Harmon R-S., Leyreloup A-F., 1991. Pb and O isotope systematics in granulite facies xenoliths, French Massif Central: implications for crustal processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 342-357.
- Downes H., 1993. The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths. *Physics of the earth and planetary interiors*, 79, 195-218.
- Downes H., Shaw A., Williamson B.J., Thirlwall M-F., 1997. Sr, Nd and Pb isotopic evidence for the lower crustal origin of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France. *Chemical Geology*, 136, 99-122.
- Dubois H., 1994. Compte rendu de la campagne de prospection, Février-Avril 1994, Bassin de Chaillac, Le Riadoux, Les Espinassières. *Archives Barytine de Chaillac*.

- Dumas E., Faure M., Pons J., 1990. L'architecture des plutons leucogranitiques du plateau d'Aigurande et l'amincissement crustal tardi varisque. C. R. Acad. Sci. Paris, Série II, 310, 1533-1539.
- Dunlop D-J., Özdemir Ö., 1997. Iron oxyhydroxides, in : Rock Magnetisme fundamentals and frontiers. Cambridge University press, 74-76.
- En Naciri 1995. Contribution à l'étude du district à Co, As, (Ni, Au, Ag) de Bou Azzer, Anti-Atlas (Maroc). Données minéralogiques et géochimiques ; études des inclusions fluides. Thèse de troisième cycle Université d'Orléans, 238p.
- Emberger A., 1984. La carte métallogénique de l'Europe et des pays limitrophes à 1/2 500 000 un bilan des années 1960-1983. Chronique de la recherche minière, 475, 51-56.
- Eugster H-P., 1980. Geochemistry of evaporitic lacustrine deposits. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 8, 35-63.
- Everett L-S. and Helgeson H. 1988. Calculation of the thermodynamic and transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures: Correlation algorithms for ionic species and equation of state predictions to 5kb and 1000°C. Cosmo Chimica Acta, 52, 2009-2036.
- Fanlo I., Touray J-C., Subias I., Fernandez-Nieto C., 1998. Geochemical patterns of a sheared fluorite vein, Parzan, Spanish Central Pyrennees. Mineralium Deposita 33, 6, 620-632.
- Faure G., et Hurley P-M., 1963. The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts: application to the origin of igneous rocks. J. Petrol., 4, 1, 31-50.
- Faure M., 1989. L'amincissement crustal dans la chaîne varisque à partir de la déformation ductile des leucogranites du Limousin. C. R. Acad. Sci. Paris, 309, II, 1839-1845.
- Faure M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. Tectonics, 14, 1, 132-153.
- Ferrand A., Iglesias J-G., Touray J-C., 1977. Sur les indices de fluorine en rapport avec le gîte de Villabona (Asturies, Espagne). C. R. Acad. Sci. Paris, 284, 2195-2197.
- Ferrand A. et Thibiéroz J., 1978. Les gîtes de fluorine de l'ouest de la province asturienne (Arlos, La Moscona, Cas del Cura, Villabona, Cucona, Ural) résultent d'une même succession de circulations paléohydrogéologiques au sein d'un horizon calcaire triasique. Bull. BRGM II, 4, 335-355.
- Ferrand A., Grappin G., Iglesias J-G., Touray J-C., 1978. Nouvelles données sur le gîte de fluorine de Villabona (Asturies-Espagne) et ses conditions de genèse. Bull. BRGM II, 4, 367-369.
- Feys R., 1989. Synthèse géologique des bassins permien français. Mem BRGM, 128, 17-22.
- Fleet M-E., Mac Lean P-J., Barbier J., 1989, Oscillatory zoned As-bearing pyrite from strata bound and stratiform gold deposits: An indicator of ore fluid evolution. In: Keays, R.R., Ramsay, W, R, H., Groves, D.I. (Eds), The Geology of Gold Deposits: The perspective in 1988, 6, 356-362.
- Franzke H-J. et Lüders V., 1993. Formation of hydrothermal fluorite deposits in the southern Black Forest (S. W. Germany). PartI: Structural Control. Current Research in Geology Applied to Ore Deposits. Biennial SGA meeting Granada 9-11 september 1993; Departamento de Mineralogia y Petrologia, universidad de Granada, Spain. P 719-722.
- Galinier C., 1988. Dissolution et précipitation des solutions solides (Ba, Sr) SO₄ en solution aqueuse. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 139p.
- Garven G., Appold M-S., Toptygina V-I., Hazlett T-J., 1999. Hydrogeologic modelling of the genesis of carbonate-hosted lead zinc ores. Hydrogeology Journal 7, 108-126.
- von Gehlen K., 1987. Formation of Pb-Zn-F-Ba mineralizations in SW Germany: a status report. Fortschr. Miner. 65-1, 87-113.
- Gleeson S-A., Wilkinson J-J., Boyce A-J., Fallick A-E. Stuart F-M., 1999. On the occurrence and wider implications of anomalously low δD fluids in quartz veins, South Cornwall, England. Chemical Geology 160, 161-173.
- Gleeson S-A., Wilkinson J-J., Shaw H-F., Herrington R-J., 2000. Post-magmatic hydrothermal circulation and the origin of base metal mineralization, Cornwall, UK. Journal of the Geological Society, London, 157, 589-600.
- Gonzales L. A., Carpenter S. J., Lohmann K. C., 1992. Inorganic calcite morphology: Roles of fluid chemistry and fluid flow. Journal of Sedimentary Petrology, 62, 3, p 382-399.
- Grappin C. Treuil M. Yaman S. and Touray J-C., 1979. Le spectre des terres rares de la fluorine en tant que marqueur des propriétés du milieu de dépôt et des interactions entre solutions minéralisantes et roches sources. Exemple pris dans le district de la Marche occidentale - Mineral. Deposita 14, 297- 309.

- Grandprat M., 1989. The Bernardan Deposit (Marche Occidentale – France). Rapport interne Total Compagnie Minière France.
- Grégoire V., Darroze J., Gaillot P., Nedelec A., Launeau P., 1998. Magnetite grain shape and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional case study.
- Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart G., FriedenberG R., Garcia J-P., Gaulier J-M., Gaumet F., Grosdoy B., Hanot F., le Strat P., Mettraux M., Nalpas T., Prijac C., Rigollet C., Serrano O. et Grandjean G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints, *Geodinamica Acta* 133, 4, 189-246.
- Habicht K-S. et Canfield D-E., 1997. Sulfur isotope fractionation during bacterial sulfate reduction in organic-rich sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 24, 5351-5361.
- Halliday A-N. et Mitchell J-G., 1984. K-Ar ages of clay-size concentrates from the mineralisation of the Pedroches Batholith, Spain, and evidence for Mesozoic hydrothermal activity associated with the break up of Pangea. *Earth and Planetary Science Letters*, 68, 229-239.
- Halliday A-N., Shepherd, T-J., Dickin A-P., Chesley, J-T., 1990. Sm-Nd evidence for the age and origin of a Mississippi Valley ore deposit. *Nature*, 344, p 54-56.
- Hanson G-N., 1989, An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. *Reviews in mineralogy, Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, Mineralogical Society of America, Paul H; Ribbe Ed, 21, p 79-97.
- Hill G-T., Campbell A-R., Kyle P-R., 2000. Geochemistry of southern New Mexico fluorite occurrences implications for precious metals exploration in fluorite-bearing systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 68, 1-20.
- Hjülstrom F., 1939. Transportation of detritus by moving water. Recent marine sediments. A Symposium, 5-31, P-D. Trask ed.
- Huerta J-J., 1996. Las mineralizaciones de baritina de Talayuelas Cuenca (Cordillera Ibérica). *Cuerdenos de Geología Ibérica*, nº20, 85-107.
- Hrouda F., 1982. Magnetic Anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* 5, p 37-82.
- Jaffrey A-H., Flynn K-F., Glendenin L-E., Benthley W-C., Essling A-M., 1971. Precision measurement of the half-lives and specific activities of U235 and U238. *Phys. Rev. C* 4, 1889-1907.
- Jaillard L., Touray J-C. Badra L., 1989. Les variations verticales de la teneur en Sr des barytines filoniennes du Haut-Atlas occidental, Maroc. Implantations pour la propection de barytine de qualité chimique. *C. R. Acad. Sci. Paris* 309, II, 1007-1012.
- Jébrak M., 1983. Un hydrothermalisme permien supérieur à fluorine-barytine sur les marges du fossé bourguignon. *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, 297, 519-524.
- Jébrak M., 1984. Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque Français et Marocain. Essai de caractérisation structurale et géochimique des filons en extension et en décrochement. Thèse de doctorat ès Sciences, Université d'Orléans. Doc. BRGM n°99, 510p.
- Jébrak M., 1989. Le thermalisme au permien. Chateaufeuf J-J, Farjanel G Synthèse géologique des bassins permien français. BRGM, 128, 265-270.
- Jébrak M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits : A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, 12, 111-134.
- Jelinek 1981. Characterization of the magnetic fabric of the rocks. *Tectonophysics*, 79, 63-67.
- Jones B., Renaut R-W., 1998. Origin of platy calcite crystals in hot-spring deposit in the Kenya rift valley. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 5, 913-927.
- Joannes C., 1981. Le district filonien de Beaujeu (Rhône). Thèse de troisième cycle, Univ. Orléans, 183p.
- Joseph D., 1974. Etude géologique et minéralogique des gisements de fluorine de Voltenne et de Maine (Saône et Loire, France). Thèse de troisième cycle, Univ. Orléans, 100p.
- Joseph D., Bellon H., Derré C., Touray J-C., 1973. Fluorite veins dated in the 200 million year range at La Petite Verrière and Chavagnac, France. *Economic Geology*, 68, 707-708.

- Kappler P., Zeeh S., 2000. Relationship between fluid flow and faulting in the Alpine realm (Austria, Germany, Italy). *Sedimentary geology*, 131, 147-162.
- Keith T-E-C. and L-J-P. Muffler, 1978. Minerals produced during cooling and hydrothermal alteration of ash flow tuff from Yellowstone drill hole Y-5. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3, 373-402.
- Kessler S-E., Stoiber R-E., Billings G-K., 1972. Direction of flow mineralizing solutions at Pine Point, N. W. T.. *Economic Geology*, 67, 19-24.
- Keto L-S. et Jacobsen S-B. 1988. Nd isotopic variations of Phanerozoic paleoceans. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 395-410.
- Koepnick R-B., Denison R-E., Burke W-H., Hetherington E-A., Dahl D-A., 1990. Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 80, 327-349.
- Lancelot J., Briquieu L., Respaut J-P. et Clauer N., 1995. Géochimie isotopique des systèmes U-Pb/Pb-Pb et évolution polyphasée des gîtes d'uranium du Lodévois et du sud du Massif central. *Chronique de la recherche minière*, 521, 3-18.
- Launeau P. et Robin P-Y-F., 1996. Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics* 267, 91-119.
- Launeau P. et Cruden A-R., 1998. Magmatic fabric mechanisms in a syenite: results of a combined anisotropy of magmatic susceptibility and image analysis study" *J.G.R. Solid Earth*, 103, 5067-5089.
- Leach D-L. et Sangster D-F., 1993. Mississippi Valley – type Lead-Zinc Deposits. In Kirkham, R.V., Sinclair, W-D., Thorpe, R-I. et Duke, J-M., eds, *Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40*, 289-314.
- Leach D-L., 1980. Nature of Mineralizing fluids in the Barite Deposits of Central and Southeast Missouri. *Economic Geology*, 75, 1168-1180.
- Leach D-L., Bradley D., Lewchuk M-T, Symons D-T-A, de Marsily G., Brannon J., 2001. Missipy Valley-type lead-Zinc deposits through geological time: implications from recent age dating reseach. *Mineralium Deposita*, 36, 711-740.
- Lebedev, 1967. *Metacolloid in Endogenic Deposits*. Plenum Press N. Y. ed, chap. 4, 51-66.
- Le Carlier et al., 1999. <http://www.crgp.cnrs-nancy.fr/MODEL3D/limousin.html>
- Le Goff M., 1990. Lissage et limites d'incertitudes des courbes de migration polaire : pondération, des données et extension bivariate de la statistique Fischer. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311 II, 431-437.
- Mc Lennan S-M., 1989. Rare earth in sedimentary rocks : influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, Mineralogical society of america, Reviews in Mineralogy P-H. Ribbe ed., 21, 169-196.
- Leroy J. et Sonet J., 1976. Contribution à l'étude géochronologique des filons de lamprophyres du granite à 2 micas de Saint-Sylvestre (Limousin, Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, série II, 1477-1480.
- Leroy J., 1984. Episyénitisation dans le gisement d'uranium du Bernardan (Marche) : comparaison avec les gisements similaires du Nord –Ouest du Massif Central Français. *Mineralium Deposita*, 19, 26-35.
- Lescuyer J-L., Leistel J-M., Marcoux E., Thiéblemont D., 1998. Late Devonian-early Carboniferous peaks sulphide mineralization in the western Hercynides. *Mineralium Deposita* 33, 1-2, 208-220
- Lester H., Gallagher J-S, Kell G-S., 1984. *NBS/NCR Steam Tables*. Hemisphere Publishing Corporation, New York, 320p.
- Lhégu J., Touray, J-C., 1980. Les gisements français filoniens et stratiformes de fluorine et barytine. 26th Inst. Geol. Congr., Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine; Mem. 3, 277-334.
- Lhégu J., Jébrak M., Touray J-C., Ziserman A., 1982. Les filons de fluorine et de barytine du Massif Central français. *Bull. BRGM (2)*, II, 2, 161-177.
- Longinelli A., Iacumin P., Ramigni M., 2002. $\delta^{18}\text{O}$ of carbonate and phosphate from belemnite guards : implications for the isotopic record of old fossils and the isotopic composition of ancient seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, Article in press.
- Lüders V. et Franzke H-J., 1993. Formation of hydrothermal fluorite deposits in the southern Black Forest (S. W. Germany). PartII: Geochemical Features. *Current Research in Geology Applied to Ore Deposits*. Biennial SGA meeting Granada 9-11 september 1993; Departamento de Mineralogia y Petrologia, universidad de Granada, Spain. 739-740.

- Lüders V., Möller P., Dulsky P., 1993. REE Fractionation in Carbonates and Fluorites. Monograph series on Mineral deposit Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 30, 133-150.
- Lugmair G-W. et Marti K., 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. Earth and Planetary Science Letter 39, 349-357.
- Marcoux E. et Bril H., 1986. Héritage et sources d'après la géochimie isotopique du plomb. Mineralium Deposita, 21, 1, 35-43.
- Marcoux E., 1987. Isotopes du plomb et paragenèses métalliques, traceurs de l'histoire des gîtes minéraux. Doc BRGM 117, 290p.
- Marcoux E. et Jébrak M., 1987. Approche géochimique de l'origine et de la durée des dépôts hydrothermaux dans le district d'Ussel (Massif Central français). C. R. Acad. Sci. Paris, 305, II, 377-381.
- Marcoux E., Pélisson P., Baudron J-C, Lhégu J., Touray J-C., 1990. Ages des formations filoniennes à fluorine-barytine-quartz du district de Paulhaguet (Haute-Loire, Massif central français). C. R. Acad. Sci. Paris, II, 311, 829-835.
- Marcoux E., Cassard D., Chabod J-C., 1993a. Source hercynienne du gisement Zn (Ge) de Saint-Salvy (Tarn, France). C. R. Acad. Sci. Paris, II, 316, 1091-1098.
- Marcoux E., 1995. Gold and volcanoes: epithermal gold deposits, a review. C. R. Acad. Sci. Paris, II a, 321, 723-735.
- Marcoux J., Aymond B., Ricou L-E., Gaetani G., Krystyn L., Bellion Y., Guiraud R., Besse J., Gallet Y., Jaillard E., Moreau C., et Theveniaut H., 1993b. Late Norian Paleoenvironments (215-210 Ma). In : dercourt J., Ricou L-E., et Vrielynck B. (eds) Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps. Maps BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison. C. R. Acad. Sci. Paris, Earth and Planetary Sciences, série II, 316, 1091-1098.
- Marignac C. et Cuney M., 1999. Ore deposits of the French Massif Central : insight into the metallogensis of the Variscan collision belt. Mineralium Deposita, 34, 5-6, 472-505.
- Mathé P-E., Rochette P., Vadamme D., Colin F., 1999. Volumetric Changes in weathered profiles : iso-element mass balance method questioned by magnetic fabric, Earth and Planetary Sciences Letters, 167, 255-267.
- Matte P., 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull. Soc. géol. France, 8, II, 1, 9-24.
- Mazankiewicz G., 1996. http://www.spathfluor.com/vf/mines_fluo/chaillac.htm
- Meary A., Touray J-C, Galland D., Jébrak M., 1985. Interprétation de l'anomalie en europium des fluorines hydrothermales - Données de la résonance paramagnétique électronique: Application au gîte de fluorine de Montroc (Tarn, France). Chemical Geology, 48, 115-124.
- Megerlin N., 2000. Réaménagement d'une carrière par reboisement : la carrière de barytine de Chaillac, Indre. Chronique de la Recherche minière, 541, 77-83.
- Michard-Vitrac A., Albarede F., Allègre C-J., 1981. Lead isotopic composition of the Hercynian granitic K-feldspars constrains continental genesis. Nature, 291, 460-464.
- Minster J-F., Birck J-L., Allègre C-J., 1982. Absolute age of formation of chondrites studied by the ^{87}Rb - ^{86}Sr method. Nature, 300, 414-419.
- Moëlo Y., 1983. Contribution à l'étude des conditions naturelles des formations des sulfures complexes d'antimoine et plomb. (sulfosels de Pb/Sb) signification métallogénique. Document du BRGM n° 55, 480p.
- Mollier B., Lespinasse M., 1985. Déformation magmatique et plastique en limite Nord du granite de Saint-Sylvestre (Nord-Ouest du Massif Central français) : La faille d'Arrènes-Ouzilly. C. R. Acad. Sci. Paris, Série II, 300, 681-686.
- Monnier M., 1989. Le volcanisme acide de l'ouest du Morvan. Chateaufort J-J, Farjanel G., Synthèse géologique des bassins permians français, BRGM eds, 128, 200-219.
- Munoz M., Boyce A-J., Courjault-Rade P., Fallick A-E., Tollon F., 1994. Multi-stage fluid incursion in the Paleozoic basement-hosted Saint-Salvy ore deposit (NW Montagne Noire, southern France). Applied geochemistry, 9, 609-626.
- Munoz M., Boyce A., Courjault-Rade, Fallick A., Tollon F., 1997. Le filon (Zn, F) de Peyrebrune (SW Massif Central, France) : caractérisation géochimique des fluides au cours du Mésozoïque à la bordure orientale du bassin d'Aquitaine. C. R. Acad. Sci. Paris, Ila, 324, 899-906.

- Munoz M., Boyce A-J., Courjault-Rade P., Fallick A-E., Tollon F., 1999. Continental basinal origin of ore fluids from southwestern Massif Central fluorite veins (Albigeais, France): evidence from fluid inclusion and stable isotope analyses. *Applied Geochemistry* 14, 447-458.
- Murowchick J-B., Barnes H-L., 1986. Marcasite precipitation from hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 2615-2629.
- Nigon P., 1988. La fluorine stratiforme de la bordure Ouest du Morvan : Géologie, Géochimie et modélisation. Thèse de 3^e cycle, Univ. Orléans, 252p.
- Ninkovic D., 1961. Etude géologique et métallogénique du bassin de Chaillac (Indre). Thèse de troisième cycle, Univ. Paris, 98p.
- Nomade S., Théveniaut H., Chen Y., Pouclet A., Rigollet C., 2000. Paleomagnetic study of French Guyana Early Jurassic dolerites: hypothesis of a multistage magmatic event. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 184, 155-168.
- Oakes C-S., Bodnar R-J., Simonson J-M., 1990. The system NaCl-CaCl₂-H₂O : I. the ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 603-610.
- Parr J-M. et Plimer I-R., 1993. Models for broken Hill-type lead-zinc-silver deposits. In Kirkham, R-V., Sinclair, W-D., Thorpe, R-I. et Duke, J-M., ed, *Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40*, 253-288.
- Parron C. Nahon D., Tardy Y., 1980. Cuirassement ferrugineux et barytiques par altération latéritiques des grès hettangiens de la région de Chaillac (Indre). *Mém. BRGM* 104, 386-396.
- Passéga R., 1964. Grain size representation by C. M. patterns as geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology*. 34, 4, 830p.
- Patrier P. Beaufort D., Bril H., Bonhomme M., Fouillac A-M., Aumaître R., 1997. Alteration-Mineralization at Bernardan U Deposit (Western Marche, France): The Contribution of Alteration Petrology and crystal Chemistry of Secondary Phases to a New Genetic Model. *Economic Geology*, 92, 448-467.
- Petitpierre E. et Duthou J-L., 1980. Age westphalien par la méthode Rb/Sr du leucogranite de Crevant, Plateau d'Aigurande (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 291, 163-166.
- Pham V-N., Boyer D., le Mouél J-L., 2000. Nouveaux arguments sur l'origine de l'anomalie magnétique du Bassin parisien (AMBP) d'après les propriétés électriques de la croûte. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 331, 443-449.
- Philippon D., 1982. Contribution à l'étude des minéralisations de barytine entre Chaillac et la Châtre (Indre). Thèse de 3^e cycle université de France-Comté, 190p.
- Pin C., Duthou J-L., 1990. Sources of Hercynian granitoids from the French Massif Central: Inferences from Nd isotopes and consequences for crustal evolution. *Chemical Geology*, 83, 281-296.
- Postaire B., 1983. Systematique Pb commun et U-Pb sur Zircons. *Bull. Soc. Minéral. Bretagne* 1983, C, 15, 1, 29-72.
- Prieto M., Amoros J-L., 1981. On the influence of hydrodynamic environment on crystal growth. 104, 2-3, 114, 119.
- Quenardel J-M. et Rolin P., 1984. Paleozoic evolution of the plateau d'Aigurande (NW Massif Central France). In D. H. W. Hutton, D.J. ed : "Variscan tectonics in the North Atlantic region", *Geol. Soc. Of London, Spec. Pub.*, n°14, 6-70.
- Ramboz C. et Charef A., 1988. Temperature, Pressure, Burial History, and Paleohydrology of the Les Malines Pb-Zn Deposit: Reconstruction from Aqueous Inclusions in Barite. *Economic Geology*, 83, 784-800.
- Ramsay J-G. et Huber M-I., 1983. The techniques of modern structural geology. Academic press, fifth printing, 1, 7, 307p.
- Richardson C-K. and Holland H-D., 1979. The solubility of fluorite in hydrothermal solutions, an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1313-1325.
- Rivière A., 1977. Méthodes granulométriques, Techniques et interprétations. Masson ed, 170p.
- Rochette P., Jackson M., Aubourg C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30, 3, 209-226.
- Roedder E., 1984. Fluid Inclusions. *Mineralogical society of america, Reviews in Mineralogy, Mineralogical society of America*, P-H. Ribbe ed., 12, 644p.
- Rolin P., Quenardel J-M., 1982. Modèle de mise en place syntectonique d'un massif leucogranites hercynien (Croizant - NW du Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. Paris, II*, 294, 463-466.

