

Mémoires pour servir à l'Explication
des Cartes Géologiques et Minières
de la Belgique
Mémoire N° 28

Toelichtende Verhandelingen
voor de Geologische en Mijnkaarten
van België
Verhandeling N° 28

**LA MINERALISATION Ba, (Zn, Pb)
DE CHAUDFONTAINE
(SYNCLINORIUM DE VERVIERS, BELGIQUE).**

par
L. DEJONGHE

**MINISTERE DES AFFAIRES ECONOMIQUES
ADMINISTRATION DES MINES**

**Service Géologique de Belgique
13, rue Jenner
1040 BRUXELLES**

**MINISTERIE VAN ECONOMISCHE ZAKEN
BESTUUR VAN HET MIJNWEZEN**

**Belgische Geologische Dienst
13, Jennerstraat
1040 BRUSSEL**

Mém. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique	1990	N° 28	199 p. blz.	50 fig. 18 tabl.	7 pl.
Toelicht. Verhand. Geologische en Mijnkaarten van België					



**Mémoires pour servir à l'Explication
des Cartes Géologiques et Minières
de la Belgique
Mémoire n° 28.**

**Toelichtende Verhandelingen
voor de Geologische en
Mijnkaarten van België
Verhandeling n° 28.**

**LA MINERALISATION Ba, (Zn, Pb)
DE CHAUFONTAINE
(SYNCLINORIUM DE VERVIERS, BELGIQUE).**

par

L. DEJONGHE



Table des matières

- Table des matières	1
- Table des figures	2
- Table des tableaux	
- Table des planches photographiques	
- Résumé	1
- Abstract	2
Chapitre I : Introduction	3
Chapitre II : Cadre géologique et paléogéographique du Synclinorium de Verviers	9
II.A. Cadre géologique	11
II.B. Cadre paléogéographique	17
II.B.1. Considérations relatives à la Belgique	17
II.B.2. Considérations relatives au Synclinorium de Verviers	21
Chapitre III : Cadre métallogénique des gisements belges à Zn, Pb, (Ba, F)	25
III.A. Considérations générales	27
III.A.1. Les gisements filoniens et les amas associés	27
III.A.2. Les gisements non filoniens	29
III.B. Données complémentaires propres au Synclinorium de Verviers	30
Chapitre IV : Cadre géologique, nature et géométrie de la minéralisation de Chaudfontaine	39
IV.A. Cadre géologique de la minéralisation de Chaudfontaine	41
IV.B. Nature et géométrie de la minéralisation de Chaudfontaine	44
Chapitre V : Pétrologie de la minéralisation de Chaudfontaine et des roches supports et encaissantes	49
V.A. Introduction	51
V.B. Roches encaissantes	51
V.C. Roches supports	52
V.C.1. Quartz	53
V.C.2. Dolomite	54
V.C.3. Calcite	54
V.C.4. Minéraux des argiles	55
V.C.5. Phosphate	55
V.D. Minéralisation	55
V.D.1. Barite	55
V.D.2. Pyrite	56
V.D.3. Marcasite	57
V.D.4. Sphalérite	58
V.D.5. Galène	58
V.D.6. Cérusite	59
V.D.7. Chalcopyrïte	59
V.D.8. Bravoïte	59
V.E. Conclusions	63
Chapitre VI : Description et interprétation des structures sédimentaires associées à la minéralisation de Chaudfontaine	77
VI.A. Introduction	79
VI.B. Description des structures	79
VI.C. Interprétation des structures sédimentaires	90
VI.D. Conclusions	98
Chapitre VII : Inclusions fluides de la barite du gisement de Chaudfontaine	101
VII.A. Introduction	103
VII.B. Echantillons étudiés	103
VII.C. Morphologie des inclusions	103
VII.C.1. Inclusions syngénétiques	103
VII.C.2. Inclusions épigénétiques	104
VII.D. Nature du remplissage	104
Chapitre VIII : Chimie isotopique de la minéralisation de Chaudfontaine	113
VIII.A. Chimie isotopique du strontium des barites et des calcites	115
VIII.B. Chimie isotopique du soufre des barites	116
VIII.C. Chimie isotopique du soufre des galènes et des pyrites	118
VIII.D. Chimie isotopique de l'oxygène des calcites, calcaires, barites et silicites	118
VIII.E. Chimie isotopique du plomb des galènes	120
VIII.F. Chimie isotopique du carbone, des calcites et des calcaires	121
VIII.G. Conclusions	123

Chapitre IX : Lithogéochimie des formations mésodévoniennes et frasniennes dans les Synclinoria de Verviers et de Namur	125
Chapitre X : Analyse par diffraction de rayons X des shales carbonatés de la Formation d'Aisemont dans les Synclinoria de Verviers et de Namur	129
X.A. Introduction	131
X.B. Nature des composants argileux	131
X.B.1. <i>L'illite</i>	131
X.B.2. <i>L'interstratifié (10-14sm)</i>	135
X.B.3. <i>Les interstratifiés (10-14v) et (10-14c)</i>	135
X.B.4. <i>Les chlorites</i>	136
X.B.5. <i>Le complexe Al₁₇</i>	136
X.B.6. <i>Les composants smectitiques</i>	136
X.C. Considérations générales sur le contenu argileux des échantillons étudiés	136
X.D. Conclusions	137
Chapitre XI : Faciès et répartition des dolomies mésodévoniennes et frasniennes dans les Synclinoria de Verviers et de Namur	139
XI.A. Introduction	141
XI.B. Description des dolomies dévoniennes des Synclinoria de Verviers et de Namur	141
XI.B.1. <i>Les dolomies de la Formation de Nèvemont</i>	141
XI.B.2. <i>Les dolomies de la Formation du Roux</i>	141
XI.B.3. <i>Les dolomies de la Formation d'Aisemont</i>	142
XI.B.4. <i>Les dolomies de la Formation de Matagne</i>	143
XI.C. Géochimie des dolomies dévoniennes	145
XI.D. Conclusions	145
Chapitre XII : Synthèse des métalotectes liés à la minéralisation de Chaudfontaine	147
XII.A. Introduction	149
XII.B. Analyse des métalotectes	149
XII.B.1. <i>La position stratigraphique</i>	149
XII.B.2. <i>Le milieu de sédimentation de nature périrécifale</i>	149
XII.B.3. <i>La paléotopographie du fond marin</i>	150
XII.B.4. <i>Les failles synsédimentaires</i>	150
XII.B.5. <i>La proximité de milieux évaporitiques</i>	150
XII.B.6. <i>La nature siliceuse de la roche support</i>	151
XII.B.7. <i>La dolomitisation du deuxième biostrome à Phillipsastraea</i>	151
XII.B.8. <i>La présence de filons hydrothermaux voisins</i>	152
XII.B.9. <i>Le volcanisme sous-marin</i>	152
XII.B.10. <i>L'existence de sources thermales actuelles</i>	152
XII.C. Conclusions	153
Chapitre XIII : Interprétation génétique de la minéralisation de Chaudfontaine	155
XIII.A. Introduction	157
XIII.B. Bilan des données d'observation et des résultats analytiques	157
XIII.C. Piège et conditions de précipitation	159
XIII.D. Source et mode de transport des éléments	162
XIII.D.1. <i>Le soufre</i>	162
XIII.D.2. <i>Les métaux</i>	162
XIII.D.3. <i>Le silicium</i>	163
XIII.E. Modèles métallogéniques	164
XIII.F. Comparaison avec d'autres gisements	167
XIII.F.1. <i>Paléokarsts triasiques du S de l'Europe</i>	168
XIII.F.2. <i>N.E. de la Tunisie, par exemple Djebel Mecella</i>	168
XIII.F.3. <i>Fleurus, Belgique</i>	168
XIII.F.4. <i>Neuquén, Argentine</i>	168
XIII.F.5. <i>Pessens, Causses, France</i>	168
XIII.F.6. <i>Piquepoul, Causses, France</i>	169
XIII.F.7. <i>Meggen, R.F.A.</i>	169
XIII.F.8. <i>Arkansas, U.S.A.</i>	169
XIII.F.9. <i>Nevada central, U.S.A.</i>	169
XIII.G. Conclusions	169
Chapitre XIV : Modèle métallogénique des gisements à Zn, Pb, Ba, du Synclinorium de Verviers	171
Chapitre XV : Conclusions	181

Chapitre XVI : Annexes	187
XVI.A. Analyse minéralogique des shales de la Formation d'Aisemont	189
XVI.A.1. <i>Méthode de préparation</i>	189
XVI.A.2. <i>Méthode d'étude diffractométrique</i>	189
XVI.A.3. <i>Identification qualitative des minéraux argileux</i>	189
XVI.A.4. <i>Estimation semi-quantitative des teneurs en minéraux argileux</i>	189
XVI.B. Fiche du gisement de Chaudfontaine	190
XVI.B.1. <i>Nom et localisation</i>	190
XVI.B.2. <i>Caractères du gisement</i>	190
XVI.B.3. <i>Lithologie et stratigraphie des roches encaissantes</i>	190
XVI.B.4. <i>Forme du gisement en liaison avec les structures des roches encaissantes</i>	190
XVI.B.5. <i>Roches plutoniques ou volcaniques proches</i>	191
XVI.B.6. <i>Dépôts comparables</i>	191
XVI.B.7. <i>Hypothèse génétique</i>	191
XVI.B.8. <i>Références</i>	191
Chapitre XVII : Bibliographie	193

Table des figures

Figure 1. Localités citées dans le texte. Ensemble de la Belgique	7
Figure 2. Localités citées dans le texte. Synclinorium de Verviers	8
Figure 3. Localisation géographique des ensembles géologiques majeurs de la Belgique	12
Figure 4. Unités tectoniques du Paléozoïque de Belgique	13
Figure 5. Sous-unités tectoniques du Synclinorium de Verviers	14
Figure 6. Coupe transversale dans le Synclinorium de Verviers	15
Figure 7. Synclinorium de Verviers. Formations lithostratigraphiques et assises chronostratigraphiques correspondantes	17
Figure 8. Position du rivage continental et des îles principales à la fin du Couvinien, du Givetien, du Frasnien inférieur et du Frasnien supérieur	18
Figure 9. Modèle simplifié de complexe récifal développé pendant une phase transgressive	20
Figure 10. Modèle simplifié de complexe récifal développé pendant une phase transgressive	21
Figure 11. Reconstitution palinspastique des formations giveto-frasnienues dans le Synclinorium de Verviers	22
Figure 12. Variations d'épaisseur des différents termes lithologiques appartenant aux formations d'Aisemont et de Matagne dans le Synclinorium de Verviers	23
Figure 13. Districts à Zn, Pb, (Ba, F) de Belgique et principaux gisements	28
Figure 14. Carte métallogénique des gisements à Zn, Pb, (Ba) du district du Synclinorium de Verviers	31
Figure 15. Production des gisements du Synclinorium de Verviers	32
Figure 16. Périodes d'activité minière des gisements du Synclinorium de Verviers	33
Figure 17. Paragenèses des gisements du Synclinorium de Verviers	34
Figure 18. Forme, position et environnement géologique des gisements du Synclinorium de Verviers	35
Figure 19. Classement des gisements du Synclinorium de Verviers par âge des roches encaissantes	36
Figure 20. Carte géologique de la région de Chaudfontaine	41
Figure 21. Coupe NS passant par les sondages 134 E 300 et 303	42
Figure 22. Coupe NS passant par les sondages 134 E 299, 310, 324 et 396	43
Figure 23. Evolution des teneurs en BaSO ₄ , Zn et Pb dans la zone minéralisée du sondage 134 E 396 de Chaudfontaine	45
Figure 24. Croissance commune pyrite - barite	56
Figure 25. Croissance commune sphalérite - dolomite - barite	57
Figure 26. Dispersion de la réflectance dans l'air en fonction de la longueur d'onde, de trois bravoïtes de Chaudfontaine	60
Figure 27. Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 196.70 m et 196.80 m	80
Figure 28. Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 204.73 m et 204.93 m	81
Figure 29. Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 195.05 m et 195.25 m	82
Figure 30. Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 203.08 m et 203.28 m	83
Figure 31. Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 210.12 m et 210.26 m	86
Figure 32. Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 200.85 m et 201.05 m	87
Figure 33. Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 209.80 m et 209.90 m	88
Figure 34. Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 206.32 m et 206.55 m	89
Figure 35. Hypothèse concernant la période et le processus de cristallisation de la barite de Chaudfontaine	91
Figure 36. Schéma d'élaboration d'un plancher de cristaux de Ba combiné à des rythmites de Ba	95
Figure 37. Barite de Chaudfontaine. Evolution des températures de fin de fusion et de la salinité en fonction de la profondeur en sondage	105
Figure 38. Histogrammes des températures de fin de fusion de chacune des 5 familles d'inclusions syngénétiques de la barite de Chaudfontaine	106
Figure 39. Histogramme des températures de fin de fusion de l'ensemble des inclusions primaires et pseudo-secondaires	107
Figure 40. Position des barites et calcites de Chaudfontaine, de la calcite de La Rochette et des calcaires frasnienues de Trooz par rapport à la courbe d'évolution du rapport ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr en fonction du temps	117
Figure 41. Courbe d'évolution des Δ ³⁴ S des sulfates marins au cours des temps géologiques	121
Figure 42. Compositions isotopiques du Pb des galènes de Chaudfontaine et des autres gisements belges	122
Figure 43. Caractérisation cristalochimique des illites à l'état naturel	133
Figure 44. Caractérisation cristalochimique des illites après glycolage	134
Figure 45. Quantité d'espaces interfoliaires distendus dans les illites	135
Figure 46. Evolution des phénomènes de dolomitisation dans la Formation d'Aisemont à Engis	144
Figure 47. Guides de prospection de la minéralisation de Chaudfontaine	153
Figure 48. Modèles métallogéniques relatifs à la minéralisation de Chaudfontaine	165
Figure 49. Conditions requises pour l'individualisation d'un gisement analogue à celui de Chaudfontaine	167
Figure 50. Mise en place d'un filon	178

Table des tableaux

Tableau 1. Comparaison des productions de minerai du Synclinorium de Verviers et de la Belgique pour la période 1837 - 1936	32
Tableau 2. Teneurs en Ba et Sr de 9 barites et 2 calcites provenant du sondage 134 E 396 de Chaudfontaine	46
Tableau 3. Assemblage minéral du gîte de Chaudfontaine	51
Tableau 4. Analyses d'inclusions carbonatées opacifiant la partie centrale de certains cristaux de sphalérite	57
Tableau 5. Analyses à la microsonde de divers cristaux de bravoïte de Chaudfontaine	61
Tableau 6. Variations de la composition chimique au sein de deux cristaux de bravoïte de Chaudfontaine	62
Tableau 7. Ordre de cristallisation des minéraux du gisement de Chaudfontaine	63
Tableau 8. Pendages mesurés sur les intercalations stériles de la zone minéralisée du sondage 134 E 396	84
Tableau 9. Principales caractéristiques des structures sédimentaires de la minéralisation de Chaudfontaine	99
Tableau 10. Concentrations en Rb et Sr et compositions isotopiques du Sr de 9 barites et 2 calcites de Chaudfontaine, d'1 barite de La Rochette et de 2 calcaires de la formation de Lustin à Trooz	116
Tableau 11. Compositions isotopiques du S des barites du gisement de Chaudfontaine	117
Tableau 12. Compositions isotopiques du S des galènes et des pyrites du gisement de Chaudfontaine	118
Tableau 13. Compositions isotopiques de l'O des calcites et des silicites de Chaudfontaine	119
Tableau 14. Rapports isotopiques du Pb des galènes de Chaudfontaine	120
Tableau 15. Compositions isotopiques du C de calcites et de calcaires frasniens en provenance de Chaudfontaine et de Trooz	122
Tableau 16. Minéraux argileux et paramètres cristallichimiques des shales carbonatés de la Formation d'Aisemont ...	132
Tableau 17. Répartition des teneurs de certains éléments dans les dolomies	145
Tableau 18. Fond géochimique en S de diverses unités lithologiques de formations mésodévoniennes et frasniennes des Synclinoria de Verviers et Namur	161

Table des planches photographiques

Planche I	67
Planche II	69
Planche III	71
Planche IV	73
Planche V	75
Planche VI	109
Planche VII	111



LA MINERALISATION Ba, (Zn, Pb) DE CHAUDFONTAINE (Synclinorium de Verviers, Belgique)

par

L. DEJONGHE

RESUME.- Les gisements à Zn, Pb, (Ba, F) de Belgique se répartissent au sein de trois districts. L'essentiel des productions du passé (environ 1 500 000 t de Zn + Pb) est cependant concentré dans un seul : le Synclinorium de Verviers. Les gisements exploités étaient de type filonien ou paléokarstique. Entre 1964 et 1973, des sondages ont mis en évidence un gisement principalement barytique, et accessoirement plombo-zincifère, à Chaudfontaine. Le contrôle stratigraphique du corps minéralisé de Chaudfontaine, la présence de structures sédimentaires mettant en jeu des cristaux de barite et de sphalérite, la nature métacolloïdale de certaines phases minérales et l'existence d'indices minéralisés situés au même niveau stratigraphique dans d'autres sondages éloignés de Chaudfontaine (Heibaart, Booischoot, Bolland, Soumagne) ont permis d'affirmer que la minéralisation de Chaudfontaine était contrôlée par des phénomènes sédimentaires. Ces conclusions ont été confortées par l'étude des inclusions fluides de la barite et des études de géochimie isotopique (S, C, O, Sr, Pb). En particulier, les isotopes du Pb soulignent le rôle joué par les sédiments givétiens et frasniens en tant que piège transitoire des métaux introduits par voie sédimentaire. Effectivement, des anomalies lithogéochimiques ont été mises en évidence dans de nombreuses localités des Synclinoria de Verviers et de Namur, aussi bien dans les shales que dans les carbonates méso et néodévonien. C'est d'ailleurs à cause de la présence d'anomalies zincifères importantes dans les shales de la Formation d'Aisemont (Frasnien supérieur), à Trooz, qu'une étude par diffraction de rayons X des shales frasniens a été entreprise. Elle a révélé la présence de minéraux interstratifiés susceptibles d'adsorber certains métaux. Des recherches diversifiées (géologiques, pétrographiques, paléogéographiques, géochimiques, etc...) conduites sur le gisement de Chaudfontaine et sur les terrains encaissants, dans les Synclinoria de Verviers et de Namur, ont permis de dégager des métallogènes positifs : position stratigraphique, liaison à une formation biostromale, proximité d'un haut-fond et de milieux évaporitiques, nature siliceuse de la roche support, et indices de surface. Le piège du gisement de Chaudfontaine consiste en de petites cuvettes situées au sommet du deuxième biostrome à *Phillipsaeraea* de la Formation d'Aisemont. Elles ont été amenées temporairement à l'émersion et ont évolué vers des conditions évaporitiques (source du S). Les métaux proviennent du dénoyage des sédiments pélitiques d'un bassin subsident. La précipitation de la barite s'est effectuée dans une zone de mélange de deux solutions différentes, l'une apportant le soufre, l'autre les métaux. Finalement, on présente un modèle métallogénique relatif à tous les gîtes à Zn, Pb, (Ba) du Synclinorium de Verviers. Il illustre les notions de permanence et d'héritage. Les métaux de l'ensemble du système proviennent de l'altération continentale. Ils ont été véhiculés notamment par adsorption sur des pélites et ont été introduits dans les sédiments d'un bassin subsident. Ils ont été remobilisés pendant la diagenèse, après l'orogénèse varisque et éventuellement aux diverses périodes d'émersion. Au cours de ces diverses étapes, ils ont précipité à des fronts de dolomitisation, à des fronts d'échange de nappes de natures différentes et dans des pièges sédimentaires, karstiques et tectoniques. L'étude conclut sur les perspectives de prospection dans le Synclinorium de Verviers.

Mots clés : Belgique, Synclinorium de Verviers, Synclinorium de Namur, gisements filoniens, gisements sédimentaires, gisement de Chaudfontaine, plomb, zinc, baryum, Frasnien, pétrologie, structures sédimentaires, inclusions fluides, géochimie isotopique (S, C, O, Sr, Pb), lithogéochimie, diffraction de rayons X, dolomies, métallogènes.

ABSTRACT.- Zn, Pb, (Ba, F) Belgian ore deposits are distributed into three districts. However, in the past, the main productions (around 1 500 000 t of Zn + Pb) were concentrated only into one of the districts, the Verviers Synclinorium. All the mined ore deposits were vein - or paleokarst-type deposits. In 1964, a barite ore deposit, with some sphalerite and galena, was discovered at Chaudfontaine by drillhole. The stratigraphic control of the Chaudfontaine ore body, the presence of sedimentary structures with barite and sphalerite crystals, the metacolloidal nature of some mineralogic phases and the presence of other mineralized occurrences in other drillholes, far away from Chaudfontaine (Heibaart, Booschot, Bolland, Soumagne) have led to the conclusion that the Chaudfontaine deposit was of sedimentary origin. This conclusion has been supported by the study of the fluid inclusions of the barite and by isotopic studies (S, C, O, Sr, Pb). In particular, the Pb isotopes emphasize the role of the Givetian and Frasnian sediments as transitory traps for metals introduced during the sedimentation. Effectively, lithogeochemical anomalies have been discovered in many localities of the Verviers and Namur Synclinoria, as well in the Meso and Neodevonian shales as in the carbonates. It is, indeed, because of the discovery of huge zinciferous anomalies at Trooz, in the shales of the Aisemont Formation (Upper Frasnian), that a study by X-ray diffraction has been performed on the Frasnian shales. This has indicated the presence of many interstratified minerals which can have adsorbed metals. Various researches (geological, petrographical, paleontological, geochemical, etc...) undertaken on the Chaudfontaine deposit and on the country rocks, in the Verviers and Namur Synclinoria, have permitted to define ore guides : stratigraphic position, connection to a biostromal formation, vicinity of a high and evaporites, siliceous nature of the host-rock, and surface mineral occurrences. The trap of the Chaudfontaine ore deposit consists of small depressions on the top of the second *Phillipsaeraea* biostrome of the Aisemont Formation. They have temporarily emerged and have evolved to evaporitic conditions (source of S). The metals come from the dewatering of a pelitic subsidizing basin. The precipitation of barite has occurred in a zone of mixing of two different solutions: the first, bringing the sulfur, the second, bringing the metals. Finally, a metallogenic model has been presented for all the Zn, Pb, (Ba) deposits of the Verviers Synclinorium. This illustrates the notions of permanency and inheritance. The metals from this system could come from the continental weathering. These have been carried out, in particular, by adsorption on pelites, and have been introduced into a subsidizing basin. They have been remobilized during the diagenesis, after the variscan orogeny, and eventually, at the periods of emersion. At each successive stage, the metals have precipitated at fronts of dolomitization, at fronts of mixing of various solutions and into sedimentary, karstic and tectonic traps. The study concludes with the chances of success on prospecting in the Verviers Synclinorium.

Key words: Belgium, Verviers Synclinorium, Namur Synclinorium, vein-type deposits, sedimentary deposits, Chaudfontaine deposit, lead, zinc, barium, Frasnian, petrology, sedimentary structures, fluid inclusions, isotope geochemistry (S, C, O, Sr, Pb), lithogeochemistry, X-ray diffraction, dolomites, ore guides.

CHAPITRE I

INTRODUCTION



CHAPITRE I

INTRODUCTION

La Belgique est un pays à tradition minière très ancienne. Parmi les substances exploitées précocement, figurent le Pb et le Zn. Les archives de la S.A. Vieille-Montagne contiennent la copie d'une lettre, en allemand, datée du 4 janvier 1421. Dix nobles du Duché de Limbourg y reconnaissent que la ville de Aachen a exploité depuis toujours, en association avec leurs ascendants et avec eux-mêmes, la mine de calamine (Kailmijnberg) située à La Calamine (Kelmijns) (1) Rappelons que le minéral calaminifère était le seul utilisable pour la métallurgie du Zn jusqu'au début du XIX^e siècle. En outre, un des derniers exploitants de ce gisement (J.J. Dony) inventa, en 1802, le premier procédé industriel de récupération du Zn. Ce procédé dit «liégeois» a été breveté par Napoléon I^{er} en 1810.

L'exploitation minière des gisements plombo-zincifères belges, filoniens pour la plupart, a connu son apogée entre 1850 et 1870. Elle a ensuite décliné continuellement. Quelques mines survécurent pendant la première moitié du XX^e siècle. Sur base de statistiques de productions et de documents d'archives, on peut estimer que la Belgique porte un poids métal en Pb et Zn combinés voisin de 1.5 million de tonnes. Cependant, celui-ci n'est pas réparti uniformément sur tout le territoire. La plus grande partie est concentrée à l'E de Liège, dans la bande de terrains dévono-carbonifères dénommée «Synclinorium de Verviers» (Graulich *et al.*, 1984).

Il est assez singulier de constater que, dans le district minier le plus important de Belgique, aucun gisement ou indice à affinités sédimentaires n'ait été repéré avant une période très récente. En effet, la découverte du gisement de Chaudfontaine, qui occupe une place importante dans ce travail, remonte à 1964. Chaudfontaine est une station thermale bien connue. Des sources y sourdent sous les alluvions de la Vesdre à une température atteignant 36°C. L'eau de Chaudfontaine est également mise en bouteille à usage de consommation domestique. Pour ces raisons, l'hydrogéologie de la région a été soigneusement étudiée au moyen de sondages profonds. Trois de ceux-ci, forés entre 1964 et 1973, ont recoupé une minéralisation de nature principalement barytique et accessoirement plombo-zincifère, encaissée dans le Frasnien (Dévonien supérieur), et dont le caractère non filonien a été rapidement connu.

Cette découverte apporte une contribution tout à fait originale à la connaissance métallogénique d'un vieux district minier. En effet, elle concerne

un nouveau type de gisement dont les relations avec les gisements filoniens méritent d'être examinés. Son intérêt est également sous-tendu par les résultats d'une étude des isotopes du Pb, entreprise à l'Université libre de Bruxelles, qui a conduit Cauet *et al.* (1982) à la conclusion que le stock métal des filons belges à Zn, Pb, (Ba, F) provient en majeure partie du Dévonien moyen et supérieur, même lorsque ces filons sont encaissés dans le Dinantien. Sachant encore que les gisements sédimentaires sensu lato livrent en général des tonnages beaucoup plus importants que les gisements filoniens, on mesure l'intérêt que présente la découverte du gisement de Chaudfontaine. En outre, le caractère fortuit de cette découverte montre que tous les espoirs sont permis en Belgique pour la recherche de gisements cachés. Le Synclinorium de Verviers étant une région sillonnée depuis très longtemps par de nombreux géologues, il est illusoire d'espérer trouver encore des gisements affleurants. L'étude présente se veut donc une contribution à la recherche des gisements cachés. Elle a été réalisée dans le cadre d'une Thèse de Doctorat d'Etat soutenue le 5 juillet 1985 à l'Université Pierre & Marie Curie (Paris 6).

La structuration en nombreux chapitres répond au souci de dissocier d'une part les approches purement objectives (comptabilisation des faits) et d'autre part les considérations où l'interprétation trouve une place prépondérante. Ce travail est donc charpenté de la façon suivante :

En premier lieu, le cadre géologique (§ II.A) du Synclinorium de Verviers a été précisé. L'accent a été mis sur les problèmes tectoniques qui constituent un handicap majeur à tout type de recherche dans cette région. La lithologie a également été décrite avec quelques détails en vue de la compréhension des études ultérieures (notamment lithogéochimiques).

Le cadre paléogéographique (§ II.B) a ensuite été reconstitué à diverses époques du Dévonien et principalement au Frasnien auquel il sera souvent fait référence. La paléogéographie de la Belgique a d'abord été commentée brièvement. Puis, les structures paléogéographiques propres au Synclinorium de Verviers et susceptibles de jouer un rôle sur le plan métallogénique ont été mises en évidence.

Au chapitre III, le cadre métallogénique des gisements belges à Zn, Pb, (Ba, F) a été défini en poursuivant plusieurs objectifs :

1. Le gisement de La Calamine (en allemand : Kelmis) est aussi connu sous le nom de gîte de l'Altenberg, de la Vieille-Montagne, de la Grande-Montagne ou de Moresnet. Il est actuellement situé entièrement sur le territoire de la commune de La Calamine. Mais avant 1919, il appartenait au territoire neutre de Moresnet (Pauquet, 1960).

- apprécier le poids métal porté par les différents districts métallifères;
- caractériser les types de gisements reconnus et exploités dans le passé;
- dégager les potentialités du Synclinorium de Verviers.

En particulier, au § III.B, une étude comparative des caractéristiques de tous les gisements du Synclinorium de Verviers a été entreprise. Elle vise notamment à dégager le caractère singulier de la minéralisation de Chaudfontaine par rapport aux autres minéralisations du district. Une maquette de carte métallogénique y est également présentée.

Une bonne partie des chapitres suivants (du ch. IV au ch. VIII) est consacrée à la minéralisation de Chaudfontaine. C'est que la mise en évidence d'un gisement de type nouveau dans un vieux district minier doit, pour être reconnue, reposer sur des études détaillées et multiples. Je me suis donc attaché à préciser à Chaudfontaine :

- le cadre géologique local (§ IV.A);
- la nature et la géométrie du corps minéralisé (§ IV.B);
- la pétrologie des roches encaissantes, des roches supports et de la minéralisation, avec le souci permanent de dégager leurs relations mutuelles (ch. V);
- les structures sédimentaires mettant en jeu des cristaux de barite, de pyrite et de sphalérite (ch. VI).

Les résultats de ces études ont permis d'affirmer que la mise en place de la minéralisation de Chaudfontaine a été contrôlée par des processus sédimentaires. Cette conclusion a été confortée par des investigations complémentaires relatives :

- aux inclusions fluides de la barite (ch. VII);
- à la composition isotopique de S, C, O, Sr et Pb de certains minéraux et roches (ch. VIII).

Passant de l'objet à son environnement géologique, les recherches ont alors été conduites dans les directions suivantes :

- des profils lithogéochimiques effectués en de nombreux points du Synclinorium de Verviers et en quelques endroits du Synclinorium de Namur, ont permis de préciser les fonds géochimiques des formations mésodévonienne et frasniennes et d'épingler plusieurs horizons anomaux (ch. IX);
- certaines de ces anomalies étant liées aux shales de la Formation d'Aisemont, la nature des minéraux argileux qu'ils renferment a été déterminée par diffraction de rayons X (ch. X);
- les liaisons entre les phénomènes de dolomitisations et de minéralisations diagénétiques étant fréquentes, elles ont été examinées pour les dolomies du Mésodévonien et du Frasnien dans les Synclinoria de Verviers et de Namur (ch. XI).

Au terme de ces diverses approches, les données géologiques et métallogéniques acquises ont permis de dégager des métallogènes relatifs à la minéralisation de Chaudfontaine (ch. XII) et de construire des modèles génétiques, tant pour la minéralisation de Chaudfontaine (ch. XIII) que pour l'ensemble des gisements à Zn, Pb, (Ba) du Synclinorium de Verviers (ch. XIV).

Tous les noms de localités cités dans ce travail sont positionnés sur les figures 1 et 2 selon qu'ils appartiennent (fig. 1) ou non (fig. 2) au Synclinorium de Verviers. Toutefois, certains lieux-dits ou communes dont le nom n'a été mentionné que lors de l'étude du cadre métallogénique des gisements belges à Zn, Pb, (Ba, F) (ch. III) sont positionnés sur les figures 13 et 14.

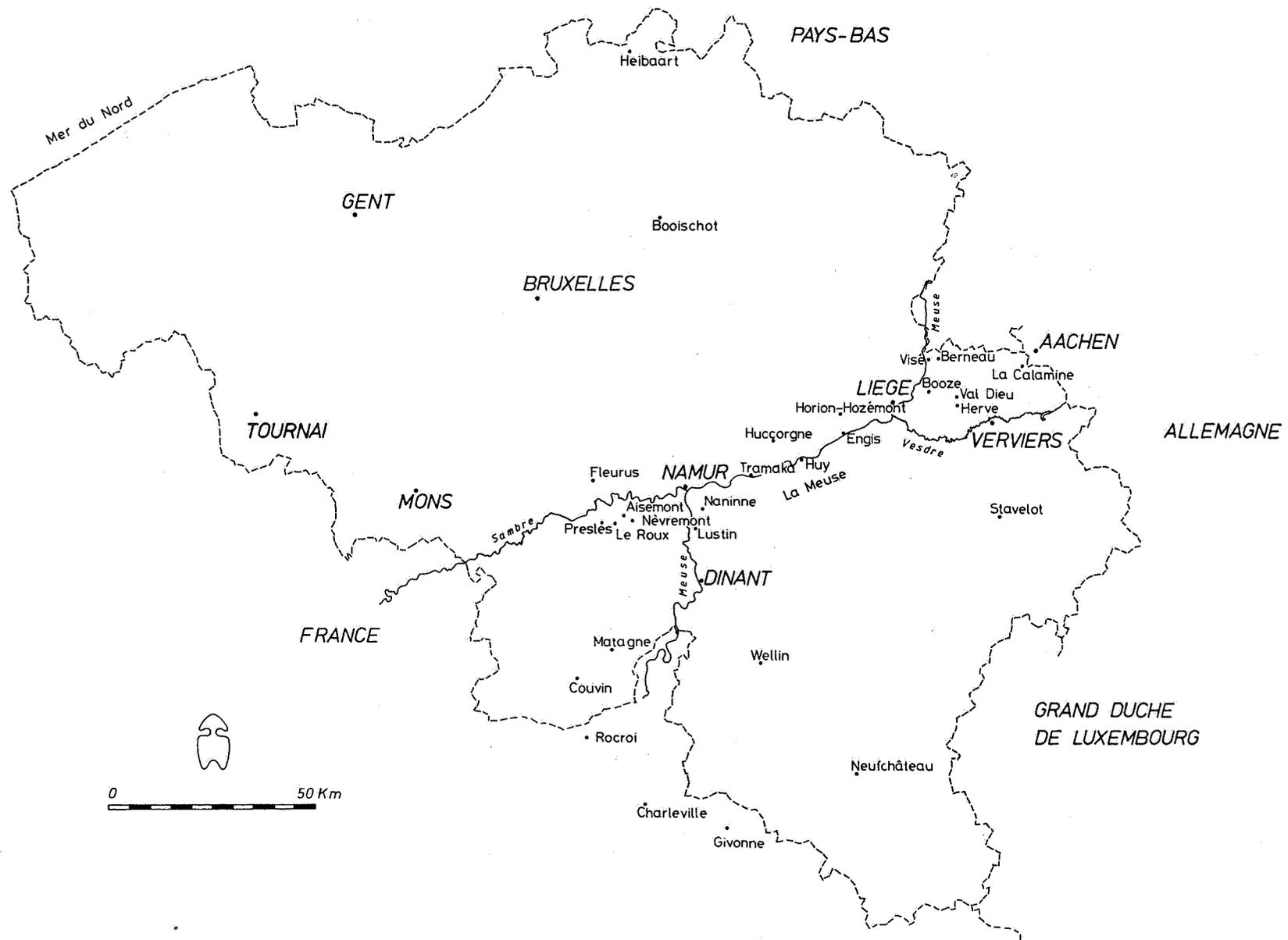


Fig. 1.- Localités citées dans le texte. Ensemble de la Belgique.

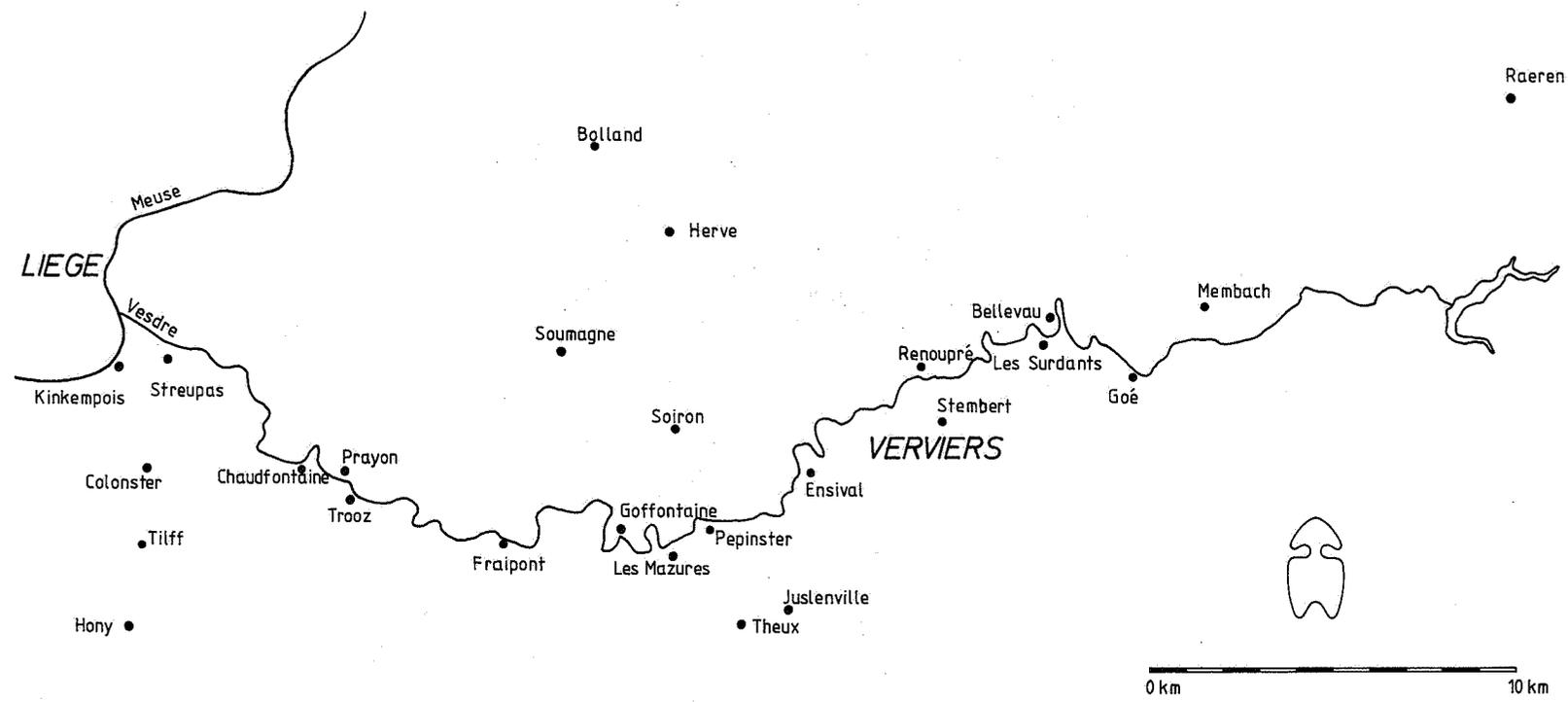


Fig. 2.- Localités citées dans le texte. Synclinorium de Verviers.

CHAPITRE II

CADRE GEOLOGIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE DU SYNCLINORIUM DE VERVIERS

II.A. Cadre géologique

II.B. Cadre paléogéographique

II.B.1. Considérations relatives à la Belgique

II.B.2. Considérations relatives au Synclinorium de Verviers



CHAPITRE II

CADRE GEOLOGIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE DU SYNCLINORIUM DE VERVIERS

II.A. CADRE GEOLOGIQUE

La géologie du Synclinorium de Verviers est très complexe. Sa compréhension nécessite quelques considérations relatives à la géologie générale de la Belgique. Des informations complémentaires figurent notamment dans les ouvrages suivants : *Prodrome d'une description géologique de la Belgique* (Fourmarier, 1954); *Belgique. Introduction à la géologie générale. In : Géologie des pays européens* (Michot, 1980); *Guides géologiques régionaux. Belgique* (Robaszynski & Dupuis, 1983).

Le sous-sol de la Belgique est principalement constitué de roches sédimentaires. Les occurrences de roches ignées sont très rares et de faible étendue. Un métamorphisme régional (épizone - mésozone) est également présent dans certaines régions de l'Ardenne et affecte toujours des roches d'âge dévonien inférieur ou plus ancien. On distingue trois ensembles géologiques majeurs (fig. 3) :

1. Un socle constitué de roches du Cambrien, de l'Ordovicien et du Silurien (phyllades et quartzites). Il affleure dans les Massifs de Stavelot, Rocroi, Givonne, Serpont, Brabant et dans la Ride condrusienne ;
2. Une couverture ancienne formée de roches du Dévonien et du Carbonifère (alternance de grès, shales et carbonates). Elle affleure dans la moitié S de la Belgique (Condroz, Fagne, Famenne et Ardenne);
3. Une couverture jeune composée de roches d'âge permien ou plus récent. Elle recouvre toute la moitié N du pays (Campine, Flandre, Brabant, Hainaut et Hesbaye) et son extrémité S (Lorraine belge), ces deux zones se reliant par le N de la France (bordure septentrionale du Bassin de Paris).

L'ensemble 1 a été tectonisé une première fois au cours de l'orogénèse calédonienne. L'orogénèse varisque l'a remodelé une deuxième fois, tout en affectant également l'ensemble 2. C'est au cours de cette dernière qu'une importante nappe de charriage, celle du Synclinorium de Dinant, a chevauché le Synclinorium de Namur le long de la faille dénommée du midi à l'W et eifélienne à l'E (fig. 4). L'ensemble 3 est tabulaire et subhorizontal.

La région qui fait l'objet du présent travail est située à l'E de Liège où les problèmes tectoniques sont particulièrement ardu. Ils se traduisent notamment par l'introduction d'une nouvelle unité tectonique majeure définie par Graulich *et al.* (1984)⁽¹⁾ : le Synclinorium de Verviers. Celui-ci se subdivise en trois sous-unités tectoniques : le Massif de Herve, le Massif de la Vesdre et la Fenêtre de Theux (fig. 5). Une coupe NNW-SSE due à Graulich (1984) montre la position des différentes sous-unités tectoniques (fig. 6). Quelques commentaires faciliteront sa compréhension : le Synclinorium de Liège, qui n'est autre que la terminaison orientale du Synclinorium de Namur, est chevauché le long de la Faille des Aguesses-Asse par le Synclinorium de Verviers, lui-même, disloqué par plusieurs failles de charriage. Une des plus importantes, celle de Magnée - Soiron, sépare le Massif de Herve, au N, du Massif de la Vesdre, au S. En réalité, le Massif de la Vesdre n'est autre que le flanc S d'un synclinal affleurant dans la Fenêtre de Theux, la Faille de Magnée - Soiron se rattachant à la Faille de Theux sous le Massif de la Vesdre. L'ampleur du charriage du Massif de la Vesdre est traditionnellement estimé entre 6 et 10 km. Enfin, les effets d'une tectonique de block-faulting d'âge post-varisque se superposent à ceux de la tectonique varisque. Cela se marque par un réseau assez dense de failles sub-verticales, de direction NNW-SSW, en touches de piano, liées à l'effondrement du graben du Rhin.

La lithologie des formations du Synclinorium de Verviers est variable. Certaines assises⁽²⁾ sont essentiellement détritiques (Dévonien inférieur, Couvinien, Famennien, Silésien), d'autres sont à alternances de formations carbonatées et détritiques (Givetien, Frasnien) et, enfin, d'autres

1. Cette zone a été dénommée *Synclinorium de Herve* par Michot (1980). Le choix du mot *Herve* est cependant regrettable car il est source de confusion. En effet, depuis l'article de Michot (1980), le mot *Herve* désigne deux unités tectoniques différentes : d'une part le *Massif de Herve*, défini de longue date et correspondant au bassin houiller exploité depuis la concession de Wérister, à l'W, jusqu'à celle de la Minerie, à l'E, et d'autre part, le *Synclinorium de Herve* regroupant les sous-unités tectoniques connues sous les noms de *Synclinorium de Liège*, *Massif de Herve*, *Massif de la Vesdre* et *Fenêtre de Theux*. En outre, Michot minimise l'ampleur du rejet de la faille des Aguesses-Asse alors que Graulich (1955, 1984) le considère comme important. Ce désaccord a conduit Michot (1980) à rattacher le *Synclinorium de Liège* au *Synclinorium de Herve* alors que Graulich *et al.* (1984) en font une unité tectonique distincte du *Synclinorium de Verviers*. Différents points de vues sur cette question ont été développés par Coen (1986), Graulich (1986), Graulich & Dejonghe (1986) et Michot (1986, 1988).

2. Il n'est pas toujours aisé de parler de formations lithostratigraphiques sans y attacher une certaine connotation chronostratigraphique. En effet, les assises de l'«Echelle stratigraphique des terrains primaires de Belgique» définies par Mailleux & Demanet (1929) sont en réalité des formations lithostratigraphiques replacées dans un cadre chronostratigraphique.

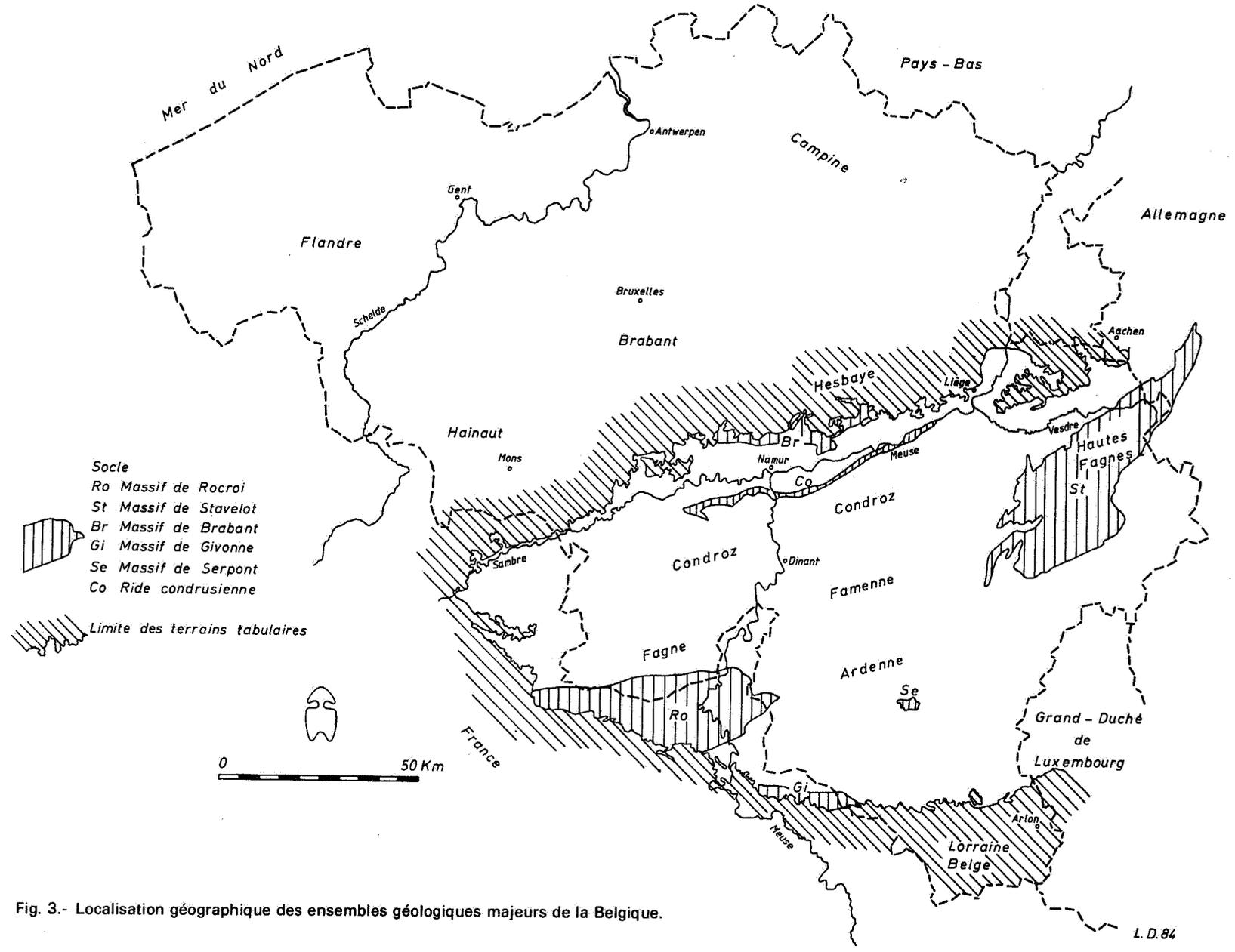


Fig. 3.- Localisation géographique des ensembles géologiques majeurs de la Belgique.

L.D.84

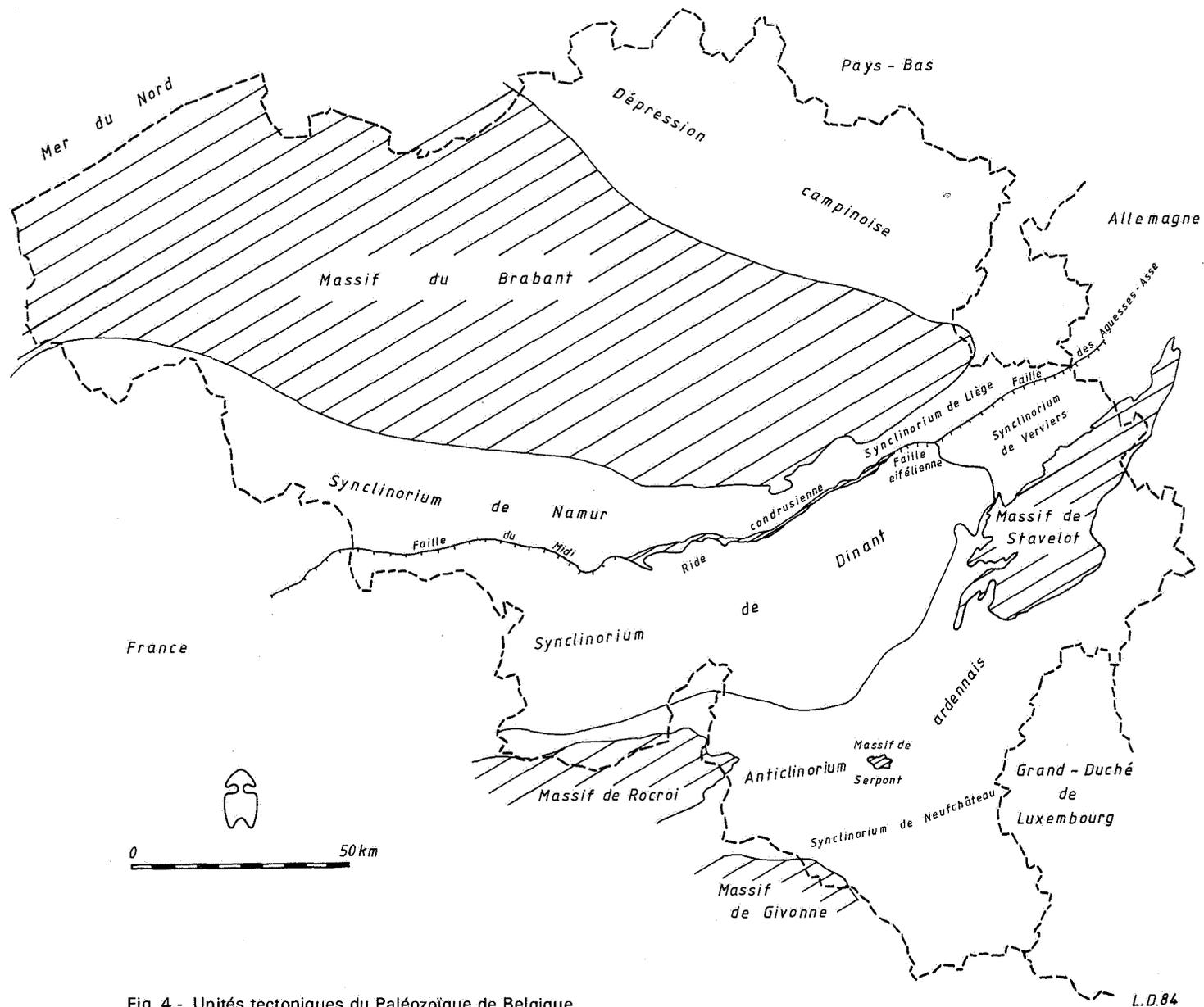


Fig. 4.- Unités tectoniques du Paléozoïque de Belgique.

L.D.84

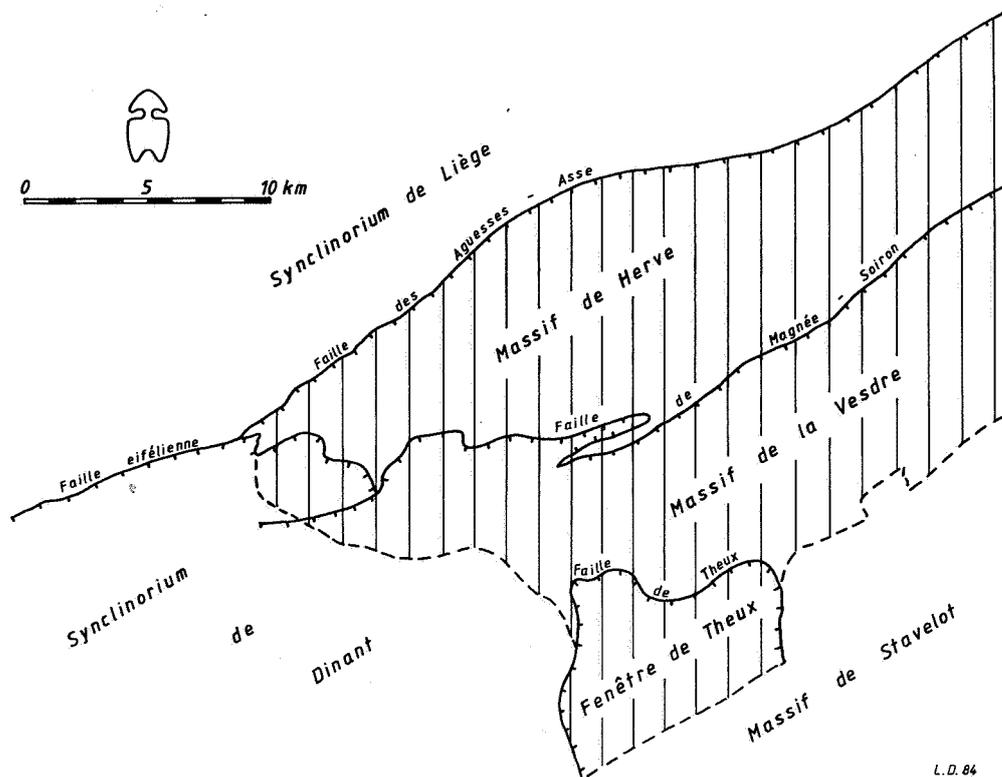


Fig. 5.- Sous-unités tectoniques du Synclinorium de Verviers.
Adapté d'après Graulich *et al.* (1984).

encore, sont essentiellement carbonatées (le Strunien, assise de transition entre le Famennien et le Tournaisien est calcaire; le Tournaisien est dolomitique dans sa plus grande partie; le Viséen est calcaire). Ces terrains plissés sont recouverts dans la direction NW par du Crétacé, tabulaire, sableux à la base puis crayeux, lui-même recouvert par du Cénozoïque dans une position plus septentrionale.

La région étudiée a été cartographiée vers 1900 à l'échelle du 1/40000. Depuis, aucune réédition, ni mise à jour n'a été effectuée. Le document géologique de base dont on dispose est donc très imparfait. A la figure 14, en support de la carte métallogénique du Synclinorium de Verviers, je présente un fond géologique actualisé, établi en grande partie à l'aide de documents partiellement inédits de Graulich.

Un des objectifs de ce travail étant l'étude de la minéralisation stratiforme frasnienne de Chaudfontaine et, d'une façon plus générale, des potentialités des gisements stratiformes encaissés dans le Dévonien moyen et le Frasnien du Synclinorium de Verviers, il me paraît nécessaire, pour en faciliter la compréhension, de décrire très succinctement la nature et les variations des diverses formations lithostratigraphiques concernées. Pour plus de détails relatifs à la stratigraphie du Dévonien moyen et supérieur du Synclinorium de Verviers, on consultera Coen-Aubert (1974) et Coen-Aubert & Lacroix (1979).

Les formations concernées coïncident avec une grande transgression marine qui s'est établie en venant du S après le dépôt du Dévonien inférieur essentiellement composé de roches détritiques grossières. En commençant par la formation la plus ancienne et en évoluant vers des formations de plus en plus jeunes, on distingue (fig. 7):

1) Formation de Naninne

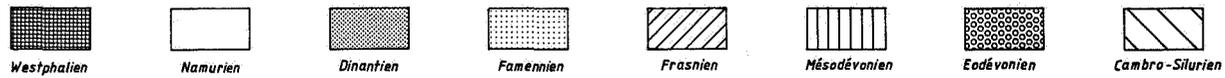
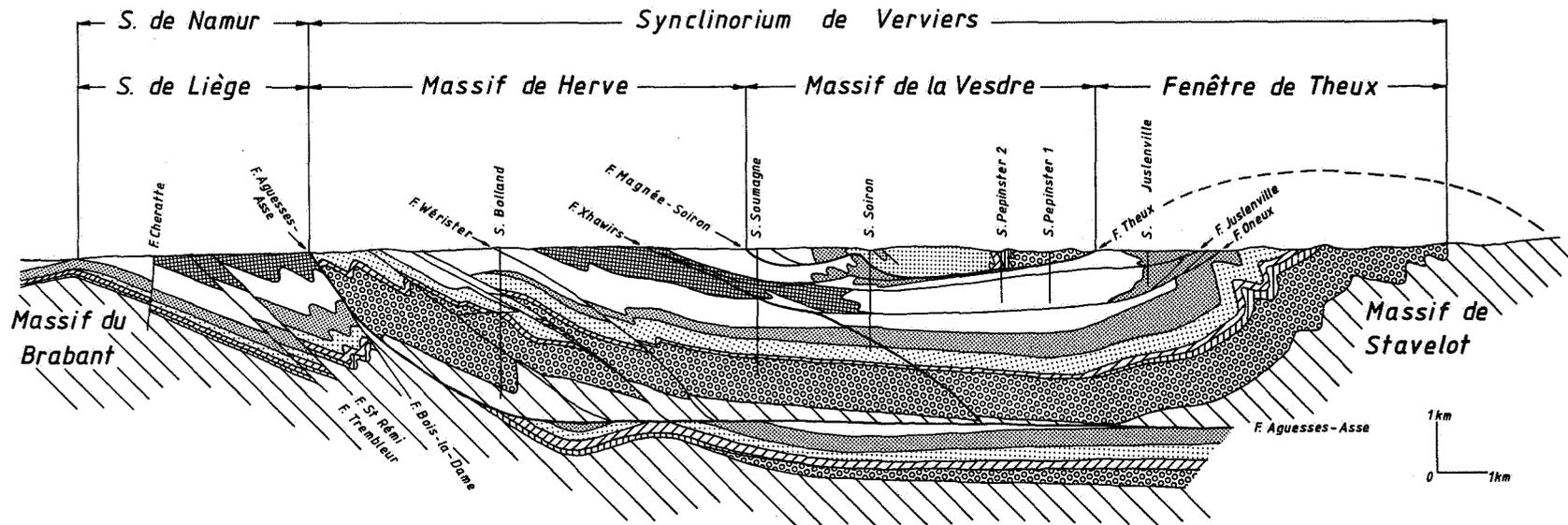
Elle se compose d'un conglomérat de base surmonté de shales rouges et parfois, verts. Cette formation n'existe pas au NW de Colonster ni dans les sondages de Soumagne et Bolland. Elle atteint 18 m à Sainval, environ 30 m à Prayon, 52 m à Trooz et 130 m dans le sondage d'Ensival.

2) Formation de Nèvremont

La lithologie de cette formation évolue d'W en E. Jusqu'à Prayon, elle est essentiellement terrigène (gréseuse avec des niveaux conglomératiques). A partir de Trooz, Hony et Tilff, une phase carbonatée surmonte la phase terrigène. Dès Goffontaine, la série carbonatée peut être subdivisée en une série basale à faciès lagunaire et une série sommitale à faciès biostromal localement envahie par de la dolomie. L'épaississement progressif d'W en E de la Formation de Nèvremont est essentiellement tributaire du développement de la phase carbonatée. Cette formation atteint 4 m à Colonster, 23 m à Prayon, 40 m à Trooz, 60 m aux Mazures et environ 90 m à partir de Verviers.

NNW

SSE



Adapté d'après
J.M. GRAULICH, 1984
L. D. 84

Fig. 6.- Coupe transversale dans le Synclinorium de Verviers.

3) Formation du Roux

Comme pour la formation de Nèvreumont, on constate que la Formation du Roux s'épaissit d'W en E. Elle est absente à Sainval et probablement à Colonster, Chaudfontaine et Prayon (à moins que les phases terrigènes des Formations de Nèvreumont et du Roux ne soient confondues en ces localités). Elle apparaît nettement à Trooz et à Hony où elle est composée :

- d'une phase terrigène de base constituée de grès micacé, carbonaté, de plus en plus argileux vers l'E, avec passage au shale carbonaté (5 m à Trooz, 10 m à Hony, 4,5 m à Membach);
- d'une série carbonatée, calcaire à la base et dolomitique au sommet jusqu'à Ensival, principalement dolomitique à Renoupré et aux Surdants, enfin, à alternances calcaires et dolomitiques à l'E des Surdants (11,5 m à Trooz, 85 m à Membach).

4) Formation de Presles - Nismes (3)

Elle est partout présente dans le Massif de la Vesdre. Aux environs et à l'E des Mazures, elle débute par un banc de shale à hématite oolithique. A Trooz, un calcaire dolomitique à oolithes brisées se substitue au faciès argileux. Elle est souvent limitée à 2 m d'épaisseur (à Membach, où elle est la plus épaisse, elle atteint 4 m).

5) Formation de Lustin

Elle consiste en calcaires à débris récifaux (Stromatopores, Hexagonaria - faciès biostromal⁽⁴⁾) alternant avec des calcaires subnoduleux, organoclastiques. Dans la partie supérieure, du calcaire finement grenu domine (faciès sublagunaire). Elle subit également une augmentation d'épaisseur vers l'E (n'existe pas dans le sondage de Bolland, 3 m dans le sondage de Soumagne, environ 35 m dans les sondages de Chaudfontaine, 55 m à Colonster, 60 m à Trooz, 70 m à Tilff, 80 m aux Surdants, environ 140 m à Goé et Membach).

6) Formation d'Aisemont

Cette formation est caractérisée par l'apparition de polypiers du genre *Phillipsastraea*. On distingue deux niveaux biostromaux à *Phillipsastraea* : l'un à la base, l'autre au sommet (respectivement dénommés premier et deuxième biostrome à *Phillipsastraea*). Les faunes de ces biostromes sont parfois en place, mais le plus souvent, elles sont remaniées. Ces biostromes sont bien individualisés à l'W du bassin. Ils deviennent très argileux vers l'E et leur caractère biostromal disparaît dans cette direction. Entre ces deux biostromes, s'intercalent des shales. Toutefois, très localement (sondages de Chaudfontaine 134 E 303, 134 E 310, 134 E 396), les shales sont remplacés par un bioherme⁽⁴⁾ de calcaire rouge et gris (peut-être ne s'agit-il cependant pas d'un seul bioherme, mais

de plusieurs biohermes voisins). La minéralisation de Chaudfontaine se situe au sommet du deuxième biostrome à *Phillipsastraea*. L'épaisseur de la Formation d'Aisemont augmente vers l'E, mais de façon significative seulement à partir de Pépinster. Elle est d'environ 40 m à Streupas et Kinkempois, 42 m à Soumagne, 55 m à Chaudfontaine, 75 m à Bellevau et plus de 120 m à Raeren.

7) Formation de Matagne

Le Frasnien est clôturé par une formation à caractère pélitique largement dominant. Vers la base, on trouve cependant un épisode corallien représenté par des calcaires noduleux rouges ou verts (troisième biostrome à *Phillipsastraea*). Celui-ci diffère sensiblement des deux premiers par son caractère argileux nettement plus marqué, par sa coloration rougeâtre fréquente jusqu'à Goé et par la présence de très gros crinoïdes. On ne le connaît pas dans le Synclinorium de Namur. Par contre, il présente le faciès typique des récifs de marbre rouge F2j du bord S du Synclinorium de Dinant (Coen-Aubert, 1974, p. 128). A l'extrémité occidentale du Massif de la Vesdre, le troisième biostrome à *Phillipsastraea* repose directement sur le deuxième, mais à partir de Prayon, un niveau argileux les sépare et s'amplifie vers l'E (fig. 12). C'est dans la partie centrale du Massif de la Vesdre, entre Pépinster et les Surdants, que ce troisième biostrome est le mieux individualisé. Dans le sondage de Soumagne, de l'anhydrite envahit irrégulièrement les trois biostromes à *Phillipsastraea*. Cet épisode évaporitique s'amplifie au début du Famennien. La Formation de Matagne est épaisse de 12 m à Soumagne, 40 m dans les sondages de Chaudfontaine et Verviers, 55 m à Hony et environ 70 m aux Surdants et à Membach.

Dans le Synclinorium de Verviers, toutes ces formations étant très peu diachrones, on peut leur assigner des limites chronostratigraphiques précises (fig. 7).

3. Cette formation correspond à la formation dénommée «de Base» par Coen-Aubert & Coen (1975). L'abandon de cette terminologie a été décidé parce que la lithologie de cette formation varie fortement d'une extrémité à l'autre du Massif de la Vesdre. A l'W, où sa nature carbonatée est plus marquée et où on note la présence d'hématite oolithique, elle s'identifie à la Formation de Presles s.s. A l'E, où sa nature schisteuse domine, elle peut être assimilée à la Formation de Nismes s.s. (Coen-Aubert et al., 1985, p. 8). Dans le présent travail, par souci de simplification, j'utiliserai les termes «Formation de Presles-Nismes».

4. Les termes biostrome et bioherme sont utilisés conformément aux définitions de Bissel & Chilingar (1967, p. 152): «biostrome: a term for stratiform deposits, such as shell beds, crinoid beds, and coral beds, consisting of, and built mainly by, organisms or fragments of organisms (mostly sedentary), and not swelling into moundlike or lenslike form; bioherm: an organic reef or mound built by corals, stromatoporoids, gastropods, echinoderms, Foraminifera, pelecypods, brachiopods, Algae, and other organisms. It is a reef, bank, or mound that is reeflike, moundlike, lenslike or an otherwise circumscribed structure of strictly organic origin, embedded in rocks of different lithology».

SYNCLINORIUM DE VERVIERS					
CHRONOSTRATIGRAPHIE			FORMATIONS		
		Sigles	Litho	Epaisseurs(m)	
Dévonien supérieur	Famennien	Fa1a		Famenne	
	Frasnien	F3		30-70	Matagne
		F2ij		40-120	Aisemont
		F2gh		0-140	Lustin
		F2ef			
		F2cd			
	F2ab		0-4	Presles	
Dévonien moyen	Givetien	F1b		0-90	Roux
		F1a		4-90	Nèvremont
	Gi bc				
	Gi a				
	Couvinien	Co		0-130	Naninne

L.D. 83

Fig. 7.- Synclinorium de Verviers. Formations lithostratigraphiques et assises chronostratigraphiques correspondantes.

II.B. CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE

Je reconstituerais l'évolution paléogéographique du Synclinorium de Verviers à diverses époques du Dévonien en me basant principalement sur les travaux de Tsien (1974, 1977), Colbeaux *et al.* (1977), Kimpe *et al.* (1978) et Michot (1980), auxquels je ferai de très larges emprunts. Mais avant d'entamer cette étude, je décrirai de façon très sommaire les conditions générales de dépôt du Dévonien en Belgique.

II.B.1.- Considérations relatives à la Belgique

Au terme de l'orogénèse calédonienne, un continent souvent dénommé «continent des vieux grès rouges», dont l'actuel Massif du Brabant⁽⁵⁾ constitue un éperon méridional, émerge dans tout le N de l'Europe. Au S, s'étend la mer saxothuringienne, permanente depuis le Silurien. La transgression dévono-dinantienne va prendre possession de la chaîne calédonienne en proie à l'érosion en trois grandes pulsations successives,

progressivement plus étendues. Chacune d'elles débute par une phase transgressive se concrétisant par une extension maximale vers le N. Un épisode régressif lui succède qui s'accroît parfois jusqu'à l'émergence plus ou moins localisée. Ces trois pulsations transgression - régression se situent respectivement au Dévonien inférieur, au Dévonien moyen et supérieur et au Dinantien.

Seule la seconde pulsation, celle du Dévonien moyen et supérieur, sera examinée avec quelque détail dans le cadre de ce travail. Mais en vue de son introduction, la pulsation éodévonienne sera cependant évoquée très brièvement.

5. La partie orientale de l'actuel Massif du Brabant a constitué au cours du Dévono-Dinantien une aire à sédimentation déficitaire, avec des lacunes stratigraphiques fréquentes qui traduisent son comportement stationnaire, voire même sa tendance à l'émergence. Elle est dénommée *Seuil paléobrabançon* par Michot (1980). Son prolongement oriental vers l'Eifel est désigné sous le nom de *Seuil des Hautes Fagnes* par Colbeaux *et al.* (1977). Entre ces deux zones, s'édifiera la *Ride de Booze - Val Dieu*.

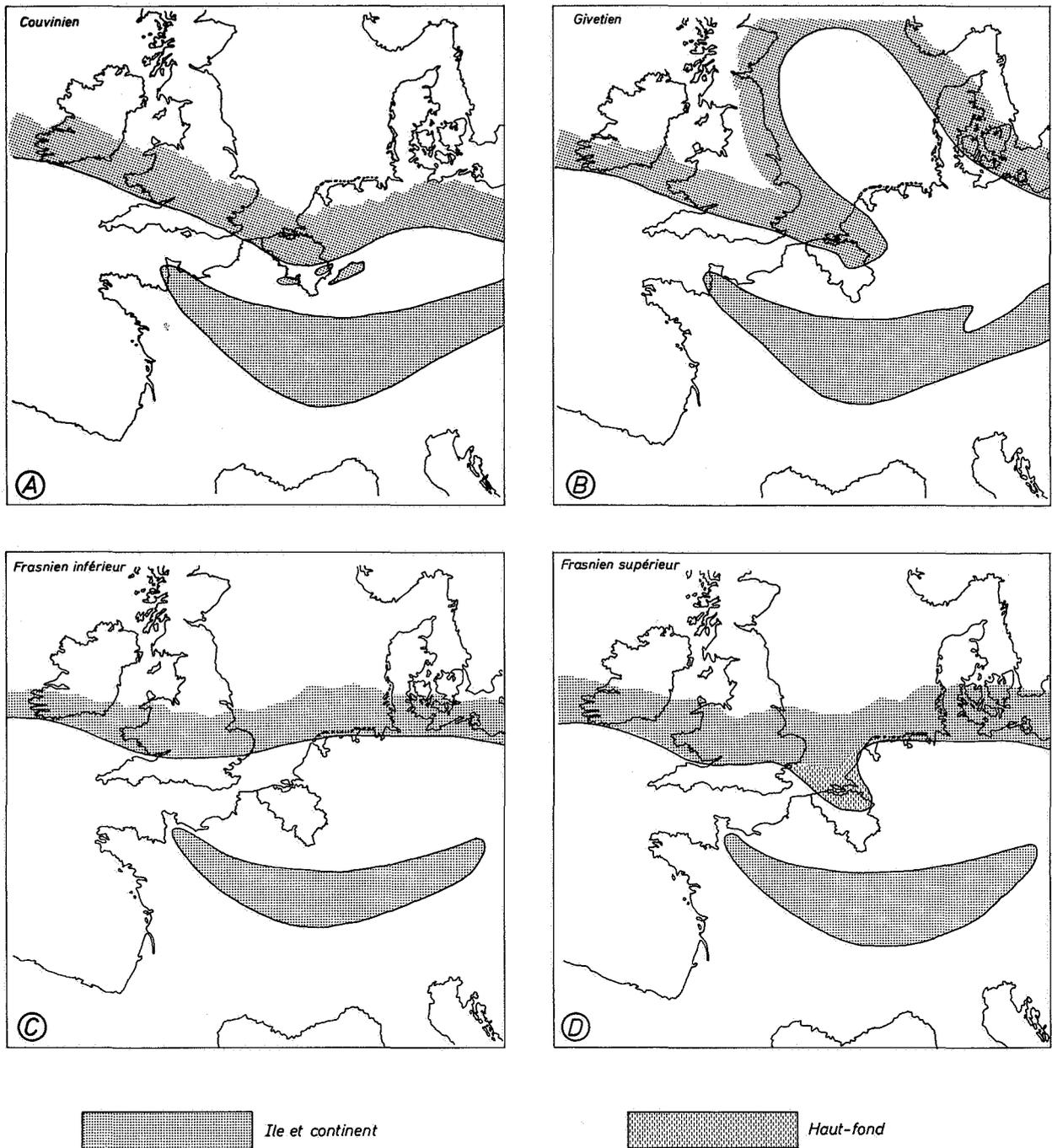


Fig. 8.- Position du rivage continental et des îles principales à la fin du Couvinien (A), du Givetien (B), du Frasnien inférieur (C) et du Frasnien supérieur (D). Adapté d'après Tsien (1977).

Pulsation éodévoniennne

L'aire de sédimentation du Dévonien inférieur correspond au Bassin ardennais ou ardenno-rhénan, dont la partie axiale s'implante dans le S de la Belgique. Au cours de la transgression éodévoniennne, le géosynclinal ardenno-rhénan est essentiellement alimenté en matériaux terrigènes, avec une dominante arénacée, voire une participation conglomératique dans la partie septentrionale (faciès burnotien), tandis que les pélites dominent dans la partie méridionale et peuvent même être l'unique constituant. La subsidence différentielle, très active, est sans cesse compensée par la sédimentation. C'est dans le Synclinorium de Neufchâteau⁽⁶⁾ que les assises éodévoniennes acquièrent la puissance la plus forte (de l'ordre de 6000 m). Dès l'Emsien moyen, débute un mouvement de régression de la mer, lié à la surrection de la Ride bolandienne située au S du Seuil paléobrabançon. Cette régression se poursuit et culmine au Couvinien inférieur (Michot, 1980).

Pulsation méso et néodévoniennne

A l'aube de la transgression méso et néodévoniennne, le paysage présente l'aspect suivant (fig. 8A) : au N, un continent et au S, une très grande île (Mid-européenne) qui s'étend parallèlement au continent de la Normandie à la Bavière; entre les deux, trois petites îles situées aux emplacements des actuels Massifs de Rocroi, de Stavelot et du Siegerland.

La lithologie du Couvinien moyen et supérieur varie très fort dans la zone de transgression. Dans le Synclinorium de Verviers, il s'agit de quartzites verts intercalés entre deux poudingues, le tout surmonté par un ensemble de roches rouges, tantôt essentiellement schisteuses avec conglomérat intercalaire (Hony), tantôt à prédominance gréseuse (S de Tilff). Dans cette région, le matériel sédimentaire provient à la fois du continent et de l'île de Stavelot dont le relief était encore très accusé. Par contre, l'île de Rocroi était déjà fortement pénéplanée, permettant à sa périphérie l'installation de faciès calcaires parfois de nature récifale. La zone de subsidence maximale se situe au bord S du Synclinorium de Dinant (région de Couvin-Wellin) où l'épaisseur des sédiments mésodévoniens oscille entre 800 et 1000 m. Le Couvinien se termine par une régression mineure.

Au cours du Givetien, l'allure paléogéographique se modifie nettement (fig. 8B) : les îles et les hauts-fonds disparaissent progressivement sous l'effet d'une subsidence généralisée. Le continent nordique devient un pays à faible relief, où l'érosion est presque nulle à en juger par la diminution des apports détritiques. Les calcaires occupent à

peu près tout le bassin de sédimentation. C'est au Givetien moyen que la partie orientale du Massif du Brabant s'est affaissée sous la Campine et la Hollande méridionale. Cette subsidence active et permanente jusqu'à la fin du Silésien, détermine une large ingression du domaine marin vers le N et l'individualisation du Bassin campinois. Le Givetien supérieur, caractérisé par une phase régressive, ramène à nouveau le rivage au bord nord du Synclinorium de Namur.

La grande pulsation transgressive abordée au Couvinien culmine au Frasnien (fig. 8C et D). L'ingression de la mer sur le Massif de Brabant y est maximale, et celui-ci a peut-être été complètement recouvert (Tsien, 1977). Le continent nordique est, comme au Givetien, une zone tectoniquement calme. Les îles de Stavelot et de Rocroi ont complètement disparu mais la grande île Mid-européenne conserve toujours beaucoup d'influence sur la sédimentation. Les Formations de Presles-Nismes, d'Aisemont et de Matagne témoignent de phases transgressives alors que les récifs de la formation de Lustin se développent au cours d'une phase relativement stable. D'autre part, des faciès schisteux azoïques de mer ouverte prédominent après le régime récifal. Ils trouvent probablement leur origine au S, au niveau de l'île Mid-européenne (Tsien, 1977).

C'est également au Frasnien que le phénomène récifal qui a débuté au Couvinien prend le plus d'ampleur. Ce phénomène récifal a subi des interruptions liées aux mouvements épigéniques du bassin de sédimentation. Il ne s'est développé que pendant les périodes relativement stables (tectoniquement calmes). Dans les complexes récifaux de Belgique, Tsien (1977) reconnaît 6 types de récifs (fig. 9 et 10) :

- les récifs barrières (R1)
- les patch reefs (R2)
- les complexes biohermaux (R3)
- les biostromes (R4)
- les mud mounds (R5)
- les récifs frangeants (R6)

La plupart de ces récifs se développent pendant les phases de stabilité relative du fond marin (R1, R2, R3, R4). D'autres (R5, R6) croissent pendant les phases transgressives pour autant que la subsidence ne soit pas trop rapide. Le comportement de ces différents types de récifs a été décrit en détail par Tsien (1977, 1980, 1983, 1984).

6. *Equivalent du Synclinorium de Charleville en France et du Synclinorium de l'Eifel en Allemagne.*

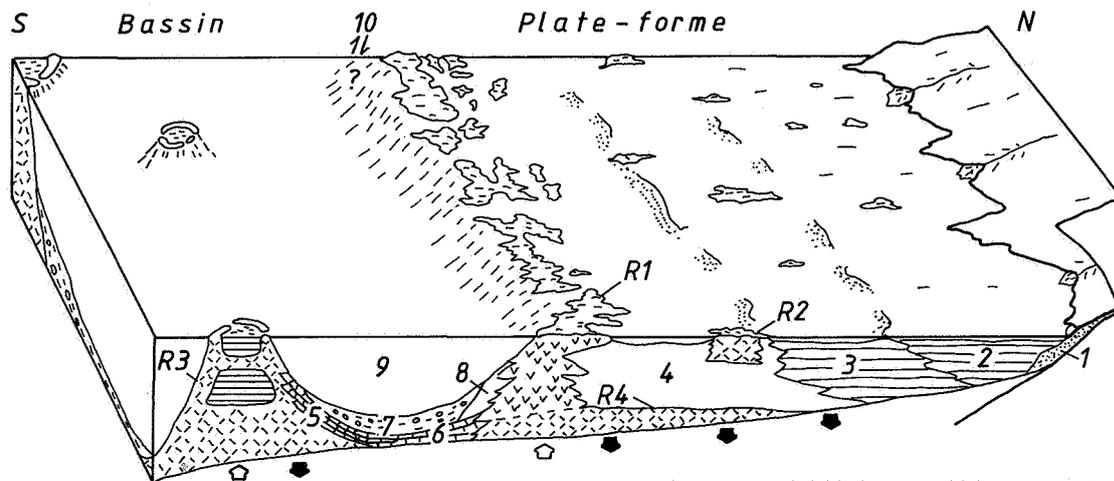


Fig. 9.- Modèle simplifié de complexe récifal développé pendant une phase de stabilité relative du fond (cas du F2c au F2h). 1. faciès littoral très localisé; 2. faciès lagunaire; 3. faciès sublagunaire; 4. faciès subrécifal; 5. et 6. calcaires contemporains du développement des récifs; 7. schistes noduleux synchrones de l'édification récifale; 8. les relations entre les récifs barrières et le bassin sont inconnus; 9. schistes azoïques postérieurs au développement des récifs; la source des matériaux terrigènes se trouve probablement au S; 10. différenciation du bassin sédimentaire en deux parties (bassin sensu-stricto et plate-forme) en relation soit avec une faille contemporaine de la sédimentation soit une zone de flexure. Flèches noires, subsidence. Flèches blanches, croissance des récifs (d'après Tsien, 1983, 1984).

1.- Phase relativement stable (fig. 9): Au Frasnien moyen (F2c à F2h), le bassin de sédimentation comporte deux parties bien distinctes: la partie S, soumise à une subsidence relativement rapide et la partie N, dont le fond plus stable forme une plate-forme. Dans les deux cas, la mer peu profonde et chaude est un milieu favorable à la naissance de récifs. A l'extrémité de la plate-forme, les animaux constructeurs accumulant leurs squelettes constituent de véritables nappes récifales appelées biostromes (R4). Vers la fin de l'évolution, la prolifération aidant, les organismes finissent par se localiser en bordure du biostrome, face au large, où ils forment alors une barrière récifale (R1). Dès cet instant, les eaux de la plate-forme peuvent être momentanément isolées de la haute mer. Ce phénomène d'ouvertures et de fermetures alternées influence la composition des sédiments de la plate-forme. Aux périodes de fermetures, se déposent des calcaires fins⁽⁷⁾, argileux et pauvres en organismes et des calcaires avec algues, stromatolithes, birdseyes et même, microstalactites, tandis qu'aux périodes d'ouvertures, ce sont des biostromes qui s'édifient. Dans le bassin subsident situé au S, les récifs ne se développent qu'à certains endroits propices. Les organismes luttent contre l'enfoncement et construisent des dômes ou complexes biohermaux (R3) qui évoluent au stade final en atolls.

2.- Phase transgressive (fig. 10) : Au Frasnien supérieur (F2ij), la mer transgresse à nouveau vers le N, tandis que le fond marin s'abaisse lentement. On ne connaît plus de plate-forme

relativement stable, sauf dans la partie NW du Synclinorium de Verviers. Dans de telles conditions, caractérisées par une lente décantation des boues argileuses, des récifs en forme de dômes peuvent également se développer. Les constructeurs de ces récifs sont, dans ce cas, composés d'organismes tolérant les eaux boueuses et vivant au-dessous ou à la limite de la zone d'agitation des vagues : ce sont des coraux rugueux, des coraux tabulés, des crinoïdes, des algues et parfois des stromatactis. Tous ces organismes sont aptes à piéger et à fixer les sédiments; ils forment des monticules boueux que l'on appelle biohermes du type mud mound (R5) ou des récifs frangeants autour des continents et des îles (R6).

Au cours du Famennien, on assiste à un épisode sédimentaire régressif, essentiellement terrigène, amorcé dès le Frasnien supérieur (fig. 8D) et qui met fin momentanément au régime calcaire. Il s'inscrit comme la résultante d'une montée du Massif du Brabant qui culminera au début du Tournaisien au cours d'une véritable phase épirogénique. La sédimentation est d'abord essentiellement pélitique (Schistes de la Famenne) et se poursuit par des dépôts de plus en plus arénacés, arkosiques et grossiers (Psammites du Condroz).

7. Souvent décrits dans la littérature belge sous les noms de calcaires de lagon, calcaires (sub)lagunaires ou calcaires restreints.

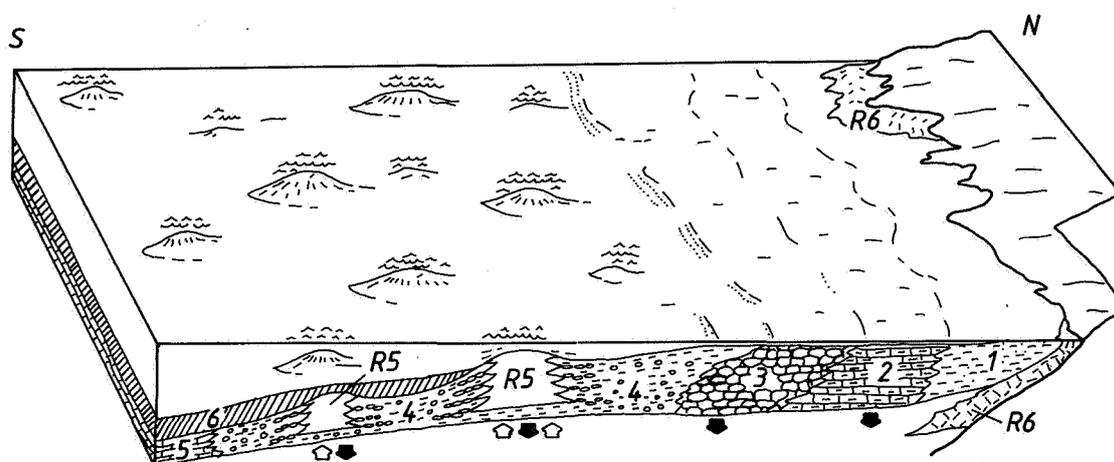


Fig. 10.- Modèle simplifié d'un complexe récifal développé pendant une phase transgressive (cas du F2ij). 1. faciès littoral; 2. calcaires argileux; 3. calcaires noduleux; 4. schistes noduleux; 5. calcaires pélagiques; 6. schistes pélagiques. Flèches noires, subsidence. Flèches blanches, croissance des récifs (d'après Tsien, 1983, 1984).