- Rolin P., Duthou J-L., Quenardel J-M., 1982. Datation (Rb/Sr) des leucogranites de Crozant et d'Orsennes. Conséquences sur l'âge de la dernière phase de tectonique tangentielle sur le Plateau d'Aigurande (NW du Massif Central français). C. Acad. Sci. Paris, II, 294, 799-802.
- Routhier P., 1983. Where are the metals for the future? The metals Provinces. An Essay on Global Metallogeny. Mém. BRGM, Fr, N° 105, 410p.
- Rudnicki M-D., Elderfield H., Spiro B., 2001. Fractionation of sulfur isotopes during bacterial sulfate reduction in deep sediments at elevated temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 5, 777-789.
- Saaidi E., 1991. Traité de sédimentologie – Pétrographie environnements sédimentaires - Eds Afrique Orient 400p.
- Sangster D-F., 1996. Gîtes de plomb_zinc de type Mississippi – Valley. La géologie des types de gîtes minéraux du Canada, rév. Par O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 8, 283-298.
- Savage K-S., Tingle T-N., O'Day P-A., Waychunas G-A., Bird D-K., 2000. Arsenic in pyrite and secondary weathering phase, Mother Lode Gold District, Tolumne County, California. *Applied Geochemistry*. 15, 1219-1244.
- Scaillet S., Cuney M., le Carlier de Veslud C., Cheillett A., Royer J-J., 1996. Cooling and mineralization history of the Saint Sylvestre and western Marche leucogranite pluton, French Massif Central : II. Thermal modeling and implication for the mechanisms of uranium mineralization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 23, 4673-4688.
- Shaw A., Downes H., Thirlwall M-F., 1993. The quartz-diorite of Limousin: Elemental and isotopic evidence for devono-Carboniferous subduction in the Hercynian belt of the French Massif Central. *Chemical Geology* 107, 1-2, 1-18
- Sheppard S-M-F. et Charef A., 1986. Eau organique: caractérisation isotopique et evidence de son rôle dans les gisements Pb-Zn de Fedj-el-Adoum, Tunisie. C. R. Acad. Sci. Paris, II, 19, 1189-1192.
- Shvarov Y. and Bastrakov E. (1999). A Software Package for Geochemical Equilibrium Modeling. User's Guide. Australian Geological Survey Organisation, Department of Industry, Science and Resources.
- Sibson R-H., 2000. Fluid involvement in normal faulting. *Journal of Geodynamics*, 29, 469-499.
- Simmons S-F. and Christenson B-W., 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science*, 294, 361-400.
- Simms M-J. and Ruffel A-H., 1990. Climatic and biotic change in the late Triassic. *Journal of the geological Society, London*, 147, 321-327p.
- Soulé de Lafont D. et Lhégu J., 1980. Les gisements stratiforme du Morvan (sud-est du bassin de Paris, France), 26 CGI, Paris 7-17/07/1980 BRGM fascicule E2, 40p.
- Stacey J-S. et Kramers J-D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by atwo stage model. *Earth and planetary Science Letters*, 26, 207-221.
- Stepherd T-J., Rankin A-H., Alderton D-H-M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie & Son limited, Bishopbriggs, Glasgow.
- Stollofen H., 1998. Facies architecture variation and sismogenic structures in the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin (SW Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. *Sedimentary Geology* 119, 47 83.
- Strong D-F., Fryer B-J., Kerrich R., 1984. Genesis of the St. Lawrence fluorspar deposits as indicates by fluid inclusion, Rare Earth Element, and isotopic data. *Economic Geology*, 79, 5, 1142-1158.
- Stuart F-S. and Christenson B-W., 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *Amrican journal of Science*, 294, 361-400.
- Sverjensky D-A., 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 70-78.
- Sy D., 1980. Géologie et géochimie du gisement métallifère de Chaillac (Indre). Contribution à l'exploitation et à la valorisation d'un gisement de barytine. Thèse de 3° cycle. Université Pierre et Marie Curie, 252p.
- Tardy Y., Norbert C., Fontes J-C., Nahon D., 1982. Origine marine des éléments constituant les barytines de la région de Chaillac (Indre, France). Relation probable entre transgressions et circulations convectives d'eau de mer dans les massifs granitiques, C. R. Acad. Sci. Paris, Série II 295, P 219-224
- Tardy Y. et Roquin C., 1998. Dérive des continents Paléoclimats et altérations Tropicales. BRGM, Orléans 473p.
- Tarling D-H., Hrouda F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman & Hall, London.

- Touray J-C. and Ziserman A., 1980. Sur la genèse des gisements (F-Ba-Fe-Mn) de Chaillac. Les Paléosurfaces et leur métallogenèse, Mem. BRGM, 104, 377-380
- Turpin L., and Leroy J., 1987. Isotopic investigation of the Piégut uranium deposit (Marche, Northwest Massif central, France): U series disequilibrium and geochronology. *Economic Geology*, 82, 752-756.
- Turpin L., Velde D., Pinte G., 1988. Geochemical comparison between minettes and kersantites from the Western European Hercynian orogen: trace element and Pb-Sr-Nd isotope constraints on their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 73-86.
- Turpin L., Leroy J-L., and Sheppard S., 1990. Isotopic systematics (O, H, C, Sr, Nd) of superimposed barren and U-bearing hydrothermal systems in a Hercynian granite, Massif Central, France. *Chemical geology* 88, 85-98.
- Vidal P., 1994. Géochimie. 2^e cycle – CAPES – Agrégation. Dunod 190p.
- Valette C-O., 1983. Karsts et filons a fluorine dans le faisceau synclinal du morvan : Le gisement d'Argentolle (Saône-et Loire, France), Thèse de troisième cycle, Univ. Orléans. 300p.
- Vincienne H., 1948. Rapport géologique sur le gisement de fer du bassin de Chaillac (Indre). Chambre de commerce et de l'industrie de l'Indre. Châteauroux, 44p.
- Wilkins R-W-T., 1986. The mechanisms of stretching and leaking of fluid inclusions in fluorite. *Economic Geology*, 81, 1003-1008.
- Williamson B-J., Downes H., Thirlwall M-F., 1992. The relation between crustal magmatic underplating and granite genesis: an example from the Velay granite complex, Massif Central, France. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 83, 235-245.
- Williamson B-J., Shaw A., Downes H., Thirlwall M-F., 1996. Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massif Central, France. *Chemical Geology*, 127, 25-42.
- Yaman S., 1977. Etude géologique et minéralogique des filons de fluorine de la Charbonnière (Haute Vienne) et du Chatenet (Vienne) Annexes fluides et microfaciès de la fluorine ambrée du filon du Rossignol (Chaillac, Indre). Thèse de troisième cycle , Univ. Orléans, 124p.
- Yaman S., Ziserman A., Touray J-C., 1978. Un modèle de filon lié à la paléosurface d'après l'étude des gîtes de fluorine et de barytine de la Marche occidentale (France). *Chronique de la Recherche Minière*, 441, 45-49.
- Yaman S. et Guilhaumou N., 1980. Analyse thermo-optique des inclusions aqueuses des fluorines du Rossignol, de la Charbonnière et du Châtenet, Mém. BRGM 104, 344-374.
- Zhang J-Z., Millero F-J., 1991. The rate of sulfite oxidation in seawater. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 55, 677-685.
- Zheng Y-F., 1999. Oxygene isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*, 33, 109-126.
- Ziserman A., 1980. Les gisements de Chaillac (Indre): la barytine des Redoutières, la fluorine du Rossignol. Association d'un gîte stratiforme de couverture et d'un gîte filonien du socle, Les paléosurfaces et leur métallogenèses, Mém. BRGM 104, 343-376.

Annexe 1 : Données complémentaires sur le Bernardan

Le gisement du Bernardan a été exploité par la COGEMA pour l'uranium. Le minerai est concentré dans des poches d'épisyénites. Parmi les minéraux accessoires de ce gisement on trouve de la fluorine et de la barytine, mises en place au cours du stade « de haute température » défini par Patrier et al. (1997). Cette phase est considérée comme un équivalent profond des minéralisations de Chaillac. Notre contribution ici se limite à l'étude des inclusions fluides et des terres rares de la fluorine jaune, à la description des textures de platy dolomite prélevée dans l'amas profond sud et à l'étude des textures des « dépôts d'oxydes de fer ».

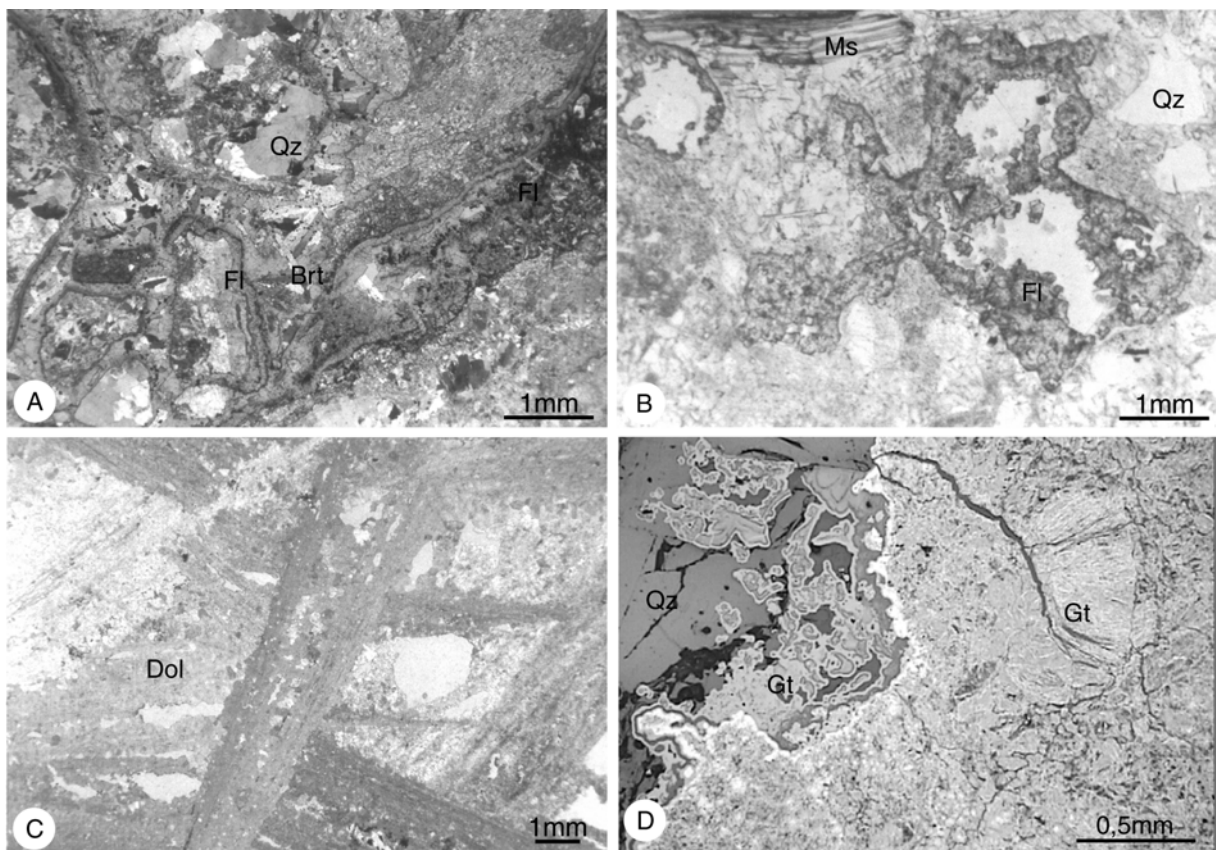


Figure A1.1 : Minéralogie du stade « Fluorine + dolomite » du gisement du Bernardan. Qz quartz, Ms muscovite, Fl fluorine, Dol, dolomite, Gt goëthite. (A) Texture bréchique dans une fissure contenant fluorine antozonite, fluorine jaune et barytine ; (B) remplissage des vacuoles de l'épisyénite par de la fluorine antozonite ; (C) texture de platy dolomite, (D) minéralogie des rognons d'oxyde et hydroxydes de fer.

La fluorine se trouve en remplissage de fines fissures (Fig. A1.1A), en ciment de brèches explosives remplissant des structures N0 à N30, et sous forme collomorphe en remplissage des vacuoles de l'épisyénite (Fig. A1.1B). On observe la succession suivante : fluorine antozonite, fluorine jaune, barytine et pyrite (Fig. A1.1A). Par ailleurs, la dolomite a une texture rappelant les textures des platy calcites (Fig. A1.1C).

Les phases de fer oxydé correspondent majoritairement à de la goëthite. Celle-ci cristallise dans les vacuoles de l'épisyénite ou sous forme nodulaire dans les failles (N0, 70

W). Les nodules sont fortement fracturés avec des textures collomorphe et épigénétique, où l'on trouve des fantômes de quartz, de muscovite et de feldspaths (Fig. A1.1D). Les muscovites présentent une altération mécanique classique le long de leur plan de clivage. Ces textures laissent supposer une forte épigénie du granite encaissant par la goëthite, issue d'un fluide circulant dans les fractures.

Inclusions fluides

Les mesures des inclusions fluides ont été réalisées par paliers successifs. Elles montrent une importante dispersion. Combinées avec les résultats de Patrier et al. (1997), les températures d'homogénéisation de la fluorine montrent deux modes. Un mode entre 60 et 150°C et un mode entre 210 et 270°C (Fig. A1.2). De même, les salinités sont bimodales avec des salinités moyennes entre 7 et 14 wt% eq. NaCl, et 19 et 24 wt% Eq. NaCl (Fig. A1.3). Dans nos mesures, les fluides très chauds et les salinités moyennes sont faiblement représentés. Ceci suggère que les fluides chauds ont une salinité moyenne et sont caractéristiques de l'antozonite. Des caractéristiques similaires ont été observées pour la dolomite (Patrier et al., 1997). Ce fluide serait donc responsable de la mise en place de la dolomite et de l'antozonite.

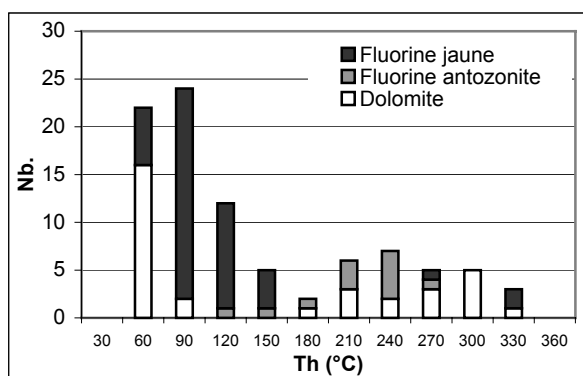


Figure A1.2 : Températures d'homogénéisation des inclusions fluides de la dolomite, de la fluorine antozonite (Patrier et al., 1997), de la fluorine jaune (cette étude)

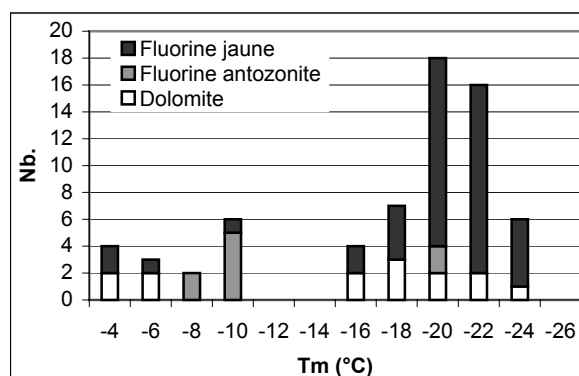


Figure A1.3 : Températures de fin de fusion mesurées dans les inclusions fluides de la dolomite, de la fluorine antozonite (Patrier et al., 1997), de la fluorine jaune (cette étude)

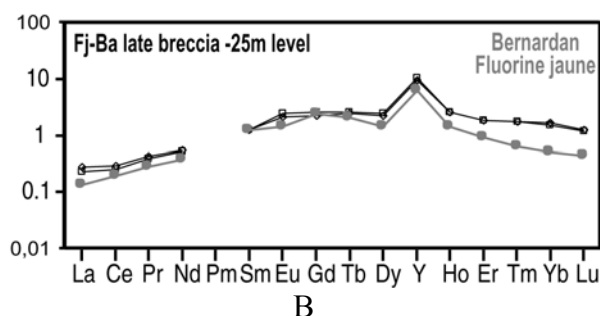
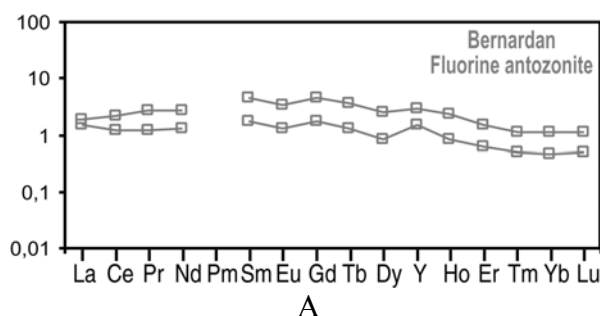


Figure A1.4 : Spectre des terres rares des fluorines du Bernardan. (A) Dans l'antozonite, (B) Dans la fluorine jaune.

Les spectres des terres rares de la fluorine antozonite et de la fluorine jaune sont relativement différents (Fi. A1.4).

Dans le cas de la fluorine antozonite, les pentes des terres rares légères (LREE) sont nulles et celles des terres rares moyennes (MREE) et lourdes (HREE) sont négatives, l'anomalie en Eu est négative et l'anomalie en Y est faible. Les fortes températures mesurées dans la fluorine antozonite permettent de supposer une valence 2 pour l'Europium (Sverjinsky, 1984) expliquant ainsi une anomalie négative (Méary et al., 1985).

Pour la fluorine jaune, le spectre des terres rares montre une valeur positive pour la pente des LREE, nulle pour les MREE et négative pour les HREE. L'anomalie en Eu est négative et celle de l'Y est positive. Ce spectre comparé avec les spectres des fluorines de Chaillac montre un spectre quasi identique avec la fluorine cimentant la brèche tardive (iii) et permet de supposer un événement analogue pour ces deux gisements en ce qui concerne les paragenèses à fluorine. Seule l'anomalie en Eu est différente et pourrait s'expliquer par une valence 2+ (Méary et al. 1985) ou une diminution de la quantité relative de l'europium par épuisement de la source.

La dolomite a une texture de « platy dolomite », cette texture est utilisée pour la calcite comme un marqueur d'ébullition (Keith et Muffler 1978, Stuart et al. 1994). Bien que ce critère ne soit pas strict (Jones et Renaut 1998), une ébullition au moment de la mise en place de la fluorine antozonite expliquerait :

- l'existence de brèches explosives cimentées par de l'antozonite,
- l'augmentation de la salinité observée dans la fluorine jaune qui serait alors issue de la saumure résiduelle.

Ces nouvelles données permettent de proposer un modèle d'ébullition pour la mise en place de la dolomie et de la fluorine au Bernardan.

Annexe 2 : Mesures sédimentologiques

Les galets de barytine ont été étudiés suivant la méthode de Cailleux 1947, in Saaidi 1991. Les résultats sont présentés dans le tableau 1. Toutes ces mesures proviennent du même banc. Les mesures soulignées proviennent exactement du même bloc où la granulométrie du grès a été réalisée (Ech1).

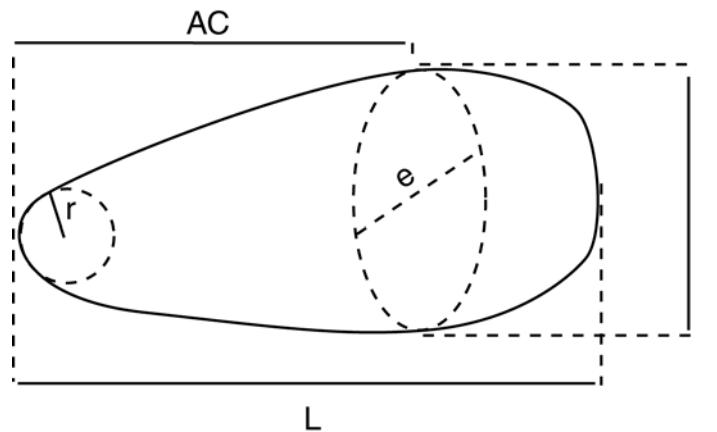


Figure 1 : mesure des dimensions d'un galet. $L > l > e$, $AC > L/2$.

Les mesures de L, l, e, AC et r ont été réalisées comme présentées sur la figure 1.

Les données de granulométrie sont présentées dans les tableaux ech1 et ech2.

Tableau 1 : Dimension des galets de barytine et granulométrie du banc associé.

longueur	largeur	épaisseur	dissymétrie	émoussé	<u>Ech1</u>	
<u>L (cm)</u>	<u>l (cm)</u>	<u>e (cm)</u>	<u>AC (cm)</u>	<u>r (cm)</u>	<u>Diam (mm)</u>	<u>Wt (g)</u>
<u>10,18</u>	5,18	3,09	6,6	1	0,315	33,6
<u>7,8</u>	6,2	1,24	–		0,63	30,13
5,77	5,7	2,37	4,25	0,7	0,8	66,6
<u>4,94</u>	2,7	1,18	–	0,9	1,25	49,93
<u>4,2</u>	2,03	1,09	3,7	0,6	1,6	69,67
<u>4,1</u>	3,24	1,18	2,6	0,6	2,5	19,05
4	3,55	1,46	2,28	0,15		
<u>3,81</u>	2,49	0,54	2,88	0,3		
3,76	2,49	1,27	2,1	0,6		
<u>3,5</u>	2,3	0,7	1,8	0,6		
3,26	2,33	1,25	1,87	0,2	0,315	39,84
<u>2,93</u>	2,73	1,45	1,6	0,6	0,63	62,2
<u>2,71</u>	2,69	0,78	2,1	0,25	0,8	41,37
<u>2,69</u>	1,94	1,37	2,1	0,3	1,25	75,8
2,66	2,1	0,73	1,7	0,3	1,6	55,94
<u>2,6</u>	1,4	0,3	1,87	0,1	2,5	106,55
2,39	1,89	0,7	1,25	0,3		
<u>2,38</u>	1,78	0,74	1,6	0,25		
2,37	2,19	0,33	1,27	0,05		
<u>2,25</u>	1,7	1,17	1,25	0,2		
2,23	1,34	0,68	1,8	0,1		
1,98	1,32	0,65	1,55	0,15		
1,82	1,05	0,96	1,05	0,15		
<u>1,8</u>	1,42	0,61	0,95	0,5		
1,79	1,14	0,8	1,28	0,15		
1,75	1,12	0,78	1,22	0,05		
<u>1,73</u>	1,4	0,69	0,55	0,2		
<u>1,65</u>	0,93	0,72	1	0,15		
1,62	0,94	0,43	1,12	0,15		
1,41	1,03	0,95	0,9	0,05		
<u>1,33</u>	1,23	0,44	0,77	0,5		
1,32	0,78	0,44	0,7	0,5		
1,3	1,06	0,41	1,08	0,15		
<u>1,25</u>	0,69	0,37	0,92	0,1		
1,23	1,04	0,38	0,75	0,5		
1,16	0,78	0,4	0,95	0,15		
<u>1,15</u>	0,73	0,45	0,69	0,05		
1,15	0,82	0,26	0,7	1,5		
<u>1</u>	0,87	0,46	0,8	0,4		
<u>0,93</u>	0,73	0,6	0,5	0,2		
0,92	0,6	0,54	0,58	1		
<u>0,87</u>	0,73	0,64	0,47	0,1		
0,82	0,64	0,54	0,65	1,5		
0,8	0,61	0,34	0,41	0,05		
0,8	0,47	0,33	0,55	1,5		
0,77	0,4	0,4	0,42	0,5		
<u>0,7</u>	0,56	0,5	0,44	0,05		
0,69	0,44	0,24	0,45	0,5		
<u>0,68</u>	0,64	0,42	0,36	0,05		
<u>0,67</u>	0,6	0,44	0,35	0,2		
0,6	0,45	0,42	0,31	1,5		
0,59	0,5	0,4	0,34	2,5		
0,53	0,46	0,4	0,3	0,15		
<u>0,52</u>	0,44	0,38	0,29	0,2		

Tableau 2 : Direction et tailles des branchages et directions des plans de stratification du banc associé.

(Mesures réalisées au niveau de carrière nord)

Arbres			Strati	
Direction	Inclinaison	Epaisseur (Cm)	Direction	Inclinaison
32	9	2,5	30	32
23	12	1	35	20
12	0	2	5	30
192	15	2,5	355	21
212	5	4,5	352	20
28	2	3	10	10
38	10	3	25	15
22	6	3		
82	10	2,5		
225	5	7		
28	2	2,5		
30	5	6		
28	14	1,5		
45	1	6		
40	4	13		
327	9	4		
340	17	6		
45	11	6		
40	4	4		
65	2	3		
58	7	9		
213	14	2		
185	8	3		
24	3	11		

Annexes 3 : Analyses chimiques

Analyses Microsondes (CAMEBAX)

- Analyses des sulfures
- Analyses des oxy-hydroxydes de fer
- Analyses des barytines

Analyses sur Roche Totales (SARM)

- Formations ferrugineuses
- Fluorine

	>100 ppm	>50 ppm	>10 ppm	>1 ppm	>0,1 ppm	Limites déterm. ppm *
As			<7%	<20%		0,50
Ba		<5%	<10%			3,00
Be		<5%	<10%	<20%		0,90
Bi			<5%	<10%		0,05
Cd			<6%	<20%		0,30
Ce			<5%	<10%	<15%	0,05
Co		<5%	<10%	<15%		0,30
Cr		<5%	<15%			5,00
Cs		<5%	<10%	<15%		0,20
Cu	<5%	<10%	<15%			5,00
Dy				<7%	<20%	0,05
Er				<5%	<10%	0,04
Eu				<5%	<12%	0,02
Ga			<5%	<10%		0,13
Gd				<6%	<15%	0,07
Hf				<5%	<10%	0,04
Ho				<5%	<10%	0,01
La			<5%	<10%	<15%	0,05
Lu				<5%	<10%	0,01
Mo			<5%	<15%		0,15
Nb				<5%		0,10
Nd			<5%	<10%	<15%	0,15

	>100 ppm	>50 ppm	>10 ppm	>1 ppm	>0,1 ppm	* Limites déterm. ppm
Ni	<5%	<10%				5,00
Pb			<10%	<20%		0,60
Pr				<5%	<15%	0,04
Rb			<8%			1,00
Sb				<5%		0,10
Sm			<5%	<10%	<15%	0,06
Sn			<5%	<10%		0,50
Sr	<5%		<10%			4,00
Ta				<5%	<10%	0,01
Tb				<5%	<10%	0,01
Th				<7%		0,08
Tm				<5%	<10%	0,01
U			<5%	<8%		0,10
V		<5%	<10%			1,50
W			<10%	<15%		0,10
Y				<5%		0,05
Yb				<5%	<10%	0,03
Zn		<5%	<10%			4,00
Zr		<5%	<10%	<15%		0,50
In				<5%	<20%	0,10
Ge			<5%	<15%	<20%	0,08

Dosage des éléments majeurs

Oxydes %	>20%	>10%	>5 %	>1 %	>0,5%	>0,2%	>0,1%	* Limites déterm. %
SiO ₂	<1%			<10%				0,2
Al ₂ O ₃		<1%	<3%		<10%			0,1
Fe ₂ O ₃			<1%		<5%			0,1
MnO						<2%	<5%	0,03
MgO			<1%		<10%			0,1
CaO			<2%	<10%				0,1
Na ₂ O				<2%			<10%	0,05
K ₂ O					<2%		<10%	0,05
TiO ₂				<2%			<20%	0,05
P ₂ O ₅				<5%		<10%		0,05

* La limite de détermination est calculée comme étant 6 fois l'écart type relatif sur 60 mesures de blancs de préparation.

NOTE:

L'incertitude sur la mesure devient importante (>15-20%) sur une plage de concentration située entre la limite de détermination et la plus faible concentration pour laquelle un pourcentage d'erreur est indiqué.

Pour certains éléments traces, cette incertitude peut être réduite de façon significative à l'aide d'une chromatographie liquide avant passage à l'ICP-MS. Ces analyses particulières doivent faire l'objet d'une entente préalable avec le Service d'Analyse.

Calculs effectués pour 8 matériaux géochimiques de référence en analyse de routine sur une période de 6 mois (n = 25 par matériaux).

Tableau donnant les incertitudes sur les analyses sur roches totales

Analyses des sulfures

Sample	S	Fe	As	Cd	Pb	Zn	Ge	Sb	Bi	Cu	Ag	Co	Ni
Pyrite du stade Fv-v (Cœur)													
PyR250J2-2	43,76	42,91	12,30	0,00	0,17	0,01	0,00	0,12	0,12	0,00	0,02	0,00	0,00
PyR250J2-1	45,05	43,27	10,67	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00
PyR250J2-2	45,97	43,75	10,08	0,00	0,09	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00
PyR250J2-1	45,51	43,81	9,61	0,00	0,17	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00
PyR250F4-A	47,07	43,35	8,87	0,00	0,16	0,00	0,00	0,04	0,15	0,00	0,01	0,00	0,00
PyR250J2-1	46,61	43,86	8,76	0,03	0,18	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,02	0,01
PyR250J2-2	46,50	44,20	8,14	0,01	0,24	0,00	0,00	0,01	0,11	0,00	0,01	0,04	0,00
PyR250F4-A	48,01	43,45	7,84	0,00	0,06	0,00	0,00	0,04	0,12	0,00	0,01	0,00	0,00
PyR250F4-A	47,93	43,64	7,65	0,00	0,22	0,00	0,00	0,08	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00
PyR250F4-A	48,14	44,03	7,25	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,12	0,00	0,01	0,00	0,00
PyR250F4-A	48,53	43,97	6,99	0,00	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00
PyR250J2-1	48,36	44,08	6,84	0,03	0,17	0,00	0,00	0,04	0,15	0,00	0,00	0,03	0,01
PyR250F4-A	48,88	43,50	6,57	0,00	0,22	0,00	0,00	0,04	0,19	0,00	0,05	0,02	0,00
PyR250J2-1	48,79	44,25	6,30	0,00	0,17	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,06	0,02	0,00
PyR250J2-1	49,30	44,23	6,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00
PyR250J2-1	49,01	44,66	4,92	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,18	0,00	0,01	0,01	0,00
PyR250J2-1	50,13	43,39	4,45	0,00	0,25	0,00	0,00	0,46	0,15	0,00	0,06	0,01	0,00
PyR250F4-A	51,17	44,84	3,36	0,00	0,18	0,03	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
Pyrite du stade Fv-v Ecorce													
PyR250J2-1	51,16	45,85	2,74	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,01
PyR250J2-2	52,24	45,76	1,28	0,02	0,19	0,06	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,06	0,00
PyR250J2-1	52,95	46,09	0,87	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00
PyR250J2-1	52,78	45,97	0,69	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
PyR250F4-A	52,98	45,86	0,68	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,02	0,00
PyR250F4-A	52,52	45,91	0,67	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,03	0,00	0,00
PyR250F4-A	52,90	45,40	0,65	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,03	0,00	0,03
PyR250J2-2	53,06	46,22	0,64	0,02	0,14	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00
PyR250J2-2	52,69	46,10	0,62	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,06	0,01	0,00
PyR250F4-A	53,18	45,80	0,42	0,01	0,15	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00
PyR250F4-A	52,87	45,98	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,04	0,00	0,00	0,00
Marcasite du stade Fj-Ba													
MrcRFb1-3	52,47	45,51	0,55	0,00	0,34	0,00	0,00	0,46	0,12	0,00	0,07	0,04	0,00
MrcRFb1-3	52,92	46,31	0,38	0,00	0,16	0,00	0,00	0,02	0,10	0,00	0,01	0,01	0,00
MrcRFb1-3	52,84	46,04	0,34	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01
MrcRFb1-3	52,80	45,93	0,32	0,00	0,39	0,00	0,00	0,23	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00
MrcRFb1-3	52,94	46,24	0,30	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,03	0,00	0,00
MrcRFb1-3	52,54	46,11	0,29	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
MrcRFb1-3	52,76	45,87	0,27	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,02	0,02	0,00
MrcRFb1-3	52,79	45,98	0,18	0,00	0,33	0,00	0,00	0,04	0,12	0,12	0,00	0,00	0,00
MrcRFb1-3	53,03	46,14	0,17	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,08	0,11	0,06	0,01	0,00
MrcRFb1-3	52,83	45,96	0,17	0,02	0,16	0,00	0,00	0,00	0,08	0,03	0,01	0,00	0,00
MrcRFB1-2	51,98	45,23	0,96	0,06	0,85	0,05	0,00	0,00	0,15	0,02	0,10	0,02	0,00
MrcRFB1-2	51,18	44,25	1,45	0,01	1,25	0,00	0,00	0,00	0,06	0,07	0,23	0,00	0,01
MrcRFb1-3	51,79	45,50	0,92	0,00	0,59	0,00	0,00	0,45	0,11	0,00	0,15	0,00	0,00
MrcRFB1-4	51,49	44,08	0,82	0,00	1,26	0,20	0,00	0,00	0,08	0,08	0,23	0,00	0,01
MrcRE5-6	51,70	42,55	1,60	0,02	0,21	0,00	0,00	0,00	0,21	2,30	0,08	0,29	0,44
Chalcopyrite du stade Fj-Ba													
CpyRFb1-1	34,75	28,29	0,38	0,11	0,29	0,62	0,00	0,39	0,07	33,14	0,07	0,00	0,00
CpyRFb1-2	34,68	29,14	0,34	0,00	0,38	0,02	0,00	0,43	0,04	33,52	0,08	0,00	0,02
CpyRFb1-2	34,29	28,72	0,47	0,00	0,26	0,03	0,00	0,64	0,00	33,17	0,13	0,00	0,00
CpyRFb1-4	19,49	14,92	0,00	0,00	0,14	0,14	0,00	0,10	0,06	33,74	0,01	0,00	0,00
CpyRFb1-4	34,72	29,42	0,13	0,02	0,00	0,63	0,00	0,09	0,14	33,64	0,03	0,00	0,00
PyRFB1-2	34,32	28,93	0,30	0,00	0,13	0,09	0,00	0,38	0,10	33,27	0,12	0,00	0,00
CpyRFb1-4	34,70	29,65	0,23	0,00	0,18	0,28	0,00	0,14	0,00	33,46	0,01	0,00	0,00
Galène du stade Fj-Ba													
GalRFB1-1	13,76	0,00	0,04	0,01	83,21	0,00	0,00	1,53	0,84	0,00	0,90	0,00	0,00
GalRFB1-1	13,72	0,00	0,02	0,00	82,34	0,00	0,00	1,51	0,86	0,00	0,83	0,00	0,00
GalRFB1-1	13,61	0,00	0,00	0,02	84,54	0,00	0,00	1,30	0,67	0,00	0,13	0,00	0,00
GalRFB1-1	13,35	0,00	0,01	0,01	83,52	0,01	0,00	1,16	0,87	0,00	0,05	0,00	0,00
GalRE5-4	13,64	0,00	0,03	0,00	85,81	0,00	0,00	0,14	0,80	0,00	0,01	0,00	0,00
GalRE5-4	13,36	0,00	0,03	0,00	85,70	0,00	0,00	0,12	0,71	0,00	0,01	0,00	0,00
GalRE5-5	13,36	0,00	0,00	0,00	84,91	0,07	0,00	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00
GalRE5-4	13,59	0,00	0,01	0,00	86,18	0,00	0,00	0,23	0,94	0,00	0,00	0,00	0,00
GalRFB1-1	13,38	0,00	0,00	0,00	85,76	0,00	0,00	0,00	0,84	0,00	0,00	0,00	0,00
GalRFB1-1	13,48	0,00	0,00	0,00	86,66	0,00	0,00	0,00	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00
GalRFB1-1	13,49	0,00	0,01	0,00	85,67	0,82	0,00	0,00	0,82	0,04	0,00	0,00	0,00
GalRFB1-2	13,37	0,26	0,00	0,00	86,18	0,00	0,00	0,00	1,05	0,49	0,00	0,00	0,00

Sample	S	Fe	As	Cd	Pb	Zn	Ge	Sb	Bi	Cu	Ag	Co	Ni
Sphalérite du stade Fj-Ba													
SphRFB1-1	32,40	0,25	0,07	0,50	0,88	61,30	0,00	0,09	0,04	0,43	0,35	0,00	0,00
SphRFB1-2	32,74	1,07	0,09	0,24	0,81	59,84	0,00	0,09	0,08	0,67	0,51	0,00	0,00
SphR250J2-3	33,07	0,46	0,00	0,04	0,08	65,25	0,00	0,00	0,11	0,06	0,00	0,00	0,00
SphR250J2-3	33,20	0,29	0,01	0,04	0,02	64,96	0,00	0,06	0,25	0,13	0,03	0,00	0,00
SphR250J2-3	33,46	0,87	0,00	0,07	0,05	64,53	0,00	0,00	0,12	0,00	0,04	0,00	0,00
SphR250J2-3	33,19	1,61	0,02	0,04	0,26	62,98	0,00	0,25	0,11	0,14	0,42	0,01	0,00
SphR250J2-3	33,34	0,60	0,00	0,06	0,13	64,43	0,00	0,05	0,17	0,03	0,08	0,02	0,00
SphR250J2-3	33,33	0,62	0,06	0,00	0,18	64,49	0,00	0,06	0,03	0,08	0,10	0,00	0,00
SphR250J2-3	33,34	0,56	0,04	0,08	0,43	63,96	0,00	0,32	0,15	0,00	0,71	0,00	0,02
SphR250J2-3	33,33	0,41	0,02	0,04	0,10	65,39	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SphRFB1-4	31,94	1,45	0,33	0,66	1,13	58,23	0,00	1,47	0,04	1,52	2,02	0,00	0,00
SphRFB1-4	32,95	0,94	0,01	0,43	0,08	63,98	0,00	0,02	0,10	0,09	0,01	0,01	0,00
SphRFB1-4	32,17	1,54	0,17	0,74	0,74	59,29	0,00	1,00	0,09	0,42	1,89	0,01	0,02
SphRFB1-4	32,49	1,01	0,10	0,48	0,87	61,30	0,00	0,57	0,09	0,20	1,49	0,00	0,00
SphRFB1-4	32,69	1,81	0,11	0,56	0,47	61,76	0,00	0,45	0,07	0,05	1,09	0,00	0,00
SphRFB1-4	33,36	0,36	0,00	0,12	0,18	64,79	0,00	0,10	0,16	0,14	0,01	0,00	0,00
SphRFB1-4	32,92	0,80	0,05	0,34	0,14	62,81	0,00	0,23	0,10	0,31	0,10	0,00	0,00
SphRFB1-4	32,68	0,27	0,08	0,26	0,35	62,39	0,00	0,90	0,14	0,97	0,43	0,00	0,00
SphRFB1-4	32,95	0,75	0,03	1,21	0,25	62,52	0,00	0,29	0,03	0,40	0,33	0,00	0,00
SphRFB1-4	32,94	0,68	0,03	1,08	0,28	62,82	0,00	0,16	0,05	0,36	0,32	0,02	0,00
SphRFB1-4	32,85	0,28	0,12	0,89	0,24	61,64	0,00	0,61	0,20	0,85	0,42	0,00	0,00
SphRFB1-4	32,36	0,82	0,00	0,11	0,33	63,17	0,00	0,00	0,00	0,04	0,22	0,00	0,00
SphRE5-5	31,82	0,02	0,06	1,59	0,51	60,18	0,00	0,01	0,10	0,31	0,25	0,00	0,00
Tétraédrite du stade Fv-v													
TetrRFB1-1	23,39	1,29	0,76	0,35	0,12	5,84	0,00	27,33	0,07	25,03	16,06	0,01	0,00
TetrRFB1-4	23,24	3,71	0,95	0,26	0,18	3,00	0,00	27,46	0,14	25,05	17,41	0,00	0,00
TetrRFB1-4	22,97	4,31	0,76	0,28	0,11	2,63	0,00	27,71	0,04	23,77	19,38	0,00	0,00
TetrRFB1-4	22,94	2,40	0,90	0,22	0,05	4,52	0,00	27,59	0,01	25,33	17,34	0,00	0,00

(Camebax, BRGM - CNRS – Univ. Orléans. 15 Kev, 20 nA, temps de comptage de 20s)
(le seuil de détection a été pris à 2σ)

Analyses des oxy-hydroxydes de fer

	Fe2O3	Al2O3	SiO2	P2O5	MnO	As2O3	TiO2	CoO	CdO	NiO	PbO	S	CuO	SnO2	V2O3	Sb2O5	ZnO	SrO	BaO
Redoutières goethite collomorphe rubannée																			
2	93,37	0,41	3,60	0,00	0,09	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00
3	98,81	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
4	92,49	0,31	3,73	0,00	0,20	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
5	91,81	0,86	3,41	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
6	90,68	0,93	3,49	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
7	91,98	0,64	3,65	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
8	80,26	0,84	3,45	0,00	0,00	0,29	0,00	0,11	0,00	0,00	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
9	90,53	0,72	4,66	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
10	90,78	1,00	3,28	0,00	0,14	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
11	91,77	0,77	3,23	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
12	90,68	0,90	3,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
18	91,27	0,88	2,67	0,11	0,00	0,29	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
19	80,57	0,90	2,97	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
20	80,98	1,19	2,24	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27
21	80,88	1,06	2,31	0,00	0,00	0,21	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
22	81,32	1,50	1,63	0,08	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
23	87,04	1,14	2,11	0,11	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
24	81,23	1,43	2,10	0,11	0,10	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
25	82,17	1,57	1,38	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
26	81,89	1,56	1,38	0,11	0,00	0,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,45
27	81,41	1,77	1,65	0,08	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
28	81,51	1,03	2,41	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
29	80,61	1,43	2,52	0,14	0,10	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00
30	80,02	1,30	2,45	0,00	0,00	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
31	81,27	0,78	2,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
32	82,70	0,31	3,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
33	90,31	0,85	3,51	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
34	84,62	1,27	2,94	0,14	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
35	81,04	1,50	2,38	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
36	81,31	1,04	2,21	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00
37	81,71	1,07	2,49	0,00	0,09	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
38	80,05	1,77	2,61	0,08	0,14	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
39	83,68	1,20	3,04	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
40	88,51	0,84	4,86	0,07	0,00	0,11	0,00	0,13	0,20	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
41	82,27	0,89	2,12	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
42	82,08	1,05	2,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
43	90,62	0,94	2,93	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Moy.	85,52	1,02	2,76	0,03	0,03	0,18	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02
s	5,23	0,40	0,90	0,05	0,05	0,13	0,02	0,04	0,03	0,00	0,09	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,07	0,04	0,09
Redoutières Limonite dans barytine																			
13	80,58	2,03	2,33	0,00	0,00	0,31	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39
14	80,79	2,43	2,23	0,00	0,14	0,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
15	78,35	2,43	2,18	0,00	0,18	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46
16	78,10	2,31	2,35	0,00	0,00	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
17	79,36	2,33	2,21	0,00	0,00	0,18	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Moy.	79,44	2,31	2,26	0,00	0,06	0,33	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17
s	1,24	0,16	0,08	0,00	0,09	0,13	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23
Raillerie goethite de la zone hydrothermale																			
44	78,90	1,36	3,97	0,25	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
45	78,30	1,41	4,73	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
46	79,55	1,27	4,10	0,12	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
47	75,66	1,37	6,14	0,00	0,09	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
48	79,07	1,48	3,87	0,11	0,08	0,25	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
49	79,15	1,26	3,87	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
50	80,27	1,46	3,91	0,09	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
51	80,31	1,27	3,86	0,14	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
67	78,17	2,53	3,01	0,22	0,00	0,17	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
68	78,92	2,22	3,30	0,29	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
69	79,08	2,12	3,24	0,25	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
70	78,06	2,11	3,25	0,30	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
71	78,82	2,01	3,26	0,23	0,12	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
72	79,05	1,32	4,05	0,14	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
73	80,81	0,92	4,07	0,09	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
74	80,88	1,12	3,92	0,13	0,10	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28
75	78,08	2,53	3,07	0,26	0,12	0,24	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
76	79,27	2,16	3,65	0,26	0,09	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
77	80,10	2,06	4,03	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,00
78	79,90	2,15	3,07	0,33	0,00	0,19	0,00	0,0											

	Fe2O3	Al2O3	SiO2	P2O5	MnO	As2O3	TiO2	CoO	CdO	NiO	PbO	S	CuO	SnO2	V2O3	Sb2O5	ZnO	SrO	BaO
Raillerie goethite clastique de la zone hydrothermale																			
52	81,01	0,75	3,12	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
53	79,94	0,58	4,61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
54	79,09	1,59	3,73	0,13	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
55	77,23	1,78	3,39	0,22	0,19	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
56	79,04	1,88	3,40	0,25	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
57	78,47	1,74	3,77	0,31	0,00	0,28	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33
58	77,58	1,48	4,39	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
59	79,64	0,62	4,64	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
60	79,05	0,68	4,76	0,12	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
61	77,42	1,64	4,44	0,16	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
62	79,95	0,65	4,53	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
63	79,51	0,85	4,53	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
64	78,31	0,80	5,37	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00
65	79,13	0,90	4,45	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
66	77,88	1,40	3,93	0,19	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Moy.	78,88	1,16	4,20	0,11	0,04	0,11	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
s	1,07	0,49	0,62	0,11	0,07	0,11	0,02	0,00	0,06	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,09
Raillerie goethite détritique de la zone latéritique																			
82	84,34	0,46	1,71	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
83	84,59	0,18	1,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
84	83,95	0,42	1,78	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
85	84,23	0,20	1,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
86	83,84	0,48	1,62	0,06	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
92	85,56	0,23	1,42	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
100	84,18	0,62	1,37	0,09	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
102	84,25	0,58	1,39	0,09	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
103	83,26	0,19	1,21	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Moy.	84,24	0,37	1,48	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
s	0,62	0,18	0,18	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Raillerie goethite de la zone latéritique																			
87	82,77	0,59	2,06	0,06	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
88	84,08	1,07	1,36	0,06	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
89	83,79	0,72	1,95	0,07	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
90	84,08	1,04	1,66	0,14	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
91	84,08	1,04	1,29	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
93	83,76	1,11	1,24	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
94	84,74	0,98	1,18	0,05	0,07	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
95	78,75	0,48	6,53	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
97	82,44	1,15	1,12	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
98	82,80	1,22	1,10	0,00	0,00	0,08	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
99	82,35	1,15	1,35	0,06	0,07	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
101	80,73	1,16	1,09	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
104	82,19	0,43	2,18	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
105	79,12	1,00	1,28	0,08	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
106	82,61	0,43	1,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
107	83,26	0,29	1,39	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
108	81,41	1,45	1,35	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
109	83,90	0,55	1,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
110	82,46	1,13	1,22	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
111	81,36	1,14	1,28	0,07	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00
112	81,11	1,94	1,97	0,14	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
113	82,51	1,15	1,20	0,00	0,00	0,07	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
114	84,43	0,35	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
115	81,86	1,89	1,50	0,05	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Moy.	82,53	0,98	1,61	0,04	0,01	0,01	0,11	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
s	1,56	0,44	1,10	0,05	0,02	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00

(Camebax, BRGM - CNRS – Univ. Orléans. 15 Kev, 20 nA, temps de comptage de 20s)
(Le seuil de détection a été pris à 2σ)