II.B.2.- Considérations relatives au Synclinorium de Verviers

Cnudde in Dejonghe *et al.* (1982a) a réalisé une reconstitution palinspastique des formations giveto-frasnienues dans le Synclinorium de Verviers (fig. 11). Ce bloc-diagramme montre que l'épaisseur de toutes les formations considérées diminue vers le NW. Ce biseautage par condensation des séries est dû, non pas à la proximité du continent, mais à celle d'une structure dont il n'a pas encore été question jusqu'à présent: la Ride de Booze - Val Dieu. Celle-ci a joué, durant le Dévonien et le Dinantien, tantôt le rôle de haut-fond, tantôt le rôle d'île, tantôt le rôle de véritable barrière interrompant la communication entre les bassins ardennais et campinois (Kimpe *et al.*, 1978).

Il ne fait pas de doute pour Kimpe *et al.* (1978) que la Ride de Booze - Val Dieu était active et émergée dès le Givetien et que son émergence a persisté pendant la plus grande partie du Frasnien. Cependant, la fin du Frasnien correspondant à un paroxysme de transgression, il semblerait pour ces auteurs que cette île ait été en grande partie, voire complètement immergée. Ce qui est certain, c'est que cette ride a été réactivée dès le début du Famennien et que l'émergence s'est amplifiée à la fin du Famennien (Strunien) et pendant le Dinantien.

La Ride de Booze - Val Dieu a eu une influence très sérieuse sur la sédimentation du Synclinorium de Verviers, surtout dans sa partie septentrionale (Massif de Herve). Le rôle du continent nordique a été beaucoup plus discret puisque, selon Tsien (1983), le rivage continental se situait, au Frasnien supérieur, à plus d'une cinquantaine de km au NW. A cette époque, le continent et l'île

de Booze - Val Dieu étaient reliés par un détroit de très faible profondeur.

De la Formation de Naninne à la Formation de Lustin, toutes les formations s'amincissent du SE vers le NW, tendance qui coïncide d'ailleurs avec l'apparition de faciès plus confinés ou davantage influencés par les apports terrigènes. Par contre, avec le dépôt de la Formation d'Aisemont, le phénomène calcaire (biostromes à *Phillipsastraea*) prend de plus en plus d'ampleur au fur et à mesure qu'on se rapproche de la Ride de Booze - Val Dieu, tandis que vers le large, sédimentent d'importantes séries argileuses.

La prédominance, tantôt des mouvements épirogéniques (surrection de la ride), tantôt des mouvements eustatiques (transgression de la mer) a beaucoup influencé l'activité récifale.

Il est établi que les biostromes de la Formation de Lustin se sont développés pendant une phase de stabilité relative du fond (modèle de la fig. 9) et qu'ils proviennent du démantèlement d'une barrière récifale naguère située au S et aujourd'hui complètement érodée à cause du relèvement du Massif de Stavelot. Pendant la période du Frasnien F2c au Frasnien F2h, le «bassin» de Verviers était un lagon à faciès plus ou moins restreint selon l'ouverture ou la fermeture de la barrière récifale, les biostromes s'individualisant pendant les périodes d'ouverture.

Il est également établi que les trois phases récifales des Formations d'Aisemont et de Matagne ont été construites en période transgressive sur un fond marin à faible pente (modèle de la fig. 10). Il est plus approprié de les considérer localement comme de véritables récifs frangeants (R6 de Tsien), plus ou moins démantelés (faciès biostromaux). Rappelons qu'effectivement, dans la région

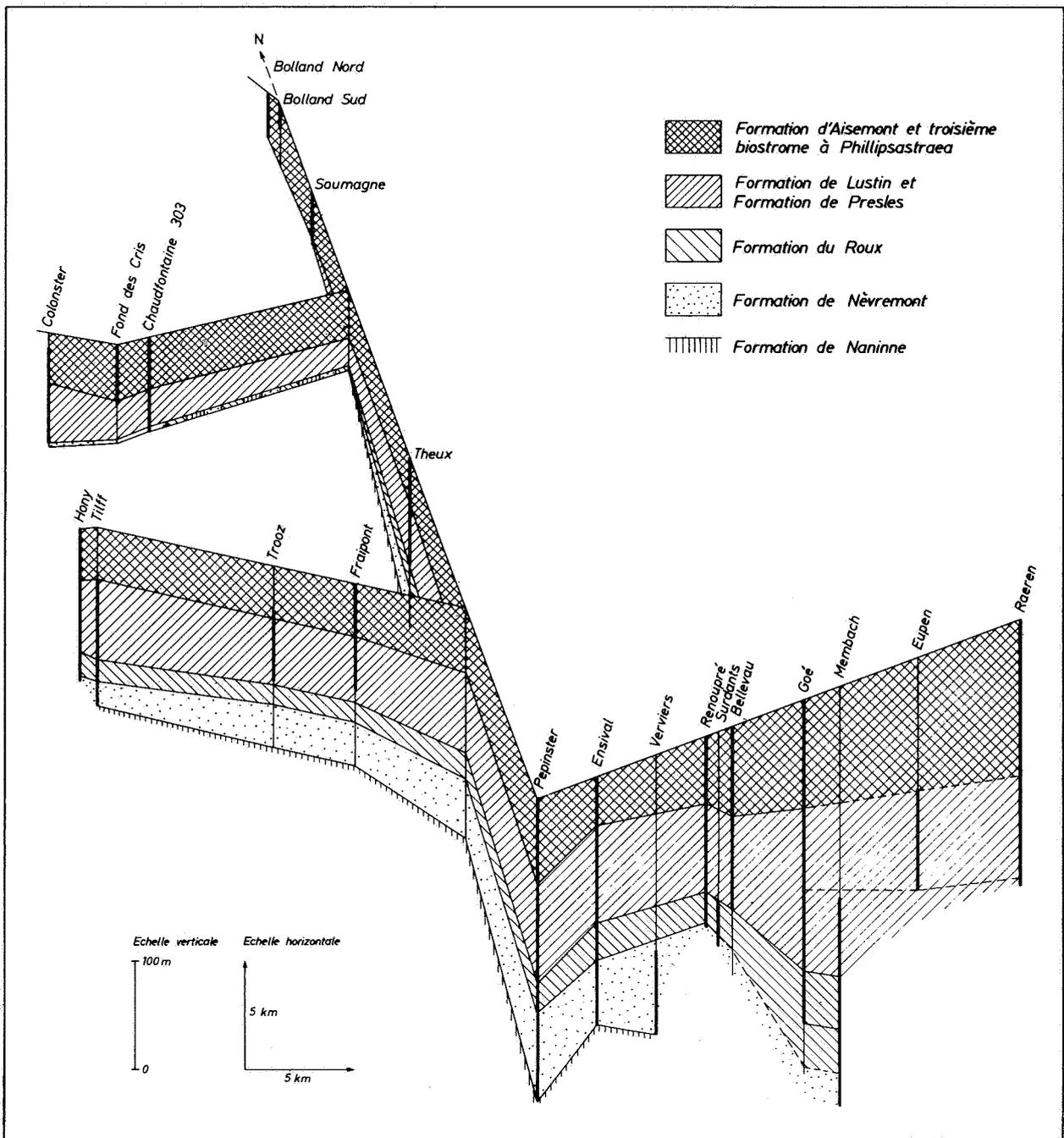
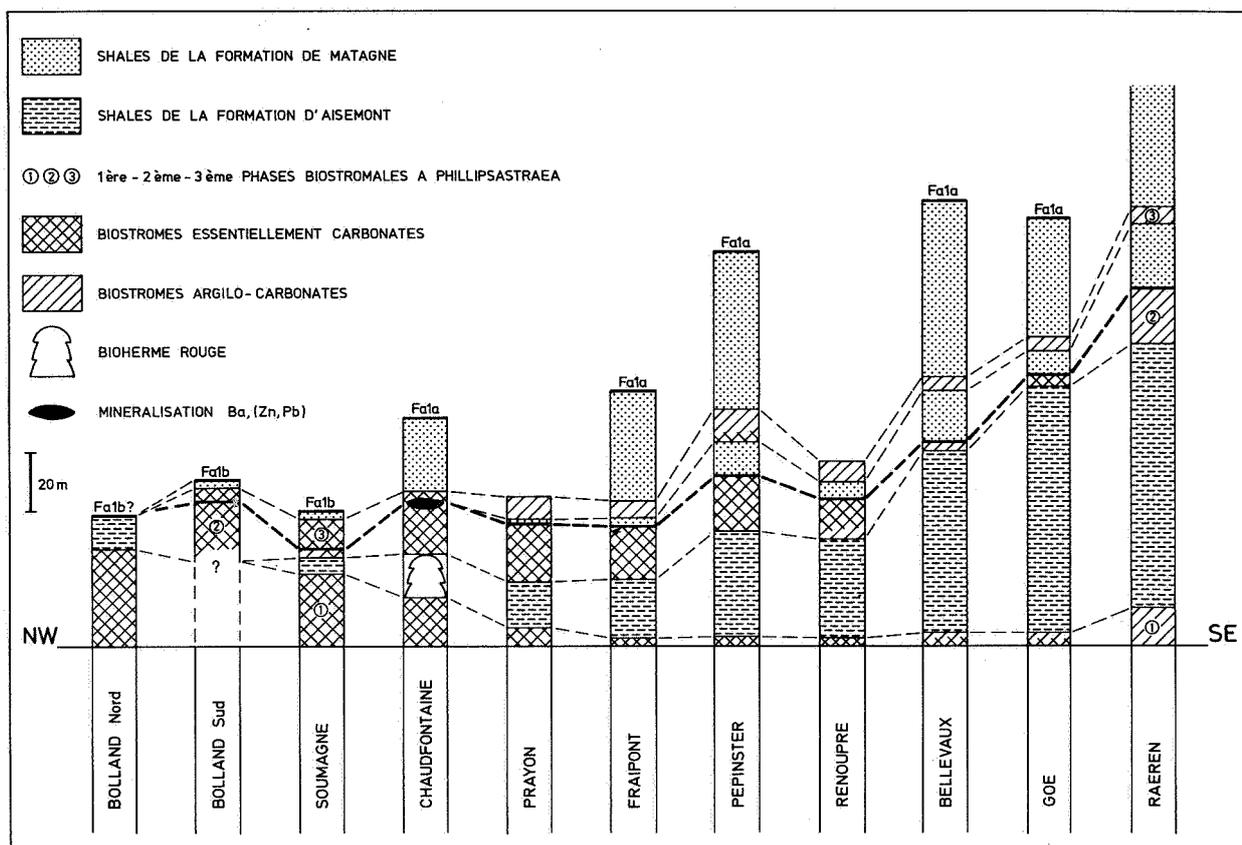


Fig. 11.- Reconstitution palinspastique des formations giveto-frasnienne dans le Synclinorium de Verviers. Les traits verticaux épaissis correspondent aux coupes observées à l'affleurement ou en sondage (d'après Cnudde, in Dejonghe *et al.*, 1982a).



L.D. 83

Fig. 12.- Variations d'épaisseur des différents termes lithologiques appartenant aux formations d'Aisemont et de Matagne dans le Synclorium de Verviers.

de Chaudfontaine, le caractère non remanié des 3 phases récifales est très net et qu'il persiste en se rapprochant de la Ride de Booze - Val Dieu (sondages de Bolland et Soumagne où les constructions récifales se développent directement sur le Dévonien inférieur). Dans ce schéma, le récif de marbre rouge du sondage de Chaudfontaine doit être considéré comme un bioherme de type mud mound (R5 de Tsien).

Au point de vue bathymétrique, la région de Chaudfontaine se distingue des autres points d'observation du Synclorium de Verviers. Cette zone semble bien intermédiaire entre un sous-bassin plus profond, en régime subtidal, couvrant la plus grande partie du Massif de la Vesdre et un sous-bassin plus confiné, en régime intertidal à supratidal situé à la partie occidentale du Massif de Herve (rappelons les faciès évaporitiques, à dolomie et anhydrite, des sondages de Bolland et Soumagne). Tout porte à croire que la région de Chaudfontaine avait le comportement d'un haut-fond au sein du bassin.⁽⁸⁾

Ce caractère est conforté par 5 observations dont les 4 premières sont schématisées à la figure 12.

1. Les biostromes sont plus épais et leur tendance au non remaniement (faunes en place) est plus marquée que partout ailleurs dans le Massif de la Vesdre;
2. On note la présence d'un bioherme rouge, unique exemplaire connu à ce jour dans le Synclorium de Verviers;
3. Le troisième niveau biostromal repose directement sur le deuxième, tandis que vers le S et le SE, ils sont séparés par des shales;
4. Les séries schisteuses intercalaires des Formations d'Aisemont et de Matagne se biseautent par condensation sur les constructions biostromales;

8. Signalons que la tendance à l'émersion ou la véritable émersion, en dehors du Synclorium de Verviers à la fin du Frasnien a été rapportée par Lacroix (1974, p. 20 - faisant d'ailleurs référence à 4 publications antérieures) et Coen-Aubert & Lacroix (1979, p. 278). En outre, Dubrul (1939, p. 319) a écrit que «le haut fond se marque nettement à Chaudfontaine, Colonster, Engis, Huy...». Enfin, pour le Famennien, Thorez & Dreesen (1986) parlent du «Frapont High» (Frapont est situé à environ 6 km à l'E de Chaudfontaine).

5. A la base du deuxième niveau biostromal à *Phillipsastraea*, on trouve des oncoïdes⁽⁹⁾. Tous les auteurs (voir par exemple, Fütchtbauer, 1974; Wilson, 1975; Flügel, 1982) s'accordent pour reconnaître que ces spongiostromates se développent sur des sols mous, dans des milieux de basse énergie (une agitation modérée est cependant nécessaire car ils doivent être retournés pour être encroûtés complètement) et sous une faible ou très faible tranche d'eau.

En résumé : cet aperçu du cadre géologique et paléogéographique du Synclinorium de Verviers montre que les formations dévono-dinantiennes se sont déposées sur une plate-forme influencée par une subsidence active et saccadée. Chaque phase transgressive correspondait à une saccade épirogénique. Elle a été suivie d'un retour progressif à des conditions de stabilité et, éventuellement, d'une émergence mineure. A chacune de ces pulsations, les faciès les plus confinés ont été repoussés vers le N. Ces mouvements épirogéniques ont induit deux paléostructures qui ont fortement influencé la sédimentation du Synclinorium de

Verviers : un seuil (Ride de Booze - Val Dieu), avec sur son flanc une bosse (Haut-fond de Chaudfontaine). Après une phase de distension s'étendant du Couvinien à la fin du Frasnien a succédé une phase de compression. La régression majeure amorcée dès le Frasnien supérieur a culminé au Famennien pendant lequel lagunes évaporitiques, sabkhas côtières et tidal-flats ont largement dominé. Un scénario identique s'est produit au Carbonifère. Ultérieurement, les formations paléozoïques ont subi les contraintes tectoniques varisques et post-varisques dont la complexité a toujours été un handicap important aux tentatives de reconstitutions paléogéographiques détaillées.

9. Les oncoïdes de la région de Chaudfontaine ont été trouvés aux endroits suivants :

- à Prayon, aux Fonds de Forêt, vers la base du deuxième biostrome à *Phillipsastraea*;
- à Chaudfontaine, au Fond des Cris, à 1 m de la base du deuxième biostrome à *Phillipsastraea*;
- à Chaudfontaine, sondage 134 E 303, à 6 m de la base du deuxième biostrome à *Phillipsastraea* (Coen-Aubert, 1974).

En outre, des oncoïdes ont aussi été trouvés au sondage de Soumagne (135 W 349), à 8 m de la base du premier biostrome à *Phillipsastraea* et au sommet du troisième biostrome à *Phillipsastraea* (Coen-Aubert, 1974), ce qui confirme le caractère intertidal à supratidal de cette région du Massif de Herve.

CHAPITRE III

CADRE METALLOGENIQUE DES GISEMENTS BELGES A Zn, Pb, (Ba,F)

III.A. Considérations générales

III.A.1. Les gisements filoniens et les amas associés

III.A.2. Les gisements non filoniens.

III.B. Données complémentaires propres au Synclinorium de Verviers



CHAPITRE III

CADRE METALLOGENIQUE DES GISEMENTS BELGES A ZN, PB, (BA, F)

III.A. CONSIDERATIONS GENERALES

En Belgique, on a répertorié des exploitations de Zn, Pb, (Ba, F) dans plus de 200 localités. La production totale en Zn + Pb est estimée à environ 1 500 000 t (métal). Tous ces gisements sont situés dans le Paléozoïque et se répartissent dans trois districts (fig. 13) qui sont, par ordre d'importance décroissante:

1. le district des Synclinoria de Namur - Verviers (bande de 10 à 25 km de large et 120 km de long s'étendant depuis Saint-Amand jusqu'à l'E de Aachen);
2. le district du Synclinorium de Dinant (bande coudée de 10 à 15 km de large et 125 km de long s'étendant depuis Beaumont jusqu'à Bomal, via Givet);
3. le district de l'Ardenne.

Les noms et la localisation des principaux gisements à Zn, Pb, (Ba, F) sont indiqués à la figure 13. Le gisement ayant produit le tonnage le plus élevé (plus de 600 000 t de Zn métal) est celui de La Calamine (Moresnet). Six autres gisements ont produits plus de 50 000 t de Pb et Zn métaux: Schmalgraf, Bleiberg (en français, Plombières), Fossey, Eschbroich, Engis et Haies-Monet.

Dans beaucoup de cas, pyrite et marcasite étaient les sous-produits des minerais plombo-zincifères (Vedrin et Rocheux-Oneux sont cependant des exceptions majeures). En outre, des chapeaux de fer parfois très importants coiffaient les corps sulfurés.

Tous ces gisements appartiennent au type «vallée du Mississippi» et peuvent être subdivisés en deux groupes (Dejonghe, 1985a,b, 1986a).

III.A.1.- Les gisements filoniens et les amas associés

Les minéralisations économiques de cette catégorie coïncident avec des failles transversales aux plissements qui affectent les formations carbonatées du Mésodévonien, du Frasnien et du Dinantien. Les gisements supportés par les roches détritiques du Dévonien inférieur et du socle antédévonien sont très rares.

La plus grande partie des gisements et, en tout cas, ceux aux tonnages les plus élevés, sont situés dans les roches carbonatées du Dinantien des Synclinoria de Namur - Verviers. Il s'agit de filons

connectés à des amas, ces derniers étant situés au sommet des calcaires dinantiens, immédiatement sous les shales pyriteux de la base du Namurien (les ampélites). Ces amas remplissent des vides de dissolution. Le minerai tant des amas que des filons est souvent à structure bréchique. Par rapport aux filons, les amas ont fourni des tonnages nettement plus importants.

Dans le district du Synclinorium de Dinant, les filons ne sont jamais greffés à des amas. Ils sont situés principalement dans les formations carbonatées du Givetien et du Frasnien, plus rarement du Couvinien, et n'ont jamais livré que des productions très modestes (généralement, quelques milliers de tonnes de métaux, exceptionnellement plus de 10 000 tonnes).

Enfin, quelques rares petits filons existent aussi dans le Dévonien inférieur, le plus représentatif étant celui de Longvilly (moins de 10 000 tonnes de minerai). Les filons dans le socle antédévonien sont encore plus rares et plus réduits (citons celui d'Hasquempont, dans le Massif du Brabant).

Selon de Magnée (1967), la genèse de ces gisements est liée à la circulation, en profondeur, d'eaux connées et/ou météoriques dissolvant les métaux contenus dans les sédiments. La précipitation des sulfures s'est produite dans la partie ascendante de circuits artésiens dans des conditions réductrices et par libération de CO₂. Ces circuits correspondent à des failles subverticales, transverses pour la plupart aux surfaces axiales des plissements. Dans l'E de la Belgique, et surtout dans le Synclinorium de Verviers, la toute grosse majorité des fractures transversales appartient au réseau faillé du graben du Rhin. Il n'est pas impossible que, dans les Synclinoria de Dinant et Namur, une partie des fractures minéralisées soit liée à une phase terminale cassante de l'orogénèse varisque. En effet, aux fractures transversales qui sont les plus abondantes s'ajoute parfois un réseau de fractures longitudinales conjuguées. En tout cas, les failles longitudinales de charriages varisques ne sont jamais minéralisées, sauf localement, à l'intersection des filons.

Les structures du minerai filonien (contacts tranchés avec les épontes, dépôts colloformes rythmiques, rubanements symétriques par rapport à un axe médian, cimentations de brèches, gangues de calcite blanche, etc...) indiquent qu'il s'agit d'un remplissage d'une cavité préexistante et non d'une métasomatose. Seules les fractures dont les lèvres ont été écartées furent minéralisées de façon notable. Si une tectonique cassante a bien créé un piège fissural, celui-ci n'est devenu efficace que dans la mesure où une tectonique de bombement (domification) a permis son ouverture.

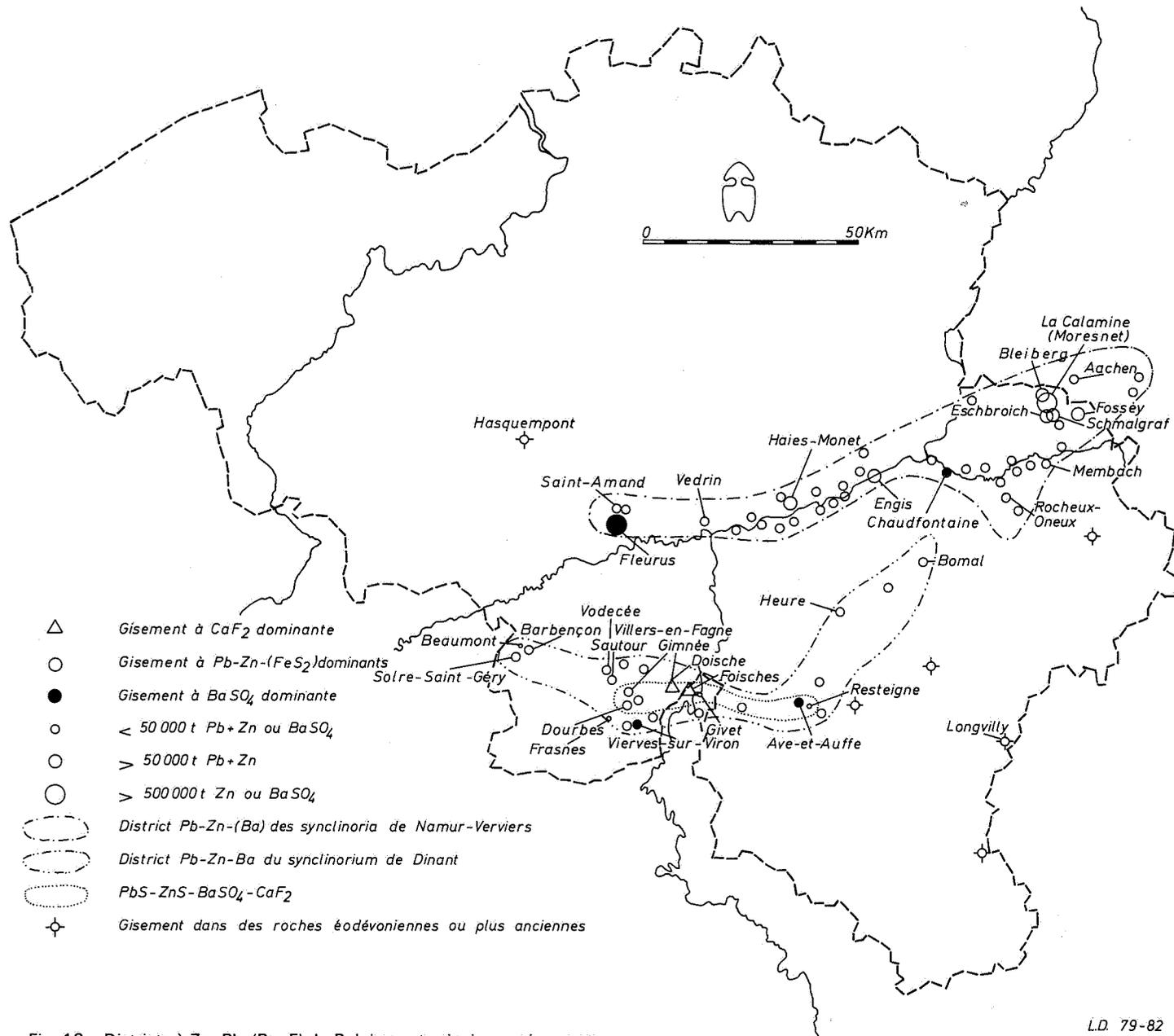


Fig. 13.- Districts à Zn, Pb, (Ba, F) de Belgique et principaux gisements.

L.D. 79-82

A ce sujet, on peut invoquer plusieurs mécanismes non exclusifs, voire liés, dont on sait qu'ils ont fonctionné à certaines époques de l'histoire géologique de la Belgique. Ce sont:

- une remontée isostatique du socle;
- des tassements différentiels liés à la dissolution de niveaux évaporitiques;
- des plissements transversaux.

Notons que, chacun de ces mécanismes a induit à son tour de nouvelles fractures.

D'un point de vue mécanique, le comportement des terrains est celui d'une poutre fléchie avec, de part et d'autre de la fibre neutre, une zone en traction (fracture ouverte d'extrados) et une zone en compression (roche broyée d'intrados, sans vides importants). Ce schéma s'accorde bien avec les données d'observation.

- la fracture principale dans laquelle se loge le filon est généralement accompagnée de fractures satellites plus ou moins minéralisées;
- à proximité de la paléosurface antémésozoïque, la fracture piège principale est bien individualisée et la minéralisation est concentrée en un ou plusieurs panneaux dont l'épaisseur cumulée atteint parfois plusieurs mètres;
- en profondeur, la fracture se pince et l'épaisseur du filon diminue fortement;
- plus profondément encore, la fracture se ramifie en un lacis complexe et on passe à une minéralisation de type stockwerk.

Les amas se sont mis en place là où les solutions hydrothermales ont eu l'occasion de créer des vides, par dissolution des carbonates, c'est-à-dire aux contacts lithostratigraphiques et tectoniques entre formations de natures lithologiques différentes (surtout au contact calcaire viséen - dolomie tournaisienne et dolomie tournaisienne - schiste ou grès famennien). Comme le souligne Timmerhans (1905), la dislocation des terrains carbonatés au contact des terrains détritiques, sous l'effet de contraintes tectoniques appliquées à l'ensemble des massifs, a facilité la circulation des solutions minéralisantes. Dans la grande majorité des cas, la minéralisation des amas résulte principalement, comme celle des filons, du remplissage de cavités et non de métagénèse.

Précisons que, en Belgique, les shales namuriens ont constitué de bons écrans aux solutions hydrothermales: les filons ne traversent pas le Silésien (sauf quelques exceptions dont Bleiberg est la plus évidente). Par contre, les filons sont abondants dans le Silésien du Limbourg hollandais et de la région de Aachen où la tectonique de block-faulting s'intensifie.

Comme les filons recoupent les plissements varisques mais pas le Crétacé, leur mise en place est située entre la fin de l'orogénèse varisque et le début du Crétacé. de Magnée (1967, p. 261) fixe: «l'âge de la minéralisation principale à la fin de l'époque triasique. On ne peut cependant exclure à priori la possibilité qu'elle ait commencé au Permien et qu'elle se soit poursuivie pendant le Jurassique».

III.A.2.- Les gisements non filoniens

Dans cette catégorie, sont compris tous les gisements pour lesquels le modèle hydrothermal per ascensum décrit par de Magnée (1967) et confirmé par Bartholomé & Gérard (1976) n'est plus d'application. Elle renferme les gisements liés aux strates (des concordants stricts aux pénécordants les plus diversifiés), d'une part à affinités karstiques (au sens où le karst n'est pas lié à une activité hydrothermale), d'autre part, à affinités sédimentaires (gisements syngénétiques ou diagenétiques précoces).

a) les gisements paléokarstiques

Il s'agit d'une catégorie de gîtes mal reconnus en Belgique; elle est d'ailleurs controversée. Selon Balcon (1981), les gisements paléokarstiques abonderaient dans le Dinantien. Il distingue 3 niveaux d'émersions auxquels ceux-ci seraient liés: le système des émersions intra-viséennes, l'émersion infra-namurienne et les émersions post-varisques. Effectivement, Jacobs *et al.* (1982) ont décrit, à Tramaka, de la galène dispersée dans un horizon de limonite argileuse interstratifié dans des shales namuriens. Ceux-ci comblent une poche de dissolution du calcaire viséen qui ne semble pas liée à une faille. Dejonghe & Jans (1983) ont aussi émis et argumenté l'hypothèse selon laquelle le plus gros gisement de Belgique, celui de La Calamine, serait génétiquement lié à l'inconformité Paléozoïque - Mésozoïque selon un processus de type karstique.

b) les gisements à affinités sédimentaires

Dans le Synclinorium de Dinant, on connaît de nombreuses occurrences de minéralisations disséminées, à faibles teneurs, liées aux faciès récifaux du Frasnien (Pel & Monseur, 1979; Netels & Derie, 1983). Dans certains cas (Barbençon, Solre-Saint-Géry, Sautour, Vodecée), des concentrations situées à la bordure des faciès dolomitiques et calcaires ont été d'intérêt économique tout en restant très modestes.

Dans les autres districts, la présence de gisements à affinités sédimentaires n'est pas démontrée sauf, dans le cas de Chaudfontaine (Dejonghe, 1979; Dejonghe *et al.*, 1982b,c). Bien que certains gisements (Membach, par exemple, dans le Synclinorium de Verviers) soient clairement contrôlés par la stratification, l'introduction et la concentration des métaux au cours de la sédimentation ou de la diagenèse précoce n'a pas été prouvée. Le gisement de Chaudfontaine semble donc bien être un gisement particulier qui se singularise par rapport aux gisements à affinités sédimentaires du synclinorium de Dinant par sa paragenèse (barite dominante), par son caractère concentré et par sa liaison étroite à un niveau biostromal.

Enfin, indiquons que dans le Synclinorium de Dinant, minéralisations disséminées liées aux strates et minéralisations filoniennes concentrées voisinent très souvent, ces dernières dérivant très probablement des précédentes (Dejonghe & de Walque, 1981; Dejonghe, 1983a). Dans le cas du gisement de Heure, cette hypothèse s'accorde bien avec les résultats d'une étude des isotopes du Pb (Cauet & Weis, 1983b).

III.B. DONNEES COMPLEMENTAIRES PROPRES AU SYNCLINORIUM DE VERVIERS

La carte métallogénique des gisements à Zn, Pb, (Ba) du Synclinorium de Verviers est montrée à la figure 14. Les anciennes exploitations Zn-Pb de ce district ont fait l'objet d'une étude bibliographique par Dejonghe & Jans (1983) dont je dégagerai les éléments les plus significatifs. Au tableau 1, on compare les productions du Synclinorium de Verviers à celles de toute la Belgique. On constate que les productions en Pb et Zn de ce district dépassent de loin celles de tous les autres districts.

Les principaux gisements du Synclinorium de Verviers ont été classés à la figure 15 en fonction de leurs productions totales. Signalons que les 5 gisements les plus importants sont situés à l'extrémité NE du district. Sur le plan des tonnages extraits, un gradient à polarité SW-NE se marque très nettement. En réalité, c'est dans cette direction que la tectonique de block-faulting liée au graben du Rhin est le plus intense.

L'étude de ces gisements est rendue difficile: les exploitations remontent en grande partie au siècle dernier ou au début de ce siècle, la dernière s'étant éteinte en 1936 (fig. 16). En général, l'arrêt des exploitations était dû au rétrécissement des filons en profondeur et aux problèmes d'exhaure. Toute trace de l'activité minière a pratiquement disparu d'autant plus que les haldes ont été retraitées dans la plupart des cas. Néanmoins des plans

et des documents miniers subsistent à divers endroits (S.A. Vieille Montagne, Administration des Mines, Archives de l'Etat, historiens, ...). Ces documents ont servi de base à l'étude de Dejonghe & Jans (1983).

En adoptant la grille des dimensions des corps minéralisés définie par Bauchau (1971), on voit que ce district est caractérisé par la présence d'un seul gros corps (La Calamine), de 4 corps moyens (par ordre décroissant de productions: Schmalgraf, Bleiberg, Fossey, Eschbroich), de 8 petits corps (par ordre décroissant de productions: Lontzen, Saint-Paul, Rocheux-Oneux, La Bruyère, Mützhagen, Pandour, Dickenbusch et Roer) et d'un grand nombre de petits corps et indices.

En considérant les 26 principaux gisements du district, on constate qu'ils ont produit dans leur ensemble 8 à 9 fois plus de Zn que de Pb (1 101 774 t Zn pour 127 860 t Pb, soit $Zn/Pb = 8.62$) et 4 à 5 fois plus de Pb + Zn que de Fe (1 229 634 t Zn + Pb contre 292 831 t Fe, soit $(Zn + Pb)/Fe = 4.20$). La plupart des gisements sont caractérisés par une production mixte de Zn et de Pb. On trouve tous les intermédiaires entre les gisements essentiellement zincifères (La Calamine, par exemple) et ceux exclusivement plombifères (Hof, par exemple). La répartition géographique des rapports Zn/Pb et celle des rapports $(Zn + Pb)/Fe$ n'obéissent à aucune loi.

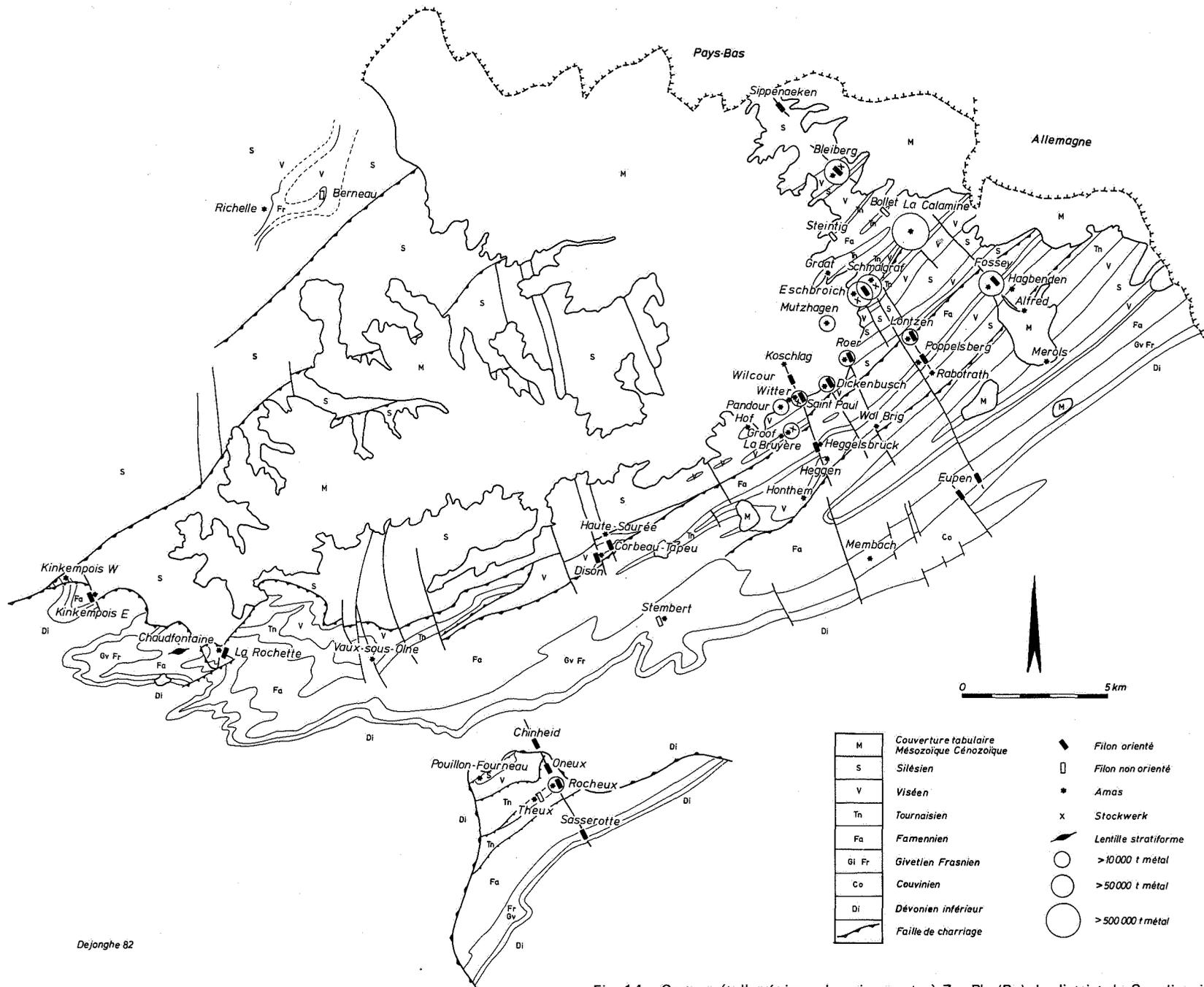
La minéralogie des gisements du Synclinorium de Verviers est généralement simple: il s'agit le plus souvent d'un assemblage de sphalérite, de galène, de pyrite ou de marcasite et de leurs produits d'oxydation. Les paragenèses complètes des différents gisements sont illustrées à la figure 17.

Les volumes des corps minéralisés sont relativement faibles. Par contre, les teneurs en Pb, Zn et Fe sont élevées. Les teneurs moyennes des minerais concentrés extraits en Belgique se chiffrent à:

- pour la limonite : 35 à 38 % Fe;
- pour la sphalérite : 37 % Zn;
- pour la calamine calcinée : 35 % Zn;
- pour la galène : 68 à 80 % Pb.

La morphologie des gisements est rarement simple. En réalité, ils se composent souvent de plusieurs corps minéralisés voisins, aux caractéristiques propres. Sur base de leur forme et de leur position par rapport aux roches encaissantes, on peut distinguer 5 types de corps minéralisés (fig. 18).

1.- *Les amas de contact.* Le terme «amas» est un terme descriptif utilisé par opposition au terme «filon» pour désigner des accumulations minérales concentrées ou faiblement dispersées, à morphologie lenticulaire dans l'ensemble, mais très irrégulière dans le détail, disposées au sein d'une



Dejonghe 82

Fig. 14.- Carte métallogénique des gisements à Zn, Pb, (Ba) du district du Synclinorium de Verviers.

Tableau 1.- Comparaison des productions (en tonnes) de minerai du Synclinorium de Verviers et de la Belgique pour la période 1837 - 1936.

	synclinorium de Verviers	Belgique	<u>s. Verviers</u> <u>Belgique</u>
calamine	1 872 693	1 979 962	0.95
sphalérite	674 780	813 960	0.83
minerai de plomb	197 742	265 499	0.74
pyrite	324 534	961 240	0.34

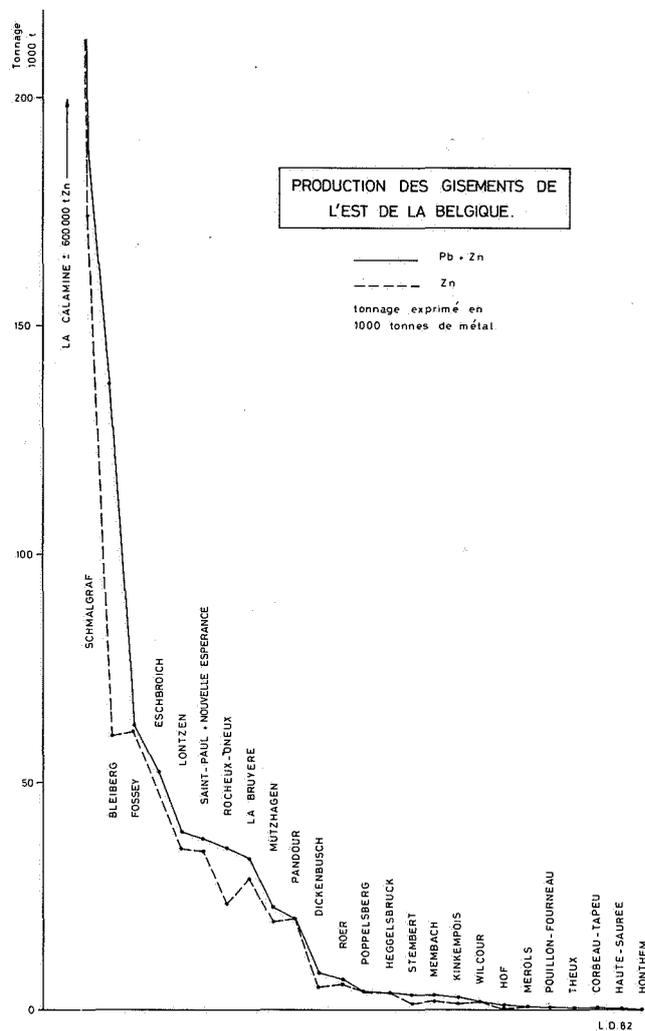
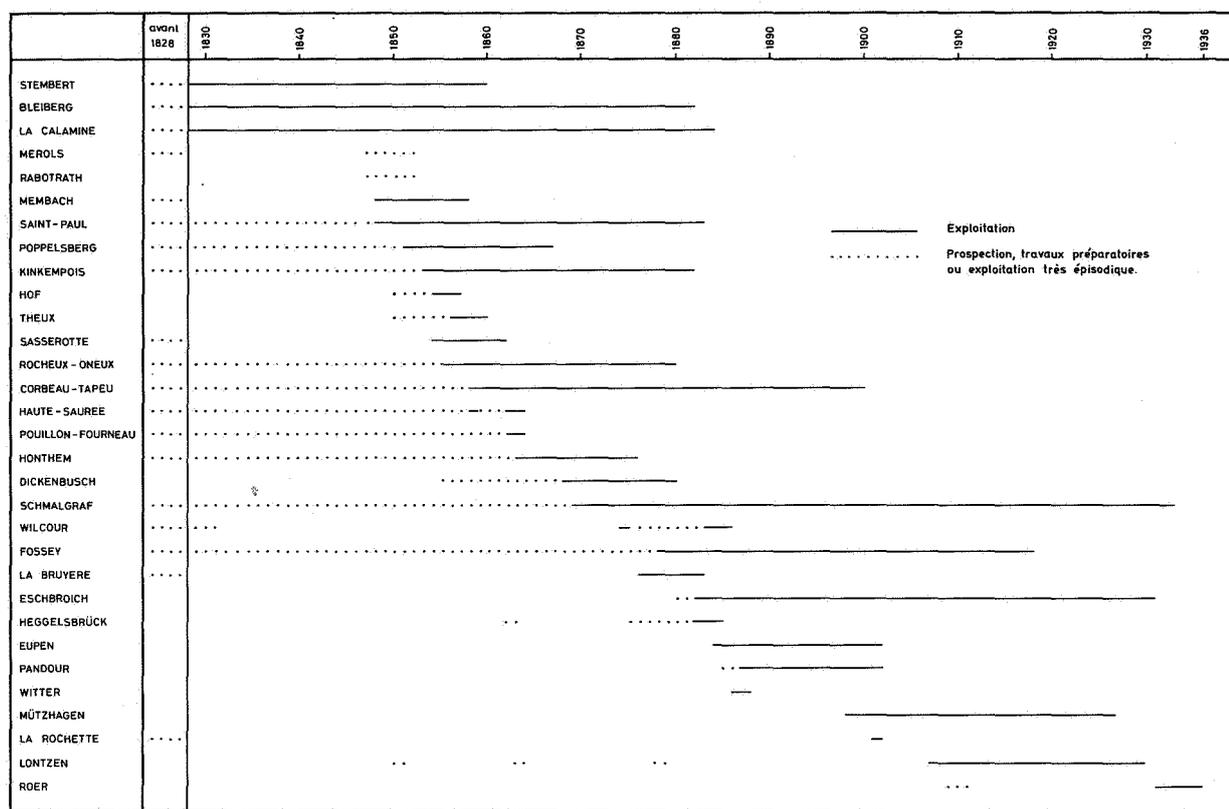


Fig. 15.- Production des gisements du Synclinorium de Verviers.



L.D. 82

Fig. 16.- Périodes d'activité minière des gisements du Synclinorium de Verviers.

roche support de nature sédimentaire, sans que l'on puisse y voir l'action d'un phénomène de concentration sédimentaire. Ces amas sont généralement localisés au contact de deux formations lithologiquement différentes. On distingue les amas coincés dans des contacts tectoniques et ceux liés à des contacts lithostratigraphiques.

2.- *Les filons.* Alors que les amas liés à des contacts tectoniques sont surtout localisés dans des failles longitudinales (failles de charriage ou surfaces axiales de plis anticlinaux pincés et faillés), les filons coïncident exclusivement avec des failles transversales de direction NNW, subverticales, et généralement à faible rejet horizontal.

3.- *Les stockwerks.* En profondeur, l'épaisseur des filons diminue fortement. La fracture se pince et se ramifie en un lacin complexe. Il s'agit d'une minéralisation d'intrados, dans les multiples fractures d'une roche fortement broyée ne ménageant jamais de vides importants.

4.- *Les gisements liés à l'inconformité Paléozoïque - Mésozoïque.* Ces corps semblent bien provenir du remaniement mécanique à faible distance de gisements préexistants, éventuellement avec

conjonction de phénomènes karstiques. Ce sont des corps lenticulaires, aplatis, horizontaux, dont le mur épouse la paléosurface du Paléozoïque et qui ne sont pas sous-tendus par des racines filoniennes. Ces corps sont discordants sur le Famenien, le Tournaisien, le Viséen ou le Namurien. Le mineur a manifesté peu d'intérêt pour ces lentilles, car si elles pouvaient atteindre des volumes relativement élevés (Eisenbach: 40 000 à 50 000 tonnes de minerai), la gangue argileuse était importante et les teneurs relativement basses.

5.- *Les gisements stratiformes.* Seul le gisement de Chaudfontaine est, sans équivoque, stratiforme. L'étude bibliographique des gisements exploités dans le passé (Dejonghe & Jans, 1983) montre bien que Chaudfontaine est un cas tout à fait singulier, non reconnu précédemment dans ce district. Deux autres gîtes (Membach et Stembert) présentent des caractéristiques à la fois de gisements liés aux strates et de gisements filoniens. Ces deux gîtes s'apparentent aux minéralisations des faciès récifaux du Frasnien du Synclinorium de Dinant où, dans beaucoup de cas, voisinent filons et minéralisations disséminées ou amas liés à des fronts de dolomitisation.

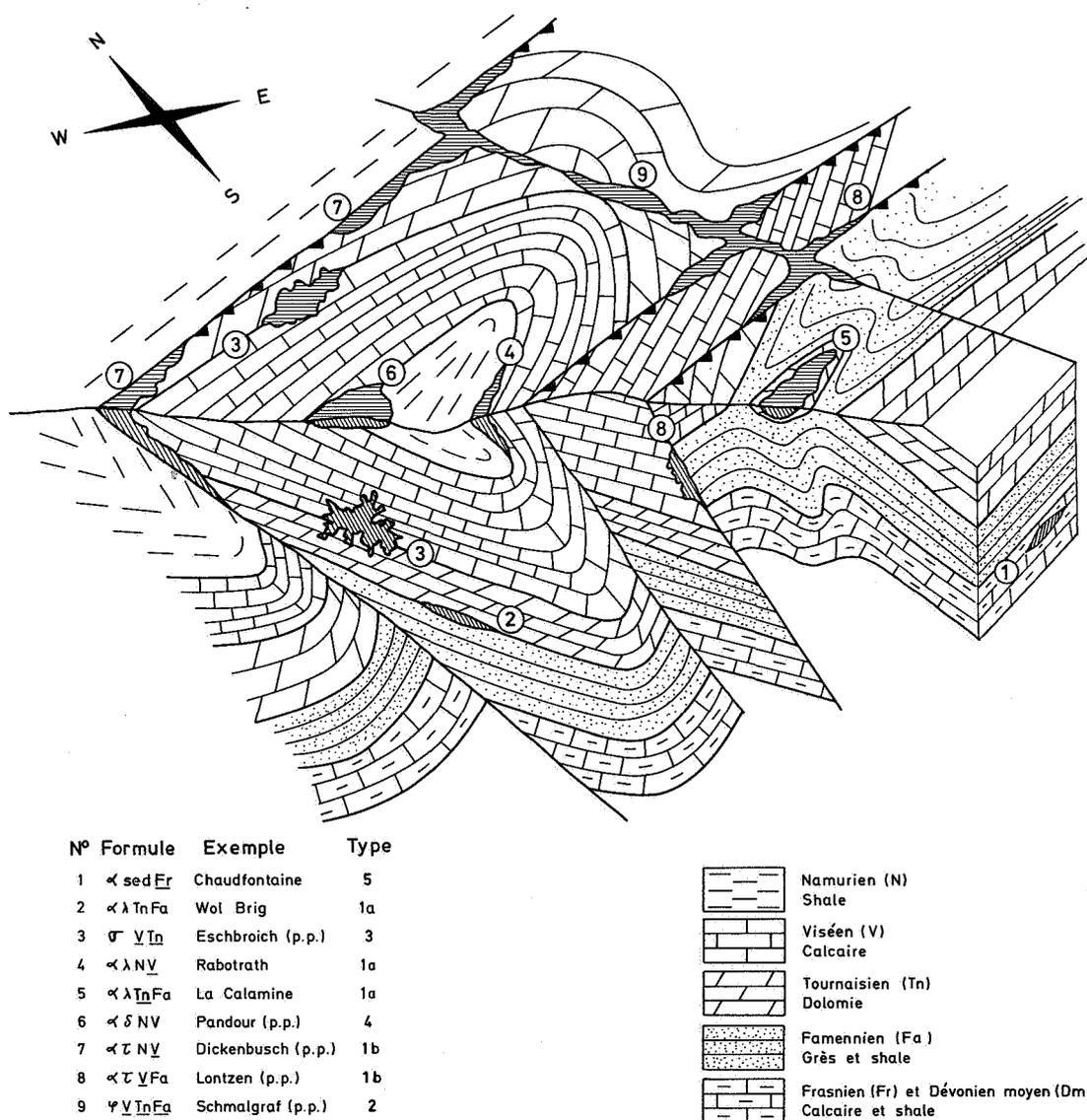


Fig. 18.- Forme, position et environnement géologique des gisements du Synclinorium de Verviers. La coupe frontale est située dans le plan d'une faille transversale minéralisée. Le style tectonique schématisé est conforme à celui du Synclinorium de Verviers. Néanmoins, les terrains de recouvrement tabulaires ont été omis. La signification des formules est mentionnée à la figure 19.

La grosse majorité des gisements du Synclinorium de Verviers était constituée de corps subaffleurants surmontés par des chapeaux de fer qui furent exploités depuis des périodes très reculées (les minerais de fer furent travaillés avant l'invasion romaine). L'approfondissement des exploitations de fer a mis en évidence les parties sulfurées hypogènes des gisements. En général, les filons ont été exploités jusqu'à des profondeurs variant entre 100 et 230 m, parfois plus (Schmalgraf: 290 m), avant d'être abandonnés pour cause d'appauvrissement, d'exhaure prohibitive ou de minerai réfractaire au traitement.

Les seuls gisements cachés qui ont été découverts par forages, sur base d'une logique de prospection, sont: Eschbroich (découverte en 1880, sous 5 à 10 m de recouvrement tabulaire post-paléozoïque), Heggelsbrüch (découverte en 1862, sous environ 10 m de terrains de recouvrement), Mützhagen (découverte en 1891, sous 25 m de Mésozoïque tabulaire) et, enfin, Roer (découverte assez tardive dans l'histoire minière de la Belgique, 1909-1910. Recouvrement tabulaire insignifiant, mais minéralisation non affleurante). En définitive, 82 721 t de Pb + Zn sur une production totale de 1 229 634 t ont été mises en évidence par raisonnement géologique.

W	contact	N	contact	V	contact	Tn	contact	Fa	contact	Fr-Dm	contact	Di	Nom	Formule
													HAUTE - SAUREE	$\alpha \tau \text{ WV}$
													HOF	$\alpha \lambda ? \text{ NV}, \alpha \delta ? \text{ N}$
													GRÜNSTRASSE	$\alpha \lambda \text{ NV}, \alpha \delta$
													BLEIBERG	$\varphi \text{ NV}, \sigma \text{ V}, \alpha \tau \text{ NV}$
													SAINT - PAUL	$\varphi \text{ NV}, \alpha \lambda \text{ NV}, \sigma \text{ NV}$
													MÜTZHAGEN	$\alpha \lambda \text{ NV}, \alpha \delta \text{ VTn}$
													GROOF	$\alpha \lambda \text{ NV}, \alpha \delta ?$
													ROER	$\varphi \text{ V}, \alpha \lambda \text{ NV}$
													DICKENBUSCH	$\varphi \text{ V}, \alpha \tau \text{ NV}, \alpha \lambda \text{ NV}$
													PANDOUR	$\alpha \lambda \text{ NV}, \alpha \delta \text{ NV}$
													LA BRUYERE	$\alpha \lambda \text{ NV}, \sigma \text{ NV}, \varphi \text{ V}$
													WITTER	$\alpha \lambda \text{ NV}, \alpha \delta \text{ NV}$
													MEROLS	$\alpha \delta, \alpha \lambda \text{ NV}$
													HAGBENDEN	$\alpha \lambda \text{ NV}$
													RABOTRATH	$\alpha \lambda \text{ NV}$
													RICHELLE	$\alpha \lambda \text{ NV}$
													WILCOUR	$\varphi \text{ VN}$
													KINKEMPOIS W	$\alpha \lambda \text{ NV}$
													KINKEMPOIS E	$\alpha \lambda ? \text{ NIn}, \alpha \tau ? \text{ NIn}$
													POUILLON - FOURNEAU	$\alpha \lambda \text{ NV}, \alpha \lambda \text{ VIn}, \alpha \text{ V}$
													ESCHBROICH	$\sigma \text{ VIn}, \varphi \text{ VIn}, \alpha \lambda \text{ NV}, \alpha \lambda \text{ VIn}, \alpha \delta$
													SCHMALGRAF	$\alpha \lambda \text{ NV}, \alpha \lambda \text{ VIn}, \varphi \text{ VIFa}, \sigma \text{ NV}$
													HONTHEM	$\alpha \lambda \text{ NV}, \alpha \tau \text{ VFa}$
													LONTZEN	$\alpha \tau \text{ NFa}, \alpha \tau \text{ VFa}, \varphi \text{ VFa}$
													STEINTIG	$\varphi \text{ V}$
													KOSCHLAG	$\alpha \text{ V}$
													THEUX	$\varphi \text{ VIn}, \alpha \tau \text{ VIn}$
													ELSENBACH	$\alpha \delta \text{ VTn}$
													POPPELSBERG	$\alpha \lambda \text{ InFa}, \varphi \text{ VInFa}$
													ROCHEUX - ONEUX	$\varphi \text{ VInFa}?, \alpha \lambda \text{ IV}$
													VAUX - SOUS - OLNE	$\alpha \tau \text{ VFa}$
													DISON	$\alpha \tau \text{ VTn}$ ou $\alpha \lambda \text{ VTn}$
													GRAAT	$\alpha \delta \text{ Tn}, \alpha \lambda ? \text{ VIn}, \varphi ? \text{ In}$
													BOLLET	$\varphi \text{ In}$
													CORBEAU - TAPEU	$\varphi \text{ In}$
													LA CALAMINE	$\alpha \lambda \text{ InFa}, \alpha \delta ? \text{ Tn}$
													LA ROCLETTE	$\varphi \text{ InFa}, \alpha \text{ In}$
													FOSSEY	$\alpha \lambda \text{ InFa}, \varphi \text{ Fa}, \alpha \delta \text{ Tn}$
													HEGGELSBRÜCK	$\alpha \lambda \text{ InFa}, \varphi \text{ InFa}$
													PRIEM	$\alpha \delta \text{ TnFa}, \varphi ? \text{ Fa}$
													WOL BRIG	$\alpha \lambda \text{ TnFa}$
													ALFRED	$\alpha \lambda \text{ TnFa} ?$
													CHAUDFONTAINE	α sédimentaire Er
													MEMBACH	$\alpha \text{ Fr Dm}, \varphi ? \text{ Fr Dm}$
													STEMBERT	$\alpha \text{ Fr Dm}, \varphi ? \text{ Fr Dm}$
													SASSEROTTE	$\varphi \text{ Fr Dm}$
													EUPEN	$\varphi ?$ ou $\alpha ? \text{ Fr Dm}$
													BERNEAU	$\varphi \text{ Er}$
													CHINHEID	$\varphi \text{ Di}$

Fig. 19.- Classement des gisements du Synclinorium de Verviers par âge des roches encaissantes. Chaque gisement est résumé par une formule établie de la façon suivante: des lettres de l'alphabet grec ont été attribuées à leur forme (α = amas indifférencié, $\alpha\lambda$ = amas situé à un contact lithostratigraphique, $\alpha\pi$ = amas situé dans un contact tectonique, $\alpha\delta$ = amas lié à l'inconformité Paléozoïque - Mésozoïque, σ = stockwerk, φ = filon) des lettres de l'alphabet français, aux roches encaissantes (W = Westphalien, N = Namurien, V = Viséen, Tn = Tournaisien, Fa = Famennien, Fr = Frasnien, Dm = Dévonien moyen, Di = Dévonien inférieur). Une lettre soulignée signifie que le corps minéralisé est situé avec certitude et en majeure partie dans la formation qu'elle représente. Prenons Fossey en exemple. Sa formule: $\alpha\lambda \text{ Tn Fa}$, $\varphi \text{ Fa}$, $\alpha\delta \text{ Tn}$ signifie que le gisement se compose de trois corps minéralisés: l'un, de type amas, situé dans le Tournaisien, au contact lithostratigraphique Tournaisien - Famennien; l'autre, de type filon, recoupant le Famennien; et le troisième, de type amas lié à l'inconformité Paléozoïque - Mésozoïque et reposant sur du Tournaisien.

Le potentiel minier de ce district reste appréciable. Le gradient de tonnage que l'on observe vers le NE indique que c'est dans cette direction que la probabilité est la plus élevée de trouver des gisements importants. C'est dans cette direction que la tectonique de block-faulting qui a affecté les terrains paléozoïques est la plus intense. Nul doute que sous les terrains de recouvrement tabulaire crétacés et cénozoïques de la bordure septentrionale du district dorment des gisements filoniens et des amas associés qu'il appartient au prospecteur moderne de découvrir. C'est aussi vers le N, à l'approche du Massif de Brabant, que les karstifications intra-paléozoïques et anté-crétacées ont été le plus intenses et que l'on a le plus de chances de trouver un gisement similaire à celui de La Calamine.

En résumé: si en Belgique, trois districts plombo-zincifères peuvent être distingués, l'essentiel des productions du passé (environ 1 500 000 t de Pb + Zn) est cependant concentré dans un seul: le Synclinorium de Verviers. La plupart des gisements exploités étaient de types filoniens ou paléokarstiques. Les gisements à affinités sédimentaires font figure de parents pauvres. Connus, mais à très faible tonnage, dans le Synclinorium de Dinant, ils étaient inexistant dans les Synclinoria de Namur - Verviers avant la découverte du gisement de Chaudfontaine. Les conceptions métallogéniques et les critères de prospection méritent donc d'être reconsidérés à la lumière de ce fait nouveau.



CHAPITRE IV

CADRE GEOLOGIQUE, NATURE ET GEOMETRIE DE LA MINERALISATION DE CHAUDFONTAINE

IV.A. Cadre géologique de la minéralisation de Chaudfontaine

IV.B. Nature et géométrie de la minéralisation de Chaudfontaine



CHAPITRE IV

CADRE GEOLOGIQUE, NATURE ET GEOMETRIE DE LA MINERALISATION DE CHAUDFONTAINE

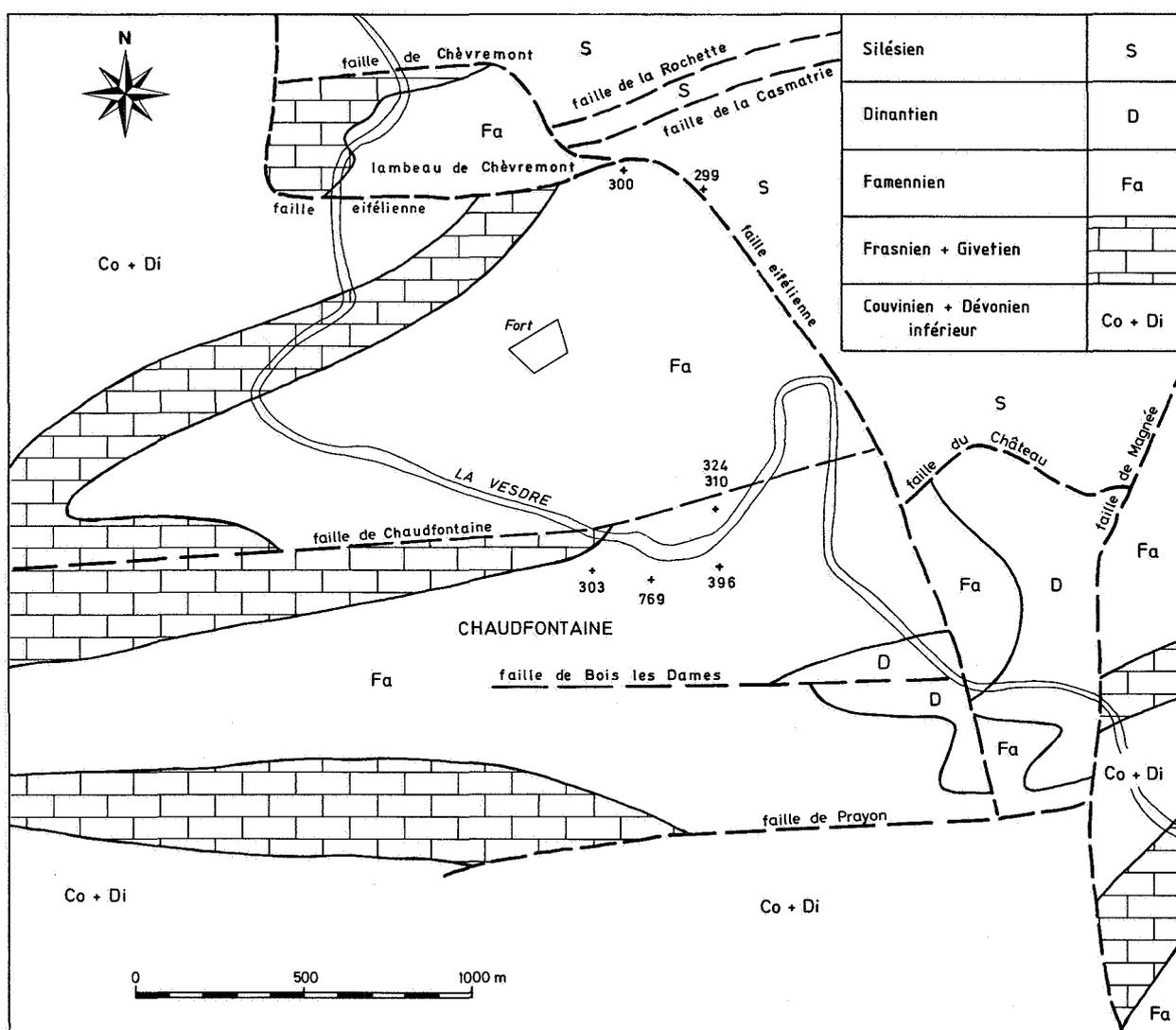
IV.A. CADRE GEOLOGIQUE DE LA MINERALISATION DE CHAUDFONTAINE

La carte géologique officielle de la région de Chaudfontaine (Planchette Seraing-Chênée, n° 134, Forir collaboration Murlon, 1897) est entâchée de trop d'inexactitudes pour encore s'y référer. A la figure 20, je présente une carte réalisée principalement à partir des travaux de Graulich

(1955, 1967,a,b, 1980). Elle montre qu'on se trouve dans une zone tectoniquement complexe:

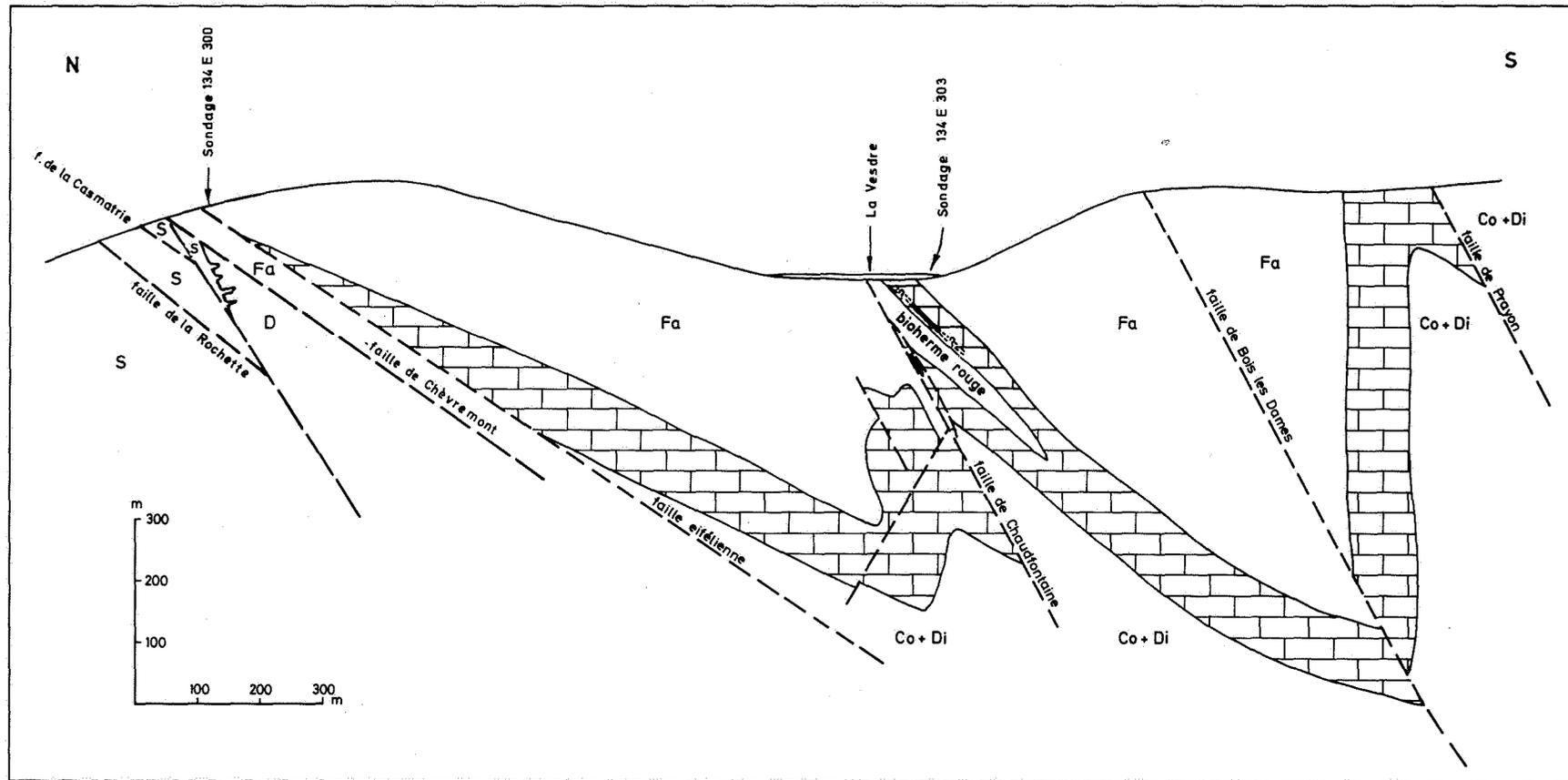
- hachée par de nombreuses failles de charriage (Faille de l'Ourthe (1), Faille de Prayon, Faille de la Casmatrie, Faille de Bois les Dames, Faille du Château, etc...);
- où affleure un lambeau de poussée (de Chèvremont) pincé entre le Massif de la Vesdre et le Massif de Herve.

1. La faille de l'Ourthe a été assimilée à la faille eifélienne par divers auteurs. Par souci de cohérence avec Graulich et al (1984) qui prolongent la faille eifélienne par la faille des Aguesses-Asse et non par la faille de l'Ourthe, il convient de remplacer les mots «faille eifélienne» par «faille de l'Ourthe» sur les figures 20, 21 et 22.



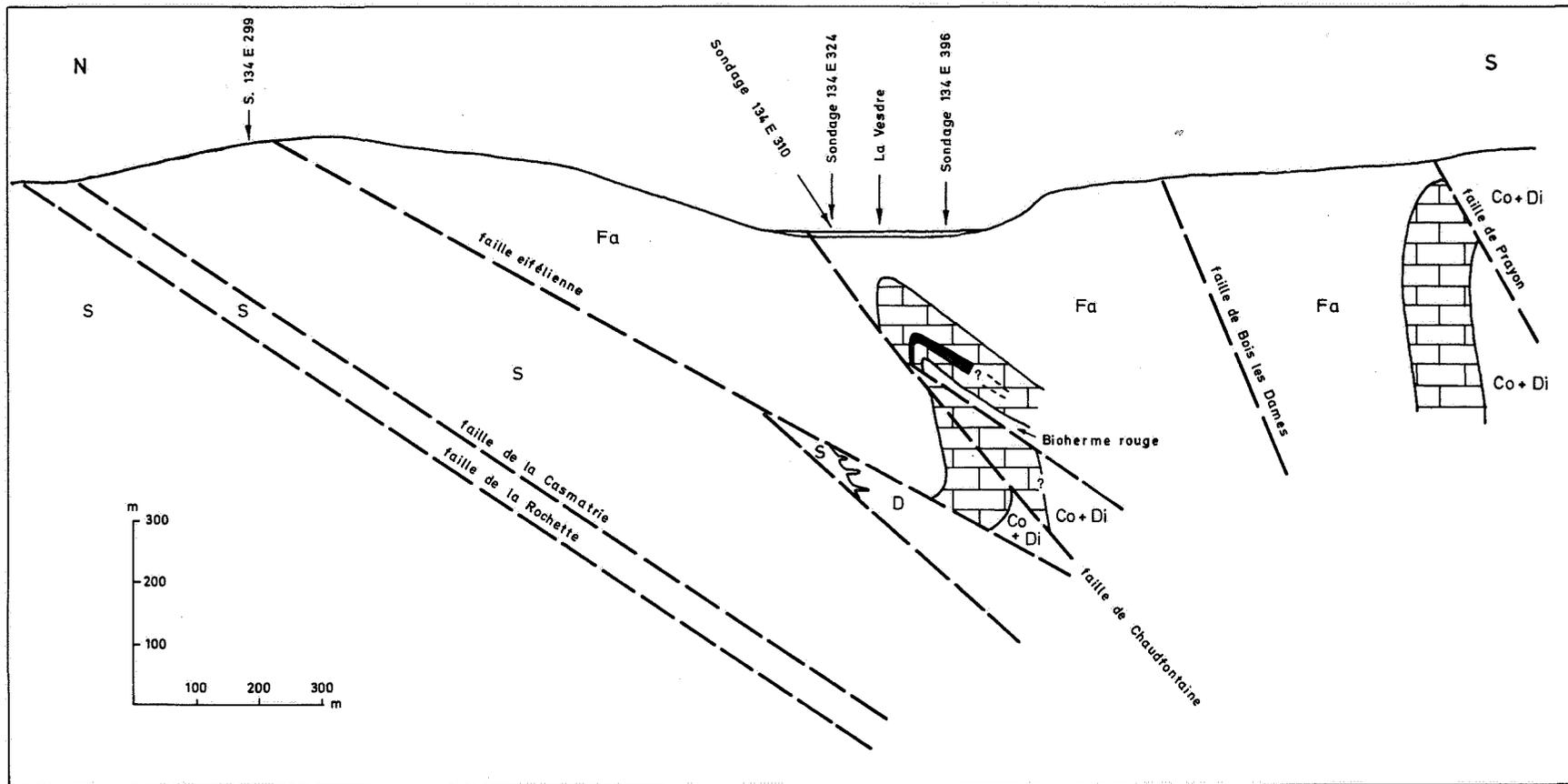
L.D. 82

Fig. 20.- Carte géologique de la région de Chaudfontaine. Les chiffres indiquent la position de quelques sondages choisis parmi les plus profonds.
Remplacer les mots «faille eifélienne» par «faille de l'Ourthe» pour concordance avec Graulich *et al.* (1984) et Graulich & Dejonghe (1986).



L.D. 82

Fig. 21.- Coupe NS passant par les sondages 134 E 300 et 303 (inspirée de Graulich, 1967b). Ces sondages sont positionnés à la figure 20 (à consulter également pour la légende). Le niveau minéralisé de Chaudfontaine est schématisé par un trait épais. Remplacer les mots «faille eifélienne» par «faille de l'Ourthe» pour concordance avec Graulich *et al.* (1984) et Graulich & Dejonghe (1986).



L. D. 83

Fig. 22.- Coupe NS passant par les sondages 134 E 299, 310, 324 et 396 (inspirée de Graulich, 1967b et Graulich & Vandenvn, 1978). Ces sondages sont positionnés à la figure 20 (à consulter également pour la légende). Le niveau minéralisé de Chaudfontaine est schématisé par un trait épais. Remplacer les mots «faillie eifélienne» par «faillie de l'Ourthe» pour concordance avec Graulich *et al.* (1984) et Graulich & Dejonghe (1986).

Deux coupes NS et inspirées de Graulich (1967a,b) complètent le schéma tectonique (fig. 21 et 22). Ces deux coupes, distantes de 375 m seulement, permettent d'apprécier la rapidité des variations tectoniques de cette région. La position du niveau stratiforme minéralisé de Chaudfontaine est reportée sur chacune d'elles.

IV.B. NATURE ET GEOMETRIE DE LA MINÉRALISATION DE CHAUDFONTAINE.

La minéralisation de Chaudfontaine consiste principalement en barite et accessoirement en pyrite, sphalérite et galène. Elle a été recoupée par trois sondages repérés au Service géologique de Belgique sous les numéros 134 E 303, 134 E 310 et 134 E 396. Les trois sondages occupent les sommets d'un triangle dont les côtés de l'angle droit mesurent 180 m et 375 m. Cette minéralisation est localisée sur les deux flancs d'un anticlinal faillé montré aux figures 21 et 22 à des profondeurs verticales comprises entre 80 et 210 m. Dans les trois sondages, elle est située exactement au même niveau stratigraphique, à savoir au sommet et au-dessus du deuxième biostrome à *Phillipsastraea* de la Formation d'Aisemont. Rappelons que le bioherme de marbre rouge royal également recoupé par les sondages minéralisés est situé entre le premier et le deuxième biostrome à *Phillipsastraea* (Coen-Aubert, 1974).

La minéralisation a été signalée pour la première fois par Graulich (1967b). Au sondage 134 E 303, dévié mécaniquement pour atteindre progressivement, à la profondeur de 550 m, un angle de déviation de $16^{\circ}45'$, il signale (p. 2), entre 79.80 et 90.85 m (épaisseur stratigraphique: 8.50 m): «*Calcaire gris, bréchiqne, polypiers et Acervularia sp. Diaclases corrodées avec débris de roches et limon. Galène et pyrite disséminées*». En outre, dans un lambeau de calcaire pincé dans la Faille de Chaudfontaine, il mentionne également (p. 3) de 159.00 à 164.05 m (épaisseur stratigraphique: 1.70 m): «*Calcaire foncé crinoïdique avec nombreuses terrasses de schiste noir - un peu de galène - nombreux filonnets de calcite*».

Au sondage 134 E 310, incliné de 30° sur la verticale, Graulich & Vandenven (1978) mentionnent, de 234.50 m à 240.30 m (épaisseur stratigraphique: 2.75 m): «*Argile avec aiguilles de barytine et de galène et barytine massive*».

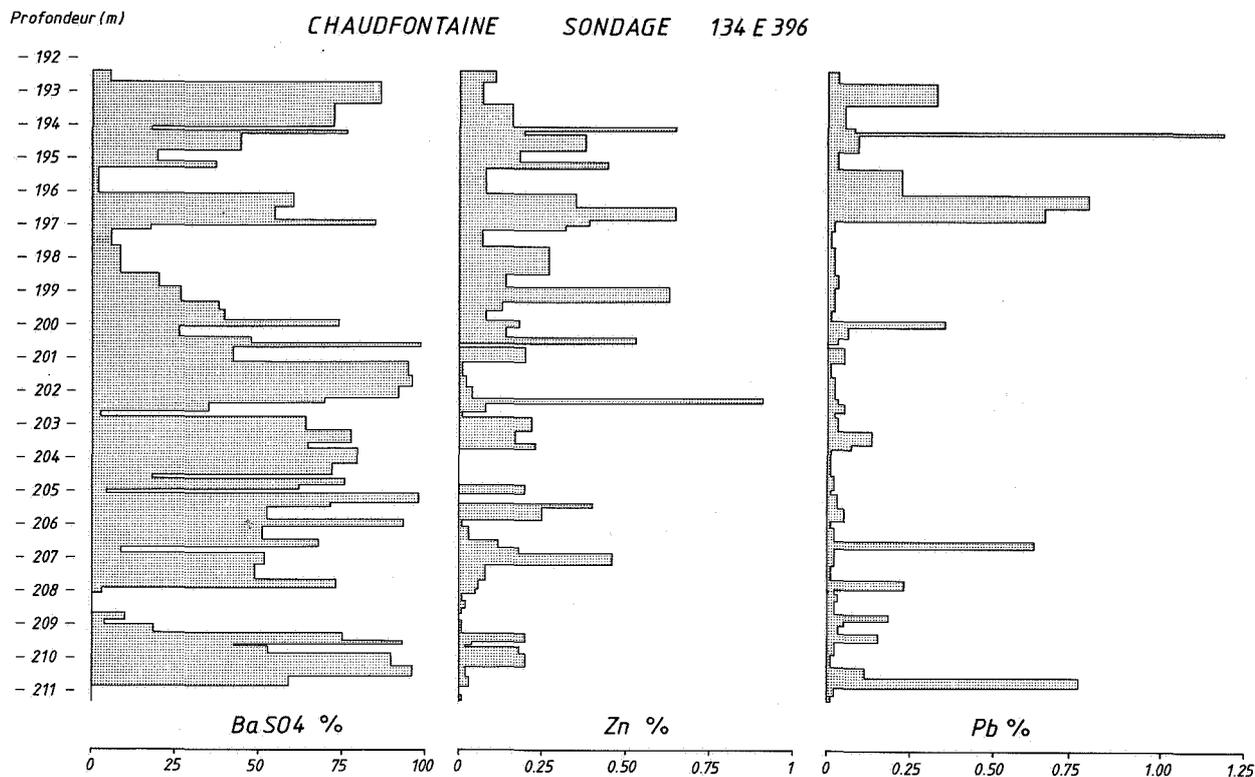
Enfin, la minéralisation rencontrée dans le sondage vertical 134 E 396, entre 192.20 m et 210.93 m (épaisseur stratigraphique: 10.75 m) a été décrite macroscopiquement par Dejonghe (pp. 40 à 46) in Graulich & Vandenven (1978). Elle est caractérisée par des alternances de couches de

barite massive (0.10 m à 1 m d'épaisseur), de couches stériles (jusqu'à 1 m d'épaisseur) et de couches dont la composition présente tous les intermédiaires entre ces deux extrêmes. Les sulfures sont généralement accessoires et disséminés, bien que certaines strates centimétriques et bancs décimétriques très riches en sphalérite ou galène aient aussi été observés.

Les variations de teneurs en BaSO_4 , Zn et Pb dans le sondage 134 E 396 sont renseignées à la figure 23. Le Cu a également été analysé mais n'a pas été représenté car ses teneurs ne dépassaient que rarement 0.01 %. L'échantillonnage a été effectué en continu, à partir du quart des carottes de sondage sciées longitudinalement, et généralement sur des prélèvements de l'ordre de 30 à 50 cm de longueur (65 prélèvements au total). Les analyses confirment que la galène et la sphalérite sont accessoires par rapport à la barite (teneurs en Zn et Pb généralement inférieures au %). Il faut cependant souligner que, localement, les sulfures de Zn et Pb étaient relativement concentrés et que le mode d'échantillonnage a provoqué leur dilution. En outre, les zones les plus riches ont été systématiquement amputées de leurs sulfures pour la confection de sections polies ou pour des analyses isotopiques. Enfin, dans le sondage 134 E 396, les sulfures sont moins abondants que dans les sondages 134 E 303 et 134 E 310. Malheureusement, les zones minéralisées de ces deux derniers sondages n'ont pas été conservées intégralement et pour cette raison, n'ont pas été analysées en continu. Rappelons que dans les gisements du type vallée du Mississippi les teneurs en Pb et Zn sont généralement basses. Par exemple, les gisements du district de Tri-State ont des teneurs en Pb et Zn cumulés généralement comprises entre 2 et 4 % (Hagni, 1976).

La barite apparaît sous diverses formes qui passent de l'une à l'autre de façon plus ou moins continue:

1. *En cristaux lamellaires ou tabulaires*, isolés et disséminés. Généralement, les extrémités de ces cristaux sont xénomorphes.
2. *En agrégats de cristaux lamellaires* soit disposés dans toutes les directions et se recoupant selon des angles variables, avec cependant une majorité d'angles autour de 120° , soit plus ou moins orientés parallèlement. Le ciment de ces agrégats est une roche silicato-carbonato-argileuse. Parfois, l'espace situé entre les lamelles est vide, mais cette absence de remplissage semble bien être dû à des dissolutions postérieures plutôt qu'à un vide originel.
3. *En agrégats fibroradiés* de cristaux lamellaires. Cette structure est cependant assez rare. La structure en rosette isolée, c'est à dire



L.D.84

Fig. 23.- Evolution des teneurs en BaSO₄, Zn et Pb dans la zone minéralisée du sondage 134 E 396 de Chaudfontaine. La partie comprise entre les profondeurs 192.20 m et 210.93 m correspond à une épaisseur stratigraphique de 10.75 m. Les analyses ont été effectuées au laboratoire central de la Faculté polytechnique de Mons. BaSO₄ a été analysé par fluorescence X, Zn et Pb par absorption atomique à flamme.

en agrégat radiaire de cristaux à croissance centrifuge est tout à fait exceptionnelle.

4. *En agrégats massifs*, souvent composés de longs et larges cristaux subautomorphes.
5. *En cristaux xénomorphes*, isolés ou groupés en agrégats de dimensions et formes très variables.

Je parlerai de cristaux mm, cm ou dm, selon que leur plus grande dimension est proche de 1 mm, 1 cm ou 1 dm. Concernant la taille des cristaux tabulaires de barite, on peut distinguer deux populations: celle des cristaux atteignant jusqu'à 1 cm de long et celle des cristaux dont la longueur est voisine de 10 cm (certains individus atteignent 20 cm). Généralement, les deux populations ne sont pas mélangées. Lorsque cette circonstance inhabituelle se présente, on n'observe pas de structure de type graded bedding.

La barite est blanche, parfois avec une légère coloration grisâtre ou rosée. Elle est impliquée dans de nombreuses structures sédimentaires décrites au chapitre VI. La plupart de ces structures sont contrôlées par des phénomènes de gravité (structures géopétales). Certaines (slumpings et figures de charge) impliquent l'existence de cristaux de barite dans des sédiments au compo-

tement hydroplastique. Enfin, elle n'apparaît jamais sous forme d'un remplissage de fracture.

Les teneurs en Ba et en Sr de 9 barites sont montrées au tableau 2 (pour rappel la teneur théorique en Ba de la barite pure est de 58.85 %). Les teneurs en Sr, comprises entre 2500 et 8100 ppm, sont relativement faibles et comparables à celles de grands gîtes stratiformes tels que Meggen et Pessens. Des examens effectués par diffraction de rayons X sur 14 barites différentes n'ont pas révélé la présence, ni de célestite, ni de barito-célestite (§ V.D.1).

La matrice du minerai est de nature complexe: il s'agit d'un mélange de chert noir (silicilite ou silicite, sensu Teodorovich, 1958) et de calcaire argileux gris, souvent à structure de brèche sédimentaire, avec des proportions variables de dolomie. La matrice chertreuse est souvent prédominante. La porosité de la roche sédimentaire hôte est localement élevée, spécialement là où le composant siliceux prédomine. Les contacts entre les couches minéralisées et les intercalations stériles sont parfois très tranchés et parfaitement parallèles à la stratification (surfaces de discontinuité) mais peuvent aussi être progressifs,

avec variation continue de la taille et de l'abondance des cristaux de barite.

Le toit du corps minéralisé consiste en calcaires biostromaux noduleux gris clair, dont la matrice argileuse est très importante, alternant avec des couches irrégulières de shale vert et rouge. Au mur, on trouve des calcaires biostromaux gris foncé à noirs (0.20 m à 20 m d'épaisseur), souvent à structure de brèche sédimentaire, qui coiffent un bioherme de calcaire rouge et gris à minces couches de shale rouge et vert.

Dès à présent, il convient de dégager l'aspect discontinu de cette minéralisation. En effet, un sondage (134 E 769) foré en 1983, et implanté à mi-distance entre les sondages minéralisés 134 E 303 et 134 E 396, n'a pas rencontré de minéralisation exprimée macroscopiquement. Néanmoins, 10 échantillons prélevés à proximité du sommet du deuxième biostrome à *Phillipsastraea* se sont révélés être tous anomaux en Ba (jusqu'à 17183 ppm). Le profil géochimique du sondage 134 E 769 est mentionné par Dejonghe (1987a, pp. 76-77).

En résumé, d'un sondage à l'autre, la minéralisation de Chaudfontaine, systématiquement située au sommet et au-dessus du deuxième biostrome à *Phillipsastraea*, se présente sous des aspects différents:

- au sondage 134 E 303:
pas de barite. Mouchetures de galène et de pyrite disséminées dans du calcaire.
- au sondage 134 E 310:
barite massive. Galène et barite lamellaire disséminées dans de l'argile (altération de shale?).
- au sondage 134 E 396:

barite en quantité importante. Galène et sphalérite accessoires. Gangue principalement silicatée mais roche support carbonatée.