Analyses des barytines

Nom d'échantillon	Nature	Cercle	Plage	n°	SO3	BaO	SrO	Total	Sr peak	Sr fond	σ Sr
					wt%	wt%	wt%	wt%			
Raillerie											
Raillerie/ filonnet du socle											
Ra2431socle	Filonnet	4f	c	68	34,045	64,159	0,046	98,25	3,15	2,86	1,6044
Ra2431socle	Filonnet	4f	c	64	34,3	65,501	0,208	100,01	3,85	2,53	1,509
Ra2431socle	Filonnet	4f	c	65	34,298	66,455	0,248	101	3,55	1,98	1,3349
Ra2431socle	Filonnet	4f	c	66	34,05	64,772	0,324	99,146	3,7	1,65	1,2186
Ra2431socle	Filonnet	4f	c	74	33,803	65,622	0,468	99,893	5,05	2,09	1,3715
Ra2431socle	Filonnet	4f	c	67	33,945	65,383	0,63	99,958	6,2	2,2	1,4071
Ra2431socle	Filonnet	4f	c	73	34,078	65,191	0,666	99,935	6,2	1,98	1,3349
Ra2431socle	Filonnet	4f	f	72	34,158	64,924	0,875	99,957	9,4	3,85	1,8615
Ra2431socle	Filonnet	4f	f	71	34,313	64,884	0,951	100,15	7,8	1,76	1,2586
Ra2431socle	Filonnet	4f	f	69	34,14	64,235	1,567	99,942	12,6	2,64	1,5414
Ra2431socle	Filonnet	4f	f	70	34,362	63,116	1,807	99,285	14,25	2,75	1,5732
Ra2431socle	Filonnet	4f	f	62	34,258	63,37	1,898	99,526	14,7	2,64	1,5414
Ra2431socle	Filonnet	4f	f	63	34,04	62,939	1,969	98,948	14,05	1,54	1,1773
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	75	33,783	65,914	0	99,697	2,8	2,97	1,6349
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	81	34,32	65,328	0	99,648	2,95	3,19	1,6944
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	86	33,658	65,459	0,057	99,174	2,45	2,09	1,3715
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	94	33,826	65,967	0,084	99,877	2,95	2,42	1,4758
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	85	33,873	65,49	0,184	99,547	3,15	1,98	1,3349
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	96	33,841	65,8	0,228	99,869	2,65	1,21	1,0436
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	88	33,686	65,536	0,319	99,541	4,55	2,53	1,509
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	83	34,35	66,069	0,325	100,74	4,7	2,64	1,5414
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	92	34,17	64,823	0,769	99,762	7,5	2,64	1,5414
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	80	33,958	64,226	0,804	98,988	7,4	2,31	1,4419
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	89	34,045	65,295	0,952	100,29	8,45	2,42	1,4758
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	97	34,188	63,467	0,984	98,639	8,75	2,53	1,509
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	78	34,347	64,222	1,043	99,612	8,8	2,2	1,4071
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	95	33,918	65,129	1,053	100,1	9,4	2,75	1,5732
Ra2432socle	Filonnet	4h	c	87	34,477	65,037	1,071	100,59	8,55	1,76	1,2586
Ra2432socle	Filonnet	4h	f	77	34,033	64,362	1,312	99,707	12,15	3,85	1,8615
Ra2432socle	Filonnet	4h	f	91	34,268	63,461	1,326	99,055	10,7	2,31	1,4419
Ra2432socle	Filonnet	4h	f	82	34,265	62,975	1,699	98,939	13,75	2,97	1,6349
Ra2432socle	Filonnet	4h	f	84	33,793	64,085	1,97	99,848	15,05	2,53	1,509
Ra2432socle	Filonnet	4h	f	93	34,273	64,55	2,158	100,98	15	1,32	1,09
Ra2432socle	Filonnet	4h	f	76	34,255	63,017	2,462	99,734	18,7	3,08	1,6649
Ra2432socle	Filonnet	4h	f	90	34,215	62,609	2,492	99,316	17,9	2,09	1,3715
Ra2432socle	Filonnet	4h	f	79	33,806	62,532	2,765	99,103	19,85	2,31	1,4419
Raillerie Galet											
Ra151A3Cgalet	Galet	1a	c	8	34,268	65,244	0,345	99,857	5,5	3,3	1,7234
Ra151A3Cgalet	Galet	1a	c	5	33,896	65,334	0,538	99,768	4,75	1,32	1,09
Ra151A3Cgalet	Galet	1a	c	4	33,928	64,935	0,883	99,746	8,5	2,86	1,6044
Ra151A3Cgalet	Galet	1a	f	6	34,305	63,797	1,343	99,445	11,55	2,97	1,6349
Ra151A3Cgalet	Galet	1a	f	3	34,333	62,299	1,86	98,492	14,7	2,75	1,5732
Ra151A3Cgalet	Galet	1a	f	7	34,235	62,338	2,028	98,601	16,65	3,63	1,8075
Raillerie grès											
Ra151A31	ciment	2l	c	14	33,746	64,899	0	98,645	6,05	6,71	2,4574
Ra151A31	ciment	2l	c	16	34,04	64,883	0,106	99,029	6,95	6,27	2,3755
Ra151A31	ciment	2l	c	20	34,74	64,347	0,19	99,277	4,85	3,63	1,8075
Ra151A31	ciment	2l	c	12	33,806	65,585	0,252	99,643	7,45	5,83	2,2906
Ra151A31	ciment	2l	c	9	34,248	66,071	0,354	100,67	6	3,74	1,8347
Ra151A31	ciment	2l	f	10	27,079	51,303	0,452	78,834	7,2	4,29	1,9649
Ra151A31	ciment	2l	f	13	33,716	63,821	0,701	98,238	11	6,49	2,4168
Ra151A31	ciment	2l	f	15	34,852	64,221	1,307	100,38	14	5,61	2,247
Ra151A31	ciment	2l	f	11	34,427	63,374	1,453	99,254	14,85	5,5	2,2249
Ra151A31	ciment	2l	f	18	34,555	64,819	1,509	100,88	13,2	3,52	1,7799
Ra151A31	ciment	2l	f	19	34,248	63,512	1,623	99,383	14,15	3,74	1,8347
Ra151A31	ciment	2l	f	17	34,295	63,576	1,633	99,504	15,1	5,62	2,249
Raillerie Sinter											
Raifil1B	Ruban	1c	c	28	34,28	64,78	0,399	99,459	6,85	4,29	1,9649
Raifil1B	Ruban	1c	c	25	34,22	64,274	0,469	98,963	7,3	4,29	1,9649
Raifil1B	Ruban	1c	c	23	34,867	62,507	0,898	98,272	9,75	3,96	1,8879
Raifil1B	Ruban	1c	c	29	34,025	63,84	0,927	98,792	10,9	4,95	2,1107
Raifil1B	Ruban	1c	c	24	34,355	63,335	1,108	98,798	11,3	4,18	1,9396
Raifil1B	Ruban	1c	c	30	33,798	63,433	1,113	98,344	11,1	3,96	1,8879
Raifil1B	Ruban	1c	c	26	34,215	64,009	1,251	99,475	12,45	4,4	1,99
Raifil1B	Ruban	1c	f	27	34,318	62,143	2,229	98,69	20,1	5,72	2,2689
Raifil1B	Ruban	1c	f	31	33,938	63,181	2,569	99,688	19,7	3,19	1,6944
Raifil1B	Ruban	1c	f	21	34,09	62,206	2,715	99,011	20,05	2,53	1,509
Raifil1B	Ruban	1c	f	22	34,842	60,807	3,106	98,755	25,5	5,39	2,2025

Nom d'échantillon	Nature	Cercle	Plage	n°	SO3	BaO	SrO	Total	Sr peak	Sr fond	σ Sr
Carrière Nord											
CN354	Ciment	2f	c	236	34,158	65,406	0,035	99,599	2,75	2,53	1,509
CN354	Ciment	2f	f	230	33,606	64,165	0,069	97,84	2,85	2,42	1,4758
CN354	Ciment	2f	c	235	34	65,689	0,188	99,877	3,05	1,87	1,2973
CN354	Ciment	2f	c	228	34,864	65,487	0,214	100,57	3,1	1,76	1,2586
CN354	Ciment	2f	f	229	34,285	64,962	0,266	99,513	4,3	2,64	1,5414
CN354	Ciment	2f	f	234	34,627	64,078	0,422	99,127	5,4	2,75	1,5732
CN354	Ciment	2f	f	237	34,495	64,388	0,46	99,343	5,2	2,31	1,4419
CN354	Ciment	2f	f	232	33,721	62,884	0,773	97,378	6,6	1,76	1,2586
CN354	Ciment	2f	f	238	34,238	64,918	0,848	100	8,3	2,97	1,6349
CN354	Ciment	2f	f	231	34,832	62,826	2,345	100	16,9	2,2	1,4071
CN354	Ciment	2f	f	233	34,27	62,025	2,753	99,048	20,05	2,75	1,5732
CN353	Ciment	2f	c	240	34,243	65,68	0,659	100,58	7,3	3,19	1,6944
CN353	Ciment	2f	c	246	34,55	63,97	0,831	99,351	7,5	2,31	1,4419
CN353	Ciment	2f	c	247	34,63	62,688	0,927	98,245	8,1	2,31	1,4419
CN353	Ciment	2f	c	239	34,545	64,303	0,95	99,798	9,35	3,41	1,7519
CN353	Ciment	2f	f	244	34,922	63,612	1,17	99,704	9,5	2,2	1,4071
CN353	Ciment	2f	f	242	34,662	63,615	1,172	99,449	9,85	2,53	1,509
CN353	Ciment	2f	f	243	34,16	64,233	1,534	99,927	11,45	1,87	1,2973
CN353	Ciment	2f	f	245	34,6	62,823	1,731	99,154	14,55	3,74	1,8347
CN353	Ciment	2f	f	241	34,802	62,686	2,506	99,994	19,2	3,52	1,7799
Redoutières											
Redoutières Sinter											
RedFillI2a	Ruban	1c'	c	34	34,028	65,283	0	99,311	3,45	4,29	1,9649
RedFillI2a	Ruban	1c'	c	39	34,023	65,941	0	99,964	2,5	3,52	1,7799
RedFillI2a	Ruban	1c'	c	32	33,761	64,603	0,078	98,442	4,35	3,85	1,8615
RedFillI2a	Ruban	1c'	c	35	34,278	64,95	0,095	99,323	3,25	2,64	1,5414
RedFillI2a	Ruban	1c'	c	40	34,005	65,616	0,184	99,805	3,05	1,87	1,2973
RedFillI2a	Ruban	1c'	f	36	34,41	65,186	0,818	100,41	8,55	3,3	1,7234
RedFillI2a	Ruban	1c'	f	37	34,328	64,106	1,211	99,645	10,75	2,97	1,6349
RedFillI2a	Ruban	1c'	f	33	34,015	63,392	1,68	99,087	15,1	4,29	1,9649
RedFillI2a	Ruban	1c'	f	38	33,945	62,675	2,176	98,796	16,65	2,64	1,5414
RedFillI2c	Ruban	1g	c	41	34,21	65,017	0	99,227	2,05	2,09	1,3715
RedFillI2c	Ruban	1g	c	50	34,512	63,834	0,382	98,728	4,75	2,31	1,4419
RedFillI2c	Ruban	1g	c	43	33,214	64,63	0,634	98,478	6,15	2,09	1,3715
RedFillI2c	Ruban	1g	c	46	34,37	64,148	0,922	99,44	8,55	2,64	1,5414
RedFillI2c	Ruban	1g	i	48	33,866	64,162	1,004	99,032	8,85	2,42	1,4758
RedFillI2c	Ruban	1g	f	49	34,308	63,716	1,66	99,684	13,4	2,75	1,5732
RedFillI2c	Ruban	1g	f	42	33,728	63,58	2,188	99,496	16,05	1,98	1,3349
RedFillI2c	Ruban	1g	f	45	34,824	61,539	2,258	98,621	17,1	2,53	1,509
RedFillI2c	Ruban	1g	f	44	34,04	63,92	2,362	100,32	17,25	2,09	1,3715
RedFillI2c	Ruban	1g	f	47	33,776	62,109	2,509	98,394	18,1	1,98	1,3349
RedFillI2b	Ruban	1e	c	53	34,487	65,186	0,179	99,852	4	2,86	1,6044
RedFillI2b	Ruban	1e	c	60	33,636	64,993	0,641	99,27	6,55	2,42	1,4758
RedFillI2b	Ruban	1e	c	56	34,165	65,129	0,661	99,955	7,2	2,97	1,6349
RedFillI2b	Ruban	1e	c	58	34,25	65,862	0,759	100,87	7,85	2,97	1,6349
RedFillI2b	Ruban	1e	c	52	33,898	64,235	0,925	99,058	7,35	1,43	1,1345
RedFillI2b	Ruban	1e	c	61	34,248	65,456	0,98	100,68	7,75	1,43	1,1345
RedFillI2b	Ruban	1e	f	54	33,631	62,709	1,17	97,51	9,25	1,76	1,2586
RedFillI2b	Ruban	1e	f	59	34,07	64,003	1,28	99,353	10,55	2,31	1,4419
RedFillI2b	Ruban	1e	f	55	34,732	63,998	1,537	100,27	13,05	3,19	1,6944
RedFillI2b	Ruban	1e	f	51	34,365	64,162	1,576	100,1	12,3	2,2	1,4071
RedFillI2b	Ruban	1e	f	57	34,754	62,426	1,701	98,881	13,55	2,42	1,4758
Redoutières Ciment du grès											
Re1412Cime	Ciment	2j	c	100	34,06	64,482	0	98,542	2,3	2,75	1,5732
Re1412Cime	Ciment	2j	c	105	34,013	64,801	0,024	98,838	2,9	2,75	1,5732
Re1412Cime	Ciment	2j	c	104	34,078	66,057	0,046	100,18	2,6	2,31	1,4419
Re1412Cime	Ciment	2j	c	102	33,598	64,724	0,047	98,369	2,5	2,2	1,4071
Re1412Cime	Ciment	2j	c	106	33,751	63,207	0,108	97,066	3,1	2,42	1,4758
Re1412Cime	Ciment	2j	c	99	34,135	65,666	0,15	99,951	2,5	1,54	1,1773
Re1412Cime	Ciment	2j	c	113	34,008	64,193	0,272	98,473	3,6	1,87	1,2973
Re1412Cime	Ciment	2j	c	109	34,133	64,541	0,294	98,968	3,85	1,98	1,3349
Re1412Cime	Ciment	2k	f	110	34,063	65,173	0,498	99,734	5,15	1,98	1,3349
Re1412Cime	Ciment	2k	c	108	33,911	64,286	0,596	98,793	5,55	1,76	1,2586
Re1412Cime	Ciment	2k	c	112	33,873	64,285	0,672	98,83	6,15	1,87	1,2973
Re1412Cime	Ciment	2k	f	111	34,018	63,972	1,317	99,307	10,6	2,2	1,4071
Re1412Cime	Ciment	2k	f	101	34,442	63,427	1,384	99,253	10,9	2,09	1,3715
Re1412Cime	Ciment	2k	f	107	34,492	63,316	1,397	99,205	10,65	1,76	1,2586
Re1412Cime	Ciment	2k	f	98	34,392	63,131	1,62	99,143	13	2,64	1,5414
Re1412Cime	Ciment	2k	f	103	34,063	63,868	1,649	99,58	12,7	2,2	1,4071

Nom d'échantillon	Nature	Cercle	Plage	n°	SO3	BaO	SrO	Total	Sr peak	Sr fond	σ Sr
Re1411Cime	Ciment	2k'	c	122	34,807	64,879	0,324	100,01	4,15	2,09	1,3715
Re1411Cime	Ciment	2k'	c	118	33,751	64,228	0,35	98,329	4,1	1,87	1,2973
Re1411Cime	Ciment	2k'	c	120	34,028	63,936	0,499	98,463	5,7	2,53	1,509
Re1411Cime	Ciment	2k'	c	116	34,035	65,234	0,539	99,808	5,65	2,2	1,4071
Re1411Cime	Ciment	2k'	f	114	34,218	63,146	0,753	98,117	6,8	1,98	1,3349
Re1411Cime	Ciment	2k'	f	115	34,255	62,995	0,769	98,019	6,35	1,43	1,1345
Re1411Cime	Ciment	2k'	f	119	34,665	64,485	0,808	99,958	6,9	1,76	1,2586
Re1411Cime	Ciment	2k'	f	123	33,509	63,516	1,484	98,509	11,2	1,76	1,2586
Re1411Cime	Ciment	2k'	f	117	34,352	62,362	1,641	98,355	12,25	1,76	1,2586
Re1411Cime	Ciment	2k'	f	121	34,078	62,803	1,711	98,592	13,2	2,31	1,4419
Re9623Cime	Ciment	2d	c	127	33,918	65,379	0,047	99,344	2,5	2,2	1,4071
Re9623Cime	Ciment	2d	c	129	34,04	65,259	0,048	99,347	2,95	2,64	1,5414
Re9623Cime	Ciment	2d	c	132	34,15	65,163	0,052	99,365	3,3	2,97	1,6349
Re9623Cime	Ciment	2d	c	128	34,15	64,379	0,209	98,738	3,3	1,98	1,3349
Re9623Cime	Ciment	2d	f	133	33,828	64,57	1,187	99,585	9,6	2,09	1,3715
Re9623Cime	Ciment	2d	f	125	33,95	63,675	1,829	99,454	14,1	2,53	1,509
Re9623Cime	Ciment	2d	f	126	34,315	62,696	1,838	98,849	14,05	2,42	1,4758
Re9623Cime	Ciment	2d	f	124	33,743	63,21	1,839	98,792	12,95	1,32	1,09
Re9623Cime	Ciment	2d	f	130	34,21	62,446	2,02	98,676	15,25	2,42	1,4758
Re9623Cime	Ciment	2d	f	131	34,947	61,366	2,333	98,646	17,45	2,53	1,509
Re9622Cime	Ciment	2b	c	137	33,711	65,98	0,207	99,898	3,5	2,2	1,4071
Re9622Cime	Ciment	2b	c	135	33,965	65,123	0,442	99,53	4,65	1,87	1,2973
Re9622Cime	Ciment	2b	c	142	33,738	66,075	0,648	100,46	6,4	2,31	1,4419
Re9622Cime	Ciment	2b	f	134	34,238	64,926	0,698	99,862	6,7	2,31	1,4419
Re9622Cime	Ciment	2b	c	140	34,757	64,408	1,295	100,46	10,15	1,98	1,3349
Re9622Cime	Ciment	2b	f	141	33,95	62,978	1,673	98,601	12,55	1,98	1,3349
Re9622Cime	Ciment	2b	f	138	34,942	62,08	2,086	99,108	15,75	2,53	1,509
Re9622Cime	Ciment	2b	f	136	33,783	62,964	2,216	98,963	16,4	2,42	1,4758
Re9622Cime	Ciment	2b	f	139	34,397	62,581	2,291	99,269	17,05	2,53	1,509
Rosignol											
Rosignol Plateures											
RFE1E (0mBaRub)	Ruban	3h	c	207	34,295	65,291	0	99,586	3,05	3,19	1,6944
RFE1E (0mBaRub)	Ruban	3h	c	210	34	65,341	0,06	99,401	2,35	1,98	1,3349
RFE1E (0mBaRub)	Ruban	3h	c	212	35,127	65,107	0,293	100,53	3,9	2,09	1,3715
RFE1D (0mBaRub)	Ruban	3h	c	200	34,43	64,027	0,324	98,781	4,75	2,75	1,5732
RFE1D (0mBaRub)	Ruban	3h	c	202	34,362	63,623	0,363	98,348	4	1,76	1,2586
RFE1D (0mBaRub)	Ruban	3h	c	203	34,475	65,588	0,684	100,75	6,2	1,98	1,3349
RFE1E (0mBaRub)	Ruban	3h	f	209	34,208	65,038	1,323	100,57	10,6	2,42	1,4758
RFE1E (0mBaRub)	Ruban	3h	Bouge	208	34,11	63,94	1,685	99,735	12,85	2,42	1,4758
RFE1D (0mBaRub)	Ruban	3h	f	199	33,838	63,055	1,798	98,691	14,2	3,08	1,6649
RFE1D (0mBaRub)	Ruban	3h	f	205	34,315	64,492	1,866	100,67	13,35	1,76	1,2586
RFE1E (0mBaRub)	Ruban	3h	f	213	34,422	63,472	2,399	100,29	16,95	2,09	1,3715
RFE1E (0mBaRub)	Ruban	3h	f	211	34,535	63,782	2,716	101,03	18,15	1,32	1,09
RFE1D (0mBaRub)	Ruban	3h	f	204	34,622	61,608	3,486	99,716	22,8	1,1	0,995
RFE1D (0mBaRub)	Ruban	3h	f	201	35,134	60,182	4,685	100	30,65	1,32	1,09
RFE1D (0mBaRub)	Ruban	3h	f	206	35,738	59,824	5,293	100,86	35,5	2,09	1,3715
RFE1C(0mBaRub)Filonet	Ruban	3f	c	219	34,432	65,165	0,013	99,61	1,95	1,87	1,2973
RFE1C(0mBaRub)Filonet	Ruban	3f	c	220	34,178	65,024	0,051	99,253	2,85	2,53	1,509
RFE1C(0mBaRub)Filonet	Ruban	3f	c	215	34,195	64,622	0,106	98,923	2,2	1,54	1,1773
RFE1C(0mBaRub)Filonet	Ruban	3f	c	216	34,652	65,367	0,111	100,13	3,55	2,86	1,6044
RFE1C(0mBaRub)Filonet	Ruban	3f	c	223	34,04	65,823	0,112	99,975	2,9	2,2	1,4071
RFE1C(0mBaRub)Filonet	Ruban	3f	c	225	34,1	65,099	0,503	99,702	5,55	2,42	1,4758
RFE1C(0mBaRub)Filonet	Ruban	3f	f	227	34,565	64,206	1,263	100,03	10,5	2,64	1,5414
RFE1C(0mBaRub)Filonet	Ruban	3f	f	217	34,55	63,403	1,624	99,577	12,85	2,75	1,5732
RFE1C(0mBaRub)Filonet	Ruban	3f	f	214	34,467	63,873	1,895	100,24	13,35	1,54	1,1773
RFE1C(0mBaRub)Filonet	Ruban	3f	f	218	34,193	63,825	1,913	99,931	13,8	1,87	1,2973
RFE1C(0mBaRub)Filonet	Ruban	3f	f	221	34,897	62,988	1,934	99,819	13,75	1,65	1,2186
RFE1C(0mBaRub)Filonet	Ruban	3f	f	224	34,42	63,071	2,11	99,601	16,5	3,3	1,7234
RFE1C(0mBaRub)Filonet	Ruban	3f	f	226	34,685	60,551	3,038	98,274	21,6	2,53	1,509
RFE1C(0mBaRub)Filonet	Ruban	3f	f	222	34,742	60,312	3,388	98,442	23,95	2,53	1,509
RFB1A(0m)	Ruban	3b	c	149	34,382	65,172	0	99,554	2,6	2,86	1,6044
RFB1A(0m)	Ruban	3b	c	151	34,42	65,895	0,06	100,38	2,8	2,42	1,4758
RFB1A(0m)	Ruban	3b	c	143	34,275	65,325	0,075	99,675	1,9	1,43	1,1345
RFB1A(0m)	Ruban	3b	c	148	34,02	66,719	0,188	100,93	3,05	1,87	1,2973
RFB1A(0m)	Ruban	3b	c	153	35,144	64,334	0,345	99,823	4,15	1,98	1,3349
RFB1A(0m)	Ruban	3b	c	147	33,803	64,25	1,268	99,321	9,85	1,87	1,2973
RFB1A(0m)	Ruban	3b	f	154	35,064	63,316	1,658	100,04	12,75	2,31	1,4419
RFB1A(0m)	Ruban	3b	f	152	34,7	64,228	1,714	100,64	13,65	2,86	1,6044
RFB1A(0m)	Ruban	3b	f	145	34,904	64,534	1,892	101,33	14,25	2,31	1,4419
RFB1A(0m)	Ruban	3b	f	150	34,11	64,1	2,135	100,35	15,55	2,09	1,3715
RFB1A(0m)	Ruban	3b	f	146	34,912	62,159	2,973	100,04	21,2	2,42	1,4758
RFB1A(0m)	Ruban	3b	f	144	34,627	62,813	3,096	100,54	21,7	2,09	1,3715

Nom d'échantillon	Nature	Cercle	Plage	n°	SO3	BaO	SrO	Total	Sr peak	Sr fond	σ Sr
RFB1C(0m)	Ruban	3d	c	165	34,435	65,049	0,176	99,66	4,3	3,19	1,6944
RFB1C(0m)	Ruban	3d	c	164	33,906	64,065	0,247	98,218	3,75	2,2	1,4071
RFB1C(0m)	Ruban	3d	c	158	33,718	65,494	0,373	99,585	5,1	2,75	1,5732
RFB1C(0m)	Ruban	3d	c	167	34,028	63,472	0,535	98,035	6,55	3,19	1,6944
RFB1C(0m)	Ruban	3d	c	160	33,773	64,351	0,566	98,69	5,45	1,87	1,2973
RFB1C(0m)	Ruban	3d	c	169	33,938	64,51	0,796	99,244	7,1	2,09	1,3715
RFB1C(0m)	Ruban	3d	f	155	36,28	57,23	0,96	94,47	28,05	2,75	1,5732
RFB1C(0m)	Ruban	3d	c	159	34,475	63,055	1,016	98,546	8,3	1,87	1,2973
RFB1C(0m)	Ruban	3d	f	170	34,213	63,73	1,042	98,985	9,1	2,53	1,509
RFB1C(0m)	Ruban	3d	c	161	34,617	64,093	1,287	99,997	10,1	1,98	1,3349
RFB1C(0m)	Ruban	3d	f	171	34,455	63,596	1,356	99,407	11,65	3,08	1,6649
RFB1C(0m)	Ruban	3d	f	162	34,505	63,453	1,391	99,349	11,3	2,53	1,509
RFB1C(0m)	Ruban	3d	f	166	34,527	64,242	1,417	100,19	11,45	2,53	1,509
RFB1C(0m)	Ruban	3d	f	168	34,59	63,633	1,466	99,689	12,75	3,52	1,7799
RFB1C(0m)	Ruban	3d	f	163	34,577	63,282	1,653	99,512	12,4	1,98	1,3349
RFB1C(0m)	Ruban	3d	f	157	32,764	59,784	1,986	94,534	14,25	1,65	1,2186
RFB1C(0m)	Ruban	3d	f	156	34,522	62,575	2,431	99,528	17,85	2,42	1,4758
Rossignol -25m											
O11B1A(215m)	Ruban	4c	c	183	34,395	64,483	0	98,878	2,15	2,53	1,509
O11B1A(215m)	Ruban	4c	c	173	34,025	65,393	0,129	99,547	4,1	3,3	1,7234
O11B1A(215m)	Ruban	4c	c	181	35,137	65,268	0,218	100,62	4	2,64	1,5414
O11B1A(215m)	Ruban	4c	c	172	34,175	65,891	0,317	100,38	4,5	2,53	1,509
O11B1A(215m)	Ruban	4c	c	182	34,452	65,037	0,407	99,896	4,85	2,31	1,4419
O11B1A(215m)	Ruban	4c	?	179	34,367	64,973	0,479	99,819	5,95	2,97	1,6349
O11B1A(215m)	Ruban	4c	c	175	34,26	65,216	0,48	99,956	4,2	1,21	1,0436
O11B1A(215m)	Ruban	4c	c	187	34,165	65,484	0,61	100,26	5,7	1,87	1,2973
O11B1A(215m)	Ruban	4c	f	185	34,859	65,579	0,918	101,36	9,05	3,3	1,7234
O11B1A(215m)	Ruban	4c	f	180	35,144	63,407	1,165	99,716	9,7	2,42	1,4758
O11B1A(215m)	Ruban	4c	f	188	34,794	63,577	1,287	99,658	10,6	2,53	1,509
O11B1A(215m)	Ruban	4c	f	184	34,103	65,253	1,319	100,68	9,8	1,54	1,1773
O11B1A(215m)	Ruban	4c	f	174	34,138	65,693	1,427	101,26	11,1	2,2	1,4071
O11B1A(215m)	Ruban	4c	f	177	34,809	64,12	1,449	100,38	11,45	2,42	1,4758
O11B1A(215m)	Ruban	4c	f	186	34,505	64,419	1,503	100,43	11,2	1,76	1,2586
O11B1A(215m)	Ruban	4c	f	178	34,273	64,055	1,676	100	12,65	2,2	1,4071
O11B1A(215m)	Ruban	4c	f	176	34,168	63,991	1,721	99,88	12,6	1,87	1,2973
O11b13(215m)	Ruban	4b	c	189	34,105	67,15	0,006	101,26	2,35	2,31	1,4419
O11b13(215m)	Ruban	4b	c	196	33,856	65,818	0,351	100,03	3,95	1,76	1,2586
O11b13(215m)	Ruban	4b	c	194	34,355	65,728	0,382	100,47	5,35	2,97	1,6349
O11b13(215m)	Ruban	4b	c	191	34,53	65,395	0,613	100,54	6,35	2,53	1,509
O11b13(215m)	Ruban	4b	c	198	33,963	65,75	0,667	100,38	5,7	1,54	1,1773
O11b13(215m)	Ruban	4b	c	193	34,28	65,205	0,684	100,17	5,8	1,54	1,1773
O11b13(215m)	Ruban	4b	c	195	34,343	64,854	0,717	99,914	7,55	3,08	1,6649
O11b13(215m)	Ruban	4b	f	190	34,34	64,814	1,087	100,24	8	1,21	1,0436
O11b13(215m)	Ruban	4b	f	197	35,022	64,092	1,521	100,64	11,25	1,76	1,2586
O11b13(215m)	Ruban	4b	f	192	35,059	63,944	1,922	100,93	14,1	2,09	1,3715

(Camebax, BRGM - CNRS – Univ. Orléans. 15 Kev, 20 nA, temps de comptage de 20s)

Analyses sur roche totale des formations ferrugineuses de Chaillac

Ref Echantillon	As 75	Ba 137	Be 9	Bi 209	Cd 111	Ce 140	Co 59	Cr 53	Cs 133	Cu 63	Dy 161	Er 166	Eu 151	Ga 71
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
RA H1	680,87	39519,05	45,20	0,18	< L.D.	16,01	1,54	23,14	2,07	6,66	1,56	0,83	< L.D.	6,79
RA H2	555,33	301,59	18,02	0,15	< L.D.	20,23	1,35	26,63	3,25	6,53	1,39	0,61	0,61	8,43
RA H3	703,99	7750,25	28,19	0,20	< L.D.	18,73	1,16	42,40	2,63	8,70	1,35	0,62	1,20	9,21
RA L3	90,23	10,65	4,75	0,11	< L.D.	3,38	0,58	79,42	0,21	8,56	0,60	0,49	0,13	11,10
RA L1	70,64	21,45	1,93	< L.D.	< L.D.	6,82	0,61	18,61	0,91	10,11	0,75	0,33	0,17	5,76
RA L2	188,26	14,79	5,70	< L.D.	< L.D.	9,44	0,55	24,33	0,32	9,37	1,21	0,54	0,41	5,98
RA L6	0,96	17,75	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,67	< L.D.	7,81	< L.D.	< L.D.	0,11	0,06	< L.D.	0,51
RA 29b	340,96	113,63	1,02	0,20	< L.D.	49,22	0,96	83,54	2,20	14,83	1,84	0,90	0,40	14,74
RA 29a	271,21	36,18	6,54	0,11	< L.D.	14,65	1,66	74,74	1,45	14,12	1,30	0,70	0,36	12,97
RA 28d	1445,30	1057,63	2,65	1,41	< L.D.	101,46	6,65	343,13	37,84	40,13	7,90	3,58	3,35	70,21
RA 9.2	56,90	422,40	2,20	0,16	< L.D.	130,53	1,44	51,31	12,35	9,67	2,07	1,02	0,70	31,94
RA 9.1	181,33	26,52	7,82	0,20	< L.D.	10,76	1,86	58,56	0,81	7,65	1,50	0,84	0,26	31,34
ASO 176 a	3701,64	70765,85	64,23	5,01	< L.D.	18,12	< L.D.	< L.D.	36,42	< L.D.	0,98	0,17	< L.D.	11,60
ASO 176 b	2814,41	29192,6796	82,30	4,79	< L.D.	10,18	< L.D.	< L.D.	32,64	< L.D.	0,33	0,09	< L.D.	14,87
CN 14	414,24	14788,90	20,07	0,08	0,45	6,40	1,85	< L.D.	4,02	< L.D.	2,30	0,88	< L.D.	0,71
SABLE	17,13	147,83	1,91	0,13	< L.D.	12,61	2,48	7,60	3,46	15,53	0,56	0,23	0,15	2,76
SABLE/ARGILE	14,27	819,24	3,14	< L.D.	0,33	7,21	5,16	35,73	3,47	5,92	1,39	0,54	0,45	6,72
T 1	525,43	19357,52	16,04	0,26	< L.D.	18,07	1,80	13,01	11,41	7,98	1,39	0,56	< L.D.	8,00
T 2	438,84	5569,66	21,17	0,40	< L.D.	27,75	5,64	10,68	10,70	24,59	1,59	0,72	0,52	8,19
MN 1	99,43	8418,81	7,02	0,27	< L.D.	14,62	2,14	13,22	36,72	19,00	0,90	0,26	< L.D.	5,82
MN 2	284,95	247,14	7,79	0,42	< L.D.	11,81	0,41	5,62	7,83	11,35	0,74	0,42	0,17	3,95
DU 3	1195,32	345,51	24,25	0,20	< L.D.	37,08	16,14	13,92	14,66	24,09	4,07	1,66	0,90	7,29
BV 1	251,21	225,57	4,07	0,49	< L.D.	13,96	0,44	5,02	10,58	31,31	0,92	0,40	0,23	4,58
VA 1	725,99	142,19	31,78	0,62	< L.D.	108,29	19,11	18,47	8,45	36,10	9,10	3,38	2,83	6,41
CH 2	106,25	176,03	22,63	0,26	< L.D.	20,59	3,21	15,08	11,48	9,77	1,54	0,58	0,46	5,75
PR 3	107,00	7865,00	20,01	0,41	< L.D.	22,99	2,41	12,98	23,37	10,51	1,39	0,58	0,43	7,52

Ref Echantillon	Gd 157	Ge 74	Hf 180	Ho 165	In 115	La 139	Lu 175	Mo 98	Nb 93	Nd 145	Ni 60	Pb Total	Pr 141	Rb 85
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
RA H1	1,88	37,27	0,83	0,28	0,13	13,34	0,08	7,28	1,18	11,05	9,42	19,77	3,18	11,83
RA H2	1,61	40,79	0,98	0,27	0,16	17,83	0,09	10,58	1,70	12,88	10,78	25,22	3,86	9,52
RA H3	2,03	41,46	1,36	0,20	0,14	16,87	0,07	6,39	1,59	14,60	13,18	21,69	3,54	10,33
RA L3	0,55	3,59	2,40	0,16	0,15	1,58	0,09	1,98	5,19	1,60	6,92	24,64	0,43	< L.D.
RA L1	0,61	2,96	1,45	0,14	0,13	4,62	0,07	1,64	2,35	3,13	< L.D.	21,33	0,96	2,39
RA L2	1,37	2,55	0,89	0,22	0,12	6,81	0,07	1,95	1,75	5,70	< L.D.	28,55	1,45	1,13
RA L6	0,12	1,11	0,57	0,03	< L.D.	0,91	0,02	< L.D.	0,32	0,41	< L.D.	2,16	0,23	< L.D.
RA 29b	1,29	2,50	2,83	0,27	0,24	43,84	0,18	3,44	7,30	15,07	8,72	46,78	5,86	5,82
RA 29a	1,17	4,51	2,97	0,27	0,21	10,73	0,14	3,58	7,97	6,37	5,81	29,32	1,79	4,18
RA 28d	10,88	14,41	6,30	1,30	0,31	94,31	0,63	14,36	26,29	90,34	40,41	82,61	23,01	106,29
RA 9.2	2,47	3,41	5,06	0,34	0,16	154,63	0,19	1,72	12,18	38,43	5,02	125,38	15,76	52,88
RA 9.1	1,32	7,87	5,55	0,32	0,13	5,36	0,19	3,24	12,32	6,88	6,00	17,80	1,62	11,18
ASO 176 a	0,86	88,32	0,56	0,07	< L.D.	6,45	0,01	0,75	3,12	8,23	< L.D.	267,06	1,96	67,13
ASO 176 b	0,66	82,81	0,42	0,02	0,10	3,50	0,01	< L.D.	1,12	4,02	< L.D.	237,48	1,06	73,48
CN 14	2,56	117,55	0,21	0,37	< L.D.	2,25	0,13	3,23	0,11	5,73	19,20	103,70	1,14	3,69
SABLE	0,51	2,60	0,79	0,12	< L.D.	6,95	0,04	0,46	0,84	5,36	5,56	64,03	1,64	44,80
SABLE/ARGILE	0,99	1,58	0,98	0,27	< L.D.	3,18	0,07	< L.D.	1,32	4,81	27,92	39,13	0,97	71,10
T 1	1,19	35,91	0,90	0,16	< L.D.	8,78	0,07	8,68	1,85	6,39	< L.D.	249,48	1,98	98,49
T 2	1,85	25,24	0,97	0,28	0,23	10,83	0,16	6,30	1,88	11,08	18,53	170,28	2,99	98,25
MN 1	0,88	23,03	1,06	0,11	< L.D.	7,06	0,05	2,51	1,64	6,25	< L.D.	34,76	1,70	140,63
MN 2	0,91	85,29	0,77	0,13	< L.D.	5,37	0,07	5,18	1,40	4,82	< L.D.	30,69	1,30	59,61
DU 3	3,92	17,94	0,77	0,60	< L.D.	16,60	0,23	4,89	1,68	16,47	8,96	587,01	3,71	109,68
BV 1	1,10	19,30	1,03	0,12	< L.D.	7,06	0,04	2,44	1,61	5,95	< L.D.	40,80	1,53	83,20
VA 1	11,19	18,87	0,97	1,27	0,30	47,47	0,42	3,46	1,06	60,05	22,66	101,64	14,30	84,90
CH 2	1,87	22,61	0,94	0,24	0,25	8,61	0,08	1,59	1,58	8,43	11,71	41,28	2,51	93,86
PR 3	1,31	13,96	0,90	0,17	0,18	9,84	0,08	1,13	1,95	7,12	5,96	29,93	2,23	119,27

Ref Echantillon	Sb 121	Sm 147	Sn 118	Sr 86	Ta 181	Tb 159	Th 232	Tm 169	U 238	V 51	W 184	Y 89	Yb 174	Zn 66
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
RA H1	106,40	2,47	2,41	112,91	0,20	0,25	7,11	0,14	6,14	11,70	41,40	6,09	0,64	43,74
RA H2	95,34	3,26	2,92	13,96	0,27	0,30	10,47	0,13	6,87	31,77	47,07	4,78	0,54	33,73
RA H3	96,38	3,16	3,81	32,38	0,25	0,28	8,24	0,09	4,50	28,71	24,33	5,50	0,53	40,61
RA L3	15,92	0,39	2,89	< L.D.	0,60	0,11	6,11	0,09	2,14	39,39	13,33	5,00	0,48	75,31
RA L1	6,25	0,70	1,58	< L.D.	0,30	0,11	7,99	0,07	1,77	20,11	8,41	3,83	0,35	75,45
RA L2	9,13	1,17	1,02	< L.D.	0,18	0,23	10,92	0,10	2,92	22,24	5,95	6,73	0,50	80,36
RA L6	0,27	0,11	< L.D.	4,50	0,04	0,02	0,38	0,02	0,22	1,97	0,15	0,94	0,06	< L.D.
RA 29b	7,86	2,32	4,90	24,47	0,78	0,25	15,85	0,12	3,88	83,52	5,48	9,15	0,93	34,89
RA 29a	13,13	1,06	4,26	6,18	3,01	0,20	11,04	0,16	3,37	59,64	9,67	9,26	1,06	94,27
RA 28d	28,31	16,21	17,31	61,89	2,58	1,36	34,23	0,54	12,92	248,87	10,00	35,85	3,89	89,48
RA 9.2	5,77	4,98	8,14	74,21	1,62	0,45	15,17	0,16	1,93	32,39	6,39	10,80	1,13	30,63
RA 9.1	39,95	1,67	9,66	4,10	1,60	0,21	24,81	0,15	2,52	88,36	8,90	9,13	1,21	64,17
ASO 176 a	351,50	0,99	7,27	36,72	0,91	0,09	2,51	0,01	171,44	32,89	293,49	2,91	0,18	296,24
ASO 176 b	158,24	0,84	4,15	27,85	0,35	0,06	1,70	< L.D.	22,15	15,76	143,18	1,31	0,06	399,29
CN 14	112,13	2,22	< L.D.	108,37	< L.D.	0,38	0,33	0,14	4,47	< L.D.	13,02	8,21	0,87	91,42
SABLE	7,43	1,42	3,13	17,78	0,15	0,10	8,11	0,03	3,36	6,52	0,28	2,91	0,27	31,61
SABLE/ARGILE	2,39	1,23	0,66	53,30	0,13	0,17	1,90	0,11	2,21	27,97	0,46	6,04	0,62	71,63
T 1	75,18	1,66	2,29	181,89	0,27	0,21	3,87	0,06	7,58	43,11	1,05	4,72	0,52	74,36
T 2	68,45	2,85	2,43	60,73	0,28	0,33	6,29	0,11	16,01	34,91	2,01	6,69	0,83	142,12
MN 1	4,93	1,15	2,18	61,70	0,23	0,14	4,85	0,03	5,88	69,14	0,98	2,78	0,22	29,94
MN 2	108,83	0,97	2,44	23,33	0,35	0,18	2,12	0,04	7,20	4,21	2,60	4,20	0,40	9,65
DU 3	22,94	3,48	1,88	43,88	0,24	0,65	4,61	0,34	13,92	37,39	1,06	16,48	1,78	784,71
BV 1	18,93	1,50	1,66	21,29	0,25	0,16	3,74	0,05	8,12	18,23	5,68	2,88	0,35	12,67
VA 1	13,97	13,28	1,45	27,14	0,17	1,51	3,96	0,50	15,48	137,41	2,27	22,62	3,49	420,67
CH 2	166,23	2,04	2,21	26,02	0,21	0,25	7,02	0,08	5,23	6,56	2,66	5,16	0,65	47,85
PR 3	178,32	1,44	2,47	59,56	0,26	0,25	4,83	0,08	3,35	9,78	33,55	4,40	0,57	60,05

Ref Echantillon	Zr 90	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	Total
	ppm	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
RA H1	29,10	44,13	2,59	42,78	0,03	0,20	0,11	< L.D.	0,11	< L.D.	0,15	6,51	96,61
RA H2	35,71	46,51	3,56	44,18	0,03	0,10	< L.D.	< L.D.	0,08	< L.D.	< L.D.	4,73	99,19
RA H3	66,71	45,84	4,87	42,42	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,09	< L.D.	< L.D.	6,10	99,32
RA L3	73,79	50,96	0,66	42,19	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,25	< L.D.	5,61	99,67
RA L1	46,61	69,22	2,21	24,51	< L.D.	0,10	0,11	< L.D.	< L.D.	0,12	< L.D.	3,58	99,85
RA L2	36,59	57,94	1,17	35,56	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,05	< L.D.	4,98	99,70
RA L6	15,20	99,81	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-0,23	99,58
RA 29b	97,75	56,03	5,42	31,64	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,06	0,33	0,11	6,17	99,76
RA 29a	110,03	39,47	2,74	49,91	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,06	0,22	0,05	7,55	100,00
RA 28d	213,39	34,13	29,04	20,34	< L.D.	0,42	< L.D.	< L.D.	1,02	1,09	0,25	13,51	99,80
RA 9.2	187,95	67,09	17,89	6,89	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,34	0,31	0,07	7,13	99,72
RA 9.1	193,35	65,77	1,42	27,91	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,08	0,34	< L.D.	4,19	99,71
ASO 176 a	15,57	9,65	3,39	67,04	0,39	0,50	0,29	< L.D.	0,98	0,06	0,23	6,03	88,56
ASO 176 b	14,82	11,07	4,06	71,30	0,64	0,72	0,29	< L.D.	0,64	< L.D.	0,19	6,11	95,02
CN 14	3,81	16,03	0,74	75,52	0,07	0,18	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	5,15	97,69
SABLE	23,05	69,80	2,32	0,81	< L.D.	< L.D.	14,06	< L.D.	0,97	< L.D.	< L.D.	11,43	99,39
SABLE/ARGILE	33,94	62,40	9,06	1,22	0,03	0,22	11,66	0,17	3,96	< L.D.	< L.D.	11,06	99,78
T 1	27,54	40,32	2,94	50,33	0,05	0,10	< L.D.	0,12	1,75	< L.D.	0,10	0,00	95,71
T 2	38,59	42,54	3,94	46,78	0,13	< L.D.	< L.D.	0,12	1,83	< L.D.	0,08	3,95	99,37
MN 1	31,01	56,92	4,34	33,92	0,04	0,16	< L.D.	0,15	2,17	< L.D.	0,09	2,63	100,42
MN 2	25,57	46,85	2,57	47,59	< L.D.	0,15	0,10	0,07	1,22	< L.D.	< L.D.	1,12	99,67
DU 3	28,81	44,85	3,67	41,36	0,04	0,24	2,40	0,17	1,96	< L.D.	0,10	5,03	99,82
BV 1	41,39	58,54	3,58	34,41	< L.D.	< L.D.	0,13	0,10	1,77	< L.D.	< L.D.	1,14	99,67
VA 1	29,80	52,09	3,23	35,59	0,10	< L.D.	< L.D.	0,08	1,53	< L.D.	0,10	4,21	96,93
CH 2	35,12	45,11	3,46	47,00	0,07	0,10	< L.D.	0,15	1,74	< L.D.	< L.D.	2,11	99,74
PR 3	31,24	50,43	4,62	38,41	0,20	0,21	< L.D.	0,18	2,22	0,06	0,12	3,37	99,82

Analyses ICP – MS réalisées au SARM (Nancy).

Analyses des fluorines

Ref Echantillon		As 75	Ba 137	Be 9	Bi 209	Cd 111	Ce 140	Co 59	Cr 53	Cs 133	Cu 63	Dy 161	Er 166	Eu 151	Ga 71	Gd 157	Ge 74
Green	FV 5	0,503	<L.D.	<L.D.	0,149	<L.D.	23,53	3,4	<L.D.	<L.D.	<L.D.	2,012	1,198	1,092	0,148	1,804	<L.D.
Mixte	FV 7	2,657	<L.D.	1,099	0,104	<L.D.	21,57	3,415	<L.D.	0,49	<L.D.	4,902	3,094	1,93	0,294	3,421	<L.D.
Purple	FV 6	<L.D.	<L.D.	1,182	0,426	<L.D.	6,225	3,535	<L.D.	<L.D.	<L.D.	3,126	1,881	0,658	<L.D.	1,931	<L.D.
Cherty	FP 9	16,76	19,66	9,278	0,129	<L.D.	4,421	2,105	<L.D.	4,396	<L.D.	3,322	2,076	0,526	4,086	2,057	1,33
Cherty	FP 15	18,57	20,37	9,652	0,269	<L.D.	4,408	1,68	<L.D.	4,438	9,702	3,131	1,971	0,478	4,719	2,007	1,378
Cherty	FL 10	<L.D.	<L.D.	1,091	<L.D.	<L.D.	5,988	2,188	<L.D.	<L.D.	5,655	3,277	1,925	0,513	<L.D.	1,965	0,439
Cherty	FL 11	1,521	<L.D.	1,358	0,112	<L.D.	4,528	2,396	<L.D.	<L.D.	6,013	2,01	1,09	0,33	<L.D.	1,273	0,217
Fj-Ba	FAp 8	<L.D.	<L.D.	<L.D.	1,162	<L.D.	27,31	3,439	<L.D.	<L.D.	<L.D.	3,044	1,101	2,797	<L.D.	4,468	<L.D.
Fj-Ba	FAp 14	<L.D.	3,735	<L.D.	0,091	<L.D.	35,91	2,606	<L.D.	<L.D.	7,093	8,764	3,385	5,392	0,169	12,45	<L.D.
Fj-Ba	Re 14-1	0,55	451,28	<L.D.	<L.D.	1,76	34,60	3,29	<L.D.	<L.D.	<L.D.	4,30	1,51	3,856	0,138	7,325	0,153
Fj-Ba	Re 14-2	1,23	116,95	<L.D.	<L.D.	<L.D.	36,84	3,42	<L.D.	<L.D.	5,63	4,92	1,76	4,433	0,145	7,88	<L.D.
Fj-Ba	FA 1	<L.D.	<L.D.	<L.D.	6,46	<L.D.	30,29	3,168	<L.D.	<L.D.	20	17,31	6,922	6,252	0,168	16,36	<L.D.
Fj-Ba	FA 2	<L.D.	<L.D.	<L.D.	1,205	<L.D.	52,04	3,72	<L.D.	<L.D.	<L.D.	22,57	11,45	5,682	0,259	18,57	<L.D.
Fj-Ba	FA 3	1,316	<L.D.	<L.D.	2,238	<L.D.	39,38	3,424	<L.D.	<L.D.	12,74	15,97	6,989	4,855	0,157	13,59	<L.D.
Fj-Ba	FA 4	<L.D.	115,3	<L.D.	0,28	0,467	53,78	3,534	<L.D.	<L.D.	5,63	23,49	11,5	5,161	0,189	18,38	<L.D.
Fj-Ba (iii)	FB II 12	0,682	362	9,686	<L.D.	<L.D.	22,84	2,617	<L.D.	<L.D.	7,16	13,64	6,62	2,706	<L.D.	11,86	<L.D.
Fj-Ba (iii)	FB II 13	0,527	784,5	11,45	<L.D.	<L.D.	19,8	2,552	<L.D.	<L.D.	27,06	14,69	6,44	3,115	<L.D.	14,2	<L.D.
Biotite	BIOT 16	1413	1209	1,022	0,312	25,21	480	36,08	354	17,65	22,9	36,31	16,93	2,677	53,08	40,95	3,558
Chert	CALCE 17	258,5	41,07	3,531	0,079	<L.D.	2,543	0,504	<L.D.	2,874	<L.D.	1,718	1,077	0,375	0,327	1,149	0,622
Le Bernardan	I 11 54	14,06	139,5	12,92	13,1	0	14,16	9,539	5,093	0	10,07	8,229	3,022	1,744	0,542	12,05	0,137
Le Bernardan	APS 24a	166,5	60,93	16,33	1169	0	87,69	2,653	0	1,952	36,21	4,85	2,082	1,621	1,327	8,893	1,207
Le Bernardan	APS 24b	182,1	114,7	39,99	883,1	0	163,6	1,999	0	4,589	37,72	14,17	5,073	4,276	4,982	23,2	2,269