Sachant que dans les gisements sédimentaires à Pb, Zn, Ba, les corps sulfurés et sulfatés sont généralement distincts, il est permis de croire, à Chaudfontaine, en l'existence d'un corps sulfuré important qui n'a pas encore été identifié.

En affleurement, les indices de minéralisation situés au même niveau stratigraphique que la minéralisation des sondages sont particulièrement ténus, entre autres, parce que cet horizon n'affleure que très rarement. Des indices ont néanmoins été repérés aux endroits suivants:

- à Chaudfontaine - Les Thermes, derrière le syndicat d'initiative (Maison Sauveur) situé à 150 m à l'W du sondage minéralisé 134 E 303, des mouchetures de galène sont disséminées au sommet du deuxième biostrome à *Phillipsastraea*. A cet endroit, grâce à une petite cavité karstique (grotte des Sottais) d'une quinzaine de mètres de longueur, on peut observer la persistance de la minéralisation sulfurée;
- à Kinkempois, à 4800 m au NW du sondage minéralisé 134 E 303, une prospection lithogéochimique (voir ch. IX et Dejonghe 1985a, 1987a, 1988) a mis en évidence des anomalies en Ba (jusqu'à 2217 ppm Ba) au sommet et au-dessus du deuxième biostrome. Le microscope a confirmé la présence de barite lamellaire qui se développe dans le ciment des bioclastes, parfois sous forme poecilitique. Noter également l'abondance de limonite et la présence de quartz bipyramidé à nombreuses inclusions carbonatées.

Tableau 2.- Teneurs en Ba et Sr de 9 barites et 2 calcites provenant du sondage 134 E 396 de Chaudfontaine. Analyses effectuées par fluorescence X au laboratoire central de la Faculté polytechnique de Mons (F.P.Ms) et au Musée royal de l'Afrique centrale (M.R.A.C.) de Tervueren.

Profondeur (m)	Minéral	Ba (%)		Sr (ppm)	
		F.P.Ms	F.P.Ms	M.R.A.C.	M.R.A.C.
193.55	barite	56.85	2500	4773	
194.70	barite	57.44	4300	3802	
195.25	barite	57.03	6300	5892	
196.15	calcite	0.06	< 200	82	
197.00	barite	58.10	2600	2552	
200.85	barite	56.52	6800	6669	
202.85	calcite	0.25	< 200	158	
204.20	barite	56.56	8100	7653	
205.50	barite	55.04	5300	5026	
209.75	barite	57.07	4600	4932	
210.75	barite	57.64	4300	4789	

Par contre, dans les sondages profonds qui recoupent le Frasnien en position plus proche du continent, les indices de minéralisation sont plus abondants. Citons les cas suivants :

- dans le sondage de Soumagne, à plus de 2000 m de profondeur, la partie sommitale du Frasnien se compose de shales et de dolomies. Le premier biostrome à *Phillipsaera* et le troisième contiennent des nodules d'anhydrite. Celle-ci persiste dans le Famennien. Pyrite, galène et chalcopryrite sont également présentes (Graulich, 1977);
- dans le sondage de Bolland, entre 844 et 852.5 m de profondeur, le sommet du Frasnien (Coen-Aubert, 1974) ou, éventuellement, le début du Famennien (Houbaille, 1982) est constitué de dolomie finement grenue, vert pâle, alternant avec des shales dolomitiques verdâtres. On y a identifié des nodules de barite (Graulich, 1975; Dejonghe, 1979);
- le sondage d'Heibaart (Loenhout), situé dans la partie septentrionale de la Campine belge, est également minéralisé vers 1595 m de profondeur, au contact de calcaires frasniens (probablement d'âge F2) et de shales (probablement d'âge F3). Cet indice possède beaucoup d'analogies avec la minéralisation de Chaudfontaine par l'assemblage minéral (marcasite, pyrite, sphalérite, galène, chalcopryrite, bravoïte), la nature de la roche support (silicite dolomitique ou dolomie siliceuse) et la position paléogéographique (environnement périrécifal) (Cornet, 1976; Dejonghe, 1983b).
- enfin, des calcaires noduleux périrécifaux ont aussi été recoupés dans le sondage de Boischot, entre 868 et 876 m de profondeur. Les résidus de dissolution pour l'étude des conodontes contenaient d'abondants petits cristaux de galène (Groessens in Dejonghe, 1979).

Signalons aussi que, à environ 1250 m à l'E des sondages minéralisés de Chaudfontaine, à la frontière des communes de Chaudfontaine et de Forêt, on connaît un petit gisement filonien au lieu-dit «La Rochette» (fig. 14). C'est très vraisemblablement à ce gîte qu'il faut rapporter la «barite sulfatée» identifiée par Charles de Gimbernat à Chaudfontaine (Dethier de Theux, 1818, p. 72). Il

aurait été découvert en 1505. Son exploitation a été très précoce mais toujours rudimentaire. En réalité, on ne dispose pas de chiffres de productions. Les quelques informations relatives à ce gîte concernent principalement sa minéralogie et sont dues à Dumont (1832) et Davreux (1833).

Le gisement comporte un filon principal, des petits filons satellites et des amas. Les filons satellites et les amas sont localisés dans la dolomie tournaisienne tandis que le filon principal coïncide avec la faille de Magnée (fig. 20) qui met en contact la dolomie tournaisienne, à l'W, avec les grès et schistes famenniens, à l'E. Ce filon principal, orienté NNE, est subvertical et recoupe transversalement les plissements varisques. Le filon de la Rochette a été exploité sur plusieurs centaines de mètres de long et une vingtaine de mètres de profondeur. Son épaisseur atteignait 1.50 m. Un chapeau de fer à limonite, calamine et pyromorphite coiffait le filon sulfuré constitué de pyrite; marcasite, sphalérite, schalenblende et galène dans une gangue faite essentiellement de quartz et d'argiles. Deux zones de barite à structure mamelonnée, dépassant rarement une épaisseur décimétrique s'intercalaient entre le coeur du filon et les salbandes argileuses. De la bravoïte, trouvée en inclusion dans de la marcasite provenant de petites veinules échantillonnées dans la galerie Saint-Henri, a été étudiée par Dejonghe *et al.* (1985).

Les gîtes de Chaudfontaine et de La Rochette bien que de types différents possèdent des analogies en ce qui concerne les assemblages de leurs minéraux. En effet, ces deux gîtes renferment de la bravoïte et des quantités importantes de barite et de quartz, trois minéraux qui sont quasi absents dans les autres gisements filoniens du district. En outre, c'est à Chaudfontaine que resurgissent les eaux thermales les plus chaudes de Belgique (36° C). On est tenté de conclure, comme l'ont fait Dejonghe & Jans (1983, p. 21), que le gîte de La Rochette «*dérive soit de la remobilisation d'une partie du gisement de Chaudfontaine (régénération), soit de la lixiviation d'un encaissant riche en Ba, Ni, Co, Pb, Zn, ... dont le gisement sédimentaire de Chaudfontaine est une expression paroxysmale*».



CHAPITRE V

PETROLOGIE DE LA MINERALISATION DE CHAUDFONTAINE ET DES ROCHES SUPPORTS ET ENCAISSANTES

V.A. Introduction

V.B. Roches encaissantes

V.C. Roches supports

V.C.1. Quartz

V.C.2. Dolomite

V.C.3. Calcite

V.C.4. Minéraux des argiles

V.C.5. Phosphate

V.D. Minéralisation

V.D.1. Barite

V.D.2. Pyrite

V.D.3. Marcasite

V.D.4. Sphalérite

V.D.5. Galène

V.D.6. Cérusite

V.D.7. Chalcopyrite

V.D.8. Bravoïte

V.E. Conclusions

CHAPITRE V

PETROLOGIE DE LA MINERALISATION DE CHAUDFONTAINE ET DES ROCHES SUPPORTS ET ENCAISSANTES

V.A. INTRODUCTION

Dans l'étude d'une minéralisation de type sédimentaire, la connaissance des contextes lithologiques, sédimentologiques et paléogéographiques est de la plus haute importance. Ceux-ci ont déjà été évoqués aux chapitres II et IV à des échelles macro à mégascopiques. Dans ce chapitre, ces domaines seront à nouveau étudiés, mais uniquement à des échelles macro à microscopiques. En premier lieu, j'examinerai les roches situées au toit et au mur de la zone minéralisée (roches encaissantes) en mettant l'accent sur les environnements qu'elles représentent. Ensuite, je décrirai les caractéristiques des roches sédimentaires qui portent la minéralisation (gangues ou roches supports). Enfin, je me consacrerai à la pétrologie de la minéralisation proprement dite. L'assemblage minéral du gîte de Chaudfontaine est montré au tableau 3.

Les minéraux ont été identifiés en épiscopie ou en diascopie par leurs propriétés optiques. Lorsque nécessaire, des mesures de réflectance et de

microdureté, des examens aux rayons X et des analyses à la microsonde électronique ont été pratiqués. Toutes les lames minces ont été colorées à l'alizarine Red S pour distinguer la calcite de la dolomite.

V.B. ROCHES ENCAISSANTES

Rappelons que dans la région de Chaudfontaine, la série couvino-givéto-frasnienne se compose, à la base, de roches détritiques grossières (Formations de Naninne, de Nèvreumont et du Roux pro parte), au centre, de roches carbonatées (Formations du Roux pro parte, de Presles-Nismes et de Lustin), et au sommet, de roches détritiques fines (Formations d'Aisemont et de Matagne). En outre, trois biostromes carbonatés s'intercalent dans les shales du sommet de la série.

Le conglomérat de base est, par endroits, constitué essentiellement de galets centimétriques à décimétriques de quartz, de quartzite, de grès, et de tourmalinite. Le ciment gréseux ou argilo-gréseux y est très réduit. Au sein du conglomérat, s'intercalent des bancs de grès vert, rouge ou lie de vin, légèrement straticulé, renfermant parfois des débris d'axes végétaux. En remontant la série, la fraction argileuse augmente progressivement et on passe à un shale gréseux, très légèrement carbonaté.

C'est dans la moitié supérieure de la Formation du Roux que le faciès carbonaté s'installe nette-

Tableau 3.- Assemblage minéral du gîte de Chaudfontaine.
Les teneurs ont été estimées visuellement au microscope.

	teneur moyenne (%)	teneur maximale (%)
Roche support		
- quartz	45	100
- dolomite	20	60
- calcite	2	100
- minéraux des argiles	2	10
- matières carbonées	2	5
- débris phosphatés (collophane)	<< 0.1	<< 0.1
Minéralisation		
- barite	20	100
- pyrite - marcasite	2	10
- sphalérite	4	25
- galène	< 1	5
- chalcopryrite	<< 0.1	<< 0.1
- bravoïte	<< 0.1	<< 0.1
- cérusite	<< 0.1	<< 0.1

ment. Au début, il s'agit de mudstones calcaires bioturbés et très gréseux. Puis, la proportion de calcaire augmentant, on passe à des packstones pelloïdes bioturbés et gréseux, parsemés de petits birdseyes et parcourus de fentes de retrait. Les dolomies qui succèdent et dominent le reste de la lithologie de la Formation du Roux se présentent sous plusieurs faciès :

- mudstone dolomitique peu argileux, très pauvre en quartz, à rares birdseyes disséminés et à fentes de retrait;
- dolomie très finement grenue, claire ou sombre selon les endroits, bioturbée et parfois à aspect bréchique;
- dolomie finement grenue, vacuolaire et localement laminée;
- dolomie moyennement grenue, vacuolaire, à fantômes de bioclastes. Les vacuoles sont plus ou moins colmatées par de la dolomie zonée, ferrifère;
- dolomie grossièrement grenue à mouchetures de pyrite et à nodules pluricentimétriques de dolomite spathique riche en fer.

Au sein des formations essentiellement calcaires du Roux, de Presles et de Lustin, l'étude des microfaciès calcaires (Cnudde, inédit) a permis de distinguer deux types d'environnement qui se répètent dans le temps ou qui passent de l'un à l'autre dans le bassin de sédimentation.

- 1) un environnement lagunaire, groupant les principaux microfaciès suivants, généralement bioturbés :
 - calcaire à algues scalariformes
 - calcaires à Girvanelles et Codiacées
 - calcaires à *Amphipora*
 - calcaires à Umbelles
 - calcaires à gastéropodes
 - calcaires stromatolithiques
 - calcaires pelloïdes
 - calcaires microcristallins
 - calcaires straticulés (laminites)
 - calcaires microbréchiques
 - calcaires à birdseyes
- 2) un environnement périrécifal caractérisé par l'abondance des débris constructeurs (stromatopores et coraux) cimentés par du calcaire contenant des microflores et microfaunes d'origine sublagunaire, cependant moins abondantes que dans l'environnement précédent et parfois associées à des débris de brachiopodes.

Les calcaires à faunes lagunaires, souvent des wackestones et des packstones, plus rarement des mudstones, se présentent en bancs dont l'épaisseur varie entre 20 et 50 cm. Les calcaires à débris récifaux (rudstones, floatstones) s'organisent en bancs généralement épais (4 à 5 m), bien qu'il ne

soit pas rare d'observer des bancs dont l'épaisseur ne dépasse pas 15 cm. Calcaires lagunaires et calcaires récifaux alternent parfois d'un banc à l'autre. Le cas où plusieurs bancs de calcaires lagunaires succèdent à plusieurs bancs de rudstones récifaux est cependant plus fréquent.

En ce qui concerne les biostromes à *Phillipsastraea* des Formations d'Aisemont et de Matagne, les caractéristiques d'environnement récifal sont encore plus marquées et traduites, notamment, par la présence de *Renalcis* et *Sphaerocodium* encroûtant les buissons de constructeurs.

V.C. ROCHES SUPPORTS

La minéralisation est supportée par des roches de natures diverses. Par places, il s'agit de roches analogues aux roches encaissantes décrites au § V.B. Mais à d'autres endroits, elles en diffèrent nettement.

Le premier cas se présente à l'affleurement, derrière la maison Sauveur abritant l'Office du Tourisme de Chaudfontaine, ainsi que dans le sondage 134 E 303. On y trouve des mouchetures de galène et de pyrite disséminées au sommet du deuxième biostrome à *Phillipsastraea*. La roche support consiste donc à cet endroit en un calcaire biostromal gris ou rosé, bréchique.

Par contre, dans le sondage 134 E 396, la roche support est tout à fait différente, et de nature plus complexe. Là où la minéralisation s'exprime avec abondance, elle est grise à gris sombre et par places, franchement noire. En lame mince, on constate que les parties noires sont essentiellement siliceuses. Mais généralement, la roche support consiste en un mélange en proportions variables de 3 composants majeurs. Par ordre d'importance décroissante, il s'agit de quartz microgrenu, de carbonates et de minéraux argileux. Divers faciès peuvent être distingués :

- faciès siliceux à structure vacuolaire
- faciès siliceux à structure finement straticulée (laminite). Slumpings associés
- faciès silico-carbonaté à endoclastes argilo-carbonatés et siliceux (structure noduleuse à bréchique)

La minéralisation se rencontre dans chacun des faciès avec des intensités très variables. Toutefois, dans le faciès bréchique, c'est la matrice qui est minéralisée, les endoclastes siliceux ne l'étant que rarement et les endoclastes argilo-carbonatés, pratiquement jamais.

Dans le quart inférieur de la zone minéralisée du sondage 134 E 396, on observe un banc d'environ 1 m d'épaisseur formé de calcaire gris, argileux, noduleux à la base, à nombreux joints noirs riches en matières carbonées. Ce banc contient

d'abondants fossiles: coquilles, crinoïdes, rugueux solitaires, tabulés lamellaires, oncoïdes, ... Il renferme aussi un peu de barite lamellaire disséminée dans la roche sédimentaire. Ce faciès de roche support est cependant très accessoire par rapport à ceux décrits précédemment. Le contact entre ce banc calcaire et les épontes est progressif. Le contact, au mur est cependant particulier. Sur une épaisseur d'une dizaine de cm, on observe une arénite calcaire à structure de brèche sédimentaire: clastes de silicite, pelures argileuses riches en matières carbonées, cristaux de dolomite spathique, rares quartz authigènes et quelques débris de coquilles sont cimentés par de la sparite calcaire, à laquelle se joint, par endroits, du quartz microgrenu. De la barite à structure squelettique est incluse dans certains cristaux de calcite spathique. En outre, certains clastes de silicite renferment des lamelles de barite. La structure clastique s'atténue vers la base et on passe progressivement à une silicite normale minéralisée en barite.

Le contexte lithologique étant précisé, passons à une étude individuelle des minéraux de la roche support.

V.C.1. Quartz

On distingue deux types de quartz, répartis en proportions très différentes:

a) Quartz de type 1 (*microquartz*)

Le quartz de type 1 constitue la quasi-totalité du dépôt siliceux. Pourtant, sa présence n'est pas évidente si on se limite à un examen macroscopique. Il entre dans la composition d'une roche de couleur gris foncé à noire, finement grenue, à porosité élevée, riche en matières carbonées, qui peut être qualifiée de silicite au sens de Teodorovich (1958). De nombreux termes ont été proposés pour caractériser les roches indurées provenant de la consolidation d'un gel siliceux: lydienne, chert, jaspe, phtanite, ... ou plus généralement silexoïde. Le terme silicite, outre son caractère très général, présente l'avantage d'être défini dans le cadre d'une classification simple nécessitant un examen au microscope ce qui réduit les risques d'interprétation subjective. Pour se convaincre de la nécessité de l'emploi du microscope, il n'est pas inutile de rappeler que la silicite de Chaudfontaine a été décrite macroscopiquement par Graulich (1967b) et Graulich & Vandeven (1978) sous le nom de dolomie et celle de Heibaart, sous le nom de grès dolomitique par Cornet (1976).

Au microscope, le quartz 1 s'observe dans des agrégats de cristaux généralement xénomorphes, de diamètre moyen situé autour de 20 μm (extrema 10 - 80 μm). Les cristaux les plus grands affichent cependant une tendance très marquée à l'allonge-

ment (2 à 3 fois plus longs que larges) et à l'automorphisme (des quartz bipyramidés ne sont pas rares). Alors que les contours des petits cristaux sont diffus, ceux des cristaux les plus grands sont nets. Tous ces cristaux s'éteignent de façon ondulante. Les cristaux allongés montrent une extinction droite et un allongement positif.

On observe souvent une évolution continue de la granularité du quartz 1. A une certaine distance de la barite, les quartz 1 sont petits et xénomorphes. Par contre, à proximité de la barite, les quartz 1 sont plus grands et à tendance automorphe. Cette évolution de la granularité semble bien situer l'apparition de la barite antérieurement à celle du quartz 1.

Le quartz 1 contient d'abondantes inclusions micrométriques de carbonates (des contours rhomboédriques sont parfois présents et certaines inclusions se colorent à l'alizarine). En outre, la répartition des inclusions est fonction de la taille des cristaux hôtes. Dans les quartz de petite dimension, les inclusions sont disposées de façon quelconque. Par contre, dans les cristaux de quartz les plus grands, elles sont souvent concentrées dans la partie centrale.

La composition des agrégats quartzeux est tantôt monominérale (mosaïque de cristaux parfaitement engrenés), tantôt polyminérale (assemblage de quartz, carbonates et de minéraux argileux). Un composant brun clair à brun foncé (matières carbonées) s'insinue souvent entre les interstices des agrégats quartzeux et teinte en brun clair la périphérie des cristaux.

Le quartz 1 participe parfois à des structures plus particulières:

- en concentration dans des micronodules, des microlentilles, voire des straticules éventuellement slumpées;
- dans des laminites siliceuses, à alternance de lamines grises (dans lesquelles quartz 1 et carbonates dominant) et noires (au quartz 1, s'ajoutent des sulfures et des matières carbonées);
- là où la structure vacuolaire de la silicite est très marquée, les vacuoles ont parfois des contours en forme d'amandes, de demicercles (avec des détails qui rappellent les contours des bivalves), de rectangles ou de rhomboèdres (ph.l.1.). La granularité du quartz est plus grande en périphérie des vacuoles que dans la silicite massive. Parfois, ces vacuoles renferment des rhomboèdres dolomitiques;
- des moulages de fossiles (crinoïdes et bivalves notamment) subsistent à certains endroits de la silicite vacuolaire. En lame

mince, un seul cas de pseudomorphe de microfossile (probablement une algue, selon C. Cnudde) a été rencontré.

b) Quartz de type 2 (mégaquartz)

Par rapport au quartz 1, le quartz 2 est très rare et toujours de grande taille (plusieurs centaines de μm , voire plusieurs mm). Les cristaux sont généralement automorphes (ph.l.2.) ou subautomorphes et isométriques. Leur extinction est irrégulière et ressemble à celle de quartz cataclaté. Dans certains cas, on observe des zones de croissance à biréfringences différentes ou des portions de cristal qui s'éteignent en «quartier de tarte».

Le quartz 2 renferme des inclusions de natures diverses : carbonatés (environ 20 μm , contours parfois rhomboédriques et coloration à l'alizarine positive sur certains microcristaux), barite (longueur maximale 40 μm , contours parfois automorphes) et inclusions fluides monophasées. La répartition des inclusions est soit quelconque, soit structurée de diverses façons : groupées vers le centre, alignées en bandes parallèles dans une ou deux (plus rare) directions, ou encore, confinées à des bandes de croissance (également plus rare).

Les cristaux de quartz 2 sont généralement isolés dans la matrice silico-carbonato-argileuse. Quelques cas de quartz 2 inclus dans la barite ont cependant aussi été dénombrés.

En définitive, les quartz 1 et 2 ne diffèrent fondamentalement que par leur taille. Des formes intermédiaires existent entre les deux types. Citons par exemple, le cas de grandes plages de quartz xénomorphe, très riches en inclusions carbonatées non structurées, ou encore, celui de plages riches en cristaux de quartz bipyramidés, de 100 à 200 μm de long, à inclusions carbonatées concentrées en leur centre, qui passent de façon continue à des plages quartzieuses formées de cristaux xénomorphes, inférieurs à 20 μm et à inclusions carbonatées non structurées. Bref, les quartz 1 et 2 ne semblent pas génétiquement différents. Le quartz 2 pourrait s'expliquer par une recristallisation locale du quartz 1. Invoquer des variations du degré de sursaturation en silice semble cependant plus vraisemblable. En effet, selon Millot (1960) et Arbey (1980), les mégaquartz apparaissent lorsque les solutions sont à peine sursaturées en silice dissoute et pauvres en impuretés, les microquartz, lorsque les solutions sont impures et très sursaturées.

Les formes fibreuses du quartz, si bien décrites par Arbey (1980), n'ont jamais été rencontrées à Chaudfontaine.

V.C.2. Dolomite

La dolomite appartient à deux populations, en proportions sensiblement égales : l'une est formée de microcristaux de dolomite, généralement associés dans la matrice au quartz microgrenu et aux minéraux argileux; l'autre, est constituée de dolomite spathique (dimension la plus fréquente : 300 à 600 μm ; extrema : 100 - 1 250 μm), répartie dans la matrice ou en inclusion dans la barite ou encore, à cheval sur les deux.

La dolomite spathique possède en outre les caractères suivants : il s'agit de cristaux xénomorphes à automorphes, les individus les plus petits ayant une tendance plus marquée à l'automorphisme. Ils sont généralement isolés, mais parfois aussi, parfaitement soudés les uns aux autres dans des mosaïques. Ils ne renferment jamais d'inclusions d'autres minéraux. Néanmoins, ils ne sont pas limpides. Ils paraissent souillés par de petits corps, non identifiables au microscope, translucides à opaques, extrêmement ramifiés et interconnectés (probablement des lacunes de cristallisation). Des zones plus limpides (recristallisées ?) existent, soit en périphérie, soit le long de bandes disposées dans deux directions. Parfois, les cristaux de dolomite sont sertis par une couronne de croissance zonaire. Leur extinction est toujours ondulante. Des cristaux de dolomite de ce type existent également dans les calcaires encaissants du toit et du mur.

Il est assez fréquent que les interstices qui subsistent entre les cristaux des agrégats de dolomite spathique soient cimentés par des agrégats de sphalérite.

Dans quelques cas très rares, des grands cristaux de dolomite sont traversés par des veinules de calcite spathique. Autre observation très rare, celle de la pseudomorphose de dolomite par du quartz microgrenu. Dans ce cas, les contours rhomboédriques sont conservés et le quartz de pseudomorphose est de taille supérieure à celui de la matrice.

V.C.3. Calcite

Par rapport à la dolomite, ce minéral est très mal représenté dans la roche support. A deux endroits dans le sondage 134 E 396 (entre 195.50 et 196.45 m ainsi qu'entre 202.70 et 202.90 m), à la barite s'ajoute cependant de la calcite très blanche et très largement cristallisée (cristaux pluricentimétriques) qui, par places, constitue l'essentiel de la roche. Dans ce cas, la distinction entre les deux minéraux n'est possible qu'après un exa-

men très attentif. Quelle place cette calcite occupe-t-elle par rapport aux autres minéraux de la paragenèse ? Est-elle épigénétique et étrangère à la minéralisation ? Les carottes de sondage ne permettent pas de se prononcer sur l'obliquité éventuelle de ces bancs calcito-baryteux par rapport à la stratification. En outre, on n'observe pas de croissances centripètes. Aucune observation n'étaye l'hypothèse que barite et calcite aient cristallisé sans contraintes dans un vide de type fissural. Au contraire, deux observations suggèrent que cette calcite possède plutôt un caractère familier avec le reste de la minéralisation et qu'elle pseudomorphose un sulfate :

1. à certains endroits, la calcite se présente sous un habitus lamellaire identique à celui de la barite;
2. la calcite et la barite ont des compositions isotopiques du Sr tout à fait comparables (voir § VIII.B).

Au microscope, on peut également vérifier que calcite et barite sont associées dans des agrégats sous des habitus identiques : ces deux minéraux participent à des structures d'intercroissances de lamelles non orientées. Certaines lamelles sont d'ailleurs parfois polyminérales, une partie étant formée de calcite, l'autre, de barite, avec des contacts tranchés entre les deux minéraux.

Il est très peu probable que ce soit la calcite qui remplace la barite. Par contre, il est vraisemblable que la calcite à habitus lamellaire provienne de gypse, éventuellement de type sélénite dans le cas de cristaux pluricentimétriques.

V.C.4. Minéraux des argiles

A certains niveaux stratigraphiques, à la fraction quartzo-carbonatée de la roche sédimentaire, s'ajoute une fraction argileuse. Au microscope, on observe un feutrage phylliteux et, parfois, des lamelles de micas. De véritables endoclastes de shales plus ou moins siliceux ou carbonatés ne sont pas rares.

Signalons que les shales carbonatés des Formations d'Aisemont et de Matagne font l'objet au chapitre X d'une étude détaillée par diffraction de rayons X.

V.C.5. Phosphate

La présence de débris phosphatés est occasionnelle. Une structure organique est parfois conservée. Par sa couleur brune en lumière simplement polarisée, ce phosphate s'apparente au collophane. Ce phosphate a été rencontré, une seule fois cependant, en inclusion dans la barite.

V.D. MINERALISATION

V.D.1. Barite

Ce minéral a été identifié au microscope ainsi que par diffraction de rayons X au moyen de 2 films Debye-Scherrer (sondage 134 E 310, profondeur 235.00 - 240.00) et 12 enregistrements graphiques (sondage 134 E 396, profondeurs: 193.00, 193.51, 194.50, 197.15, 200.75, 201.65, 202.20, 204.30, 205.50, 206.30, 210.35, 210.80). Les investigations aux rayons X montrent en outre l'absence de célestite et de barito-célestite.

La barite a été décrite au chapitre IV sous ses aspects macroscopiques. En ce qui concerne la forme des cristaux et les structures d'agrégats, toutes les observations macroscopiques sont intégralement transposables à l'échelle d'observation microscopique. L'examen microscopique ajoute cependant quelques compléments d'information.

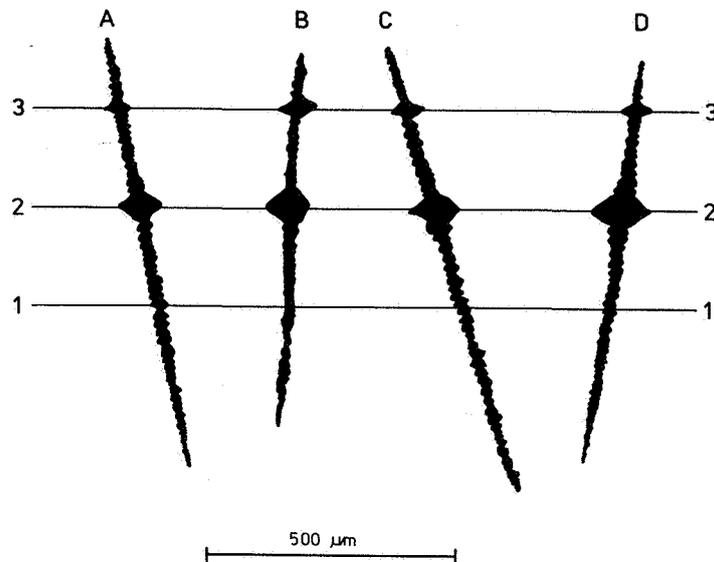
Une des structures les plus fréquentes, celle d'intercroissances de lamelles non orientées (1) est montrée à la photo I.3. On constate que lorsque deux lamelles de barite s'intersectent, une des deux lamelles est coupée en deux parties tandis que l'autre lamelle reste entière mais peut être affectée d'un étranglement ou/et d'une déviation au droit de l'intersection.

La structure en mosaïque, beaucoup plus rare, est représentée à la photo I.2. On y reconnaît une mosaïque de cristaux xénomorphes à subautomorphes, de petite taille (quelques dizaines de μm). Par places, on constate une nette tendance à l'élongation des cristaux.

Les cristaux lamellaires de barite possèdent rarement des faces cristallines lisses, même si leur allure générale est plane. En réalité, il s'agit de surfaces très irrégulières, oscillant autour d'un plan (pl. I, ph. 3), surfaces que l'on peut aussi qualifier d'inégales, rugueuses, cupuleuses, etc.... Cet habitus existe systématiquement dans le cas de cristaux inclus dans une matrice siliceuse. Par contre, les faces cristallines de barite sont parfaitement lisses dans le cas de cristaux de barite jointifs ou inclus dans la calcite. Bref, chaque petit grain de quartz imprime ses formes à la barite de contact.

Dans certains cas (ph. I.4., II.1., II.2.), les contours des cristaux de barite sont encore bien plus irréguliers, voire perdent totalement toute régularité. La barite développe alors parfois une

1. Cette structure s'apparente à la structure ophitique des roches ignées.



1,2,3 FACES DE CROISSANCE DE LA BARITE
A,B,C,D BAGUETTES CRENELEES DE PYRITE

Fig. 24.- Croissance commune pyrite - barite.
1, 2 et 3, faces de croissance de la barite.
A, B, C et D, baguettes crénelées de pyrite.
Dessin effectué à partir d'une esquille de barite
observée à la loupe binoculaire.

structure poecilitique intersticielle typique. On note aussi que plus la tendance au xénomorphisme se précise, plus le nombre d'inclusions de quartz microgrenu augmente. Il convient cependant de préciser que la structure poecilitique est assez rare, que parfois elle ne se développe que sur certaines parties de cristal et qu'en aucun cas, elle n'est présente sur des cristaux de dimension supérieure au mm.

Il semble bien que l'irrégularité des faces externes des cristaux de barite résulte d'une corrosion de la barite par la matrice siliceuse et que, par contre, la structure poecilitique traduise un processus de croissance diagénétique précoce de la barite dans une boue siliceuse. Mais dans certains intermédiaires, il est difficile de se prononcer sur l'alternative corrosion ou croissance aethigène.

Signalons encore le cas rarissime de veinules de barite recoupant des cristaux de dolomite spatique.

Au sujet de la pureté de la barite, certaines précisions peuvent être apportées. D'une façon générale, on constate que la barite est très pure dans les zones où elle est le constituant majeur de la roche (bancs de barite massive). Par contre, elle renferme des inclusions lorsque la matrice silico-carbonato-argileuse prime. Ces inclusions occupent généralement un faible volume dans la barite (plus petit que 5 à 10 %). Par ordre d'importance décroissante, ces inclusions consistent en dolo-

mite, barite d'orientation optique différente, quartz, pyrite, sphalérite et galène. Les inclusions de bravoïte et de phosphate (collophanite) sont rarissimes. Parfois, des inclusions de carbonates microgrenus et de pyrite sont concentrées dans des zones de croissance de la barite, ce qui dénote leur caractère syngénétique par rapport à ce minéral. Les inclusions de quartz microgrenu se rencontrent plutôt en périphérie, celles de dolomite spatique, à n'importe quel endroit. Les inclusions fluides syngénétiques sont peu abondantes. Il ne semble pas y avoir de relation entre taille des cristaux et abondance des inclusions fluides syngénétiques. Celles-ci présentent des formes quelconques et souvent complexes, avec des petits canaux latéraux. Elles sont décrites en détail au chapitre VII.

V.D.2. Pyrite

Macroscopiquement, c'est dans les bancs silico-carbonatés et surtout sous forme de nodules que la pyrite se manifeste le plus clairement. Des cristaux inframillimétriques, disséminés, parmi lesquels de nombreux petits cubes, abondent également. Ces petits cristaux tapissent des vacuoles, des fractures ou encore les faces cristallines de certains grands cristaux de barite.

L'examen au microscope confirme que la pyrite se localise préférentiellement dans la matrice. Elle apparaît en cristaux isolés ou regroupés, de toutes

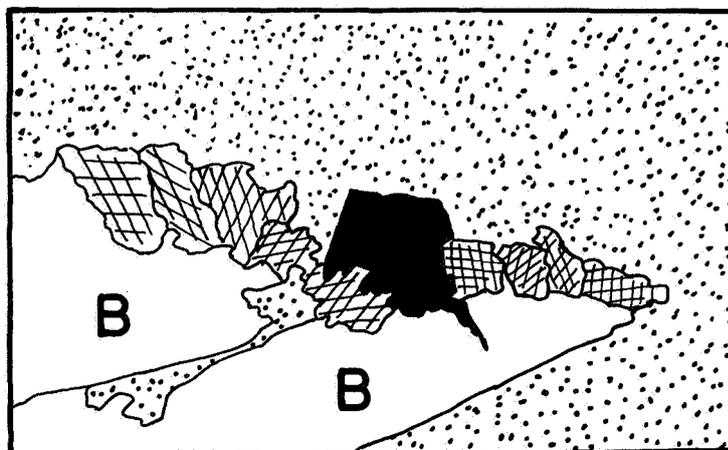


Fig. 25.- Croissance commune sphalérite - dolomite - barite. Sondage 134 E 396, profondeur 205.70 m. Dessin d'après une photo prise en diascopie, 1 nicol. Petit côté de la figure = 2 mm. Cristal de sphalérite (noir) enraciné dans la barite (B) et s'appuyant partiellement sur une couche intermédiaire de cristaux de dolomite (croisillons). En pointillé, matrice de silicite.

formes (idiomorphes à xénomorphes) et de toutes tailles (jusqu'au centimètre). Des inclusions de pyrite de mêmes caractéristiques morphologiques existent aussi dans la galène, la barite ou, beaucoup plus rarement, la sphalérite et les inclusions fluides de la barite (voir ch. VII).

Au sein d'esquilles de barite prélevées pour l'étude des inclusions fluides, le repérage d'inclusions fluides favorables à une étude thermométrique a souvent conduit à l'observation d'agrégats de pyrite présentant la forme de clous ou de baguettes crénelées. Ces agrégats sont formés de cristaux subautomorphes à automorphes, parfaitement juxtaposés et disposés dans une position voisine de l'orthogonale par rapport aux faces de croissance de la barite. Très souvent, ces agrégats longiformes sont terminés par une excroissance automorphe, sorte de tête de clou à forme pyramidale très aplatie. Dans certains cas, le phénomène se répète plusieurs fois donnant naissance à des corps filiformes, de plusieurs millimètres de longueur, affectés localement d'excroissances de dimensions 3 à 4 fois supérieures (fig. 24). Ces clous de pyrite existent systématiquement dans la barite de couleur grise. Des cas analogues de croissance commune de divers minéraux sont bien décrits par Grigor'ev (1965).

La pyrite se rencontre également sous forme de framboïdes de 5 μm à 25 μm de diamètre, isolés dans la roche sédimentaire, ou alignés dans les clivages de la barite, ou encore, inclus dans la galène (plutôt vers le centre des plages de galène qu'en périphérie). Certains agrégats de framboïdes recristallisent localement en pyrite automorphe: dans ce cas, des fantômes de structures framboïdales subsistent dans la partie recristallisée (ph. III.1.)

Tableau 4.- Analyses (% en poids) d'inclusions carbonatées opacifiant la partie centrale de certains cristaux de sphalérite (Microsonde Camebax, Louvain-La-Neuve, analyste: J. Wautier).

CaO	MgO	Zn	Fe	S
29.6	21.2	2.1	0.2	0.3
30.9	21.2	2.3	0.2	0.3
30.6	19.2	2.2	1.7	0.2
29.6	18.9	2.2	1.6	0.5
30.2	16.7	2.4	2.8	0.4

Enfin, la pyrite cimente parfois des fractures de la roche sédimentaire.

La pyrite renferme aussi des inclusions xénomorphes de galène.

V.D.3. Marcasite

La marcasite se rencontre parfois dans la roche support et souvent dans des agrégats de plusieurs minéraux (ph. III.2., III.3. et III.4.). La taille et la forme des cristaux de marcasite sont variables (automorphes à xénomorphes; quelques μm à plusieurs mm).

Pyrite et marcasite coexistent aussi en remplissage de fissures. Une répartition zonale de bandes de granularités différentes s'observe généralement au sein de ces veinules. Ces dernières sont cependant tout à fait accessoires par rapport au reste de la minéralisation.

V.D.4. Sphalérite

La présence de sphalérite se devine dans les strates où la coloration de la roche prend des nuances brun clair. Néanmoins, son identification à l'oeil nu est très hasardeuse. Au microscope, on voit que la sphalérite est beaucoup plus abondante qu'il n'y paraissait à l'examen macroscopique. Elle a été observée, il est vrai en proportions variables, dans chacune des 25 lames minces et 25 sections polies qui ont été effectuées dans la silicite du sondage 134 E 396.

Cette sphalérite existe en cristaux de toutes formes et de toutes tailles (parfois supérieures au mm, mais souvent comprises entre 100 μm et 300 μm). On la rencontre dans la roche sédimentaire ou en inclusion dans la galène, plus rarement dans la barite et, exceptionnellement dans la pyrite ou la marcasite. Les cristaux sont soit dispersés soit concentrés. En général, les inclusions de sphalérite dans la barite ou dans la galène sont subautomorphes à automorphes, tandis que dans la roche sédimentaire, elles sont subautomorphes à xénomorphes. Lorsque la sphalérite est à cheval sur un autre cristal et la roche sédimentaire, la partie enchâssée dans le minéral hôte (galène ou barite par exemple) est automorphe et celle débordant dans la roche sédimentaire (silicite, par exemple) est xénomorphe. Il semble donc bien que la sphalérite se fasse, en partie, corroder par la silicite.

Les cas de croissance commune (sensu Grigor'ev, 1965, p. 67 et ss.) sphalérite - barite, sphalérite - galène et sphalérite - carbonate sont fréquents. Ce phénomène s'observe surtout en bordure des cristaux de barite où des cristaux de sphalérite ont la forme de clous à grosse tête plantés dans une face cristalline, avec, éventuellement, intercalation de cristaux carbonatés (cas de la fig. 25).

Enfin, la sphalérite existe aussi en petits cristaux (5 μm à 20 μm), aux contours arrondis (aspects de gouttelettes) et souvent localisés en bordure des plages de galène, parallèlement au bord (en inclusion dans la galène ou dans la roche sédimentaire ou partiellement dans l'une et l'autre). La sphalérite en gouttelettes a aussi été observée à la périphérie de grands rhomboblastes carbonatés inclus dans la galène. Il faut signaler que ce type de sphalérite s'accompagne d'une abondance d'autres inclusions parmi lesquelles dominent les carbonates. Cette sphalérite en gouttelettes a été décrite par Lebedev (1967) dans le cas de la précipitation colloïdale du mélange ZnS - PbS. Sous un habitus exactement identique, je l'ai également observée à Ravandje (Iran central), dans un gisement Zn-Ba stratiforme mis en place en milieu carbonaté périrécifal (Dejonghe, 1971).

En diascopie, la sphalérite est translucide, dans les tons jaunâtres. Un pigment brunâtre à opaque est souvent présent au centre des cristaux (ph. II.3.). Parfois, la zone opacifiée située au centre du cristal est limitée par un contour géométrique homothétique au contour du cristal. Dans certains cas, le coeur opacifié est tout à fait excentré (ph. II.3.). Il semble bien que cette disparition de la symétrie soit due à une corrosion d'une partie du cristal. En effet, la ph. II.3. montre bien que la zone opacifiée est plus proche de la bordure xénomorphe. Un phénomène mécanique de rupture d'une partie du cristal ne peut cependant pas être formellement écarté. Dans ce cas, le bris du cristal a dû se produire au cours de la sédimentation ou de la diagenèse car de tels cristaux ne se trouvent jamais dans des zones fracturées.

La composition du centre opacifié des cristaux de sphalérite a été précisée à la microsonde. Cette opacification est due à la présence de nombreuses microinclusions de dolomite très légèrement ferrique et zincifère (tabl. 4).

Il est possible qu'une partie du Zn et du Fe des analyses du tableau 4 ne soit pas liée uniquement à la dolomite, mais provienne également de la sphalérite cimentant ces inclusions et soit due au volume de pénétration du faisceau d'analyse. Néanmoins, les teneurs en S sont insuffisantes pour combiner tout le Zn et le Fe sous forme de sulfures. Il faut donc admettre que la plus grande partie du Zn et du Fe était en substitution dans le carbonate.

La composition de la sphalérite cimentant des inclusions de dolomite ne diffère pas de façon significative de la sphalérite qui en est dépourvue. Toutes les analyses à la microsonde (4 en zone opacifiée, 8 hors zone opacifiée) ont montré que la sphalérite était toujours très pure, avec des teneurs en Zn voisines de 66 % à 67 % et des teneurs en Fe inférieures dans 11 cas sur 12 à 0.2 %. Même aux endroits où des nuances de coloration se manifestaient par des tons légèrement plus prononcés, les analyses à la microsonde n'ont pas montré d'augmentation des teneurs en Fe supérieure à quelques centièmes de %.

La sphalérite renferme parfois des inclusions minérales de nature et forme diverses : galène, pyrite, chalcopyrite. Ces cas sont cependant relativement rares.

V.D.5. Galène

C'est sous la forme de mouchetures dispersées, localement plus abondantes dans certains bancs décimétriques, que la galène s'observe macroscopiquement. Le microscope

permet de préciser qu'elle se rencontre en cristaux de tailles très variables, soit dans la roche sédimentaire, soit en inclusion dans la barite ou, beaucoup plus rarement, la sphalérite ou la pyrite.

En général, les petits cristaux manifestent une tendance à l'automorphisme aussi bien sous l'habitus isométrique que tabulaire, avec tous les stades intermédiaires. Par contre, les grandes plages sont généralement xénomorphes : leur contour est souvent très dentelé ou à limites mutuelles (ph. III.3). Parfois aussi, il épouse la forme d'une ligne brisée, au contact de rhomboèdres dolomitiques appartenant à la roche sédimentaire contiguë. Notons que la galène renferme très souvent des agrégats de rhomboèdres dolomitiques, ces derniers contenant à leur tour des inclusions xénomorphes de galène de petite taille (au maximum : 20 μm).

Occasionnellement, la galène montre aussi une structure de croissance squelettique (ph. II.4).

Bien que ce fait n'ait pas été souvent observé, la galène cimente parfois des agrégats fracturés de pyrite ou de marcasite (ph. III.2). Cette observation souligne l'aptitude de la galène à la remobilisation (ici, à courte distance) sous l'effet de contraintes.

V.D.6. Cérusite

La présence de cérusite est excessivement rare. Elle a cependant été repérée gangrenant la périphérie de certaines plages de galène.

V.D.7. Chalcopryrite

La chalcopryrite est rare et n'est identifiable qu'au microscope. Elle a été observée dans la roche sédimentaire ou en inclusion dans la galène, la barite (très rare) et la sphalérite (très rare).

Dans la roche sédimentaire, il s'agit de grains xénomorphes. Dans la galène, elle se présente en inclusions xénomorphes dont la taille moyenne oscille autour de 20 μm . Dans la barite, elle apparaît en cristaux xénomorphes à subautomorphes dont la plus grande dimension dépasse parfois 500 μm . Elle contient de rares inclusions de pyrite, marcasite, sphalérite et bravoïte. Dans la sphalérite, on l'observe sous deux structures : d'une part, une structure en émulsion consistant en grains de chalcopryrite disséminés, de quelques μm de diamètre, aux contours arrondis et d'autre part, une structure réticulée où des lamelles de chalcopryrite d'environ 2 μm de long et 0.5 μm de large sont orientées dans 3 directions (ph. III.3 et III.4). Ces structures se localisent à des endroits préférentiels, par exemple au coin d'une grande plage de sphalérite, là où elle est encadrée par des grands cristaux lamellaires de marcasite (ph. III.3 et III.4), ou encore, dans une zone de suture de

cristaux polyédriques de sphalérite parfaitement engrenés.

Les structures réticulées ou en émulsion sont généralement interprétées comme des phénomènes d'exsolution. Elles peuvent également se former par diffusion et remplacement. Néanmoins, comme ici les zones où les inclusions de chalcopryrite ont été observées sont absolument dépourvues de tout minéral cuprifère, ces deux dernières hypothèses doivent être écartées. D'autre part, comme le fait remarquer Ramdohr (1969, p. 510) et contrairement aux résultats expérimentaux de certains auteurs (par exemple Buerger, 1934) les exsolutions de chalcopryrite dans la sphalérite peuvent apparaître aux températures de cristallisation les plus basses, sous l'effet de déformations mécaniques. A Chaudfontaine précisément, les structures d'émulsion et les structures réticulées de la chalcopryrite dans la sphalérite se localisent à des endroits où des tensions peuvent se manifester (zone de contact entre deux cristaux de sphalérite ou zone intermédiaire entre des cristaux de marcasite jouant le rôle d'étau sur une portion de cristal de sphalérite). J'exclurai donc également un processus d'exsolution à haute température dans le cas considéré. Seules des tensions localisées sont responsables de ces exsolutions.

V.D.8. Bravoïte

Les caractéristiques microscopiques et les conditions de détermination (réflectance, microsonde) de ce minéral encore plus rare que la chalcopryrite ont été décrites par Dejonghe (1978) et Dejonghe *et al.* (1985). Rappelons que c'est le gîte de Chaudfontaine qui a livré les cristaux de bravoïte identifiés pour la première fois en Belgique. Cette bravoïte se présente en cristaux automorphes, isométriques, généralement à section hexagonale (ph. IV.1). Les contours d'ordre inférieur sont beaucoup moins fréquents. Ces cristaux sont de petite taille (en moyenne 5 μm , exceptionnellement 15 μm). En périphérie des plus grands individus, on observe parfois un zonage naissant qui n'entoure pas toujours complètement le cristal (ph. IV.2). Ces cristaux sont parfois bordés d'une couronne de pyrite automorphe, de quelques μm d'épaisseur (phénomène cependant rare). Le plus souvent, la bravoïte est incluse dans la galène. Elle est aussi incluse dans la sphalérite, la chalcopryrite, la pyrite et la barite.

a) Mesures de la réflectance

Toutes les mesures de la réflectance ont été effectuées dans l'air. Les conditions expérimentales sont analogues à celles précisées par Dejonghe (1978).

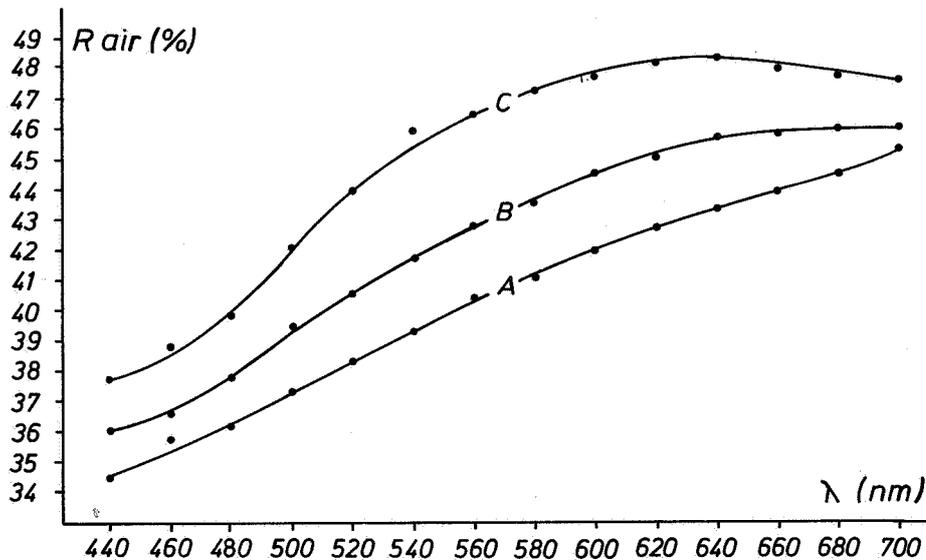


Fig. 26.- Dispersion de la réflectance (R) dans l'air en fonction de la longueur d'onde (λ) de trois bravoïtes de Chaudfontaine (A, B, C). Toutes les courbes mesurées sur quinze cristaux différents se logent entre les deux courbes extrêmes A et C. Néanmoins, la plupart s'intercalent entre les courbes A et B.

Les courbes de dispersion de la réflectance en fonction de la longueur d'onde ont été relevées sur 15 cristaux distincts de couleur uniforme (optiquement non zonés). Ces courbes sont légèrement différentes les unes des autres. Pour certaines longueurs d'ondes, la différence maximale de réflectance peut dépasser 6 %. Trois de ces courbes sont représentées à la figure 26. Toutes les autres courbes mesurées se situent entre les deux courbes extrêmes A et C avec néanmoins, une majorité entre les courbes A et B.

b) Analyses à la microsonde électronique

Des microcristaux de bravoïte optiquement non zonés inclus et isolés dans la galène ont été analysés sous diverses microsondes (Microsonde JEOL - Superprobe 733, Tokyo; microsonde ARL-SEM, Lausanne; microsonde Camebax, Orléans; microsondes ARL-AMX et Camebax, Louvain-La-Neuve). Les étalons choisis étaient des métaux purs pour les analyses de Cu, Ni, Co et As, une pyrite pour les analyses de Fe et S, enfin, une galène pour les analyses de Pb.

La présence de Fe, Ni, Co, Cu, S et As a été mise en évidence par une série de spectres. Bien que les observations aient été conduites sur des microcristaux optiquement non zonés, des profils représentant la variation des teneurs en Fe, Ni, Co, Cu et S ont parfois révélé une hétérogénéité de composition. Par exemple, la photo IV.3 montre l'évolution du Ni selon un profil EW. L'allure en plan de cette hétérogénéité de composition a été précisée par des images spectrales. Les photos IV.4 et IV.5

représentent les images spectrales respectivement du Ni et du Cu pour le cristal de la photo IV.3. Elles révèlent que l'hétérogénéité de composition s'effectue par taches non concentriques. Sur ces images, on constate que les zones moins riches en Ni correspondent exactement aux zones plus riches en Cu.

Des analyses quantitatives ont également été réalisées pour chiffrer cette variation de composition chimique non seulement d'un cristal à l'autre mais aussi au sein d'un même cristal. Vu la taille réduite des cristaux de bravoïte, le Pb a été systématiquement analysé avec les six autres éléments afin de vérifier que le volume analysé ne contenait que de la bravoïte. Pour éviter l'interférence entre les raies Pb $L\alpha$ et As $K\alpha$, on a utilisé les raies Pb $M\alpha$ et As $L\alpha$.

Le tableau 5 résume les résultats obtenus pour l'analyse de 11 cristaux différents. Quelques analyses (4, 5, 6 et 7) ont été effectuées en différents endroits d'un même cristal. Ces dernières montrent que la variation des teneurs en Ni et Co est compensée par une variation en sens opposé des teneurs en Cu et Fe. Parmi les cristaux analysés, deux furent sélectionnés en vue de réaliser la quantification en plan de l'hétérogénéité de composition observée par les images X. Vu la très petite taille de ces microcristaux, les analyses ont été effectuées par déplacement du faisceau en chaque noeud d'un réseau à maille carrée débordant légèrement sur la galène. Les réseaux comportent respectivement 144 et 90 points d'analyse.

Tableau 5.- Analyses à la microsonde de divers cristaux de bravoïte de Chaudfontaine (% en poids).

N°	S	Fe	Ni	Co	Cu	As	Pb	Total
1	50.2	31.5	10.9	1.7	2.4	n.a	2.1	98.9
2	52.2	32.2	9.6	1.4	2.7	n.a	0.0	98.1
3	52.0	32.2	10.4	1.5	2.1	n.a	0.0	98.2
4	52.0	34.4	7.3	0.9	3.6	n.a	0.0	98.2
5	52.6	34.8	6.2	0.7	4.6	n.a	0.0	98.9
6	52.0	32.0	10.7	1.6	2.0	n.a	0.0	98.3
7	51.9	32.2	10.3	1.5	2.1	n.a	0.0	98.0
8	52.6	32.2	10.2	1.4	2.3	n.a	0.1	98.8
9	52.0	32.9	9.8	1.4	1.4	0.6	0.2	98.3
10	51.9	32.3	10.3	1.3	1.6	0.6	1.3	99.3
11	52.5	30.7	10.7	1.6	2.1	0.6	0.0	98.2

n.a : non analysé

analyse 1 : microsonde ARL-AMX, Louvain-La-Neuve (7 novembre 1978)

analyses 2 à 7 : microsonde ARL-SEMQ, Lausanne (1979)

analyse 5 : même cristal que analyse 4, mais centrage du faisceau sur le maximum en Cu de l'image X

analyse 6 : même cristal que analyse 4, mais centrage du faisceau sur le maximum de Ni de l'image X

analyse 7 : même cristal que analyse 4, mais centrage du faisceau sur le minimum de Cu de l'image X

analyse 8 : microsonde JEOL-Superprobe 733, Tokyo (1979)

analyses 9 à 11 : microsonde Camebax, Orléans, B.R.G.M. (1979)

Le tableau 6 donne les teneurs extrêmes des six éléments (Fe, S, Cu, Ni, Co et As) contenus dans chacun des deux cristaux sélectionnés. Au moyen d'un ordinateur, les 90 données du second cristal ont été traitées par un programme de cartographie automatique (Davaud, 1975). Chaque point de la carte est le résultat d'une interpolation linéaire simple entre les valeurs du réseau primitif. La planche V montre les cartes de répartition du Cu, Ni, Co, Fe et As dans ce cristal. Ces cartes mettent bien en évidence la corrélation positive qui existe d'une part entre Ni, Co et As et d'autre part entre Fe et Cu ainsi que la corrélation négative existant entre ces deux groupes d'éléments.

Ces résultats confirment l'hétérogénéité de variation du Fe, Cu, Ni, Co et As dans certains cristaux de bravoïte selon une structure tachetée. Il s'agit d'une observation qui complète le schéma classiquement admis de variation chimique des bravoïtes selon un modèle zonaire concentrique. Précisons néanmoins que dans les limites de variations chimiques de la bravoïte de Chaudfontaine, la structure tachetée mise en évidence à la microsonde n'est pas sensible à l'observation microscopique.

c) Relation entre réflectance et teneurs en Ni et Co

Demirsoy (1969) a montré que la forme et le niveau des courbes de dispersion de la réflectance

se modifiaient de façon continue depuis la vaesite (pôle Ni) jusqu'à la pyrite (pôle Fe) en passant par les bravoïtes essentiellement nickélicifères. En outre, une corrélation a été établie entre la réflectance et la teneur en Ni pour des bravoïtes à très faible teneur en Co (inférieures à 1 ou 2 % de CoS₂).

Les mesures effectuées sur les bravoïtes de Chaudfontaine et de La Rochette (Dejonghe *et al.*, 1985) confirment la validité de la corrélation réflectance - teneur en Ni pour des bravoïtes très pauvres en Co mais infirment cette corrélation pour des bravoïtes nickélo-cobaltifères.

d) Conditions de précipitation des bravoïtes

Le sulfure de Fe et Ni, suspecté d'être un nouveau minéral par Hewett (1907) a été nommé «bravoïte» par Hillebrand (1907). La définition de cette espèce a été controversée. Une brève revue des principales étapes des problèmes inhérents à sa nomenclature a été effectuée par Clark & Kullerud (1963).

Néanmoins, petit à petit, le terme s'est imposé et en 1945, Kerr a proposé une nomenclature où la bravoïte est représentée dans un système ternaire.

La bravoïte, sensu Kerr, a cependant connu d'autres objections de la part d'auteurs (Lundqvist, 1947; Clark & Kullerud, 1963; Klemm, 1962) qui, tentant de synthétiser par fusion sèche les mem-

Tableau 6.- Variations de la composition chimique au sein de deux cristaux de bravoïte de Chaudfontaine (% en poids). Microsonde Camebax de Louvain-La-Neuve (novembre 1980).

1° cristal (144 analyses)	S	Fe	Ni	Co	Cu	As
teneur minimale	50.6	29.6	6.9	1.0	1.6	0.5
teneur maximale	55.1	34.0	11.0	2.1	3.9	1.9
2° cristal (90 analyses)	S	Fe	Ni	Co	Cu	As
teneur minimale	51.1	29.8	6.0	0.6	2.4	0.0
teneur maximale	54.4	33.7	10.9	1.8	5.1	1.4

bres intermédiaires du système triangulaire FeS_2 - CoS_2 - NiS_2 , ont mis en évidence l'existence de lacunes de miscibilité plus ou moins importantes vers les basses températures.

La réhabilitation de la définition de Kerr est due à Springer *et al.* (1964). L'argumentation de ces auteurs repose sur 3 résultats principaux:

- 1) Ils ont montré, par analyses quantitatives à la microsonde en diverses régions de bravoïte naturelle zonée, l'existence d'une gamme de composition chimique très étendue.
- 2) Ils ont réalisé la synthèse hydrothermale de bravoïte zonée. Ils ont relevé le fait qu'au sein d'un même agrégat synthétisé, la bravoïte zonée pouvait voisiner avec la bravoïte non zonée.
- 3) Ils ont expliqué le zonage par des conditions théoriques.

Sur ces bases, ils ont émis les opinions suivantes:

- 1) Dans la nature, il n'existe aucune certitude quant à l'existence de lacunes de miscibilité dans le système ternaire FeS_2 - CoS_2 - NiS_2 .
- 2) La bravoïte naturelle peut précipiter à partir de solutions aqueuses acides pour certaines valeurs de pH.
- 3) Le zonage de la bravoïte est un phénomène probablement causé par des courants de convection très localisés dans la solution.
- 4) La bravoïte est métastable. Si elle est observable dans la nature, c'est qu'elle n'a jamais été chauffée, ni assez longtemps, ni à température suffisante, pour atteindre le rééquilibrage en phases stables.

Dès 1965, Klemm amendait son article de 1962 et rendait la métastabilité des bravoïtes naturelles responsable des différences de solubilité observées en laboratoire et dans la nature. Les études les plus récentes sont favorables aux thèses de Springer *et al.* (1964). Citons les travaux de Vaughan (1969) et de Shimazaki (1971). Selon Ramdohr (1969, p. 803) la bravoïte semble toujours formée à basse température, notamment dans des environnements sédimentaires euxiniques. Les conditions de précipitation de la bravoïte corroborent donc le caractère sédimentaire attribué au gisement de Chaudfontaine.

Je ne terminerai pas ce paragraphe sans aborder la question du rapport Ni/Co dans les pyrites, utilisé par certains comme critère génétique. Une analyse critique de ce paramètre a été effectuée par Mercer (1976) et Roger & Treuil (1976). Ces derniers concluent p. 194 «*que l'interprétation des éléments traces demande une grande prudence et qu'il semble prématuré dans le cas étudié (c'est à dire les propositions entre Ni et Co) de vouloir exprimer des règles ayant une valeur générale*». En effet, si une nette prédominance de Ni sur Co a été constatée pour la majorité des pyrites sédimentaires non volcaniques, les exceptions à cette règle ne sont pas rares. Compte tenu de cette mise en garde et dans la mesure où les considérations génétiques à propos des teneurs en Ni et Co des pyrites peuvent être étendues aux bravoïtes, considérées par de nombreux auteurs comme une variété de pyrite, il faut cependant préciser qu'à Chaudfontaine, les rapports Ni/Co d'une vingtaine de bravoïtes varient entre 5 et 10. La règle de la prédominance de Ni sur Co dans les pyrites - bravoïtes des gisements sédimentaires sans contribution volcanique se vérifie donc dans le cas de Chaudfontaine.

V.E. CONCLUSIONS

Un des objectifs d'une étude pétrologique est l'établissement d'un ordre de cristallisation des minéraux d'une paragenèse. A propos de la minéralisation de Chaudfontaine, les conclusions suivantes peuvent être dégagées :

- 1) Une micrite calcaire semble bien avoir constitué le dépôt initial. En effet, on retrouve des microcristaux de calcite inclus dans les microquartz, les mégaquartz et la barite. L'introduction des minéraux argileux et des débris phosphatés est certainement contemporaine du dépôt carbonaté.
- 2) Cette micrite calcaire a probablement subi une dolomitisation très précoce et polyphasée mais cependant discrète. En effet, des mégacristaux de dolomite ont été inventoriés à côté de microcristaux. Il est logique de supposer que la dolomite spathique provient d'une recristallisation de dolomite microgrenue préexistante.
- 3) La dolomite spathique est antérieure à la barite et aux sulfures. En effet, elle ne les emprisonne jamais. Par contre, elle est fréquemment incluse dans la barite ou la galène (plus rare). En outre, la sphalérite cimente parfois les interstices qui subsistent entre les cristaux de dolomite spathique.
- 4) Les mégaquartz peuvent également être contemporains de la diagenèse précoce de cette micrite. Des mégaquartz se retrouvent d'ailleurs dans l'encaissant carbonaté stérile. Ils sont antérieurs à la barite et aux sulfures puisqu'ils ne contiennent jamais d'inclusions de ces minéraux mais que, par contre, on les retrouve en inclusion dans la barite.
- 5) La relation chronologique dolomite spathique - mégaquartz est difficile à établir mais rien ne s'oppose à l'hypothèse d'une cristallisation quasi contemporaine de ces deux minéraux.
- 6) Barite, sphalérite, pyrite, bravoïte, galène et chalcopryrite sont des minéraux contemporains. En effet, on observe des inclusions réciproques de tous ces minéraux. Certaines structures prouvent, au demeurant, la cristallisation concomitante et répétée de certains sulfures et de la barite (clous de sphalérite dans la barite, clous et baguettes crénelées de pyrite dans la barite, sulfures concentrés dans des plans de croissance de la barite, squelettes de galène dans la barite, cristaux de pyrite piégés dans des inclusions fluides de la barite, etc...).
- 7) Certains cristaux de certains minéraux présentent des caractères de dépôt colloïdal :
 - sphalérite en gouttelettes incluses dans la galène
 - pyrite framboïdale isolée dans la roche sédimentaire ou alignée dans les clivages de la barite ou encore, incluse dans la galène.
- 8) L'introduction de la silice responsable de la cristallisation du microquartz est moins facile à situer dans le temps. Certes, le microquartz corrode la barite et la sphalérite et il remplace parfois des carbonates (phénomène cependant rare). Sur ces bases, on aurait tendance à situer l'introduction de cette silice à une période relativement tardive par rapport à la cristallisation des sulfures et de la barite. D'un autre côté, le microquartz est fréquemment en inclusion dans la barite et on observe même parfois des structures de croissance poecilitique de barite dans le microquartz. En outre, le microquartz est le constituant majeur de bancs très caractéristiques, à structure finement straticulée, ainsi que d'endoclastes minéralisés ou non. Ces dernières observations prouvent bien que la silice responsable du microquartz est également contemporaine de la sédimentation ou de la diagenèse précoce. L'habitus de ce microquartz suggère en outre (Millot, 1960; Arbey, 1980) qu'il provient de solutions impures et sursaturées en silice dissoute. En fait, il convient de bien faire la distinction entre d'une part, solution siliceuse, probablement responsable d'un dépôt de silice colloïdale et d'autre part, microquartz tel qu'on l'observe aujourd'hui et qui résulte avec quasi-certitude de la recristallisation de cette silice colloïdale. Bref, l'explication la plus cohérente est d'envisager l'introduction dans le milieu sédimentaire d'une solution véhiculant à la fois de la silice dissoute et des métaux car le microquartz, la barite et les sulfures sont trop intimement liés pour invoquer des mécanismes de dépôt très différents. Il faut néanmoins admettre que le gel siliceux a pu se comporter de deux façons sensiblement différentes :
 1. en métasomatisant plus ou moins la micrite carbonatée constituant le sédiment sous-jacent. Dans ce cas, il faut admettre que cette métasomatose a eu peu d'effets sur les corps dolomités (reliques de dolomite spathique);
 2. en se déposant sur l'interface sédimentaire, sans influencer le sédiment sous-jacent. Ce cas s'accorde bien avec la structure straticulée de certaines silicites.

Tableau 7.- Ordre de cristallisation des minéraux du gisement de Chaudfontaine.

Minéraux	Intervalle temps		la séquence se rapporte à
micrite calcaire minéraux argileux débris phosphatés micrite dolomitique dolomite spathique mégaquartz silice colloïdale barite sphalérite marcasite pyrite bravoïte galène chalcopryrite microquartz			une strate ou un banc
chalcopryrite exsolvée pyrite fissurale marcasite fissurale galène fissurale			tout le gisement
événements	sédimentaire et diagénétique	tectonique	

La croissance de la barite dans un gel siliceux explique la relative rareté des inclusions quartzieuses, par analogie avec ce que l'on connaît à propos de la croissance du gypse dans les lagunes actuelles : les cristaux qui se développent dans du sable sont très impurs, ceux qui poussent dans la boue sont généralement purs et semblent avoir repoussé la boue pendant leur cristallisation (Kerr & Thomson, 1963). La cristallisation de ce gel siliceux semble avoir été très rapide puisque les silicites straticulées renferment des nodules de remaniement et de véritables endoclastes quartzieux. Enfin, on comprend aussi aisément qu'au cours de la diagenèse de ce dépôt siliceux, des interactions aient pu se produire avec les minéraux qu'il cimentait (corrosion de la barite et de la sphalérite, par exemple). Les conclusions auxquelles j'aboutis sont analogues à celles que Rouchy (1974) a émises à propos des relations entre silicifications et minéralisations barytiques de la haute vallée de l'Orb (Hérault, France). En ce qui concerne l'ordre d'apparition des minéraux, cet auteur écrit (ibid., pp. 74 et 75) : «*L'individualisation de quartz crypto - à microcristallin en passées cherteuses au col de Bouysse ou en ciment de grès peut être considérée comme un phénomène précoce, peut-être comme un dépôt sédimentaire originel, hypersiliceux, au sein*

*duquel les carbonates, faiblement représentés, ont été remplacés. Les quartz bipyramidés de grande taille, parfois regroupés en lits affectés par les contournements synsédimentaires, représentent un stade de cristallisation très précoce (...). Ces observations paraissent confirmer en grande partie l'hypothèse de P. Demangeon (1966) qui associe la formation des quartz bipyramidés à la période d'évaporation elle-même (...). L'aspect résiduel des lamelles de barytine ou des grains isolés et l'existence de grains détritiques de barytine dans les roches silicifiées soulignent le caractère très précoce de la formation de ce minéral dans les sédiments (antérieur au quartz microcristallin) (...). Le développement des quartz bipyramidés dans les lamelles de barytine est un phénomène constant et illustre encore l'association entre cette variété de quartz et le milieu sulfaté. Les remplacements pseudomorphiques de fibres de barytine par le quartz sont fréquents dans tous les niveaux totalement silicifiés». Ces conclusions rejoignent également celles de Macquar (1978, pp. 120-121) qui, à propos du gîte baryteux de Piquepoul (Causses) se prononce pour «*la postérité de la silice ou du moins, d'une phase de silicification*», mais qui ajoute que «*le processus de silicification se déroule au moins en partie durant la phase de croissance des rosettes de barytine*».*

9) Il est bien entendu que la séquence paragenétique qui a été établie se rapporte à une strate ou à un banc et qu'elle a pu se répéter plusieurs fois dans le temps, dans un intervalle néanmoins court à l'échelle des temps géologiques.

10) Les cas de chalcopryrite exsolvée dans la spha-

lérite ainsi que de pyrite, marcasite et galène fissurales sont tout à fait accessoires. Ils traduisent des événements tardifs et indépendants de tout mécanisme sédimentaire (contraintes tectoniques).

Le tableau 7 résume l'ordre de cristallisation des minéraux du gisement de Chaudfontaine.

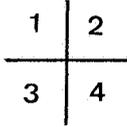
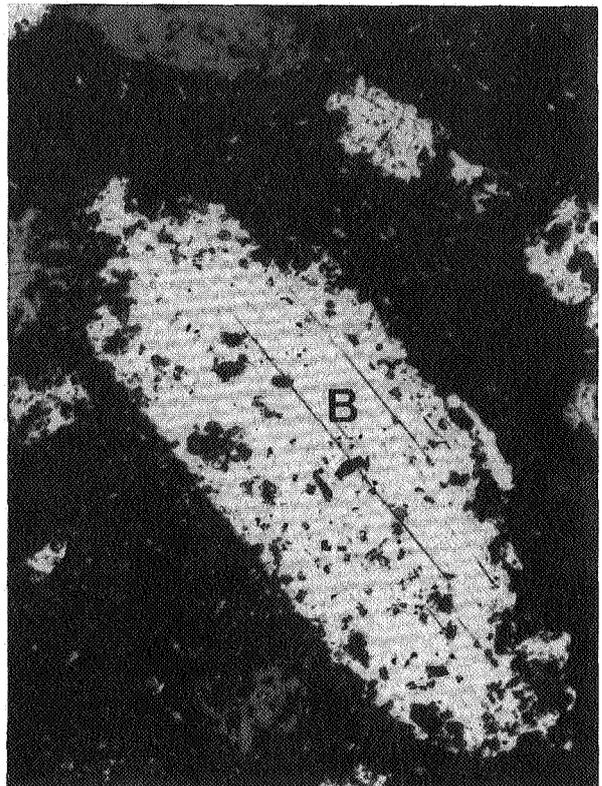
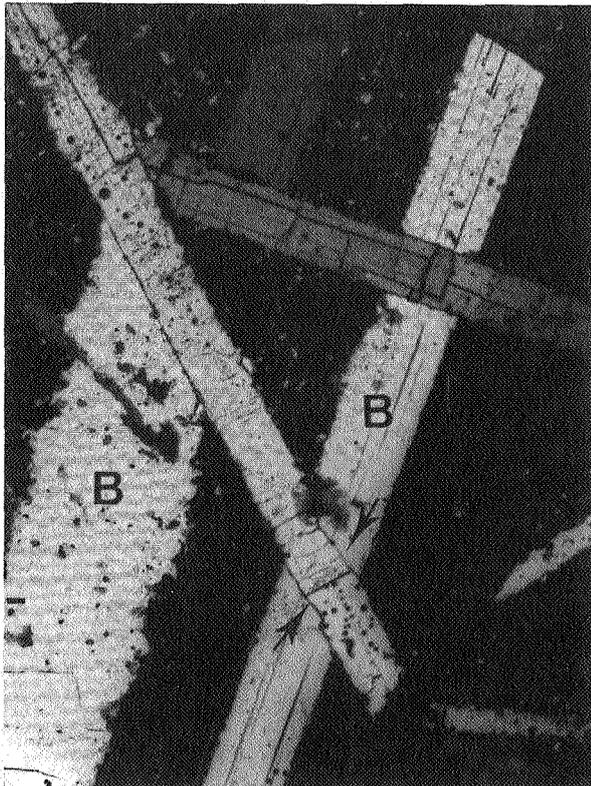
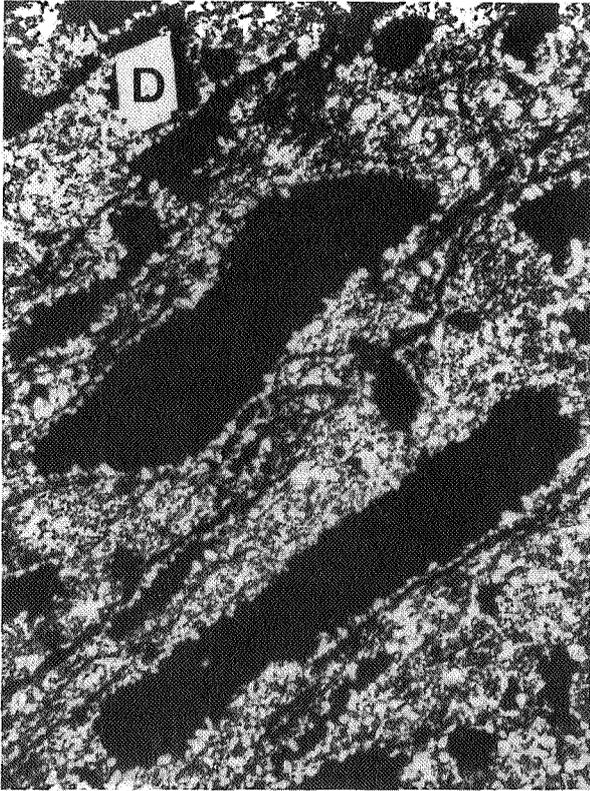


PLANCHE I

1. Sondage 134 E 396, profondeur 198.40 m, diascopie, nicols croisés. Petit côté photo = 520 μ m. Silicite à structure vacuolaire. On observe deux grandes vacuoles, l'une à contour rectangulaire, l'autre à contour rhomboédrique. Une vacuole de taille moyenne est occupée par un rhomboèdre dolomitique (D). Certaines zones, qui apparaissent en noir sur cette photo et que l'on ne peut distinguer des vacuoles, correspondent à des cristaux de sphalérite.
2. Sondage 134 E 396, profondeur 199.80 m, diascopie, nicols croisés. Petit côté photo = 2 mm. Barite à structure en mosaïque. Mégaquartz (Q) dans la partie inférieure de la photo.
3. Sondage 134 E 396, profondeur 194.45 m, diascopie, nicols croisés. Petit côté photo = 2 mm. Barite (B) à structure d'intercroissances de lamelles non orientées. Matrice siliceuse. Noter l'étranglement et la déviation d'une lamelle de barite au droit de l'intersection d'une autre lamelle (flèches). Noter aussi l'allure irrégulière du contour de certains cristaux de barite, bien visible sur le cristal B situé à l'extrême gauche.
4. Sondage 134 E 396, profondeur 197.30 m, diascopie, nicols croisés. Petit côté photo = 2 mm. Barite (B) xénomorphe. Matrice siliceuse. Les inclusions dans la barite sont essentiellement quartzеuses.



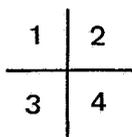
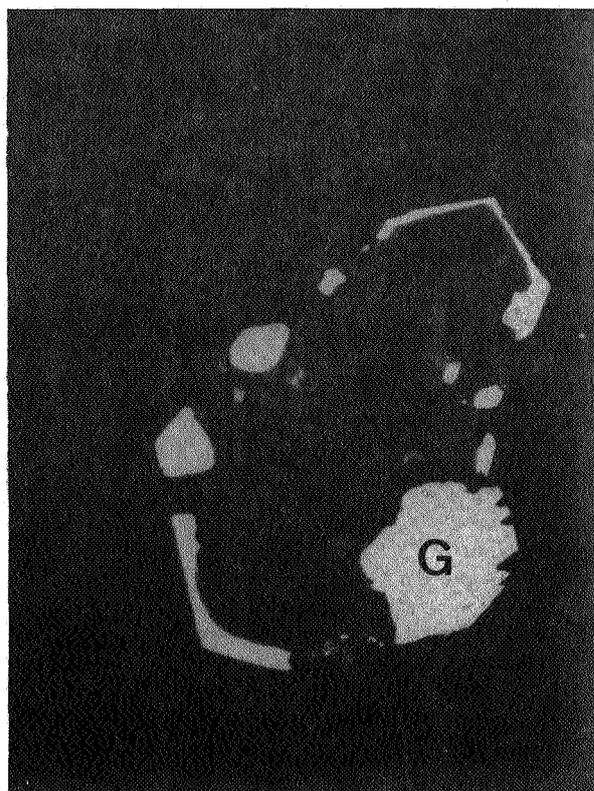
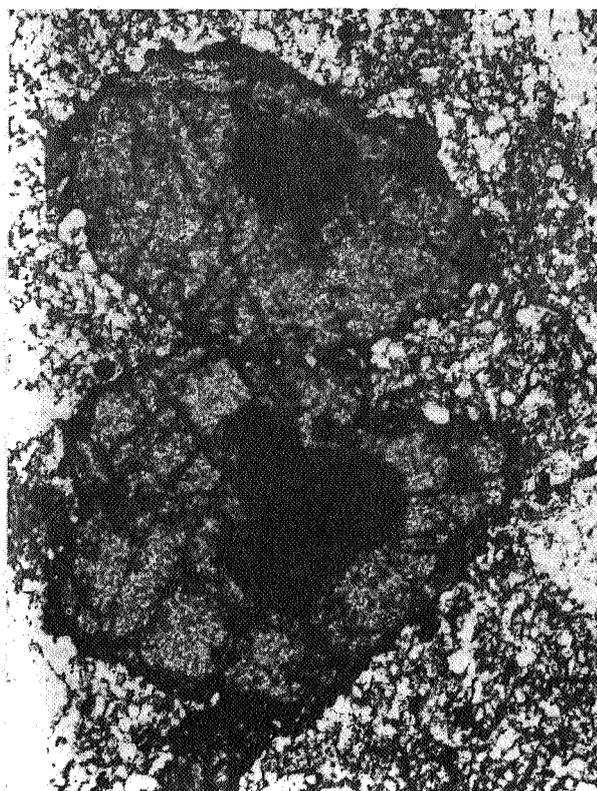
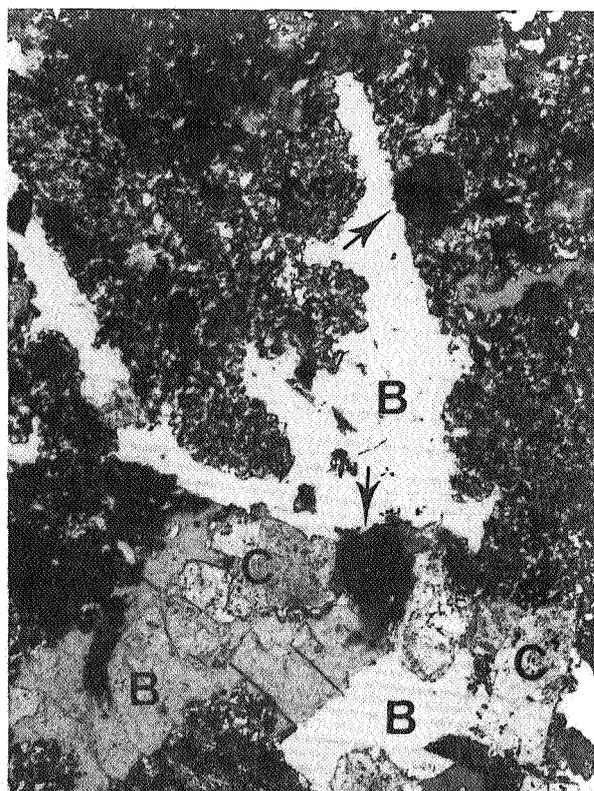
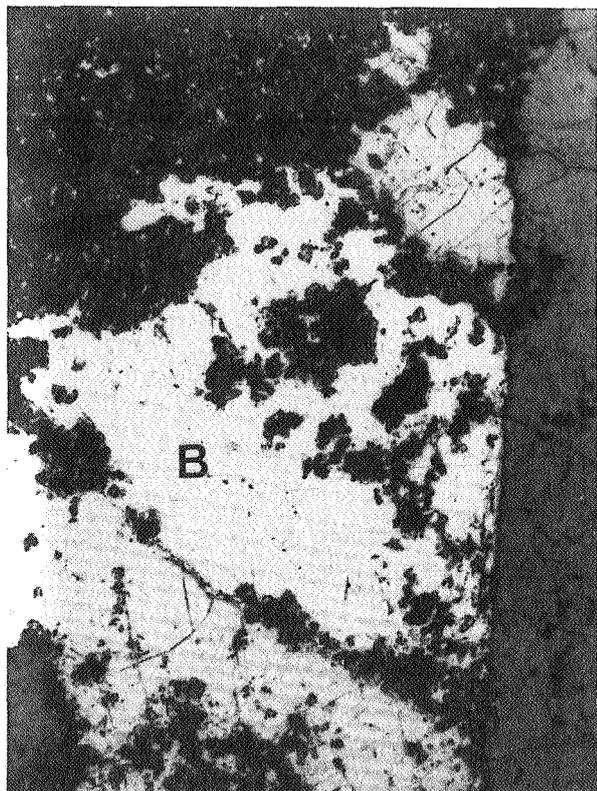


PLANCHE II

1. Sondage 134 E 396, profondeur 197.30 m, diascopie, nicols croisés. Petit côté photo = 2 mm. Barite (B) xénomorphe accolée à un cristal subautomorphe de barite en position redressée et à basse biréfringence. Noter que la surface de contact est plane. Matrice siliceuse. Les inclusions dans la barite sont essentiellement quartzes. Dans certaines portions de la roche, la barite développe une structure poecilitique interstitielle typique.
2. Sondage 134 E 306, profondeur 199.00 m, diascopie, nicols croisés. Petit côté photo = 2 mm. Barite (B) xénomorphe. Matrice silico-carbonatée. L'abondance des cristaux carbonatés (C) augmente vers la partie inférieure de la photo. Quelques grains de sphalérite (noir) sont repérés par des flèches.
3. Sondage 134 E 396, profondeur 196.45 m, diascopie, 1 nicol. Petit côté photo = 520 μm . Deux cristaux de sphalérite à coeur sombre (opacification). Matrice siliceuse. Remarquer l'automorphisme d'une partie du contour du cristal inférieur et la position excentrée du coeur opacifié du cristal supérieur.
4. Sondage 134 E 303, profondeur 83.00 m, épiscopie, 1 nicol. Petit côté photo = 650 μm . Cristal squelettique de galène (G) inclus dans la barite.