Ref Echantillon	Hf 180	Ho 165	In 115	La 139	Lu 175	Mo 98	Nb 93	Nd 145	Ni 60	Pb Total	Pr 141	Rb 85	Sb 121	Sm 147	Sn 118	Sr 86	Ta 181
FV 5	<L.D.	0,421	<L.D.	13,18	0,223	<L.D.	<L.D.	8,231	<L.D.	4,665	2,603	<L.D.	<L.D.	1,698	<L.D.	130,5	0,015
FV 7	<L.D.	1,154	<L.D.	10,9	0,448	<L.D.	<L.D.	10,35	<L.D.	2,889	2,625	1,477	0,148	2,922	<L.D.	124,3	0,019
FV 6	<L.D.	0,696	<L.D.	3,042	0,312	<L.D.	<L.D.	3,128	<L.D.	2,811	0,763	<L.D.	<L.D.	1,244	<L.D.	133,7	0,017
FP 9	0,109	0,789	<L.D.	2,337	0,336	<L.D.	0,281	2,856	<L.D.	3,354	0,615	19,21	3,13	0,963	<L.D.	223,5	0,048
FP 15	0,147	0,746	<L.D.	2,282	0,309	<L.D.	0,378	2,27	<L.D.	3,537	0,509	18,25	3,089	0,943	<L.D.	219,6	0,055
FL 10	<L.D.	0,679	<L.D.	2,901	0,314	<L.D.	<L.D.	3,377	<L.D.	2,408	0,77	<L.D.	0,142	1,47	<L.D.	81,18	0,017
FL 11	<L.D.	0,395	<L.D.	2,481	0,185	<L.D.	<L.D.	2,591	<L.D.	5,764	0,575	<L.D.	0,26	0,851	<L.D.	76,81	0,021
FAp 8	<L.D.	0,569	<L.D.	14,99	0,04	<L.D.	<L.D.	13,33	<L.D.	9,166	3,26	<L.D.	0,143	3,792	<L.D.	116,4	0,018
FAp 14	0,041	1,686	<L.D.	19,56	0,101	<L.D.	<L.D.	25,04	<L.D.	1,028	4,978	<L.D.	<L.D.	8,265	<L.D.	85,08	0,023
Re 14-1	<L.D.	0,721	<L.D.	17,88	0,05	<L.D.	<L.D.	20,7	9,402	33,14	4,409	<L.D.	0,687	6,078	<L.D.	89,82	0,047
Re 14-2	<L.D.	0,842	<L.D.	20,85	0,068	<L.D.	<L.D.	19,9	9,856	27,54	4,355	<L.D.	0,206	6,188	<L.D.	110,2	0,051
FA 1	0,156	3,289	<L.D.	12,91	0,327	<L.D.	<L.D.	21,7	<L.D.	36,72	4,131	<L.D.	0,487	10,32	<L.D.	64,76	0,038
FA 2	0,132	4,756	<L.D.	27,77	0,802	<L.D.	<L.D.	30,64	<L.D.	7,36	6,457	<L.D.	<L.D.	11,49	<L.D.	72,12	0,044
FA 3	0,068	3,076	<L.D.	18,08	0,384	<L.D.	<L.D.	24,18	<L.D.	15,53	5,217	<L.D.	0,342	9,923	<L.D.	68,18	0,034
FA 4	0,098	4,774	0,149	29,07	0,852	<L.D.	<L.D.	31,38	<L.D.	3,917	6,743	<L.D.	<L.D.	12,04	<L.D.	85,27	0,046
FB II 12	0,047	2,798	<L.D.	9,226	0,618	<L.D.	<L.D.	18,63	<L.D.	3,548	<L.D.	<L.D.	<L.D.	7,311	<L.D.	54,8	0,023
FB II 13	0,045	2,793	<L.D.	7,546	0,588	<L.D.	<L.D.	18,08	<L.D.	0,861	3,246	<L.D.	<L.D.	7,396	<L.D.	53,32	0,026
BIOT 16	33,6	6,564	1,115	217,5	2,01	9,819	55,91	202,6	87,44	23,57	51,22	561	27,67	45,46	11,27	18,93	4,937
CALCE 17	0,163	0,374	<L.D.	1,176	0,144	2,224	<L.D.	1,842	<L.D.	46,67	0,365	3,589	6,876	0,697	<L.D.	87,41	0,023
I 11 54	0,074	1,437	1,284	4,248	0,2	0	0	12,59	0	0	2,229	0	0,582	6,637	2,929	44,57	0
APS 24a	2,485	0,88	0	47,76	0,234	0	1,318	41,26	0	183,6	9,783	8,413	4,651	9,88	1,902	108,6	1,22
APS 24b	1,629	2,37	0	62,06	0,541	0	2,335	90	0	329,3	21,12	28,3	10,11	25,79	2,321	95,25	0,944

Ref Echantillon	Tb 159	Th 232	Tm 169	U 238	V 51	W 184	Y 89	Yb 174	Zn 66	Zr 90	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
FV 5	0,311	0,102	0,205	0,249	<L.D.	0,177	17,9	1,309	<L.D.	0,653	0,42	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	71,34	<L.D.
FV 7	0,722	0,133	0,483	<L.D.	<L.D.	0,242	55,37	3,188	<L.D.	0,626	0,92	0,1	<L.D.	<L.D.	<L.D.	70,26	<L.D.
FV 6	0,416	0,107	0,32	<L.D.	<L.D.	0,386	33,18	2,142	<L.D.	1,131	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	71,63	<L.D.
FP 9	0,456	0,486	0,337	1,628	6,685	0,594	41,54	2,219	21,05	4,113	25,59	4,18	0,1	<L.D.	<L.D.	49	<L.D.
FP 15	0,414	0,447	0,306	1,846	7,583	0,939	36,12	2,061	24	6,145	25,73	4,57	0,1	<L.D.	0,11	48,19	<L.D.
FL 10	0,42	0,108	0,328	<L.D.	<L.D.	0,761	31,5	2,388	<L.D.	0,638	2,82	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0,12	68,94	<L.D.
FL 11	0,256	<L.D.	0,182	0,156	<L.D.	0,348	15,96	1,37	<L.D.	<L.D.	2,12	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	69,54	<L.D.
FAP 8	0,607	<L.D.	0,09	<L.D.	<L.D.	1,856	66,75	0,372	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	70,18	0,15
FAP 14	1,693	<L.D.	0,308	<L.D.	<L.D.	0,592	165,2	1,158	<L.D.	<L.D.	0,24	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	70,86	0,14
Re 14-1	0,847	<L.D.	0,149	<L.D.	<L.D.	1,408	72,28	0,522	158,1	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	70,65	0,1
Re 14-2	0,978	<L.D.	0,174	<L.D.	<L.D.	3,029	91,68	0,638	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	70,12	0,2
FA 1	2,803	0,245	0,783	<L.D.	<L.D.	0,252	283,5	3,073	9,421	4,393	0,85	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	71,59	0,08
FA 2	3,31	0,145	1,506	<L.D.	<L.D.	0,235	400,9	6,687	<L.D.	2,058	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	71,97	0,09
FA 3	2,42	0,101	0,84	<L.D.	<L.D.	0,355	244,4	3,681	4,182	1,158	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	71,42	0,12
FA 4	3,474	<L.D.	1,496	<L.D.	<L.D.	0,311	403,1	7,152	22,62	0,907	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	71,28	0,16
FB II 12	2,125	0,394	0,919	<L.D.	<L.D.	0,157	270	5,291	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	71,05	0,19
FB II 13	2,304	<L.D.	0,899	<L.D.	<L.D.	0,16	289	4,934	<L.D.	<L.D.	0,2	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	70,21	0,17
BIOT 16	6,235	64,74	2,399	16,26	358	6,259	216	14,11	10140	1440	42,95	15,57	16,84	0,18	7,6	3,41	0,24
CALCE 17	0,232	0,222	0,157	0,237	<L.D.	0,166	15,95	1,104	7,181	5,936	59,6	0,6	0,77	<L.D.	<L.D.	25,08	<L.D.
I 11 54	1,683	0,373	0,319	39,58	<L.D.	0,443	165,8	1,536	0	1,653	0,2	0	0,47	0	0	70,06	0
APS 24a	1,076	1,615	0,251	17460	24,37	16,44	41,72	1,474	6	119,7	1,92	0,65	1,74	0,04	0,46	64,55	0,2
APS 24b	3,079	1,994	0,567	33790	46,8	49,69	79,59	3,448	19,31	86,51	6,89	2,47	1,66	0,06	0,95	56,74	0,42
Ref Echantillon	K2O	TiO2	P2O5	PF	CaF2												
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%												
FV 5	<L.D.	<L.D.	<L.D.	2,61	99,32												
FV 7	<L.D.	<L.D.	<L.D.	1,85	97,81												
FV 6	<L.D.	<L.D.	<L.D.	2,83	99,72												
FP 9	0,17	<L.D.	<L.D.	10,96	68,22												
FP 15	0,18	<L.D.	0,05	12,28	67,09												
FL 10	<L.D.	<L.D.	<L.D.	2,43	95,98												
FL 11	<L.D.	<L.D.	<L.D.	2,97	96,81												
FAP 8	<L.D.	<L.D.	<L.D.	2,75	97,7												
FAP 14	<L.D.	<L.D.	<L.D.	2,79	98,65												
Re 14-1	<L.D.	<L.D.	<L.D.	1,84	98,36												
Re 14-2	<L.D.	<L.D.	<L.D.	2,42	97,62												
FA 1	<L.D.	<L.D.	<L.D.	3,17	99,66												
FA 2	<L.D.	<L.D.	<L.D.	2,77	100,2												
FA 3	<L.D.	<L.D.	<L.D.	4,22	99,43												
FA 4	<L.D.	<L.D.	<L.D.	2,53	99,23												
FB II 12	<L.D.	<L.D.	<L.D.	2,07	98,91												
FB II 13	<L.D.	<L.D.	<L.D.	2,33	97,74												
BIOT 16	7,32	1,99	1,73	2,56													
CALCE 17	<L.D.	<L.D.	0,15	6,78	34,92												
I 11 54	0	0	0	1,9	97,53												
APS 24a	0,15	0	0	8,2	89,86												
APS 24b	0,53	0	0	11,8	78,99												

Analyses ICP – MS réalisées au SARM (Nancy).

Annexe 4 : Anisotropie de Susceptibilité Magnétique

-Théorie et mise en pratique-

La susceptibilité magnétique

Le magnétisme de la matière s'explique par le mouvement des électrons sur leur orbitale atomique et par leur spin. Au niveau des minéraux, deux grands groupes sont distingués :

- Les minéraux paramagnétiques et diamagnétiques qui ont des champs rémanents nuls dus à une orientation aléatoire des spins en absence de champ extérieur. Sous l'influence d'un champ extérieur, les spins s'orientent parallèlement à ce champ dans le cas des minéraux paramagnétiques et à l'opposé du champ dans le cas des minéraux diamagnétiques.
- Les minéraux ferromagnétiques parmi lesquels plusieurs comportements sont distingués : les minéraux ferromagnétiques (sens strict) qui ont tous leurs spins orientés dans la même direction. Les minéraux antiferromagnétiques avec des spins se compensant, c'est-à-dire qu'ils sont opposés suivant une même direction, le champ résultant étant nul (c'est le cas de l'hématite pour laquelle le champ rémanent mesuré est dû à des défauts cristallins). Enfin, les minéraux ferrimagnétiques dont les spins sont opposés sans se compenser, donnant une résultante mesurable.

Jusqu'à une certaine taille, les minéraux ont un comportement homogène (1µm pour la magnétite et l'hématite). Pour des tailles plus grandes, des domaines magnétiques se forment. Ceux-ci sont organisés suivant les axes cristallographiques du minéral en s'orientant de façon à être stable, c'est-à-dire que l'énergie magnétique est minimisée et le champ résultant est faible.

Un corps qui subit une aimantation par un champ H_{ex} (A/m) devient magnétique avec un moment magnétique M (A/m). La relation entre ces deux grandeurs est la suivante :

$$M = KH_{ex} = K \cdot B / \mu_0$$
$$M = KH_{ex} = \kappa H_{ef} = \kappa (H_{ex} - NM)$$

M est le moment magnétique du corps magnétisé (A/m), H_{ex} est le champ extérieur appliqué (A/m), H_{ef} est le champ interne (effectif), K est la susceptibilité magnétique apparente, κ est la susceptibilité intrinsèque, N représente le facteur de démagnétisation, B est le champ magnétique (T, Tesla) et μ_0 est la perméabilité du champ magnétique ($4\pi 10^{-7}$ henry/m). Cette définition montre que la réponse magnétique peut être différente suivant les directions de l'espace ; pour les champs faibles la susceptibilité peut être comparée à un tenseur représenté sous forme d'un ellipsoïde dont les trois axes sont $K_1 > K_2 > K_3$.

Suivant la valeur de K on distingue les minéraux :

- Paramagnétiques avec K de l'ordre de 10^{-5} SI.
- Diamagnétiques avec des valeurs de K négatives de l'ordre de -10^{-5} SI.
- Ferromagnétiques (sens large) avec K de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-2} SI.

Ces valeurs montrent que si une roche contient plus de 0,1% de minéraux ferromagnétiques, la contribution des autres minéraux sera négligeable (Tarling et Hrouda, 1993). On dira alors que la susceptibilité magnétique est portée par la phase ferromagnétique.

L'anisotropie et les fabriques cristallines

Les causes de l'ASM

La variation de la susceptibilité dans l'espace est contrôlée par deux paramètres :

1. Les anisotropies des particules (anisotropie cristalline et anisotropie de forme)
2. Le degré d'alignement des particules.

L'anisotropie due aux orientations cristallines est la conséquence de l'organisation des spins des électrons dans un système cristallin, ces spins s'alignant préférentiellement suivant les axes ou plan dit « faciles ». Par exemple, dans le cas de la goethite, le plan défini par les axes <a> et est un plan facile, alors que l'axe <c> n'est pas un axe facile (Dunlop et Ozdemir 1997, Tarling et Hrouda 1993).

L'anisotropie causée par la forme des grains est due à la formation d'un pôle + et d'un pôle - sur les faces opposées de chaque grain. Dans le cas de grains non symétriques multidomains, ces pôles sont plus éloignés suivant l'axe d'allongement, les forces magnétiques sont plus faibles et donc les grains plus facilement magnétisables suivant cette direction.

De même, si des particules peu anisotropes et ayant une forte susceptibilité magnétique sont alignées suivant une direction, alors la susceptibilité sera plus forte le long de ces alignements. De plus, si ces minéraux sont suffisamment proches pour provoquer des interactions magnétiques entre particules, alors la susceptibilité le long de ces axes sera amplifiée.

Les paramètres quantifiant l'ASM

De nombreux paramètres ont été définis pour décrire la forme des ellipsoïdes. Tarling et Hrouda (1993) les regroupent en quatre types principaux :

- Les facteurs mesurant la magnitude de l'anisotropie. Le degré d'anisotropie est couramment employé et a été défini par (Jelinek 1981) son expression est la suivante :

$$P = e^{\sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]}} \quad \text{avec } \eta_i = \ln(K_i) \text{ et } \eta_m = \sqrt[3]{\eta_1 \cdot \eta_2 \cdot \eta_3}$$

- Les facteurs de linéation magnétique, celui défini par Khan (Khan 1962 in Tarling et Hrouda 1993) s'écrit

$$L = (K_1 - K_2) / K_{\text{moy.}} \quad \text{avec } K_{\text{moy.}} = \sqrt[3]{K_1 \cdot K_2 \cdot K_3}$$

- Les facteurs d'aplatissement, c. a. d. la foliation magnétique définie par Khan (1962) s'exprime comme suit :

$$L = (K_1 - K_3) / K_{\text{moy.}} \quad \text{avec } K_{\text{moy.}} = \sqrt[3]{K_1 \cdot K_2 \cdot K_3}$$

- Les facteurs de forme, c. a. d. le paramètre de forme T de Jelinek (1961) s'écrit :

$$T = \frac{(2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3)}{(\eta_1 - \eta_3)} \quad \text{avec } \eta_i = \ln(K_i) \text{ et } \eta_m = \sqrt[3]{\eta_1 \cdot \eta_2 \cdot \eta_3} \quad \text{avec } -1 < T < 0 \text{ pour les fabriques}$$

prolates (allongées) et $0 < T < 1$ pour les fabriques oblates (aplaties).

Modélisation physique du lien fabrique cristalline et fabrique magnétique

L'ASM a été modélisée pour une roche mono-minérale dont le seul grain représente une synthèse des orientations cristallines et des orientations de forme. Ce grain est donc un

ellipsoïde décrit par trois axes qui, du plus grand au plus petit, sont a, b, c. En trois dimensions, la susceptibilité suit la loi suivante :

$$M_i = k_i H_{ex} = \kappa_i H_{ef} = \kappa_i (H_{ex} - N_i M_i)$$

Avec i variant de a à c.

$$K_i = \kappa_i / (1 + N_i \kappa_i)$$

Dans le cas de propriété oblate (due à la forme ou aux orientations cristallographiques), $a=b>c$ le degré d'anisotropie s'écrit :

$$P = \frac{\kappa_a (1 + \kappa_c N_c)}{\kappa_b + \kappa_a N_a} \quad (\text{Hrouda, 1982})$$

Dans le cas des minéraux où l'anisotropie magnétique est dominée par l'orientation cristallographique les paramètres de démagnétisations sont négligeables et la relation devient :

$$P = \frac{\kappa_a}{\kappa_b} \quad (\text{Hrouda, 1982})$$

Si le grain est intrinsèquement isotrope (c'est-à-dire que l'influence de l'orientation cristallographique est négligeable, $\kappa_a = \kappa_b = \kappa_c$) alors on peut écrire :

$$P = \frac{1 + \kappa N_c}{1 + \kappa N_a} \quad (\text{Hrouda, 1982})$$

Le facteur de démagnétisation est seulement contrôlé par la forme du grain.

Si le grain sphéroïde a une forme prolata on peut écrire :

$$N_a = \frac{1-e^2}{e^2} \left(\frac{1}{2e} \ln \frac{1+e}{1-e} - 1 \right) \text{ et } N_b = N_c = \frac{(1-N_a)}{2} \text{ avec } e = \sqrt{\frac{a^2 - c^2}{a^2}} \quad (\text{Stoner 1985 in Tarling et Hrouda 1993})$$

Si le grain est oblate :

$$N_c = \frac{1}{e^2} \sqrt{\frac{1-e^2}{e^3}} \sin^{-1} e \text{ et } N_a = N_b = \frac{(1-N_c)}{2} \text{ avec } e = \sqrt{\frac{a^2 - c^2}{a^2}} \quad (\text{Stoner 1985 in Tarling et Hrouda 1993})$$

Données sur les mesures d'ASM

La synthèse des données est présentée dans l'article soumis à EPSL.

Les zones grisées correspondent aux échantillons cassés pour lesquels subsiste un doute sur l'orientation des carottes prélevées. Les valeurs écrites en blanc correspondent aux valeurs éliminées.

Les points d'interrogation signifient que le lien entre les structures et les échantillons est difficile à faire, les réponses ASM étant peu cohérentes sur ces sites. Cela peut être dû aux influences conjuguées de plusieurs structures, à l'existence de structures non visibles dans le plan de l'affleurement, ou encore à des modifications issues de la latéritisation.

	L	F	P	'P	T	U	Q	E	K	K1		K2		K3	
Dunet															
N	Site 19, 10d									D	I	D	I	D	I
p1b	1,003	1,002	1,005	1,005	-0,089	-0,09	0,749	1	0,000625	114	76	283	13	14	2
p1a	1,002	1,002	1,004	1,004	0,183	0,183	0,514	1,001	0,000645	108	82	284	8	14	1
p2a	1,001	1,002	1,003	1,003	0,134	0,133	0,553	1	0,000648	100	32	289	57	193	4
p2b	1,001	1,002	1,003	1,003	0,142	0,141	0,547	1	0,000658	100	33	298	56	196	8
p3a	1,003	1,003	1,006	1,006	0,034	0,033	0,638	1	0,000489	119	80	309	10	218	2
p4a	1,044	1,014	1,059	1,061	-0,502	-0,512	1,216	0,972	0,000741	127	1	217	2	16	88
p5a	1,007	1,002	1,009	1,009	-0,606	-0,607	1,344	0,995	0,000571	305	6	37	17	196	72
p6a	1,005	1,002	1,007	1,007	-0,35	-0,351	1,02	0,998	0,000672	112	55	304	34	210	5
p7a	1,002	1,004	1,006	1,006	0,244	0,242	0,467	1,001	0,000599	111	48	311	40	212	10
p7b	1,002	1,003	1,005	1,005	0,231	0,23	0,477	1,001	0,000518	117	23	320	66	211	8
p8a	1,001	1,004	1,005	1,005	0,443	0,442	0,324	1,002	0,000518	94	76	299	13	208	6
p8b	1,001	1,004	1,006	1,006	0,501	0,5	0,286	1,003	0,000551	102	61	297	28	204	6
p9a	1,004	1,002	1,006	1,006	-0,238	-0,24	0,898	0,999	0,000574	114	17	301	73	205	2
p9b	1,003	1,003	1,006	1,006	0,062	0,061	0,614	1	0,000552	115	21	301	69	206	2
Moy.	1,006	1,004	1,009	1,009	0,014	0,012	0,689	0,998	0,000597						
s.	0,011	0,003	0,014	0,015	0,333	0,334	0,32	0,008	0,000071						
Bouiges des Vergnes															
S	Site 20, 10e														
p10b	1,026	1,006	1,032	1,034	-0,601	-0,606	1,342	0,981	0,000667	287	19	33	40	177	44
p11a	1,028	1,005	1,034	1,036	-0,685	-0,69	1,462	0,978	0,000737	278	19	143	64	14	17
p12a	1,03	1,003	1,033	1,037	-0,809	-0,812	1,657	0,974	0,000704	283	23	170	43	33	38
p13a	1,007	1,005	1,012	1,012	-0,179	-0,182	0,839	0,998	0,000517	99	12	2	33	207	55
p15a	1,012	1,005	1,016	1,017	-0,443	-0,447	1,133	0,993	0,000560	102	64	284	25	194	1
p16a	1,006	1,006	1,012	1,012	-0,048	-0,051	0,713	0,999	0,000569	105	16	6	30	220	56
Moy.	1,018	1,005	1,023	1,025	-0,461	-0,465	1,191	0,987	0,000626						
s.	0,011	0,001	0,011	0,012	0,297	0,298	0,366	0,011	0,000089						
Valette															
W	Site 17, Fig. 10b														
p17a	1,012	1,005	1,016	1,017	-0,424	-0,427	1,109	0,993	0,000539	297	34	37	15	147	53
p18a	1,007	1,004	1,011	1,011	-0,269	-0,271	0,932	0,997	0,000386	322	48	224	7	128	41
p20a	1,027	1,001	1,028	1,031	-0,941	-0,942	1,887	0,975	0,000664	316	17	57	30	201	54
p20b	1,027	1,001	1,028	1,032	-0,93	-0,931	1,867	0,975	0,000649	57	49	303	19	199	34
p21a	1,021	1,003	1,024	1,026	-0,758	-0,761	1,573	0,982	0,000569	312	27	219	6	117	62
p22a	1,012	1,001	1,013	1,015	-0,833	-0,834	1,693	0,989	0,000598	311	21	218	9	105	67
p22b	1,016	1,002	1,018	1,019	-0,801	-0,802	1,64	0,986	0,000547	320	19	52	7	161	70
p23a	1	1	1	1,001	-0,851	-0,851	1,723	1	0,000635	314	21	62	39	202	43
Moy.	1,015	1,002	1,017	1,019	-0,726	-0,727	1,553	0,987	0,000573	316	21	68	45	208	37
s.	0,009	0,002	0,01	0,01	0,245	0,245	0,348	0,009	0,000089	120	51	5	19	262	33
p24a	1,043	1,012	1,056	1,058	-0,552	-0,562	1,281	0,971	0,000801	280	4	188	22	21	68
p25a	1,003	1,001	1,004	1,004	-0,382	-0,383	1,057	0,998	0,000407	272	27	170	22	47	54
p25b	1,004	1,001	1,006	1,006	-0,48	-0,481	1,176	0,997	0,000359	286	16	175	51	27	34
p26a	1,009	1,002	1,011	1,011	-0,61	-0,612	1,35	0,994	0,000506	95	5	188	21	352	68
p26b	1,008	1,005	1,012	1,012	-0,224	-0,227	0,885	0,997	0,000471	94	9	188	22	342	66
p27a	1,009	1,003	1,013	1,013	-0,483	-0,486	1,182	0,994	0,000611	94	7	187	17	342	72
p28a	1,007	1,001	1,008	1,009	-0,74	-0,741	1,541	0,994	0,000729	270	0	179	30	0	60
p30a	1,003	1,002	1,005	1,005	-0,087	-0,088	0,747	1	0,000921	183	10	92	5	334	79
p31a	1,002	1,006	1,008	1,009	0,423	0,421	0,338	1,003	0,000730	125	22	28	16	264	62
p32a	1,005	1,009	1,015	1,015	0,291	0,288	0,433	1,004	0,000738	65	10	160	23	314	65
Moy.	1,009	1,004	1,014	1,014	-0,284	-0,287	0,999	0,995	0,000627	65	19	159	11	278	68
s.	0,012	0,004	0,015	0,016	0,387	0,387	0,394	0,009	0,000185						