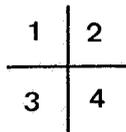
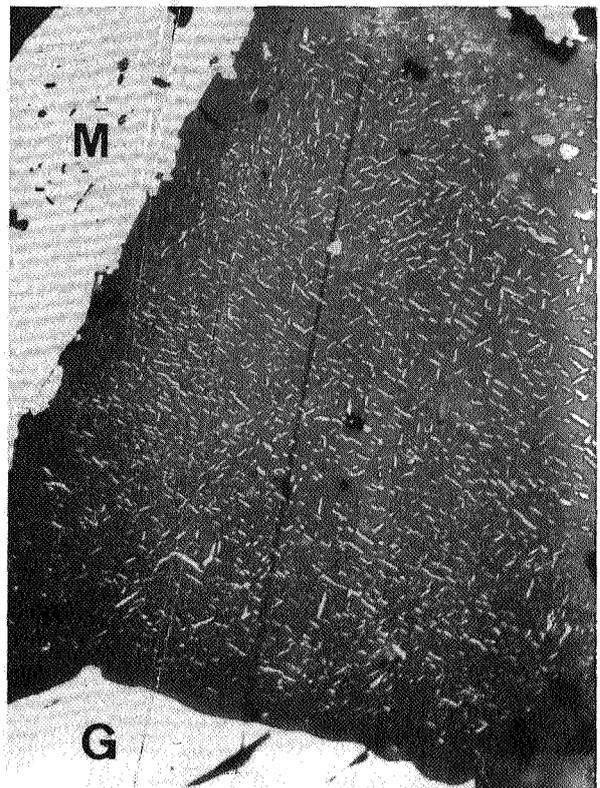
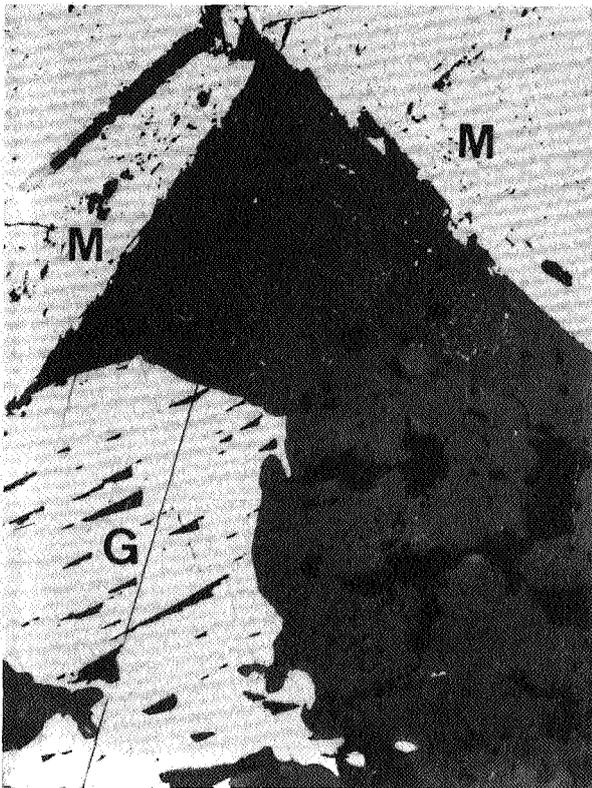
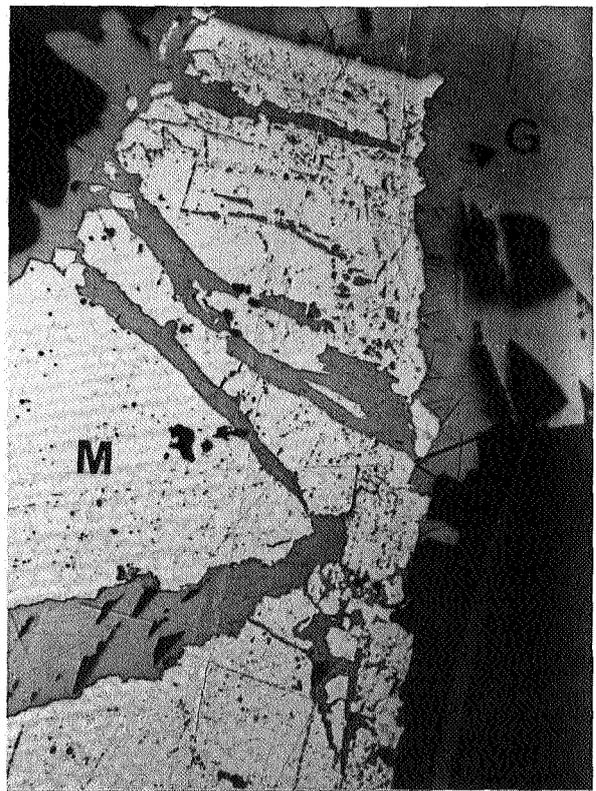
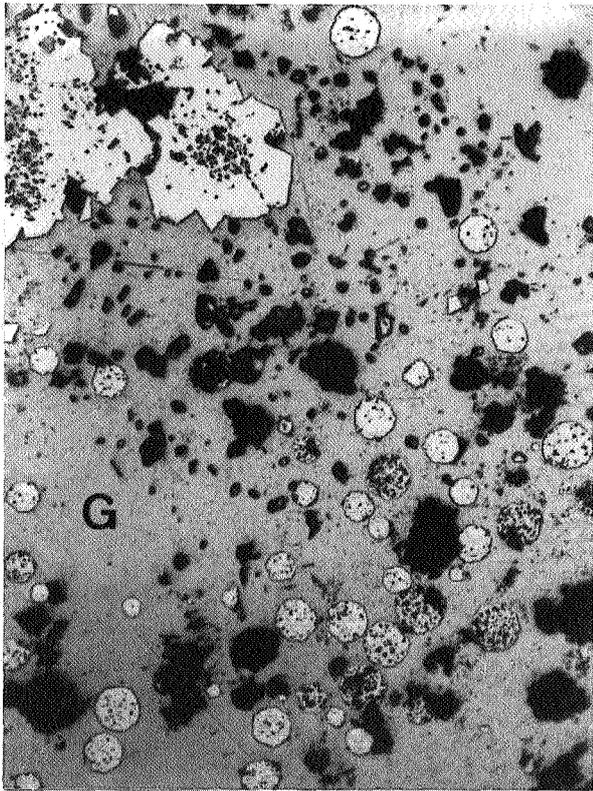


PLANCHE III

1. Sondage 134 E 303, profondeur 87.00 m, épiscopie, 1 nicol. Petit côté photo = 130 μm . Pyrite framboïdale en inclusion dans la galène. Les autres inclusions sont quartzieuses et carbonatées. Dans la partie supérieure de la photo, agrégats de framboïdes recristallisés.
2. Sondage 134 E 303, profondeur 85.00 m, épiscopie, 1 nicol. Petit côté photo = 330 μm . Marcasite (M) fracturée, cimentée par de la galène (G).
3. Sondage 134 E 396, profondeur 194.40 m, épiscopie, 1 nicol. Petit côté photo = 650 μm . Sphalérite (S), galène (G) et marcasite (M). La galène et la sphalérite montrent des contours à limites mutuelles sur la plus grande partie de leurs contacts. Noter la présence d'inclusions de chalcopryrite dans la partie supérieure du cristal de sphalérite et son absence dans les autres parties.
4. Sondage 134 E 396, profondeur 194.40 m, épiscopie, 1 nicol. Petit côté photo = 330 μm . Détail de la photo précédente. Inclusions lamellaires de chalcopryrite orientées dans trois directions (structure réticulée).



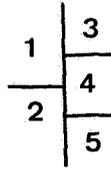


PLANCHE IV

1. Episcopie, 1 nicol, immersion. Agrégat de cristaux automorphes de bravoïte de Chaudfontaine (Br) inclus dans la galène (Ga).
2. Episcopie, 1 nicol, immersion. Cristaux subautomorphes de bravoïte (Br) de Chaudfontaine inclus dans la galène (Ga) et bordés sur une partie de leur contour par une bande de bravoïte de couleur plus claire. Les variations de coloration de la bravoïte sont accentuées par augmentation du temps de pose.
3. Microsonde. Electrons secondaires. Profil de variation du Ni dans un cristal de bravoïte de Chaudfontaine dont la plus grande diagonale mesure 12 μm .
4. Même cristal que celui de la photo IV.3. Microsonde. Image spectrale de répartition du Ni.
5. Même cristal que celui de la photo IV.3. Microsonde. Image spectrale de répartition du Cu.

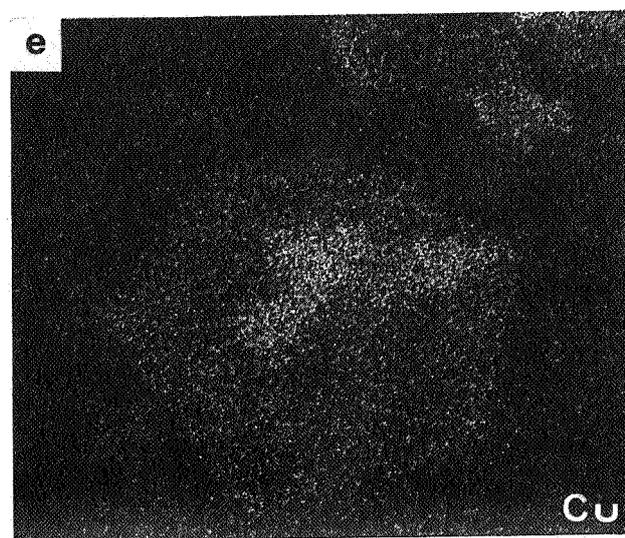
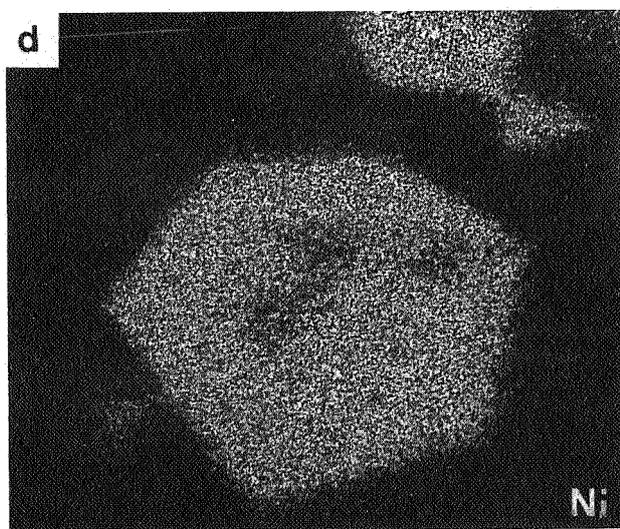
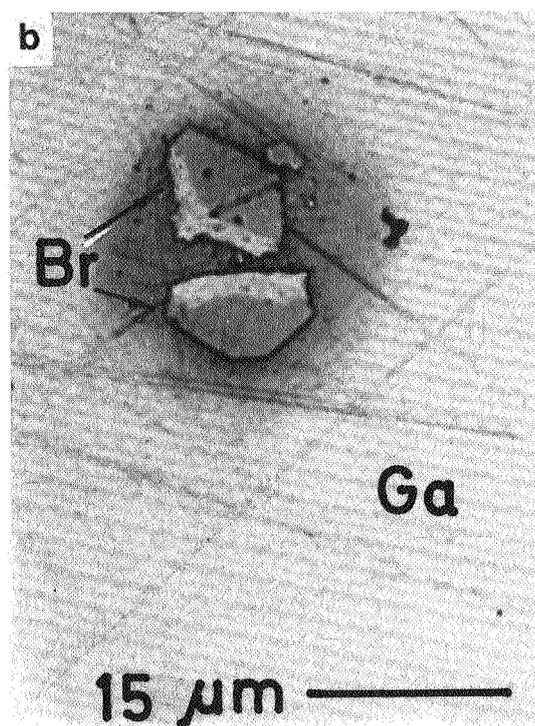
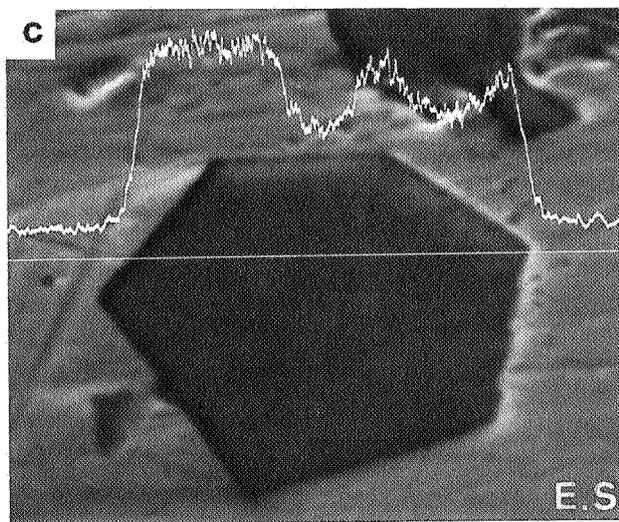
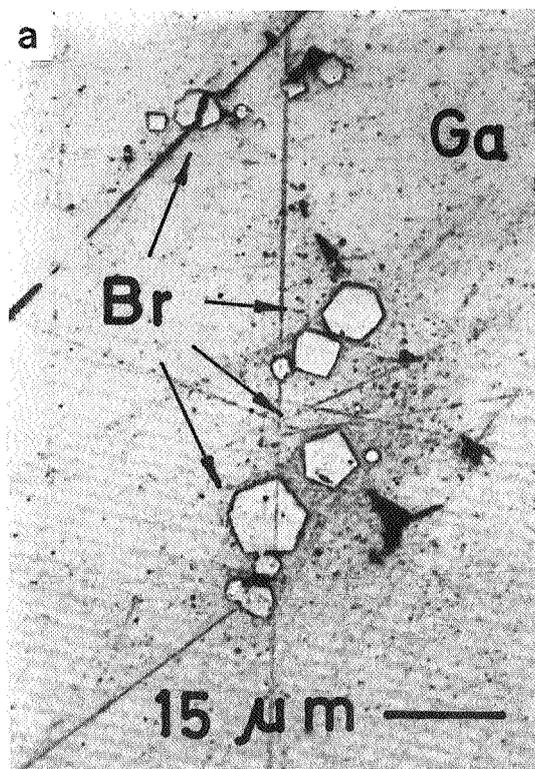
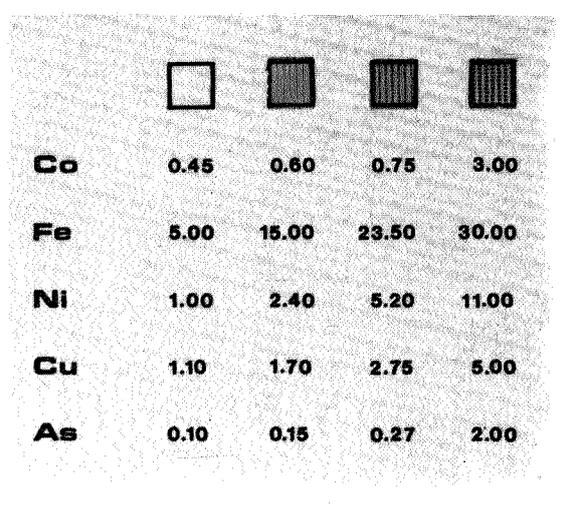
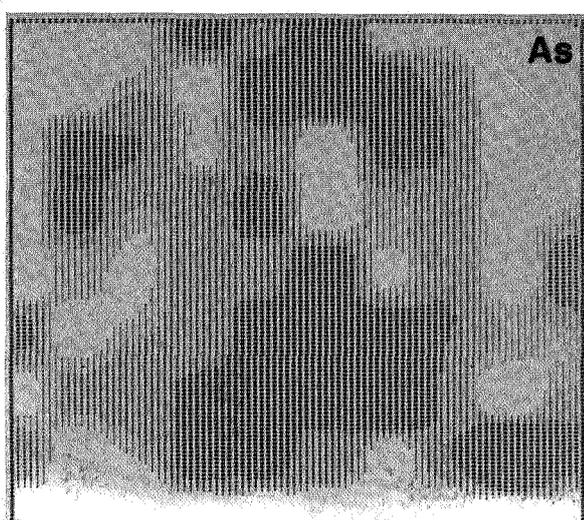
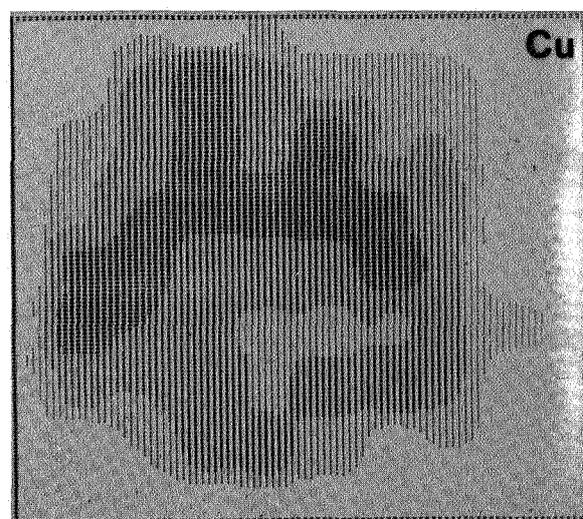
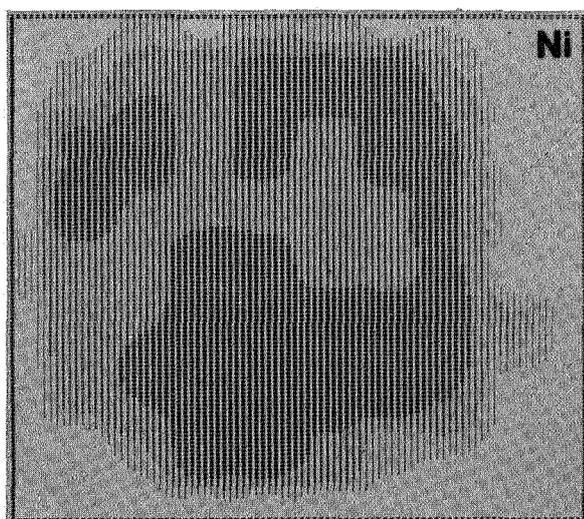
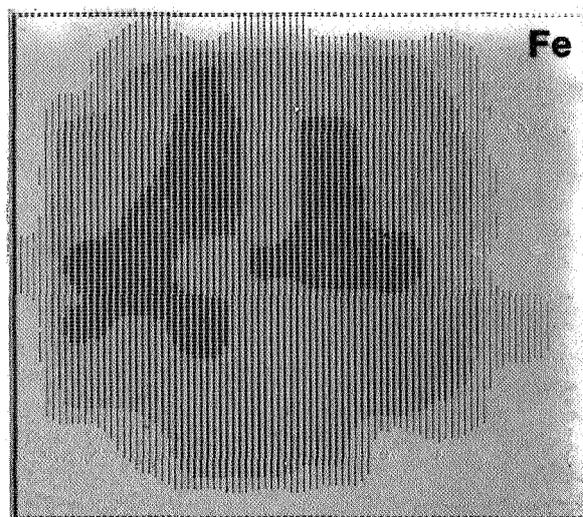
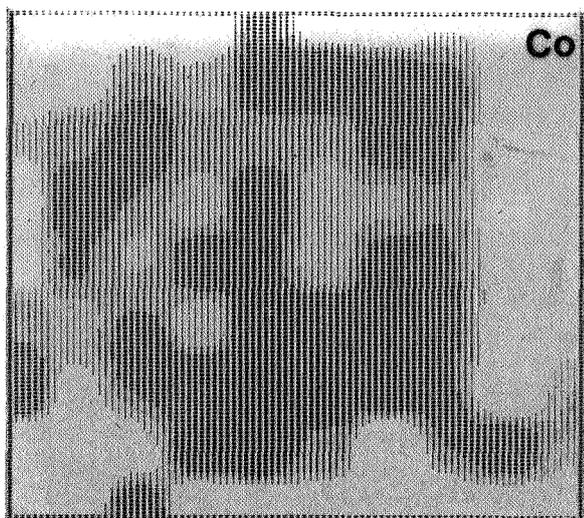


PLANCHE V

Cartes de répartition de Co, Ni, As, Fe et Cu dans un cristal de bravoïte de Chaudfontaine, établies d'après 90 analyses à la microsonde effectuées aux noeuds d'un réseau à maille carrée. Le cristal mesure $12.5 \mu\text{m}$ dans sa plus grande dimension. Les teneurs maximales des quatre classes considérées pour chaque élément sont renseignées dans le coin inférieur droit.





CHAPITRE VI

DESCRIPTION ET INTERPRETATION DES STRUCTURES SEDIMENTAIRES ASSOCIEES A LA MINERALISATION DE CHAUDFONTAINE

VI.A. Introduction

VI.B. Description des structures sédimentaires

VI.C. Interprétation des structures sédimentaires

VI.D. Conclusions



CHAPITRE VI

DESCRIPTION ET INTERPRETATION DES STRUCTURES SEDIMENTAIRES ASSOCIEES A LA MINERALISATION DE CHAUDFONTAINE

VI.A. INTRODUCTION

La notion de structure sédimentaire est utilisée dans ce chapitre dans son sens le plus large : les phénomènes responsables de ces structures sont contemporains aussi bien de la sédimentation que de la diagenèse précoce. Sont également envisagées, certaines caractéristiques morphologiques de cristaux de barite, isolés ou assemblés, dont l'importance sera dégagée lors de l'étude des mécanismes de sédimentation minéralisante. Les structures sédimentaires qui ont été observées sont étroitement associées à des cristaux de barite (cas les plus fréquents), de pyrite ou de sphalérite (cas beaucoup plus rares).

Ces structures sont les suivantes :

1. les différences de taille de cristaux de barite
2. les dépôts rythmiques de couches de barite, de sphalérite et de sédiments stériles
3. les surfaces de discontinuité entre couches de barite et couches stériles
4. les variations de direction et de pendage
5. les planchers de cristaux décimétriques de barite
6. le recouvrement d'agrégats de cristaux décimétriques de barite par des sédiments minéralisés.
7. le nivellement des irrégularités topographiques de l'interface eau - sédiment par des sédiments minéralisés
8. les slumpings associés à des brèches intraformationnelles
9. les brèches sédimentaires
10. les cristaux lamellaires de barite resédimentés
11. les failles synsédimentaires
12. les croissances antagonistes de cristaux de barite
13. les surcharges localisées

Dans un premier stade (§ VI.B), ces structures seront décrites brièvement en évitant au maximum toute considération génétique. Par la suite (§ VI.C), elles seront interprétées et leur signification métallogénique sera dégagée.

VI.B. DESCRIPTION DES STRUCTURES SEDIMENTAIRES

Les structures sédimentaires principales sont montrées aux figures 27 à 34. Celles-ci mettent en regard des photos de structures sédimentaires et leurs représentations schématiques. Chaque photo a en effet été schématisée pour en faciliter la compréhension. Sur les photos, les cristaux blancs correspondent toujours à de la barite. Sur les schémas, des lettres majuscules désignent généralement des cristaux centimétriques à décimétriques, tandis que des lettres minuscules se rapportent à des agrégats de cristaux millimétriques. Les structures sédimentaires représentées aux figures 27, 29, 30, 31, 32, 33 et 34 ont été décalquées à partir de photos prises sur des sections longitudinales de carottes provenant du sondage 134 E 396. La figure 28 correspond à un schéma de la partie cylindrique d'une carotte du sondage 134 E 396. Les photos et schémas sont tous en position normale.

VI.B.1. Différences de taille des cristaux de barite (fig. 27, 28, 30 et 34).

En ce qui concerne la taille des cristaux de barite, on peut distinguer deux populations distinctes : l'une est constituée de cristaux ne dépassant pas 1 cm de long, l'autre est formée d'individus dont la longueur approche 10 cm (certains individus atteignent 20 cm de long). Pour alléger le texte, je désignerai par cristaux mm Ba, cm Ba, dm Ba, les cristaux de barite dont la plus grande dimension est proche du mm, du cm ou du dm.

En général, les deux populations ne sont pas mélangées. Néanmoins, lorsque cette circonstance inhabituelle se produit, il n'existe pas de granoclassement des cristaux. Toutefois, à un seul endroit, au sondage 134 E 396, vers 197.20 m, sur une épaisseur stratigraphique de 2.5 cm, on observe d'abondants cristaux de barite disséminés dans une silicite. La taille de ces cristaux varie de façon continue : inframillimétrique à la base, elle atteint parfois 5 mm au sommet. En outre, isométriques à la base, les cristaux manifestent une tendance allongée au sommet. Enfin, l'apparition des cristaux de barite est progressive à la base (des individus inframillimétriques isolés étant d'ailleurs épars dans les premiers centimètres du banc sous-jacent) tandis que leur disparition est brutale au sommet. Cette structure, qui s'apparente à un granoclassement à polarité inverse à celle d'un granoclassement mécanique, pose un problème qui sera discuté au § VI.C. C'est à propos de ces cristaux qu'a été observée la structure poecilique décrite au § V.D.1.

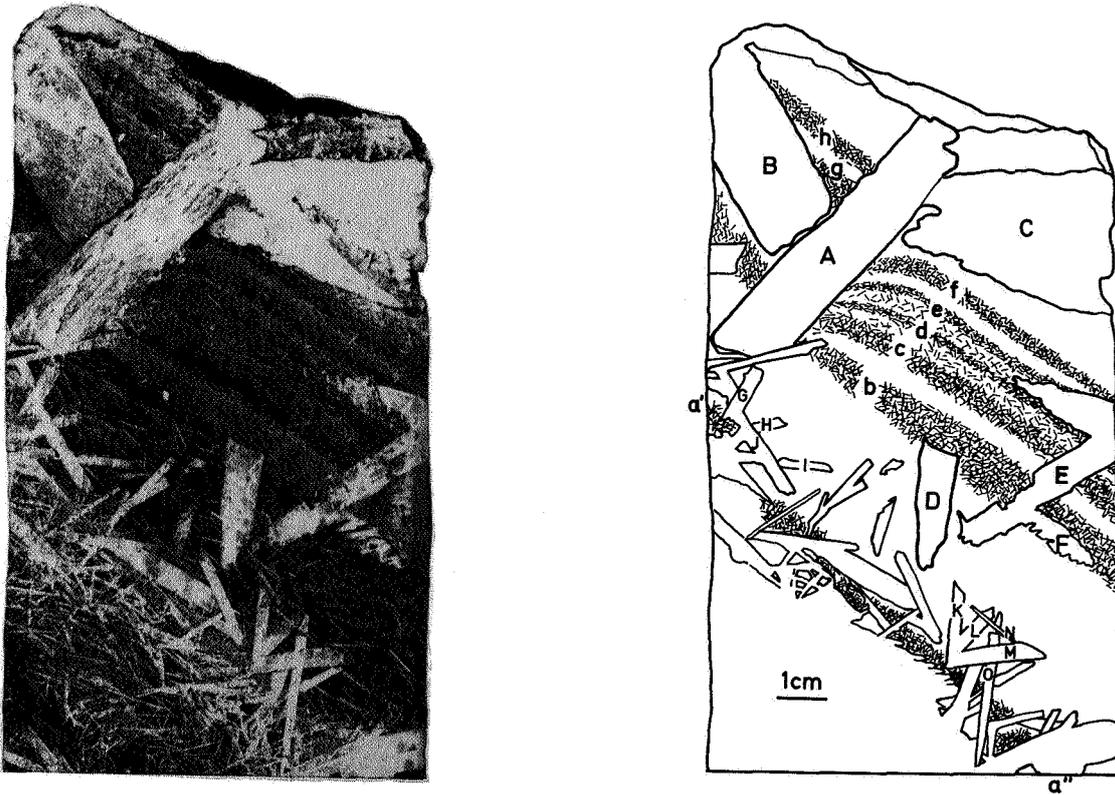


Fig. 27.- Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 196.70 m et 196.80 m. Les lettres majuscules désignent des cristaux dm Ba, les minuscules des agrégats de cristaux mm Ba. On observe : le dépôt rythmique des couches, b, c, d, e, f; le piégeage des sédiments g constitués de cristaux mm Ba, dans le réceptacle formé par les cristaux dm Ba A et B; l'incurvation des strates b, c, d, e, f par enfouissement du cristal A; le nivellement des irrégularités topographiques D et F par le dépôt de la strate b; l'inhibition temporaire de croissance du cristal E à l'intersection de la strate b; les triplets de cristaux (GHI et KLM) en éventail ouvert dans la direction du sommet stratigraphique.

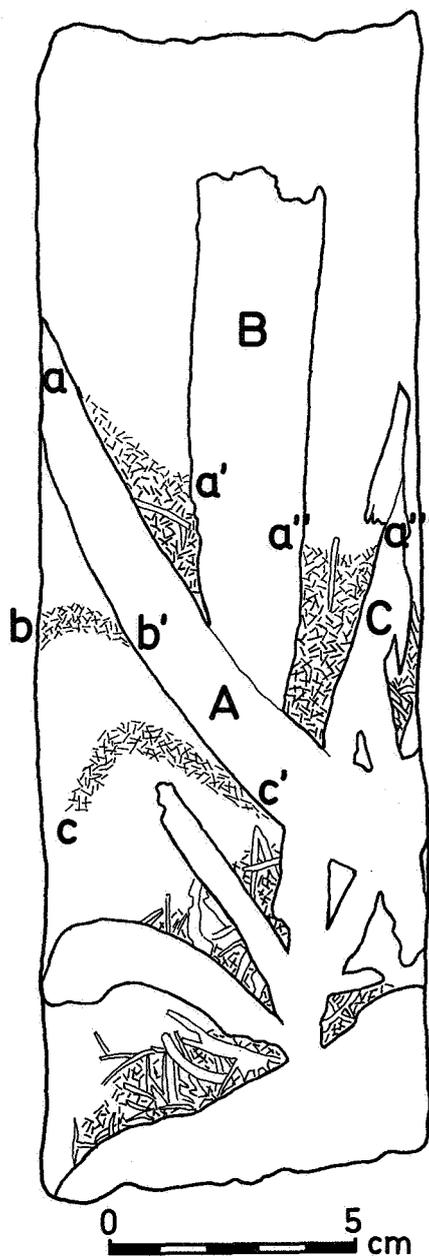


Fig. 28.- Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Schéma de la partie cylindrique d'une carotte située entre les profondeurs 204.73 m et 204.97 m. A, B, C: cristaux dm Ba ménageant un réceptacle dont le fond est rempli par des cristaux mm Ba. Noter l'absence de cristaux mm Ba sous le cristal dm Ba A sauf, sous forme de deux strates bb' et cc'.



Fig. 29.- Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 195.05 m et 195.25 m. A, B, C: cristaux dm Ba formant un réceptacle dont le fond est recouvert par un agrégat principalement pyriteux (zone ponctuée). Celui-ci est totalement absent dans la silicite située à droite du cristal C. Au-dessus du cristal dm Ba D, accumulation de cristaux mm Ba.

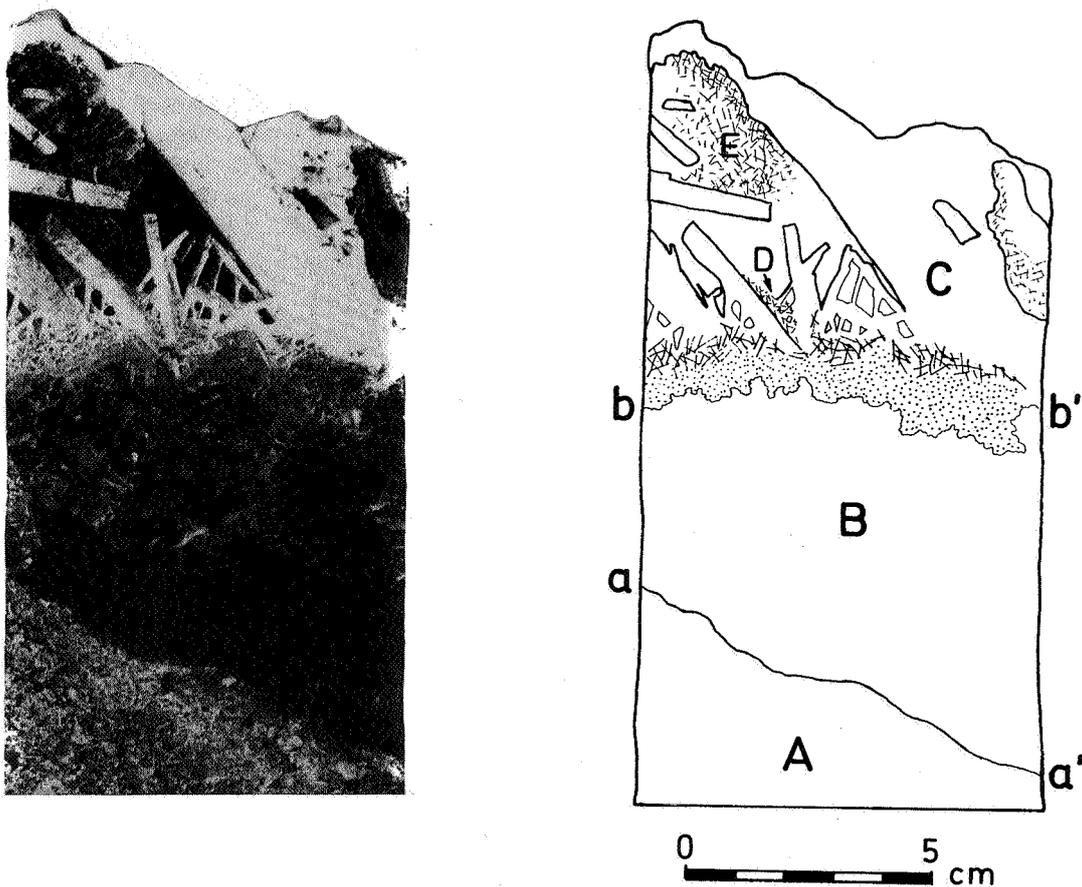


Fig. 30.- Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 203.08 m et 203.28 m. A: zone très riche en cristaux mm-cm de barite xénomorphe avec clastes carbonatés B: silicite se chargeant progressivement vers le sommet en cristaux mm lamellaires ou xénomorphes de barite. aa' et bb': interfaces sédimentaires. La région en pointillés située au-dessus de bb' est composée uniquement de cristaux mm de barite xénomorphe. Le plancher de cristaux cm-dm Ba C et D prend appui sur une semelle de cristaux mm Ba lamellaires. En outre, le fond du réceptacle D est colmaté par un sédiment de cristaux lamellaires mm Ba (flèches).

VI.B.2. Dépôts rythmiques de couches de barite, de sphalérite et de sédiments stériles (fig. 27).

On observe souvent une succession rythmique de couches d'épaisseur centimétrique et de natures différentes. Ces couches sont constituées:

- ou d'agrégats non orientés de cristaux mm Ba
- ou d'agrégats massifs de barite
- ou d'agrégats de sphalérite
- ou de silicite stérile
- ou encore de silicite diversement minéralisée en barite et en sphalérite

Néanmoins, les rythmites à barite sont très nettement plus abondantes que les rythmites à sphalérite. Le rubanement est systématiquement parallèle à la stratification. Il n'existe pas de symétrie par rapport à un axe médian ni dans la composition minéralogique de ces rythmites ni dans la variation de leur granularité. Elles correspondent à un schéma dissymétrique de dépôt du genre abc, abc, abc (et non abc, cba).

VI.B.3. Surfaces de discontinuité entre couches de barite et couches stériles (fig. 30, 32, 33 et 34)

Des contacts très tranchés existent parfois (mais pas obligatoirement) entre des couches de barite massive et des intercalaires stériles. Ces surfaces sont généralement planes bien que parfois ondulées ou festonnées. Elles ne sont pas striées, ni en relation avec des fractures ou des zones bréchiques, mais toujours parallèles à la stratification. Pour ne pas présager de leur origine, on les désignera provisoirement par «surfaces de discontinuité».

VI.B.4. Variations de directions et de pendages

Les corps (surfaces, couches, planchers) décrits aux § VI.B.2, 3 et 5 sont souvent parallèles entre eux ainsi qu'aux strates stériles. Les variations de direction et/ou de pendage sont importantes. Le tableau 8 illustre ces variations de pendage. Les mesures ont été effectuées dans le sondage 134 E 396 sur des couches stériles qui alternent avec des couches minéralisées.

VI.B.5. Planchers de cristaux dm Ba (fig. 27, 30 et 31)

Au-dessus des surfaces de discontinuité analogues à celles décrites au § VI.B.3., on remarque fréquemment la présence de cristaux cm à dm Ba dont la «pente» est généralement voisine de 45° ou comprise entre 45° et l'orthogonale à ces surfaces de discontinuité. Très souvent, ces agrégats montrent une structure en éventail dont l'angle d'ouverture est toujours tourné vers le sommet stratigraphique. Des triplets de cristaux Ba dont les deux cristaux latéraux sont symétriques à 45° par rapport à un cristal médian perpendiculaire à la stratification sont fréquents et apparaissent toujours avec l'angle d'ouverture orienté vers le sommet stratigraphique.

Une semelle intermédiaire, de quelques mm ou cm d'épaisseur, riche en microcristaux de barite, existe parfois entre l'agrégat de cristaux dm Ba et le substratum sur lequel il s'est édifié.

Les cristaux dm Ba en position redressée par rapport à la stratification ont une tendance très nette à l'épaississement vers le sommet. De tels cristaux ne sont coiffés de crêtes automorphes que très rarement.

Tableau 8.- Pendages mesurés sur les intercalations stériles de la zone minéralisée du sondage 134 E 396.

Profondeur (m)	192.90	193.00	195.70	196.35	197.30
Pendage (°)	65	45	40	45	60
Profondeur (m)	197.60	200.60	201.15	203.00	205.30
Pendage (°)	45	60	50	30	45
Profondeur (m)	208.10	209.90	210.25	213.00	
Pendage (°)	60	15	15	60	

Les agrégats de cristaux dm Ba ici décrits seront désignés sous le nom de plancher de cristaux dm Ba.

VI.B.6. Recouvrement des agrégats de cristaux dm Ba par des sédiments minéralisés (fig. 28, 29 et 30)

L'imbrication des cristaux dm Ba qui constituent les planchers décrits au § VI.B.5. conduit à des agrégats aux contours anguleux, caractérisés par des parties saillantes et d'autres, rentrantes. Au sommet stratigraphique de ces agrégats, les zones rentrantes en forme de V sont souvent remplies par des sédiments très riches en cristaux mm Ba lamellaires disposés sans orientation préférentielle (fig. 30).

Parfois, les agrégats de cristaux dm Ba consistent uniquement en quelques mégacristaux soudés par la base, en V, et relativement isolés dans la silicite. La partie interne du réceptacle ainsi constitué est remplie, selon les cas, de sédiments riches en cristaux lamellaires mm Ba (fig. 28), de sédiments rubanés à alternances de couches riches en cristaux lamellaires mm Ba et de couches stériles et, enfin, d'agrégats barytopyriteux (fig. 29).

VI.B.7. Nivellement des irrégularités topographiques de l'interface eau - sédiment par des sédiments minéralisés (fig. 27 et 34)

Les interfaces sédimentaires ne sont pas toujours planes. Elles sont parfois affectées de creux, de bosses ou d'aspérités diverses, par exemple, des cristaux cm-dm Ba saillants et isolés qui, s'ils sont abondants, constituent les planchers de cristaux décrits au § VI.B.5. Ces interfaces sédimentaires peuvent être surmontées par une couche très riche en cristaux mm Ba qui moule parfaitement leur relief. Ce cas est montré à la figure 27. En effet, au-dessus des «bosses» constituées par les cristaux D et F la couche est affectée d'un amincissement tandis qu'au droit des creux, elle s'épaissit. Le mécanisme responsable de cette structure est similaire à celui qui a créé la structure 6. Cependant, ici, le sédiment barytique ne remplit pas un réceptacle mais est suffisamment abondant pour couvrir (ou niveler) complètement les irrégularités de l'interface eau - sédiment. D'ailleurs, la surface supérieure de la couche «niveleuse» est plane tandis que sa base est irrégulière.

VI.B.8. Slumpings associés à des brèches intraformationnelles (fig. 31)

Des petits slumpings sont associés à des brèches intraformationnelles. La figure 31 montre que, dans ce cas, la bréchification est localisée à la base d'une strate slumpée et que celle-ci contourne un cristal dm Ba tout en le moulant parfaitement.

VI.B.9. Brèches sédimentaires (fig. 32)

Dans des bancs d'épaisseurs variables, toutefois généralement inférieurs à 10 cm, on rencontre des brèches constituées de clastes anguleux formés de roches carbonatées grises et beiges ou de silicites parfois très pures et très noires et unis par un ciment hétérogène (un mélange de barite lamellaire non orientée, de quartz microcristallin, de carbonates et de minéraux des argiles). Ces brèches sont très fréquentes, réparties tout le long de la zone minéralisée et ne sont jamais en liaison avec des fractures. Les lithoclastes sont souvent de petite taille: quelques mm à quelques cm. Dans les clastes de silicite, on note parfois la présence de cristaux de barite alors que les clastes carbonatés en sont totalement dépourvus. Des agrégats baryteux denses moulent parfois la bordure des clastes siliciteux. Dans ce cas, des cristaux lamellaires mm Ba non orientés pénètrent également dans la silicite de contact, sur une épaisseur millimétrique à centimétrique. Dans certains cas, les clastes doivent probablement être assimilés à des pelures de dessiccation.

VI.B.10. Cristaux cm Ba lamellaires resédimentés (fig. 33)

A la figure 33, entre deux bancs baryteux, s'intercale une laminite dont les strates silicito-carbonato-argileuses sont affectées par des petites ondulations. Les cristaux cm Ba lamellaires disposés pour une grande majorité parallèlement à la stratification sont abondants dans la partie inférieure de cette laminite. Ils sont souvent courbés selon des formes qui épousent parfaitement les ondulations des straticules. Leur origine resédimentée sera argumentée au § VI.C.

VI.B.11. Failles synsédimentaires (fig. 34)

A la partie inférieure de la figure 34, on peut voir une petite faille synsédimentaire (f) de rejet vertical minime (environ 1 cm) décalant une strate noirâtre. En outre, le compartiment affaissé est comblé par une couche riche en cristaux mm Ba.

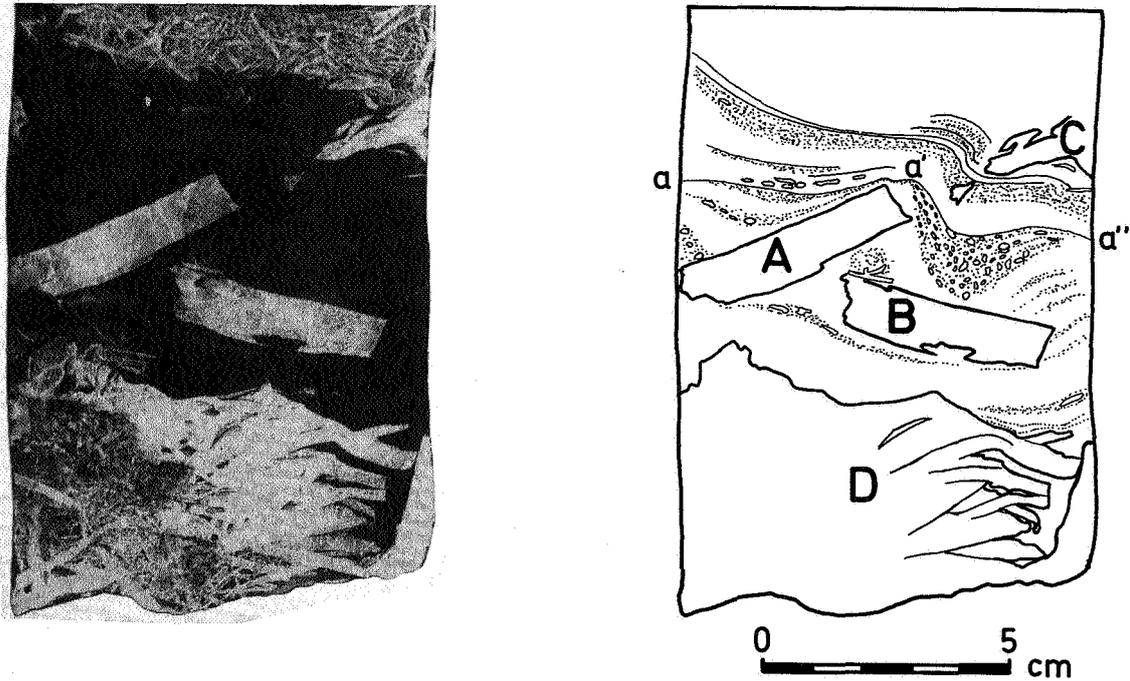


Fig. 31.- Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 210.12 m et 210.26 m. A et B: cristaux cm-dm Ba inclus dans une silicite. L'allure esquilleuse de la partie supérieure gauche du cristal B semble bien montrer qu'il s'est détaché du cristal A, sous l'effet de contraintes mécaniques. Un slumping moule parfaitement les contours du cristal A. Une bréchification intraformationnelle lui est associée. Entre a et a', ils sont très nombreux, isométriques et rassemblés dans une «poche» qui ne s'étend pas sous le cristal A. En outre, sous ce slumping, les cristaux de l'agrégat D sont tous courbés dans le même sens, vers le bas.

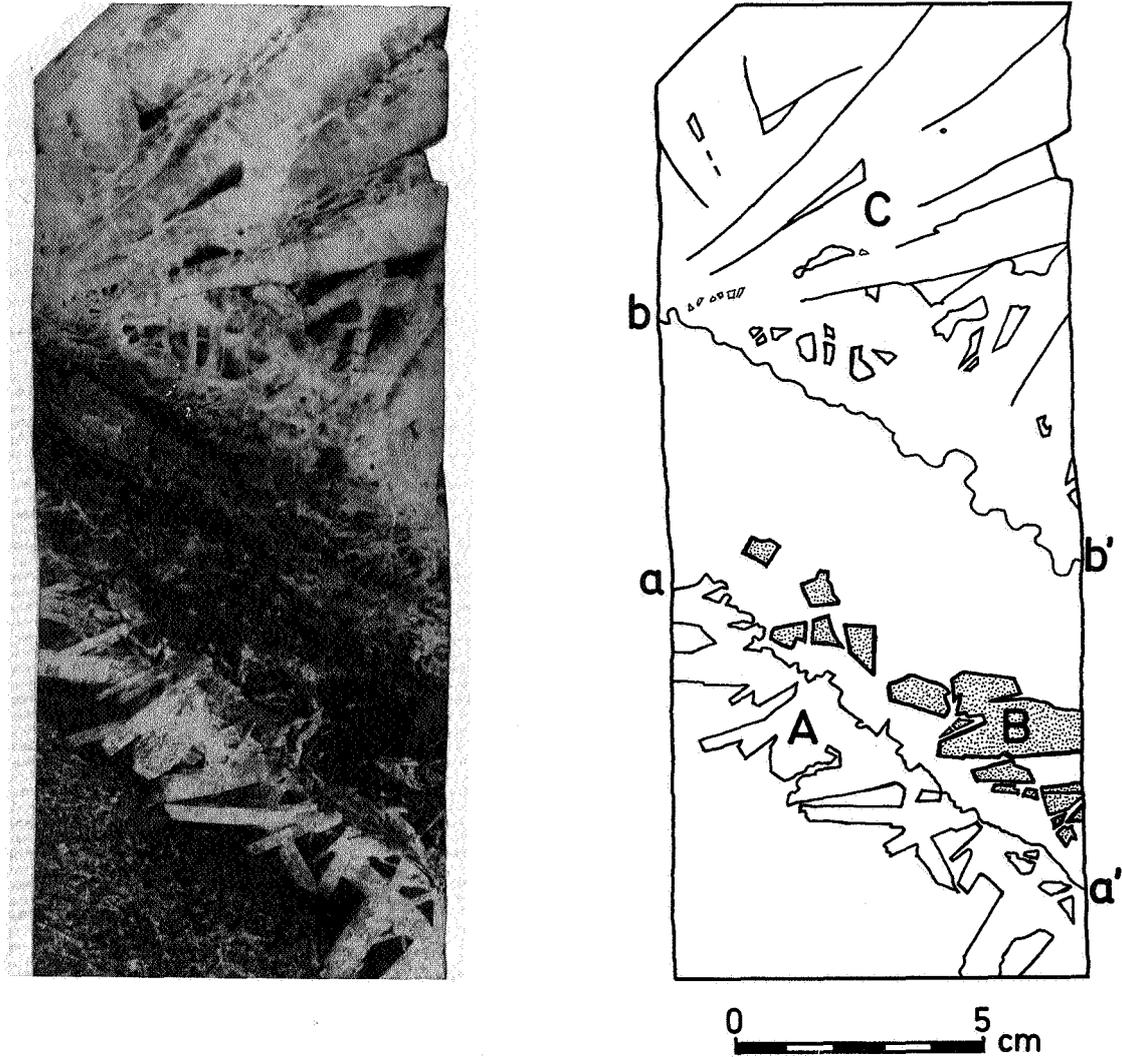


Fig. 32.- Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 200.85 m et 201.05 m. aa' et bb' sont des interfaces sédimentaires. En C, agrégat de cristaux dm Ba à structure plus ou moins orientée. En A, agrégat similaire mais à cristaux dm Ba cisailés. Les corps B (pointillés) correspondent à des clastes de silicite isolés dans une roche riche en cristaux mm Ba xénomorphes. En outre, la semelle de ces clastes est formée d'une couche de cristaux lamellaires mm Ba orientés parallèlement à la ligne aa'.

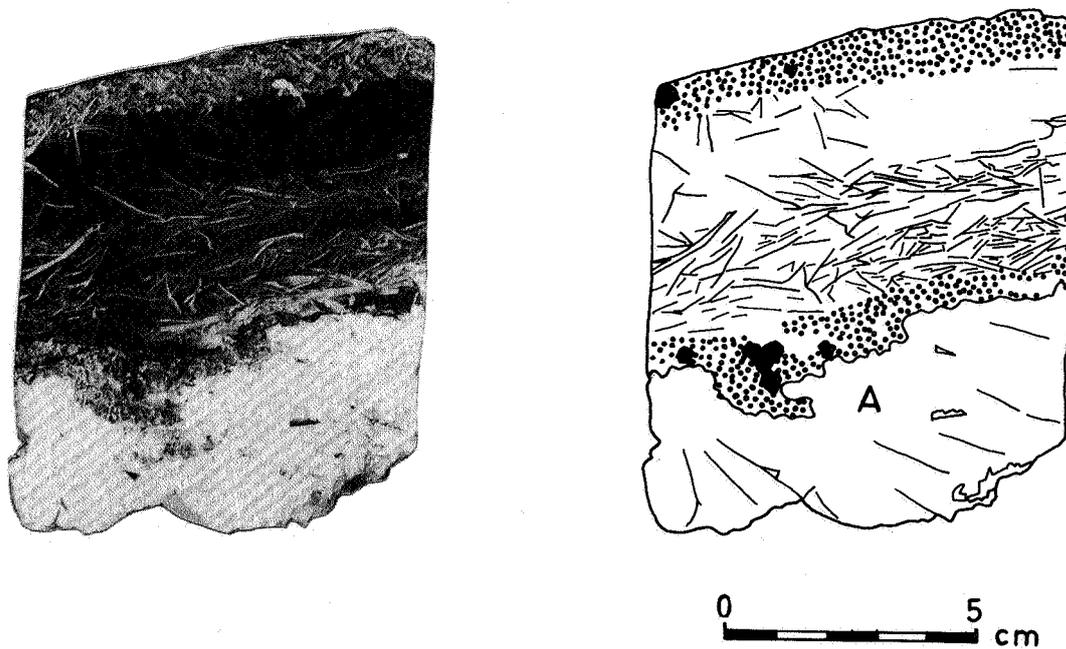


Fig. 33.- Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 209.80 m et 209.90 m. En A, agrégat massif de cristaux tabulaires dm Ba. En pointillés, zones à barite xénomorphe dominante avec quelques cristaux de galène (noir). Dans la moitié supérieure, laminite de silicite riche, vers la base, en cristaux mm Ba dont la grande majorité est parallèle à la stratification. Parfois, ces cristaux épousent parfaitement les ondulations de la stratification et se poinçonnent mutuellement.

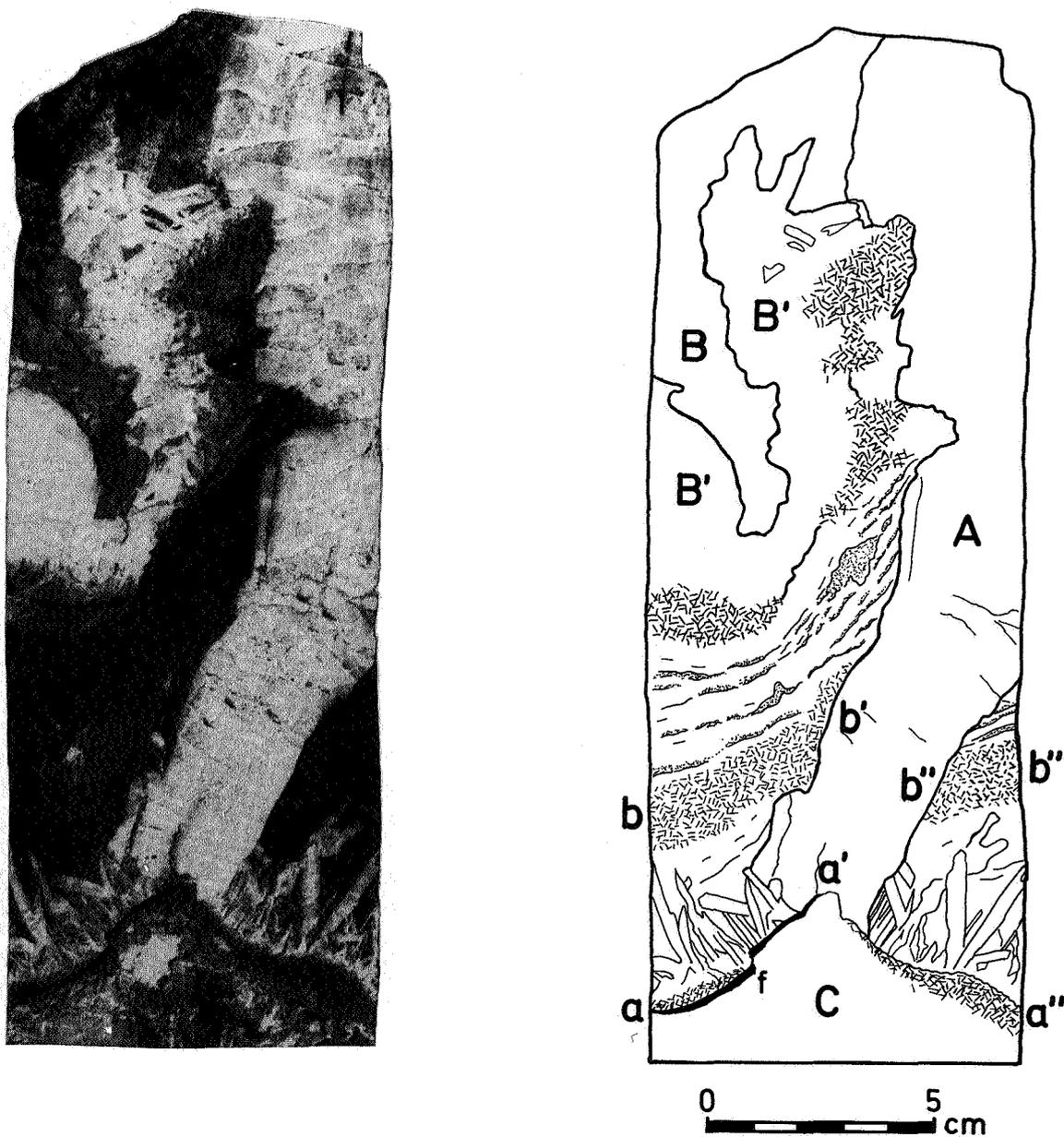


Fig. 34.- Structures sédimentaires. Sondage 134 E 396. Section longitudinale entre 206.32 m et 206.55 m. En C, mélange de cristaux mm Ba, lamellaires et xénomorphes, et de silicite. aa'a'' correspond à une interface sédimentaire en forme de ride, qui a été affectée par une petite faille synsédimentaire F, le tout ayant été plus ou moins nivelé par un sédiment riche en cristaux mm Ba. Au-dessus, s'est développé un plancher de cristaux cm Ba, dont un des individus (A) a atteint une taille gigantesque (longueur dépassant 20 cm). bb'b''' est une strate riche en cristaux mm Ba lamellaires, surmontée par une silicite à clastes carbonatés effilochés, contenant quelques cristaux mm Ba lamellaires parallèles à la stratification. B' est une masse de barite pure dont le coeur B est siliceux.

VI.B.12. Croissances antagonistes de cristaux de barite (fig. 27)

Des croissances inhibées se traduisent par exemple par l'amincissement local de certains cristaux dm Ba au croisement de couches très riches en cristaux mm.

VI.B.13. Surcharges localisées (fig. 27 et 31)

Plusieurs rythmites sont parfois courbées vers le bas par un cristal dm Ba (fig. 27). Cette structure de poinçonnement est à rapporter à un phénomène de surcharge localisée. A d'autres moments, ce sont les cristaux dm Ba qui sont gauchis. C'est le cas de la figure 31, où la responsabilité du slumping est probablement impliquée dans la déformation de l'agrégat de cristaux dm Ba D.

Au terme de cet inventaire, précisons que les structures 5, 6, 7, 8 et 13 sont des véritables structures géopétales. L'épaississement vers le sommet, des cristaux dm Ba isolés et redressés (structure 1), et la disposition des triplets de cristaux Ba (structure 4) ont, dans le cas présent, aussi valeur de critère de polarité.

VI.C. INTERPRETATION DES STRUCTURES SEDIMENTAIRES

Dans ce paragraphe, je préciserai parmi les structures décrites au § VI.B., celles qui sont des structures sédimentaires typiques et celles qui caractérisent également des processus autres que sédimentaires.

Schulz (1976, pp. 296-297) dans un article intitulé «Typical and nontypical sedimentary ore fabrics» pose très précisément le problème en ces termes: «*The study of fabrics certainly requires the distinction between mechanical deposition of detritus or of particles which were precipitated from suspension and traction, on one hand, and chemical apposition, on the other hand; the latter occurs independently of gravity by crystallization of the space lattice to crystals, crystal fibre layers and crystal layers (strata), possibly via the gelatinous state. For mechanical apposition to occur, there must have existed material before the process of apposition, be it mineral or rock detritus, precipitated crystallites, or only crystal nuclei. The emphasis of our considerations must be on those cases where the first shaping of the zones of formation occurred under the influence of gravity. It is only these case which yield unequivocal proof of synsedimentary ore apposition.*»

Ces considérations seront les miennes pour l'interprétation des structures de la minéralisation de Chaudfontaine et j'essayerai de répondre aux questions suivantes, génétiquement importantes (Schulz, 1976).

- les minéraux sont-ils sujets à un dépôt mécanique ?
- le dépôt est-il polairement orienté ?
- les strates montrent-elles une rythmicité spatiale pour un ou plusieurs minéraux ?
- est-on en présence de sédiments internes ou externes ?
- des cas de resédimentation peuvent-ils être relevés ?

L'interprétation des structures sédimentaires du gîte de Chaudfontaine se fera par paliers en ce sens que 8 affirmations génétiques seront successivement avancées. Ces affirmations expliciteront chaque fois un peu plus les mécanismes de formation du gisement. Les premières affirmations seront étayées au fur et à mesure de l'introduction des suivantes.

VI.C.1. Les rythmites riches en cristaux mm Ba sont des strates

Cette affirmation résulte de la prise en considération simultanée de plusieurs observations:

1. les rythmites sont systématiquement parallèles à la stratification (§ VI.B.2);
2. les rythmites sont constituées d'agrégats non orientés de cristaux lamellaires mm Ba. Des structures centripètes ou centrifuges par rapport à un axe médian n'ont jamais été observées;
3. les rythmites sont impliquées dans des structures géopétales (§ V.B.6 et 7).

Considérés isolément, ces arguments ne sont pas décisifs mais envisagés simultanément, ils nous permettent de conclure avec quasi-certitude que les rythmites de barite sont des strates. Des exemples similaires de rythmites contenant des cristaux mm Ba lamellaires, tous relatifs à des gisements sédimentaires, ont été décrits notamment par Schulz (1976, p. 315), Orgeval (1976, p. 80), Rodeghiero (1977, p. 13) et Davaine (1980, p. 329).

Néanmoins, le problème reste posé concernant la période et le processus de cristallisation de cette barite. Quatre hypothèses schématisées à la figure 35 peuvent être envisagées:

	Hypothèse 1	Hypothèse 2	Hypothèse 3	Hypothèse 4	Nature support
syngénèse	germes	crystallites	ions		saumure
eaux connées	diagenèse précoce				interface eau-sédiment
	diagenèse tardive				boue
eaux souterraines	épigénèse précoce				sédiment non induré
	épigénèse tardive				roche indurée non perméable
					roche indurée perméable

L.D.83

Fig. 35.- Hypothèses concernant la période et le processus de cristallisation de la barite de Chaudfontaine.

1. Des germes de barite apparaissent dans une saumure (nucléation chimique) et se déposent sur l'interface eau - sédiment (sédimentation mécanique). A cet endroit ou/et dans la tranche supérieure de sédiments non consolidés, des cristaux continuent à croître jusqu'à leur dimension actuelle. Ils sont alimentés par les saumures surincombantes ou par les eaux connées (cristallisation partiellement syngénétique, partiellement diagenétique très précoce).

2. Des cristallites lamellaires de barite apparaissent et grandissent dans la saumure. Lorsqu'ils atteignent l'interface eau - sédiment, leur taille millimétrique est déjà fixée (cristallisation syngénétique). Leur croissance peut également se prolonger pendant la diagenèse.

3. Une boue riche en ions Ba se dépose. La cristallisation de la barite débute pendant la diagenèse très précoce et se poursuit éventuellement pendant la diagenèse tardive.

4. Certains niveaux stratigraphiques à haute porosité ouverte permettent la migration latérale des eaux souterraines. Le Ba est amené par des eaux épigénétiques et la barite cristallise dans les pores des sédiments indurés (cristallisation épigénétique).

Seule la quatrième hypothèse doit être écartée d'office, car elle n'explique pas les structures géopétales. A priori, les 3 autres sont toutes aussi crédibles.

La deuxième est cependant la plus critiquable. En effet, le site de dépôt est très peu profond (voir § II.B) et la saumure dans laquelle précipite la barite ne possède pas de viscosité élevée (voir ch. VII). Ces deux conditions sont très défavorables à la croissance de germes et cristallites pendant leur chute libre dans une saumure (temps de séjour très limité). Néanmoins, il semblerait que dans des eaux extrêmement calmes, des lamelles de barite puissent apparaître et atteindre une certaine dimension tout en flottant à la surface de l'eau. Ce cas a été observé par J.J. Orgeval au gisement de Bou Bekker (comm. pers.).

D'autre part, une observation très favorable à un processus de croissance diagenétique est le fait que dans les rythmites, les cristaux mm Ba sont disposés sans orientation préférentielle. Des lamelles Ba sédimentées à partir de saumures seraient orientées parallèlement à la stratification. Soulignons cependant la morphologie des rythmites de la figure 27: les strates barytiques qui alternent avec les strates stériles sont parfaite-

ment individualisées (limites tranchées). Ce fait plaide en faveur du processus décrit à l'hypothèse 1 : sans la présence des germes de barite préalablement déposés sur une interface sédimentaire, il n'est pas possible d'expliquer les raisons de limites aussi tranchées.

Par contre, la disposition polaire des mégacristaux de barite au sein de structures géopétales ne peut pas être expliquée par un phénomène de croissance diagénétique. Une autre observation défavorable à une croissance diagénétique des cristaux dm Ba est le fait qu'ils ne déforment jamais les sédiments voisins ou les couches riches en cristaux mm Ba non orientés. Il faut donc admettre dès à présent que les deux populations de barite identifiées sur base de leurs tailles très différentes reflètent des conditions de croissance sensiblement distinctes et d'ailleurs nullement incompatibles dans un milieu sédimentaire en continue évolution.

La croissance diagénétique précoce dans les parties superficielles de sédiments nouvellement déposés est revendiquée par beaucoup d'auteurs. Amstutz & Fontboté (1982, p. 9), à propos des minéralisations Pb, Zn (F, Ba) liées aux strates carbonatées, écrivent: «*In at least most of the stratiform ore deposits under discussion, it appears that the process of ore accumulation takes places probably within the first millimeters to decimeters (in some cases, up to a few meters) of burial. The ore forming process must be therefore a surface-linked process.*».

Rappelons encore que la rythmicité des dépôts minéralisés et stériles s'observe à des échelles centimétriques à métriques. Les contacts très tranchés existant parfois entre niveaux très minéralisés et stériles (§ VI.B.3) semblent bien indiquer que, à certains moments, toute sédimentation s'est interrompue. La présence de lithologies très différentes de part et d'autre de ces discontinuités sédimentaires révèle des modifications profondes dans l'alimentation du bassin après l'épisode lacunaire.

En résumé : les rythmites sont des strates formées par dépôt mécanique (sensu Schulz, 1976, pp. 296-297) de germes, cristallites ou cristaux mm, nourris chimiquement, avec croissance ultérieure possible pendant la diagenèse précoce. En outre, la rythmicité spatiale dérive de causes temporelles : l'apport rythmique dans le temps de sédiments différents, combiné aux conditions physico-chimiques variables, a conduit à une sédimentation spatialement rythmique, stérile ou minéralisée.

VI.C.2. L'existence d'un espace temps et de mouvements mécaniques sont révélés par des structures géopétales

Lorsque des cristaux mm Ba sont associés aux cristaux dm Ba dans les mêmes agrégats, on peut parfois observer un ordre de cristallisation : les périodes de dépôt de ces 2 populations de cristaux semblent bien séparées par un espace temps, les cristaux dm étant plus anciens que les cristaux mm. En effet, les structures des § VI.B.6 et 7 montrent que les agrégats non orientés de cristaux mm Ba colmatent partiellement ou nivellent totalement les planchers de cristaux dm Ba formés antérieurement.

Commentons quelques peu ces observations :

1. Les cristaux mm Ba ont été piégés au fond d'agrégats de cristaux dm Ba (§ VI.B.6). Etant donné leur position redressée, les cristaux dm Ba plus ou moins soudés les uns aux autres ont constitué des réceptacles ouverts au sommet stratigraphique qui ont pu être éventuellement remplis partiellement par des sédiments riches en cristaux mm Ba (structure géopétale). La figure 28 par exemple montre bien que la face inférieure du cristal dm A ne touche pas de sédiments minéralisés en cristaux mm Ba, excepté linéairement le long de b' et c'. Dès lors, le cristal dm Ba A a joué le rôle d'écran durant la période de sédimentation minéralisante qui couvrirait sa face supérieure. Cette structure d'écran est commune. Tout ce qui a été dit au § VI.C.1 concernant les mécanismes de dépôt des cristaux mm Ba (hypothèse 1) est renforcé. Soulignons donc le rôle de piège joué par les agrégats de cristaux dm Ba par rapport aux cristaux mm Ba et le caractère mécanique (sensu Schulz, 1976, pp. 296-297) du dépôt des germes des cristaux mm Ba. Ajoutons cependant qu'on peut aussi supposer que ces cristaux mm Ba constituaient des planchers qui tapissaient l'interface eau - sédiment, qu'ils ont été arrachés de leur support par des courants violents et transportés sur une certaine distance avant d'être piégés dans les réceptacles formés par les cristaux dm Ba, donc resédimentés. Cette dernière hypothèse est d'autant plus séduisante qu'elle explique l'allure asymétrique de beaucoup de sédiments minéralisés de remplissage (le raccord tangentiel aux parois indiquant le sens du courant - cfr. fig. 28). En tout cas, cette structure est beaucoup plus difficile à interpréter en invoquant un processus de

croissance diagénétique tardive. En effet, dans cette éventualité, le rôle d'écran joué par des cristaux dm Ba ne s'explique plus puisqu'il n'y a pas de raison pour que des sédiments aient une composition chimique différente au même niveau stratigraphique, de part et d'autre du cristal.

2. La couche de cristaux mm Ba a nivelé les irrégularités de l'interface eau - sédiment et notamment les cristaux et agrégats cm-dm Ba qui se développaient dessus.

A la figure 27, on voit que les sommets du cristal cm Ba D et l'agrégat F sont parfaitement moulés par la couche b riche en cristaux mm Ba qui les surmonte et qui, en outre, est amincie à ces endroits. Cette couche a nivelé toutes les irrégularités mineures de l'interface eau - sédiment au moment où elle s'est déposée (structure géopétale). Ce phénomène est à comparer, à une autre échelle, à celui d'une sédimentation ralentie à l'aplomb d'un haut-fond (rôle joué ici par les cristaux D et F). Par contre, certaines irrégularités majeures sont restées en relief. C'est le cas du cristal cm Ba E dont la croissance automorphe s'est poursuivie après le dépôt de la couche b. Néanmoins, un antagonisme de croissance est visible entre le cristal E et la couche b. En effet, le cristal E est aminci et perd sa forme automorphe là où il est recoupé par la couche a. Cette observation dénote des difficultés temporaires de croissance du cristal E pendant la période qui précédait le dépôt de la couche b.

Bref, dans le cas de la figure 27, la chronologie des phénomènes de croissance peut être reconstituée de la façon suivante

1. prenant racine dans le sédiment sous-jacent, croissance libre dans la saumure des cristaux D, E et de l'agrégat F;
2. difficultés temporaires de croissance de ces mégacristaux attestées par l'arrêt du développement des cristaux D et F et par l'allure xénomorphe d'une portion amincie du cristal E;
3. dépôt de la couche b, riche en germes de barite, nivelant totalement les cristaux D et F et, partiellement le cristal E;
4. au sein de la couche b et à partir des germes précédemment déposés, développement des cristaux mm Ba, sans orientation particulière;
5. reprise de croissance automorphe du cristal E dans la saumure.

Le caractère mécanique (sensu Schulz, 1976, pp. 296-297) du dépôt des germes de cristaux mm Ba est de nouveau largement évoqué.

Un autre exemple de comblement, partiel cette fois, des irrégularités de l'interface eau - sédiment est montré à la figure 34 où le fond du compartiment affaissé situé à gauche de la minifaille syn-sédimentaire f est rempli par une couche riche en cristaux mm Ba.

En résumé : les structures géopétales des § VI.B.7 et 8 confirment que des germes de barite ont été déposés mécaniquement (sensu Schulz, 1976, pp. 296-297) après nucléation dans une saumure sur des interfaces sédimentaires ou des planchers de cristaux dm Ba préalablement constitués.

VI.C.3. Les cristaux dm Ba ont un comportement statique pendant leur croissance tandis que les germes de cristaux mm Ba sont caractérisés par un dépôt dynamique

Cette affirmation est argumentée par des observations statistiques sur l'habitus et la position des cristaux dm Ba.

1. Les cristaux dm Ba ont généralement une position très redressée, alors que les cristaux mm Ba ne montrent aucune orientation privilégiée (§ VI.B.1).
2. Les terminaisons automorphes (les crêtes) des cristaux dm Ba redressés, bien qu'excessivement rares, sont toujours localisées à leur sommet stratigraphique et non à leur base (§ VI.B.1).
3. Si des cristaux dm Ba redressés s'épaississent, c'est toujours vers le sommet stratigraphique et non vers la base (§ VI.B.1).
4. Les agrégats de cristaux dm Ba jointifs ou non montrent parfois une structure fibroradiée en angle aigu, ce dernier toujours ouvert dans la direction du sommet stratigraphique. Les triplets de cristaux Ba sont un cas particulier de cette structure (§ VI.B.6). Les cristaux mm Ba ne participent jamais à pareille structure.
5. Lorsque les cristaux mm et dm Ba sont impliqués dans des structures géopétales comme celles décrites aux § VI.B.7 et 8, les cristaux dm jouent un rôle de réceptacle tandis que les cristaux mm celui de matériau de remplissage.
6. Les cristaux cm-dm Ba doivent «lutter» contre les couches riches en cristaux mm Ba pour ne pas être enterrés sous celles-ci (§ VI.B.8 et 13).

En résumé : les cristaux dm Ba étaient fixés sur l'interface sédimentaire pendant leur croissance. Ils étaient alimentés chimiquement par les saumures et formaient des planchers de cristaux dm Ba éventuellement recouverts ultérieurement par des couches riches en cristaux mm Ba.

VI.C.4. La position, la taille et l'abondance des cristaux Ba sont contrôlées par des variations physico-chimiques

A ce niveau de l'étude, émerge la question suivante: pourquoi existe-il deux populations de cristaux Ba morphologiquement et numériquement différentes qui, en outre, sont caractérisées par des processus de croissance qui leur sont propres?

Plusieurs paramètres contrôlent la précipitation de la barite (pH, Eh, température, composition chimique de la saumure, turbulence de l'eau, activité bactérienne, etc...). Néanmoins, je pense que la raison principale responsable de l'apparition de deux populations différentes de cristaux Ba est la variation du degré de sursaturation en Ba.

1° *Elaboration des cristaux dm Ba*

Un très faible degré de sursaturation en Ba ne provoquera qu'une faible nucléation (peu de germes). Dans ces conditions, des cristaux dm Ba vont croître à partir de rares germes déposés sur l'interface sédimentaire et vont adopter les directions cristallographiques préférentielles qui les caractérisent. Ils vont pousser librement dans la saumure (free growth des auteurs anglo-saxons) et «se battre» pour l'espace qui leur est dévolu. Les cristaux inclinés se rencontreront rapidement et leur croissance sera alors stoppée. Par contre, la croissance des cristaux subverticaux ne sera pas entravée. De cette façon, une sélection s'opèrera qui favorisera l'élaboration d'agrégats de cristaux plus ou moins orientés (planchers de cristaux). La faible sursaturation en Ba doit subsister pendant une période relativement longue pour permettre aux cristaux qui se développent d'atteindre une taille décimétrique. Un développement dans des eaux relativement calmes est une condition supplémentaire requise pour ne pas détruire les grandes lames de barite qui offrent une forte résistance aux courants. Ces conditions physico-chimiques expliquent le caractère relativement isolé des cristaux dm Ba, leur petit nombre au sein des agrégats, leur position préférentiellement redressée, leur structure en éventail ouvert vers le sommet stratigraphique et leur épaissement dans cette direction.

2° *Elaboration des cristaux mm Ba*

Par contre, un degré de sursaturation élevé en Ba sera responsable d'une nucléation importante. Dans ce cas, d'abondants germes de barite vont se déposer sur l'interface sédimentaire et croître dans la boue sédimentée presque simultanément. La richesse de certaines couches en cristaux mm Ba (rythmites de la fig. 27) indique que l'effet de

dilution résultant d'un dépôt pénécotemporain de germes et de sédiments était faible mais jamais nul. La croissance des cristaux mm Ba est limitée par le fait qu'ils sont rapidement recouverts par de nouveaux sédiments, minéralisés ou stériles, de telle sorte qu'ils sont alors soustraits de l'action minéralisante de la saumure. Leur croissance ultérieure dépend donc directement du contenu minéral de l'eau connée. Il s'agit d'une croissance diagénétique extrêmement précoce qui explique le fait que les cristaux mm Ba soient non orientés.

La présence d'un germe provenant de la saumure et donc, antérieur au phénomène de croissance diagénétique, semble nécessaire étant donné le contrôle stratigraphique très prononcé exercé à certains endroits sur la minéralisation mm Ba (fig. 27). Dans le cas d'une croissance diagénétique sans germe préalablement sédimenté, on imagine difficilement comment des strates barytiques pourraient s'individualiser aussi parfaitement dans des sédiments non différenciés par leur nature lithologique.

D'autre part, j'exclus l'hypothèse d'une croissance des cristaux mm Ba uniquement dans la saumure car, dans ce cas, les lamelles se seraient orientées parallèlement à la stratification en touchant l'interface eau - sédiment au terme de leur trajectoire.

En outre, le phénomène de croissances inhibées (§ VI.B.13) prouve la rapidité des variations physico-chimiques et l'impossibilité d'un développement harmonieux et simultané des deux populations de cristaux: les cristaux mm et dm sont antagonistes.

Précisons encore que les structures métacolloïdales décrites aux § V.D.2 et V.D.4 à propos de la pyrite et de la sphalérite sont aussi indicatives de degrés de sursaturation élevés en Fe et Zn.

Bref, sur base de variations temporelles du degré de sursaturation en Ba, les phénomènes conduisant à l'élaboration des planchers de cristaux dm Ba combinés à des rythmites riches en cristaux mm Ba se succèdent comme indiqué à la figure 36.

En résumé: des variations physico-chimiques sont les principales causes de l'apparition de deux populations de barite. La taille, la position et l'abondance des cristaux de barite peuvent être exprimées en terme de degré de sursaturation.

VI.C.5. Les cristaux dm Ba se sont formés avant la lithification des sédiments

Cette affirmation repose, entre autres, sur deux structures géopétales: d'une part, une structure de poinçonnement liée à une surcharge localisée (fig. 27) et, d'autre part, une structure de glissement intraformationnel (fig. 31).

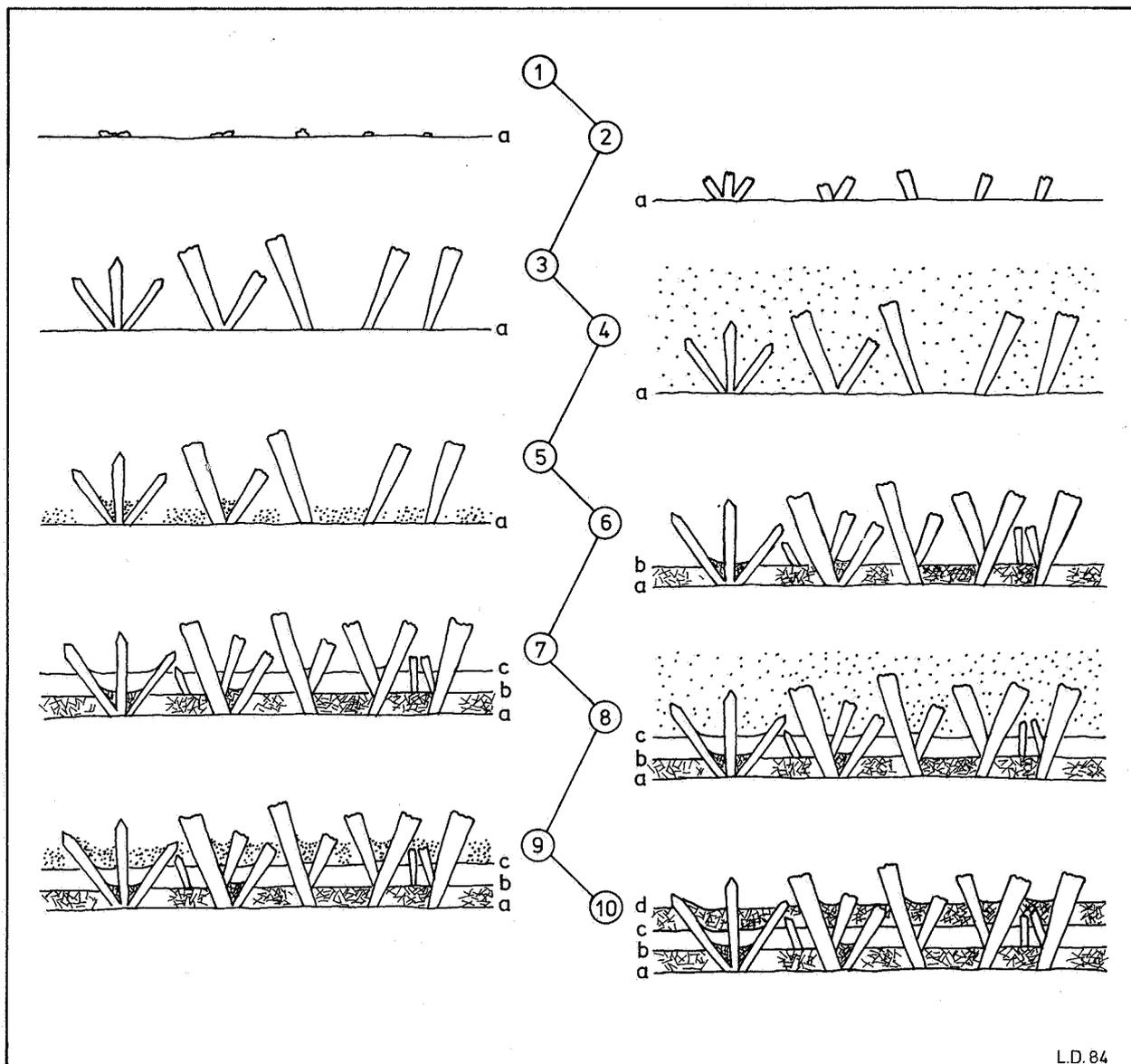


Fig. 36.- Schéma d'élaboration d'un plancher de cristaux dm Ba combiné à des rythmites mm Ba. a, b, c et d: interfaces eau-sédiment. Aux phases 4 et 8, le pointillé schématise l'apparition de germes dans la saumure.

a) Poinçonnement

La figure 27 montre que, à un endroit précis, les rythmites b, c, d, e et f sont toutes déformées dans le même sens, vers le bas. Ailleurs, les strates sont parfaitement planes. Elles ne sont affectées d'aucune ondulation comme c'est le cas où la compaction différentielle a produit ses effets. Il semble bien que le cristal dm Ba A se soit enfoncé dans le sédiment sous-jacent, sur une distance d'environ 1 cm, en courbant les minces rythmites b, c, d, e et f voisines à cause de sa densité élevée, sa forme tabulaire et sa position redressée. En effet, dans de telles conditions, la pression exercée par le poids du cristal dm Ba est concentrée sur une faible surface (pression presque linéaire).

Cependant, deux interprétations sont possibles :

- 1) Ou bien seul le cristal A s'est enfoncé. Le déplacement vertical était terminé avant que les rythmites g et h se soient déposées parce que ces rythmites ne sont pas courbées au contact du cristal A;
- 2) Ou bien les cristaux A, B et éventuellement d'autres non visibles sur la section de la fig. 27 étaient solidaires et se sont enfoncés ensemble. Dans ce cas, l'agrégat a dû se déplacer en bloc. Dès lors, que cet agrégat fût rempli ou non de sédiments, son déplacement vertical n'a pas influencé la position des couches g et h.

D'autre part, cette structure implique que les rythmites barytiques étaient antérieures à l'apparition du phénomène de poinçonnement. Comme les structures de charge se mettent en place pendant la diagenèse précoce, lorsque les sédiments ne sont pas encore lithifiés, cela signifie que la croissance des cristaux mm Ba a été précoce.

Remarquons qu'en général les sédiments devaient être suffisamment consolidés pour supporter les planchers de cristaux dm Ba, sinon ces derniers se seraient systématiquement enfoncés étant donné la densité élevée de la barite. Cependant, les agrégats de cristaux dm Ba offrent une large base de sustentation qui contrebalance les forces de gravité.

b) Glissement intraformationnel

Il est montré à la figure 31. En réalité, ce glissement intraformationnel est intimement associé à une bréchification. On notera qu'à gauche de a', les clastes sont rares, allongés et répartis le long de la ligne aa' tandis qu'à droite de a', ils sont abondants, plus ou moins isométriques et disséminés sous la ligne a'a'' dans une espèce de poche qui ne s'étend pas sous le cristal A. Cette distribution particulière des clastes ne s'explique que si cette poche était une zone d'accumulation pour les clastes qui culbutaient après avoir franchi la partie supérieure du cristal dm Ba A. Répétons qu'il n'existe aucun claste sous la partie inférieure du cristal A. Il a donc bien joué un rôle de tremplin. La forme des clastes prouve leur nature faiblement consolidée (galets mous) et nous renseigne sur le sens des déplacements: le long de aa', le déplacement était subhorizontal tandis que sous a'a'', il était subvertical, l'ensemble du mouvement se faisant de gauche à droite. D'ailleurs, sous a'a'', la pression verticale a eu deux conséquences:

1. Il est fort probable que les cristaux dm Ba A et B étaient initialement soudés et qu'ils ont été séparés lors de sa mise en place du slumping. En effet, la structure esquilleuse du bord supérieur gauche du cristal B montre qu'il a subi un effort d'arrachement avant d'être couché sur son flanc. Le cristal B a donc très vraisemblablement subi un déplacement angulaire d'environ 45° correspondant à la composante verticale du slumping;
2. Les terminaisons des cristaux de l'agrégat D sont toutes courbées dans le même sens vers le bas.

En résumé : la gravité est responsable de la mise en mouvement de sédiments hydroplastiques et de l'apparition de structures géopétales particulières (poinçonnement et slumping) mettant en oeuvre des cristaux mm et dm Ba. Ces phénomènes prouvent que les cristaux Ba existaient avant la lithification de la roche support.

VI.C.6. Il existe des exemples de resédimentation

Les phénomènes de resédimentation concernant des cristaux de barite, isolés ou préalablement inclus dans des silicites:

a) Cristaux resédimentés

Un cas de véritable resédimentation mécanique peut être évoqué à propos des cristaux mm Ba de la figure 32. En effet, comme des cristaux Ba lamellaires en position redressée offrent une grande résistance aux courants, les planchers formés de tels cristaux peuvent être facilement détruits, surtout si les cristaux sont minces. Il est évident que suite à un déplacement mécanique latéral par un courant de haute énergie ces cristaux se resédimentent pour une grande majorité en position parallèle à l'interface sédimentaire. Quelques individus pourront cependant se ficher en position oblique dans le sédiment. Cette situation correspond bien au cas de la figure 32.

La stratification est localement festonnée là où les cristaux sont redressés. Cette perturbation est due au comportement anisotrope du sédiment lors de la compaction, vu l'incompétence des cristaux de barite. Notons encore que certaines lamelles de barite épousent parfaitement les ondulations de la stratification, preuve supplémentaire de leur apparition avant la lithification du sédiment.

b) Brèches de resédimentation

La nature précoce et resédimentée de la barite est encore indiquée au § VI.A.10 où on renseigne qu'elle est incluse dans certains lithoclastes de silicite. Notons aussi que cette barite anté-bréchification coexiste avec une barite post-bréchification qui se développe dans le ciment des clastes. En outre, le fait que des cristaux lamellaires mm Ba non orientés qui se développent dans le ciment pénètrent parfois la périphérie des clastes de silicite suggère qu'il s'agissait de galets mous ou très faiblement indurés.

Un exemple démonstratif de brèche de resédimentation est aussi montré à la figure 32. Il s'agit d'une brèche de silicite noire située dans un banc limité par les lignes aa' et bb'. A la base, entre la ligne aa' et la zone des clastes B, on peut observer une couche constituée exclusivement de cristaux cm Ba lamellaires, tous parallèles à la ligne aa'. Cette configuration peut être expliquée comme suit: un glissement subaquatique, responsable de la bréchification d'un banc de silicite noire, a tronçonné un plancher de cristaux cm à dm Ba qui se développait latéralement au niveau de aa'. Des fragments de cristaux cm Ba ont été pris en sandwich entre la couche qui glissait et le substratum.

La forme lamellaire des cristaux Ba et leur instabilité ont pu aussi accentuer le mouvement de glissement (effet de lubrification). Le tronçonnage des cristaux cm Ba n'a pas été la seule conséquence de ce glissement subaquatique: il semble que des cristaux cm-dm Ba A ont aussi été enfocés dans le substratum peu consolidé. Notons encore les analogies lithologiques entre la brèche et le substratum contigu: d'une part les cristaux dm sont compris dans une silicite noire; d'autre part les lithoclastes B sont aussi formés de silicite noire renfermant quelques cristaux mm Ba. Cette dernière observation indique clairement que la barite est antérieure à la bréchification.

En résumé: courants à haute énergie et sédiments instables ont conduit au remaniement mécanique de planchers cm-dm Ba. Selon Schulz (1976, p 323): «*There is no better proof for the mechanical part in the process of ore apposition than the evidence for re-sedimentation*».

VI.C.7. Certains cristaux de barite ont été courbés pendant la diagenèse

Il existe au moins deux causes responsables de la courbure des cristaux tabulaires de barite:

1. La compaction différentielle

La figure 33 montre des lamines, planes et parallèles dans leur ensemble, mais ondulées dans le détail. Ces lamines ont été légèrement déformées par compaction différentielle. Certains cristaux de barite lamellaire épousent parfaitement les ondulations de la stratification. Là où les cristaux Ba couchés ont été poinçonnés par des cristaux Ba redressés, la déformation est plus accentuée et de nature angulaire.

2. Une surcharge locale

Concernant les cristaux courbés de l'agrégat D de la figure 31, une surcharge locale peut être envisagée en relation avec le slumping surincombant.

Ces deux procédés de courbure des cristaux ont agi pendant la diagenèse précoce. Cela implique, une fois de plus, que des cristaux cm-dm Ba existaient avant la lithification des sédiments.

La déformation sans fracturation importante de cristaux qui ne sont pas ductiles semble, à première vue, énigmatique. Cela signifie que les tensions étaient suffisamment fortes et jouaient pendant un temps suffisamment long pour atteindre un état proche de la déformation plastique. Cependant, elles étaient encore trop faibles pour atteindre la limite de rupture. Néanmoins, précisément qu'au microscope, on peut observer que les

zones déformées coïncident avec des zones à extinction ondulante qui sont très riches en inclusions fluides épigénétiques. Celles-ci sont réparties le long de plans disposés en éventail.

VI.C.8. Divers processus sédimentaires peuvent être pénécontemporains

Tous les phénomènes décrits au § VI.A., peuvent être pénécontemporains. Quelques-uns coexistent sur la figure 34. Procédons à une reconstitution chronologique des événements ayant conduit à l'élaboration de cette figure:

1. Dépôt des sédiments C minéralisés de façon hétérogène. Ceux-ci sont limités au sommet par une surface de discontinuité aa'a'' en forme de ride (de telles rides apparaissent fréquemment dans des formations slumpées). Une petite faille f déplace la couche noire aa' de quelques mm.
2. Au-dessus de la surface de discontinuité aa'a''', dépôt de sédiments riches en cristaux mm Ba: à gauche de la minifaille f, ils remplissent la dépression consécutive à la minifaille; à droite de la ride, la couche s'amincit vers le sommet de la ride (couche biseauté). Ces 2 caractéristiques prouvent que la ride et la faille f existaient avant le dépôt des sédiments riches en cristaux mm Ba.
3. Dans des eaux calmes, croissance sur l'interface sédimentaire d'un plancher formé de cristaux cm Ba. Pour une raison inconnue (peut-être, le fait d'être localisé au sommet de la ride), développement préférentiel du gigantesque cristal dm Ba A (plus de 20 cm de long). Sur la partie cylindrique de la carotte de sondage (non visible à la figure 34), on peut voir que le cristal A est soudé à d'autres cristaux dm Ba, ceux-ci disposés dans des positions variées.
4. Le sommet du cristal dm Ba n'étant jamais complètement recouvert, dépôt d'une silicite renfermant une couche de 2 cm d'épaisseur (couche bb'b''b''') très riche en cristaux mm Ba. De plus, quelques rares cristaux mm Ba lamellaires en position couchée sont interstratifiés entre des lamines noires et brunes.
5. Après cette séquence de sédimentation relativement stérile, la sédimentation minéralisante reprend, au début sous forme de cristaux mm Ba et, ensuite sous forme de barite spathique (B').
6. Ces sédiments minéralisés ont probablement été couverts par d'autres sédiments avant qu'un phénomène de surcharge localisée prenne place. La masse de barite désignée par

B' s'est enfoncée dans les sédiments sombres sous-jacents encore malléables. Cette charge a courbé les lamines noires et brunes tout en les effilochant, ainsi que la couche bb'. En même temps, cette charge induisait une tension latérale sur le cristal dm Ba a qui a été plié en genou, une série de fractures en éventail étant encore visibles au niveau de la flexure. La légère rotation dextre du cristal dm Ba A explique la position de la couche b''b''' et celle des lamines sous-jacentes. Je n'exclus pas non plus un phénomène de compaction différentielle pénécotemporain au phénomène de surcharge localisée.

Cet exemple illustre le cas d'existence pénécotemporaine de divers processus sédimentaires tels que dépôts rythmiques, surfaces de discontinuité, planchers de cristaux dm Ba, déplacements gravitationnels, nivellements des irrégularités de relief à l'interface eau - sédiment, cristaux Ba resédimentés, et déformation diagénétique de cristaux dm Ba. Il montre clairement que la couche bb'b''b''' riche en cristaux mm Ba est parallèle à la stratification. Il expose les deux procédés de dépôt (statique et dynamique) des cristaux mm et dm Ba (les cristaux mm Ba forment des couches à cristaux non orientés tandis que les cristaux dm Ba bâtissent des planchers à cristaux orientés plus ou moins perpendiculairement à l'interface eau - sédiment; de plus, les cristaux mm Ba remplissent une dépression et forment un biseau de condensation). Des variations physico-chimiques sont illustrées par des changements rapides de lithologie et de taille des cristaux de barite. Des variations dans l'énergie des courants sont aussi suggérées par le fait que les planchers de cristaux dm Ba (croissant dans un milieu à faible énergie) voisinent avec des lamelles de barite prises en sandwich entre des lamines (donc, très probablement resédimentées sous l'effet de courants à haute énergie). Enfin, le phénomène de surcharge localisée montre que la barite existait avant la consolidation des sédiments.

VI.D. CONCLUSIONS

Les principales caractéristiques des structures relatives à la minéralisation de Chaudfontaine sont résumées au tableau 9. Après l'analyse effectuée au § VI.C, je suis à même de répondre aux questions de Schulz et d'affirmer :

- oui les nucléi des cristaux mm Ba étaient sujets à un dépôt mécanique après germination dans un liquide
- oui le dépôt polaire de la barite est démontré par des structures géopétales

- oui les séries de strates minéralisées montrent une rythmicité spatiale pour la barite et la sphalérite
- oui des brèches sédimentaires et des cristaux Ba lamellaires resédimentés existent.

Quelques structures sont caractéristiques d'un comportement exocinématique (Elliot, 1965) et ne pourraient pas être engendrées par d'autres procédés (sédiments minéralisés de remplissage, nivellement d'irrégularités de l'interface eau - sédiment, brèches sédimentaires, cristaux Ba lamellaires resédimentés). Certaines sont générées par des mouvements endocinématiques (slumplings, brèches intraformationnelles failles synsédimentaires, poinçonnements et figures de charge). Bien que d'autres structures (variations de taille des cristaux Ba, dépôts rythmiques, surfaces de discontinuité, croissances antagonistes) peuvent aussi apparaître sous l'action de procédés autres que sédimentaires, j'ai prouvé que toutes recevaient une explication cohérente dans un modèle de dépôt sédimentaire.

La structure de granoclassement à polarité inverse à celle d'un granoclassement mécanique (§ VI.B.2), bien que troublante à première vue, ne pose cependant pas de problème après un examen pétrographique. En effet, on constate (voir § V.D.1) que tous les cristaux de barite impliqués dans cette structure, sont caractérisés par une croissance poecilitique. Il s'agit donc d'une cristallisation diagénétique qui, bien évidemment, ne peut être influencée par des phénomènes mécaniques. Précisons que cette structure a également été signalée à propos du gypse des évaporites marines de Sicile par Ogniben (1951) et Hardie & Eugster (1971).

Certains auteurs pensent que des cristaux qui croissent dans des sédiments meubles selon des procédés diagénétiques contiennent beaucoup d'inclusions. Par contre, d'après Schulz (1976, p. 304) «*inclusions in crystals do not prove growth in a pelitic medium*». Ce point de vue est partagé par Kerr & Thomson (1963, pp. 1729-1730) qui écrivent, à propos de cristaux de gypse apparaissant dans une lagune côtière actuelle du Texas méridional (Laguna Madre): «*Gypsum crystals appear to grow by direct precipitation from these highly charged ground waters, for gypsum does not occur at the surface of the flats but begins to develop within a few inches of the surface. Therefore, it is slightly post-depositional. Blades and rosettes which develop in sandy strata tend to incorporate the sand and result in «sand crystal». However, those growing in mud are generally relatively clean and appear to have excluded the mud during crystallization, by shouldering aside the soft unconsolidated sediment. In this manner, even very*

Tableau 9.- Principales caractéristiques des structures sédimentaires de la minéralisation de Chaudfontaine.

structures	abondantes	rares	syngénétiques	diagénétiques précoces	diagénétiques tardives	exocinématiques	endocinématiques	mécaniques	chimiques	géopétales	sous influence de la gravité
1. cristaux dm Ba	●		●						●		
2. cristaux mm Ba	●			●					●		
3. dépôts rythmiques	●		●	●					●		
4. surfaces de discontinuité	●		●								
5. planchers de cristaux dm Ba	●		●						●	●	
6. sédiments minéralisés de remplissage			●	●		●		●	●	●	●
7. nivellement des irrégularités topographiques	●		●	●		●		●	●	●	●
8. brèches et glissements intraformationnels		●		●			●	●		●	●
9. brèches sédimentaires	●		●			●		●			
10. cristaux Ba lamellaires resédimentés		●	●			●		●			●
11. failles synsédimentaires		●	●				●	●			●
12. croissances antagonistes		●	●	●					●		
13. poinçonnements		●		●			●	●		●	●
14. cristaux courbés					●		●	●			●

large rosettes can develop». De toute façon, à Chaudfontaine, les inclusions dans les cristaux de barite ne sont pas abondantes, si on excepte les inclusions fluides (les inclusions solides sont généralement inférieures à 5%. Ce sont : des cristaux Ba automorphes d'orientation optique différente, des rhomboèdres dolomitiques et parfois des cristaux de sphalérite, galène, pyrite et exceptionnellement bravoïte).

Plusieurs structures prouvent que la minéralisation est antérieure à la diagenèse tardive. En effet, certains cristaux de barite sont déformés par des événements diagénétiques précoces tels que la compaction différentielle et le mouvement de sédiments hydroplastiques. Précisons toutefois que la compaction n'a pas exercé d'action importante sur l'orientation des cristaux mm Ba parallèlement à la stratification. Les causes responsables de cette orientation sont d'origine mécanique (destruction de planchers de cristaux Ba par des courants à haute énergie et resédimentation).

En fait, ce sont les forces de gravité qui ont contrôlé en tout ou en partie l'élaboration de beaucoup de structures. C'est le cas du recouvrement des agrégats de cristaux dm Ba par des sédiments très riches en cristaux mm Ba, du nivellement des

irrégularités topographiques de l'interface sédimentaire, des slumpings avec brèches intraformationnelles, des cristaux Ba lamellaires resédimentés, des failles synsédimentaires et des figures de charge.

D'autres structures peuvent être qualifiées de géopétales sans influences de la gravité. Ce sont : les planchers de cristaux dm Ba, les triplets de cristaux cm-dm Ba et les cristaux dm Ba redressés qui s'épaississent de façon progressive.

Une observation générale est l'absence de structure sécante. Toutes les structures sont concordantes.

Les structures sédimentaires de la minéralisation nous renseignent cependant peu sur les conditions paléogéographiques. Comme le soulignent Conybeare & Crook (1968, p. 68) «*slump structures are not indicative of any particular depositional environment (...). Slumping is a common feature in sediments deposited on slopes with gradients as low as 1°*». Néanmoins, des variations rapides de pendage et direction apparaissent dans des milieux à courants variables et à dépôts instables. La structure noduleuse des calcaires environnants est aussi caractéristique de dépôts en eaux peu profondes soumises à des courants de

marées. En fait, il semble que la sédimentation ait été contrôlée à la fois par des eaux tranquilles (rubanement finement rythmique; planchers de cristaux dm Ba) et par des courants à haute énergie (cristaux resédimentés et brèches resédimentées).

L'analyse des structures sédimentaires ne permet pas de se prononcer sur l'influence d'une activité karstique éventuelle en liaison avec la mise en place du gisement. Sans doute, certaines structures rencontrées à Chaudfontaine, par exemple des dépôts rythmiques des planchers de cristaux, des brèches sédimentaires, etc... sont fréquemment signalées dans des paléokarsts. Néanmoins, je n'ai pas observé parmi les sédiments de la zone minéralisée des blocs qui seraient tombés du toit d'une cavité. Comme les sondages ne donnent pas une représentation exacte des structures mégascopiques je ne rejeterai pas l'hypothèse d'une activité paléokarstique éventuelle, surtout si elle reste superficielle.

Enfin, soulignons aussi que les mégacristaux de barite de Chaudfontaine ont beaucoup d'analogies avec les mégacristaux de gypse sélénite des évaporites marines qui ont poussé librement sur l'interface sédiment - saumure (free-growth des

auteurs anglo-saxons). Presque toutes les structures décrites dans ce chapitre l'ont également été à propos du gypse des évaporites messiniennes de la Méditerranée (Hardie & Eugster, 1971; Rouchy, 1976, 1982; Lo Cicero & Catalano, 1976; Shearman & Orti Cabo, 1976).

En résumé : cette description et cette interprétation des structures sédimentaires de la minéralisation de Chaudfontaine sont des jalons posés dans le cadre d'une étude exhaustive de ce gisement. Toute interprétation génétique complémentaire devra tenir compte des principales conclusions de ce chapitre, à savoir :

1. la plupart des cristaux millimétriques de barite se sont formés à partir de germes déposés mécaniquement dans une saumure. Ils ont été nourris pendant la diagenèse précoce dans le sédiment non consolidé.
2. la plupart des cristaux décimétriques de barite étaient fixés sur l'interface eau - sédiment pendant leur croissance. Ils ont été nourris directement par la saumure.
3. certains cristaux de barite ont été balayés de leur lieu de dépôt, éventuellement cassés, et resédimentés.

CHAPITRE VII

INCLUSIONS FLUIDES DE LA BARITE DU GISEMENT DE CHAUDFONTAINE

VII.A. Introduction

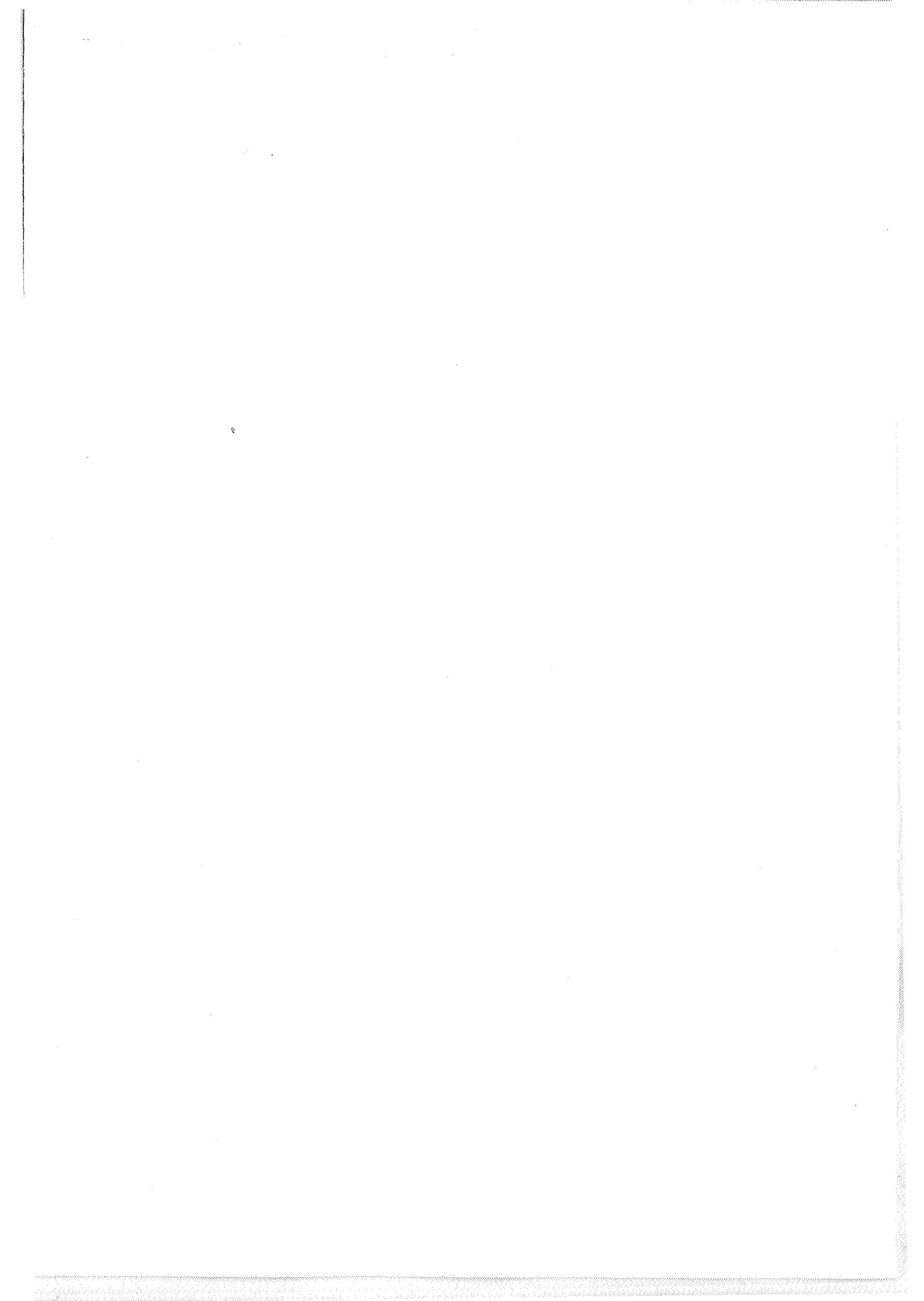
VII.B. Echantillons étudiés

VII.C. Morphologie des inclusions

VII.C.1. Inclusions syngénétiques

VII.C.2. Inclusions épigénétiques

VII.D. Nature du remplissage



CHAPITRE VII

INCLUSIONS FLUIDES DE LA BARITE DU GISEMENT DE CHAUDFONTAINE

VII.A. INTRODUCTION

Une des préoccupations majeures en métallogénie est de connaître les conditions de précipitation des minéraux d'une paragenèse, c'est-à-dire leur température de cristallisation et la nature de la solution qui les a engendrés. On peut y parvenir par l'étude des inclusions fluides primaires et pseudo-secondaires. En effet, la solution génératrice d'un cristal peut être emprisonnée soit au cours de la croissance de ce cristal, dans des cavités qui accidentent ses faces (inclusions primaires ou syngénétiques), soit peu de temps après qu'il se soit formé, par infiltration dans ses clivages ou des fissures qui le traversent (cavités pseudo-secondaires ou secondaires syngénétiques). Une précaution préalable à toute interprétation est de s'assurer que ces inclusions n'ont pas été altérées après le scellement de la cavité (pas de modification de leur volume, de leur forme et de la nature de leur remplissage). Bref, pour refléter les conditions de dépôt original, les inclusions ne peuvent pas avoir subi de contraintes thermiques ou mécaniques. Il est bien connu que certains minéraux résistent mieux que d'autres aux sollicitations extérieures (le quartz par exemple) et se prêtent bien aux études d'inclusions fluides. Par contre, la barite, minéral qui se fracture et recristallise facilement, n'est certes pas un minéral favorable. En outre, les inclusions primaires que ce sulfate renferme sont généralement très petites et tellement nombreuses qu'elles l'opacifient plus ou moins fortement, ce qui entrave considérablement les mesures. Dès lors, il n'est pas étonnant que peu d'études d'inclusions fluides lui aient été consacrées. Néanmoins, pour certains gisements, c'est parfois le seul minéral auquel on puisse avoir recours. C'est le cas du gisement de Chaudfontaine où aucun des autres minéraux transparents de la paragenèse ne se prête à une étude d'inclusions fluides (la fluorite est absente, le quartz et la dolomie sont très finement grenus, la sphalérite est peu abondante et translucide à opaque, et enfin, la calcite est soit sans liaison évidente avec la minéralisation, soit en pseudomorphose de gypse).

En vue de conforter l'hypothèse de mise en place sédimentaire du gîte de Chaudfontaine, j'ai relevé le défi de l'étude des inclusions fluides de la

barite de ce gisement. Ce chapitre reprend et complète des résultats publiés antérieurement (Dejonghe *et al.*, 1982b).

VII.B. ECHANTILLONS ETUDIÉS

Les échantillons étudiés ont été prélevés dans la zone minéralisée du sondage de Chaudfontaine 134 E 396. Toutes les observations ont été réalisées sur des esquilles de barite séparées au scalpel. Dans certains cas, le plan de coupe correspondait à un plan de clivage. Les esquilles ont été examinées au microscope en vue de repérer les inclusions fluides syngénétiques propices à un traitement thermique. Les manipulations de cryoscopie n'ont pu être réalisées que sur les inclusions fluides des cristaux transparents à faiblement translucides, de taille supérieure au cm. La phase de sélection de ces cristaux à faciès favorable a donc été déterminante.

VII.C. MORPHOLOGIE DES INCLUSIONS

L'observation au microscope des esquilles de barite a permis de classer les inclusions qu'elles renferment. Dans les cas favorables, on a pu distinguer les inclusions épigénétiques des syngénétiques. Ces dernières ont fait l'objet d'une description détaillée qui a conduit à les subdiviser en cinq familles dont quatre correspondent à des inclusions primaires et la cinquième, aux inclusions pseudo-secondaires.

VII.C.1. Inclusions syngénétiques

Famille 1

Inclusions isométriques ou peu allongées, souvent à contours plus ou moins arrondis, non symétriques (ph. VI.1). Parfois prolongées par des canaux étroits qui établissent éventuellement une connection entre deux inclusions (ph. VI.2.). Longueur la plus fréquente: 20 - 60 μm .

Famille 2

Cavités à contours automorphes (cristaux négatifs), en général caractérisées par une tendance à l'élongation plus marquée que pour les cavités de la famille 1. Longueur la plus fréquente: 20 - 100 μm .

Famille 3

Inclusions allongées, à contour irrégulier, éventuellement localement festonné, avec indentations parfois très longues et très pointues (ph. VI.3). Dans certains cas, les excroissances cristallines ainsi formées sont limitées par des contours automorphes. Longueur la plus fréquente: 75 - 200 μm .

Famille 4

Inclusions très allongées et effilées aux extrémités (ph. VI.4). Souvent, morphologie en lame de couteau ou en coin très pointu. Des contours automorphes limitent parfois l'extrémité la plus large de l'inclusion. Longueur la plus fréquente: plusieurs centaines de μm .

En réalité, ces 4 familles constituent les termes extrêmes les plus caractéristiques d'une série de formes évoluant de façon progressive.

Toutes les inclusions de ces 4 familles sont, en outre, caractérisées par une notion d'épaisseur, de relief, de développement dans les 3 dimensions. Les contours sont délimités par des lignes épaisses et sombres doublées d'un liseré brillant (frange de Becke). Certaines inclusions (en particulier, celles des familles 3 et 4) renferment des octaèdres de pyrite (ph. VII.1). Ils sont souvent localisés aux extrémités d'inclusions allongées dont ils conditionnent parfois la forme (hétérogénéité en face de croissance responsable de l'apparition de défauts de cristallisation).

Sauf en ce qui concerne la famille 4, la liaison à des faces de croissance n'est pas souvent évidente. Des critères ontogéniques tels que la présence de clous ou de baguettes crénelées de pyrite, légèrement obliques et systématiquement transverses aux faces de croissance (voir § V.D.2) ou celle de sulfures concentrés dans certaines faces de croissance, nous ont permis de lever le doute dans certains cas.

Famille 5

Par contraste avec les inclusions primaires, les inclusions pseudo-secondaires sont très plates (pas de notion d'épaisseur). Elles sont limitées par des contours très fins, généralement géométriques ou festonnés. Les figures géométriques, souvent plus longues que larges, sont composées dans leur plus grande partie de trois séries de lignes conjuguées (ph. VII.2 et VII.3). Dans certains cas, on y reconnaît les contours typiques de cristaux orthorhombiques. Les indentations des contours festonnés sont parfois très profondes.

Des cas de croissances antagonistes sont extrêmement fréquents et des canaux partiellement obturés subsistent alors entre les portions de faces cristallines jointives. On trouve aussi des cristaux de barite automorphes, isolés au sein des plus grandes cavités, et qui constituent, en quelque sorte, des piliers extrêmement plats qui relient le toit et le mur de la cavité (ph. VII.4). Des figures de corrosion sont parfois présentes. La taille de ces inclusions est extrêmement variable. Des individus atteignant plusieurs centaines de μm ne sont pas rares. La liaison à des plans de clivage est évidente: dans le cas d'esquilles obtenues par section le long d'un clivage facile, la mise au point optique s'effectue instantanément sur toute la superficie de l'inclusion.

VII.C.2 Inclusions épigénétiques

Ces inclusions présentent toujours des formes de gouttelettes épaisses, plus ou moins opacifiées. La reconnaissance de leur nature épigénétique n'est aisée que lorsqu'elles sont localisées dans des fissures sécantes aux faces de croissance (cas de la fissure EW de la ph. VII.4).

VII.D. NATURE DU REMPLISSAGE

Seul le remplissage des inclusions primaires et pseudo-secondaires a été déterminé. Toutes les mesures microthermométriques ont été réalisées au Laboratoire de Géologie de l'École normale supérieure (Paris) sur une installation de marque Chaix Meca (Poty *et al.*, 1976). La reproductibilité des mesures est de l'ordre de $\pm 0.1^\circ\text{C}$ dans la gamme des températures de cette étude.

Toutes les inclusions considérées sont monophasées à température ambiante. L'absence totale de bulle de retrait implique une température de remplissage très basse, certainement inférieure ou égale à 50°C (Sabouraud *et al.*, 1980).

Cette conclusion est importante à deux titres:

1. elle confirme la nature sédimentaire du gîte de Chaudfontaine;
2. elle élimine l'hypothèse d'un réchauffement que d'aucuns pourraient invoquer pour expliquer l'existence de cristaux décimétriques (recristallisation sous effet thermique).

L'absence totale de bulle de retrait et d'inclusion décrépitée exclut l'hypothèse d'un rééquilibrage des fluides piégés dans les cavités intracristallines de la barite.

Des mesures cryoscopiques ont été réalisées en vue de préciser la salinité de ces inclusions

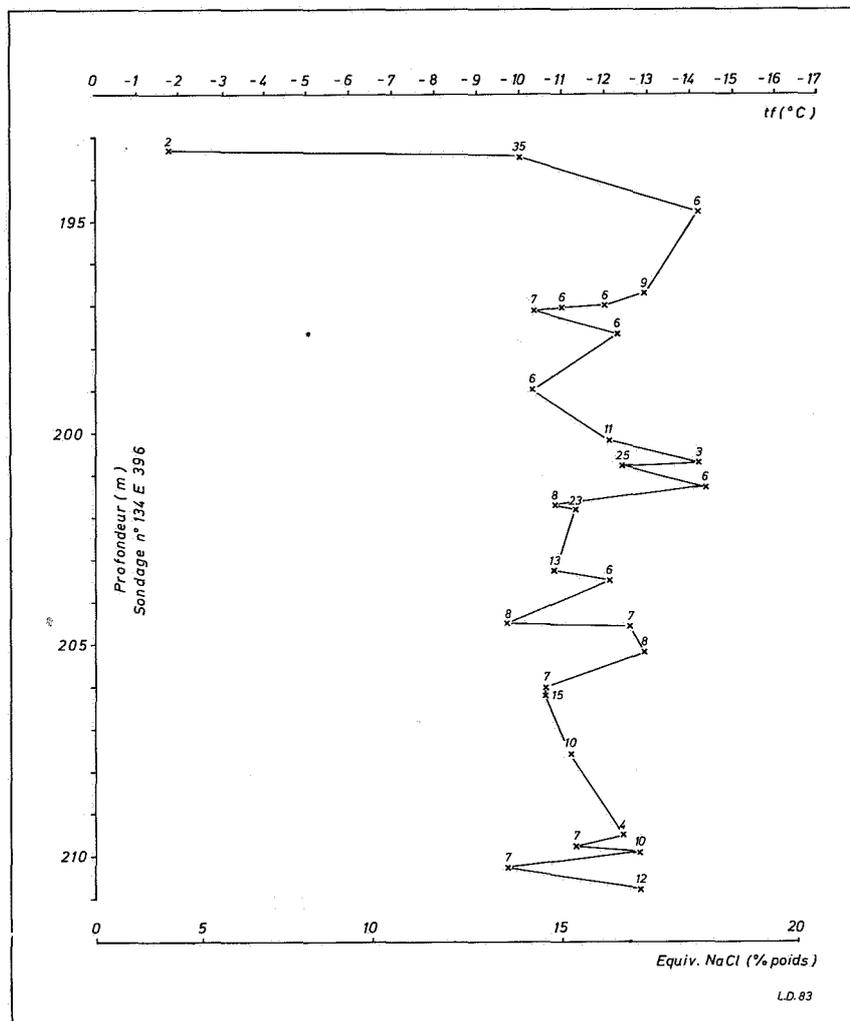


Fig. 37.- Barite de Chaudfontaine. Sondage 134 E 396. Evolution des températures de fin de fusion (tf) et de la salinité en fonction de la profondeur en sondage. La série étant en position normale, les parties les plus profondes sont les plus anciennes. Le chiffre placé au-dessus de chaque croix correspond au nombre de mesures à partir desquelles la moyenne arithmétique des températures de fin de fusion a été calculée.

primaires. Les mesures ont été réalisées sur des cristaux prélevés à des niveaux stratigraphiques différents afin de vérifier l'hypothèse d'une évolution continue de la salinité en fonction de la position stratigraphique du dépôt. Les prélèvements ont été effectués en 28 points répartis sur une épaisseur stratigraphique de 11 mètres (fig. 37). Plusieurs échantillons ont parfois été prélevés au même niveau. Le nombre de mesures significatives s'élève à 304.

Sur ces 304 inclusions syngénétiques, 273 étaient des inclusions primaires (89.8 %) et parmi celles-ci, 53 appartenaient à la famille 1 (17.4 %), 38 à la famille 2 (12.5 %), 123 à la famille 3 (40.5 %) et 59 à la famille 4 (19.4 %). La congélation totale des inclusions primaires leur confère un aspect brunâtre, translucide à opaque, caractéristique des inclusions salées. Une partie seulement des inclusions pseudo-secondaires garde un aspect transparent. Toutes les températures de première fusion se situent entre -45° et -35°C , ce qui implique une solution riche en sels autres que NaCl (par exemple riche en KCl, CaCl_2 , MgCl_2 , etc..., Crawford *et al.*, 1979).

L'étude des températures de fin de fusion n'a pas confirmé l'hypothèse d'une évolution continue de la salinité en fonction de la position stratigraphique : comme le montre la figure 37, les salinités varient en dents de scie au cours du temps, ce qui m'a conduit à regrouper les mesures par familles d'inclusions.

Les histogrammes de fréquence des températures de fin de fusion ont été réalisés pour chacune des familles d'inclusions considérées (fig. 38). Les histogrammes des familles 1 et 4 (inclusions primaires) ont des allures tout à fait comparables, un pic se dégageant nettement. L'allure est encore mieux marquée sur l'histogramme d'ensemble de ce type d'inclusion (fig. 39). Par contre, l'histogramme de la famille 5 (inclusions pseudo-secondaires) montre un étalement des valeurs (fig. 38).

Ces allures différentes peuvent être interprétées de la façon suivante. Les inclusions primaires semblent relativement étanches et conservent leur salinité originelle. Par contre, les inclusions pseudo-secondaires en plan de clivage sont plus aptes à subir des modifications de leur contenu.

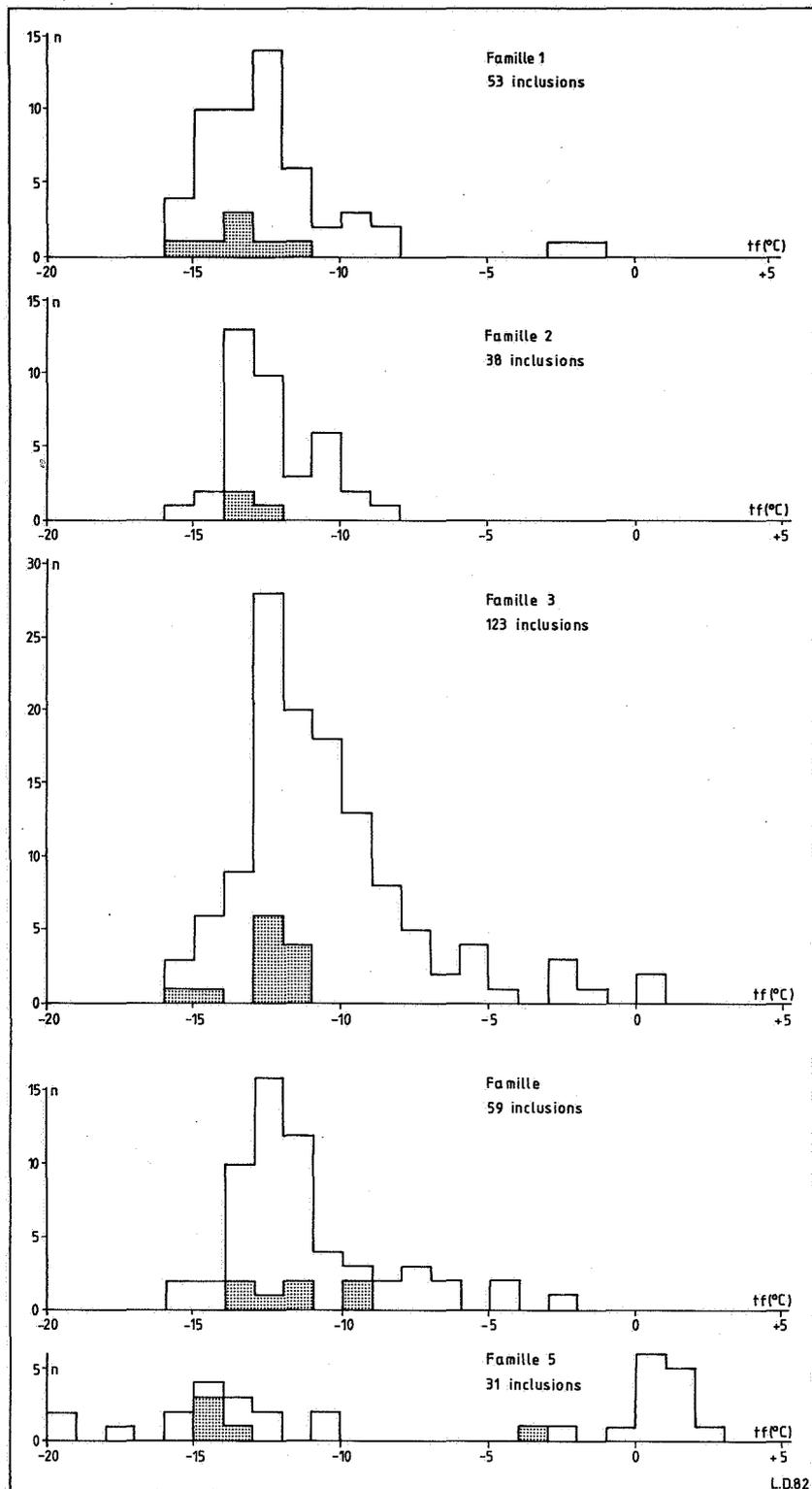


Fig. 38.- Histogrammes des températures de fin de fusion (tf) de chacune des 5 familles d'inclusions syngénétiques de la barite de Chaudfontaine. Familles 1 à 4, inclusions primaires. Famille 5, inclusions pseudo-secondaires. Les parties ponctuées correspondent aux inclusions pour lesquelles une bulle est apparue lors de la remontée en température.

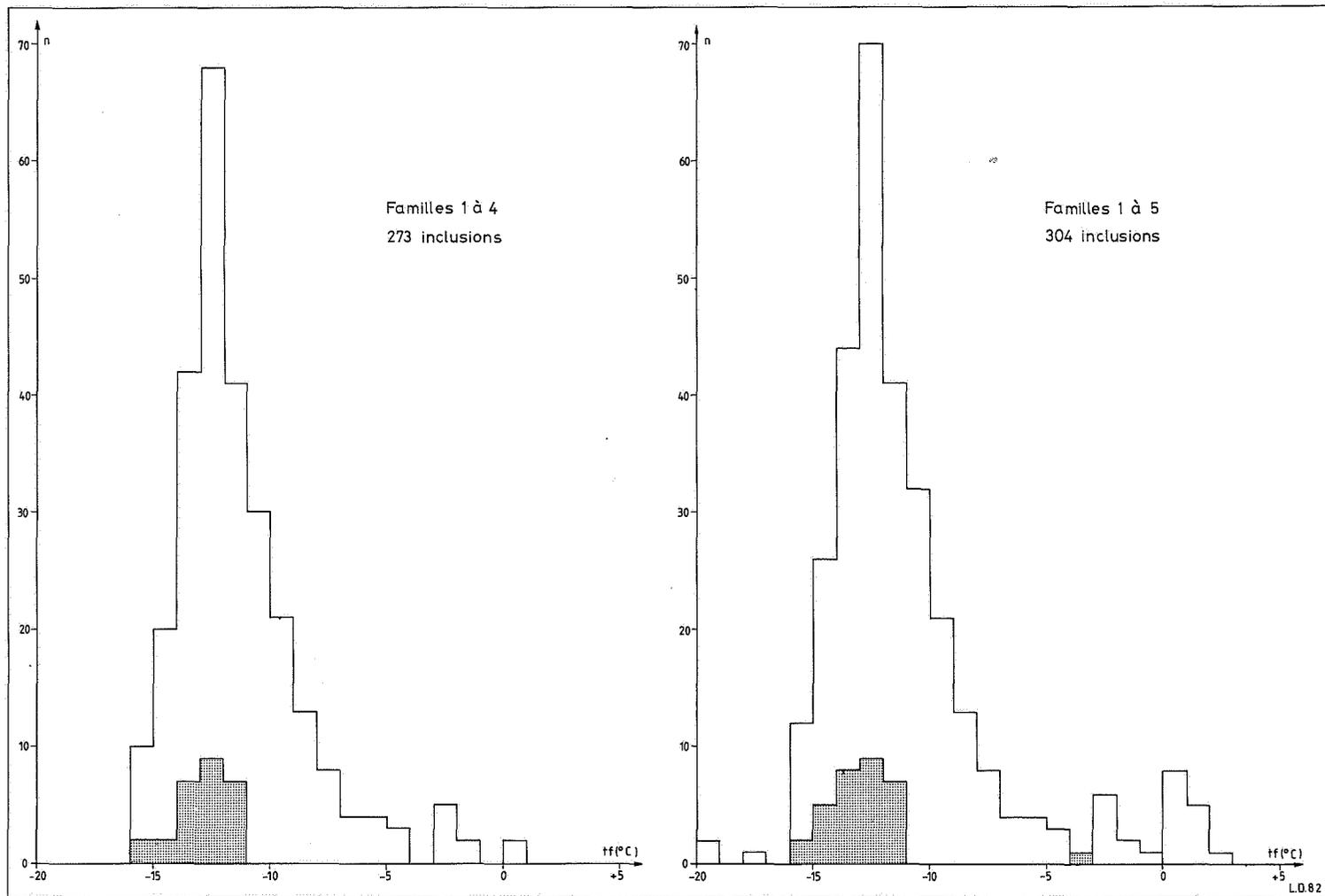


Fig. 39.- Partie gauche. Histogramme des températures de fin de fusion (tf) de l'ensemble des inclusions primaires (familles 1 à 4). Partie droite. Histogramme des températures de fin de fusion (tf) de l'ensemble des inclusions syngénétiques (primaires et pseudo-secondaires, familles 1 à 5). Les parties ponctuées correspondent aux inclusions pour lesquelles une bulle est apparue lors de la remontée en température.

Ces dernières ont pu être lessivées par les eaux souterraines récentes d'origine météorique (eaux non salées). Il s'agit d'un fait bien connu qui a été reproduit en laboratoire. En effet, Sabouraud-Rosset (1976) a réalisé une expérience de décroissance de la salinité d'une inclusion par pénétration d'eau distillée dans les clivages de cristaux de gypse. Dans certains cas, la salinité a diminué de moitié après quelques années.

Dans le cas de l'histogramme de la famille 5, deux sous-groupes d'inclusions se dégagent: le premier est centré sur -15°C , le second sur 0°C . Il convient aussi de remarquer que sur les 31 inclusions de cette famille, 12 ont révélé des températures de fin de fusion positives (jusqu'à $+3^{\circ}\text{C}$) et que pour le sous-groupe centré sur 0°C , la tendance au groupement des valeurs entre 0 et 2°C est nettement marquée. Ces observations suggèrent que dans cette famille 5, seules les inclusions salées reflètent la nature de la saumure originelle.

Le cas des températures de fusion positives (jusqu'à $+3^{\circ}\text{C}$) est conforme à ce qui est connu dans la littérature (métastabilité de la glace). On sait, en effet, que seules les inclusions pour lesquelles une bulle apparaît lors de la remontée en température (partie ponctuée des histogrammes) correspondent aux cavités dont le remplissage est à l'équilibre. Rappelons que l'erreur entraînée par ce phénomène ne peut conduire qu'à annoncer des points de fusion trop élevés et donc des salinités inférieures aux salinités réelles (Sabouraud-Rosset, 1976, p. 73). L'intérêt de ces histogrammes se situe donc vers les températures les plus basses: on peut être certain que la salinité des solutions mères a atteint la concentration indiquée par les températures de fin de fusion les plus basses.

L'histogramme général de toutes les inclusions syngénétiques (fig. 39) montre des températures de fusion totale atteignant -20°C et un pic majeur centré sur -12.5°C . Ce pic est dissymétrique, à pente raide vers les basses températures et à retombée beaucoup plus douce vers les températures positives. En outre, de ce côté, apparaissent des petits pics mineurs par rapport au pic principal.

Ces températures de fusion traduites en salinité indiquent que la saumure la plus concentrée atteint 22 à 23 % (en poids) équiv. NaCl et que la salinité la plus fréquente se situait autour de 16.5 % (en poids) équiv. NaCl. Si la salinité de l'eau de mer frasnienne était identique à ce qu'elle est aujourd'hui, cela correspondrait à une concentration moyenne par évaporation à environ 1/5 du volume initial (Sabouraud-Rosset, 1976, p. 72). La figure 37 renseigne par ailleurs que, en moyenne, la salinité s'est maintenue à un niveau relativement élevé. En outre, l'absence d'alternance avec des conditions d'eau douce interdit un parallélisme rigoureux avec l'environnement schizohalin décrit par Folk & Siedlecka (1974).

Pour Barbier (1976, p. 91), les fluctuations de salinité des inclusions fluides de gisements de bordures littorales peuvent s'expliquer par le mélange en proportions variables, dans le bassin de sédimentation, de saumures et d'eau douce d'origine continentale. Certes, on ne peut nier cette cause éventuelle d'hétérogénéité originelle du contenu des inclusions. Cependant, dans le cas des gisements anciens, il faut également tenir compte d'une possibilité de lessivage ultérieur des inclusions fluides par des eaux douces des nappes souterraines plus jeunes (actuelles par exemple) (cfr expériences de Sabouraud-Rosset, 1976).

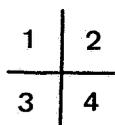
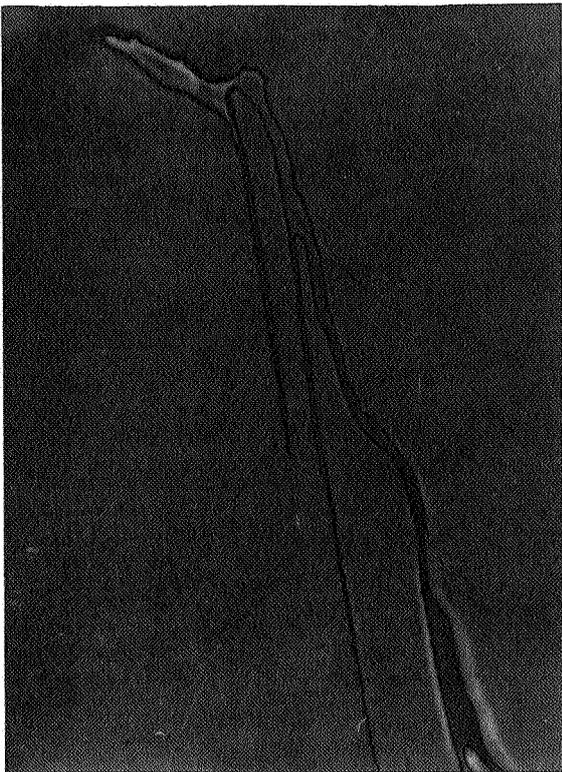
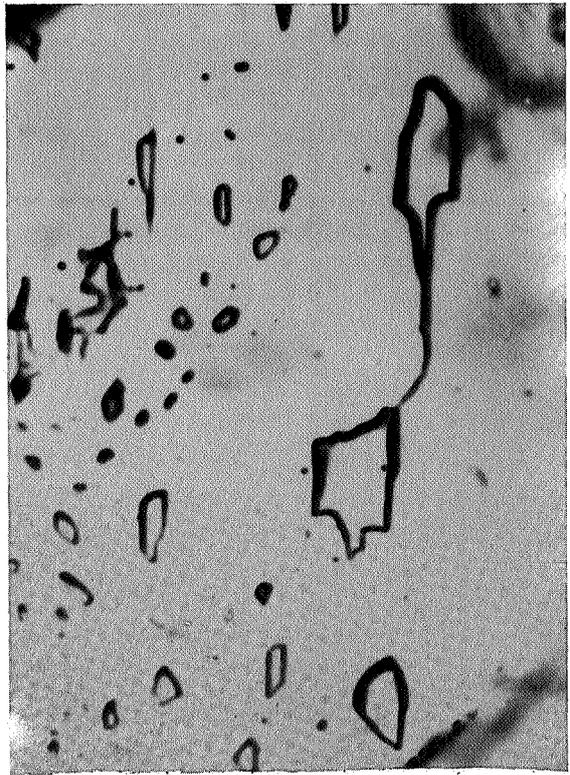
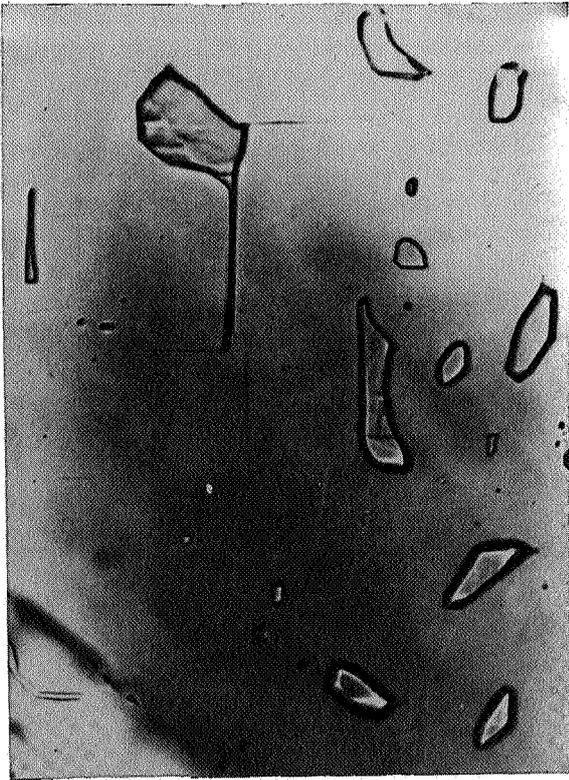


PLANCHE VI

1. Inclusions de la famille 1. Petit côté de la photo: $210\mu\text{m}$.
2. Inclusions de la famille 1. Petit côté de la photo: $315\mu\text{m}$.
3. Inclusions de la famille 3. Les contours ont été retouchés à l'encre de chine. Petit côté de la photo: $105\mu\text{m}$.
4. Inclusions de la famille 4. Au centre de la photo, fissure EW, à inclusions fluides épigénétiques. Petit côté de la photo: $525\mu\text{m}$.



Si la solution mère du gîte de Chaudfontaine est bien une solution salée, celle-ci n'a cependant jamais atteint la saturation en NaCl (pas d'inclusion solide de NaCl). La question se posait étant donné la présence de calcite, en pseudomorphose de gypse et d'anhydrite dans le sondage de Chaudfontaine 134 E 396 (voir § V.C.3, VIII.D et Dejonghe, 1986b) ainsi que celle d'anhydrite dans le sondage de Soumagne, au même niveau stratigraphique que le gîte de Chaudfontaine (Graulich, 1977).

En résumé : les inclusions fluides de la barite de Chaudfontaine sont monophasées et à remplis-

sage aqueux, ce qui implique une température de cristallisation inférieure à 50°C. Le fluide de remplissage est caractérisé par une salinité la plus fréquente de 16.5 % équiv. NaCl et une salinité maximale de 23 % équiv. NaCl. Précisons que si la salinité n'est pas un critère génétique (des barites filoniennes présentent une gamme de salinités extrêmement étendue), elle nous éclaire cependant sur le milieu dans lequel les gîtes sédimentaires s'individualisent. Dans le cas du gîte de Chaudfontaine, l'étude de la salinité des inclusions fluides de la barite qu'il renferme spécifie qu'il s'est mis en place dans un milieu confiné.

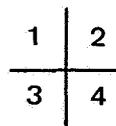
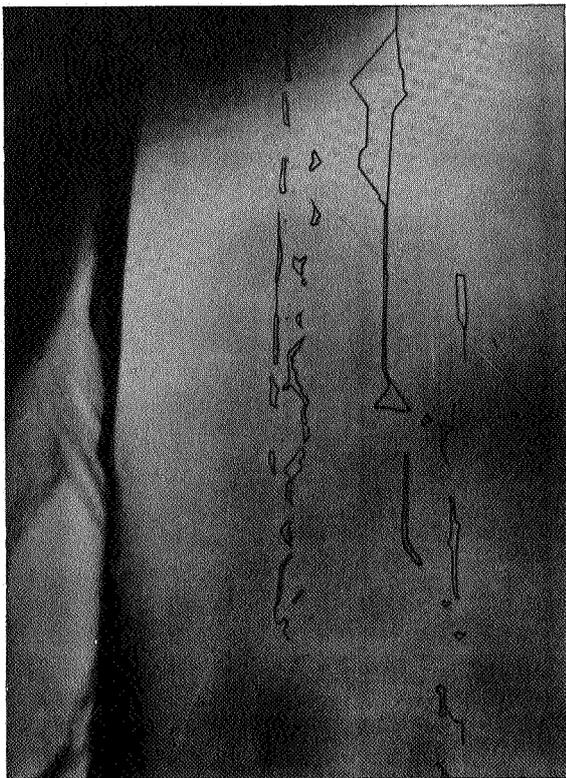
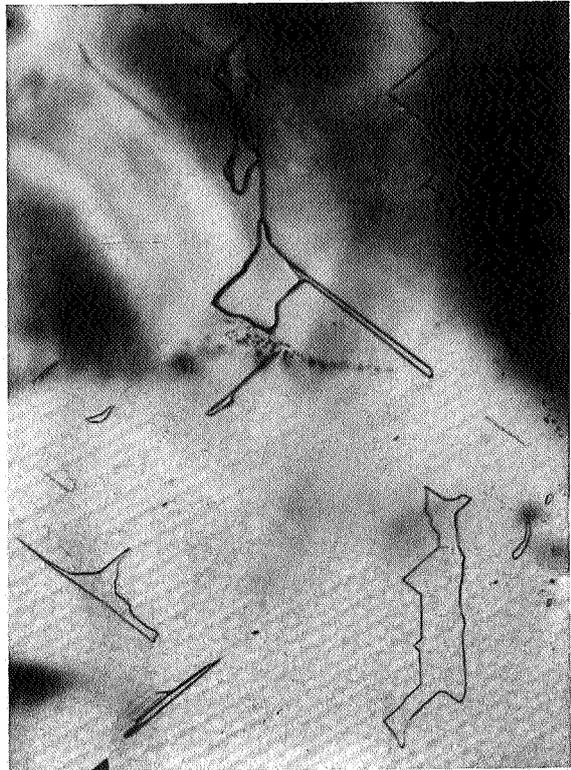
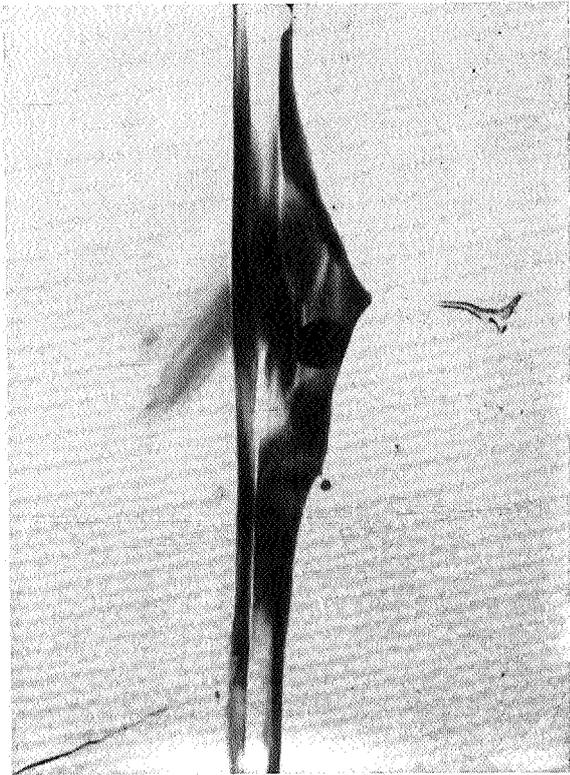


PLANCHE VII

1. Présence d'un cristal de pyrite (noir) au sein d'une cavité.
Petit côté de la photo : 160 μm .
2. Inclusions de la famille 5. Petit côté de la photo: 470 μm .
3. Inclusions de la famille 5. Les contours ont été retouchés à l'encre de chine.
Petit côté de la photo: 470 μm .
4. Inclusions de la famille 5. Petit côté de la photo: 315 μm .





CHAPITRE VIII

GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DE LA MINERALISATION DE CHAUDFONTAINE

VIII.A. Introduction

VIII.B. Géochimie isotopique du strontium des barites et des calcites

VIII.C. Géochimie isotopique du soufre des barites

VIII.D. Géochimie isotopique du soufre des galènes et des pyrites

VIII.E. Géochimie isotopique de l'oxygène des calcites, calcaires, barites et silicites

VIII.F. Géochimie isotopique du plomb des galènes

VIII.G. Géochimie isotopique du carbone des calcites et des calcaires

VIII.H. Conclusions

CHAPITRE VIII

GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DE LA MINÉRALISATION DE CHAUDFONTAINE

VIII.A. INTRODUCTION

La géochimie isotopique sera considérée dans ce travail comme un outil destiné à préciser le modèle de mise en place de la minéralisation de Chaudfontaine. Les résultats présentés ont, en partie, déjà été publiés (Dejonghe *et al.*, 1982c, 1987, 1989). Ils sont le fruit de nombreuses collaborations :

- au Service géologique des U.S.A., à Denver, pour les isotopes du S des barites (R.O. Rye);
- à l'Université libre de Bruxelles, en ce qui concerne les isotopes du Pb des galènes (S. Cauet) et les isotopes du Sr des barites et des calcites (D. Demaiffe);
- à l'Université de Paris E, pour les isotopes du S des barites, des galènes et des pyrites (J. Boulègue & R. Létolle), les isotopes de l'O des barites, des calcaires, des calcites et des silicites (J. Boulègue, A.M. Fouillac & R. Létolle) et, enfin, les isotopes du C des calcites et des calcaires (R. Létolle).

VIII.B. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DU STRONTIUM DES BARITES DES CALCITES ET DES CALCAIRES.

Les compositions isotopiques du Sr ont été déterminées pour 9 barites en provenance du sondage 134 E 396. Par ailleurs, j'ai signalé au § V.C.3, qu'à deux endroits dans ce sondage, la barite coexistait avec de la calcite spathique très blanche et très largement cristallisée, provenant probablement de la pseudomorphose de gypse. Deux de ces calcites ont donc été sélectionnées afin de vérifier leur caractère cogénétique par rapport à la barite. La composition isotopique du Sr a aussi été déterminée pour deux calcaires frasniens provenant de la Formation de Lustin à Trooz et choisis sur base de leur teneur élevée en CaO (faible teneur en argile). Dans les logs géochimiques publiés par Dejonghe (1987a, pp. 96 et suivantes), ces échantillons sont répertoriés sous les n° Z 136 et Z 252. Enfin, en vue de vérifier l'hypothèse d'une filiation entre le gisement de Chaudfontaine et le filon voisin de La Rochette (voir § IV.B), une barite de ce filon a également été analysée.

Les résultats des analyses isotopiques du Sr sont mentionnés au tableau 10. Les barites ont été mises en solution partielle par attaque HF + HClO₄. Les attaques et les mesures ont été répétées dans 2 cas (Chaudfontaine, sondage 134 E 396, profondeurs 200.85 et 210.75) afin de vérifier la reproductibilité de la méthode. Les calcites et les calcaires ont fait l'objet d'une attaque chlorhydrique simple. Les rapports isotopiques ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ont été normalisés pour un rapport ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.3752. La composition isotopique du standard NBS 987, déterminée dans les mêmes conditions, est de 0.71024 ± 0.00002 (2σ). On constate que tous les échantillons du gisement de Chaudfontaine ont des compositions isotopiques en Sr très voisines. Les valeurs moyennes du rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr se chiffrent à 0.71119 ± 0.00018 pour les 9 barites et à 0.71137 ± 0.00022 pour les 2 calcites. Ceci implique, d'une part, que la barite est isotopiquement homogène, quelle que soit sa position stratigraphique et, d'autre part, que barite et calcite blanche spathique ou le minéral dont cette dernière dérive (gypse) sont cogénétiques et ont cristallisé à partir de la même solution.

La barite du filon de La Rochette diffère de celle du gîte sédimentaire de Chaudfontaine pour deux raisons :

- elle est significativement plus riche en Sr;
- son rapport isotopique est nettement plus élevé.

Ceci signifie qu'il n'est pas possible d'établir une filiation simple entre les deux gisements. Ou bien ils ont des origines tout à fait différentes, ou bien La Rochette dérive en partie de Chaudfontaine et en partie d'une autre source.

Burke *et al.* (1982) ont déterminé la courbe de variation du rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en fonction du temps dans des roches marines (fig. 40). On en déduit que, au Frasnien, les rapports isotopiques du Sr de l'eau de mer se situent dans la gamme de 0.7083 à 0.7088. On constate que les compositions isotopiques en Sr des calcaires frasniens de Trooz (voir tabl. 10) correspondent bien à ces valeurs. Par contre, les barites et les calcites du gisement de Chaudfontaine possèdent des compositions isotopiques en Sr nettement supérieures. Ces résultats permettent de conclure que le Sr du gisement de Chaudfontaine ne provient pas, du moins, pas entièrement, de l'eau de mer et qu'une large proportion, qu'il n'est cependant pas possible de chiffrer, doit avoir une source différente. Le Sr pourrait dériver, au même titre que le Ba, du lessivage d'une croûte continentale où soit les feldspaths, soit les minéraux argileux étaient prépondérants.

Tableau 10.- Concentrations en Rb (ppm) et Sr (ppm) et compositions isotopiques du Sr de 9 barites et 2 calcites du gisement de Chaudfontaine, d'1 barite du filon de La Rochette et de 2 calcaires de la Formation de Lustin à Trooz (Analyses isotopiques effectuées à l'Université libre de Bruxelles par D. Demaiffe; analyses du Rb et du Sr effectuées par fluorescence X au Musée royal de l'Afrique centrale à Tervuren pour les échantillons de Chaudfontaine et de La Rochette et au Service géologique de Suède pour ceux de Trooz).

Prof. (m) sondage ou n° éch.	Minéraux ou roches	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$
<i>Chaudfontaine (sondage 134 E 396)</i>				
193.55	barite	< 2	4773	0.71170 0.00018
194.70	barite	4	3802	0.71123 0.00024
195.25	barite	3	5892	0.71098 0.00016
196.15	calcite	< 2	82	0.71130 0.00014
197.00	barite	4	2552	0.71092 0.00020
200.85	barite	< 2	6669	0.71133 0.00006 0.71128 0.00026
202.85	calcite	< 2	158	0.71144 0.00030
204.20	barite	6	7653	0.71111 0.00006
205.50	barite	< 2	5026	0.71123 0.00030
209.75	barite	3	4932	0.71105 0.00025
210.75	barite	< 2	4789	0.71118 0.00013 0.71119 0.00011
<i>La Rochette</i>				
A8564	barite	< 2	10580	0.71623 0.00009
<i>Trooz</i>				
Z136	calcaire	<10	340	0.70887 0.00024
Z252	calcaire	<10	290	0.70863 0.00080

VIII.C. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DU SOUFRE DES BARITES

Les études effectuées dans le domaine de la géochimie isotopique du S montrent que les eaux des mers modernes ont une composition remarquablement uniforme. Ceci est dû au mélange rapide de toutes les eaux qui se déversent dans les océans. En outre, la présence d'évaporites dans des roches de tous âges depuis la fin du Précambrien, atteste la persistance de sulfate dans les eaux océaniques. Dès lors, il est possible de déterminer la composition isotopique des mers anciennes par l'étude des évaporites fossiles. La figure 41 montre la variation du $\delta^{34}\text{S}$ des sulfates marins, depuis la fin du Précambrien à nos jours.

Les compositions isotopiques du S de 5 barites provenant du sondage 134 E 396 ont été précisées par Dejonghe *et al.* (1982c). Les 5 échantillons sont décrits brièvement au tableau 11 dans lequel on mentionne également leurs positions dans le sondage et les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ par rapport à la troilite de Cañon Diablo. Celles-ci varient de 26.1 à 30.1 ‰. 4 barites ont également été analysées par

Létolle. Leur $\delta^{34}\text{S}$ sont cohérents avec ceux de Rye:

prof. : 200.80	$\delta^{34}\text{S}$: 30.5
prof. : 201.50	$\delta^{34}\text{S}$: 30.1
prof. : 204.55	$\delta^{34}\text{S}$: 28.0
prof. : 209.85	$\delta^{34}\text{S}$: 26.6

La courbe de variation des $\delta^{34}\text{S}$ des sulfates marins en fonction du temps (fig. 41), montre que les échantillons de Chaudfontaine tombent dans le domaine des sulfates marins anté-dévonien. D'autre part, étant donné que le gisement de Chaudfontaine est supporté par des roches d'âge frasnien, l'époque de sa mise en place ne peut être que frasnienne ou plus jeune. De ces deux conditions, il en résulte que seul un âge frasnien (c'est-à-dire autour de 355 millions d'années) est compatible avec les données isotopiques.

L'interprétation la plus évidente est que le S des sulfates ayant engendré la barite de Chaudfontaine dérivait de l'eau de mer, soit directement, soit indirectement, à partir de solutions qui dissolvaient des sulfates marins précipités à l'intérieur d'un bassin sédimentaire. La liaison de ce gise-

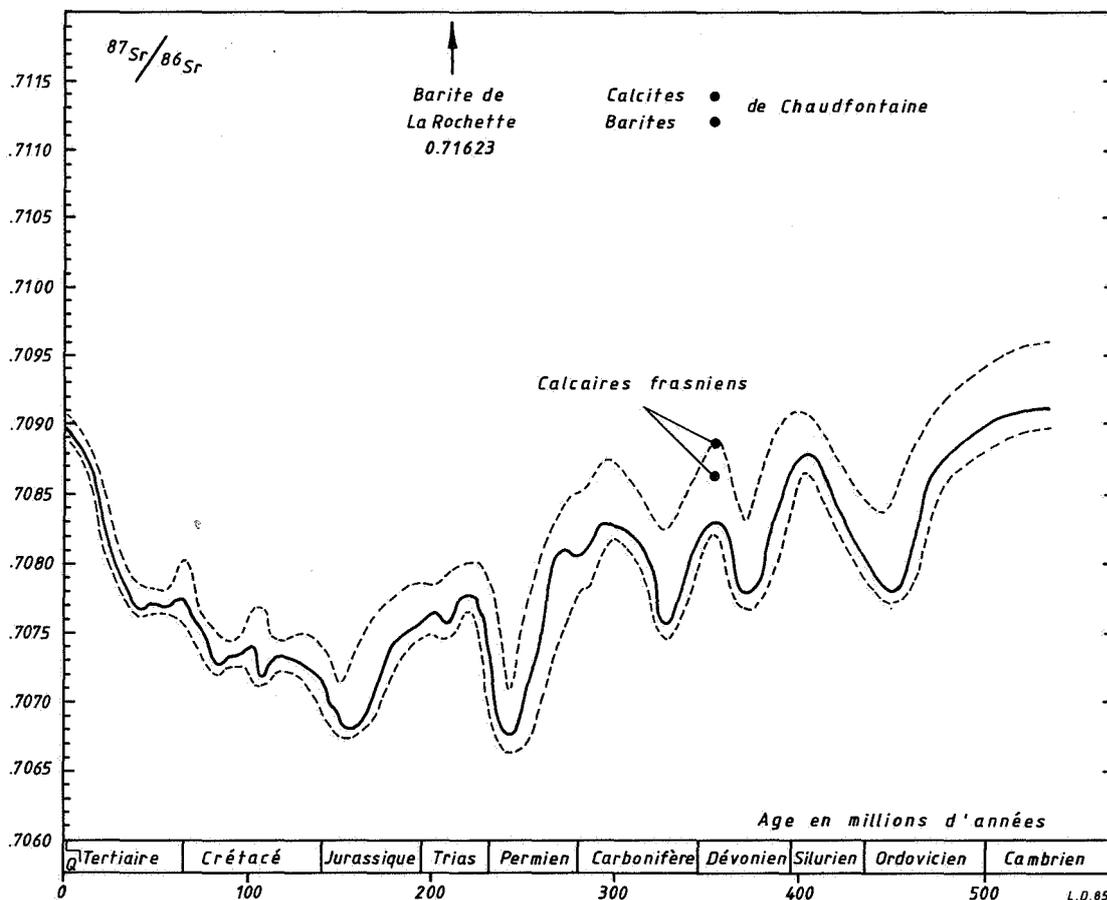


Fig. 40.- Position des barites et calcites de Chaudfontaine, de la barite de La Rochette et des calcaires frasniens de Trooz par rapport à la courbe d'évolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de roches d'origine marine au cours des temps géologiques. Ligne en trait plein: meilleur estimateur de la composition isotopique moyenne. Entre les lignes en trait interrompu: domaine de dispersion des données. Adapté d'après Burke *et al.* (1982).

Tableau 11.- Compositions isotopiques du S des barites du gisement de Chaudfontaine (analyses effectuées au Service géologique des U.S.A., à Denver, par R.O. Rye).

Profondeurs (m)	Description des échantillons de barite	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
sondage 134 E 396		
194.90 - 195.00	Cristaux cm à dm, automorphes, de barite blanche, dans une silicite sombre	27.0
195.50	Cristaux mm à cm de barite lamellaire blanche, sans orientation préférentielle, dans une silicite sombre. Sphalérite rare	27.5
201.90	Agrégat de barite massive blanche, en cristaux cm à dm, subautomorphes	30.1
207.00	Même structure qu'à 201.90 m, mais ici, la barite est légèrement teintée de rose	28.1
207.50	Cristaux mm, lamellaires, de barite blanche, non orientés préférentiellement, compris dans une silicite sombre. Egalement, quelques petits cristaux xénomorphes de barite et quelques rares cristaux mm de sphalérite	26.1

ment aux évaporites sera discutée aux § XII.B.5 et XIII. Mais précisons dès à présent que de l'anhydrite est présente, au même niveau stratigraphique que celui de la minéralisation de Chaudfontaine, dans le sondage de Soumagne, situé à environ 8 km au NE de Chaudfontaine, dans le sondage de Soumagne, situé à environ 8 km au NE de Chaudfontaine (Graulich, 1977).

La décroissance des valeurs $\delta^{34}\text{S}$ autour de l'échantillon médian peut être interprétée:

1. comme une variation de la composition de l'eau d'un bassin restreint dans lequel le gisement se déposait (par exemple, un lagon, à liaison intermittente avec la mer et alimenté par des eaux continentales);
2. comme un mélange du S à partir de deux sources;
3. comme le résultat de variations dans l'intensité de la réduction bactérienne.

VIII.D. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DU SOUFRE DES GALÈNES ET DES PYRITES

Les compositions isotopiques du S de 3 galènes et de 3 pyrites provenant du sondage 134 E 396 sont renseignées au tableau 12 ($\delta^{34}\text{S}$ mesurés par rapport à la troïlite de Cañon Diablo). On constate que les $\delta^{34}\text{S}$ des galènes et des pyrites sont très différents des $\delta^{34}\text{S}$ des barites (§ VIII.C).

On sait (voir par exemple, Faure, 1977, p. 414) que dans le cas où un équilibre isotopique existe entre deux sulfures, leur température de cristallisation (T, en °K) est fonction de la différence de leurs $\delta^{34}\text{S}$ respectifs ($\Delta^{34}\text{S}$) selon la formule suivante: $\Delta^{34}\text{S} = A.10^6.T^{-2}$ dans laquelle A est une constante. Appliquons cette formule au cas de la pyrite et de la galène de Chaudfontaine en prenant:

- pour valeurs des $\delta^{34}\text{S}$ de la galène et de la pyrite, les moyennes arithmétiques renseignées au tableau 11.2 (respectivement - 1 ‰ et - 0.07 ‰);

- pour valeur de A, le chiffre de 1.319, valable dans un domaine de température variant de 27 à 527°C (Sakai, 1968).

On obtient : $0.93 = 1.319.10^6.T^{-2}$

D'où : $T = 1191^\circ\text{K} = 918^\circ\text{C}$.

Il s'agit d'une température totalement aberrante (les inclusions fluides de la barite renseignent des températures de cristallisation inférieures à 50°C - voir ch. VII). Ce résultat aberrant signifie que la galène et la pyrite de Chaudfontaine ne résultent pas d'une cristallisation à l'équilibre isotopique à partir du même fluide. Un tel comportement est souvent significatif de basses températures de formation (voir par exemple, Sakai, 1968 ou Smith *et al.*, 1977).

Les différences entre les $\delta^{34}\text{S}$ de sulfures et de sulfates provenant d'un même gisement sont systématiques. Une des causes principales de ces écarts est la réduction des ions sulfatés par les bactéries des genres *Desulfovibrio* et *Desulfotomaculum*. En fait, à température inférieure à 50°C, ce qui est le cas du gisement de Chaudfontaine (ch. VII), l'activité bactérienne semble bien être le seul mécanisme de réduction des sulfates (Hoefs, 1977, p. 47). Par ce processus, Hartman & Nielsen (1969), par exemple, ont enregistré des écarts de $\delta^{34}\text{S}$ variant de 15 à 62 ‰. Les écarts observés à Chaudfontaine (de 24.4 à 33.5 ‰) sont donc tout à fait compatibles dans le cas d'une réduction bactérienne. Cette conclusion renforce également la 3ème hypothèse du § VIII.C.

VIII.E. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DE L'OXYGÈNE DES CALCITES, CALCAIRES, BARITES ET SILICITES

Un des intérêts de la mesure de la composition isotopique de l'O de diverses phases minérales réside dans la possibilité d'en déduire leur température de formation. En effet, lorsque deux phases solides ont équilibré leur O dans un même réservoir, la différence de leurs $\delta^{18}\text{O}$ (mesurés par rap-

Tableau 12.- Compositions isotopiques du S des galènes et des pyrites du gisement de Chaudfontaine (analyses effectuées à l'Université de Paris 6 par J. Boulègue et R. Létolle).

Minéraux	Profondeurs (m) sondage 134 E 396	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	Moyennes arithmétiques
galène	200.05	- 0.5	
galène	201.68	- 3.4	- 1.0
galène	209.80	0.9	
pyrite	194.42	1.7	
pyrite	198.00	- 3.1	- 0.07
pyrite	204.75	1.2	

Tableau 13.- Compositions isotopiques de l'O des silicites, calcites et barites de la minéralisation de Chaudfontaine ainsi que des calcaires frasniens (analyses effectuées à l'Université de Paris 6 par J. Boulègue et A.M. Fouillac pour les silicites et par R. Létolle pour les autres roches ou minéraux).

Minéraux ou roches	Profondeurs (m) sondage 134 E 396	$\delta^{18} \text{O}/\text{SMOW}$ (‰)
silicite	198.00	31.1
silicite	198.63	28.2
silicite	205.15	27.4
calcite	195.58	20.98
calcite	195.58 (1)	23.31
calcite	195.58 (2)	22.20
calcite	195.58 (3)	21.51
calcite	195.90	20.65
calcite	196.05	22.03
calcite	196.40	21.62
calcite	202.85	20.80
calcaire	208.20	22.35
calcaire	209.20	20.43
calcaire	Z 136 (1)	23.24
calcaire	Z 136 (2)	23.32
calcaire	Z 252	20.14
barite	200.80	13.20
barite	201.50	12.20
barite	204.55	14.40
barite	209.85	12.70

port à un même standard tel que le SMOW) est une fonction de la température qui s'exprime par l'équation suivante:

$$\delta_1 - \delta_2 \approx 1000 \ln \alpha_{12} = A \cdot 10^6 \cdot T^{-2} + B \quad (\text{Faure, 1977, p. 352})$$

dans laquelle: - α_{12} désigne le coefficient de fractionnement isotopique entre les phases 1 et 2,
- T, la température absolue (°K) et
- A, B, des constantes.

Ce géothermomètre repose sur 3 postulats:

1. les réactions d'échange doivent avoir atteint l'équilibre
2. les compositions isotopiques n'ont pas été altérées après l'équilibre isotopique
3. les coefficients de fractionnements isotopiques, qui dépendent de la température, sont déterminés expérimentalement.

En ce qui concerne ce dernier point, si dans le cas de la calcite, les coefficients de fractionnement avec l'eau sont connus jusqu'à 0°C (O'Neil *et al.*, 1973), par contre, pour le quartz, ils sont inconnus sous 200°C (Clayton *et al.*, 1972). Néanmoins, on sait (voir par exemple, Faure, 1977, p. 353) que les valeurs du coefficient de fractionnement isotopique de l'O dans les systèmes aqueux sont toujours supérieures pour le quartz par rapport à la calcite. Comme le montre le tableau 13, cette règle se vérifie bien dans le cas des silicites et des calcites de Chaudfontaine.

En appliquant l'équation $1000 \ln \alpha_{12} = A \cdot 10^6 \cdot T^{-2} + B$ respectivement au système quartz - eau (avec $A = 3.38$ et $B = -3.40$, d'après Clayton *et al.*, 1972, pour le domaine 200-500°C) et au système calcite - eau (avec $A = 2.78$ et $B = -3.40$, d'après O'Neil *et al.*, 1969, pour le domaine 0-800°C), on obtient:

$$1000 \ln \alpha_{QE} = 3.38 \cdot 10^6 \cdot T^{-2} - 3.40 \quad (1)$$

$$1000 \ln \alpha_{CE} = 2.78 \cdot 10^6 \cdot T^{-2} - 3.40 \quad (2)$$

En soustrayant (2) de (1), on a:

$$1000 \ln \alpha_{QE} - 1000 \ln \alpha_{CE} = 0.60 \cdot 10^6 \cdot T^{-2}$$

qui peut également s'écrire (Faure, 1977, p. 355):

$$\delta_Q - \delta_C = 0.60 \cdot 10^6 \cdot T^{-2}$$

avec $\delta_Q = \delta^{18}\text{O}$ du quartz et $\delta_C = \delta^{18}\text{O}$ de la calcite.

Supposons que silicites et calcites de Chaudfontaine ont équilibré leur O dans le même réservoir et appliquons la formule précédente à ce système en prenant pour valeurs de δ_Q et δ_C , les moyennes arithmétiques des valeurs mentionnées au tableau 12 (respectivement 28.90 et 21.64 ‰):

$$(28.90 - 21.64) = 0.60 \cdot 10^6 \cdot T^{-2}$$

$$\text{d'où } T = 287^\circ\text{K} = 14^\circ\text{C.}$$

Le même raisonnement avec silicites et calcaires donne $T = 293^\circ\text{K} = 20^\circ\text{C}$. Ces résultats sont en parfait accord avec les données des inclusions fluides.

L'interprétation des compositions isotopiques des barites est plus complexe. Les équilibres isotopiques entre O et S dans le système $\text{Ba SO}_4 + \text{HSO}_4^- - \text{H}_2\text{O}$, de 110 à 350°C, ont été étudiés par

Kusakabe & Robinson (1977). En appliquant leurs données aux systèmes barite - quartz (silicite) et barite - calcite, on obtient des températures (en °C) négatives. Plusieurs explications peuvent être proposées:

- 1) l'extrapolation de leurs données n'est pas valable sous 110°C;
- 2) l'équilibre isotopique n'a pas été atteint entre la barite et les autres phases solides;
- 3) la barite et les autres phases solides ont précipité à partir de solutions différentes.

Les compositions isotopiques des calcites de Chaudfontaine et des calcaires frasniens sont assez semblables, respectivement 20.8 à 23.3‰ et 20.1 à 23.1‰. De légères variations sont cependant présentes. Parmi les facteurs responsables de ces variations, la salinité de l'eau de mer est probablement une des plus importantes. En effet, une différence de salinité de 1‰ implique une différence de $\delta^{18}\text{O}$ de 0.29‰ (Faure, 1977, p. 337). Etant donné que le rôle de la salinité est amplifié dans les environnements évaporitiques, des variations de $\delta^{18}\text{O}$ sont possibles à l'échelle du cristal. C'est ce qui est illustré au tableau 12 où 3 échantillons provenant du même cristal de calcite spathique (pseudomorphe de gypse), à 5 mm de distance l'un de l'autre, montrent des différences de leurs $\delta^{18}\text{O}$ atteignant 1.80‰.

VIII.F. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DU PLOMB DES GALENES

Les compositions isotopiques du Pb des galènes de Chaudfontaine ont été mentionnées par Dejonghe *et al.* (1982c). Elles ont été déterminées à partir de 5 échantillons sélectionnés dans le sondage 134 E 396. Il s'agissait de cristaux de quelques mm de long, disséminés ou plus ou moins confinés à des strates d'épaisseur décimétrique et généralement inclus dans une silicite. Les résultats des mesures isotopiques sont montrés au tableau 14.

Les rapports isotopiques des 5 galènes de Chaudfontaine ne sont pas substantiellement différents. La minéralisation recoupée en sondage doit donc être considérée comme isotopiquement homogène. D'autre part, Cauet *et al.* (1982) ont montré que les compositions isotopiques d'une cinquantaine de galènes belges tombent toutes dans un domaine relativement étroit (de 18.2 à 18.5 pour $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, de 15.5 à 15.7 pour $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et de 38.0 à 38.5 pour $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Dans un diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, on peut néanmoins distinguer 3 groupes (fig. 42). Le groupe 1 rassemble la plus grande partie des minéralisations belges et en tout cas, celles à tonnages les plus importants. On y trouve tous les filons des synclinoria de Verviers et de Namur, tant en encaissant dévonien que dinantien, une grande partie des filons du synclinorium de Dinant et, enfin, les minéralisations disséminées liées aux faciès récifaux du Frasnien du synclinorium de Dinant. Les galènes de Chaudfontaine sont localisées à la limite inférieure de ce groupe 1. Le groupe 3, nettement moins radiogénique, correspond à quelques minéralisations disséminées dans les dolomies du Givetien et du Frasnien des synclinoria de Dinant et de Verviers. Entre ces deux groupes, s'intercalent, d'une part, les petits filons encaissés dans le Couvinien et le Givetien inférieur de la partie centrale du bord S du synclinorium de Dinant (groupe 2) et, d'autre part, les petits filons du Dévonien inférieur de l'Ardenne.

Le Pb de la minéralisation de Chaudfontaine et des autres minéralisations syndiagénétiques de Belgique n'est donc pas significativement différent de celui des filons. Cette observation a conduit Dejonghe *et al.* (1982c, p. 101) à conclure que tous ces gisements avaient probablement la même source (consanguinité) et que le stock métal avait subi une histoire complexe incluant des étapes de fixation sédimentaire et des phases de remobilisations diagénétiques et épigénétiques post-varisques (héritages successifs), sans que cela se traduise par une évolution importante de la com-

Tableau 14.- Rapports isotopiques du Pb des galènes de Chaudfontaine (analyses effectuées à l'Université libre de Bruxelles, par S. Cauet).

Profondeurs (m) sondage 134 E 396	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
194.45	18.37 ₆	15.63 ₀	38.41 ₅
200.05	18.35 ₉	15.60 ₉	38.32 ₂
203.50	18.37 ₆	15.62 ₁	38.36 ₇
206.75	18.38 ₆	15.61 ₄	38.34 ₀
210.90	18.34 ₁	15.60 ₅	38.36 ₆

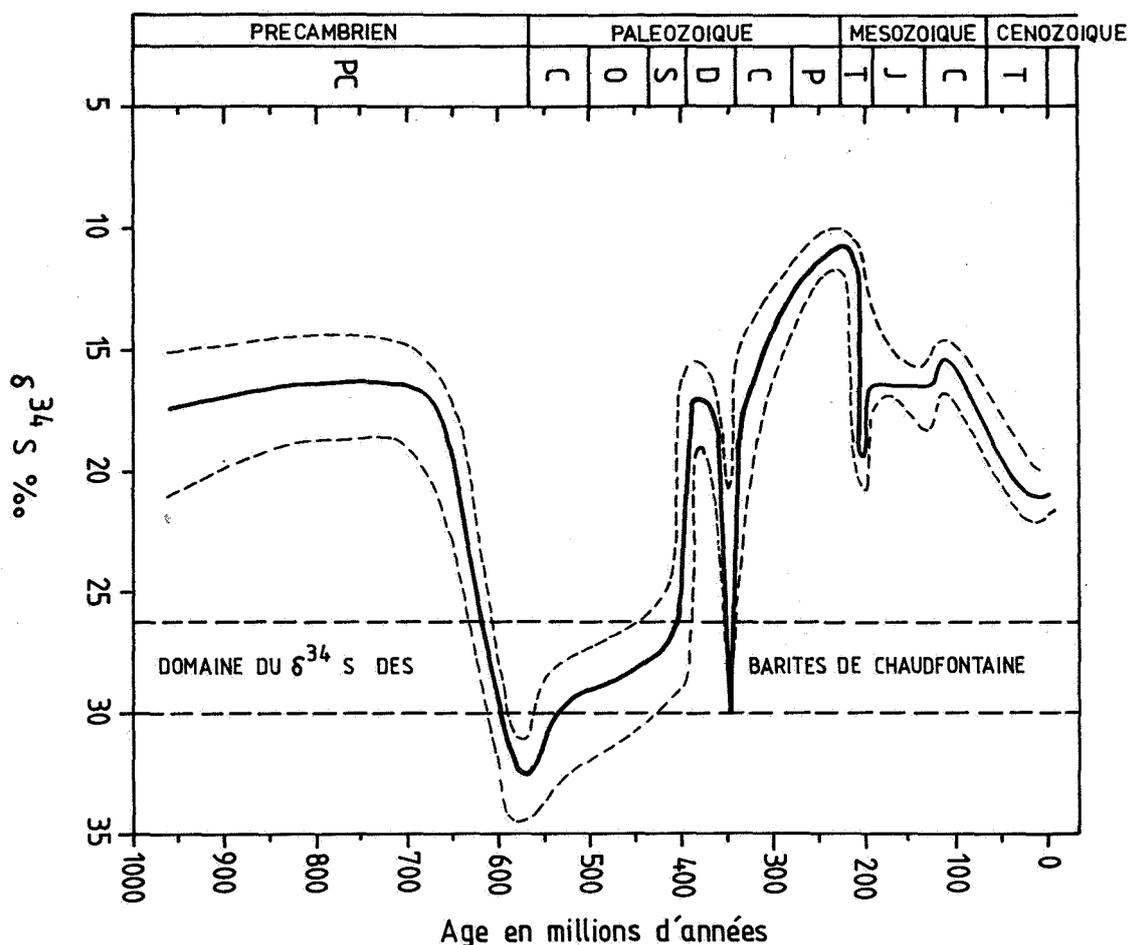


Fig. 41.- Position des barites de Chaudfontaine par rapport à la courbe d'évolution des $\delta^{34}\text{S}$ (‰) des sulfates marins au cours des temps géologiques. Ligne en trait plein : meilleur estimateur de la composition isotopique moyenne. Entre les lignes en trait interrompu, domaine de dispersion des données. Adapté d'après Routhier (1980). Courbes résultant de la compilation de nombreux travaux, notamment ceux de Nielsen (1965) et de Holser & Kaplan (1966).

position isotopique (le Pb des filons n'est que légèrement plus radiogénique par rapport au Pb des minéralisations syndiagénétiques voisines).

Enfin, Cauet *et al.* (1982), à partir d'une étude comparative des isotopes du Pb de galènes de gisements et de pyrites de sédiments, ont conclu que seuls les sédiments du Dévonien moyen et supérieur ont pu constituer la source principale du Pb des gisements belges.