	L	F	P	'P	T	U	Q	E	K	K1		K2		K3	
E	Site 16, Fig. 10a														
p33a	1,002	1,003	1,005	1,005	0,268	0,266	0,449	1,001	0,000364	125	13	12	59	222	27
p33b	1,002	1,002	1,003	1,003	-0,059	-0,06	0,721	1	0,000347	313	13	69	61	217	25
p34a	1	1,002	1,002	1,003	0,653	0,652	0,19	1,002	0,000471	240	10	336	29	133	58
p35a	1,002	1,001	1,003	1,003	-0,128	-0,129	0,786	1	0,000409	335	40	74	11	176	48
p36a	1,001	1,003	1,004	1,004	0,593	0,592	0,227	1,002	0,000375	167	3	258	16	66	74
p36b	1,006	1,001	1,007	1,007	-0,764	-0,765	1,579	0,995	0,000311	324	6	231	26	66	63
p37b	1,026	1,009	1,035	1,036	-0,503	-0,509	1,212	0,983	0,000504	123	45	268	40	14	18
p38a	1,04	1,002	1,042	1,048	-0,921	-0,923	1,851	0,963	0,000514	278	19	96	71	188	1
p39a	1,004	1,001	1,005	1,006	-0,704	-0,704	1,485	0,996	0,000486	103	24	196	9	305	64
p40a	1,001	1,003	1,004	1,004	0,683	0,682	0,173	1,003	0,000412	293	12	60	70	200	15
Moy.	1,008	1,003	1,011	1,012	-0,088	-0,09	0,867	0,995	0,000419						
s.	0,013	0,002	0,015	0,016	0,618	0,619	0,626	0,013	0,000071						
	Touche														
Touche S	Site 22, Fig. 10g														
41a	1,003	1,015	1,018	1,019	0,712	0,71	0,156	1,013	0,000707	267	7	357	0	90	83
41b	1,004	1,013	1,018	1,018	0,489	0,486	0,295	1,009	0,000744	258	7	168	1	67	83
42a	1,001	1,006	1,007	1,008	0,71	0,709	0,157	1,005	0,000630	249	6	158	7	23	81
42b	1,002	1,007	1,01	1,01	0,519	0,517	0,275	1,005	0,000779	252	2	162	6	357	84
43a	1,022	1,006	1,028	1,029	-0,582	-0,587	1,315	0,984	0,001375	7	6	273	31	106	58
46a	1	1,005	1,005	1,006	0,994	0,994	0,003	1,005	0,000549	220	7	312	16	108	73
46b	1	1,006	1,006	1,007	0,918	0,918	0,042	1,006	0,000519	358	4	267	15	103	74
47a	1,001	1,005	1,006	1,007	0,587	0,586	0,231	1,004	0,000480	349	10	256	14	114	73
47b	1,002	1,002	1,003	1,003	-0,047	-0,048	0,71	1	0,000513	213	0	303	19	122	71
Moy.	1,004	1,007	1,011	1,012	0,478	0,476	0,354	1,003	0,000699						
s	0,007	0,004	0,008	0,008	0,498	0,499	0,414	0,008	0,000276						
Touche N	Site 21, Fig. 10f														
49a	1,001	1,011	1,012	1,013	0,858	0,858	0,074	1,01	0,000431	324	8	234	1	137	82
49b	1	1,01	1,011	1,012	0,956	0,955	0,023	1,01	0,000501	305	5	36	3	161	84
50a	1,001	1,021	1,022	1,024	0,908	0,907	0,048	1,02	0,000601	251	4	342	6	126	83
50b	1,001	1,015	1,016	1,018	0,833	0,831	0,088	1,013	0,000537	318	4	228	1	119	86
50c	1,001	1,016	1,017	1,019	0,859	0,858	0,074	1,015	0,000526	291	1	21	4	180	86
51a	1,001	1,01	1,011	1,012	0,901	0,901	0,051	1,01	0,000542	207	4	297	4	70	85
51b	1,001	1,019	1,02	1,022	0,947	0,946	0,027	1,019	0,000611	256	2	346	3	135	87
51c	1	1,026	1,026	1,03	0,973	0,973	0,014	1,025	0,000724	195	1	285	3	91	87
52b	1,002	1,02	1,022	1,024	0,834	0,832	0,088	1,018	0,000452	340	1	250	3	94	87
52c	1,001	1,009	1,01	1,011	0,771	0,77	0,122	1,008	0,000379	56	1	326	0	216	89
53a	1	1,007	1,008	1,008	0,88	0,88	0,062	1,007	0,000528	123	1	32	6	224	84
53b	1,002	1,015	1,017	1,019	0,769	0,768	0,123	1,013	0,000763	110	8	203	21	1	67
54a	1,001	1,02	1,021	1,024	0,9	0,899	0,052	1,019	0,000704	205	2	295	5	92	85
Moy.	1,001	1,015	1,016	1,018	0,876	0,875	0,065	1,014	0,000561						
s	6E-04	0,006	0,006	0,007	0,064	0,065	0,035	0,005	0,000116						

	L	F	P	'P	T	U	Q	E	Kv	K1	K2	K3			
Peu Mochat															
Peu Mochat	Calcaires au dessus de la Touche														
55a	1,004	1,001	1,005	1,005	-0,759	-0,759	1,57	0,996	0,000413	181	86	23	4	293	2
55b	1,005	1,001	1,006	1,006	-0,743	-0,744	1,546	0,996	0,000401	153	74	346	15	255	3
56a	1,007	1,002	1,008	1,009	-0,587	-0,588	1,317	0,995	0,000312	31	80	149	4	239	8
56b	1,007	1,001	1,008	1,009	-0,78	-0,781	1,605	0,994	0,000309	29	81	145	4	235	8
57a	1,001	1,001	1,002	1,002	-0,092	-0,092	0,751	1	0,000376	345	70	98	8	190	18
57b	1,001	1,001	1,002	1,002	-0,275	-0,275	0,936	1	0,000365	358	65	202	23	108	9
58a	1,003	1,002	1,004	1,004	-0,301	-0,302	0,965	0,999	0,000471	233	66	72	23	339	7
58b	1,003	1,001	1,004	1,004	-0,626	-0,627	1,371	0,998	0,000408	44	71	223	19	314	0
60a	1,002	1	1,002	1,002	-0,947	-0,947	1,898	0,998	0,000319	63	11	316	55	160	33
60b	1,001	1,001	1,002	1,002	-0,077	-0,078	0,738	1	0,000395	218	33	73	52	319	17
59a	1,007	1,001	1,008	1,009	-0,733	-0,734	1,53	0,994	0,000405	334	72	89	8	182	16
61a	1,001	1	1,001	1,001	-0,302	-0,303	0,966	1	0,000318	298	75	46	5	138	14
61b	1,004	1,001	1,004	1,005	-0,734	-0,735	1,532	0,997	0,000307	333	84	90	3	180	5
62a	1,003	1,001	1,004	1,004	-0,582	-0,582	1,309	0,998	0,000296	10	72	267	4	176	17
62b	1,002	1	1,002	1,002	-0,672	-0,672	1,436	0,999	0,000311	348	76	245	3	154	13
63a	1,003	1	1,003	1,003	-0,725	-0,726	1,518	0,998	0,000312	26	69	205	21	295	1
63b	1,001	1,001	1,001	1,001	0,189	0,189	0,509	1	0,000321	356	36	143	49	253	17
Moy.	1,003	1,001	1,004	1,004	-0,514	-0,515	1,265	0,998	0,000355						
s	0,002	6E-04	0,002	0,003	0,313	0,313	0,382	0,002	0,000052						
Niveau ferrugineux hydrothermal de la Raillerie															
Base, Site 23, Figure 10i															
94a	1,012	1,002	1,015	1,016	-0,667	-0,669	1,432	0,99	0,0002805	290	47	181	17	77	38
94b	1,007	1,006	1,013	1,013	-0,094	-0,097	0,756	0,999	0,0002544	29	76	182	12	273	6
95a	1,013	1,002	1,015	1,017	-0,752	-0,753	1,561	0,989	0,0003419	299	23	140	65	32	8
95b	1,013	1,004	1,017	1,018	-0,5	-0,503	1,204	0,992	0,0002732	298	21	197	27	60	55
96a	1,014	1,005	1,019	1,019	-0,461	-0,464	1,155	0,991	0,0003967	120	11	268	77	29	7
96b	1,017	1,003	1,02	1,021	-0,679	-0,682	1,451	0,987	0,0004216	120	5	234	77	29	12
96c	1,019	1,001	1,02	1,022	-0,886	-0,887	1,787	0,983	0,0002295	119	7	214	34	20	55
97a	1,013	1,008	1,021	1,022	-0,217	-0,222	0,88	0,995	0,0004009	328	13	236	12	106	72
97b	1,011	1,015	1,026	1,026	0,17	0,163	0,529	1,004	0,0003939	332	9	237	26	80	63
97c	1,012	1,019	1,031	1,032	0,199	0,192	0,506	1,006	0,0004294	322	11	231	8	105	77
98a	1,001	1,002	1,003	1,003	0,393	0,393	0,358	1,001	0,000319	286	26	23	14	139	59
98b	1,002	1,002	1,004	1,004	0,035	0,034	0,637	1	0,0003652	288	13	191	27	41	59
99a	1,014	1,001	1,015	1,016	-0,895	-0,896	1,802	0,987	0,0005506	309	3	215	51	41	39
99b	1,015	1,001	1,016	1,018	-0,878	-0,879	1,772	0,986	0,0005116	311	12	50	35	205	52
100a	1,004	1,005	1,009	1,009	0,123	0,121	0,563	1,001	0,0003572	308	13	213	20	68	65
100b	1,004	1,005	1,009	1,009	0,028	0,026	0,644	1	0,0003751	273	39	57	45	167	19
100c	1,005	1,004	1,009	1,009	-0,103	-0,105	0,763	0,999	0,0003521	307	18	212	16	82	66
101a	1,007	1,004	1,011	1,011	-0,243	-0,246	0,905	0,997	0,0002967	302	13	210	8	88	74
101b	1,007	1,002	1,01	1,01	-0,539	-0,54	1,253	0,995	0,0003257	300	15	210	1	117	75
102a	1,01	1,005	1,014	1,015	-0,365	-0,368	1,039	0,995	0,0003625	122	9	32	2	292	81
102b	1,008	1,005	1,014	1,014	-0,223	-0,226	0,884	0,997	0,0004197	125	4	215	5	353	84
Moy.	1,01	1,005	1,015	1,015	-0,312	-0,315	1,042	0,995	0,00036464						
s	0,005	0,005	0,007	0,007	0,393	0,392	0,455	0,006	7,8982E-05						

	L	F	P	'P	T	U	Q	E	Kv	K1		K2		K3	
Haut	Site 24, Figure 10j														
103a	1,003	1,005	1,008	1,008	0,17	0,168	0,525	1,001	0,0003078	301	10	41	42	200	46
103b	1,007	1,003	1,01	1,01	-0,403	-0,405	1,083	0,996	0,0003277	298	14	37	33	188	54
103c	1,006	1,006	1,012	1,012	0,041	0,038	0,634	1,001	0,0002724	308	15	42	15	175	68
104a	1,006	1	1,006	1,007	-0,839	-0,839	1,702	0,995	0,0003233	354	35	101	22	216	47
105a	1,006	1,002	1,007	1,008	-0,573	-0,574	1,298	0,996	0,0002159	115	3	24	12	218	77
105b	1,006	1,001	1,007	1,008	-0,665	-0,666	1,428	0,995	0,0002571	92	11	345	55	189	32
105c	1,007	1,002	1,009	1,009	-0,508	-0,51	1,213	0,996	0,0002645	111	10	18	13	237	73
106a	1,002	1,001	1,003	1,003	-0,129	-0,13	0,788	1	0,0002814	304	3	213	13	48	77
106b	1,003	1,002	1,005	1,005	-0,157	-0,159	0,816	0,999	0,0002717	304	7	213	9	70	78
107a	1,004	1,002	1,006	1,006	-0,343	-0,344	1,012	0,998	0,0003702	301	19	34	10	151	68
107b	1,004	1,003	1,007	1,007	-0,197	-0,198	0,855	0,999	0,0002789	295	18	30	16	159	66
108a	1,004	1,001	1,005	1,005	-0,496	-0,497	1,196	0,998	0,0002883	288	14	42	58	191	28
108b	1,003	1,001	1,004	1,004	-0,409	-0,41	1,088	0,998	0,000197	286	11	66	75	194	9
Moy.	1,005	1,002	1,007	1,007	-0,347	-0,348	1,049	0,998	0,00028125						
s	0,002	0,002	0,002	0,002	0,285	0,284	0,328	0,002	4,5644E-05						
Niveau latéritique de la Raillerie															
Site 1, Figure 9a															
109a	1,002	1,002	1,004	1,004	-0,048	-0,049	0,711	1	0,0006229	303	12	211	9	85	74
109b	1,001	1,002	1,003	1,003	0,334	0,333	0,4	1,001	0,0006908	321	2	231	14	60	75
109c	1,002	1,002	1,004	1,004	-0,225	-0,226	0,883	0,999	0,0006202	310	11	204	56	47	32
110a	1,001	1,001	1,002	1,002	0,276	0,276	0,442	1	0,0004161	216	1	126	13	310	77
110b	1,001	1,001	1,001	1,001	-0,133	-0,133	0,791	1	0,0004537	175	13	269	16	49	69
111b	1,001	1	1,001	1,001	-0,903	-0,903	1,814	0,999	0,000484	222	1	132	8	320	81
112a	1,001	1,003	1,004	1,004	0,701	0,701	0,162	1,003	0,0003216	36	13	301	21	155	65
112b	1,001	1,003	1,004	1,004	0,473	0,473	0,304	1,002	0,0002649	350	18	255	16	126	65
Moy.	1,001	1,002	1,003	1,003	0,059	0,059	0,688	1,001	0,00048428						
s	5E-04	0,001	0,001	0,001	0,502	0,502	0,519	0,001	0,00015143						

Filonet											K1		K2		K3		Grès											K1		K2		K3			
L	F	P	'P	U	Q	E	T	Kv			D	I	D	I	D	I	L	F	P	'P	U	Q	E	T	Kv	D	I	D	I	D	I				
Filon 108 28 Surface Site 3, Fig. 9c											Grès Site 2, Fig. 9b																								
01a	1,001	1,002	1,003	1,003	0,588	0,23	1,002	0,588	0,000339		132	35	230	11	335	53	03a	1,003	1,015	1,017	1,019	0,692	0,167	1,012	0,694	0,000424		291	9	198	17	48	71		
01b	1,001	1,005	1,006	1,006	0,564	0,245	1,003	0,565	0,000205		99	30	192	5	291	60	03b	1	1,002	1,002	1,002	0,865	0,07	1,002	0,865	0,000165		201	9	110	2	9	81		
02a	1,002	1,005	1,006	1,007	0,496	0,288	1,003	0,498	0,000124		76	11	335	44	177	44	04a	1,001	1,01	1,011	1,012	0,829	0,089	1,009	0,83	0,000509		45	4	135	10	295	79		
02b	1,001	1,011	1,012	1,014	0,767	0,123	1,009	0,769	0,000154		66	2	336	6	172	83	04b	1,001	1,012	1,013	1,014	0,843	0,082	1,011	0,844	0,000483		197	10	105	13	323	74		
05a	1,002	1,001	1,003	1,003	-0,13	0,783	1	-0,13	0,000215		131	9	222	4	333	80																			
05b	1,001	1,012	1,012	1,014	0,901	0,051	1,011	0,902	0,0002		65	8	157	9	292	78																			
05c	1,001	1,008	1,009	1,01	0,716	0,153	1,006	0,718	0,000112		129	9	38	6	275	79																			
06a	1,006	1,005	1,011	1,011	-0,06	0,722	0,999	-0,06	0,000189		142	14	47	18	268	67																			
06b	1,004	1,032	1,036	1,039	0,765	0,125	1,027	0,769	5,32E-05		118	15	27	7	272	74																			
07a	1,002	1,026	1,028	1,032	0,835	0,086	1,024	0,838	0,000974		273	18	5	6	112	71																			
07b	1,002	1,022	1,023	1,026	0,847	0,08	1,02	0,848	0,000498		264	12	357	12	131	73																			
08a	1,001	1,012	1,013	1,014	0,851	0,078	1,011	0,851	0,000369		83	5	353	2	238	85																			
08b	1,002	1,013	1,015	1,016	0,723	0,149	1,011	0,725	0,000262		321	1	51	8	223	82																			
08c	1,002	1,007	1,009	1,009	0,496	0,288	1,004	0,498	0,000167		321	5	51	5	190	83																			
moy	1,002	1,012	1,013	1,015	0,597	0,243	1,009	0,599	0,000276								moy	1,001	1,01	1,011	1,012	0,807	0,102	1,009	0,808	0,000395									
s	0,001	0,009	0,01	0,011	0,321	0,23	0,009	0,321	0,000232								s	0,001	0,006	0,006	0,007	0,078	0,044	0,005	0,078	0,000157									
filon	???	118	90	Surface							118	90	28	90			???																		
09a	1,005	1,005	1,01	1,01	0,033	0,638	1	0,035	0,00031		239	7	145	30	340	59	23a	1	1,001	1,001	1,001	0,14	0,548	1	0,14	0,000321		124	43	244	29	356	34		
09b	1,002	1,008	1,01	1,011	0,644	0,195	1,007	0,646	0,000209		216	6	125	11	334	78	23b	1,001	1	1,001	1,001	-0,72	1,51	0,999	-0,72	0,000382		112	26	266	62	17	11		
10a	1,005	1,003	1,008	1,008	-0,16	0,813	0,999	-0,15	9,9E-05		182	81	72	3	342	9	23c	1	1	1	1	0,34	0,395	1	0,34	0,000298		105	32	254	54	5	15		
10b	1,002	1,005	1,007	1,007	0,441	0,325	1,003	0,443	0,000158		113	79	236	6	327	9	24a	1	1	1	1	-0,21	0,869	1	-0,21	0,000204		111	58	266	30	3	11		
11a	1,01	1,004	1,014	1,014	-0,36	1,033	0,995	-0,36	0,000125		123	72	321	17	229	5	24b	1,001	1,004	1,005	1,005	0,769	0,123	1,004	0,769	0,000286		347	11	255	10	125	75		
12a	1,005	1,002	1,007	1,007	-0,35	1,016	0,997	-0,35	0,000394		243	6	337	36	145	54																			
12b	1,007	1,002	1,009	1,009	-0,61	1,347	0,995	-0,61	0,000358		248	3	158	13	351	76																			
12c	1,007	1,009	1,016	1,016	0,155	0,536	1,003	0,159	0,000334		236	1	145	32	328	58																			
13a	1,003	1,004	1,007	1,007	0,121	0,563	1,001	0,123	0,000326		62	3	153	8	315	81																			
moy	1,005	1,005	1,01	1,01	-0,01	0,718	1	-0,01	0,000257								moy	1	1,001	1,001	1,001	0,063	0,689	1,001	0,063	0,000298									
s	0,003	0,002	0,003	0,003	0,403	0,368	0,004	0,403	0,00011								s	5E-04	0,002	0,002	0,002	0,564	0,532	0,002	0,564	6,42E-05									
filon	???	116	25	Surface							116	25NE	25	26			???																		
16a	1	1	1,001	1,001	0,185	0,511	1	0,186	0,000406		118	22	279	66	25	7	14a	1,001	1	1,001	1,002	-0,77	1,58	0,999	-0,77	0,000256		219	73	345	10	78	14		
16b	1,002	1	1,002	1,003	-0,68	1,447	0,998	-0,68	0,000367		190	82	86	2	355	7	14b	1,002	1,001	1,003	1,003	-0,44	1,124	0,999	-0,44	0,000169		265	75	171	1	81	15		
																	15a	1	1,001	1,001	1,001	0,76	0,128	1,001	0,76	0,000272		328	2	238	0	146	88		
																	15b	1,002	1	1,002	1,002	-0,53	1,232	0,999	-0,52	0,000327		134	54	336	34	239	11		
																	17a	1,004	1,001	1,005	1,006	-0,66	1,412	0,997	-0,66	0,000285		169	75	283	6	15	13		
																	17b	1,006	1,001	1,006	1,007	-0,78	1,608	0,995	-0,78	0,000241		160	78	298	9	30	8		
																	18a	1,001	1,001	1,002	1,002	0,399	0,353	1,001	0,4	0,00038		162	49	305	34	48	19		
																	18b	1,001	1,001	1,001	1,001	0,074	0,602	1	0,074	0,000409		167	59	296	21	35	22		
																	18c	1,008	1,002	1,01	1,01	-0,64	1,395	0,994	-0,64	9,6E-05		319	76	139	14	229	0		