VIII.G. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DU CARBONE DES CALCITES ET DES CALCAIRES

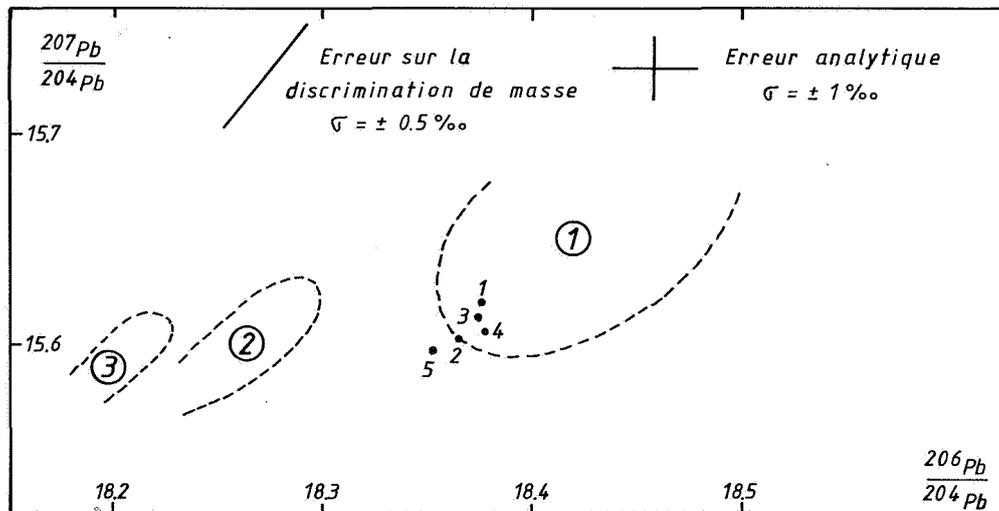
Les composés organiques d'origine biogénique possèdent généralement des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ qui sont comprises entre -10 et -50 ‰/PDB (valeur moyenne de $\delta^{13}\text{C}$: -25 ‰/PDB), quels que soient l'âge et la composition de la roche. Par contre, les $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates marins de tous âges sont toujours proches de zéro dans l'échelle PDB. En outre,

les carbonates d'eau douce sont souvent caractérisés par des valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}$. Cette diminution est due à la présence de CO_2 produit par la respiration des plantes et leur putréfaction dans les sols.

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates sont donc des indicateurs potentiels des environnements de dépôt. Toutefois, la composition isotopique du carbone peut être modifiée pendant la diagenèse et/ou le métamorphisme, ce qui rend l'interprétation plus difficile. Néanmoins, dans le cas de la minéralisation de Chaudfontaine, si une influence diagénétique est possible, celle du métamorphisme peut être écartée d'office.

Les compositions isotopiques du carbone ont été déterminées pour :

- 5 calcites spathiques blanches provenant de couches interstratifiées dans les couches de barite du sondage 134E396. Les analyses 195.58 (1), (2) et (3) correspondent à 3 échantillons prélevés dans le même monocristal de cal-



L. D. 85

Fig. 42.- Compositions isotopiques du Pb des galènes de Chaudfontaine (points 1 à 5) et des autres gisements belges présentées dans un diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. En traits interrompus, limites des 3 groupes à l'intérieur desquels se rassemblent la plus grande partie des galènes d'une cinquantaine de gisements belges. Adapté d'après Dejonghe *et al.* (1982c) et Cauet *et al.* (1982).

Tableau 15.- Compositions isotopiques du Carbone de calcites spathiques et de calcaires frasniens en provenance de Chaudfontaine et de Trooz (analyses effectuées à l'Université de Paris 6 par R. Létolle).

Nature du minéral ou de la roche	Profondeurs (m) sondage 134 E 396 ou n° d'échantillon	$\delta^{13}\text{C}/\text{PDB}$ (‰)
calcite	195.58	- 1.96
calcite	195.58 (1)	- 1.11
calcite	195.58 (2)	- 1.32
calcite	195.58 (3)	- 1.87
calcite	195.90	- 3.55
calcite	196.05	- 2.49
calcite	196.40	- 2.52
calcite	202.85	- 1.18
calcaire	208.20	+ 0.85
calcaire	209.20	- 2.12
calcaire	Z 136 (1)	+ 1.12
calcaire	Z 136 (2)	+ 1.10
calcaire	Z 252	- 1.07

cite, à 5 mm de distance les uns des autres.

- 2 calcaires provenant de bancs stériles interstratifiés entre les couches minéralisées du sondage 134 E 396 (aux profondeurs de 208.20 et 209.20 m).
- 2 calcaires frasniens échantillonnés dans la Formation de Lustin à Trooz. Ces échantillons ont aussi été utilisés pour les analyses isotopiques du Sr (§ VIII.B). L'analyse Z136 a été répétée.

Les résultats sont présentés au tableau 15. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des 8 calcites spathiques varient de -1.11 à -3.55 ‰; ceux des 5 calcaires, de +1.12 à -2.12 ‰. Il est donc clair que le carbone de ces échantillons n'est pas d'origine organique. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des calcites et des calcaires sont toutes proches de zéro dans l'échelle PDB.

Toutefois, la moyenne arithmétique des 8 calcites spathiques (-2.0 ± 0.6 ‰) est légèrement inférieure à celle de la moyenne arithmétique des 5 calcaires (-0.024 ± 1.33 ‰). En outre, les calcites spathiques montrent une nette tendance dans l'évolution de leurs $\delta^{13}\text{C}$ vers les valeurs typiques des carbonates d'eau douce. Mais d'un autre côté, elles ne sont pas caractérisées par de grandes variations de $\delta^{13}\text{C}$ comme le sont les carbonates d'eau douce. Comme la calcite pseudomorphose du gypse ou de l'anhydrite (voir § V.C.3 et Dejonghe, 1986b), les légères variations de $\delta^{13}\text{C}$ entre calcites et calcaires pourraient être dues à des variations de faciès sédimentaires ou à l'influence de la diagenèse.

VIII.H. CONCLUSIONS

La géochimie isotopique appliquée à la minéralisation de Chaudfontaine a permis de dégager des conclusions très utiles sur le plan génétique :

1. sur base des isotopes du Sr des barites et des calcites
 - la calcite spathique blanche et la barite sont cogénétiques
 - l'essentiel du Sr (et probablement aussi du Ba) de ces minéraux ne provient pas de l'eau de mer
 - le filon de La Rochette ne possède pas de liaison étroite avec le gisement sédimentaire de Chaudfontaine
2. sur base des isotopes du S des barites
 - le S est d'origine marine
 - les $\delta^{34}\text{S}$ correspondent à ceux du Dévonien supérieur
 - les écarts de $\delta^{34}\text{S}$ peuvent être dus à des variations d'intensité de la réduction bactérienne
3. sur base des isotopes du S des galènes et des pyrites
 - les galènes et les pyrites ne sont pas en équilibre isotopique
 - ce comportement est symptomatique de basses températures de cristallisation
 - le S des sulfures provient très vraisemblablement de la réduction bactérienne des sulfates
4. sur base des isotopes de l'O des calcites et des silicites
 - les deux phases solides n'ont pas atteint l'équilibre isotopique
 - elles ont probablement précipité à partir de solutions différentes
5. sur base des isotopes du Pb des galènes
 - le Pb de tous les gisements belges (sédimentaires et filoniens) dérive de la même source
 - seuls les sédiments du Dévonien moyen et supérieur ont pu constituer la source principale du Pb des gisements belges
6. sur base des isotopes du C des calcites et des calcaires
 - le C n'est pas d'origine organique
 - les valeurs des $\delta^{13}\text{C}$ des calcites et des calcaires sont très voisines
 - les légères variations de $\delta^{13}\text{C}$ peuvent être dues à des variations de faciès sédimentaires ou à l'influence de la diagenèse.

CHAPITRE IX

LITHOGEOCHIMIE DES FORMATIONS MESODEVONIENNES ET FRASNIENNES DANS LES SYNCLINORIA DE VERVIERS ET DE NAMUR

CHAPITRE IX

LITHOGEOCHIMIE DES FORMATIONS MESODEVONIENNES ET FRASNIENNES DANS LES SYNCLINORIA DE VERVIERS ET DE NAMUR

Il s'agit d'une étude dont les résultats ont été publiés antérieurement (Dejonghe, 1985a, 1987a, 1988). Les objectifs suivants avaient été fixés :

1. mesurer les fonds géochimiques de roches de compositions lithologiques et d'âges différents;
2. rechercher des gradients géochimiques éventuels au sein des différentes formations;
3. vérifier si la minéralisation de Chaudfontaine se prolonge latéralement par une anomalie et, le cas échéant, en préciser l'ampleur et l'extension;
4. mettre en évidence les anomalies situées à d'autres niveaux stratigraphiques que celui de la minéralisation de Chaudfontaine.

Par rapport à ces objectifs, les conclusions suivantes peuvent être dégagées :

A propos des fonds géochimiques

Parmi toutes les classes lithologiques considérées, les calcaires purs sont les plus pauvres en Ba et Fe et parmi les plus pauvres en Mn, Pb, Cu et Zn. En outre, la plupart des coefficients de corrélation entre ces éléments et Ca sont négatifs. L'introduction de ces éléments au cours d'une sédimentation calcaire totalement dépourvue d'éléments détritiques est donc tout à fait accessoire. Si des gisements sont interstratifiés dans de telles roches, c'est qu'au phénomène de sédimentation calcaire se superposent d'autres événements générateurs de solutions minéralisantes.

Par contre, de nombreux éléments sont étroitement liés soit à la fraction argileuse (cas notamment de Ba, Fe et Zn) soit à la dolomitisation (cas de Mn et Pb). Les conditions de fixation de ces éléments s'intègrent donc dans un schéma classique rappelé par Barbier (1979, p. 8) en ce qui concerne la liaison à la fraction argileuse: «*Depuis longtemps l'on sait que beaucoup d'éléments en trace présents dans les roches carbonatées sont contenus dans la fraction argileuse de ces roches*». Les shales constituent en effet les sédiments les plus riches en Ba et Fe, et sont parmi les plus riches en Zn et Cu. Comme les shales subissent des transformations importantes au cours de la diagenèse, dont la libération d'une grande partie des métaux adsorbés, il y a tout lieu de penser que ces ten-

dances étaient encore plus marquées dans le sédiment fraîchement déposé. Ces derniers constituent donc une source potentielle importante de métaux.

Le rôle de la dolomitisation est également important. Dans tous les cas de cette étude, il s'agit de dolomies liées aux strates. Elles se sont développées au détriment de calcaires dès les premiers stades de la diagenèse et ont subi tout au long de leur histoire des transformations qui ont oblitéré progressivement les structures originales. Si la dolomitisation a fortement lessivé le Sr et en partie, le Zn des calcaires, elle ne semble pas avoir eu d'influence sur le Ba. Par contre, elle a introduit des quantités importantes de Mn, des quantités moyennes de Fe et des quantités non négligeables de Pb.

Bref, cette analyse des fonds géochimiques de diverses roches sédimentaires souligne le rôle passif des calcaires en tant que source de Ba, Fe, Mn, Pb, Zn et Cu. Au niveau des gisements stratiformes, le rôle des calcaires se limite donc à celui de piège. Enfin, c'est toujours dans les Formations d'Aisemont et de Matagne que les fonds géochimiques en Ba, Fe, Zn, Mn et Sr sont le plus élevés.

A propos des gradients géochimiques

Tant au sein du Synclinorium de Verviers que dans les parties des Synclinoria de Namur et de Dinant qui ont été prises en considération, il ne semble pas se dégager de gradients régionaux significatifs. La seule exception concerne le Zn dans les calcaires de la Formation de Lustin dont les teneurs augmentent dans la région du Haut-fond de Chaudfontaine.

A propos des anomalies géochimiques

Les Formations de Naninne, de Nèvremont et du Roux n'ont pas été échantillonnées en un nombre suffisant de localités pour permettre de tirer des conclusions générales sur la répartition des anomalies qu'elles renferment. Néanmoins, à Colonster et à Tilff, le caractère anomal de la formation de Nèvremont est très net pour Pb, Zn, Cu, Ni, Ba et As.

Par contre, les Formations de Presles, Lustin, Aisemont et Matagne ont été étudiées en de nombreux points, principalement localisés dans le Synclinorium de Verviers, mais également en quelques points des Synclinoria de Namur et de Dinant. Dans ces formations, les anomalies se localisent préférentiellement à des ruptures sédimentologiques caractérisées soit par des régressions-transgressions, soit par des variations lithologiques importantes. En outre, les ano-

malies situées au sein des formations carbonatées sont très souvent associées à des joints plus argileux traduisant également des variations lithologiques, cette fois, mineures.

Parmi les éléments anomaux, Zn est omniprésent et parfois solitaire. Cette dernière caractéristique est systématique au sommet de la Formation de Lustin et à la base du premier biostrome à *Phillipsastraea*. Dans les Formations d'Aisemont et de Matagne, Ba est fréquemment associé à d'autres métaux. As est un bon indicateur d'anomalie. Là où son caractère anomal s'affirme, il en est de même de celui d'un ou plusieurs autres métaux.

Dans les Formations de Presles, où les faciès changent considérablement d'une localité à l'autre, les anomalies sont fréquentes et extrêmement diversifiées. Rappelons qu'il s'agit d'une formation de faible épaisseur (maximum 4 m), déposée en phase transgressive extrêmement rapide. Aux environs et à l'E des Mazures, elle débute par un banc de shales à hématite oolithique. Aux Surdants, on passe d'oolithes calcaires à des oolithes d'hématite et de chamosite, le tout voisinant avec des mouchetures de sulfures de fer. A Trooz, un calcaire dolomitique à oolithes brisées se substitue totalement au faciès argileux. A Colonster, la Formation de Presles débute par des calcaires noduleux et se termine par des schistes noirs à nodules calcaires, l'ensemble renfermant çà et là des mouchetures de galène et de sphalérite. En Allemagne, cette formation dénommée «Grenzschiefer» est épaisse de 3 à 5 m et est légèrement enrichie en Zn (300 ppm) et Cu (180 ppm) (Scheps & Friedrich, 1983). Enfin, dans toutes les localités du Synclinorium de Verviers, la formation de Presles se signale par une anomalie en P.

Dans les Formations de Lustin, d'Aisemont et de Matagne, quelle que soit la localité, les anomalies se rencontrent principalement à la base et au sommet de séries carbonatées. Les anomalies essentiellement zincifères situées à Trooz et

Prayon dans les shales de la Formation d'Aisemont posent problème. Si à Prayon, une pollution par les fumées de l'usine métallurgique a été prouvée, il n'en est pas de même dans le cas de Trooz (voir Dejonghe 1987a, pp. 11-15). Quoiqu'il en soit, il faut signaler qu'en Allemagne, dans le Synclinal d'Inde, équivalent oriental du Synclinorium de Verviers, Scheps & Friedrich (1983) mentionnent, exactement au même niveau stratigraphique, des anomalies en Zn qui se développent sur 4 m d'épaisseur et atteignent 1000 ppm.

Sheps & Friedrich (1983, p. 415) ont émis l'opinion que les calcaires des Formations de Nèvermont, du Roux et de Lustin ne leur paraissaient pas favorables à l'individualisation d'une minéralisation sulfurée par manque de «sulphide traps». Les perspectives seraient toutes différentes dans les Formations d'Aisemont et de Matagne. En effet, pour ces auteurs (ibid., p. 420): «*The black shales and nodular limestones were deposited in a restricted environment of a swell and basin facies on top of an irregular subsiding platform. This sedimentary environment is favourable for sulphide mineralization*».

La minéralisation de Chaudfontaine n'est pas annoncée ni suivie par des roches à fond géochimique anomal. Par contre, la surface-temps qui porte cette minéralisation est régionalement anormale. Toutefois, les anomalies sont d'intensité très variable et concernent des assemblages d'éléments différents selon les endroits. La situation diffère donc de celle des gîtes stratiformes de la bordure méridionale du Massif Central français (Barbier, 1979; Aubage *et al.*, 1982). Par ailleurs, la minéralisation de Chaudfontaine ne semble pas entourée par un halo géochimique d'extension locale et certainement pas par un halo en Mn qui entoure certains gîtes d'origine exhalative syndé debate comme cela a été signalé notamment à Tynagh (Irlande) par Russel (1974) et à Meggen (RFA) par Gwosdz & Krebs (1977).

CHAPITRE X

ANALYSE PAR DIFFRACTION DE RAYONS X DES SHALES CARBONATES DE LA FORMATION D'AISEMONT DANS LES SYNCLINORIA DE VERVIERS ET DE NAMUR

X.A. Introduction

X.B. Nature des composants argileux

X.B.1. L'illite

X.B.2. L'interstratifié (10-14_{Sm})

X.B.3. Les interstratifiés (10-14_v) et (10-14_c)

X.B.4. Les chlorites

X.B.5. Le complexe Al₁₇

X.B.6. Les composants smectitiques

X.C. Considérations générales sur le contenu argileux des échantillons étudiés

X.D. Conclusions



CHAPITRE X

ANALYSE PAR DIFFRACTION DE RAYONS X DES SHALES CARBONATES DE LA FORMATION D'AISEMONT DANS LES SYNCLINORIA DE VERVIERS ET DE NAMUR

X.A. INTRODUCTION

La prospection lithogéochimique entreprise dans les Synclinoria de Verviers et de Namur sur les formations du Dévonien moyen et du Frasnien (chap. IX), confirme une observation bien connue, à savoir que le fond géochimique en certains éléments tels que Ba, Fe, Ti, Cr, V, Co, Ni, Zn, etc... est en général plus élevé dans les shales que dans les calcaires. Cette observation sous-tend l'hypothèse que ces éléments ont été introduits en quantité appréciable dans le bassin de sédimentation en même temps que les pélites. Il serait intéressant de connaître la composition de l'assemblage argileux présent dans ces shales afin de vérifier si un minéral argileux particulier est responsable de l'adsorption de certains métaux.

D'autre part, à Trooz (coupe du ruisseau de Mosbeu) des anomalies très importantes en Zn (jusqu'à 3210 ppm - voir Dejonghe, 1985a, 1987a, 1988) ont été découvertes dans les shales de la Formation d'Aisemont. Sur base d'études au microscope optique, à la microsonde, par extractions chimiques sélectives et par sondages courts, on a conclu que ces anomalies zincifères étaient probablement non anthropiques. Par contre, on a prouvé qu'à Prayon, les shales étaient pollués par les fumées d'une usine métallurgique voisine (teneur en Zn atteignant 4683 ppm). Pour mieux dégager la signification de ces anomalies, il serait utile de savoir si les assemblages minéraux des shales anomaux, pollués et non pollués, se distinguent de ceux des shales banals.

Enfin, on peut également se demander si l'assemblage minéral des shales banals change en fonction de l'endroit de prélèvement dans les Synclinoria de Verviers et de Namur.

En vue de répondre à ces questions, 46 échantillons de shales plus ou moins carbonatés, dont 8 franchement anomaux en Zn (de 940 à 4683 ppm), ont été préparés et étudiés au laboratoire des argiles de l'Université de Liège dirigé par le Professeur Thorez. Ces échantillons ont été sélectionnés à différents endroits du Synclinorium de Verviers (Chaufontaine, Prayon, Fraipont, Trooz, Pepinster, Les Surdants) et du Synclinorium de Namur (Engis, Huccorgne, Aisemont). Les techniques de

préparation et les méthodes d'identifications qualitatives et semi-quantitatives des minéraux argileux sont décrites en annexe (§ XVI.A.1 et 2). Les résultats analytiques détaillés relatifs à la fraction inférieure à $2\ \mu\text{m}$ et les divers paramètres cristallographiques (indice de cristallinité, rapport d'Esquevin, indice de Shirozu) sont montrés au tableau 16. Ce chapitre s'inspire très largement d'un rapport rédigé par J. Thorez.

X.B. NATURE DES COMPOSANTS ARGILEUX

Les minéraux argileux simples et interstratifiés (irréguliers) suivants ont été identifiés :

- illite I
- interstratifié (10-14_{Sm})I
- interstratifiés (10-14_v) et (10-14_c)
- chlorite C²
 complexe Al₁₇
- smectite Sm
- interstratifié (10-14_{Sm})-14_{Sm}

Chacun de ces minéraux fera l'objet de commentaires axés sur les implications géochimiques qu'il représente.

X.B.1. L'illite

C'est de loin le minéral cardinal des mélanges puisque ses teneurs oscillent entre 76 % et 93 % (moyenne: 87.25 %; écart type: 4.03 %; coefficient de variation: 4.6 %). D'une manière générale, cette illite est relativement bien cristallisée et a hérité ses caractères de cristallinité et de composition au cours de la diagenèse sensu lato. La réflexion principale (001) à $10\ \text{Å}$ présente toutefois certaines caractéristiques particulières. En effet, suivant la forme de cette réflexion, on distingue deux types de variétés :

- 1) une illite à pied large (Op_l), relativement bien cristallisée, à la réflexion à $10\ \text{Å}$ étroite et intense, mais présentant un élargissement basal.
- 2) une illite légèrement asymétrique (du côté des petits angles). Cette asymétrie se marque en général sur le tiers inférieur de la réflexion et atteste, par sa présence, de l'occurrence de certains espaces interfoliaires distendus. Le problème est de savoir si cette asymétrie est la marque d'une diagenèse incomplète qui n'a pas entièrement renfermé les interfoliaires, ou est l'indice d'une altération très légère. La nature de ces interfoliaires a été précisée au cours des traitements. Deux types de comportements sont notés. Dans le premier cas, cette faible asymétrie est stable à l'éthylène glycol et se tasse au cours du chauffage. Selon Lucas (1963), c'est une indication d'un comportement d'illite à interfoliaires de type vermiculi-

Tableau 16.- Minéraux argileux et paramètres cristallochimiques des shales carbonatés de la Formation d'Aisemont. Analyses par diffraction de rayons X effectuées à l'Université de Liège par J. Thorez (la signification des symboles est mentionnée dans le texte).

Numéros échantillons	I		$(10^{-14} \text{Sm}) I$	(10^{-14}V)	(10^{-14}C)	C^2	Al_{17}	Sm	$I_{\text{CN}} = W_1$	I_{cg}	ESO_N	ESO_g	W_2	Zn (ppm)
	I_{pl}	I_{v}												
A70	$I_{\text{pl}} = 87.5$				3.20	4.40	0.9	04.0	4.5	4.5	0.280	0.350	4.0	
A301	$I_{\text{v}} = 81.5$	8.4			3.60	2.60	2.2	01.7	6.0	6.0	0.307	0.220	4.5	
A310	$I_{\text{pl}} = 80.5$				6.10	6.5	1.9	05.0	5.0	4.5	0.230	0.280	4.0	57
A385	$I_{\text{v}} = 86.2$	1.8			3.90	3.30	1.6	03.2	5.5	5.0	0.220	0.300	5.0	
A410B	$I_{\text{pl}} = 95$				3.00	1.40	0.6		5.0	5.0	0.248	0.300	4.0	
A578B	$I_{\text{v}} = 87.45$				3.80	4.30	1.6	2.85	4.5	5.0	0.230	0.300	4.0	95
A581A	$I_{\text{v}} = 87.7$	4.0			2.60	2.20	1.1	02.4	5.0	4.5	0.220	0.270	4.5	157
A581S	$I_{\text{v}} = 87.4$				5.20	1.70	1.0	04.7	5.0	5.0	0.220	0.300	5.0	246
A586	$I_{\text{v}} = 86.2$	1.1	04.0		4.00	3.00	1.7		5.0	5.0	0.220	0.257	5.0	100
A592	$I_{\text{v}} = 88.7$	1.3			2.90	2.00	2.2	02.9	5.5	5.5	0.240	0.255	5.0	79
A595	$I_{\text{pl}} = 84.7$				7.20	5.00		03.1	5.0	4.0	0.210	0.210	5.0	85
B7	$I_{\text{pl}} = 93$				3.60	2.40	1.0		5.0	5.5	0.420	0.390	4.0	
B11	$I_{\text{pl}} = 90$	1.5			3.65	2.90	1.9		4.5	5.0	0.260	0.340	4.5	
B19	$I_{\text{v}} = 91.2$	2.8			3.70	2.30			5.0	5.0	0.270	0.290	5.0	93
B20	$I_{\text{pl}} = 89.6$	1.8	01.7		2.10	2.70	2.0		5.0	4.0	0.236	0.297	4.0	65
C20	$I_{\text{v}} = 86.4$	1.0			5.00	2.80	1.3	03.5	5.0	5.0	0.250	0.289	4.0	73
C100	$I_{\text{v}} = 87.9$	3.0			2.80	2.70	1.3	02.3	4.5	4.0	0.250	0.300	4.0	120
C131S	$I_{\text{v}} = 87.2$				4.60	3.90	2.9	01.4	5.0	5.0	0.270	0.236	4.0	1940
C133B	$I_{\text{v}} = 85.5$	1.3			4.30	5.30	1.1	02.5	5.0	5.0	0.230	0.250	5.0	
C133M	$I_{\text{v}} = 88.5$				5.40	3.40	2.7		6.0	6.0	0.270	0.270	3.5	83
G17	$I_{\text{v}} = 82.8$		10.6		4.00	1.20	1.2		7.0	4.5	0.300	0.320	3.0	81
G20	$I_{\text{v}} = 86.3$				7.00	4.60	2.1		5.0	5.0	0.220	0.260	4.0	87
G22	$I_{\text{v}} = 85.3$		02.9		4.30	2.90	0.9	03.7	7.0	6.0	0.190	0.250	4.0	83
G25	$I_{\text{pl}} = 92$				4.00	2.80	1.2		7.0	7.0	0.230	0.390	5.5	88
H100	$I_{\text{H}} = 87.9$	1.9			4.20	3.00	1.5	01.5	7.0	9.0	0.190	0.330	5.0	81
H138	$I_{\text{H}} = 79$	1.9	02.7		1.30	2.30	1.0	11.8	7.0	5.0	0.230	0.300	4.0	
K12	$I_{\text{M}} = 87.8$				6.80	3.40	2.0		6.0	5.0	0.280	0.280	5.0	1286
K19	$I_{\text{M}} = 89$				6.00	3.40	1.6		5.5	5.5	0.270	0.266	5.0	1129
K24	$I_{\text{pl}} = 89.8$	/	04.2		2.20	2.00	1.8		4.0	4.0	0.258	0.267	3.0	4683
P103B	$I_{\text{pl}} = 93$	1.9	01.3		2.70	1.10			6.0	5.0	0.316	0.270	4.0	65
P104	$I_{\text{pl}} = 91.5$				3.40	2.60		02.5	5.0	4.0	0.270	0.310	4.0	94
S5	$I_{\text{v}} = 87.5$				4.10	3.50	0.8	04.3	5.0	4.0	0.260	0.280	4.0	70
S10	$I_{\text{pl}} = 91.6$				4.80	3.60			5.0	5.0	0.289	0.315	4.0	51
S16	$I_{\text{v}} = 91.7$				3.00	3.50	1.8		5.0	5.0	0.280	0.370	4.0	200
S23	$I_{\text{H}} = 91.6$				4.20	2.40	1.8		4.0	4.5	0.260	0.280	4.0	106
S29	$I_{\text{H}} = 88.2$				4.80	4.20	2.8		5.5	5.5	0.230	0.310	5.5	150
S34	$I_{\text{v}} = 86.4$	2.0			4.30	1.70	0.4	05.2	4.0	4.0	0.190	0.266	4.0	130
S41	$I_{\text{M}} = 88.2$				5.60	3.20		03.0	4.0	3.0	0.200	0.260	4.5	110
U353	$I_{\text{M}} = 90.4$				4.50	4.00	1.1		5.0	4.0	0.260	0.340	4.0	
U357	$I_{\text{v}} = 82.25$		07.5		4.30	4.00	2.0		4.5	4.0	0.293	0.259	4.0	
U368	$I_{\text{v}} = 85.5$	1.6	05.2		3.00	4.00	0.7		5.5	5.0	0.260	0.328	3.0	
Z271	$I_{\text{v}} = 84$	1.4			4.60	4.60	1.4	01.0	5.0	5.0	0.280	0.280	4.0	270
Z274	$I_{\text{v}} = 83.4$		07.8		3.10	2.50	1.6	01.6	5.5	5.0	0.224	0.300	5.0	940
Z275	$I_{\text{v}} = 76.2$		10.5		6.80	3.80	1.8	00.9	5.0	4.5	0.290	0.290	5.0	2340
Z277	$I_{\text{pl}} = 83.55$		09.3		4.00	2.35	0.8		6.0	5.0	0.240	0.240	4.0	1580
Z284	$I_{\text{v}} = 86.6$		06.5		3.70	3.20			6.0	5.0	0.230	0.300	5.0	390

tique (lv). Cette variété est largement dominante. Dans l'autre cas, les espaces interfoliaires présentent au contraire un distancement léger à l'éthylène glycol, analogue à celui d'une smectite. Cette variété notée IM est moins abondante que la précédente (voir tabl. 23).

Il ne semble pas que l'occurrence de I_{pl} , de I_{lv} ou de I_M ait une incidence sur l'abondance relative du composant illitique.

Afin d'estimer le degré d'évolution des particules illitiques, on a mesuré systématiquement l'indice de cristallinité (I_c) ou d'aigu (Dunoyer de Segonzac, 1969). Les mesures ont été effectuées sur l'échantillon naturel (I_{cN}) ainsi que sur l'échantillon glycolé (I_{cg}). L'opération consiste en une mesure de la largeur de la réflexion à 10 \AA , à mi-hauteur, dans des conditions opératoires bien déterminées. Notons que l'asymétrie des illites de type lv ou IM n'affecte pratiquement pas cette mesure puisque l'asymétrie ne se développe de façon appréciable que dans le tiers inférieur de la réflexion. Selon Dunoyer de Segonzac (1969), la signification de l'indice de cristallinité (I_c) s'établit comme suit:

- I_c inférieur à 3.5 mm: épizone
- I_c compris entre 3.5 mm et 5.5 mm: anchizone
- I_c compris entre 5.5 mm et 8 mm: diagenèse tardive
- I_c compris entre 8 mm et 10 mm: diagenèse précoce
- I_c supérieur à 10 mm: zone de sédimentation

En outre, il a également été procédé à une évaluation indirecte du contenu en $Al/(Fe + Mg)$ des couches octaédriques des illites - micas par la mesure du rapport des intensités $I(002)$ à 5 \AA et $I(001)$ à 10 \AA (Esquevin, 1969). Ce rapport (ESQ) a

également été établi sur les échantillons naturels (ESQ_N) et glycolés (ESQ_g). Selon Esquevin (1969), sa signification s'établit comme suit:

- ESQ inférieur à 0.15: composition de biotite
- ESQ compris entre 0.15 et 0.30: composition en phase solide d'un mélange de biotite et de muscovite
- ESQ compris entre 0.30 et 0.40: composition de phengite
- ESQ supérieur à 0.40: composition de muscovite.

Ces deux paramètres peuvent être consignés dans un diagramme à double entrée: indice de cristallinité (I_c) en ordonnée et rapport d'Esquevin (ESQ) en abscisse.

La figure 43 montre cette combinaison dans le cas des échantillons naturels. On constate un bon regroupement des points représentatifs. La presque totalité des illites se répartit autour de la limite diagenèse tardive - anchizone. En ce qui concerne le rapport $Al/(Fe + Mg)$, il ressort que les couches octaédriques sont relativement appauvries en Al au bénéfice de $(Mg + Fe)$ (4 échantillons seulement sur 46 se trouvent dans le domaine des phengites). Quelques points se singularisent cependant:

- H100, G22, H138, G25, G17, au début de la diagenèse tardive (mais ne faut-il pas y voir les effets d'une altération qui ouvre les espaces interfoliaires et augmente quelque peu la valeur de I_c ?)
- B7, qui conserve un indice d'anchizone mais dont la composition est celle d'une muscovite
- S34 et S41, à la fin de l'anchizone

Néanmoins, aucun de ces échantillons singuliers n'est anomal en Zn.

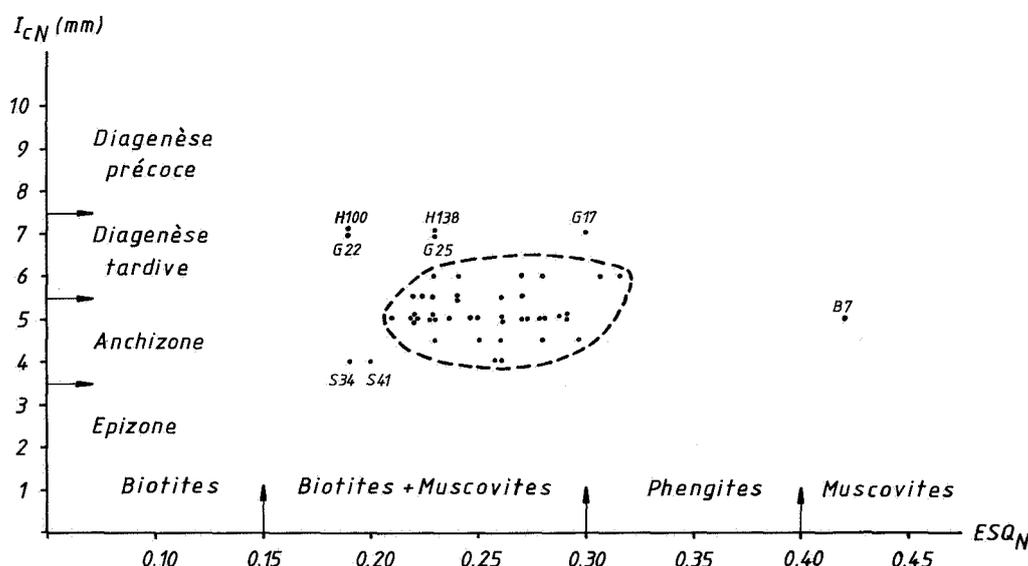


Fig. 43.- Caractérisation cristallochimique des illites à l'état naturel. La signification des indices I_{cN} et ESQ_N est mentionnée dans le texte.

Les mesures de I_c et ESQ sur des échantillons glycolés sont également intéressantes. En effet, quand on compare les intensités de la réflexion à 10 \AA avant et après glycolage, on constate une diminution dans 17 cas sur 46. Celle-ci est due à la présence d'interstratifiés au sein de la population et, par conséquent, déplacent les distances fondamentales (001) vers des valeurs supérieures à 10 \AA . De leur côté, les illites sensu stricto, résiduelles et toujours majoritaires, continuent à contribuer à l'élaboration du pic à 10 \AA . Mais en définitive, le pic à 10 \AA perd une partie de ses «adhérants». La proportion relative de ces interstratifiés, notés (10-14_{sm}), peut atteindre 8% (éch. 301). La mesure de I_c et ESQ sur échantillons glycolés permet de mieux apprécier le rôle joué par l'illite sensu stricto. En effet, en éliminant l'influence de (10-14_{sm}), la distribution des points dans le graphique I_{cg} , ESQ_g (fig. 44) est sensiblement différente. D'une part, les points singuliers sont nettement moins nombreux. D'autre part, si les valeurs de I_{cg} restent à la limite de la diagenèse tardive - anchizone (sauf H100 et G25 - altération ?), les valeurs de ESQ_g présentent cette fois un grand étalement vers les compositions phengitiques. A nouveau, l'échantillon S41 se singularise par sa présence dans la partie du graphique dévolue à l'épizone et par des contenus octaédriques appauvris en Al.

Un troisième paramètre caractérisant les illites est l'indice de Shirozu (Shirozu & Higashi, 1972). On sait que les illites - micas bien cristallisés se manifestent par des réflexions harmoniques (001) intenses, étroites, et parfaitement symétriques à 10 \AA , 5 \AA et 3.3 \AA . En présence d'espaces interfoliaires relâchés dus à une diagenèse incomplète ou/et à l'altération, des asymétries se greffent progressivement sur les réflexions à 10 \AA et 3.3 \AA .

Pour rendre compte de celles-ci, Shirozu préconise la mesure de l'épaisseur à mi-hauteur des réflexions à 10 \AA (001) et à 5 \AA (002). Ces valeurs, désignées respectivement par les indices W_1 et W_2 (W pour width), sont renseignées au tableau 15. En les disposant par paires dans un graphique, et au cas où il n'existe aucun interfoliaire distendu, les points représentatifs doivent s'aligner parfaitement sur une droite. Au contraire, si des interfoliaires relâchés sont présents en proportion sensible, l'indice W_1 a tendance à croître et le point représentatif «monte» par rapport à la droite de référence. La figure 45 présente les résultats de cette combinaison pour les 46 échantillons naturels. On voit que la grosse majorité des points s'écarte légèrement de la droite de référence. Une douzaine de points éloignés et très dispersés témoignent de bâillements plus importants des interfoliaires. Notons encore que, bien que 7 échantillons anomaux en Zn sur 8 possèdent des interfoliaires relâchés, ce ne sont pas eux qui se distinguent par un relâchement maximal.

En résumé :

- le composant illitique est largement majoritaire par rapport aux autres composants;
- 13 échantillons sur 46 présentent les caractéristiques d'une illite à pied large;
- le pic de diffraction de 10 \AA camoufle en réalité plusieurs populations de particules illitiques. Certaines illites, majoritaires, diffractent à 10 \AA comme un mica. D'autres comportent des ensembles au sein desquels les espaces interfoliaires sont un peu relâchés (naissance d'asymétrie sur le tiers inférieur de la réflexion, avec des comportements d'lv et d'lm). Enfin, d'autres encore renferment des fractions plus interstra-

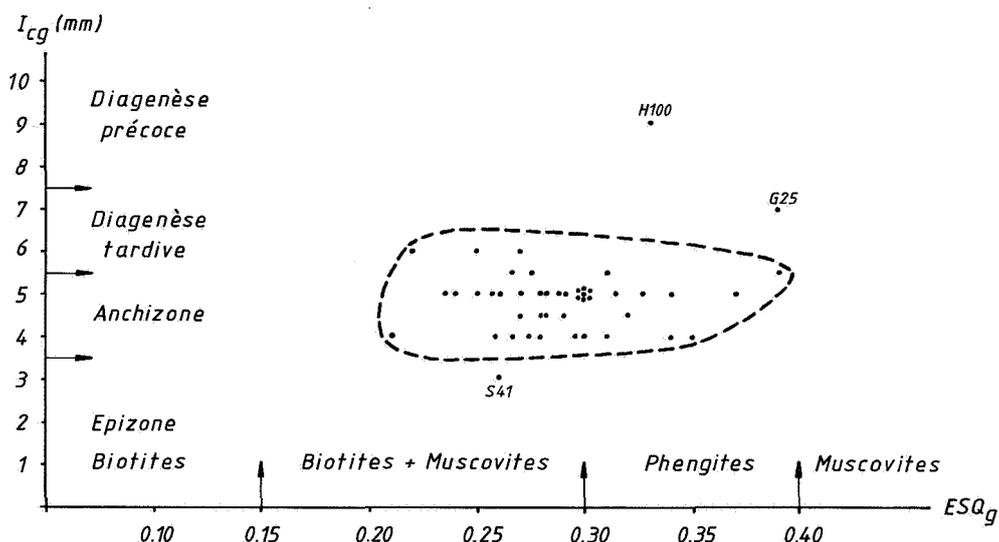
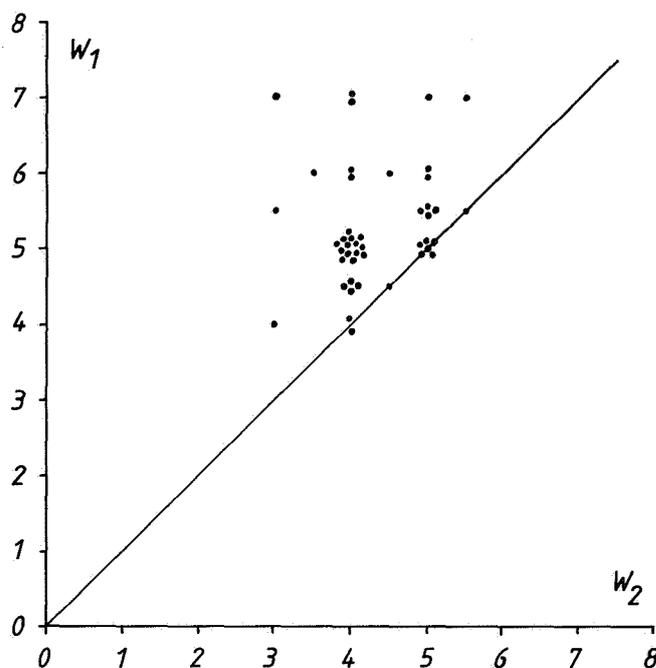


Fig. 44.- Caractérisation cristallochimique des illites après glycolage. La signification des indices I_{cg} et ESQ_g est mentionnée dans le texte.



L.D.84

Fig. 45.- Quantité d'espaces interfoliaires distendus dans les illites. La signification des indices W_1 et W_2 est mentionnée dans le texte.

tifiées, à espaces interfoliaires sensibles à l'éthylène glycol et notés (10-14_{sm});

- si l'on s'adresse aux échantillons naturels, les illites se situent à la frontière diagenèse tardive - anchizone et les compositions de leur couche octaédrique (contenu en Al/(Fe + Mg)) sont celles de mélanges en solution solide de muscovite et de biotite. Par contre, dans le cas d'échantillons glycolés, la distribution des illites se fait presque exclusivement dans l'anchizone et, au point de vue composition, se situent à cheval sur le domaine des muscovites + biotites et des phengites.

X.B.2 L'interstratifié (10-14_{sm})I

Comme indiqué précédemment, la présence de l'interstratifié (10-14_{sm})I est déduite par différence des intensités de la réflexion à 10 Å avant et après glycolage. L'analyse semi-quantitative fait apparaître que la plupart des échantillons n'en contiennent pas et que 17 échantillons sur 46 n'en renferment que de très faibles proportions (en général, entre 1 % et 4 %; au maximum 8.4 %). Néanmoins, sa présence est importante sur le plan génétique car les interfoliaires relâchés ont pu constituer des pièges pour certains éléments traces. Aucun échantillon anormal en Zn ne contient cependant d'interstratifié (10-14_{sm})I. En outre, la distribution géographique de cet interstratifié est tout à fait aléatoire.

X.B.3. Les interstratifiés (10-14v) et (10-14c)

Il s'agit de structures interstratifiées bâties sur des feuilletts illitiques (10) et des interfoliaires relâchés et qui présentent un comportement soit de vermiculite (14v) soit de chlorite (14c). Leur identification repose sur la présence de «bandes de diffraction» entre 10 Å et 14 Å développées au-dessus du bruit de fond normal du diffractogramme. Si (10-14c) est contenu dans tous les échantillons (teneur moyenne: 4.16 %), il n'y en a que 13 sur 46 qui contiennent (10-14v). Pour certains échantillons, parmi lesquels des échantillons anomaux en Zn, on constate que le pourcentage cumulé des deux interstratifiés n'est pas négligeable (Z274, 10.9 %; Z275, 10.3 %; U357, 11.8 %; etc...).

On estime généralement que de tels interstratifiés résultent de la fermeture incomplète d'illite, voire de smectites, largement ouvertes, dont les espaces interfoliaires étaient remplis d'Al hydraté non expulsé au cours de la diagenèse. Cela suggère également que, au cours de l'évolution du sédiment à partir d'une boue plus ou moins calcaire vers un shale carbonaté, ces interstratifiés ont pu constituer des pièges pour l'adsorption de certains éléments. Dans beaucoup de cas, mais dans des contextes d'altération continentale, les (10-14v) et (10-14c) caractérisent des dégradations de biotite (arène granitique, biotite pédogénérisée). Il faut souligner, en relation avec la

présence de ces interstratifiés à couche aluminique interfoliaire (14c), que le composant illitique proprement dit n'est pas une muscovite pure, mais contient une certaine proportion de Fe et/ou Al en substitution octaédrique, indice d'une «purification» incomplète dans le cadre de l'évolution diagénétique sensu lato du matériau argileux.

X.B.4. Les chlorites

Dans certains échantillons, apparaît une chlorite ferrifère. Mais cette dernière est systématiquement masquée sur les diffractogrammes par les réflexions harmoniques d'une chlorite secondaire (C²). Cette dernière est identifiée sur base d'une réflexion (001) vers 14 Å très nettement plus intense que les autres réflexions à 7 Å, 4.7 Å et 3.5 Å. Dans le cas d'une chlorite ferrifère primaire, les intensités sont inversées: celle de 14 Å demeure très faible vis-à-vis de la réflexion (002) à 7 Å.

La présence systématique de cette chlorite secondaire (avec des teneurs comprises entre 0.6 % et 6.5 %; teneur moyenne: 3.14 %) est à mettre en parallèle avec celle des interstratifiés (10-14c) et, comme indiqué ci-après, avec le complexe Al₁₇. Tous trois sont symptomatiques de structures d'accueil dont les interfoliaires sont remplis de matériaux étrangers de nature aluminique (cf. Hydroxyl-Al) introduits soit au cours de la période d'altération continentale pré-sédimentaire, soit au cours de l'enfouissement, soit par combinaison des deux phases. Il va de soi que cette insertion d'Al en position interfoliaire ainsi que son maintien après évolution diagénétique sensu lato est de nature à favoriser le piégeage de certains éléments.

X.B.5. Le complexe Al₁₇

Il s'agit d'une forme d'interstratifié irrégulier résultant de l'altération continentale de n'importe quelle structure phyllosilicatée (illite - mica, chlorite, voire de smectite) dont les espaces interfoliaires sont demeurés bloqués par de l'Al hydroxylé en quantités telles que la réflexion fondamentale de ce type d'interstratifié est à 17 Å sur échantillon naturel. Dans les échantillons examinés au cours de cette étude, la présence de ce type de matériau argileux est clairement indiquée par celle d'une réflexion mal ébauchée vers 17 Å, insensible à l'éthylène glycol et stable ou se tassant légèrement au chauffage tout en conservant un apex vers 15-17 Å. Dans ce cas-ci également, il y a lieu de considérer les potentialités offertes par ces interfoliaires pour piéger certains éléments traces.

X.B.6. Les composants smectitiques

23 échantillons sur 46 en contiennent avec des pourcentages corrigés n'excédant pas habituellement 5 %, à l'exception de l'échantillon H100 (11.8 %) déjà singularisé par son indice de cristallinité. Ce composant smectitique comporte deux variétés:

- une smectite sensu stricto qui demeure mal cristallisée (classe C ou D de Thorez, 1976);
- un complexe gonflant, de type interstratifié, bâti sur des feuillets illitiques minoritaires et des espaces interfoliaires (14M) gonflants et majoritaires. Le code préconisé pour désigner ce type d'interstratifié gonflant à 16-17 Å (classe E de Thorez, 1976) est: (10-14Sm)-14Sm.

X.C. CONSIDERATIONS GENERALES SUR LE CONTENU ARGILEUX DES ECHANTILLONS ETUDIES

Dans le cas des séries péliques du Paléozoïque de Belgique, l'expérience montre que le composant illitique demeure largement prédominant sur une chlorite ferrifère (contenu en illite = 4 à 6 X le contenu en chlorite, J. Thorez, com. pers.). Des teneurs très minimes en interstratifiés de type (10-14c) sont également présentes.

Si les échantillons analysés dans le cadre de cette étude indiquent bien une illite majoritaire, celle-ci est cependant associée à divers complexes, notamment interstratifiés, au sein desquels l'occupant interfoliaire, gonflant ou non, tend à prédominer suivant les séries:

1. Iv/Im → (10-14Sm) I → (10-14c)
2. (10-14v) → C² → Sm → Al₁₇

En définitive, quelle que soit la localisation du prélèvement, l'association minérale dans la fraction inférieure à 2 μm présente une fiche d'identité similaire: Ipl/M/V + (10-14c) + C² + Al₁₇ auxquels s'ajoutent parfois (10-14Sm)I, (10-14v) et Sm.

Cette uniformité relative est indicatrice d'un même degré d'évolution du matériau argileux au cours de la lapidification. Le terme de cette évolution se situe dans l'anchizone pour la majorité des illites. Cependant, les compositions tantôt phengitiques tantôt à muscovite - biotite au niveau des couches octaédriques des illites dénotent de légères singularités d'évolution. Diverses causes sont possibles: conditions de diagenèse non strictement comparables partout; nature du matériau amené au réceptacle sédimentaire variable; proportion de charge carbonatée contaminante différente selon les endroits; ou encore, effet cumulatif

de tous ces paramètres. L'évolution diagénétique sensu lato qu'a subie le matériau argileux ne permet plus de rendre compte de sa nature, probablement plus complexe, au moment de la sédimentation. Cette diagenèse a, en effet, transformé la plupart des minéraux argileux de départ, hérités du continent, pour les faire évoluer vers des assemblages plus simplifiés. C'est ainsi que l'illite apparaît traditionnellement comme un des termes ultimes de la diagenèse en s'associant, en règle générale, avec une chlorite ferrifère dans la proportion de 4 à 6 illites pour 1 chlorite. A côté de ce doublet minéral, les composants étrangers sont généralement très accessoires. Les échantillons étudiés dans le cadre de cette étude s'écartent sensiblement de cette règle générale:

- la chlorite primaire est peu abondante. Elle se trouve substituée par un édifice chloritique secondaire d'origine incertaine;
- l'association argileuse se caractérise par la présence, certes en quantités mineure, de plusieurs types d'interstratifiés dont l'histoire au niveau de leur origine continentale (état et nature des matériaux sédimentés) ne peut être reconstituée.

X.D. CONCLUSIONS

Sur base de l'analyse diffractométrique de la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ des shales de la Formation d'Aisemont, les conclusions finales suivantes peuvent être dégagées:

1. l'assemblage de minéraux argileux est relativement uniforme dans les Synclinoria de Verviers et de Namur;

2. les minéraux argileux de type interstratifié ont pu constituer des vecteurs de métaux au cours de la sédimentation;
3. les anomalies importantes en Zn ne peuvent cependant pas être reliées à la présence univoque d'un minéral argileux particulier.

En définitive, les shales constituent-ils la source des métaux de la minéralisation de Chaudfontaine? En effet, à la suite de Bernard (1958, 1964) et de Noble (1963), de nombreux auteurs ont invoqué la migration latérale ascendante d'eaux connées expulsées lors de la compaction des sédiments en général et des shales en particulier pour justifier certaines minéralisations sédimentaires. Jackson & Beales (1967) proposèrent que la désorption des métaux à partir des minéraux argileux et de la matière organique des shales pouvait engendrer des eaux de formation riches en métaux. Billings *et al.* (1969) ainsi que Carpenter *et al.* (1974) ont appliqué ces principes aux saumures métallifères des champs pétrolifères. Ces études argumentées par des observations très détaillées effectuées tant dans la nature qu'en laboratoire justifient la prise en considération des shales de tout bassin subsident situé en périphérie de massifs émergés, comme source possible d'éléments d'intérêt économique. Cette conclusion s'applique au Synclinorium de Verviers et, en particulier, au bassin subsident dans lequel se sont déposés les shales de la Formation d'Aisemont. En effet, l'analyse diffractométrique de ces shales montre qu'ils possèdent des minéraux argileux de type interstratifié qui ont pu adsorber des métaux. Les anomalies géochimiques importantes en Zn repérées à Trooz doivent donc être considérées comme le résultat possible d'un phénomène de concentration diagénétique précoce relativement épargné par les remobilisations ultérieures.

CHAPITRE XI

FACIES ET REPARTITION DES DOLOMIES MESODEVONIENNES ET FRASNIENNES DANS LES SYNCLINORIA DE VERVIERS ET DE NAMUR

XI.A. Introduction

XI.B. Description des dolomies dévoniennes des Synclinoria de Verviers et de Namur

XI.B.1. Les dolomies de la Formation de Nèvremont

XI.B.2. Les dolomies de la Formation du Roux

XI.B.3. Les dolomies de la Formation d'Aisemont

XI.B.4. Les dolomies de la Formation de Matagne

XI.C. Géochimie des dolomies dévoniennes

XI.D. Conclusions



CHAPITRE XI

FACIES ET REPARTITION DES DOLOMIES MESODEVONIENNES ET FRASNIENNES DANS LES SYNCLINORIA DE VERVIERS ET DE NAMUR

XI.A. INTRODUCTION

Ce chapitre a pour but l'analyse des relations entre la minéralisation de Chaudfontaine et les phénomènes de dolomitisation qui se manifestent dans les Synclinoria de Verviers et de Namur, au sein des formations mésodévonienues et frasniennes. En Belgique, les dolomies ont été très peu étudiées. Seuls Menning & Vatan (1959) ont précisé la nature et la répartition des dolomies du Dinantien. Pour le reste, les études tant détaillées que synthétiques font totalement défaut. Pourtant, en ne considérant que le Dévonien moyen et le Frasnien, les dolomies liées aux strates sont bien représentées à différents niveaux stratigraphiques:

- elles existent à certains niveaux des Formations de Nèvreumont et du Roux;
- elles sont totalement absentes dans la Formation de Presles (sauf aux Surdants) et dans la Formation de Lustin, si on ne tient pas compte çà et là de quelques rares bancs dolomitiques peu épais;
- elles réapparaissent au sein de la Formation d'Aisemont, principalement dans le deuxième biostrome à *Phillipsastraëa*. Ce phénomène est très bien marqué dans le Synclinorium de Namur et disparaît dans le Synclinorium de Verviers;
- elles sont très accessoires par rapport aux shales dans la Formation de Matagne visible en affleurement. Par contre, elles dominent dans la Formation de Matagne des sondages de Boland et Soumagne.

Entreprendre une étude exhaustive des dolomies dévoniennes sort du cadre de ce travail qui s'inspire de résultats publiés antérieurement (Dejonghe, 1987b). Au contraire, ces dolomies ne seront examinées que très brièvement, mais toujours avec l'oeil du métallogéniste à l'affût d'éventuels guides de prospection. Les rares dolomies de Formations de Presles et de Lustin ne seront pas prises en considération étant donné leur distribution trop réduite. En décrivant les dolomies des formations de Nèvreumont, du Roux et de Matagne, j'insisterai plus sur la répartition géographique de leur faciès que sur leurs caractères microscopiques. Par contre, les dolomies de la Formation

d'Aisemont feront l'objet d'une plus grande attention étant donné leur position stratigraphique voisine de celle de la minéralisation de Chaudfontaine. Cette fois, des considérations d'ordre pétrographique seront développées. Toutes ces dolomies dévoniennes seront passées en revue dans l'ordre stratigraphique des formations auxquelles elles appartiennent. Les variations de faciès au sein des niveaux dolomitiques étant très rapides, les descriptions seront données en des endroits précis.

XI.B. DESCRIPTION DES DOLOMIES DEVONIENNES DES SYNCLINORIA DE VERVIERS ET NAMUR

XI.B.1. Les dolomies de la Formation de Nèvreumont

D'W en E, elles se répartissent comme suit:

- à Tilff: les calcaires du sommet de la Formation de Nèvreumont ne sont que faiblement dolomitisés et à certains niveaux seulement.
- à Trooz: la dolomitisation s'exprime pleinement dans la moitié supérieure de la Formation de Nèvreumont. Des bancs de dolomies et de grès alternent avec des dolomies gréseuses, parfois localement quartzitiques et des grès à ciment dolomitique. Ces dolomies sont localement vacuolaires. En outre, les vacuoles sont souvent tapissées ou même complètement colmatées par de la calcite blanche spathique ou par de la dolomite ferrifère zonée. Des gastéropodes, des brachiopodes, des débris de crinoïdes, etc.... sont occasionnellement conservés.

XI.B.2. Les dolomies de la Formation du Roux

D'W en E, leur répartition est la suivante:

- à Trooz: la base de la Formation du Roux est formée de grès, localement à ciment dolomitique. La partie supérieure de cette formation est essentiellement dolomitique: il s'agit d'une dolomie finement grenue, par endroits vacuolaire, ou straticulée, ou bioturbée, ou à aspect bréchiue, ou encore pomme-lée par de la dolomite spathique ferrifère.
- aux Surdants: la plus grande partie de la Formation du Roux est constituée de dolomies, parfois vacuolaires, parfois irrégulièrement straticulées et localement ferrifères.

- à Membach: on observe des dolomies grises, localement rougeâtres, finement grenues, à nodules (aspect de choux-fleurs = pseudomorphoses d'anhydrite?) de carbonates, blancs ou jaunâtres, pigmentés de limonite et entourés de liserés limonitiques. Ces dolomies franches, éventuellement à joints argileux d'allure stylolithique, alternent avec des dolomies calcaires et des calcaires plus ou moins dolomitiques. Localement, subsistent des débris de coquilles et des fantômes de polypiers. En lame mince, on constate que la dolomie est parfois siliceuse et que du quartz microgrenu est parfois aussi présent dans les stylolithes.

Selon Lees (in Coen-Aubert, 1974, p. 13), ces dolomies dériveraient de sédiments calcaires transformés peu après leur dépôt par la remontée capillaire de solutions salines en milieu de sebkha (dolomitisation pénécemporaine).

XI.B.3. Les dolomies de la Formation d'Aisemont

Les dolomies de la Formation d'Aisemont seront caractérisées avec plus de détails que celles des autres formations étant donné leur relation éventuelle avec la minéralisation de Chaudfontaine. Rappelons que cette minéralisation est située au sommet du deuxième biostrome à *Phillipsaera*. Or, c'est précisément au sein de ce deuxième biostrome que la dolomitisation est le mieux développée, mais pas à n'importe quel endroit: elle est intense à l'W du Bassin de Namur, s'atténue vers l'E et déborde légèrement dans la partie occidentale du Synclinorium de Verviers. En effet, en se déplaçant d'W en E, on constate que:

- à Aisemont: le deuxième biostrome présente à l'affleurement l'aspect de dolomie cariée. Cependant, l'analyse ne révèle que de faibles teneurs en MgO (1 à 2.5%) et Sr (60 ppm) associées, par contre, à des teneurs élevées en Mn (jusqu'à 6000 ppm). Sur le plan géochimique, on retrouve tous les caractères d'une dolomie dédolomitisée. En outre, cette roche contient des anomalies en Zn (jusqu'à 3670 ppm), en Pb (440 ppm) et Cu (75 ppm).
- à Dave, Coutisse et Huy: le deuxième biostrome est constitué de calcaires dolomitiques.
- à Engis, Colonster et Kinkempois: seul son sommet est franchement dolomitique, sa base étant franchement calcaire.

- dans les sondages de Bolland et Soumagne: ce niveau, très peu épais d'ailleurs, n'est que très légèrement dolomitique.
- dans toutes les localités du Synclinorium de Verviers autres que Colonster et Kinkempois: le deuxième niveau biostromal est calcaire.

Je décrirai les phénomènes de dolomitisation à deux endroits:

- dans les sondages de Soumagne et Bolland, parce que la situation y est sensiblement différente de celle des affleurements;
- à Engis, parce que les dolomies y sont le mieux diversifiées.

Dans les sondages de Soumagne et Bolland

La partie supérieure du premier niveau biostromal est dolomitique. A Soumagne, quelques rares débris de constructeurs, partiellement dolomités, sont disséminés dans la dolomie franche. Grise et finement grenue (200 μm au maximum), cette dolomie est parcourue par des straticules filandreuses de shale dolomitique gris sombre à noir ainsi que des vacuoles allongées parallèlement entre elles, tapissées ou complètement colmatées par de la dolomite spathique blanche (ces vacuoles colmatées confèrent à la roche un aspect zébré). Dans certaines vacuoles, à la dolomite blanche, s'ajoute de l'anhydrite ou du quartz, voire de la chalcopryrite (très rare et à Soumagne uniquement). Par endroits, la dolomie est bréchique. Les corps bréchiques sont constitués soit de dolomie zébrée (corps parfois très anguleux), soit de dolomie gris foncé, finement grenue (corps arrondis conférant un aspect pommelé à la roche). Ces corps bréchiques sont cimentés par de la dolomite microcristalline riche en minéraux opaques. A certains endroits, abondent quartz authigènes et mouchetures pyriteuses.

Une phase principalement argileuse sépare les deux premiers biostromes à *Phillipsaera*. Il s'agit d'un shale dolomitique gris foncé, verdâtre, plus ou moins gréseux, alternant

- à Soumagne, avec des calcaires noduleux formés par l'accumulation de résidus d'un platier algaire peu démantelé.
- à Bolland, avec des dolomies grises, très finement grenues, légèrement gréseuses, parcourues par des straticules de shales dolomitiques noirs et parsemées de vacuoles colmatées par de la dolomite blanche (inférieure à 250 μm) qui lui confèrent localement un aspect zébré. Les mouchetures de pyrite sont fréquentes tant dans les shales que dans les nodules calcaires, les

fossiles ou les dolomies. En lame mince, on relève la présence de quartz et feldspaths authigènes (70 μm max.), en quantité inférieure à 5 %, qui remplacent parfois la dolomite rhomboédrique.

Le deuxième biostrome est très peu dolomitique. Plus épais à Bolland qu'à Soumagne, il est surtout constitué de calcaires associés à des shales verts. Dans les deux sondages, quartz et feldspaths authigènes se raréfient tandis que les mouchetures de pyrite subsistent.

A Engis

La dolomie n'apparaît macroscopiquement que dans la moitié supérieure du deuxième biostrome à *Phillipsastraea*. Il s'agit d'une dolomie grise, sans structure particulière sinon une porosité localement accusée. En fait, au niveau de la lame mince, la dolomitisation se manifeste dès le premier biostrome, mais de façon très discrète, sous forme de rhomboèdres disséminés en quantité généralement inférieure à 10 %. Dans le premier biostrome, la dolomite est très ferrifère. Elle est colorée (jaune à brun) et parfois avec une intensité telle que la roche, en lame mince, en est opacifiée. Dans le second biostrome, le caractère ferrifère est absent.

De la dolomitisation discrète à la dolomitisation intense, les caractères évoluent de façon progressive (fig. 46). Les rhomboblastes dolomitiques de néoformation qui apparaissent progressivement dans les calcaires sont plus abondants mais de plus petite taille (30 à 100 μm) dans la micrite que dans la sparite (60 à 150 μm) (fig. 46 A et B). Lorsque le phénomène de dolomitisation s'amplifie, d'une part, la dolomite perd progressivement son automorphisme et, d'autre part, elle participe à des mosaïques de cristaux jointifs. Dans les premiers bancs de dolomie macroscopiquement exprimée, subsistent des fantômes de fossiles. Mais très rapidement, le caractère effaçant de la dolomitisation est total. A ce stade, en lame mince, on n'observe plus qu'une mosaïque de cristaux xénomorphes, parfaitement engrenés, de 80 à 300 μm , relativement purs et peu ou pas zonés (fig. 46 C). La limpidité de la dolomite est souvent plus marquée sur les bords des cristaux. Par places, la partie centrale des cristaux est constituée de dolomite très impure, translucide à semi-opaque, témoin d'une génération antérieure. Cette partie centrale impure est souvent limitée par un contour rhomboédrique. Des cristaux opaques de quelques μm existent dans et à la jointure des grains de la dolomie mosaïque. Toutes les variétés de dolomies mentionnées jusqu'à présent sont liées aux transformations diagénétiques du calcaire originel.

On peut encore reconnaître une dolomie épigénétique qui se développe au détriment de la dolomie mosaïque. Elle se compose de cristaux de dolomite automorphe, fortement zonés (fig. 46 E). La coloration à l'alizarine Red S révèle la présence de microcristaux calcitiques au contact des deux types de dolomite, trahissant une phase de dédolomitisation de la dolomie mosaïque. Cette dédolomitisation dénote une rupture de l'équilibre chimique au sein de la dolomie mosaïque qui a provoqué une dissolution partielle de la roche (fig. 46 D). Le retour à l'équilibre chimique s'est traduit par un colmatage des cavités de dissolution. Notons que cette dolomie épigénétique reste liée à la stratification et que son caractère consanguin par rapport aux roches hôtes est difficilement contestable.

XI.B.4. Les dolomies de la Formation de Matagne

Comme pour la Formation d'Aisemont la situation est totalement différente à l'affleurement et en sondage.

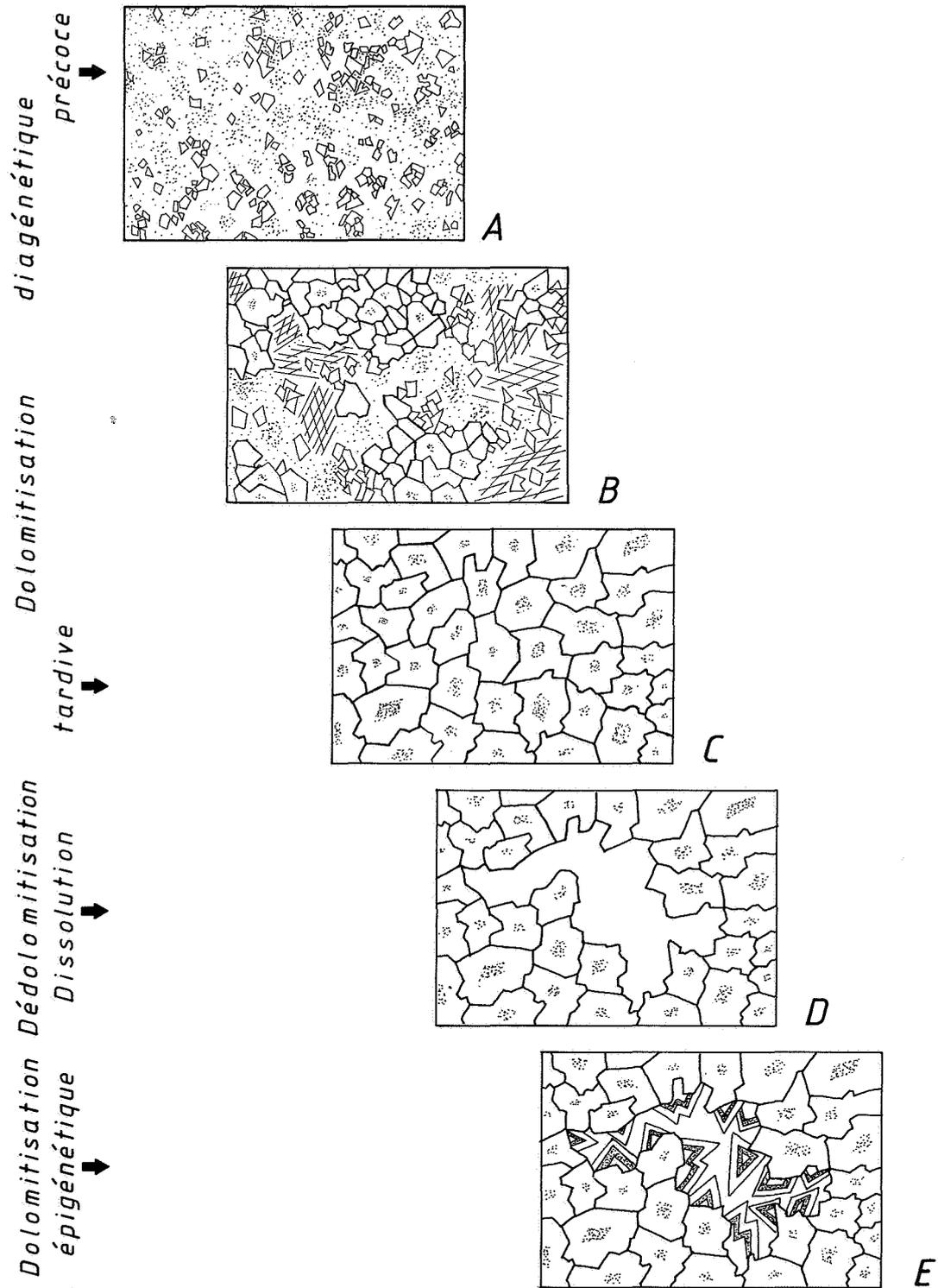
A l'affleurement

La Formation de Matagne est constituée de shales contenant éventuellement quelques bancs peu épais dolomitiques ou gréseux.

Dans les sondages de Bolland et Soumagne

Le composant carbonaté prend une importance prédominante. Le troisième biostrome à *Phillipsastraea* repose directement sur le deuxième. Il est constitué de calcaires subnoduleux à noduleux, gris, associés à des shales plus ou moins dolomitiques, vert foncé. La dolomite est progressivement plus abondante vers le sommet. Des mouchetures de pyrite sont abondantes à tous les niveaux, dans les shales, les calcaires et les polypiers. Comme dans le premier biostrome, quartz et feldspaths authigènes sont fréquents et remplacent parfois des rhomboèdres dolomitiques. Des cristaux d'anhydrite sont irrégulièrement disséminés. Ils pseudomorphosent localement la calcite des ossicules de crinoïdes et des *Phillipsastraea*.

En ce qui concerne les couches surincombantes, la situation est compliquée par le fait que la limite stratigraphique entre le Frasnien et le Famennien diffère selon Coen-Aubert (1974) et Houbaille (1982). Si on tient compte de la biozonation par acritarches (Houbaille, 1982), on doit placer cette limite à un banc à oolithes de chamosite (Bolland) ou à encroûtements oncolithiques (Soumagne). Ce banc d'épaisseur décimétrique est isolé au sein d'une série dolomitique. Cette rectifi-



L. D. 85

Fig. 46.- Evolution des phénomènes de dolomitisation dans la Formation d'Aisemont à Engis. Lames minces schématisées. Les zones ponctuées correspondent à de la micrite, les zones en croisillons, à de la sparite.

cation stratigraphique conduit à réduire très fortement l'épaisseur de la Formation de Matagne par rapport à celle que lui attribuait Coen-Aubert (1974). Graulich (1984), d'abord favorable à l'interprétation de Coen-Aubert (1974), a finalement adopté celle de Houbaille (1982). Dans ce chapitre, j'envisagerai cependant l'ensemble des dolomies de la limite Frasnien - Famennien car elles correspondent à un événement paléogéographique unique. Ces dolomies sont grises, verdâtres, ou gris pommelées de vert, généralement finement grenues et entrecoupées de calcaires dolomitiques gris clair. Par places, elles sont colorées en rose par les oxydes de fer. Une charge gréseuse dépassant rarement 10 % et des débris phosphatés sont présents à certains niveaux. Ces carbonates sont parcourus par des straticules de shales dolomitiques gris sombre ou verts dont l'abondance augmente localement. Des bioclastes (brachiopodes, crinoïdes, polypiers, ...) subsistent çà et là. De nombreuses vacuoles sont colmatées par de la dolomite (500 μm à 1 mm) tantôt blanche, tantôt brunâtre et zonée, associée à du quartz microcristallin (30 μm en moyenne; 150 μm maximum). Par endroits, ce dernier envahit la dolomite et métasomatise partiellement des ossicles de crinoïdes et des débris de lamellibranches. Les mouchetures de pyrite sont abondantes. Des nodules de barite (Bolland) et des mouchetures de galène (Soumagne) ont également été identifiés. Enfin, à Soumagne, de l'anhydrite abonde en dissémination et en amas dans la dolomie, en colmatage de vacuoles, dans des fractures et en remplacement de la calcite des ossicles de crinoïdes.

XI.C. GEOCHIMIE DES DOLOMIES DEVONIENNES

La géochimie de ces dolomies, étudiées avec plus de détail par Dejonghe (1985a, 1987a, 1988), ne sera abordée ici que très succinctement. Le tableau 17 résume les teneurs moyennes pour

quelques éléments. On constate que les teneurs en Sr, Ba, Cu, Pb et Zn sont fort semblables quel que soit l'âge de ces dolomies. Par contre, Fe et Mn s'étalent au sein de gammes un peu plus larges. Seules les dolomies de la Formation de Presles se singularisent légèrement. Mais il faut rappeler que cette formation se caractérise par une très faible épaisseur, une lithologie très variable et la présence d'indices minéralisés stratiformes (hématite oolithique; sulfures).

Dans certaines localités, la dolomitisation appauvrit la roche en métaux (Bolland autochtone, par exemple). Dans d'autres, elle l'enrichit (Aisemont, par exemple). Dans tous les cas, la dolomitisation s'accompagne d'un apport de Mn. Si l'analyse factorielle a associé Mn et Cl à Mg, l'analyse bivariée a cependant montré l'absence de corrélation entre Mn et Cl. L'enrichissement en Mn et Cl des dolomies procède donc de deux phénomènes distincts. Dans tous les cas, la dolomitisation provoque également un lessivage de Sr (Dejonghe, 1985a, 1987a, 1988).

XI.D. CONCLUSIONS

Il n'est pas aisé de décrypter l'histoire de formations déposées il y a 355 millions d'années et soumises à une tectonique très complexe, d'autant plus que les affleurements continus étant rares et les sondages relativement peu abondants, les reconstitutions ne peuvent être effectuées que sur base d'observations fragmentaires. Néanmoins, un point important à souligner dans le Dévonien est l'absence de dolomitisation sécante par rapport aux séries stratigraphiques. Toutes les dolomitisations observées sont concordantes et associées à des phénomènes diagénétiques.

Les dolomies dévoniennes des Synclinoria de Verviers et de Namur sont toujours restreintes à des faciès de très faible profondeur, et, pour la

Tableau 17.- Répartition des teneurs de certains éléments dans les dolomies appartenant aux diverses formations mésodévoniennes et frasnienne des Synclinoria de Verviers et de Namur. Éléments majeurs : moyennes arithmétiques exprimées en %. Mineurs et traces : moyennes géométriques exprimées en ppm. n = nombre d'échantillons.

Formations de	n	CaO	MgO	Cl	Sr	Mn	Fe	Ba	Cu	Pb	Zn
Nèvreumont	7	28.0	14.9	199	120	4204	6373	49	15	33	31
Roux	34	31.8	18.8	192	131	692	2633	34	15	38	20
Nèvreumont + Roux	41	31.1	18.1	193	129	942	3062	37	15	37	22
Presles	10	27.1	14.8	107	107	893	35424	98	15	50	22
Lustin	3	35.6	13.1	216	136	1236	8972	41	20	42	52
Aisemont + Matagne	12	30.7	16.7	326	114	2379	13912	59	20	47	21
de Nèvreumont à Matagne	73	30.2	16.7	190	126	1038	6100	52	17	42	23

plupart, franchement littoraux. Certaines, surtout dans les Formations de Nèvreumont et du Roux, sont étroitement associées à des roches détritiques grossières en milieu de sebkha et sont situées vers le sommet de séries avortées par une régression, certes mineure mais traduisant une tendance à l'émergence. D'autres, principalement dans les Formations d'Aisemont et de Matagne (sondages de Bolland et Soumagne), se sont développées dans des récifs frangeants. Plusieurs observations suggèrent une liaison étroite entre les dolomies et les milieux évaporitiques (anhydrite disséminée dans la dolomie, en remplissage de vacuoles ou en pseudomorphose de fossiles; pseudomorphose d'anhydrite par la calcite suggérée par des nodules de calcite «en choux-fleur» et, très localement, des lancéoles de calcite; brèches probablement dues à la dissolution de niveaux évaporitiques). En outre, les teneurs en Cl sont systématiquement plus élevées dans les dolomies que dans les autres roches. Bref, dans tous les cas, les dolomies dévoniennes traduisent une tendance à l'exondation des séries correspondantes.

A propos des dolomies dévoniennes des Synclinoria de Dinant et de Namur, c'est à une conclusion analogue qu'aboutissait Lecompte (1963, p. 21), qui, en outre, apportait les précisions suivantes: *«le phénomène de dolomitisation n'affecte que des calcaires purs ou peu argileux du shelf. Il n'a nulle part été reconnu dans le calcaire de bassin. En d'autres termes, on ne le reconnaît que dans les biostromes ou leurs prolongements septentrionaux, jamais, sauf sous forme de petites taches sans importance, dans les biohermes. En outre, il n'affecte que les calcaires formés en mer peu profonde, dans la zone de turbulence. Ainsi, dans les biostromes, la dolomitisation ne touche pas ou fort peu les calcaires initiaux très impurs, construits par les Coraux dans la zone sous-turbulente, mais seulement la partie construite par les Stromatoporoides lamellaires et massifs, respectivement dans les zones subturbulente et turbulente. Au sommet des biostromes, quand ceux-ci commencent à accuser les effets de l'accé-*

lération de la subsidence, la dolomie est remplacée progressivement par des calcaires dolomitiques, puis par des calcaires argileux à Coraux non dolomitiques».

A part quelques bancs isolés, soulignons l'absence de toute dolomitisation significative dans la Formation de Lustin pourtant essentiellement carbonatée et nettement plus épaisse que toutes les autres formations considérées. C'est que, dans le Massif de la Vesdre, bien que la Formation de Lustin se situe en plate-forme interne, elle n'est jamais régie par des conditions de très faibles bathymétries comme celles de zones littorales ou de barrières récifales.

Toutes ces dolomies dévoniennes ont subi diverses phases de déséquilibre et de cimentation (vacuoles à remplissage de calcite spathique blanche ou de dolomite éventuellement ferrifère et zonée; dolomies zébrées; dolomies bréchiques, ...). Le caractère polyphasé des phénomènes de dolomitisation - dédolomitisation est plus marqué à certains endroits: on peut alors distinguer plusieurs générations de dolomite parmi lesquelles la dolomite ferrifère est souvent la plus récente.

A certains endroits (Bolland, Soumagne, Membach), la pyrite est systématiquement associée à la dolomite. Pourtant, dans les Synclinoria de Verviers et de Namur, il ne semble pas y avoir de relation étroite entre minéralisation liée aux strates et dolomitisation. En particulier, dans le cas du gisement de Chaudfontaine, l'encaissant est calcaire. Néanmoins, latéralement vers l'W, celui-ci devient dolomitique. En fait, à l'échelle régionale, et en ne considérant que le deuxième biostrome à *Phillipsaeraea*, la minéralisation de Chaudfontaine est située entre le secteur dolomitique du Synclinorium de Namur à l'W et le secteur calcaire du Synclinorium de Verviers à l'E. Elle est donc localisée à proximité d'un front de dolomitisation régional auquel on peut, en hypothèse de travail, attribuer un effet de mobilisation diagénétique des métaux (surtout Zn) pénécotemporain de la sédimentation frasnienne.

CHAPITRE XII

SYNTHESE DES METALLOTECTES LIES A LA MINERALISATION DE CHAUDFONTAINE

XII.A. Introduction

XII.B. Analyse des metallotectes

- XII.B.1. La position stratigraphique*
- XII.B.2. Le milieu de sédimentation de nature périrécifale*
- XII.B.3. La paléotopographie du fond marin*
- XII.B.4. Les failles synsédimentaires*
- XII.B.5. La proximité de milieux évaporitiques*
- XII.B.6. La nature siliceuse de la roche support*
- XII.B.7. La dolomitisation du deuxième biostrome à Phillipsastraëa*
- XII.B.8. La présence de filons hydrothermaux voisins*
- XII.B.9. Le volcanisme sous-marin*
- XII.B.10. L'existence de sources thermales actuelles*

XII.C. Conclusions

CHAPITRE XII

SYNTHESE DES METALLOTECTES LIES A LA MINERALISATION DE CHAUDFONTAINE

XII.A. INTRODUCTION

Dans l'optique de la mise en évidence de gisements analogues à celui de Chaudfontaine, les guides de prospection suivants ont été dégagés:

- la position stratigraphique
- le milieu de sédimentation de nature périrécifale
- la paléotopographie du fond marin (faible bathymétrie, hauts-fonds)
- les failles synsédimentaires
- la proximité de milieux évaporitiques
- la nature siliceuse de la roche support
- la dolomitisation du deuxième biostrome à *Phillipsastraea*
- la présence de filons hydrothermaux voisins
- le volcanisme sous-marin
- l'existence de sources thermales actuelles

La validité de ces métallectes sera critiquée dans chaque cas.

XII.B. ANALYSE DES METALLOTECTES

XII.B.1. La position stratigraphique

Dans les trois sondages minéralisés de Chaudfontaine (134 E 303 134 E 310 134 E 396), la minéralisation est située exactement au même niveau stratigraphique: au sommet et au-dessus du deuxième biostrome à *Phillipsastraea* de la Formation d'Aisemont. En outre, dans 4 autres sondages (Soumagne, Bolland, Heibaart et Booschot) et en affleurement (Chaudfontaine - Les Thermes et Kinkempois), des indices de minéralisation ont également été repérés au sommet du Frasnien. Sachant que Chaudfontaine et Heibaart sont distants de plus de 100 km, on mesure l'importance métallogénique au niveau régional des dépôts du Frasnien supérieur.

XII.B.2. Le milieu de sédimentation de nature périrécifale

La valeur métallectique des calcaires déposés en eaux peu profondes, et particulièrement des calcaires récifaux et algaires, a été très fréquemment soulignée. Monseur & Pel (1973) et Lagny (1984) ont synthétisé les relations entre

environnements récifaux et minéralisations stratiformes. De son côté, Schneider (1964) a surtout insisté sur l'importance des concentrations métalifères en milieu d'arrière-récif.

L'étude paléogéographique effectuée au chapitre II a montré que c'est au Frasnien supérieur (F2ij et F3) que culmine la grande pulsation transgressive abordée au Couvinien. L'ingression de la mer sur le continent y est maximale. Ces conditions ont favorisé le développement principalement de récifs frangeants et accessoirement de complexes boueux biostromaux (mud mounds) en périphérie du rivage de la ride de Booze - Val Dieu. Le Synclorium de Verviers se trouve cependant dans une situation légèrement différente du reste de la Belgique car des conditions de plate-forme relativement stable y persistent. Dès lors, des complexes biohermaux ont également pu s'installer. Pendant cette période F2ij - F3 correspondant au dépôt des Formations d'Aisemont et de Matagne, le bassin de sédimentation n'était plus séparé en une plate-forme interne et une plate-forme externe par une barrière récifale comme ce fut le cas pour la Formation de Lustin. La distinction avant et arrière-récif n'a donc plus de sens. L'attribution de la minéralisation de Chaudfontaine à un milieu d'arrière-récif, comme le fit Dejonghe (1979) avant de connaître les travaux de Tsien (1980, 1983, 1984) est donc abusive. Le même correctif s'applique à l'indice de Heibaart (Cornet, 1976; Dejonghe, 1983b).

En affleurement, c'est dans la région de Chaudfontaine que l'activité récifale est la plus intense au sein des Formations d'Aisemont et de Matagne: les phases biostromales à *Phillipsastraea* y présentent une épaisseur cumulée maximale; en outre, le caractère construit y est le mieux marqué; enfin, un bioherme (récif de marbre rouge royal) s'intercale entre les deux premiers biostromes. La raison de la prolifération de l'activité récifale à cet endroit réside dans l'existence d'une structure haute du fond marin.

Le bioherme rouge de Chaudfontaine, coincé entre le premier et le deuxième biostrome à *Phillipsastraea*, n'a jamais été étudié sur le plan paléoécologique. Par contre, les récifs de l'Ardenne ont fait l'objet de nombreux travaux dans ce domaine. En réalité, la signification bathymétrique des biohermes du Frasnien de l'Ardenne est controversée. Ceux-ci ont été interprétés soit comme des constructions récifales pouvant atteindre les eaux turbulentes superficielles (Lecompte, 1960), soit comme des structures élaborées sous des tranches d'eaux de l'ordre de 60 à 70 m d'épaisseur (Monty *et al.*, 1982). La genèse de ces monticules boueux biohermaux a encore été évoquée récemment par Reijers (1984), sans modification du schéma traditionnel de Lecompte.

Certaines parties du bassin de sédimentation auraient été amenées temporairement en zone euphotique pour des raisons qui ne sont pas définies (une tectonique de block-faulting synsédimentaire semble bien être l'hypothèse la plus vraisemblable). Les conditions euphotiques auraient permis l'installation d'une activité récifale, cependant contrecarrée par la vitesse de transgression et l'importance des apports détritiques. En fait, Tsien (1984), dans les schémas qu'il propose, concilie les différents points de vue. En effet, la figure 10 montre bien que les biohermes de type mud mound s'installent dans des conditions bathymétriques très diverses. Pour Reijers (1984), la couleur rouge de certains biohermes est due à l'oxydation du fer dans les zones à faible bathymétrie, celui-ci restant bloqué sous forme de pyrite dans les zones plus profondes. Pour Monty *et al.* (1982), l'hématite des biohermes de type mud mound résulte d'une fixation microbienne du fer.

XII.B.3. La paléotopographie du fond marin

Au sein de la plate-forme argilo-carbonatée, la présence de structures en relief, soit majeures (Ride de Booze - Val Dieu), soit mineures (Haut-fond de Chaudfontaine) a été évoquée au § II.B.2. En ce qui concerne la région de Chaudfontaine, ce phénomène est bien représenté à la figure 12. Elle montre qu'à cet endroit du Bassin de la Vesdre, les séries argileuses des Formations d'Aisemont et de Matagne se biseautent par condensation sur les constructions biostromales ou, plus généralement, sur les flancs d'un haut-fond. Ces shales sont d'ailleurs absents à l'W de Prayon ainsi que dans les sondages de Bolland et Soumagne. En réalité, la région de Chaudfontaine est en position intermédiaire entre un sous-bassin confiné et très peu profond, en régime intertidal à supratidal, situé dans la région occidentale du Massif de Herve et un sous-bassin plus profond et moins confiné, en régime subtidal, couvrant la plus grande partie du Massif de la Vesdre. Bref, dans la région de Chaudfontaine, les sédiments se sont déposés sous une très faible tranche d'eau et sur un fond marin dont les irrégularités topographiques ont été accentuées par la construction de complexes biostromaux.

La situation paléogéographique de l'indice d'Heibaart est fort comparable à celle de Chaudfontaine. D'après Cornet (1976), à Heibaart situé dans le Bassin de Campine: «*le Frasnien F2 correspond à une accumulation d'amas allochtones de calcaire récifal et surtout de calcaire de back reef auxquels sont mêlés des fragments d'organismes constructeurs. La matrice autochtone semble indiquer un environnement de dépôt plus*

abrité (back reef distal), mais néanmoins proche des milieux de formation des calcaires (environnement périrécifal). Ceux-ci pouvaient d'ailleurs ne constituer que des îlots isolés dans les dépôts argileux, sous forme de «mud mounds» ou de biostromes peu étendus comparables à ceux que l'on connaît dans les mêmes niveaux de la bordure orientale du bassin de Dinant ou du massif de la Vesdre. Vers le sommet de la séquence (zone minéralisée), ces dépôts semblent avoir été amenés à très faible profondeur, peut-être à l'émergence dans un environnement confiné.... Le Frasnien F3 coïncide avec une séquence transgressive évoluant vers des conditions marines abritées. Les premiers apports marins (brèche intraformationnelle de base) témoignent du développement d'une plate-forme carbonatée vers le large. Après cette première accumulation, la subsidence semble s'accroître jusqu'à amener le bassin abrité en zone infralittorale inférieure. Ces conditions se maintiennent par la suite, avec une sédimentation régulière et peu rapide, comme en témoigne l'intense activité organique. Vers le sommet, le niveau d'énergie semble remonter un peu, mis en évidence par des traces de courant mieux marquées et des venues détritiques».

XII.B.4. Les failles synsédimentaires

De telles failles n'ont pas été formellement identifiées dans la région de Chaudfontaine. Pourtant, on sait qu'elles sont quasi toujours présentes en périphérie des hauts-fonds. Si elles n'ont pas été reconnues à cet endroit, c'est que les tectoniques varisques et rhénanes ont été tellement intenses qu'elles ont oblitéré toutes les structures tectoniques précoces. A cela s'ajoutent d'autres facteurs défavorables tels que la rareté des affleurements et leur caractère discontinu. Par contre, dans la région de Verviers, de telles failles ont été observées par Graulich (com. pers.) à la faveur de travaux de génie civil.

XII.B.5. La proximité de milieux évaporitiques

La liaison des gisements stratiformes aux évaporites a été invoquée par beaucoup d'auteurs (par exemple, Davidson, 1966; Fuchs, 1978, 1980; Macquar, 1978; Lagny, 1980; Samama *et al.*, 1978, etc...). Dans le cas du gisement de Chaudfontaine, cette liaison est hypothétique.

Elle repose tout d'abord sur la présence de calcite spathique blanche cogénétique de la barite (compositions isotopiques du Sr identiques - voir § VIII.A) et pseudomorphosant très probablement du gypse (§ V.C.3).

Elle s'appuie également sur la présence, au sondage de Soumagne, d'anhydrite qui apparaît

dans le premier biostrome à *Phillipsastraea*, reste peu abondante dans le deuxième et le troisième biostrome, et envahit le sommet de la Formation de Matagne et la base du Famennien (Graulich, 1977) compte tenu de la correction de la limite Frasnien - Famennien due à Houbaille (1983) et basée sur une étude des acritarches.

Dans la Formation du Roux, des sondages effectués à Membach ont identifié des pseudomorphoses de gypse dans une matrice finement dolomitique (Coen - Aubert *et al.*, 1985).

Cnudde (com. pers.) a toutefois examiné de nombreuses lames minces dans les calcaires frasnien du Massif de la Vesdre sans y déceler la présence d'anhydrite ou de pseudomorphose de ce minéral, ce qui suggère que les bassins évaporitiques, s'ils existaient, étaient restreints, au Frasnien, à une aire géographique voisine de la Ride de Booze - Val Dieu.

Au N de la Ride de Booze - Val Dieu, un sondage implanté dans la carrière de la Folie à Berneau, près de Visé, a recoupé de 14.95 m à 108.00 m de profondeur, une brèche calcaire dans la Formation de Lustin. Poty (1982, 1983) y signale des pseudomorphoses d'anhydrite par de la calcite. Cet auteur affirme (1983, p. 6): «*Cette brèche présente les caractères des brèches d'effondrement par dissolution sous-jacente («solution collapse breccias»).* Ce type de brèche implique la présence de roches solubles (évaporites) sous-jacentes et une évolution paléogéographique de l'aire de bréchification telle que ces roches solubles aient pu être affectées par des phénomènes de dissolution. Certains arguments sont en faveur de la présence d'évaporites qui, dans le cas qui nous occupe, se situaient à la base de la Formation de Lustin ou peut-être dans celle-ci».

Dans le Bassin de Namur, au sondage de Tournai, de l'anhydrite, par endroits très bien litée et très pure, est interstratifiée dans des schistes, grès et carbonates (principalement des dolomies) d'âge givetien. Ces roches anhydritiques, dont l'épaisseur stratigraphique cumulée dépasse 45 m, se répartissent au sein d'une série d'environ 300 m de puissance (Van Tassel, 1960).

Bref, l'existence de saumures, soit en provenance directe de bassins évaporitiques, soit dues à des eaux lessivant des évaporites fossiles, ne pose pas de problème au Frasnien supérieur. En particulier, ces saumures constituent une source possible du S de la minéralisation de Chaudfontaine.

XII.B.6. La nature siliceuse de la roche support

La nature et le caractère précoce de la silicite sombre qui supporte la minéralisation de Chaudfontaine ont été précisés au chapitre V. En outre,

les analogies entre les silicites de Chaudfontaine et d'Heibaart ont été argumentées par Dejonghe (1983). Enfin, la présence de quartz bipyramidé a également été soulignée dans l'indice baryteux de Kinkempois (voir § IV.B). Etant donné que, dans le Frasnien, cette silicite n'est connue qu'en contexte minéralisé, elle présente une valeur métallotectique indéniable.

Sur base d'observations pétrographiques, j'ai précisé au § V.E. qu'à Chaudfontaine, l'introduction d'une silice colloïdale avait été contemporaine de celle des métaux, que ce gel siliceux avait corrodé la barite et la sphalérite apparues précocement et que la silice colloïdale avait recristallisé sous forme de microquartz au cours de la diagenèse. A Heibaart, les observations pétrographiques montrent également qu'une grande partie du quartz affiche des caractères de cristallisation diagénétique (Dejonghe, 1983).

Bien des gisements à Pb, Zn et Ba, à affinités sédimentaires ou non, sont accompagnés de roches siliceuses, parfois largement dominantes. C'est le cas des gisements du district de Tri-State (roche support de type jaspéroïde). Dans le cas des gîtes sédimentaires, il est rare que la source de la silice soit parfaitement élucidée. Chaudfontaine ne fait pas exception à ce constat de carrence. J'insisterai cependant sur le fait qu'à Chaudfontaine, si la minéralisation est bien encaissée dans un biostrome carbonaté, celui-ci est interstratifié dans une formation principalement argileuse. Or, depuis Noble (1963), beaucoup d'auteurs voient la source des métaux des gisements de type vallée du Mississippi dans les shales de bassins environnants par désorption de minéraux argileux et par expulsion des eaux connées sous l'effet de la compaction. McHargue & Price (1982) ont d'ailleurs montré que la conversion de smectite en illite pendant l'enfouissement est un processus diagénétique qui est capable de libérer de grandes quantités de Fe, Mg, Ca, Na et Si. Enfin, l'étude diffractométrique des shales de la Formation d'Aisemont a révélé la présence, à côté de l'illite, d'interstratifiés qui ont pu constituer des pièges pour l'adsorption de certains éléments (voir ch. X).

XII.B.7. La dolomitisation du deuxième biostrome à *Phillipsastraea*

La dolomitisation des formations dévoniennes a été étudiée au chapitre XI. Cette étude a permis de dégager que toutes les dolomies dévoniennes sont concordantes et traduisent une tendance à l'émersion des séries. Dolomies et évaporites dévoniennes sont d'ailleurs probablement le reflet des mêmes phénomènes d'exondation. En particulier, les dolomies qui se développent dans le deuxième biostrome à *Phillipsastraea* sont res-

treintes à une aire périlittorale. A première vue, il ne semble pas y avoir de relation étroite entre cette dolomitisation et la minéralisation de Chaudfontaine. Néanmoins, je rappellerai que Chaudfontaine est situé dans une zone intermédiaire entre un secteur dolomitique et un secteur calcaire. En outre, ces dolomies dévoniennes sont loin d'être stériles (anomalies zincifères à Engis, Colonster et Aisemont; abondance de pyrite à Soumagne et Bolland; mouchetures de chalcopryrite et galène à Soumagne; barite à Bolland).

XII.B.8. La présence de filons hydrothermaux voisins

A environ 1250 m à l'E des sondages minéralisés de Chaudfontaine, au lieu-dit «La Rochette», on a exploité un petit filon sulfuré (voir § IV.B et Dejonghe *et al.*, 1985). Certaines analogies entre les paragenèses des deux gisements (présence de barite, de bravoïte et d'une gangue silicifiée) a amené Dejonghe & Jans (1983) à se demander si le filon de La Rochette ne provenait pas d'une lixiviation du gisement sédimentaire de Chaudfontaine. Cette hypothèse est confortée par la similitude des compositions isotopiques du Pb des galènes (Cauet *et al.*, 1982). Par contre, les compositions isotopiques du Sr des barites sont différentes (§ VIII.C). En outre, des investigations complémentaires à la microsonde (Dejonghe *et al.*, 1985) révèlent que les bravoïtes des deux gisements ne possèdent pas la même composition. Les bravoïtes de Chaudfontaine contiennent des teneurs appréciables en Ni (max. 10.9 %) et en Cu (max. 5.1 %), mais sont très pauvres en Co (max. 2.1 %). Par contre, celles de La Rochette sont beaucoup plus riches en Co (jusqu'à 16.7 %) et en Ni (jusqu'à 19.41 %) mais, en revanche, les teneurs en Cu sont généralement plus faibles (max. 1.65 %). Etant donné ces différences, la valeur de ce métallotecte est très réduite.

XII.B.9. Le volcanisme sous-marin

Les indices de volcanisme sous-marin sont particulièrement tenus dans le Frasnien belge. Une liaison lointaine et hypothétique a cependant été évoquée :

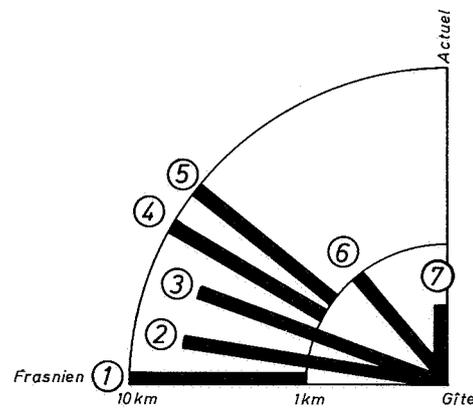
- par Dejonghe & Bouckaert (1978) à propos d'un exoclaste de nature ignée trouvé à Netinne (Synclinorium de Dinant) dans un schiste à nodules calcaires situé dans la Formation d'Aisemont;
- par Dreesen (1982) entre les volcanites synsédimentaires du Massif rhénan et les niveaux d'oolithes ferrugineuses du Frasnien et du Famennien de l'Ardenne.
- par Scheps & Friedrich (1983) à propos d'un niveau de calcaire argileux situé à la base du

Frasnien dans le Synclinal d'Inde (prolongation allemande du Synclinorium de Verviers) sur base de valeurs élevées des teneurs en K_2O (> 7 %) et du rapport K/Rb (> 200)

Lacroix (1987) a également identifié des minéraux volcaniques (augite et olivine) à Coutisse et Malpas (Synclinorium de Namur) dans un banc schisteux situé dans la partie supérieure de la Formation de Lustin. Ces minéraux étant, à Coutisse, associés à de la barite, Lacroix (1987, p. 636) conclut que le volcanisme «a peut-être contribué à l'apport de métaux dont la concentration a formé le gisement de Chaudfontaine par exemple». Il faut toutefois remarquer que le gisement de Chaudfontaine est situé au sommet de la Formation d'Aisemont et non pas dans la Formation de Lustin. En outre, le rapport Ni/Co des bravoïtes de Chaudfontaine (§ V.D.8) ne s'accorde pas avec celui de sulfures de fer d'origine exhalative. Dès lors, la liaison du gisement de Chaudfontaine avec le volcanisme ne me paraît pas suffisamment étayée par les faits connus à ce jour pour être retenue au titre de guide de prospection significatif.

XII.B.10. L'existence de sources thermales actuelles

Fourmarier s'est consacré tout au long de sa carrière de géologue à élucider l'origine des eaux chaudes (en réalité, à 36°C à l'émergence) de Chaudfontaine. Il pencha tantôt pour une origine juvénile, en liaison avec un magmatisme profond, tantôt pour une origine météorique, en relation avec un circuit d'infiltration, de circulation profonde et de résurgence. Par une argumentation basée principalement sur l'étude des isotopes de l'hydrogène (y compris tritium), de l'oxygène et du carbone, Graulich (1983) démontra le bien fondé de la seconde hypothèse. En outre, il a pu déterminer que les eaux infiltrées ont atteint une profondeur d'environ 1500 m (soit, environ 50°C) avant d'entamer leur remontée. L'anomalie géothermique de Chaudfontaine n'est pas liée à un point chaud d'origine profonde. Elle est due à des eaux météoriques infiltrées, réchauffées sous l'effet d'un gradient géothermique normal par circulation à grande profondeur dans un réseau karstique complexe à travers les calcaires du Frasnien et du Viséen mis en contact tectonique le long de la Faille de l'Ourthe. Au cours de leur remontée vers la surface, ces eaux se sont légèrement refroidies, au contact des terrains encaissants, qu'elles ont réchauffés. Cette anomalie géothermique n'a donc aucune relation ni avec un point chaud profond, ni avec la minéralisation de Chaudfontaine. En outre, ses effets sur la minéralisation de Chaudfontaine ne sont pas perceptibles. En particulier, la population de cristaux de Ba ne résulte pas d'une phase de réchauffement du corps minéralisé parce que :



- ① flanc de la ride de Booze - Val Dieu
- ② haut-fond de Chaudfontaine
- ③ deuxième biostrome à *Phillipsastraea*
- ④ front de dolomitisation régional
- ⑤ bassin à sulfates évaporitiques
- ⑥ silicification
- ⑦ indices de surface

Fig. 47.- Guides de prospection de la minéralisation de Chaudfontaine.

- l'étude des inclusions fluides (ch. VIII) montre que les températures de cristallisation des cristaux de barite, quelle que soit leur taille, est inférieure ou égale à 50°C. L'absence totale de bulle de retrait et d'inclusion décrépîtée exclut l'hypothèse d'un rééquilibre thermique des fluides piégés dans les cavités intracristallines de la barite (Dejonghe *et al.*, 1982b, p. 83);
- l'étude des structures sédimentaires (ch. VI) indique que les cristaux dm Ba n'ont pas grandi de façon isotrope (ils sont impliqués dans des structures géopétales);
- si des phénomènes de recristallisation et renourrissage s'étaient produits, ils auraient été étonnamment sélectifs (pourquoi tant d'agrégats de cristaux mm Ba auraient-ils été préservés de ces phénomènes et comment expliquer la coexistence de cristaux mm Ba et dm Ba?).

XII.C. CONCLUSIONS

Au terme de cette analyse, des guides de prospection très significatifs (position stratigraphique, liaison à des récifs, proximité d'un haut-fond et de milieux évaporitiques, nature siliceuse de la roche support, indices de surface) peuvent être dégagés par rapport à d'autres qui le sont moins (dolomitisation, filons voisins, volcanisme sous-marin) ou pas du tout (sources thermales actuelles).

A la figure 47, les guides de prospection significatifs ont été ordonnés selon un modèle analogue à celui proposé par Aubague *et al.* (1982). En définitive, au niveau de la prospection tactique (0 - 1 km), les métallotectes sont assez ténus. D'autre part, la complexité de la tectonique et la rareté des bons affleurements ne facilitent pas leur utilisation. Néanmoins, cette analyse des métallotectes souligne une fois de plus l'importance de la connaissance précise de la paléogéographie pour la détection de pièges analogues à celui de Chaudfontaine.

CHAPITRE XIII

INTERPRETATION GENETIQUE DE LA MINERALISATION DE CHAUDFONTAINE

XIII.A. Introduction

XIII.B. Bilan des données d'observation et des résultats analytiques

XIII.C. Piège et conditions de précipitation

XIII.D. Source et mode de transport des éléments

XIII.D.1. Le soufre

XIII.D.2. Les métaux

XIII.D.3. Le silicium

XIII.E. Modèles métallogéniques

XIII.F. Comparaison avec d'autres gisements

XIII.F.1. Paléokarsts triasiques du S de l'Europe

XIII.F.2. N.E. de la Tunisie, par exemple Djebel Mecella

XIII.F.3. Fleurus, Belgique

XIII.F.4. Neuquén, Argentine

XIII.F.5. Pessens, Causses, France

XIII.F.6. Piquepoul, Causses, France

XIII.F.7. Meggen, R.F.A.

XIII.F.8. Arkansas, U.S.A.

XIII.F.9. Nevada central, U.S.A.

XIII.G. Conclusions

CHAPITRE XIII

INTERPRETATION GENETIQUE DE LA MINERALISATION DE CHAUDFONTAINE

XIII.A. INTRODUCTION

Ce chapitre, consacré essentiellement à la genèse de la minéralisation de Chaudfontaine, a pour objectifs principaux :

1. la caractérisation du piège et des conditions de précipitation des éléments d'intérêt économique;
2. la définition de la source des métaux et de leur mode de transport.

Cette étude s'appuyera exclusivement sur les résultats analytiques et les données d'observation des chapitres précédents. Ceux-ci sont comptabilisés au § XIII.B tout en gardant la distinction entre les faits et la signification qu'on leur a attribuée. Ils sont ordonnés selon une focalisation progressive de la nature des observations (des mégascopiques aux ponctuelles).

XIII.B. BILAN DES DONNEES D'OBSERVATION ET DES RESULTATS ANALYTIQUES

Observations

- minéralisation localisée à proximité de la Ride de Booze - Val Dieu (§ II.B.2 et XII.B.3)
- minéralisation localisée à l'aplomb ou sur le flanc du Haut-fond de Chaudfontaine (§ II.B.2 et XII.B.3)
- minéralisation concordante au sommet du Frasnien (ch. IV et § XII.B.1)
- anomalies géochimiques en Zn, Pb et Ba d'extensions régionales et situées à différents niveaux stratigraphiques du Givetien et du Frasnien (ch. IX)
- roche encaissante constituée par un calcaire récifal (§ II.B.2, V.B et XII.B.2)
- horizon carbonaté minéralisé isolé au sein de shales (§ II.B.2)
- dans les shales encaissants, présence de minéraux argileux de type interstratifié (ch. X)
- minéralisation située à proximité d'un front de dolomitisation régional (ch. XI et § XII.B.7)
- présence d'évaporites sulfatées soit au même niveau stratigraphique que la minéralisation, soit dans des formations plus anciennes (§ V.C.3, VIII.B et XII.B.5)
- minéralisation située au sommet d'une formation biostromale à topographie irrégulière (§ XII.B.3)

Conséquences

- contrôle paléogéographique régional
- proximité d'un rivage
- lieu de reflux des eaux connées expulsées par compaction
- contrôle paléogéographique local
- lieu de migration des eaux connées expulsées par compaction
- existence probable de failles synsédimentaires liées à des mouvements du socle
- contrôle stratigraphique étroit du corps minéralisé
- persistance dans le temps et dans l'espace des apports en ces éléments
- faible bathymétrie
- période à tendance chaude
- source possible des métaux à partir des minéraux argileux provenant de l'érosion continentale
- possibilité accrue d'adsorption de certains éléments et de leur désorption au cours de la diagenèse
- source possible de certains éléments tels que Zn, Pb et Si
- manifestation d'un phénomène d'exondation
- source possible du S
- possibilité de structures pièges
- variations rapides et importantes de l'épaisseur du corps minéralisé

Observations (suite)

- . roche support constituée par une silicite dolomitique ou une dolomie siliceuse (ch. V et § XII.B.6)
- . zonalité dans l'abondance des sulfures et de la barite (§ IV.B)
- . calcite en pseudomorphose de gypse, éventuellement de type sélénite (§ V.C.3)
- . variation dans la taille et l'abondance des cristaux de barite (§ VI.B.1)
- . rubanement des dépôts baryteux sans symétrie par rapport à un axe médian (§ VI.B.2)
- . planchers de cristaux de barite (§ VI.B.5)
- . cristaux de barite et de sphalérite fracturés et, éventuellement, resédimentés (§ VI.B.10)
- . structures géopétales mettant en oeuvre des cristaux de barite (§ VI.B.5, 6, 7, 8 et 13)
- . surfaces de discontinuité entre roche stérile et couche de barite, planes et parallèles à la stratification (§ VI.B.3)
- . variation rapide de direction et de pendage des intercalaires stériles (§ VI.B.4)
- . slumpings et brèches intraformationnelles associées (§ VI.B.8)
- . slumping contournant un cristal de barite (§ VI.B.8)
- . structures métacolloïdales parfois observées sur la sphalérite et la pyrite (§ V.D.2 et V.D.4)
- . rapport Ni/Co dans la bravoïte compris entre 5 et 10 (§ V.D.8)
- . dans la barite, inclusions fluides monophasées et à remplissage aqueux (§ VII.D)
- . composition des inclusions fluides de la barite atteignant 22 à 23 % NaCl (en poids) (§ VII.D)
- . composition isotopique du Sr de la barite et de la calcite spathique blanche (§ VIII.B)
- . composition isotopique du S de la barite (§ VIII.C)
- . composition isotopique du S de la galène et de la pyrite (§ VIII.D)
- . composition isotopique de l'O de la calcite spathique blanche et de la silicite (§ VIII.E)
- . composition isotopique du Pb de la galène de Chaudfontaine et de celle des filons du district (§ VIII.F)
- . composition isotopique du C des calcites et des calcaires (§ VIII.G)

Conséquences (suite)

- . composition complexe des fluides qui ont transporté les métaux
- . variation des conditions d'oxydo-réduction
- . phase évaporitique
- . saumure appauvrie en Ba
- . saumure présentant des degrés de sursaturation en Ba variables
- . dépôts superposés (séquentiels)
- . milieu à faible énergie
- . milieu à haute énergie
- . rôle prépondérant joué par la gravité dans les mécanismes de dépôt
- . arrêts et reprises de sédimentation de barite
- . milieu à haute énergie
- . instabilité des dépôts
- . instabilité des dépôts
- . barite antérieure à la lithification du sédiment support
- . dépôts de basse température
- . confirmation de la nature sédimentaire de ce minéral
- . température de cristallisation inférieure à 50°C
- . composition analogue à celles des saumures de milieux confinés
- . cogénéisme de la barite et de la calcite spathique blanche
- . origine non marine de la plus grande partie du Sr
- . origine marine du S
- . barite d'âge dévonien
- . influence bactérienne probable
- . dépôts de basse température
- . S provenant de la réduction bactérienne des sulfates
- . dépôts de basse température
- . les deux phases solides ont précipité à partir de solutions différentes
- . source commune du Pb pour tous les gisements du district
- . seuls les sédiments du Dévonien moyen et supérieur ont pu constituer la source principale du Pb des gisements belges
- . le C n'est pas d'origine organique

L'interprétation génétique du gisement de Chaudfontaine repose donc sur des arguments de diverses natures : géométriques (corps concordant lenticulaire), stratigraphiques (position identique dans trois sondages), paléogéographiques (milieu périrécifal, à l'aplomb ou sur le flanc d'un haut-fond et au voisinage de bassins évaporitiques), sédimentologiques (structures sédimentaires mettant en oeuvre des cristaux de barite et de sphalérite), thermométriques (inclusions fluides monophasées), isotopiques (isotopes du Sr de la barite et de la calcite spathique blanche, du S de la barite, de la galène et de la pyrite, de l'O de la calcite spathique blanche et de la silicite, du C de la calcite spathique blanche et du calcaire et enfin, du Pb de la galène) et géochimiques (anomalies lithogéochimiques; valeurs du rapport Ni/Co dans la bravoïte). L'ensemble des observations confirme la nature sédimentaire du gisement. Aucune ne s'oppose à cette conclusion.

Il faut insister sur le fait que le modèle qui sera retenu pour expliquer la concentration minérale de Chaudfontaine devra tenir compte avant tout du caractère extrêmement localisé du corps minéralisé et de l'absence de zone de transition avec les roches encaissantes.

XIII.C. PIEGE ET CONDITIONS DE PRECIPITATION

La région de Chaudfontaine a joué, au Frasnien supérieur, le rôle d'un haut-fond mineur situé à proximité d'une île ou d'un haut-fond majeur (Ride de Booze - Val Dieu). Il semble bien que ce soit la seule structure mégascopique génétiquement liée à la concentration minérale. Ni l'existence d'une émergence importante avec karstification largement développée, ni la présence de failles synsédimentaires n'ont pu être formellement démontrées. Au N de la Ride de Booze - Val Dieu, dans la région de Visé, Poty (1980, 1982, 1983) a mis en évidence l'existence d'un paléokarst dans la Formation de Lustin, mais à remplissage de sédiments d'âge viséen. Là non plus, une paléokarstification frasnienne n'a pas été identifiée. En définitive, la recherche d'une paléokarstification frasnienne est peut-être un objectif superflu car l'irrégularité topographique du sommet des récifs sensu lato est une caractéristique bien connue (Schneider, 1964; Tsien, 1984). Les différents sondages effectués dans la région de Chaudfontaine ont confirmé la nature très irrégulière de la topographie du sommet du deuxième niveau biostromal à *Phillipsastraea* et ont montré la présence de petites cuvettes. Celles-ci peuvent résulter de la croissance différentielle d'organismes récifaux, de leur érosion mécanique et biologique ou de causes plus complexes (chenaux,

tassements, voire effondrements, etc...), comme dans le cas des «blue holes», fréquemment associés aux récifs, et dont l'importance métallogénique a été rappelée par Fuchs (1981). Ces cuvettes ont très probablement été amenées temporairement à l'émergence, mais sans que cela conduise ni à une lacune de sédimentation appréciable par les stratigraphes, ni à une inconformité, ni à une karstification substantielle. Vues sous cet angle, les notions de karst superficiel, karst cutané (Aubague, in Michard & Coumoul, 1978), exokarst (Bögli, 1980) etc... perdent de l'importance sur le plan métallogénique. En effet, que ce soit par croissance différentielle et érosion d'organismes constructeurs récifaux ou par karstification, on aboutit, dans les deux cas, à des structures fort semblables qui peuvent jouer le rôle de piège dans des conditions identiques.

Si une émergence du Frasnien supérieur n'a pas été démontrée dans le Synclinorium de Verviers, par contre, elle a été signalée au bord S du Synclinorium de Namur dans la région de Huy (Lacroix, 1974, p. 20; Coen-Aubert & Lacroix, 1979, p. 278). C'est d'ailleurs dans cette direction que la dolomitisation du deuxième biostrome à *Phillipsastraea* prend de plus en plus d'ampleur. D'abord restreinte au sommet du deuxième biostrome à Kinkepois et Engis, elle affectera sa totalité à Aisemont. La dolomitisation du deuxième biostrome est donc corrélative d'une émergence affirmée (ch. XI et § XII.B.7). En tout cas, dans le Synclinorium de Verviers, et tout particulièrement dans la région du Haut-fond de Chaudfontaine, les dépôts du Frasnien supérieur se trouvaient à fleur d'eau et une faible variation du niveau de la mer suffisait pour les exonder.

A ce stade, je rappellerai :

1. Que ces cuvettes, par leur position au sein des calcaires organo-construits, constituaient des milieux dans lesquels les bactéries sulforéductrices étaient omniprésentes. La production bactérienne de H₂S ne posait donc aucun problème. Elle est d'ailleurs tout à fait compatible avec - voire requise par - les résultats de l'étude des isotopes du S (§ VIII.C et D).
2. Que l'étude cryoscopique des inclusions fluides de la barite (§ VII.D) indique qu'elles contiennent en moyenne environ 15 % pondéral d'équivalent NaCl. Les solutions mères étaient donc beaucoup plus concentrées que l'eau de mer normale et possédaient les caractéristiques de véritables saumures (Routhier, 1980, p. 315: *saumure: une solution contenant plus de 10% de solide dissous*). A certains moments, et en tout cas à deux reprises dans le sondage de Chaudfontaine 134 E 396, celles-ci ont atteint le stade évaporitique à gypse (présence de calcite pseudomorphosant

du gypse - § V.C.3 - et cogénétique de la barite d'après les compositions isotopiques du Sr - § VIII.B).

3. L'analyse des structures sédimentaires (ch. VI) a montré l'étroite liaison de la barite et de la sphalérite à une interface sédimentaire, la croissance s'effectuant soit dans la saumure surincombante, soit dans la partie superficielle des sédiments sous-jacents. Ces vues sont parfaitement en accord avec celles de Amstutz & Fontboté (1982, p. 9), qui, à propos de la genèse des minéralisations Pb-Zn (F-Ba) en milieu carbonaté, écrivent: «*In at least most of the stratiform ore deposits under discussion, it appears that the process of ore accumulation takes place probably within the first millimeters to decimeters (in some cases up to a few meters) of burial. The ore forming must be therefore a surface-linked process.*».

La présence de minéraux évaporitiques associés à la barite apporte des précisions importantes sur les conditions de dépôt de la minéralisation de Chaudfontaine. De toute évidence, on ne peut comparer les cuvettes dont il est question ici aux grandes cuvettes évaporitiques décrites par Busson (1980): ces dernières apparaissent dans des zones déprimées des plates-formes et non à l'aplomb ou sur le flanc des hauts-fonds. En outre, la pureté des couches de calcite en pseudomorphose de gypse sélénite est un argument favorable à un dépôt initial correspondant à des évaporites d'eau libre, qui sont généralement d'une rigoureuse propreté, plutôt que des évaporites capillaires, qui sont toujours plus ou moins sales (Perthuisot, 1980, p. 226). Il semblerait donc que, vers la fin du Frasnien, des petites flaques de saumures envahissaient les cuvettes qui accidentaient le sommet du deuxième biostrome à *Phillipsastraea*. Comme un climat chaud régnait au Frasnien, il n'y avait aucune difficulté à ce que les saumures remplissant ces cuvettes se concentrasent par évaporation. Il s'agit d'un phénomène précurseur qui annonce les conditions évaporitiques qui s'installeront à l'échelle régionale au Famennien. Précisions encore que «*les milieux confinés évaporitiques, mais surtout préévaporitiques, sont généralement le siège d'une intense production organique. Celle-ci peut être sporadique quand le milieu est sujet à des variations de salinité importantes et rapides. On assiste à des floraisons spectaculaires, véritables pullulements, souvent monospécifiques, dès que les conditions de salinité sont favorables à telles ou telles espèces. La contrepartie en est une mortalité extraordinairement élevée dès que les conditions changent*» (Perthuisot, 1980, p. 229). La production bactérienne d' H_2S dans ces milieux est donc tout à fait normale.

Le comportement des éléments en solution aqueuse est très complexe. D'une part, un grand nombre d'interactions sont possibles entre les composants dissous et particulaires. D'autre part, les solutions sont rarement à l'équilibre dans la nature. La précipitation apparaît généralement suite à des modifications de facteurs externes tels que pH, potentiel d'oxydo-réduction ou concentration des substances dissoutes. Les causes de précipitation sont souvent dues à des interactions entre solutions et solides, des mélanges d'eaux de compositions différentes et des pertes ou des additions de gaz (Salomons & Förstner, 1984, p. 6).

L'examen des mécanismes physico-chimiques de précipitation de la minéralisation sort du cadre de cette étude. Il s'agit d'un thème de recherche ayant fait l'objet de travaux extrêmement poussés notamment, en ce qui concerne les sulfures, de la part de Boulègue *et al.*, (1982), Boulègue (1983) et Boulègue & Denis (1983), et en ce qui concerne la barite, de la part de Church & Wogelmuth (1972) et Blount (1977). Ce dernier a d'ailleurs posé le problème de la précipitation de la barite dans les systèmes hydrothermaux sensu lato de la façon suivante: «*Barite solubility in H_2O and $NaCl.H_2O$ solutions is quite low. The presence of $MgCl_2$ and $CaCl_2$ (Uchameyshvili *et al.*, 1966) increases barite solubilities, but only to a minor extent. Oxidation and reduction of sulfur species in solution probably have a more important role in the precipitation or dissolution of barite in nature than solubility. Barite solubilities are so low that the transport of large amount of $BaSO_4$ in simple H_2O and $NaCl.H_2O$ solutions seems highly improbable. Therefore, the deposition of barite in nature most likely requires the mixing of two different groundwater solutions. For example a Ba^{2+} solution could encounter a SO_4^{2-} solution or a solution containing both Ba^{2+} and some sulfide ion could encounter oxygen bearing groundwaters than can oxidize sulfide to sulfate*». (Blount, 1977, p. 949).

Bref, dans le cas de Chaudfontaine, il est vraisemblable que c'est à partir de saumures de type évaporitique et sous des conditions de pression et température normales que la précipitation des éléments d'intérêt économique s'est produite. Outre des conditions requises de pH-Eh, le paramètre influençant le plus cette précipitation fut la concentration des saumures. Prenons le cas du Ba. Lorsque, suite à une évaporation importante ou un apport de saumures très concentrées, le degré de sursaturation en Ba s'élevait rapidement et fortement, la germination était abondante et de nombreux petits cristallites de barite précipitaient sur le fond marin, constituant une couche d'ailleurs rapidement recouverte par d'autres couches de sédiments minéralisés ou non. Dans le cas d'une faible évaporation ou suite à un apport per-

manent de saumures faiblement concentrées, tout le Ba disponible se fixait sur des cristaux de barite préexistants. De cette façon, ce furent des planchers de grands cristaux poussant sur l'interface sédimentaire qui se développèrent. Au sein des boues les plus superficielles, des cristaux non orientés purent également croître à partir des germes et cristallites préalablement déposés si les eaux d'imbibition étaient suffisamment riches en Ba. Bref, dans tous les cas, la barite a précipité dans des eaux fortement oxygénées, libres ou imbibant des sédiments très superficiels. Par contre, les sulfures et parmi eux, surtout la galène, se sont déposés plus particulièrement sous forme de mouchetures disséminées entre les organismes constructeurs des biostromes. Dans ce cas, il s'agissait de saumures imprégnant les vides d'une roche à grande porosité et soumises à des conditions nettement plus réductrices. Le fait que le sondage 134 E 303 était essentiellement sulfuré et le sondage 134 E 396, principalement baryteux, suggère, en effet, la coexistence spatiale de corps baryteux et sulfurés dont l'individualisation a été contrôlée par des conditions d'oxydo-réduction spécifiques. Lorsque les saumures étaient complètement épuisées en métaux et que l'évaporation persistait, on pouvait avoir l'apparition de gypse se transformant ultérieurement en anhydrite.

Si à Chaudfontaine, ces petites cuvettes ont bien évolué vers des conditions franchement évaporitiques, ces dernières furent éphémères. En effet, dans le Massif de la Vesdre, les faciès évaporitiques à anhydrite exprimée ou pseudomorphosée sont absents dans les formations frasniennes (Cnudde, com. pers.) Toutefois, on n'en est pas très loin, les faciès lagunaires étant bien marqués et répétés. D'autre part, à Chaudfontaine, les conditions pour l'établissement d'une sebkha côtière n'ont jamais été réalisées et le modèle de Renfro (1974) n'est donc pas applicable. D'ailleurs, la fluorite, minéral commun dans les environnements de type sebkha, est totalement absente.

La précipitation du Ba en milieu évaporitique a été discutée par Fuchs (1980). Il signale p. 439 que les barites évaporitiques sensu stricto, c'est à dire celles provenant exclusivement de l'évaporation de l'eau de mer, semblent bien caractérisées par de fortes teneurs en Sr (de l'ordre de 10 à 15 % SrSO_4). Cette règle souffre probablement beaucoup d'exceptions. En effet, les barites du bassin de Neuquén, en Argentine, interstratifiées dans des évaporites du Jurassique, ne contiennent que 7000 ppm de Sr (de Brodtkorb *et al.*, 1982, p. 434). Par ailleurs, comme le reconnaît Fuchs (1980, p. 439), la plupart des grands gîtes stratiformes de barite, pourtant spatialement associés aux évaporites, ne sont pas riches en Sr (Pessens: de 150 à 1200 ppm Sr; Meggen: de 3000 à 7900 ppm Sr). C'est également le cas de Chaudfontaine (§ IV.B: teneurs en Sr de 9 barites comprises entre 2500 et 8100 ppm, ce qui correspond à des teneurs en SrSO_4 comprises entre 0.52 et 1.68%). A Chaudfontaine, cette constatation peut s'expliquer par le fait que les solutions ayant véhiculé le Ba étaient des eaux connées expulsées par compaction des shales (voir plus loin), dont les compositions étaient très certainement fort différentes de celle de l'eau de mer. Rappelons que les fonds géochimiques (moyennes géométriques) relatifs à l'ensemble des Formations de Nèvremon à Matagne se situent à 86 ppm Sr pour les shales et 290 ppm Sr pour les calcaires purs (Dejonghe, 1985a, 1987a, 1988).

En résumé, le piège et les conditions de précipitation de la minéralisation de Chaudfontaine ne relèvent pas de circonstances exceptionnelles. Il y a toutes les raisons de penser que les conditions réunies à Chaudfontaine au sommet du deuxième biostrome à *Phillipsastraea* l'ont également été, non seulement à d'autres endroits de la plateforme continentale entourant le Massif de Brabant, mais également, à d'autres périodes, par exemple au sommet des premier et troisième biostromes, voire au sein de la Formation de Lustin. D'ailleurs, la présence de nombreuses anomalies

Tableau 18.- Fond géochimique en S de diverses unités lithologiques des formations mésodévoniennes et frasniennes des Synclinoria de Verviers et Namur (analyses par fluorescence de rayons X effectuées au Service géologique de Suède).

Unités lithologiques	Nombres d'échantillons	Moyennes géométriques (ppm)	Déviations géométriques
calcaires purs des Formations d'Aisemont et de Matagne	222	488	0.48
calcaires purs de la Formation de Lustin	278	237	0.24
calcaires purs de la Formation du Roux	27	490	0.31
calcaires purs de la Formation de Nèvremon	35	469	0.42
dolomies des Formations de Nèvremon à Matagne	73	126	0.18
shales des Formations de Nèvremon à Matagne	74	86	0.13
grès des Formations de Nèvremon à Matagne	7	38	0.16

géochimiques réparties au sein des formations givetiennes et frasniennes traduisent la permanence des apports tout au long de ces périodes.

XIII.D. SOURCE ET MODE DE TRANSPORT DES ELEMENTS

Le transport des métaux en solution a été discuté par Routhier (1980, ch. 15). En résumé, les métaux et le S réduit ne peuvent pas être véhiculés ensemble, sauf sous forme de complexes organométalliques. J'envisagerai donc séparément le cas du S, des métaux et enfin, de la silice.

XIII.D.1. Le soufre

Les études des isotopes du S de la barite (§ VIII.C) ainsi que de la galène et de la pyrite (§ VIII.D) ont montré l'origine marine de cet élément. La mer est en effet un réservoir important de S. Pour s'en convaincre, il suffit de considérer le tableau 18 où sont mentionnés les fonds géochimiques en S des diverses unités lithologiques mésodévoniennes et frasniennes des Synclinoria de Verviers et de Namur. Les calcaires purs, quel que soit leur âge, sont toujours nettement plus riches en S que les roches détritiques.

La liaison de la minéralisation de Chaudfontaine aux évaporites a été discutée au § XII.B.5. L'hypothèse la plus vraisemblable est que l'eau de mer, temporairement isolée dans les petites cuvettes décrites au § XIII.C, s'enrichissait en SO_4^{2-} par évaporation. Il est également possible que des petits bassins évaporitiques, frangeant la Ride de Booze - Val Dieu (§ XII.B.5), et mis temporairement en communication avec la région de Chaudfontaine, aient contribué à un apport de saumures sulfatées. Enfin, le S a pu aussi être apporté par des eaux souterraines lessivant des évaporites déjà fossilisées (§ XII.B.5) et resurgissant au niveau de points hauts formant des boutonnières dans un bassin argileux.

Bref, quelle que soit l'origine précise de ce S, il y a de bonnes raisons de penser qu'il se trouvait sur place au moment de l'introduction des métaux. Les variations du $\delta^{34}\text{S}$ observées à Chaudfontaine s'expliquent aisément dans le cas du piège de Chaudfontaine où sont également possibles soit des variations de l'intensité de la réduction bactérienne soit des mélanges d'eaux de compositions différentes.

XIII.D.2. Les métaux

La source des métaux est plus problématique. L'hypothèse d'une activité volcanique continentale ou sous-marine au sommet de la Formation

d'Aisemont n'est pas étayée par des faits d'observation. La contribution du volcanisme comme source de métaux, sans pour autant être rejetée, ne peut cependant pas être considérée comme prépondérante. C'est donc soit dans l'altération continentale, soit dans l'eau de mer que se trouve le plus probablement la source des métaux. Si les isotopes du Pb ne permettent pas de se prononcer sur cette alternative, par contre, les isotopes du Sr fournissent des renseignements utiles. En effet, ces derniers ont une composition différente dans la barite de Chaudfontaine et dans les calcaires encaissants (§ VIII.D). On en a conclu qu'à côté d'un apport marin possible il fallait chercher ailleurs et probablement dans l'altération continentale la source principale du Sr. Le rôle des surfaces continentales d'altération actuelles ou anciennes dans les concentrations minérales de type divers a été bien mis en évidence dans le cadre d'une action intitulée: «Les paléosurfaces et leur métallogénèse» et réalisée sous la coordination de Samama (1980). De son côté, Fuchs (1980) a montré que l'ensemble des phénomènes liés à l'altération climatique joue un rôle positif dans la libération du Ba et dans sa migration vers le domaine sédimentaire. Les eaux douces peuvent transporter une quantité appréciable de Ba (de l'ordre de 54 ppm, en moyenne). Des quantités plus importantes encore peuvent être transportées par les minéraux des argiles. En définitive, il faut envisager l'existence d'une véritable auréole anomale en BaSO_4 correspondant au domaine côtier (jusqu'à quelques milliers de ppm). Il ne s'agit pas là de gîtes mais d'anomalies primaires syngénétiques dont la distribution correspond aux zones de bordure des bassins (Fuchs, 1980, p. 438).

En réalité, le site de Chaudfontaine, bien que se trouvant sur la plate-forme continentale, ne correspond pas à une zone de rivage d'un continent ou d'une ride importante. La distance exacte par rapport à un massif émergé (Brabant ou Booze - Val Dieu) est difficile à préciser à cause de la complexité de la tectonique varisque et notamment l'ampleur des charriages qui est controversée (Michot, 1980; Graulich, 1984). En se basant sur les travaux de Graulich (1984), on peut néanmoins estimer que la distance Chaudfontaine - Ride de Booze - Val Dieu dépasse la trentaine de km et que la distance Chaudfontaine - Massif du Brabant excède la soixantaine de km. Dans de telles conditions, on se trouve très éloigné de la zone d'interaction entre des eaux continentales d'origine superficielle et des eaux marines. En définitive, le choix se situe entre deux circuits paléohydrogéologiques à priori tout aussi vraisemblables:

- un circuit où des eaux continentales minéralisées réapparaissent le long de failles vivantes

après un circuit souterrain plus ou moins long (modèle de Pélissonnier, 1959, 1967);

- un circuit où des eaux connées de bassin subsident sont expulsées par compaction et remontent vers les points hauts en drainant le stock métal des roches encaissantes (modèle de Noble, 1963).

Dans les deux cas, l'exutoire de ces circuits se situe en périphérie de paléinsules (Chaufontaine, Booze - Val Dieu, etc...). Si on ne connaît pas, à Chaufontaine, de failles vivantes qui auraient pu jouer le rôle de griffons, on doit cependant reconnaître la haute probabilité de leur existence, étant donné leur présence quasi systématique en périphérie de hauts-fonds. Les composantes du modèle de Pélissonnier sont cependant très difficiles à appréhender. Les hypothèses les plus diverses peuvent être émises à propos des circulations souterraines profondes sans que l'on puisse ni les confirmer, ni les infirmer. Par contre, le modèle de Noble peut être mieux argumenté. En effet, l'idée de la fixation transitoire des métaux dans les termes détritiques fins trouve un écho favorable dans les résultats de l'étude lithogéochimique (ch. IX). Au sein de séries pélitiques, il a été montré une forte corrélation positive entre le groupe Pb, Zn, Ni, Co, Fe, Ba et le couple SiO_2 - Al_2O_3 . Dans les séries calcaires, et surtout dans la Formation de Lustin, c'est dans les interstrates argileuses que les métaux sont principalement concentrés. D'autre part, dans les formations carbonatées, l'augmentation du fond géochimique en métaux est très souvent proportionnelle à l'augmentation de la teneur en argile.

La question de l'adsorption et du transport de certains éléments sur les minéraux argileux a déjà été abordée précédemment (§ X.D et XII.B.6).

En résumé, j'ai conclu que :

- les structures relâchées au sein des minéraux argileux des Formations d'Aisemont et de Matagne ont pu constituer des pièges pour l'adsorption de certains éléments;
- ceux-ci ont pu être libérés au cours de la compaction par l'expulsion des eaux connées et au cours de l'enfouissement par la transformation diagénétique des minéraux argileux initiaux en illite;
- ces éléments ont pu être remis en solution et véhiculés par les eaux connées refluant vers les points hauts (rivages, hauts-fonds).

Fuchs (1980, pp. 440-442) a également souligné que la barite d'un sédiment peut être déplacée soit sous l'action d'eaux réductrices, soit par réduction bactérienne à condition qu'il n'existe aucun sulfate présent.

Bref, entre le moment de leur libération sur le continent et leur piégeage dans la minéralisation

de Chaufontaine, les éléments tels que Pb, Zn, Ni, Co, Ba, etc... ont transité par une période de fixation sédimentaire soit par adsorption sur les argiles et la matière carbonée, soit sous forme de minéraux exprimés mais en très faible quantité et disséminés. Dans tous les cas, ces éléments ont pu être remis en solution dans des eaux connées, expulsées par compaction, et transportés vers des sites favorables à leur reprécipitation, notamment les haut-fonds. Dans un contexte sensiblement différent, Rouchy (1974, pp. 78-80) a également bien montré le rôle concentrateur des hauts-fonds : dans le cas des marnes noires triasiques du col de Bouysse (haute-vallée de l'Orb, Hérault), un net enrichissement en Ba se produit dans le sens domaine subsident - domaine de haut-fond.

XIII.D.3. Le silicium

Avant d'émettre une opinion sur la source de la silice, il convient de rappeler quelques observations fondamentales :

- à Chaufontaine, silicite et minéralisation sont étroitement associées. En outre, il s'agit d'un cas unique de silicification de cette nature et de cette ampleur dans le Frasnien en Belgique. Toutes mes recherches de terrain sont restées vaines pour trouver d'autres cas semblables. Les centaines de lames minces taillées dans les carbonates du Givetien et du Frasnien n'ont jamais révélé que des cas de silicifications très discrètes, associées notamment à des joints stylolithiques et à des dolomies;
- au sein de la roche support de la minéralisation, le phénomène de silicification est d'intensité variable : on trouve des bancs décimétriques essentiellement carbonatés (gris) ainsi que des bancs décimétriques exclusivement siliceux (noirs);
- entre un toit et un mur très fortement minéralisés, s'intercalent parfois des petits bancs siliceux, de l'ordre de 5 cm d'épaisseur, finement straticulés. Il s'agit de véritables laminites à alternances de lamines gris brunâtre et noires. Les lamines gris brunâtre sont essentiellement siliceuses, avec éventuellement quelques cristaux xénomorphes à subautomorphes de dolomite. Dans les lamines noires, au quartz microgrenu s'ajoute un composant interstitiel, brun sombre à noir (matières carbonées). D'abondants grains isolés de sphalérite et quelques lamelles de barite sont disséminés en proportions égales dans les deux types de lamines. Dans les lamines noires, on observe aussi des lentilles et des nodules gris brunâtre et essentiellement quartzeux, concentrés dans certaines strates et allongés parallèlement à la stratification. Ils semblent bien provenir du remaniement de lamines grises sous-jacentes;

- sur toute l'épaisseur de la zone minéralisée, on observe des endoclastes carbonatés (gris) qui voisinent avec des endoclastes siliceux (noirs). Les endoclastes siliceux montrent parfois des contours anguleux (structure de brèche sédimentaire);
- dans certains bancs noirs essentiellement siliceux et vacuolaires, une partie des vacuoles correspond à des moulages de coquilles et de crinoïdes.

Ces observations suggèrent les conclusions suivantes:

- les strates siliceuses pluricentimétriques, à structure laminée, indiquent que la silicification résulte d'un phénomène sédimentaire. Il semble bien que des boues siliceuses de compositions chimiques variables (plus ou moins riches en matières carbonées notamment) aient alterné au cours de la sédimentation (ce qui rend compte de la structure laminée), entre elles ainsi qu'avec des boues calcaires;
- il a été précisé au § XIII.B que le milieu de sédimentation était tantôt un milieu tranquille, tantôt un milieu à haute énergie. Le second se caractérise notamment par la présence d'endoclastes siliceux et carbonatés et de bioclastes (dont on n'observe plus que des moulages). Les endoclastes siliceux et carbonatés témoignent du remaniement de strates sous-jacentes dans des strates sus-jacentes. Ce mécanisme implique un certain état de consolidation des sédiments sous-jacents;
- il est fort probable que la silice introduite dans les sédiments ait été responsable, au cours de la diagenèse, de phénomènes de corrosion (de la barite notamment) et de remplacement (de carbonates notamment).

On peut, comme pour les métaux, chercher l'origine de la silice de Chaudfontaine dans deux directions opposées:

- soit le milieu marin, en liaison avec des courants d'upwelling comme cela est invoqué pour les silicites dinantiennes de Belgique (Scheere & Laurent, 1970);
- soit le milieu continental, en liaison avec une altération pédologique, comme cela est invoqué pour les croûtes silico-fluorées du Mésozoïque du Bazois (Davaine, 1980).

En fait, dans ces deux cas, il s'agit de silicifications qui se manifestent sur de grandes superficies et qui s'accordent mal au cas de Chaudfontaine. En effet, à Chaudfontaine, silicification et minéralisation sont des phénomènes extrêmement localisés, dont l'association n'est pas fortuite puisqu'elles se rencontrent avec la même intensité dans d'autres sites minéralisés

(Heibaart et, dans une moindre mesure, Kinkempois). Il faut donc chercher la source de la silice et son mode de transport dans d'autres directions que celles qui viennent d'être évoquées. Afin de tenir compte des conclusions dégagées précédemment, il me semble plus vraisemblable d'admettre que la source de la silice se trouve dans les sédiments pélitiques du bassin en voie d'enfouissement. En effet, Mc Hargue & Price (1982) ont montré que la transformation diagénétique des minéraux des argiles (en particulier la conversion de smectite en illite) lors de l'enfouissement est un processus qui libère divers éléments, notamment le Si et le Mg et qui conduit à des silicifications et des dolomitisations diagénétiques. C'est également à des circulations hydrotogènes commençant au stade de la diagenèse que Soulé de Lafont (1967) attribue les silicifications associées aux gîtes de fluorite stratiforme de la bordure N du Morvan. Enfin, l'extrême fréquence de certaines formes cristallines de la silice (sphérolithes de quartzine, lutécite, quartz bipyramidés) est bien connue dans les formations évaporitiques, et, comme le soulignent Rouchy *et al.* (1984, p. 116), cette silice peut être remise en solution au cours de la diagenèse.

Dans tous les cas, on retombe sur des formules où soit des eaux connées libérées lors de la compaction, soit des eaux souterraines lessivant des évaporites, s'enrichissent en divers éléments provenant des roches encaissantes. Ce sont des saumures extrêmement diversifiées sur le plan de leur composition chimique et qui précipiteront sélectivement leurs éléments en fonction des conditions physico-chimiques. Ces conclusions coïncident parfaitement avec celles dégagées lors de l'étude pétrographique (§ V.C.1 et V.D). En effet, j'ai conclu que le microquartz provenait de solutions impures et sursaturées en silice dissoute, qu'il a précipité sous forme d'un gel siliceux piégeant d'ailleurs une grande quantité de matière carbonée qui lui confère une couleur gris sombre à noire, qu'il a recristallisé précocement comme en témoigne la présence d'endoclastes de silicite et enfin, qu'il a légèrement corrodé la barite et la sphalérite qui y étaient incluses.

XIII.E. MODELES METALLOGENIQUES

En tenant compte de toutes les conditions aux limites, on reste néanmoins en présence de deux modèles schématisés à la figure 48:

- a) d'un côté (circuits 1), les solutions minéralisantes sont des eaux météoriques continentales effectuant un trajet souterrain complexe avant de réapparaître le long de failles synsédimentaires bordant un haut-fond;

NW

SE

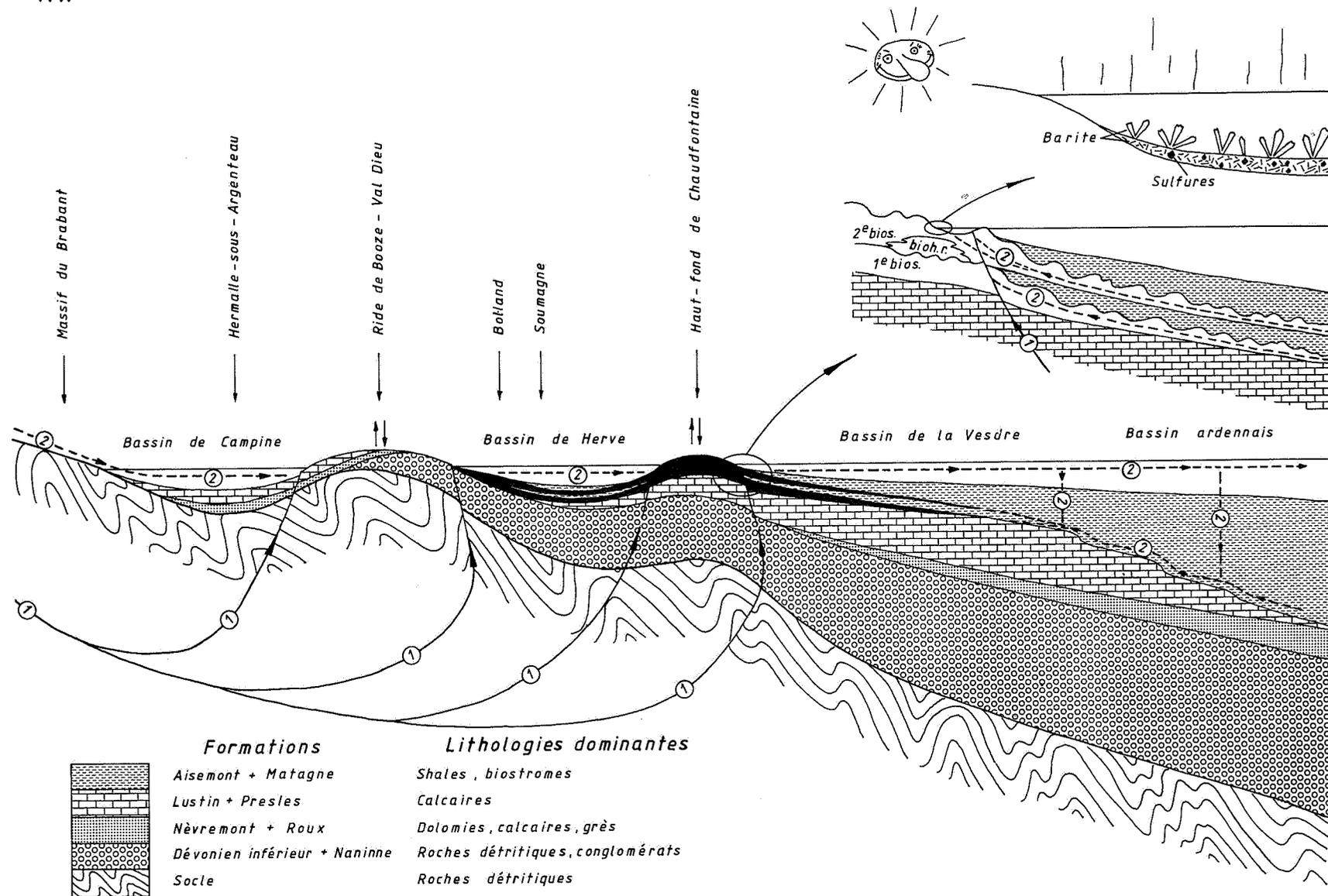


Fig. 48.- Modèles métallogéniques relatifs à la minéralisation de Chaudfontaine. Le site de dépôt est représenté à différentes échelles dans le coin supérieur droit. Circuits 1: les eaux météoriques s'infiltrent sur le continent et resurgissent le long de failles synsédimentaires après un trajet souterrain complexe. Circuits 2: les pélites provenant de l'érosion continentale sont véhiculées vers un bassin subsident. Au cours de la diagenèse des shales, les eaux connées sont expulsées et refluent vers les points hauts. Dans le cas présent, elles peuvent emprunter plusieurs formations drainantes. Mais pour ne pas surcharger le dessin, un seul circuit ascendant a été représenté (drain des biostromes à *Phillipsastrea*, en noir).

L. D. 85

- b) de l'autre (circuits 2), dans un premier stade, les éléments sont véhiculés par les minéraux des argiles qui proviennent de l'érosion continentale et se sédimentent dans un bassin subsident. Dans un deuxième stade, au cours de la compaction des séries, ces éléments sont captés par les eaux connées expulsées. Celles-ci refluent vers les points hauts par des formations perméables.

A propos du second modèle, je formulerai 2 remarques :

1. diverses formations dévoniennes ont pu drainer les eaux connées expulsées des shales du bassin subsident. On peut citer les biostromes carbonatés des Formations de Matagne, d'Aisemont et de Lustin ainsi que les grès et conglomérats des Formations du Roux, de Nèvreumont, de Naninne et du Dévonien inférieur. Néanmoins, dans le cas de drains de plus en plus profonds, la remontée des solutions vers la surface n'a pu se faire que par les failles synsédimentaires qui bordaient le haut-fond. En fin de parcours, les mêmes failles synsédimentaires jouent donc le rôle de griffon pour les deux types de circuits. Il est possible que ces failles n'aient permis la libération des solutions que périodiquement, à l'occasion de saccades de subsidence. Ce processus de dénoyage épisodique (en anglais : episodic dewatering) qui explique le caractère séquentiel des dépôts s'apparente à celui imaginé par Sawkins (1984) pour les dépôts plombocifères géants d'Australie et du Canada;
2. les eaux expulsées à partir de sédiments marins acquièrent rapidement un caractère chloruré sodique qui est renforcé si, au cours de leur migration, elles rencontrent des évaporites chlorurées. On sait que de telles solutions sont agressives vis-à-vis de bien des métaux qu'elles peuvent alors véhiculer sous forme de complexes chlorurés.

Comme le souligne plusieurs fois Routhier (1980) dans ses considérations relatives à la métallogénie exosphérique, il est bien souvent difficile de décider entre ces deux modèles et il est tout de même gênant d'en avoir deux ! Dans le cas de Chaudfontaine, je marque cependant une nette préférence pour le second modèle étant donné le caractère argileux des formations encaissantes, les anomalies géochimiques repérées dans celles-ci, la présence de minéraux argileux de type interstratifié et l'existence de formations sous-jacentes perméables.

Dans les deux modèles, les saumures minéralisantes sont amenées à la périphérie d'un haut-fond. Il s'agit d'une condition nécessaire mais non

suffisante pour expliquer la genèse de la minéralisation de Chaudfontaine. En effet, comme le haut-fond de Chaudfontaine n'est pas minéralisé sur toute sa périphérie, il faut invoquer des mécanismes supplémentaires, réunis dans des pièges bien définis, pour expliquer la précipitation des éléments. Ces pièges consistent en de petites cuvettes périodiquement exondées, dont le contenu évolue par évaporation solaire vers des saumures sulfatées. Dans de tels milieux, la précipitation peut résulter de causes multiples rappelées par Routhier (1980, pp. 320-321), parmi lesquelles la réduction bactérienne joue un rôle prépondérant (les bactéries sont omniprésentes en milieux peu profonds). Les rapports isotopiques du S des barites, des pyrites et des galènes de Chaudfontaine (§ VIII.C et D) sont d'ailleurs compatibles avec un phénomène de réduction bactérienne. La précipitation de la barite et des sulfures apparaît donc dans une zone de mélange des deux solutions différentes, l'une apportant le S et l'autre, les métaux. Si «*la production bactérienne de SH_2 est donc, au premier stade, celui de la sédimentation et de la diagenèse, le déclencheur essentiel de la précipitation*» (Routhier, 1980, p. 321), il ne faut pas perdre de vue que «*la réduction d'un sédiment dépend aussi de la présence ou de l'absence d'un agent réducteur, en particulier de la matière organique. On devra donc distinguer le potentiel d'oxydo-réduction - ou intensité réductrice - de la capacité réductrice (...). Or la capacité réductrice décroît très rapidement vers le bas, en dessous de la surface du sédiment, elle devient constante et très petite à 1.25 m*» (Routhier, 1968, p. 189). Ceci explique pourquoi, dans le cas considéré, la précipitation des éléments est localisée à l'interface eau - sédiment ou dans la tranche superficielle des sédiments.

L'individualisation de zones plus riches en sulfures ou en barite dépend de variations locales des conditions d'oxydo-réduction (les gradients de Eh sont bien connus sur les flancs des hauts-fonds). Dans ces conditions, seules les cuvettes situées en bordure de rivage de l'île temporairement constituée pourront être minéralisées. Celles qui émergent trop seront soustraites à l'action des solutions chargées en métaux; celles qui, à plus grande profondeur, sont continuellement noyées ne pourront évoluer vers un milieu suffisamment confiné à tendance évaporitique. Une minéralisation analogue à celle de Chaudfontaine ne se développera que si se trouvent réalisées au même endroit toutes les conditions énoncées à la figure 49.

Il ne faut pas non plus exclure à d'autres endroits, par exemple à Bolland, des modes de

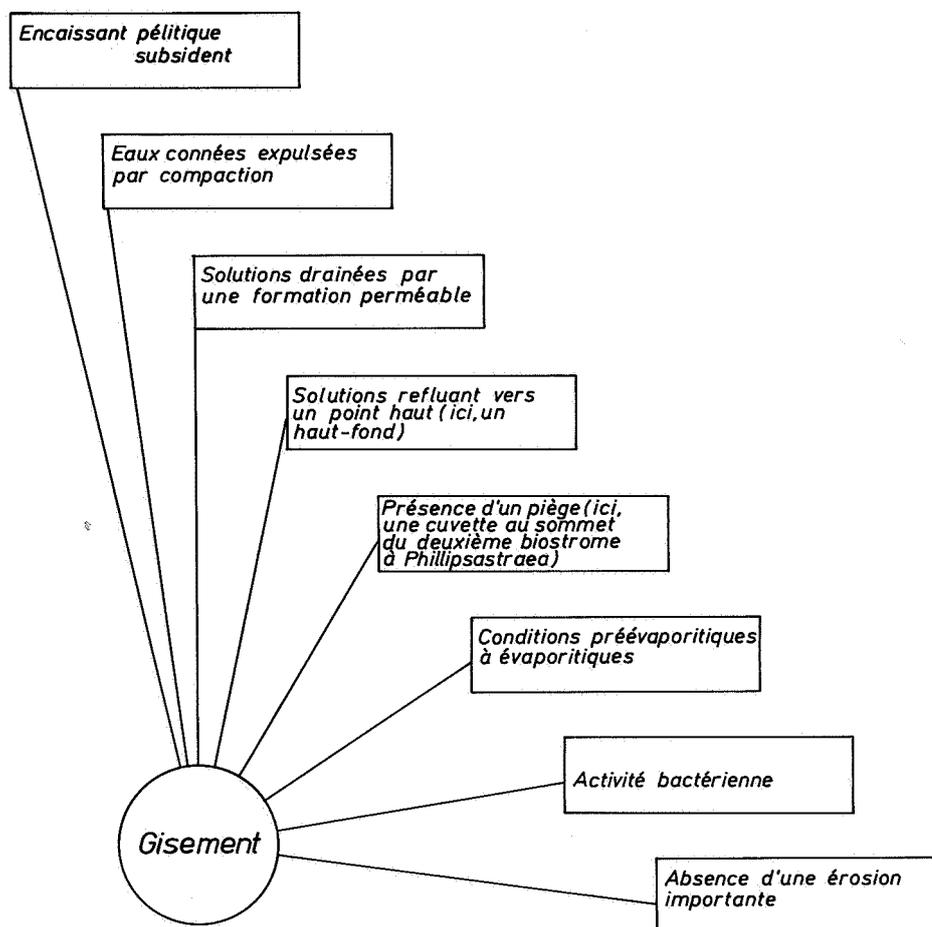


Fig. 49.- Conditions requises pour l'individualisation d'un gisement analogue à celui de Chaudfontaine.

précipitation sensiblement différents. En effet, le caractère disséminé des sulfures au sein de dolomies récifales, fait penser que la précipitation s'est produite au sein d'une roche perméable en petit selon des processus fort semblables à ceux décrits par Samama (1968) et Bernard & Samama (1970) (précipitation au front de rencontre de deux nappes d'imbibition du sédiment, l'une sulfatée, l'autre riche en métaux). C'est d'ailleurs à ce modèle qu'il faut rattacher les indices de Colonster situés dans les grès de la formation de Nèvreumont.

Dans le modèle présenté par Hanor & Baria (1977), la précipitation de la barite apparaît également à l'interface de deux corps d'eaux de natures différentes mais dans des conditions paléogéographiques tout à fait distinctes de celles de Chaudfontaine. En effet, dans leur cas, le piège est localisé à la base du talus continental, à plus de 2000 m de profondeur, dans des dépressions marines très locales.

XIII.F. COMPARAISON AVEC D'AUTRES GISEMENTS

La comparaison se fera uniquement avec des gisements dans lesquels la barite domine. On sait

que ce minéral se rencontre dans des environnements géologiques très variés, soit seul, soit combiné à d'autres minéraux (fluorite, célestite, quartz, galène et sphalérite, parmi les plus fréquents) et au sein de trois types de gisements principaux (Harben & Bates, 1984):

1. les remplissages épigénétiques de cavités et de fractures dans lesquelles la barite est amenée par des fluides hydrothermaux;
2. les dépôts résiduels dans lesquels la barite est emballée par de l'argile provenant de l'altération atmosphérique de roches sous-jacentes, généralement dolomitiques;
3. les dépôts stratifiés dans lesquels la barite est introduite au cours de la sédimentation, éventuellement en liaison avec un volcanisme sous-marin.

Chaudfontaine n'est comparable qu'aux gisements du type 3, pour autant qu'ils ne possèdent aucune liaison évidente avec du volcanisme. J'écarterai donc également les gisements pour lesquels cette liaison est prouvée (cas des Kurokos par exemple) mais conserverai ceux pour lesquels elle n'est qu'hypothétique.

XIII.F.1. Paléokarsts triasiques du S de l'Europe

Les analogies entre la minéralisation de Chaudfontaine et les minéralisations en remplissage de karsts superficiels sont nombreuses. Elles sont particulièrement frappantes et abondantes avec les paléokarsts triasiques de la haute vallée de l'Orb, dans l'Hérault (Rouchy, 1974), les paléokarsts triasiques du bassin lombard (Rodeghiero, 1977), les paléokarsts triasiques des Malines (Orgeval, 1976). Parmi les plus évidentes, je citerai les suivantes :

- corps minéralisé de forme très irrégulière individualisé au sein d'une formation carbonatée bien définie et localisé au voisinage de structures en relief, (hauts-fonds, îles, etc...);
- absence de zone de transition entre le corps minéralisé et l'encaissant;
- barite dominante par rapport aux sulfures;
- barite à structure lamellaire;
- gangue de nature siliceuse; quartz bipyramidé à nombreuses inclusions carbonatées;
- structures géopétales, phénomènes de resédimentation;
- couches de calcite interstratifiées dans des couches de barite;
- etc...

Ces similitudes s'expliquent facilement: deux structures pièges peuvent être engendrées par des causes différentes, tout en présentant des morphologies très voisines. C'est le cas de petits bassins isolés dus à la croissance différentielle d'organismes récifaux et de toute forme d'exokarst (karren, doline, uvala, polje, etc...). Ultérieurement, ces pièges peuvent se trouver dans des conditions de remplissage minéralisateur identiques en l'occurrence, être périodiquement exondés, dans le cas de récifs, ou être périodiquement inondés, dans le cas d'exokarsts.

XIII.F.2. N.E. de la Tunisie, par exemple Djebel Mecella (Fuchs, 1973)

analogies:

- . barite-célestite en cristaux aciculaires;
- . sulfures de Pb et Zn associés;
- . structures géopétales;
- . contexte paléogéographique : émergence dans des secteurs de haut-fond après une période de sédimentation récifale;
- . silicifications.

différences:

- . fluorite associée;
- . piège résultant d'une karstification;
- . âge : Jurassique (au Djebel Mecella: sommet du Portlandien).

XIII.F.3. Fleurus, Belgique (de Magnée & Doyen, 1982, Dejonghe et al., 1987, Dejonghe, 1989)

analogie:

- . barite largement dominante.

différences:

- . nature et âge des roches encaissantes: calcaires viséens;
- . structure piège: paléokarst;
- . contexte paléogéographique: environnement lacustre ou palustre;
- . âge: Crétacien inférieur (Aptien - Albien).

XIII.F.4. Neuquén, Argentine (de Brodtkorb et al., 1982)

analogie:

- . dépôts rythmiques

différences:

- . socle granitique;
- . âge des roches encaissantes: Jurassique et Crétacé;
- . contexte paléogéographique: en périphérie de sebkhas et en période régressive;
- . célestite abondante voire largement dominante;
- . barite et célestite interstratifiées dans des évaporites conservées.

XIII.F.5. Pessens, Causses, France (Fuchs, 1978)

analogies:

- . minéralisation encaissée dans une série transgressive;
- . barite dominante et massive;
- . silicification se développant latéralement et au toit de la couche minéralisée;
- . gîte localisé sur la retombée S d'une ride ancienne du socle, dans une zone de flexure active;
- . liaison aux évaporites.

différences:

- . nature et âge des formations du socle: orthogneiss ou grès et pélites saxoniennes;
- . nature et âge des roches encaissantes: dolomies hettangiennes;
- . contexte paléogéographique: zone de transition entre un marécage côtier et une dépression lagunaire à tendance évaporitique;
- . phénomènes de remobilisation et de remplacement;
- . présence de fluorite et de cinabre toutefois en quantités minimales.

XIII.F.6. Piquepoul, Causses, France (Macquar, 1978)

analogies:

- . barite dominante, sulfures accessoires;
- . silicification associée;
- . liaison aux évaporites;
- . certaines structures de la barite, notamment celle de lamelles disséminées dans une roche siliceuse.

différences:

- . nature et âge des roches encaissantes: dolomies hettangiennes;
- . remplissages de vides (croissances antipolaires);
- . contexte paléogéographique: domaine margi-nolittoral externe (côté continental), en périphé-rie d'un socle granitique.

XIII.F.7. Meggen, R.F.A. (Krebs, 1981)

analogies:

- . nature des roches encaissantes: formation cal-caire interstratifiée dans des shales;
- . roches encaissantes d'âge voisin: Givetien;
- . association à un «récif».

différences:

- . position paléogéographique: dans une fosse, mais immédiatement à proximité du talus de la plate-forme externe;
- . structure très finement grenue de la barite et couleur gris sombre.

XIII.F.8. Arkansas, U.S.A. (Zimmerman, 1976 et travaux antérieurs seul ou en collabo-ration avec Amstutz; Hanor & Baria, 1977)

analogies:

- . nature des roches encaissantes: shales et sil-tites, mais sans calcaires interstratifiés;
- . structures sédimentaires incluant des remanie-ments mécaniques pénécontemporains du dépôt;
- . barite dominante.

différences:

- . âge des roches encaissantes: Mississipien;
- . barite microcristalline se présentant en cristaux disséminés dans une matrice schisteuse ou carbonatée, en lamines et en nodules fibroradiés;
- . contexte paléogéographique: base du talus continental.

XIII.F.9. Nevada central, U.S.A. (par exemple, Northumberland Canyon, Shawe et al., 1969; Rye et al., 1978)

analogies:

- . barite dominante;
- . roches encaissantes d'âge voisin: Famennien;
- . nature des roches encaissantes: schistes et cherts (mais pas de formation calcaire interstratifiée);
- . matière organique abondante;
- . nodules phosphatés fréquents.

différences:

- . contexte paléogéographique: eugéosynclinal;
- . barite massive et très finement grenue, barite en rosettes et barite conglomératique.

XIII.G. CONCLUSIONS

Les gisements avec lesquels Chaudfontaine présente le plus d'analogies sont les paléokarsts. Si, en ce qui concerne le piège, une structure palé-okarstique n'est pas exclue à Chaudfontaine, elle n'est cependant pas nécessaire. Au contraire, elle est moins vraisemblable que des structures en cuvettes dues à la croissance différentielle des récifs ou à leur érosion mécanique et biologique. Quelle que soit la véritable nature du piège, son mode de remplissage diffère de celui qui est tradi-tionnellement invoqué dans le cas de paléokarsts. Il fait appel à deux nappes de nature différentes: l'une liée aux eaux connées expulsées par com-paction des argiles d'un bassin subsident et drai-nées vers un haut-fond par une ou plusieurs formations perméables; l'autre, d'origine marine, mais isolée de la mer, et évoluant par évaporation vers des saumures sulfatées. La première apporte les métaux, la seconde, le S. La précipitation s'ef-fectue à la rencontre des deux nappes, aux endroits où les sulfates dissous sont réduits par les bactéries. Au-delà de ces conclusions, on entre dans le domaine des hypothèses invérifiables (cas des circuits souterrains du modèle de Pélisson-nier, 1959, 1967).

Le gisement de Chaudfontaine a aussi subi tous les effets de l'évolution post-sédimentaire (enfouissement, orogénèse varisque, tectonique rhénane). Il semble pourtant qu'il n'ait pas été tellement affecté par ces contraintes (inclusions fluides monophasées non décrépitées; structures framboïdales conservées; microcristaux de barite et de quartz non recristallisés). Afin de faciliter la comparaison du gîte de Chaudfontaine avec d'au-tres gisements, une fiche descriptive synthétique a été établie conformément au schéma préconisé par Routhier (1963, pp. 44 et 871-876). Elle est jointe en annexe (§ XVI.B).

CHAPITRE XIV

MODELE METALLOGENIQUE DES GISEMENTS A Zn, Pb, (Ba) DU SYNCLINORIUM DE VERVIERS

CHAPITRE XIV

MODELE METALLOGENIQUE DES GISEMENTS A Zn, Pb, (Ba) DU SYNCLINORIUM DE VERVIERS

Au chapitre III, consacré au cadre métallogénique des gisements belges à Zn, Pb, (Ba, F), j'ai indiqué, en ce qui concerne les gisements exploités dans le passé tant dans le Synclinorium de Verviers que dans les autres districts, la prépondérance des gisements filoniens par rapport aux autres types de gisements.

S'il existe un bon consensus des géologues à propos des mécanismes de dépôt des sulfures dans les filons, le problème de la source des métaux a cependant donné lieu à des interprétations très différentes. A la suite de Fourmarier (1934), tous les auteurs classaient les gisements belges à Zn, Pb, (Ba, F) dans la catégorie des gîtes hydrothermaux (téléthermaux) liés à un magmatisme lointain non identifié. Cette liaison fut mise en doute par Van Wambeke (1956). Mais c'est surtout de Magnée (1967) qui rompit définitivement avec la tradition en cherchant la source des métaux ailleurs qu'en un hypothétique pluton. Selon lui (Ibid., p. 266): *«la minéralisation apparaît comme une conséquence de l'érosion post-orogénique. Son intensité dépend de cette vitesse d'érosion et de la teneur géochimique en Pb, Zn, Ba des sédiments érodés»*.

Dimanche *et al.* (1980) pensent que les amas coiffant les filons sont en liaison avec des bassins évaporitiques dinantiens et sont antérieurs à leurs racines filoniennes. Selon eux (Ibid. p. 421) *«le lessivage continental des métaux et leur déversement en bassin fermé provoque une anomalie géochimique en fer, plomb, baryum que piègent les sédiments argileux. Les premières déformations tectoniques provoquent le déplacement des sels, la formation de brèches que baignent des saumures riches en métaux. Une première minéralisation à caractère stratiforme est ainsi susceptible de prendre naissance (les amas couchés?). A l'occasion des mouvements tectoniques du Trias, un important réseau de fractures se déclenche. Les concentrations métalliques primaires s'y trouvent remobilisées à la faveur des eaux connées»*.

Par une étude détaillée de certains gisements ou indices situés dans les synclinoria de Namur et de Dinant, Pel & Monseur (1979), Balcon (1981) et Dejonghe & de Walque (1981) se sont également prononcés pour une intégration des métaux dès la sédimentation argilo-carbonatée dévono-dinantiennne et pour leur déplacement éventuel au cours de la diagenèse.

En Belgique, quel que soit le district métallogénique considéré, il faut souligner l'absence de toute minéralisation intrinsèque (c'est-à-dire, autre que des extensions de filons affectant des formations carbonatées) dans les formations détritiques du Silésien, du Famennien, du Dévonien inférieur, du Silurien, de l'Ordovicien et du Cambrien. Or ces formations très puissantes ont développé dans leurs parties perméables (les grès et les quartzites) des pièges fissuraux qui sont attestés par la présence de veines quartzieuses, parfois épaisses, contenant éventuellement de la pyrite, mais stériles en ce qui concerne le Zn et le Pb. En outre, cette absence n'est pas liée à une déficience de S car la pyrite y est abondante. Tout le monde reconnaît à ces veines quartzieuses une genèse par sécrétion latérale. Il faut donc conclure que ces formations gréseuses et quartzitiques (le doute subsiste pour les schisteuses) ne sont pas porteuses de Pb, Zn et Ba. Bref, par élimination, on en est réduit à chercher la source principale des métaux dans les formations argilo-carbonatées. Deux ensembles sont à considérer: l'empilement du Dévonien moyen et supérieur et l'empilement du Carbonifère.

A priori, l'intégration sédimentaire des métaux a pu s'opérer pendant chacune des deux périodes. Néanmoins, les résultats des isotopes du Pb des galènes provenant de tous les types de gisements comparés à ceux de pyrites sédimentaires d'âges variés ont conduit Cauet *et al.*, (1982) à situer la source principale du Pb uniquement dans les formations du Dévonien moyen et supérieur. Dans cette optique, on mesure toute l'importance que revêt Chaudfontaine, seul gisement stratiforme identifié à ce jour dans le Synclinorium de Verviers. Certes, des minéralisations liées aux strates sont aussi connues dans les dolomies récifales frasnienues du Synclinorium de Dinant. Mais il est moins vraisemblable qu'elles aient contribué à l'élaboration des filons du Synclinorium de Verviers.

En fait, la situation métallogénique belge est assez paradoxale: le Dévonien moyen et supérieur contient des gisements à affinités sédimentaires mais ne renferme que des filons peu importants; par contre, le Dinantien est totalement dépourvu de gisement sédimentaire mais abrite de gros filons.

Au chapitre XIII, la place de l'altération continentale a été bien dégagée en tant que mécanisme pourvoyeur de métaux pour les minéralisations analogues à celles de Chaudfontaine. Le rôle de fournisseur initial des métaux ne doit cependant pas être dévolu uniquement au Massif du Brabant. En effet, il ne faut pas perdre de vue que le Massif du Brabant ne constitue qu'un appendice du continent nordique (chaîne calédonienne). C'est ce der-

nier qui a livré l'essentiel des sédiments détritiques dévono-carbonifères du Bassin ardenno-rhénan (1). Si, au niveau de la source des métaux, le rôle du Massif du Brabant n'est peut-être pas primordial, indirectement, il est cependant important pour 5 raisons :

1. C'est sur son flanc que se sont déposées des séries condensées dont on sait que le fond géochimique en métaux est toujours plus élevé que celui des séries épaisses de même âge accumulées dans la partie subsidente du bassin de sédimentation.
2. C'est vers son rivage qu'ont convergé les eaux connées, expulsées lors de la compaction des formations dévono-carbonifères, en particulier, celles de nature argileuse, dont l'importance métallogénique a été dégagée au chapitre XIII.
3. C'est à sa bordure que se sont individualisés les milieux confinés dont certains ont évolué vers des conditions évaporitiques et dont l'importance métallogénique a été soulignée au § XII.B.5. et au chapitre XIII.
4. C'est dans son voisinage que sont apparus les hauts-fonds dont l'intérêt métallogénique a été rappelé aux § II.B.2, XII.B.3 et au ch. XIII.
5. C'est à sa périphérie que les multiples émergences intra-paléozoïques ont été les plus perceptibles et que des pièges de type karstique ont eu le plus de chances d'être actifs.

Bref, quelle que soit la source précise des métaux et quel que soit le rôle du Massif du Brabant dans l'individualisation des pièges, il est acquis que des métaux ont été introduits et fixés en quantité appréciable au cours de la sédimentation du Dévonien moyen et supérieur. Une partie de ces métaux a certainement été déplacée précocement par compaction des séries ainsi que par dolomitisation diagénétique.

Si on admet le piégeage sédimentaire des métaux à teneurs géochimiquement élevées dans des milieux confinés (donc, à certains endroits et à certaines périodes) et leur mobilisation précoce au cours de la diagenèse, on peut aussi envisager, comme le fit de Magnée (1967), leur remobilisation ultérieure et même très tardive par les eaux souterraines qui traversent les aquifères carbonatés et leur précipitation dans des pièges fissuraux post-varisques. Ce processus paléohydrogéologique avec lixiviation des roches encaissantes (hydrothermalisme épigénétique) (2) n'implique pas nécessairement un épuisement total du stock métal initial. Prenons le cas des dolomies. Etant donné leur porosité élevée, elles se prêtent bien à un processus de lixiviation (3).

Deux situations peuvent être envisagées :

- si elles présentent une faible teneur initiale en métaux, très rapidement elles seront complètement lixiviées, et les filons seront de faible importance;
- si elles sont caractérisées par une haute teneur initiale en métaux, une grande partie de leur stock métal se retrouvera dans des filons épais, mais elles conserveront toujours un fond géochimique élevé, témoin de leur richesse initiale.

Le processus paléohydrogéologique tel que je l'envisage est un phénomène de grande ampleur qui implique des mouvements d'eaux souterraines importants et de longue durée à travers des volumes de roche considérables. Des bancs carbonatés isolés dans des schistes ne seront pas concernés par le phénomène car protégés par des écrans imperméables (cas des indices de minéralisations liées aux strates de Heure, dans le Synclinorium de Dinant - Dejonghe & de Walque, 1981). Inversement, une formation (calcaire, par exemple) sans contribution métallique intrinsèque peut être traversée par des filons qui proviennent d'une lixiviation d'une formation voisine (dolomitique, par exemple). Dans ce cas, au niveau de leurs relations génétiques, les filons et les dolomies auront un caractère consanguin, mais les calcaires auront un caractère étranger par rapport à ces mêmes minéralisations.

La théorie invoquée n'exclut pas la possibilité de rencontre dans le piège tectonique fissural de deux ou plusieurs nappes aquifères chimiquement différentes, l'une apportant les métaux, l'autre le S. Rappelons à ce sujet, la liaison que beaucoup d'auteurs voient entre les gisements métalliques et les évaporites anté-silésiennes de la bordure méridionale et occidentale du Massif du Brabant, en tant que génératrices de saumures capables de déplacer et véhiculer des métaux et/ou pourvoyeuses de S (de Magnée, 1967, p. 260; Smith & Hirst, 1974, p. 284; Dejonghe, 1979, p. 17; Bless *et al.*, 1980b, p. 25; Dimanche *et al.*, 1980, p. 421; Dejonghe & Jans, 1983, pp. 20-21; Cauet & Weis, 1983a, p. 84).

1. Dans les arkoses fameniennes, par exemple, les feldspaths de type mésoperthitique, caractéristiques de la catazone profonde, ne peuvent provenir, selon Michot (1980, p. 546), que de Norvège méridionale.

2. En ce qui concerne les mécanismes, le processus paléohydrogéologique avec lixiviation des roches encaissantes ne diffère pas fondamentalement de la théorie de la sécrétion latérale *sensu lato*. J'éviterai cependant d'utiliser le terme introduit par Sandberger au siècle dernier, car certains auteurs modernes l'emploient pour des déplacements de matière à faible distance.

3. La coexistence géographique des minéralisations et des dolomies est un fait relevé par de Magnée (1967, p. 259) : dans les Synclinoria de Namur et de Verviers, les minéralisations filoniennes n'existent que là où la base de la série dinantienne est largement dolomitisée.

Il me semble aussi important de faire état d'une observation en ce qui concerne la nature des gangues des filons. Si on envisage les districts métallogéniques hollandais et allemands voisins du Synclinorium de Verviers, on constate que les gangues des filons sont principalement carbonatées en encaissant carbonaté et quartzes en encaissant détritique (Jongmans & Van Rummelen, 1937; Bless *et al.*, 1980b). Les gangues reflètent donc bien les caractères des roches encaissantes. d'aucuns diront que c'est une nouvelle preuve de la sécrétion latérale (mais alors le Silésien détritico hollandais et allemand doit également être porteur d'un stock métal sédimentaire). D'autres, auxquels je me rallie, verront en cet état une manifestation des phénomènes de dissolution des épontes par les solutions hydrothermales.

Les travaux de lithogéochimie actuellement publiés n'infirment ni ne confirment le bien-fondé des positions défendues dans ce chapitre. Swennen & Viaene (1981, p. 78) écrivent, à propos des formations dinantiennes: «The geochemistry of the Vesder syncline carbonates is markedly different from the geochemistry of the Dinant synclinorium (...). These features may be significant for the occurrence of mineralizations in the Vesder region and for their absence in the Dinant synclinorium (...). The question arises whether these high contents reflect the metallogenetic province and thus relate to mineralization or whether they are to be considered as a regional high background».

La genèse des gisements belges à Zn, Pb, (Ba, F) a été approfondie par des études récentes relatives aux inclusions fluides et à la composition isotopique du Pb des galènes.