Filonet										K1			K2			K3			Grès										K1			K2			K3																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
L	F	P	'P	U	Q	E	T	Kv		D	I	D	I	D	I	L	F	P	'P	U	Q	E	T	Kv	D	I	D	I	D	I	D	I	D	I	D	I																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
moy	1,001	1	1,002	1,002	-0,25	0,979	0,999	-0,25	0,000386							moy	1,003	1,001	1,003	1,004	-0,29	1,048	0,998	-0,29	0,000271							s	0,001	0	7E-04	0,001	0,611	0,662	0,001	0,612	2,76E-05							s	0,003	6E-04	0,003	0,003	0,561	0,55	0,002	0,56	9,79E-05							Filon	???	94	12	Surface						94	12N	4	12																			19a	1,001	1	1,001	1,001	-0,75	1,553	0,999	-0,75	0,000406	298	59	106	30	199	5																	19b	1,001	1,001	1,002	1,002	-0,02	0,681	1	-0,02	0,000191	9	71	126	9	219	16																	20a	1,001	1,001	1,002	1,002	-0,1	0,757	1	-0,1	0,000452	179	70	354	20	85	2																	20b	1,001	1	1,001	1,002	-0,81	1,66	0,999	-0,81	0,000413	158	64	293	19	29	17																	21a	1,001	1,001	1,002	1,002	0,351	0,387	1,001	0,351	0,0004	197	10	106	9	335	76																	21b	1,001	1	1,002	1,002	-0,48	1,175	0,999	-0,48	0,000451	2	62	249	12	153	25																	22a	1,001	1	1,001	1,002	-0,7	1,475	0,999	-0,7	0,000673	169	67	12	22	279	8																	22b	1,001	1	1,001	1,001	-0,86	1,738	0,999	-0,86	0,000607	179	61	330	26	66	12																	moy	1,001	1	1,002	1,002	-0,42	1,178	1	-0,42	0,000449																							s	2E-08	5E-04	5E-04	5E-04	0,447	0,511	8E-04	0,447	0,000145																							Filon		162	15																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
Filon	???	94	12	Surface						94	12N	4	12																			19a	1,001	1	1,001	1,001	-0,75	1,553	0,999	-0,75	0,000406	298	59	106	30	199	5																	19b	1,001	1,001	1,002	1,002	-0,02	0,681	1	-0,02	0,000191	9	71	126	9	219	16																	20a	1,001	1,001	1,002	1,002	-0,1	0,757	1	-0,1	0,000452	179	70	354	20	85	2																	20b	1,001	1	1,001	1,002	-0,81	1,66	0,999	-0,81	0,000413	158	64	293	19	29	17																	21a	1,001	1,001	1,002	1,002	0,351	0,387	1,001	0,351	0,0004	197	10	106	9	335	76																	21b	1,001	1	1,002	1,002	-0,48	1,175	0,999	-0,48	0,000451	2	62	249	12	153	25																	22a	1,001	1	1,001	1,002	-0,7	1,475	0,999	-0,7	0,000673	169	67	12	22	279	8																	22b	1,001	1	1,001	1,001	-0,86	1,738	0,999	-0,86	0,000607	179	61	330	26	66	12																	moy	1,001	1	1,002	1,002	-0,42	1,178	1	-0,42	0,000449																							s	2E-08	5E-04	5E-04	5E-04	0,447	0,511	8E-04	0,447	0,000145																							Filon		162	15																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
19a	1,001	1	1,001	1,001	-0,75	1,553	0,999	-0,75	0,000406	298	59	106	30	199	5																	19b	1,001	1,001	1,002	1,002	-0,02	0,681	1	-0,02	0,000191	9	71	126	9	219	16																	20a	1,001	1,001	1,002	1,002	-0,1	0,757	1	-0,1	0,000452	179	70	354	20	85	2																	20b	1,001	1	1,001	1,002	-0,81	1,66	0,999	-0,81	0,000413	158	64	293	19	29	17																	21a	1,001	1,001	1,002	1,002	0,351	0,387	1,001	0,351	0,0004	197	10	106	9	335	76																	21b	1,001	1	1,002	1,002	-0,48	1,175	0,999	-0,48	0,000451	2	62	249	12	153	25																	22a	1,001	1	1,001	1,002	-0,7	1,475	0,999	-0,7	0,000673	169	67	12	22	279	8																	22b	1,001	1	1,001	1,001	-0,86	1,738	0,999	-0,86	0,000607	179	61	330	26	66	12																	moy	1,001	1	1,002	1,002	-0,42	1,178	1	-0,42	0,000449																							s	2E-08	5E-04	5E-04	5E-04	0,447	0,511	8E-04	0,447	0,000145																							Filon		162	15																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
19b	1,001	1,001	1,002	1,002	-0,02	0,681	1	-0,02	0,000191	9	71	126	9	219	16																	20a	1,001	1,001	1,002	1,002	-0,1	0,757	1	-0,1	0,000452	179	70	354	20	85	2																	20b	1,001	1	1,001	1,002	-0,81	1,66	0,999	-0,81	0,000413	158	64	293	19	29	17																	21a	1,001	1,001	1,002	1,002	0,351	0,387	1,001	0,351	0,0004	197	10	106	9	335	76																	21b	1,001	1	1,002	1,002	-0,48	1,175	0,999	-0,48	0,000451	2	62	249	12	153	25																	22a	1,001	1	1,001	1,002	-0,7	1,475	0,999	-0,7	0,000673	169	67	12	22	279	8																	22b	1,001	1	1,001	1,001	-0,86	1,738	0,999	-0,86	0,000607	179	61	330	26	66	12																	moy	1,001	1	1,002	1,002	-0,42	1,178	1	-0,42	0,000449																							s	2E-08	5E-04	5E-04	5E-04	0,447	0,511	8E-04	0,447	0,000145																							Filon		162	15																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
20a	1,001	1,001	1,002	1,002	-0,1	0,757	1	-0,1	0,000452	179	70	354	20	85	2																	20b	1,001	1	1,001	1,002	-0,81	1,66	0,999	-0,81	0,000413	158	64	293	19	29	17																	21a	1,001	1,001	1,002	1,002	0,351	0,387	1,001	0,351	0,0004	197	10	106	9	335	76																	21b	1,001	1	1,002	1,002	-0,48	1,175	0,999	-0,48	0,000451	2	62	249	12	153	25																	22a	1,001	1	1,001	1,002	-0,7	1,475	0,999	-0,7	0,000673	169	67	12	22	279	8																	22b	1,001	1	1,001	1,001	-0,86	1,738	0,999	-0,86	0,000607	179	61	330	26	66	12																	moy	1,001	1	1,002	1,002	-0,42	1,178	1	-0,42	0,000449																							s	2E-08	5E-04	5E-04	5E-04	0,447	0,511	8E-04	0,447	0,000145																							Filon		162	15																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
20b	1,001	1	1,001	1,002	-0,81	1,66	0,999	-0,81	0,000413	158	64	293	19	29	17																	21a	1,001	1,001	1,002	1,002	0,351	0,387	1,001	0,351	0,0004	197	10	106	9	335	76																	21b	1,001	1	1,002	1,002	-0,48	1,175	0,999	-0,48	0,000451	2	62	249	12	153	25																	22a	1,001	1	1,001	1,002	-0,7	1,475	0,999	-0,7	0,000673	169	67	12	22	279	8																	22b	1,001	1	1,001	1,001	-0,86	1,738	0,999	-0,86	0,000607	179	61	330	26	66	12																	moy	1,001	1	1,002	1,002	-0,42	1,178	1	-0,42	0,000449																							s	2E-08	5E-04	5E-04	5E-04	0,447	0,511	8E-04	0,447	0,000145																							Filon		162	15																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
21a	1,001	1,001	1,002	1,002	0,351	0,387	1,001	0,351	0,0004	197	10	106	9	335	76																	21b	1,001	1	1,002	1,002	-0,48	1,175	0,999	-0,48	0,000451	2	62	249	12	153	25																	22a	1,001	1	1,001	1,002	-0,7	1,475	0,999	-0,7	0,000673	169	67	12	22	279	8																	22b	1,001	1	1,001	1,001	-0,86	1,738	0,999	-0,86	0,000607	179	61	330	26	66	12																	moy	1,001	1	1,002	1,002	-0,42	1,178	1	-0,42	0,000449																							s	2E-08	5E-04	5E-04	5E-04	0,447	0,511	8E-04	0,447	0,000145																							Filon		162	15																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
21b	1,001	1	1,002	1,002	-0,48	1,175	0,999	-0,48	0,000451	2	62	249	12	153	25																	22a	1,001	1	1,001	1,002	-0,7	1,475	0,999	-0,7	0,000673	169	67	12	22	279	8																	22b	1,001	1	1,001	1,001	-0,86	1,738	0,999	-0,86	0,000607	179	61	330	26	66	12																	moy	1,001	1	1,002	1,002	-0,42	1,178	1	-0,42	0,000449																							s	2E-08	5E-04	5E-04	5E-04	0,447	0,511	8E-04	0,447	0,000145																							Filon		162	15																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
22a	1,001	1	1,001	1,002	-0,7	1,475	0,999	-0,7	0,000673	169	67	12	22	279	8																	22b	1,001	1	1,001	1,001	-0,86	1,738	0,999	-0,86	0,000607	179	61	330	26	66	12																	moy	1,001	1	1,002	1,002	-0,42	1,178	1	-0,42	0,000449																							s	2E-08	5E-04	5E-04	5E-04	0,447	0,511	8E-04	0,447	0,000145																							Filon		162	15																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
22b	1,001	1	1,001	1,001	-0,86	1,738	0,999	-0,86	0,000607	179	61	330	26	66	12																	moy	1,001	1	1,002	1,002	-0,42	1,178	1	-0,42	0,000449																							s	2E-08	5E-04	5E-04	5E-04	0,447	0,511	8E-04	0,447	0,000145																							Filon		162	15																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
moy	1,001	1	1,002	1,002	-0,42	1,178	1	-0,42	0,000449																							s	2E-08	5E-04	5E-04	5E-04	0,447	0,511	8E-04	0,447	0,000145																							Filon		162	15																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
s	2E-08	5E-04	5E-04	5E-04	0,447	0,511	8E-04	0,447	0,000145																							Filon		162	15																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
Filon		162	15																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															

	L	F	P	'P	U	Q	E	T	Kv	D	I	D	I	D	I	L	F	P	'P	U	Q	E	T	Kv	D	I	D	I	D	I
Filonet										K1		K2		K3		Grès									K1		K2		K3	
91a	1,005	1,002	1,007	1,007	-0,4	1,082	0,997	-0,4	0,000742	322	78	138	12	228	1															
91b	1,012	1,003	1,015	1,016	-0,59	1,321	0,991	-0,59	0,000936	337	66	145	24	237	5															
92a	1	1,002	1,002	1,003	0,869	0,068	1,002	0,869	0,000307	111	16	203	7	315	72															
92b	1	1,001	1,002	1,002	0,522	0,272	1,001	0,522	0,000372	108	16	202	13	328	69															
93a	1	1	1,001	1,001	0,09	0,589	1	0,09	0,000528	189	33	320	45	80	27															
93b	1	1,001	1,001	1,002	0,834	0,087	1,001	0,834	0,000274	185	42	81	14	337	45															
moyennes	1,003	1,002	1,005	1,005	0,22	0,57	0,999	0,221	0,000526																					
	0,004	1E-03	0,005	0,005	0,571	0,483	0,004	0,57	0,000242																					
Filon	87	90			Site 9, Fig. 9i																									
E11	1,005	1,001	1,006	1,006	-0,72	-0,72	1,512	0,996	9,92E-05	176	85	282	2	12	5															
E110	1,009	1,003	1,012	1,012	-0,54	-0,54	1,257	0,994	7,81E-05	27	85	288	1	198	5															
E12	1,011	1	1,011	1,013	-0,95	-0,95	1,897	0,989	7,65E-05	64	87	199	2	289	2															
E13	1,009	1,003	1,011	1,012	-0,54	-0,54	1,257	0,994	7,12E-05	352	78	188	12	97	3															
E14	1,011	1,001	1,011	1,013	-0,86	-0,86	1,744	0,99	6,49E-05	358	84	99	1	189	6															
E15	1,01	1,003	1,013	1,014	-0,53	-0,53	1,239	0,993	7,83E-05	341	86	121	3	211	3															
E16	1,009	1,001	1,01	1,011	-0,71	-0,71	1,495	0,993	0,000111	172	86	287	2	17	3															
E17	1,011	1,002	1,013	1,014	-0,66	-0,66	1,425	0,992	7,25E-05	65	88	187	1	277	2															
E18	1,01	1,002	1,012	1,013	-0,71	-0,71	1,499	0,992	7,61E-05	21	84	181	6	271	2															
E21	1,007	1,002	1,008	1,009	-0,6	-0,6	1,337	0,995	0,00011	348	76	236	5	145	14															
E22	1,008	1,003	1,011	1,012	-0,45	-0,45	1,135	0,995	7,53E-05	334	72	161	18	71	2															
E23	1,006	1	1,007	1,007	-0,86	-0,86	1,734	0,994	0,000106	303	82	30	0	120	8															
E24	1,003	1,002	1,005	1,005	-0,33	-0,33	0,994	0,999	0,000147	344	77	171	14	82	1															
E25	1,007	1,001	1,008	1,009	-0,75	-0,75	1,55	0,994	8,53E-05	330	70	94	12	188	16															
E25	1,008	1,002	1,01	1,011	-0,61	-0,61	1,349	0,994	0,000096	350	79	179	11	9	2															
E31	1,007	1,004	1,011	1,011	-0,34	-0,35	1,013	0,996	0,000289	148	68	302	20	35	8															
E32	1,005	1,004	1,009	1,009	-0,14	-0,15	0,804	0,999	0,00014	153	76	319	14	49	3															
E33	1,008	1,006	1,014	1,014	-0,13	-0,13	0,787	0,998	0,000263	174	72	284	6	16	16															
E34	1,003	1,002	1,005	1,005	-0,21	-0,21	0,865	0,999	0,00033	267	14	147	66	1	19															

E35	1,002	1,004	1,006	1,006	0,345	0,343	0,393	1,002	0,000247	256	26	111	60	353	16
Moyenne	1,007	1,002	1,01	1,01	-0,51	-0,52	1,264	0,995	0,000131						
S	0,003	0,001	0,003	0,003	0,31	0,31	0,374	0,003	8,19E-05						
f110vert	110	90	Site 5, Fig. 9e												
f68a	1,013	1,01	1,022	1,022	-0,14	-0,15	0,806	0,997	1,10E-03	5	83	96	0	186	7
f68b	1,012	1,01	1,022	1,022	-0,06	-0,06	0,725	0,999	1,07E-03	36	69	280	9	187	19
f69a	1,02	1,002	1,021	1,024	-0,85	-0,85	1,715	0,982	1,02E-03	317	77	101	11	192	8
f69b	1,005	1,003	1,008	1,008	-0,27	-0,27	0,931	0,998	2,14E-04	304	69	158	17	65	11
f70a	1,018	1,006	1,024	1,025	-0,48	-0,49	1,185	0,989	1,38E-03	331	68	92	12	186	18
Moyenne	1,014	1,006	1,019	1,02	-0,36	-0,36	1,072	0,993	0,000955						
S	0,006	0,004	0,006	0,007	0,315	0,313	0,399	0,007	0,000437						

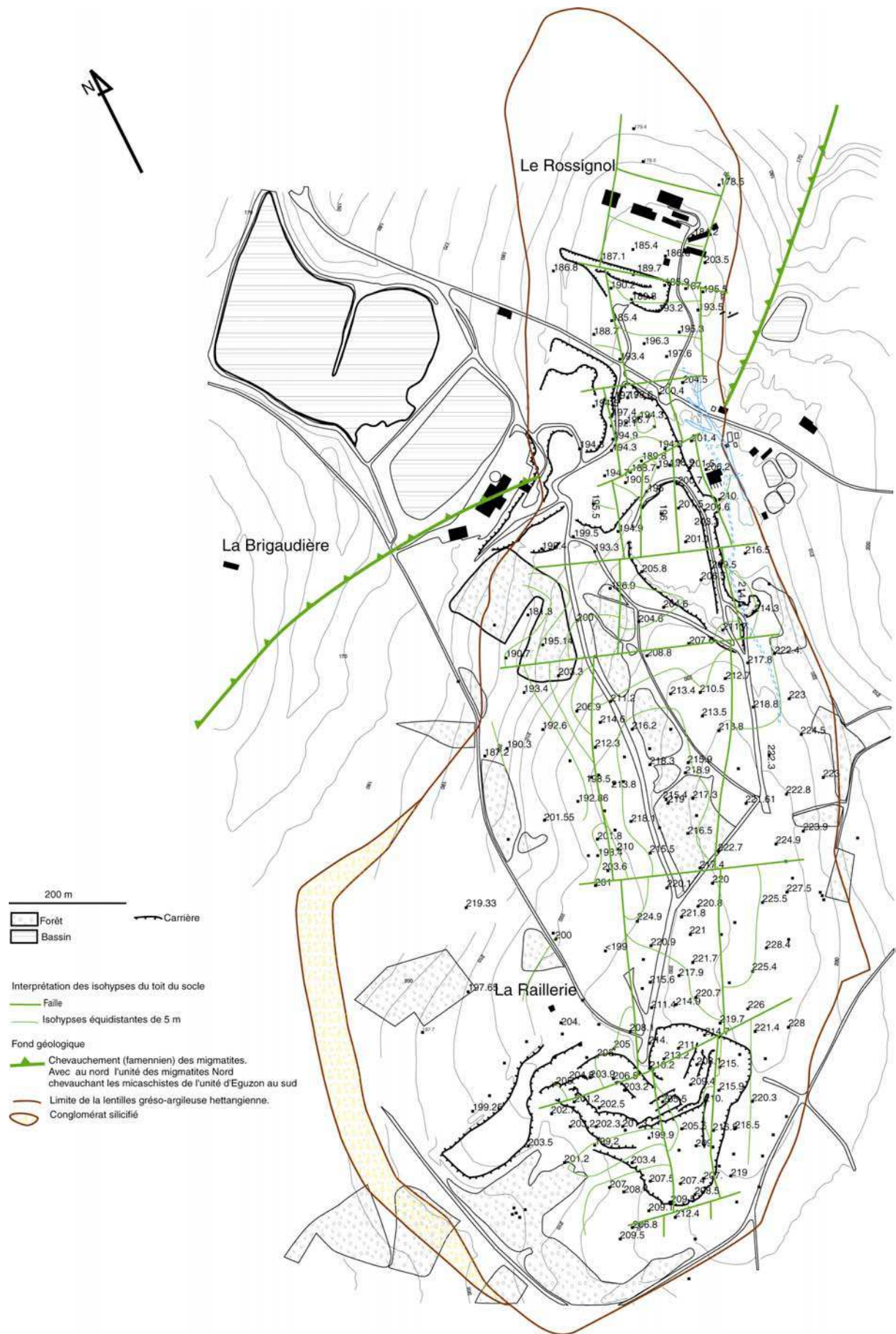
g110vert	110	90	Site 15, Fig. 9k												
g64a	1,001	1,005	1,006	1,006	0,794	0,794	0,109	1,005	3,47E-04	264	37	166	10	64	51
g64b	1,001	1,008	1,009	1,01	0,715	0,714	0,154	1,007	3,00E-04	298	28	195	23	71	52
g65a	1,001	1	1,001	1,001	-0,92	-0,92	1,85	0,999	5,72E-04	342	80	114	7	205	7
g65b	1,002	1	1,002	1,002	-0,89	-0,89	1,788	0,998	4,73E-04	55	66	303	9	210	22
g66a	1,004	1,001	1,006	1,006	-0,51	-0,51	1,209	0,997	2,10E-04	32	32	291	17	177	53
g66b	1,003	1	1,003	1,003	-0,95	-0,95	1,895	0,997	2,23E-04	55	43	280	37	170	24
g67a	1,008	1,01	1,018	1,018	0,127	0,122	0,562	1,002	2,42E-04	261	1	353	64	170	26
g67b	1	1,001	1,001	1,001	0,42	0,42	0,339	1	2,48E-04	61	2	151	6	312	84
g67c	1,003	1,001	1,003	1,004	-0,62	-0,62	1,366	0,998	2,36E-04	45	40	308	9	207	49
Moyenne	1,003	1,003	1,005	1,006	-0,2	-0,2	1,03	1	0,000317						
S	0,002	0,004	0,005	0,005	0,719	0,719	0,746	0,004	0,000126						

Annexe 5: Cartes Synthétiques de la minéralisation de la lentille sud du bassin de Chaillac

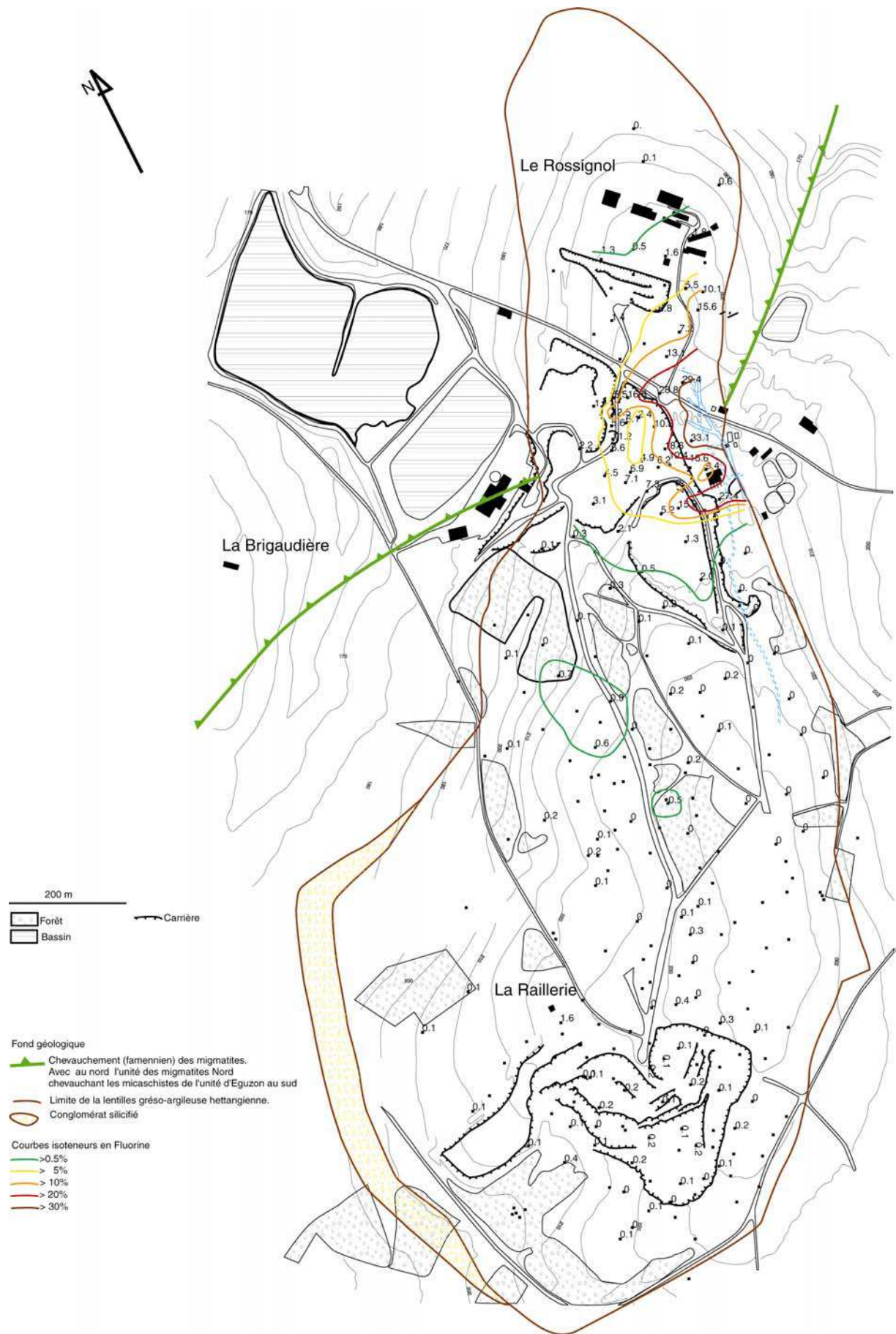
Carte 1 : Toit du socle

Carte 2 : Minéralisation de Fluorine

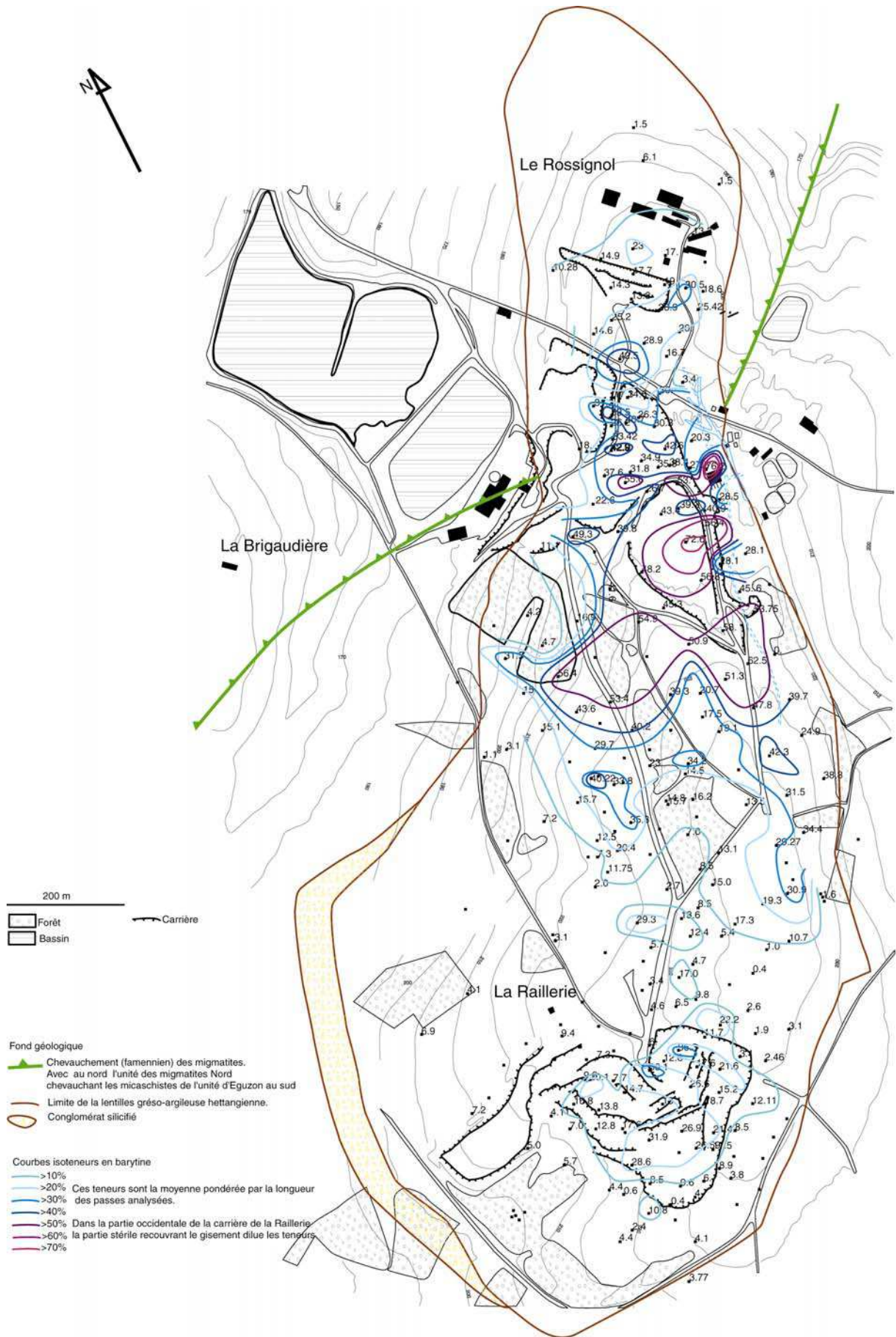
Carte 3 : Minéralisation de barytine



Carte 1



Carte 2



Carte 3