Les données thermométriques basées sur l'étude des inclusions fluides ont été acquises à partir de divers minéraux. Des fluorites en provenance de 4 gisements différents des Synclinoria de Dinant et Namur ont été étudiées par Smith & Hirst (1974). Ces auteurs renseignent des températures d'homogénéisation variables, mais toujours inférieures à 150°C et des salinités comprises entre 10.8 et 18.2 équiv. NaCl. Dejonghe *et al.* (1982b) ont précisé que les inclusions fluides de la barite de Chaudfontaine étaient toutes monophasées et à remplissage aqueux, ce qui implique une température de cristallisation inférieure à 50°C. Dans le fluide de remplissage, la salinité la plus fréquente est de 16.5 % équiv. NaCl et la salinité maximale, de 23 % équiv. NaCl. Sur des calcites en provenance du filon de Poppelsberg (synclinorium de Verviers - voir fig. 14), Darimont (1983) signale une grande dispersion des températures d'homogénéisation (30°C à plus de 360°C). Darimont (1984) réétudiant divers gisements filoniens du synclinorium de Dinant renseigne les températures d'homogénéisation suivantes:

barite, basses températures; fluorite «1», 75°C; sphalérite, 110°C; fluorite «2», 125°C; calcite, 140°C. Les fluides responsables du dépôt de la sphalérite auraient une composition en NaCl comprise entre 10 et 14 % et en CaCl₂, comprise entre 6 et 10 %. En résumé: les résultats des inclusions fluides des gisements belges sont tout à fait comparables avec ceux des gisements étrangers de type vallée du Mississippi (Roedder, 1967).

Les contributions relatives aux isotopes du Pb des galènes belges sont dues à Pasteels *et al.* (1980), Cauet *et al.* (1982), Dejonghe *et al.* (1982c), Cauet & Weis (1983a, b) et Préal *et al.* (1983). En résumé, il s'avère que les compositions isotopiques du Pb des galènes provenant d'une cinquantaine de gisements, quels que soient leur type, leur âge ou leur localisation géographique; tombent toutes au sein d'une gamme de variation restreinte ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.2 \text{ à } 18.5$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.55 \text{ à } 15.70$), ce qui indique une source commune pour le Pb et reflète l'ampleur du phénomène métallogénique. Par une étude des isotopes du Pb contenu au sein de pyrites synsédimentaires, Cauet *et al.* (1982) ont conclu que seuls les sédiments du Dévonien moyen et supérieur pouvaient constituer la source principale du Pb.

Cauet, *et al.* (1982) ont été confrontés au problème de l'homogénéité des compositions isotopiques du Pb des galènes en provenance de gisements de types variés et de districts différents. Dans leur interprétation génétique, ils ont justifié cette homogénéité par une mise en solution des divers Pb des sédiments dévoniens dans les eaux connées expulsées au cours de la compaction des séries et par leur homogénéisation au sein d'un paléoaquifère dévonien. Ce point de vue est exprimé p. 339: «*Middle and Upper Devonian carbonate sediments appear to be the source rock for the lead. It seems that the lead was mobilized soon after the deposition by circulations related to connate waters*». Un peu plus loin, ils affirment que les saumures de ce paléoaquifère sont directement responsables de l'individualisation des filons: «*The major faults acted as pipes for these circulations which are able to reach the large Lower Carboniferous carbonate trap*». Cauet & Weis (1983a) ont ensuite imaginé un modèle dans lequel, d'une part, les sédiments sources sont restreints aux formations givetiennes et frasniennes et d'autre part, un type filonien hydrothermal post-varisque traditionnel voisine avec un type filonien hydrothermal synvarisque. Pour le premier type, le rôle des eaux météoriques au niveau de la remobilisation des métaux, qui était totalement méconnu par Cauet *et al.*, (1982), est réhabilité. Pour le second type, les métaux sont véhiculés uniquement par des eaux connées expulsées au cours de la diagenèse «*qui restent en circulation jusqu'à*

l'apparition des mouvements tectoniques varisques» (Cauet & Weis, 1983a, p. 85) dans des conditions qui ne sont pas précisées.

Il est évident que la phase cassante de l'orogénèse varisque qui a succédé à une phase de déformation plastique est postérieure au Westphalien. Les mouvements varisques ont atteint leur paroxysme au cours de la phase asturienne qui se situe vers 290 - 280 millions d'années. En supposant que l'expulsion des eaux connées des sédiments giveto-frasnien ait été terminée à la fin du Famennien (345 millions d'années), il faudrait admettre que le Pb solubilisé soit resté sous cette forme pendant environ 50 millions d'années dans le cas d'une précipitation syn-varisque et pendant environ 100 millions d'années dans le cas d'une précipitation post-permienne, ou encore, pendant environ 150 millions d'années dans le cas d'une mise en place à la fin du Trias, ce qui paraît plus vraisemblable pour de Magnée (1967, p. 261). Cet état aurait perduré malgré les nombreuses occasions de fuite, de dilution et de précipitation. En effet:

1. s'agissant de sédiments de plate-forme, la migration des eaux connées expulsées par compaction s'est effectuée par reflux vers les points hauts. Si ces solutions ont atteint les rivages, ou bien elles ont précipité leurs métaux, ou bien elles ont été diluées par l'eau de mer, mais en aucun cas, elles n'ont été conservées. Si ces solutions ont été piégées dans des biseaux sédimentaires ou dans des dômes, elles ont pu être préservées dans des conditions de stabilité des réservoirs. Or cette situation est hypothéquée par les nombreux mouvements épirogéniques qui ont affecté cette plate-forme durant le Dévonien et le Carbonifère et dont une des manifestations la plus probable est l'existence de failles synsédimentaires. Pour les mêmes raisons, on ne peut pas non plus ignorer le rôle des failles de subsidence (Fourmarier, 1954, p. 689);
2. les mouvements épirogéniques se sont aussi traduits par de nombreuses émergences en périphérie du Massif du Brabant, précisément lieu de convergence des eaux connées. Ces émergences ont débuté au Frasnien, notamment dans la région de Huy (Lacroix, 1974; Coen-Aubert & Lacroix, 1979) mais ont surtout été nombreuses au Dinantien avec karstification des calcaires dévono-dinantien (Pirlet, 1970; Bless *et al.*, 1980; Poty, 1980, 1982, 1983). Outre des possibilités de fuite, ces émergences ont ménagé des possibilités de dilution des solutions piégées;
3. dans sa phase de maturité, l'orogénèse varisque s'est traduite par des déformations plastiques (plissements) avec modification de la

forme des réservoirs, de la pression et de la température. Il en aurait résulté de nouveaux mouvements et rééquilibrages des solutions piégées;

4. dans sa phase paroxysmale, l'orogénèse varisque a provoqué des failles de charriage. Or celles-ci ne sont jamais minéralisées sauf, localement, à l'intersection de failles minéralisées post-varisques. On pourrait rétorquer que cet état est dû au fait que le stock métal de ces solutions minéralisantes a été épuisé dès les premières manifestations cassantes de l'orogénèse varisque (diaclasses normales à la direction axiale des plissements dont il est question p. 85 dans le modèle de Cauet & Weis, 1983a).

Mais, il faut faire remarquer:

- a) que ces diaclasses n'ont pas d'extension verticale importante. Dès lors, comment auraient-elles pu mettre en communication des formations séparées par un écran schisteux épais ce qui est le cas des formations frasniennes et dinantiennes séparées par les schistes famenniens;
- b) que si les diaclasses des carbonates sont bien les exutoires des eaux connées métallifères, pourquoi y en a-t-il si peu qui soient minéralisées?
- c) que, au contraire, la plupart des filons se situent dans des cassures simples, rectilignes, d'extensions hectométriques à kilométriques, y compris dans le Synclinorium de Dinant (cas des filons de Sautour, Vierves, Heure, Villers-en-Fagne, etc...).

Bref, la conservation d'eaux connées minéralisées pendant des dizaines de millions d'années me paraît difficilement envisageable dans le contexte paléogéographique belge. En outre, même si on accepte le principe de l'existence d'un type filonien syn-varisque sensu Cauet & Weis (1983a), il ne pourrait éventuellement s'appliquer qu'à une infime partie de l'ensemble des minéralisations belges. En tout cas, il n'explique pas les minéralisations filoniennes du Synclinorium de Verviers, liées essentiellement aux fractures rhénanes post-varisques et qui portent l'essentiel du tonnage des minéralisations plombo-zincifères exploitées dans le passé en Belgique. Ceci est d'ailleurs reconnu par Cauet & Weis (1983a, p. 85) qui, dans ce cas, font intervenir des eaux météoriques. Mais alors, n'est-il pas tout aussi - sinon plus - logique d'admettre que les fractures syn-varisques, dans la mesure où elles jouent bien un rôle métallogénique, ont également été minéralisées par des eaux météoriques?

Bref, sur le plan métallogénique, les seules contributions réellement originales de l'étude des isotopes du Pb résident dans la reconnaissance de

l'homogénéité des compositions isotopiques du Pb de tous les gisements et dans la détermination de l'âge des formations sources. Pour le reste, beaucoup d'hypothèses génétiques reprises par Cauet & Weis (1983) ont été formulées précédemment par d'autres auteurs sans que cela apparaisse clairement. En outre, certaines affirmations se contredisent, par exemple, en ce qui concerne la mise en place des filons à partir du lessivage des sédiments encaissants par les eaux météoriques :

- «not compatible with the isotopic results» (Cauet *et al.*, 1982, p. 338);
- «possibles qu'à partir de sédiments anormalement riches en pb (teneurs proches de 50 ppm) impliquant une préconcentration» (Cauet & Weis, 1983a, p. 83);
- possible à partir de sédiments à 25 ppm Pb - cas du filon de Heure (Cauet & Weis, 1983b, p. 1014).

A ce sujet, il faut souligner que l'étude lithogéochimique (ch. IX) a montré qu'à l'exception des grès, tous les autres sédiments givetiens et frasniens possédaient des fonds géochimiques en Pb généralement supérieurs à 20 ppm.

Le modèle de précipitation syn-varisque de Cauet & Weis (1983a) est d'autant plus critiquable que l'homogénéité des isotopes du Pb s'explique aisément au niveau des processus sédimentaires et diagénétiques. Tout d'abord, la mobilisation de certains éléments, dont le Pb, au cours de la compaction des sédiments et de leur diagenèse est un phénomène admis universellement. Tous les métallogénistes reconnaissent que ces mécanismes sont susceptibles d'opérer une certaine homogénéisation et une certaine concentration des divers Pb. Mais au terme de la diagenèse, dans la majorité des cas, les métaux précipitent, par exemple, sous forme de sulfures, ou bien, en substitution dans le réseau de certains minéraux. Leur maintien en solution dans des formations perméables nécessite des conditions tout à fait exceptionnelles, voisines de celles de la conservation des hydrocarbures liquides, qui, dans le cas de la Belgique, ne sont corroborées par aucune observation. Bref, l'hypothèse la plus vraisemblable, qui tient compte à la fois des contraintes géologiques et isotopiques (ces dernières, relatives à la source du Pb), est que la plus grande partie des Pb du système ait précipité dans les sédiments du Dévonien moyen et supérieur soit sous forme de sulfures, soit au sein du réseau d'autres minéraux, tantôt en préconcentrations, tantôt en quantités beaucoup plus importantes. De cette façon, leurs compositions isotopiques ont été figées. Elles sont fort semblables puisque ces Pb proviennent de l'altération et de l'érosion du même continent (première possibilité d'homogénéisation), qu'ils ont été véhiculés en solution ou en adsorption sur des

pélites en milieu marin (deuxième possibilité d'homogénéisation) et qu'ils ont été remobilisés au cours de la diagenèse (troisième possibilité d'homogénéisation). Enfin, par analogie avec ce que l'on connaît en Irlande (cas du gisement de Navan, par exemple), on ne peut pas exclure que le stock métal dévonien ait été déplacé une nouvelle fois au Dinantien, le long de failles vivantes (quatrième possibilité d'homogénéisation). Par ailleurs, on sait que, en l'absence d'apports extérieurs, les compositions isotopiques du Pb ne sont pas modifiées au cours des remobilisations et recristallisations successives. Pour le Pb des filons, il faut toutefois admettre une contribution complémentaire de Pb radiogénique qui reste minime étant donné les faibles teneurs en U des sédiments ainsi que l'absence de granite et de concentration uranifère appréciable dans l'environnement géologique belge.

Il apparaît de plus en plus douteux que tous les gisements d'un même district et, a fortiori, ceux de districts différents, se soient mis en place au même moment et dans les mêmes conditions. Par exemple, dans le Synclinorium de Dinant, les galènes des gisements de la région de Resteigne présentent des compositions isotopiques du Pb sensiblement différentes de celles des autres gîtes du district (Préat *et al.*, 1983). Néanmoins, un modèle unique de mise en place peut être dégagé. Bien que particulièrement adapté au Synclinorium de Verviers, ce modèle s'applique également aux autres districts. Il repose sur la mise en évidence de préconcentrations et concentrations sédimentaires dans le Dévonien moyen et le Frasnien et illustre les notions de permanence et d'héritage. Structuré dans ses grandes lignes par Dejonghe *et al.* (1982b) et Dejonghe & Jans (1983), il est conforme dans l'essentiel aux concepts généraux développés par de Magnée (1967) et Balcon (1981). Il diffère du modèle de Cauet & Weis (1983a) dans la mesure où, dans le contexte tectonique belge, il ne reconnaît pas la préservation, pendant des dizaines de millions d'années, de saumures métallifères provenant de la compaction des séries dévoniennes. On envisagera trois stades :

- Pendant le Dévonien moyen, le Dévonien supérieur et le Carbonifère: la mer sera considérée comme le vecteur de métaux en solution ou absorbés sur des pélites dont la source initiale la plus vraisemblable réside dans l'altération continentale. Lorsque les conditions paléogéographiques, sédimentologiques et physico-chimiques le permettraient (cas des milieux confinés), enrichissement du fond géochimique en métaux et, localement, concentration sédimentaire (surtout au Dévonien moyen et au Frasnien). Mobilisation et reconcentration tri-

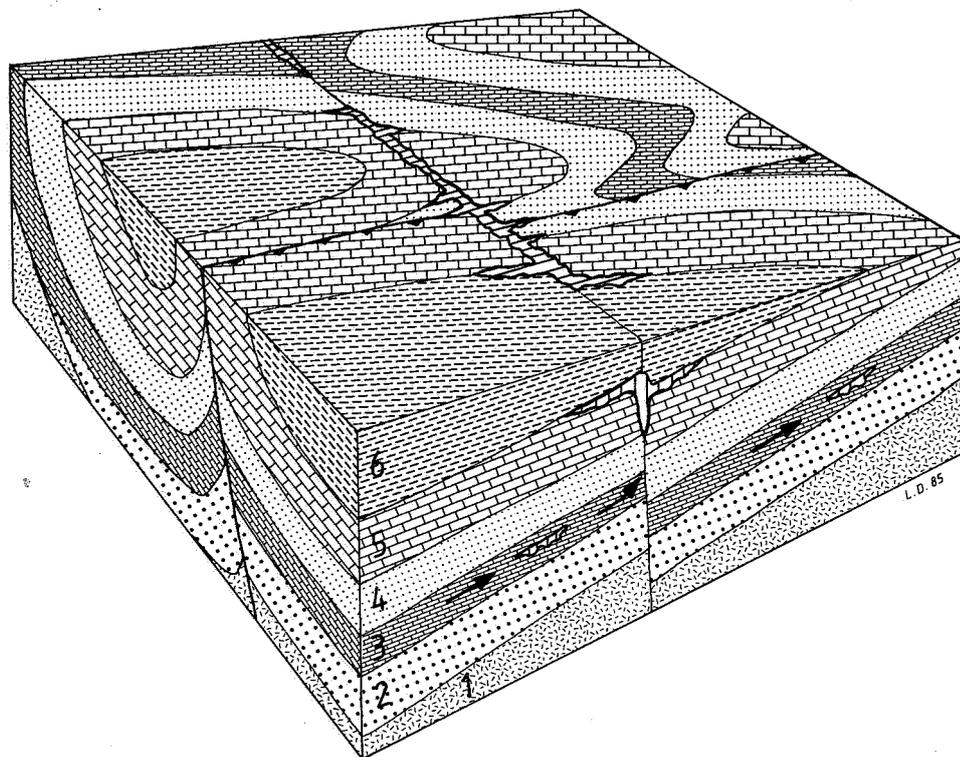


Fig. 50.- Mise en place d'un filon. 1. socle - 2. Dévonien inférieur - 3. Dévonien moyen et Frasnien - 4. Famennien - 5. Dinantien - 6. Silésien. Flèches: sens des circulations. Zones hachurées: gisements sédimentaires et filoniens.

butaires notamment de la compaction des séries argileuses et de la dolomitisation précoce des calcaires.

- Pendant le Permien, le Trias et le Jurassique: après les plissements et les charriages liés à l'orogénèse varisque, développement de failles transversales (dans la plupart des cas, liées à la tectonique de block-faulting du graben du Rhin). Ouverture de ces failles dans leurs parties superficielles suite aux mouvements différentiels du socle ou suite à des bombements locaux (induits, par exemple, par le mouvement ou la dissolution d'évaporites sous-jacentes). Alimentation des pièges tectoniques par lixiviation des formations encaissantes, les métaux des roches, des préconcentrations et des concentrations sédimentaires et diagénétiques étant véhiculés par des eaux souterraines dont le chimisme a probablement été préalablement conditionné par la rencontre de niveaux évaporitiques. Précipitation dans les cavités fissurales par modification du régime hydrodynamique (effet d'étranglement) et modification des conditions physico-chimiques (libération de CO_2 et H_2S).

La figure 50 représente le cas d'un filon mis en place dans les calcaires dinantiens avec développement d'un amas au contact des shales

namuriens. Des digitations latérales se sont également introduites dans les contacts stratigraphiques (le contact base des calcaires dinantiens - sommet des grès famenniens) et tectoniques (la faille de charriage). On a considéré une situation extrêmement simplifiée où les métaux proviennent exclusivement de la lixiviation des roches et (pré)concentrations du Dévonien moyen et du Frasnien par des eaux météoriques. Ces eaux sont froides au moment de leur infiltration et se réchauffent progressivement en profondeur. Leur circulation résulte d'un effet de thermosiphon. L'exemple de la figure 50 correspond à un cas où les panneaux situés de part et d'autre de la faille transversale possèdent le même pendage. Les circulations dans les deux panneaux s'effectuent alors dans le même sens. La continuité de l'aquifère est interrompue par l'écran constitué par les schistes de la base du Famennien, ce qui provoque la remontée des solutions du panneau de gauche dans la faille transversale. Le cas de panneaux possédant des pendages opposés est tout aussi - sinon plus - fréquent. Dans cette dernière configuration, les circulations dans chaque panneau convergent alors vers la faille transversale.

- Aux diverses périodes d'émersion: remaniements superficiels des gisements et reconcen-

tration karstiques. L'intérêt métallogénique des paléokarst a été souligné par Pirllet (1970) et surtout Balcon (1981). Bless *et al.* (1980a) et Poty (1980) ont montré que la karstification intra-paléozoïque avec apparition de paysages à mogotes est un phénomène qui affecte les dépôts pré-permiens de la bordure méridionale et occidentale du Massif du Brabant. Son influence se marquera donc sur les concentrations initiales. Par contre, c'est l'émersion majeure liée à l'inconformité Paléozoïque - Mésozoïque qui exercera ses effets sur les gisements filoniens.

Le gisement de Chaudfontaine n'est vraisemblablement pas un exemplaire unique. C'est un gisement en position d'avant-garde par rapport à d'autres gîtes semblables répartis sur la plateforme qui borde le Massif du Brabant. La prospection de gîtes analogues à celui de Chaudfontaine nécessite une approche paléogéographique fine. Elle repose principalement sur la mise en évidence de hauts-fonds, celle de failles synsédimentaires paraissant trop difficile à cause des tectoniques varisques et rhénanes qui se sont surimposées. Dans le Synclinorium de Verviers, la prospection de tels gîtes est cependant défavorablement conditionnée par le fait que l'essentiel du Frasnien est situé à grande profondeur (à Soumagne, par exemple: à plus de 2000 m de profondeur). Néanmoins, le Frasnien de la Fenêtre de Theux et celui de la région de Visé méritent d'être pris en considération. Dans le Synclinorium de Namur, les perspectives sont plus favorables.

En ce qui concerne les gîtes filoniens, le modèle présenté montre que les pièges tectoniques ont plus de chance d'être alimentés en métaux lorsqu'ils recoupent des formations renfermant des (pré)concentrations sédimentaires. Si on accorde une confiance aveugle aux résultats de géochimie isotopique du Pb, on doit admettre que le stock métal des filons provient essentiellement du Dévonien moyen et supérieur. Dans le Synclinorium de Verviers, ces formations sont certainement recoupées par les failles rhénanes qui s'enracinent dans le socle. J'ai cependant souligné précédemment, qu'étant donné la possibilité de déplacement du stock métal dévonien le long de failles vivantes, il ne fallait pas conclure trop hâtivement à la stérilité du Dinantien en gisements à affinités sédimentaires.

Quelle que soit la source des métaux, il est certain que, dans le Synclinorium de Verviers, des filons importants se cachent sous le recouvrement crétacé car les failles rhénanes affectent l'ensem-

ble du district. Néanmoins, sous les terrains de couverture, les difficultés de prospection des gisements filoniens sont sensiblement différentes selon qu'ils sont surmontés ou dépourvus de chapeau de fer. Les gisements à chapeau de fer offrent une cible élargie qui a beaucoup plus de chance d'être repérée que celle offerte par un filon essentiellement sulfuré. Prenons le cas des gisements en encaissant carbonaté dinantien et supposons que leurs chapeaux de fer soient apparus avant le Crétacé. La zone d'extension des filons à chapeau de fer est alors liée à l'aire d'affleurement des formations dinantiennes avant la transgression crétacée. En fait, cette zone n'est pas tellement étendue, car dans la partie la plus septentrionale du district, le Silésien affleurerait à la paléosurface anté-mésozoïque. Dans cette partie septentrionale, n'existent probablement que des gisements sulfurés analogues à ceux de Bleiberg et du Limbourg néerlandais. En outre, les perspectives de découverte de gisements dépourvus de chapeau de fer sont aussi restreintes par le fait que, en Belgique, le Silésien n'a été qu'exceptionnellement traversé par un filon et que les formations dinantiennes se réduisent vers le NW par un biseautage sédimentaire (limite de transgression). Bref, vers l'W et le NW, il y a disparition progressive du piège fissural.

À l'intérieur du district du Synclinorium de Verviers, aux endroits non recouverts par les terrains tabulaires, les espoirs sont encore plus modérés mais non nuls. Rappelons que l'exploitation des chapeaux de fer a été anarchique. Les mineurs artisanaux des «exploitations libres de minerai de fer» (non concessibles) n'avaient pas intérêt à mettre en évidence des racines sulfurées éventuelles (concessibles et alors sous la coupe de grandes sociétés toutes puissantes comme la Vieille-Montagne). Certains chapeau de fer n'ont peut-être pas livré tous leurs secrets.

En définitive, on retiendra pour la prospection dans le Synclinorium de Verviers les métallotectes suivants:

- pour les concentrations initiales:
 - hiatus sédimentologiques
 - séries condensées
 - milieux confinés (y compris, évaporitiques)
 - fronts de dolomitisation
 - silicifications précoces
 - paléokarsts
 - hauts-fonds
 - milieux périrécifaux
- pour les filons et amas associés:
 - failles transversales NW - SE
 - régions domifiées

- contacts lithostratigraphiques entre formations de natures lithologiques différentes (principalement le contact shales namuriens - calcaires viséens)
- proximité de formations dolomitiques
- zones karstifiées à argiles noires et

polychromes

- silicifications au voisinage de fractures
- dépressions dans les terrains de couverture
- orientation des rivières principales incisant les terrains de couverture.

CHAPITRE XV

CONCLUSIONS



CHAPITRE XV CONCLUSIONS

Ce travail ambitionne d'effectuer d'une part, la synthèse des connaissances métallogéniques relatives à un vieux district minier, et d'autre part, d'interpréter un certain nombre de faits à la lumière des connaissances modernes.

Si en Belgique, les gisements à Zn, Pb, (Ba, F) se répartissent au sein de trois districts, l'essentiel des productions du passé (environ 1 500 000 tonnes de Zn + Pb) est cependant concentré dans un seul: le Synclitorium de Verviers. Celui-ci a fait l'objet d'une étude comparative de tous les gisements qu'il renferme (§ III.B). Elle a montré que les gisements exploités étaient du type filonien ou paléokarstique. Avant la découverte du gisement de Chaudfontaine, les gisements sédimentaires n'y étaient pas représentés. Cette découverte a donc suscité une révision des conceptions métallogéniques et une réorientation des critères de prospection.

Néanmoins, la caractérisation d'un gisement de type nouveau dans un vieux district minier devait, pour être reconnue, reposer sur un faisceau de conclusions convergentes établies à partir d'approches diversifiées. L'étude du gisement de Chaudfontaine a donc occupé une place prépondérante dans ce travail.

Tout d'abord, le gisement de Chaudfontaine a été replacé dans son cadre géologique (§ IV.A) avant d'être décrit macroscopiquement (§ IV.B). La carte géologique de la région de Chaudfontaine montre qu'on se trouve dans une région tectoniquement complexe. Elle est intensément plissée et hachée par de nombreuses failles de charriage et d'effondrement. La minéralisation a été recoupée dans trois sondages, sur les deux flancs d'un anticlinal disloqué par des failles transversales, à des profondeurs comprises entre 80 et 210 m. Dans les trois sondages, elle est située au même niveau stratigraphique, à savoir, au sommet et au-dessus du deuxième biostrôme à *Phillipsaera* de la Formation d'Aisemont (Frasnien supérieur). Cette minéralisation consiste principalement en barite et, accessoirement, en pyrite, sphalérite et galène. On observe une zonalité spatiale dans la répartition des minéraux. Selon les sondages, tantôt la barite domine, tantôt ce sont les sulfures. La matrice du minerai est de nature complexe: il s'agit d'un mélange de chert noir (silicite) et de calcaire argileux, gris, souvent à structure de brèche sédimentaire, auquel s'ajoute de la dolomie en proportions variables.

Une étude pétrologique a ensuite été entreprise (ch. V). Celle-ci a porté sur les roches situées au toit et au mur du corps minéralisé (§ V.B: roches

encaissantes), sur les roches sédimentaires qui cimentent la minéralisation (§ V.C: gangues ou roches supports) et enfin, sur la minéralisation proprement dite (§ V.D). L'étude des roches encaissantes a été effectuée en mettant l'accent sur les environnements qu'elles représentent. Celle des roches supports de la minéralisation a permis de dégager un ordre de cristallisation (§ V.E). Une micrite calcaire semble bien avoir constitué le dépôt initial. Elle aurait subi une dolomitisation précoce et discrète avant d'avoir été silicifiée et minéralisée. On relève aussi la présence de deux types de quartz: des mégaquartz et des microquartz. Les mégaquartz sont antérieurs aux microquartz. Toutefois, le moment précis d'introduction des microquartz n'est pas évident et a été longuement discuté (§ V.C.1 et V.E). En résumé, il semble bien qu'une silice colloïdale ait été introduite un peu avant la minéralisation proprement dite, mais qu'elle ait recristallisé rapidement sous forme de microquartz et que des interactions aient pu se produire ultérieurement avec les minéraux qu'elle cimentait (corrosion de la barite et de la sphalérite, par exemple). Barite, sphalérite, pyrite, bravoïte, galène et chalcopyrite sont des minéraux contemporains, parfois déposés sous forme colloïdale. Bien entendu, la séquence paragenétique qui a été établie se rapporte à une strate ou à un banc. Elle s'est répétée de nombreuses fois, dans un intervalle de temps néanmoins court à l'échelle des temps géologiques.

A l'échelle de l'observation macroscopique, deux des caractères les plus frappants de la minéralisation sont la rythmicité des dépôts minéralisés et la nature bréchique de la roche support. De nombreuses autres structures sédimentaires associées à la minéralisation ont été observées. Elles ont fait l'objet d'un inventaire au § VI.A. Dans un premier stade (§ VI.B), ces structures ont été décrites en évitant autant que possible toute considération génétique. Par la suite (§ VI.C), elles ont été interprétées et leur signification métallogénique a été dégagée. Les conclusions principales émises au terme du chapitre VI sont les suivantes:

1. la plupart des cristaux millimétriques de barite se sont formés à partir de germes déposés mécaniquement dans une saumure. Ils ont été nourris pendant la diagenèse précoce dans la partie supérieure des sédiments non consolidés;
2. les cristaux centimétriques à décimétriques de barite étaient fixés sur l'interface eau - sédiment pendant leur croissance. Ils ont été nourris directement par la saumure;
3. certains cristaux centimétriques à décimétriques de barite ont été balayés de leur lieu de dépôt, éventuellement cassés et resédimentés.

La position stratigraphique identique du corps minéralisé dans plusieurs sondages, la présence de structures sédimentaires mettant en jeu des cristaux de barite et de sphalérite, la nature colloïdale de certaines phases minérales et l'existence d'indices minéralisés situés au même niveau stratigraphique dans d'autres sondages (Heibaart, Bolland, Soumagne, Booschot,...) sont autant d'arguments qui ont permis d'affirmer que la minéralisation de Chaudfontaine était contrôlée par des phénomènes sédimentaires.

Cette conclusion a été confortée au chapitre VI par l'étude des inclusions fluides de la barite. Les inclusions syngénétiques ont été classées en 5 familles dont 4 correspondent à des inclusions primaires et la cinquième à des inclusions pseudo-secondaires. Toutes ces inclusions sont monophasées et à remplissage aqueux, ce qui implique une température de cristallisation inférieure à 50°C. Le fluide de remplissage est caractérisé par une salinité la plus fréquente de 16.5 % équiv. NaCl et une salinité maximale de 23 % équiv. NaCl. Le gîte de Chaudfontaine s'est donc mis en place dans un milieu confiné.

La nature sédimentaire et les conditions de précipitation du gîte de Chaudfontaine ont aussi été précisées au chapitre VIII par des études de géochimie isotopique (Sr, S, O, Pb, C).

Les compositions isotopiques du Sr (§VIII.B) ont été déterminées sur divers minéraux: 9 barites de Chaudfontaine, 2 calcites spathiques blanches interstratifiées dans la barite et 1 barite en provenance d'un filon voisin du gîte de Chaudfontaine (filon de La Rochette). Toutes les barites et les calcites de Chaudfontaine possèdent des compositions isotopiques en Sr très voisines. La moyenne du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est de 0.71119 pour les 9 barites et de 0.71137 pour les 2 calcites. Ceci implique que, d'une part, la barite est isotopiquement homogène quelle que soit sa position stratigraphique et que, d'autre part, barite et calcite spathique blanche sont cogénétiques. Cette dernière conclusion confirme que du gypse, éventuellement de type sélénite, ultérieurement pseudomorphosé en calcite et dont la présence avait été suspectée au §V.C.3, par l'observation d'habitats tabulaires inhabituels pour de la calcite, a constitué une phase de dépôt interstratifié dans les niveaux barytiques. Les barites et calcites de Chaudfontaine se caractérisent aussi par des compositions isotopiques en Sr nettement plus élevées que celles des calcaires frasniens (0.70863 et 0.70887). Il en résulte que le Sr ne provient pas, du moins pas entièrement, de l'eau de mer et que c'est dans l'altération continentale que se trouve sa source la plus probable. La barite du filon de La Rochette est nettement plus riche en Sr (10 580 ppm) que les barites de Chaudfontaine (2 552 à

7 653 ppm). Son rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.71623) est également nettement plus élevé que ceux des barites et calcites de Chaudfontaine. Ceci signifie que si une filiation existe entre les 2 gisements, elle n'est cependant pas simple.

Les valeurs des $\delta^{34}\text{S}$ de 5 barites de Chaudfontaine varient entre 26.1 et 30.1 ‰ (§VIII.C). Elles tombent exactement à l'emplacement du pic dévonien sur la courbe de variation du $\delta^{34}\text{S}$ des sulfates marins en fonction du temps. Le S dérive donc très probablement de l'eau de mer, soit directement, soit par lessivage d'évaporites marines. Les valeurs des $\delta^{34}\text{S}$ de 3 galènes et de 3 pyrites de Chaudfontaine sont toutes très proches de zéro (§VIII.D). Ces différences de $\delta^{34}\text{S}$ entre sulfates et sulfures issus d'un même gisement s'expliquent aisément dans le cas où les sulfures proviennent de la réduction bactérienne des sulfates.

Les compositions isotopiques de l'O ont été mesurées sur 3 silicites et 3 calcites spathiques blanches de Chaudfontaine (§VIII.E). Les valeurs des $\delta^{18}\text{O}$ des silicites (de 27.4 à 31.1 ‰ SMOW) sont supérieures à celles des calcites (de 23.8 à 25.4 ‰ SMOW) ce qui est conforme aux données de la littérature. De plus, il semble bien que, pour concilier les différentes données thermométriques, les deux phases solides doivent avoir précipité à partir de solutions différentes.

Les résultats de géochimie isotopique du Pb (§VIII.F) des galènes de Chaudfontaine ont été intégrés à ceux d'études plus générale entreprises à l'Université libre de Bruxelles. Celles-ci ont montré que:

1. les compositions des isotopes du Pb d'une cinquantaine de gisements belges, dont celui de Chaudfontaine, se rassemblent toutes au sein d'un domaine étroit. Les Pb de tous ces gisements proviennent donc probablement de la même source (consanguinité);
2. la plus grande partie des Pb du système a été introduite par voie sédimentaire au Givetien et au Frasnien;
3. les Pb des filons dérivent de Pb sédimentaires. Dans ce processus de remobilisation, le Dinantien n'aurait qu'une contribution tout à fait accessoire.

Ces conclusions ont justifié l'étape qui a ensuite été franchie. En effet, comme il a été prouvé que Chaudfontaine est un gisement sédimentaire d'âge frasnien et que les isotopes du Pb soulignent l'importance des formations givetiennes et frasniennes en tant que piège transitoire des métaux introduits dans le système par voie sédimentaire, il était logique de passer de l'objet (Chaudfontaine) à son environnement géologique (roches encaissantes mésodévonniennes et frasniennes).

Les résultats de profils géochimiques effectués en de nombreux points du Synclinorium de Verviers et en quelques points du Synclinorium de Namur sont présentés au chapitre IX. En ce qui concerne les fonds géochimiques, l'étude a montré la liaison très étroite de nombreux éléments à la fraction argileuse des carbonates et le rôle prépondérant des shales en tant que sédiments préconcentrateurs de Ba, Fe, Mn, Pb, Zn et Cu. Autour de Chaudfontaine, on n'observe cependant pas de gradient géochimique ni dans les carbonates (sauf, pour le Zn, dans la Formation de Lustin), ni dans les shales. De nombreuses anomalies d'extensions régionales ont été mises en évidence. Elles correspondent à des ruptures sédimentologiques caractérisées soit par un hiatus régression-transgression soit par une variation lithologique importante (par exemple, la base ou le sommet d'une série carbonatée interstratifiée dans des shales). En particulier, le sommet du deuxième biostrome à *Phillipsastraea* est systématiquement anomal avec, parfois, comme à Kinkempois, de la barite exprimée. Le repérage des anomalies d'origine anthropique a été tenté. A Prayon, une pollution industrielle a été identifiée. Par contre, la présence d'anomalies importantes (jusqu'à 3 210 pm Zn) à Trooz, dans les shales de la Formation d'Aisemont, semble bien procéder d'un phénomène naturel et souligne une fois encore le rôle joué par les shales sur le plan métallogénique.

Au chapitre X, les shales ont donc fait l'objet d'une attention toute particulière. Les investigations ont été conduites par diffraction de rayons X sur 46 échantillons répartis dans les Synclinoria de Verviers et de Namur. L'assemblage des minéraux argileux s'est révélé assez uniforme, avec un composant illitique largement dominant. En outre, on a relevé la présence de plusieurs types de minéraux interstratifiés susceptibles d'avoir adsorbé certains éléments. Néanmoins, les importantes anomalies dans les shales de Trooz ne peuvent pas être reliées à la présence univoque d'un minéral particulier. Toutefois, au terme de cette étude, la question de l'origine des métaux par désorption des shales d'un bassin subsident en voie de compaction a été posée. Les eaux connées expulsées et remontant vers les points hauts (rivage, hauts-fonds) auraient véhiculé les métaux vers des sites favorables à leur reprécipitation. Dans ces conditions, les anomalies géochimiques importantes en Zn repérées dans les shales de la région de Trooz pourraient être considérées comme indicatrices d'un phénomène de concentration diagénétique précoce épargné par les remobilisations ultérieures.

Le rôle de la dolomitisation au sein des formations mésodévonienne et frasniennes a été examiné au chapitre XI. Il faut souligner que, dans le

Dévonien, les dolomies ne recoupent pas les séries stratigraphiques. Elles coïncident toujours avec des faciès de très faible profondeur et, pour la plupart, franchement littoraux. Plusieurs observations suggèrent une liaison étroite entre les dolomies et les évaporites. Dans tous les cas, elles traduisent une tendance à l'exondation des séries. En ce qui concerne la minéralisation de Chaudfontaine, il ne semble pas exister de relation étroite avec la dolomitisation. Toutefois, cette minéralisation est située dans une zone intermédiaire entre un secteur occidental où le deuxième biostrome à *Phillipsastraea* est dolomitique et un secteur oriental où il est calcaire. La minéralisation est donc proche d'un front de dolomitisation régional.

Les études du gisement de Chaudfontaine et son environnement géologique ont permis de dégager des métallogènes positifs (ch. XII): position stratigraphique, liaison à une formation biostromale, proximité d'un haut-fond et de milieux évaporitiques, nature siliceuse de la roche support et indices de surface. Si ceux-ci peuvent être qualifiés de très significatifs, d'autres le sont moins (dolomitisation, filons voisins, volcanisme sous-marin), ou pas du tout (sources thermales actuelles).

Finalement, une interprétation génétique de la minéralisation a été tentée (ch. XIII).

Le piège a d'abord été précisé (§XIII.C). Il consiste en de petites cuvettes, plus ou moins isolées, situées au sommet du deuxième biostrome à *Phillipsastraea*. Ces cuvettes ont été temporairement amenées à l'émersion et ont évolué vers des conditions évaporitiques dont témoigne la calcite pseudomorphosant du gypse. Ces flaques à saumures sulfatées étaient le siège d'une intense activité bactérienne. Dès lors, c'est sous des conditions de pression et de température normales et sous des conditions d'oxydo-réduction requises que la précipitation des métaux s'est produite. L'appartenance des cristaux de barite à 2 populations a été attribuée aux variations de concentration des saumures en Ba (un faible degré de sursaturation en Ba engendrant des grands cristaux qui croissaient librement dans la saumure à partir de l'interface eau-sédiment; un fort degré de sursaturation en Ba étant responsable de petits cristaux qui se développaient dans la couche de sédiments superficiels). La zonalité sulfate-sulfures a été expliquée par des modifications des conditions d'oxydo-réduction.

Il restait à élucider la source des éléments (§XIII.D). La nature sulfatée des saumures évaporitiques qui remplissaient les cuvettes pièges suffit à justifier le S nécessaire au dépôt des sulfates et des sulfures. En ce qui concerne les métaux et la silice, il semble bien que leur origine se trouve

dans le dénoyage des sédiments pélitiques d'un bassin subsident. Au cours de la compaction des séries, ces éléments ont été captés par les eaux connées expulsées. Celles-ci ont reflué vers les points hauts en empruntant les formations perméables (par exemple, les formations biostromales ou/et les grès et conglomérats sous-jacents). La précipitation de la barite et des sulfures s'est donc produite dans une zone de mélange de deux solutions différentes, l'une apportant le S et l'autre, les métaux. La réduction bactérienne des sulfates dissous a permis la précipitation des sulfures.

L'étude de l'ensemble des gisements à Zn, Pb, (Ba) du Synclinorium de Verviers a été reprise au chapitre XIV, mais cette fois, en insistant sur les aspects génétiques qui n'avaient été qu'effleurés au chapitre III. L'historique des conceptions métallogéniques montre qu'actuellement l'unanimité est réalisée au moins sur deux points:

1. il y a absence de liaison entre les minéralisations à Zn, Pb, (Ba, F) et les phénomènes magmatiques;
2. la source des métaux se trouve dans les séries sédimentaires.

Les isotopes du Pb apportent une précision importante: la source principale du Pb se situe au sein des séries givetiennes et frasniennes et non dans des formations plus jeunes. Dès lors, on mesure toute l'importance que revêt la découverte de la minéralisation de Chaudfontaine. Il s'agit du premier gisement sédimentaire identifié dans le Synclinorium de Verviers. C'est donc un gisement situé en position d'avant-garde par rapport à une catégorie de gîtes situés à la périphérie du Massif du Brabant.

Le modèle métallogénique qui est présenté au chapitre XIV pour expliquer la genèse des gîtes à Zn, Pb, (Ba) du Synclinorium de Verviers illustre les notions de permanence et d'héritage. Le stock métal de l'ensemble du système provient de l'altération continentale. Ces métaux ont été véhiculés notamment par adsorption sur des pélites et ont été introduits dans les sédiments d'un bassin subsident. Ils ont été remobilisés pendant la diagenèse, après l'orogénèse varisque et, éventuellement, aux diverses périodes d'émersion. Au cours de ces étapes, ils ont précipité à des fronts de dolomitisation, à des fronts d'échange de nappes de natures différentes et dans des pièges sédimentaires, karstiques et tectoniques.

Ce travail se voulait une contribution à la recherche des gisements cachés du Synclinorium de Verviers. C'est sur ce thème qu'il conclut. Le problème est complexe. La prospection des gisements sédimentaires analogues à celui de Chaudfontaine se heurte au fait que, dans le Synclinorium de Verviers, la plus grande partie du Frasnien est cachée à grande profondeur. Néanmoins, à deux endroits (Fenêtre de Theux et région de Visé), le Frasnien est subaffleurant et se présente dans des conditions paléogéographiques voisines de celles de Chaudfontaine. La complexité tectonique, la mauvaise qualité des affleurements et l'absence d'une connaissance paléogéographique fine du Frasnien de ces régions sont cependant de nature à rebuter le prospecteur. Par ailleurs, il est certain que des failles rhénanes existent sous la couverture crétacée du Synclinorium de Verviers et qu'elles abritent des filons analogues à ceux connus dans la partie où le Paléozoïque affleure. Dans cette zone, eu égard aux progrès des techniques de prospection, notamment dans le domaine de la télédétection, les perspectives de succès semblent réelles.

CHAPITRE XVI

ANNEXES

XVI.A. Analyse minéralogique des shales de la Formation d'Aisemont

XVI.A.1. Méthode de préparation

XVI.A.2. Méthode d'étude diffractométrique

XVI.A.3. Identification qualitative des minéraux argileux

XVI.A.4. Estimation semi-quantitative des teneurs en minéraux argileux

XVI.B. Fiche du gisement de Chaudfontaine

XVI.B.1. Nom et localisation

XVI.B.2. Caractère du gisement

XVI.B.3. Lithologie et stratigraphie des roches encaissantes

XVI.B.4. Forme du gisement en liaison avec les structures des roches encaissantes

XVI.B.5. Roches plutoniques ou volcaniques proches

XVI.B.6. Dépôts comparables

XVI.B.7. Hypothèse génétique

XVI.B.8. Références

CHAPITRE XVI ANNEXES

XVI.A. ANALYSE MINÉRALOGIQUE DES SHALES DE LA FORMATION D'AISEMONT

Les échantillons ont été préparés et étudiés au laboratoire des argiles de l'Université de Liège, dirigé par le professeur Jacques Thorez. Les résultats des analyses par diffraction de rayons X sont présentés au chapitre X, tableau 23.

XVI.A.1. Méthode de préparation

En vue de leur analyse diffractométrique, 46 shales plus ou moins carbonatés ont été grossièrement broyés et soumis à une attaque à l'HCl très dilué (0.1 N), à froid, pour éliminer la fraction calcitique. Aucun autre prétraitement n'a été appliqué de manière à perturber le moins possible la nature de ces échantillons. La décarbonatation est cependant nécessaire pour empêcher toute floculation des suspensions argileuses. Au cours de sédimentations et de centrifugations successives en eau distillée, on a extrait la fraction inférieure à $2\mu\text{m}$. Des agrégats orientés ont ensuite été préparés par sédimentation d'1.5 cc de suspension inférieure à $2\mu\text{m}$ sur un porte-objet en verre.

XVI.A.2. Méthode d'étude diffractométrique

En premier lieu, chaque agrégat orienté a été examiné au diffractomètre à l'état naturel (N) après séchage à l'air. La même préparation a ensuite séjourné 18 h en atmosphère de vapeurs d'éthylène glycol (g). L'enregistrement du diffractogramme a suivi rapidement cette opération. Enfin, un chauffage à 500°C a été réalisé au four (avec refroidissement lent) avant l'enregistrement du diffractogramme de l'échantillon chauffé (Q).

Ces trois tests de routine (N, g et Q) permettent généralement une approche qualitative suffisante des assemblages argileux. Des traitements complémentaires par saturations cationiques avec solvation à l'éthylène glycol ou glycérol et chauffage subséquent peuvent aussi être envisagés dans le cas d'investigations plus poussées qui ne se sont cependant pas avérées nécessaires dans le cadre de cette étude.

XVI.A.3. Identification qualitative des minéraux argileux

L'identification repose sur le comportement :

- des réflexions fondamentales (001) des composants argileux au cours des traitements de routine (N, g et Q) concernant les intensités, faciès et déplacements vers les petits ou grands angles;

- des autres réflexions harmoniques de la série (001) au cours des mêmes traitements, en tenant compte des interférences éventuelles.

Cette analyse permet d'identifier les minéraux simples et les interstratifiés (réguliers ou irréguliers) présents en mélange.

XVI.A.4. Estimation semi-quantitative des teneurs en minéraux argileux

Bien qu'une véritable standardisation fasse encore défaut pour quantifier les divers composants argileux présents au sein de mélanges, un essai a été tenté en utilisant la méthode pratiquée au laboratoire des argiles de l'Université de Liège.

Elle consiste en la mesure de l'intensité basale des principaux composants (réflexion (001) pour les minéraux simples, hauteur à mi-largeur des bandes de diffraction pour les interstratifiés). Elle tient compte aussi des modifications de faciès, d'intensité et de position des réflexions au cours des traitements. Les intensités sont corrigées par un facteur spécifique à chaque espèce minérale tributaire du phénomène de polarisation de Lorenz ainsi que de l'emplacement en d (\AA) de la réflexion basale dans la fourchette 7\AA à 17\AA . Les facteurs correctifs qui ont été appliqués sont les suivants :

- kaolinite : intensité basale multipliée par 0.75
- groupe des illites : intensité inchangée
- chlorite, vermiculite, interstratifié C-(14c-14v) : intensité multipliée par 0.34
- interstratifiés (10-14c), (10-14v), (14c-14v), etc : intensité multipliée par 0.4
- smectites (sur glycol) : intensité multipliée par 0.25
- complexe alumineux gonflé naturellement à 17\AA : intensité multipliée par 0.25
- interstratifié (10-14_{sm})I (en provenance directement de l'illite et repéré par l'éventuelle différence d'intensité au pic à 10\AA avant et après glycolage) : intensité multipliée par 0.7.

La méthode utilisée permet une estimation des teneurs avec une erreur qui n'excède pas 15%. Précisons néanmoins que toute technique de quantification est tributaire du mode de préparation des agrégats orientés. Ces derniers résultent en pratique d'une sédimentation différentielle qui favorise l'accumulation première des particules les plus grossières au sein de la suspension, avant que sédimentent les particules les plus fines. Ce processus influe ainsi sur la quantité du dépôt : les particules illitiques, chloritiques voire kaoliniques sédimentent préférentiellement lors des premières phases d'évaporation de la suspension alors que les particules les plus fines (certains interstratifiés ainsi que la smectite) se déposent en

dernier lieu et sont les «premières» à être soumises au rayonnement X. Ce dernier ne pénètre pas nécessairement toute l'épaisseur du dépôt et par voie de conséquence conduit souvent à une surestimation quantitative des dernières particules sédimentées.

XVI.B. FICHE DU GISEMENT DE CHAUDFONTAINE

Cette fiche est établie dans l'esprit de Routhier (1963, p. 44 et pp. 871-876) afin de faciliter la comparaison avec d'autres gîtes.

XVI.B.1. Nom et localisation

Gisement de Chaudfontaine (province de Liège, Belgique).

Carte géologique 134 E. Archives de la carte géologique: points 303, 310, 396. Ces numéros correspondent à 3 sondages qui ont recoupé le gîte à des profondeurs comprises entre 80 et 210 m. Ces sondages sont situés dans un rayon de 250 m autour de l'église de Chaudfontaine (coordonnées Lambert: X = 240.50; Y = 142.37).

XVI.B.2. Caractères du gisement

a. Paragenèse :

- minéraux opaques : marcasite, pyrite, sphalérite, galène, chalcopryrite, bravoïte
- minéraux transparents : barite, quartz, dolomite, calcite, minéraux des argiles
- structures : barite en cristaux automorphes (lamellaires ou tabulaires) à xénomorphes de toutes tailles (jusqu'à 20 cm de long). Rubanement des couches de barite et de sphalérite. Structures sédimentaires abondantes.
- zonalité : assemblages de minéraux différents dans les trois sondages:
 - 134 E 303: pas de barite. Mouchetures de galène et de pyrite disséminées dans du calcaire
 - 134 E 310: barite massive. Galène et barite lamellaire disséminées dans de l'argile
 - 134 E 396: barite en quantité importante. Galène et sphalérite accessoires. Gangue principalement silicatée mais roche hôte carbonatée.

b. Altération supergène de cette paragenèse:

Nulle, le gisement n'affleurant pas.

c. Altération hypogène de cette paragenèse:

- galène parfois frangée de cérosite; goethite (rare)

- au sondage 134 E 310, la minéralisation est localisée dans une argile d'altération (de shale?).

d. Composition chimique et teneur du minerai au sondage 134 E 396:

Alternance pluridécimétrique de couches de barite quasi pure et de couches à teneurs en BaSO₄ variables. Teneurs en Zn + Pb: en moyenne, 0.50%; localement quelques %. Teneurs en Cu: rarement supérieures à 0.01%. Teneurs en Sr dans la barite: de 2500 à 8100 ppm.

e. Tonnage :

Gisement non exploité et dont les réserves n'ont pas été reconnues. Le caractère discontinu du corps minéralisé interdit une estimation basée uniquement sur les 3 sondages 303, 310 et 396.

XVI.B.3. Lithologie et stratigraphie des roches encaissantes

- au toit du gisement : calcaire biostromal très argileux et shale vert à nodules calcaires
- roche support de la minéralisation: silicite noire plus ou moins argileuse et dolomitique
- au mur du gisement : immédiatement sous le gîte: calcaire finement grenu, noir (quelques mètres) puis calcaire biostromal et bioherme de «Marbre rouge royal» à straticules de shale rouge et vert
- il faut préciser qu'au niveau régional, l'encaissant est surtout pélitique, les calcaires biostromaux et biohermaux étant accessoires. Par contre, dans la région de Chaudfontaine, les shales disparaissent au profit des calcaires. L'épisode minéralisateur s'intègre à la fin d'une phase transgressive pendant une période de stabilité, voire un début de régression.
- âge : le corps minéralisé se situe au sommet et au-dessus du deuxième biostrome à *Phillipsastraea* de la Formation d'Aisemont. Equivalent chronostratigraphique: Frasnien supérieur, limite F2-F3.

XVI.B.4. Forme du gisement en liaison avec les structures des roches encaissantes

Le gisement est situé dans le Synclinorium de Verviers. Les roches encaissantes ont été plissées et faillées pendant l'orogénèse varisque et ont également subi une phase de distension liée à l'effondrement du graben du Rhin. Le gisement a été repéré sur les deux flancs d'un anticlinal faillé, à des profondeurs comprises entre 80 et 210 m et vers 160 m dans un petit lambeau de charriage pincé dans la faille de Chaudfontaine. Le corps minéralisé est concordant et probablement pluri-

lenticulaire (le sondage 769 implanté à mi-distance des sondages 303 et 396 n'est que géochimiquement anomal). Epaisseur stratigraphique maximale: 10.75 m. La minéralisation se situe au voisinage du haut-fond de Chaudfontaine et sur le flanc d'un seuil important (Ride de Booze-Val Dieu).

XVI.B.5. Roches plutoniques ou volcaniques proches

Aucune roche ignée n'a été repérée à moins de 19 km de distance. En outre, les massifs anté-dévonien voisins, érodés durant le Dévonien et le Carbonifère, ne sont pas granitiques.

XVI.B.6. Dépôts comparables

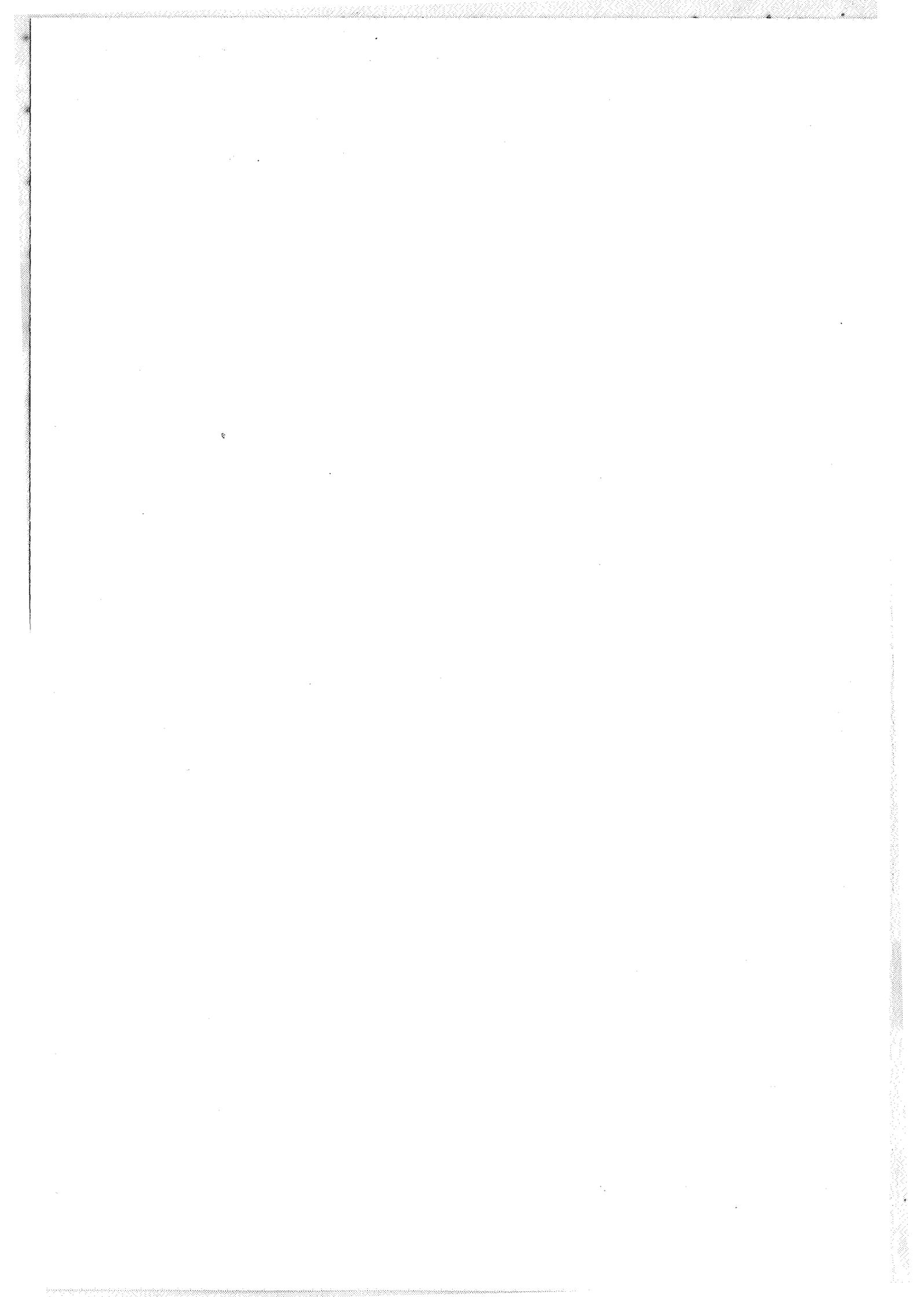
Certains gîtes des Causses (notamment, ceux de la Haute vallée de l'Orb) et du NE de la Tunisie (par exemple, Djebel Mecella).

XVI.B.7. Hypothèse génétique

Le gisement est concordant, partiellement syngénétique, partiellement diagénétique et consanguin. Les métaux proviennent probablement des eaux connées expulsées par compaction des shales d'un bassin subsident voisin, drainées par une formation perméable et refluant vers un haut-fond. Le piège consiste en des cuvettes qui accidentent le sommet d'un biostrome et qui ont évolué vers des conditions évaporitiques. La précipitation s'effectue à la rencontre de deux nappes différentes aux endroits où les sulfates sont réduits par les bactéries. La zonalité barite-sulfure s'explique par des conditions plus oxydantes ou plus réductrices.

XVI.B.8. Références

Graulich, 1967b; Graulich & Vandeven, 1978; Dejonghe, 1978, 1979, 1985a, 1986b; Dejonghe *et al.*, 1982b, c, 1987, 1989; Dejonghe & Graulich, 1984.



CHAPITRE XVII

BIBLIOGRAPHIE



CHAPITRE XVII BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ, G.C. & FONTBOTÉ, L., 1982.- Observations on the Genesis of Strata-bound Pb-Zn (F-Ba) Deposits in Carbonate Rocks. *Preprint Proc. Int. Conference on Mississippi Valley-type deposits in Rolla, Missouri*, 10 p.
- ARBEY, F., 1980.- Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 4 (1): 309-365.
- AUBAGUE, M., L'HOMER, A. & SUREAU, J.F., 1982.- Recherche de guides de prospection pour les gîtes Pn-Zn liés aux strates en environnement dolomitique. Exemple des gîtes de Bois-Madame (Hérault), La Croix-de-Pallières (Gard) et Figeac (Lot). *Chron. rech. min.*, 466: 41-59.
- BALCON, J., 1981.- Quelques idées sur les minéralisations plombo-zincifères dans les formations carbonatées en Belgique. *Bull. Soc. belg. Géol.*, Bruxelles, 90: 9-61.
- BARBIER, J., 1976.- Sur la signification paléogéographique de certaines minéralisations filoniennes à fluorine-barytine. *Mém. h. sér. Soc. géol. France*, 7: 85-94.
- BARBIER, J., 1979.- Géochimie en roche autour de quelques gîtes ou indices Pb-Zn en milieu carbonaté. *Bull. BRGM*, Orléans, II (1): 1-22.
- BARTHOLOME, P. & GERARD, E., 1976.- Les gisements plombo-zincifères de la région d'Engis, province de Liège, Belgique. *Ann. Mines Belgique*, II: 901-917.
- BAUCHAU, C., 1971.- Essai de typologie quantitative des gisements de plomb et zinc avec la répartition de l'argent. *Bull. BRGM*, Orléans, II (3): 1-72 (1ère partie). *Bull. BRGM*, Orléans, II (4): 1-43 (2ème partie).
- BERNARD, A., 1958.- Contribution à l'étude de la province métallifère sous-cévenole. *Thèse ENSGAPM, Nancy*, 640p., et *Sci. Terre*, Nancy, 7 (3/4): 125-403.
- BERNARD, A., 1964.- A propos du rôle métallogénique de la précipitation et de l'adsorption sédimentaires. In: *Developments in Sedimentology, Sedimentology and Ore Genesis*, Elsevier, Amsterdam, 2: 19-27.
- BERNARD, A. & SAMAMA, J.C., 1970.- A propos du gisement de Largentière (Ardèche). Essai méthodologique sur la prospection des «Red Beds» plombo-zincifères. *Sci. Terre*, Nancy, XV (3): 207-264.
- BILLINGS, G.K., KESSLER, S.E. & JACKSON, S.A., 1969.- Relation of zinc-rich formation waters, northern Alberta to the Pine Point ore deposit. *Econ. Geol.*, 64: 385-391.
- BISSEL, H.J. & CHILINGAR, G.V., 1967.- Classification of sedimentary carbonate rocks - Glossary. In: *Developments in Sedimentology, Carbonate rocks. Origin, occurrence and Classification*, Elsevier, Amsterdam, 9A: 87-168.
- BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J. & PAPROTH, E., 1980a.- Environmental aspects of some Pre-Permian deposits in NW Europe. *Meded. rijks. geol. Dienst, Haarlem*, 32 (1): 3-13.
- BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., KASIG, W., KOCKEL, F., PAPROTH, E. & STADLER, G., 1980b.- Evaporites anté-silésiennes sur la bordure orientale du massif de Brabant et dans le fossé rhénan: une hypothèse. In: *Hommage à Léon Calémbert*, Edit. Thone, Liège: 24-32.
- BLOUNT, C.W., 1977.- Barite solubilities and thermodynamic quantities up to 300°C and 1400 bars. *Amer. Mineral.*, 62: 942-957.
- BOEGLI, A., 1980.- Karst Hydrology and Physical Speleology. *Springer-Verlag*, Berlin, 284 p.
- BONI, M. & AMSTUTZ, G.C., 1982.- The Permo-Triassic Paleokarst Ores of Southwest Sardinia (Iglesiente-Sulcis). An Attempt at Reconstruction of Paleokarst Conditions. In: *Ore Genesis, The State of the Art*, Springer-Verlag, Berlin. *Special Public. of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits*, 2: 73-82.
- BOUCKAERT, J. & THOREZ, J., 1965.- Contribution à l'étude du Dévonien supérieur dans la région d'Esneux. *Bull. Soc. belg. Géol.*, Bruxelles, 74: 258-264.
- BOUCKAERT, J., MOURAVIEFF, A.N., STREEL, M., THOREZ, J. & ZIEGLER, W., 1972.- The Frasnian-Famennian Boundary in Belgium. *Geologica et Paleontologica*, Marburg, 6: 87-92.
- BOULEGUE, J., 1983.- Trace metals (Fe, Cu, Zn, Cd) in anoxic environments. In: *Trace metals in sea water*. Edit. Wong, Boyle, Burton & Goldberg. *Plenum Publishing Corporation*, New York: 563-577.
- BOULEGUE, J., LORD III, C.J. & CHURCH, T.M., 1982.- Sulfur speciation and associated trace metals (Fe, Cu) in the pore waters of Great Marsh, Delaware. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Pergamon Press, New York, 46: 453-464.
- BOULEGUE, J. & DENIS, J., 1983.- Sulfide speciation in upwelling areas. In: *Coastal upwelling. Its sediment record*. Edit. Suess & Thiede. *Plenum Press*, New York: 439-454.
- BUERGER, N.W., 1934.- The unmixing of chalcopyrite from sphalerite. *Amer. Mineral.*, 19: 525-530.
- BURKE, W.H., DENISON, R.E., HETHERINGTON, E.A., KOEPNICK, R.B., NELSON, H.F. & OTTO, J.B., 1982.- Variation of seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10: 516-519.
- BUSSON, G., 1980.- Les grandes cuvettes évaporitiques en milieu détritique: comment elles se creusent, comment elles se remplissent. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 4 (1): 557-588.
- CARPENTER, A.B., TROUT, M. & PICKETT, E.E., 1974.- Preliminary report on the origin and chemical evolution of lead-and-zinc-rich oil fields brines in Central Mississippi. *Econ. Geol.*, 69 (8): 1191-1206.
- CAUET, S., WEIS, D. & HERBOSCH, A., 1982.- Genetic study of Belgian lead zinc mineralization in carbonate environments through lead isotopic geochemistry. *Bull. BRGM*, Orléans, II (4): 329-341.
- CAUET, S. & WEIS, D., 1983a.- Modèle génétique et incidence sur la prospection des gîtes Pb-Zn belges en milieux carbonatés. *Bull. Soc. belg. Géol.*, Bruxelles, 92: 77-87.
- CAUET, S. & WEIS, D., 1983b.- Lead isotope study of lead-zinc mineralization and its host sediments, Heure, Belgium: basis for a genetic model. *Econ. Geol.*, 78: 1011-1016.
- CHURCH, T.M. & WOGELMUTH, K., 1972.- Marine barite saturation. *Earth and Planetary Science Letters*, North-Holland Publish. Comp., Amsterdam, 15: 35-44.
- CLARK, L.A. & KULLERUD, G., 1963.- The sulfur-rich portion of the Fe-Ni-S system. *Econ. Geol.*, 58: 853-885.
- CLAYTON, R.N., O'NEIL, J.R. & MAYEDA, T.K., 1972.- Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Geophys. Res.*, 77: 3057-3067.
- COEN, M., 1986.- Réponse à Paul Michot. *Bull. Soc. belg. Géol.*, Bruxelles, 95: 33-44.
- COEN-AUBERT, M., 1970.- Le Frasnien dans la région des Surdents (Massif de la Vesdre, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 93: 383-395.
- COEN-AUBERT, M., 1974.- Le Givetien et le Frasnien du Massif de la Vesdre. Stratigraphie et Paléoécologie. *Mém. Acad. roy. Belgique*, Bruxelles, XVIII (2), 146 p.
- COEN-AUBERT, M. & COEN, M., 1975.- Le Givetien et le Frasnien dans la vallée de la Meuse, de Tailfer à Yvoir (bord nord du Bassin de Dinant). *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 97: 499-524.
- COEN-AUBERT, A. & LACROIX, D., 1979.- Le Frasnien dans la partie orientale du bord Sud du Synclinorium de Namur. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 101: 269-279.
- COEN-AUBERT, M., DEJONGHE, L., CNUUDE, C. & TOURNEUR, F., 1985.- Etude stratigraphique, sédimentologique et géochimique de trois sondages effectués à Membach (Massif de la Vesdre). *Prof. Paper Serv. géol. Belgique*, Bruxelles, 223, 1985/10, 57 p.
- COLBEAUX, J.P., BEUGNIES, A., DUPUIS, Ch., ROBASZYNSKI, F. & SOMME, F., 1977.- Tectonique de blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, 97 (3): 191-222.
- CONYBEARE, C.E.B. & CROOK, K.A.W., 1968.- Manual of Sedimentary Structures. *Depart. Nat. Devel. Bur. Min. Res. Geol. Geoph. (Australia)*, Canberra, 102, 327 p.
- CORNET, P., 1976.- Heibaart 1 et 1 bis. Etude sédimentologique des carottes. *Rapport IRSIA non publié du centre de recherches Labofina*, 14 p.
- CRAWFORD, M.L., FILER, J. & WOOD, C., 1979.- Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. *Bull. Soc. Fr. Miner. Cristall.*, 102: 562-568.
- DARIMONT, A., 1983.- Inclusions Fluides dans les Calcites Associées à la Minéralisation Pb-Zn de Poppelsberg (Est de la Belgique). *Mineral Deposits*, Berlin, 18: 379-386.
- DARIMONT, A., 1984.- Etude des inclusions fluides des minéralisations Ba, F, (Zn, Pb) du district métallogénique Sud de la Belgique. *Bull. Minéral.*, Paris, 107: 227-232.

- DAVAINE, J.J., 1980.- Les croûtes silico-fluorées mésozoïques du Bazois. Description et modèle d'évolution. In: Les paléosurfaces et leur métallogénèse. *Coordin. Samama, Mém. BRGM*, Orléans, 104: 211-342.
- DAVIDSON, C.F., 1966.- Some genetic relationships between ore deposits and evaporites. *Trans. Inst. Min. Metall.*, London, B (75): 216-225 et 300-304.
- DAVREUX, C.J., 1833.- Essai sur la constitution géognostique de la province de Liège. *Mém. Acad. roy. Belgique*, Bruxelles, 9, 297 p.
- de BRODTKORB, M.K., RAMOS, V., BARBIERI, M. & AMETRANO, S., 1982.- The Evaporitic Celestite-Barite Deposits of Neuquén, Argentina. *Mineral Deposita*, Berlin, 17: 423-436.
- DEJONGHE, L., 1977.- Minéralisation et genèse du gîte stratiforme de Ravandje (Iran central). *Bull. Soc. belge Geol. Pal. Hydr.*, Bruxelles, 80: 111-132.
- DEJONGHE, L., 1979.- Discovery of a Sedimentary Ba (Fe, Zn, Pb) Ore Body of Frasnian Age at Chaudfontaine, Province of Liège, Belgium. *Mineral Deposita*, Berlin, 14: 15-20.
- DEJONGHE, L., 1983a.- Les minéralisations en Belgique. In: Robaszynski, F. & Dupuis, C., Guides géologiques régionaux - Belgique. *Edit. Masson*, Paris: 176-180.
- DEJONGHE, L., 1983b.- Indice de minéralisation sulfurée (Fe, Zn, Pb, Cu, Ni, Co) liée aux strates du Frasnien (limite F2-F3) dans le sondage d'Heibaart (Loenhout, Province d'Anvers). *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 92: 165-175.
- DEJONGHE, L., 1985a.- Contribution à l'étude métallogénique du Synclinorium de Verviers (Belgique). *Thèse Doct. Etat, Mém. Sc. Terre Univ. Curie*, Paris, 85-23: 389 p.
- DEJONGHE, L., 1985b.- Mineral deposits of Belgium. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 94: 283-297.
- DEJONGHE, L., 1986a.- Belgium. In: Mineral deposits of Europe. *Inst. Min. Metall., Miner. Soc.*, London, 3: 99-112.
- DEJONGHE, L., 1986b.- Liaison de la minéralisation Ba, (Zn, Pb) d'âge Frasnien de Chaudfontaine (Province de Liège, Belgique) aux évaporites sulfatées. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 95: 203-212.
- DEJONGHE, L., 1987a.- Lithogéochimie des sédiments de plate-forme déposés au sud du Massif du Brabant (Belgique) pendant le Mésodévien et le Frasnien. *Mém. explic. Cartes géol. min. Belgique, Serv. géol. Belgique*, Bruxelles, 23: 147 p.
- DEJONGHE, L., 1987b.- Contribution à l'étude des dolomies mésodévoïennes et frasnien dans le Synclinorium de Verviers et de Namur: répartition, pétrographie et géochimie. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 96: 107-119.
- DEJONGHE, L., 1988.- Lithogéochimie of the platform sediments deposited south of the Brabant Massif (Belgium) during the Mesodevian and Frasnian. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 110: 319-333.
- DEJONGHE, L. (coll. WAUTIER, J. & MARTIN, H.), 1978.- Occurrence de bravoïtes dans la paragenèse Ba, Fe, S, (Zn, Pb), du gîte de Chaudfontaine (Province de Liège). *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 87: 73-85.
- DEJONGHE, L. & BOUCKAERT, J., 1978.- Présence d'un exoclaste de nature ignée dans les schistes noduleux frasnien à Netinne (Province de Namur). *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 100: 103-113.
- DEJONGHE, L. & de WALQUE, L., 1981.- Pétrologie et géochimie du filon sulfuré de Heure (Belgique), du chapeau de fer associé et de l'encaissant carbonaté. *Bull. BRGM*, Orléans, II (3): 165-191.
- DEJONGHE, L., CNUUDE, C. & JANS, D., 1982a.- Etude des métallectes du Dévonien moyen et du Frasnien dans l'est de la Belgique pour la prospection des gîtes stratiformes de plomb-zinc-baryum dans un environnement sédimentaire. *Compte rendu de fin d'étude financée conjointement par la Communauté Economique Européenne et le Service géologique de Belgique. Contrat n° 031-79 MPP-B*: 184 p.
- DEJONGHE, L., GUILHAUMOU, N. & TOURAY, J.C., 1982b.- Les inclusions fluides de la barite du gisement sédimentaire de Chaudfontaine (Province de Liège, Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 91: 79-89.
- DEJONGHE, L., RYE, R.O. & CAUET, S., 1982c.- Sulfur Isotopes of Barite and Lead Isotopes of Galena from the Stratiform Deposit in Frasnian Carbonate and Shale Host-Rocks of Chaudfontaine (Province of Liège, Belgium). *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 105: 97-103.
- DEJONGHE, L. & JANS, D., 1983.- Les gisements plombo-zincifères de l'Est de la Belgique. *Chron. rech. min.*, 470: 3-24.
- DEJONGHE, L., WAUTIER, J. & LADURON, D., 1985.- Réflectance et composition chimique des bravoïtes du gîte sédimentaire de Chaudfontaine et du gîte filonien de La Rochette (Province de Liège, Belgique). *Bull. Minéral.*, Paris, 108: 679-690.
- DEJONGHE, L., BOULEGUE, J., DEMAÏFFE, D. & LETOLLE, R., 1987.- Stable (S, C, O) and radiogenic (Sr, Pb) isotope geochemistry of the Frasnian barite mineralization of Chaudfontaine (Belgium). *Terra Cognita*, Strasbourg, 7 (2-3): 227.
- DEJONGHE, L., FAIRON-DEMARET, M., GAUTHIER, B. & STREEL, M., 1987.- Détermination par analyse palynologique de l'âge crétacé inférieur de mise en place du gisement de barite de Fleurus (Synclinorium de Namur, Belgique). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 304: 227-232.
- DEJONGHE, L., BOULEGUE, J., DEMAÏFFE, D. & LETOLLE, R., 1989.- Isotopic geochemistry (S, C, O, Sr, Pb) of the Chaudfontaine mineralization (Belgium). *Mineral. Deposita*, Berlin,
- de MAGNEE, I., 1967.- Contribution à l'étude génétique des gisements belges de plomb, zinc et barytine. *Econ. Geol. Monogr.*, 3: 255-266.
- de MAGNEE, I. & DOYEN, L., 1982.- Le gisement de barytine de Fleurus. *Symp. gîtes filoniens Pb-Zn-F-Ba basse température*, Orléans, avril 1982, abstract.
- DEMIRSOY, S., 1969.- Untersuchungen über den Einfluss der chemischen Zusammensetzung auf die spektralen Reflexionsfunktionen und Mikroindruckhärten in System FeS₂-NiS₂-CoS₂ - and Zonen eines natürlichen Bravoït-Kristalls. *N. Jb. Miner. Abh.*, Stuttgart, 7: 323-333.
- DETHIER de THEUX, L.F., 1818.- Le guide des curieux qui visitent les eaux de Spa. Liège: 103 p.
- D'HEUR, M., 1970.- Etude sédimentologique du Givetien du massif de la Vesdre (Région de Verviers). *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 93: 509-522.
- DIMANCHE, F., EK, C. & FRENAY, J., 1980.- Minéralisations plombo-zincifères belges. *Minéralogie-Gitologie-Minéralurgie. Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 102: 417-429.
- DREESEN, R., 1982.- A propos des niveaux d'oolithes ferrugineuses de l'Ardenne et du volcanisme synsédimentaire dans le Massif Ardenno-Rhénan au Dévonien supérieur. Essai de corrélation stratigraphique. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Stuttgart, 1: 1-111.
- DUBRUL, L., 1931.- La stratigraphie du Frasnien aux environs de Chaudfontaine. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 55: 111-119.
- DUBRUL, L., 1939.- La stratigraphie et les variations de faciès, du Frasnien de Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 62: 299-323.
- DUCHESNE, J.C., ROUHART, A., SCHOUMACKER, C. & DILLEN, H., 1983.- Thallium, Nickel, Cobalt and Other Trace Elements in Iron Sulfides from Belgian Lead-Zinc Vein Deposits. *Mineral. Deposita*, Berlin, 18: 303-313.
- DUMONT, A., 1832.- Mémoire sur la constitution géologique de la province de Liège. *Mém. Acad. roy. Belgique*, Bruxelles, 8: 374 p.
- DUNOYER de SEGONZAG, G., 1969.- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine*, 29: 320 p.
- ELLIOT, R.E., 1965.- A classification of subaqueous sedimentary structures based on rheological and kinematical parameters. *Sedimentology*, 5: 193-209.
- ESQUEVIN, J., 1969.- Influence de la composition chimique des illites sur la cristallinité. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 3: 147-154.
- FAURE, G., 1977.- Principles of isotope geology. *Wiley & Sons*, New York, 464 p.
- FLUEGEL, E., 1982.- Microfacies Analysis of Limestones. *Springer-Verlag*, Berlin, 633 p.
- FOLK, R.L. & SIEDLECKA, A., 1974.- The «schizohaline» environment: its sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard. *Sedimentary Geology*, Elsevier, Amsterdam, 11: 1-15.
- FOURMARIER, P., 1931.- La faille des Rochers de Colonstère. *Ann. Soc. géol. Belg.*, Liège, 64: 65-71.
- FOURMARIER, P., 1934.- Le problème des gisements filoniens de la Belgique. *Rev. Univ. Mines*, Liège, X (8): 202-208.
- FOURMARIER, P., 1941.- Une application de l'étude de la schistosité à la solution d'un problème tectonique. La coupe du ravin du Fond des Cris (vallée de la Vesdre). *Ann. Soc. géol. Belg.*, Liège, 64: 169-176.

- FOURMARIER, P., 1942.- Observations au sujet de l'origine des lambeaux de poussée des environs d'Angleur. *Ann. Soc. géol. Belg.*, Liège, 65: 217-220.
- FOURMARIER, P., 1954.- Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Edit. Soc. géol. Belgique*, Liège, 826 p.
- FOURMARIER, P. & ANCIEN, C., 1945.- Compte-rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie tenue à Liège, les 22, 23, 24 et 25 septembre 1945. *Ann. Soc. géol. Belg.*, Liège, 68: 259-318.
- FUCHS, Y., 1973.- Sur les relations entre émergence et concentration métallifère (quelques exemples tunisiens). Livre jubilaire Marcel Solignac. *Ann. Min. Géol.*, Tunis, 26: 479-509.
- FUCHS, Y., 1978.- Sur un exemple de relation entre une minéralisation barytique et un milieu à évaporites; le gîte de Pessens (Aveyron). *Sci. Terre*, Nancy, 22 (2): 127-146.
- FUCHS, Y., 1980.- Sur l'importance des eaux connées pour la formation de certains gisements en milieux évaporitiques. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 1: 433-443.
- FUCHS, Y., 1981.- Les minéralisations des milieux carbonatés de la plateforme épicontinentale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 22: 35-51.
- FUECHTBAUER, H., 1974.- Sediments and Sedimentary Rocks 1. *Sedimentary Petrology Part II, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*, Stuttgart, 464 p.
- GRAULICH, J.M., 1955.- La faille Eifelienne et le Massif de Herve. Ses relations avec le bassin houiller de Liège. *Mem. explic. Cartes géol., min. Belgique, Serv. géol. Belgique*, Bruxelles, 1: 36 p.
- GRAULICH, J.M., 1964.- Excursion du 15 juin 1963. Visite des sondages du Service géologique de Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, Liège, 86: 589-598.
- GRAULICH, J.M., 1967a.- Coupe géologique de la tranchée d'adduction sur les communes de Romsée et de Chaudfontaine. *Prof. Paper Serv. géol. Belgique*, Bruxelles, 1867/5, 5 p.
- GRAULICH, J.M., 1967b.- Sondages pour l'étude hydrologique des eaux chaudes à Chaudfontaine. *Prof. Paper Serv. géol. Belgique*, Bruxelles, 1967/11, 20 p.
- GRAULICH, J.M., 1975.- Le sondage de Bolland. *Prof. Paper Serv. géol. Belgique*, Bruxelles, 1975/9, 39 p.
- GRAULICH, J.M., 1977.- Le sondage de Soumagne. *Prof. Paper Serv. géol. Belgique*, Bruxelles, 139, 1977/2, 55 p.
- GRAULICH, J.M., 1980.- Sondages d'étude du viaduc de Prayon. *Prof. Paper Serv. géol. Belgique*, Bruxelles, 176, 1980/6c, 38 p.
- GRAULICH, J.M., 1983.- L'hydrologie thermique de Chaudfontaine. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 92: 195-212.
- GRAULICH, J.M., 1984.- Coupe géologique passant par les sondages d'Hermalle-sous-Argenteau, Bolland, Soumagne, Soiron, Pépinster 2 et 1 et Jusleville - Commentaires. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 93: 45-49.
- GRAULICH, J.M., 1986.- Réponse à Monsieur Paul Michot au sujet de son article sur la faille des Agueses-Asse et le sondage de Porcheresse. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 95: 27-31.
- GRAULICH, J.M. & VANDENVEN, G. (coll. COEN-AUBERT, M., BOUCKAERT, J., DEJONGHE, L. DUSAR, M.), 1978.- Nouveaux sondages pour l'étude hydrologique des eaux chaudes à Chaudfontaine. *Prof. Paper Serv. géol. Belgique*, Bruxelles, 152, 1978/4, 70 p.
- GRAULICH, J.M., DEJONGHE, L. & CNUUDE, C., 1984.- La définition du synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 93: 79-82.
- GRAULICH, J.M. & DEJONGHE, L., 1986.- Le bien-fondé de la notion de Synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 95: 35-43.
- GRIGOR'EV, D.P., 1965.- Ontogeny of minerals (translation from the russian of Ontogeniya Mineralov Izzdatel'stvo L'vskogo Universita, 1961. *Israel program for scientific translations*, Jerusalem, 250 p.
- GWOSDZ, W. & KREBS, W., 1977.- Manganese halo surrounding Meggen ore deposit, Germany. *Trans. Inst. Min. Metall.*, London, B, 86: 73-77.
- HAGNI, R.D., 1976.- Tri-State Ore Deposits: The Character of their Host Rocks and their Genesis. *In: Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*, Edit. Wolf, Elsevier, Amsterdam, 6: 457-494.
- HANCE, L., 1979.- Révision micropaléontologique du Dinantien de Horion-Hozémont. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 88: 253-271.
- HANOR, J.S. & BARIA, L'R., 1977.- Controls of the distribution of barite deposits in Arkansas. *In: Symposium on the geology of the Ouachita mountains*, Edit. Stones, II: 42-49.
- HARBEN, P.W. & BATES, R.L., 1984.- Geology of the Nonmetallics. *Metal Bulletin Inc.*, New York, 393 p.
- HARDIE, L.A. & EUGSTER, H.P., 1971.- The depositional environment of marine evaporites: a case for shallow clastic accumulation. *Sedimentology*, 16: 187-220.
- HARTMANN, M. & NIELSEN, H., 1969.- $\delta^{34}\text{S}$ Werte in rezenten Meeres-sedimenten und ihre Deutung am Beispiel einiger Sediment - profile aus der westlichen Ostsee. *Geol. Rundschau*, 58: 621-655.
- HEWETT, F., 1907.- A new occurrence of vanadium in Peru. *Eng. Mining J.*, 82: 385.
- HILLEBRAND, W.F., 1907.- The vanadium sulfide, patronite and its mineral associates from Minasaga, Peru. *Amer. J. Sci.*, 24: 141-151.
- HOEFS, J., 1980.- Stable Isotope Geochemistry (2d ed.). *Springer-Verlag*, Berlin, 207 p.
- HOLSER, W.T. & KAPLAN, I.R., 1966.- Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. *Chem. Geol.*, 1: 93-135.
- HOUBAILLE, C., 1982.- Contribution à l'étude des caractères physiques, lithologiques et stratigraphiques des roches aux environs de la limite Frasnien-Famennien, dans les sondages de Havelange, Focant et Soumagne. Mémoire de fin d'études. Université de Liège.
- JACOBS, L., SWENNEN, R., VAN ORSMAEL, J. & VIAENE, W., 1982.- Excursion to Dinantian and Namurian outcrops along the Meuse between Visé and Namur. Tramaka Quarry. Stop 3. *In: The Pre-Permian around the Brabant Massif. Abstracts of the third International Colloquium*, Maastricht, April 19-20, 1982. *Public. Natuurhist. Gen. Limburg*, 32: 67-69.
- JACKSON, S.A. & BEALES, F.W., 1967.- An aspect of Sedimentary basin evolution; the concentration of Mississippian Valley-type ores during late stages of diagenesis. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 15: 383-443.
- JONGMANS, W.J. & VAN RUMMELEN, F.H., 1937.- De bodem van Zuid-Limburg. *Uitgeverij De Torentans*, Zeist, 79 p.
- KERR, P.F., 1945.- Cattierite and Vaesite: New Co-Ni minerals from the Belgian Congo. *Amer. Mineral.*, 30: 483-497.
- KERR, S.D. Jr. & THOMSON, A., 1963.- Origin of nodular and bedded anhydrite in Permian shelf sediments, Texas and New-Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 47: 1726-1732.
- KIMPE, W.F.M., BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., CONIL, R., GROESSENS, E., MEESSEN, J.P.M.Th., POTY, E., STREEL, M., THOREZ, J. & VANGUESTAINE, M., 1978.- Paleozoic deposits east of the brabant massif in Belgium and the Netherlands. *Meded. rijks geol. Dienst*, Haarlem, 30 (2): 37-103.
- KLEMM, D.D., 1962.- Untersuchungen über die Mischkristallbildung im Dreieckdiagramm $\text{FeS}_2\text{-CoS}_2\text{-NiS}_2$ und ihre Beziehungen zum Aufbau der natürlichen «Bravoite». *N. Jb. Miner. Mh.*, Stuttgart, 3/4: 76-91.
- KLEMM, D.D., 1965.- Synthesen und Analysen in den Dreiecksdiagrammen FeAsS-CoAsS-NiAs und $\text{FeS}_2\text{-CoS}_2\text{-NiS}_2$. *N. Jb. Miner. Mh.*, Stuttgart, 103: 205-255.
- KREBS, W., 1981.- The geology of the Meggen ore deposit. *In: Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*, Edit. Wolf, Elsevier, Amsterdam, 8: 509-549.
- KUSAKABE, M. & ROBINSON, B., 1977.- Oxygen and sulfur isotope equilibria in the $\text{BaSO}_4\text{-HSO}_4\text{-H}_2\text{O}$ system from 110 to 350°C and applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Pergamon Press, New York, 41: 1033-1040.
- LACROIX, D., 1972.- Contribution à l'étude stratigraphique et paléocéologique du Mésodévien et du Frasnien du Synclinorium de Namur. Thèse. Université catholique de Louvain, 228 p.
- LACROIX, D., 1974.- Sur la stratigraphie du Mésodévien et du Frasnien du bord Sud du Synclinorium de Namur. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 97: 11-21.
- LACROIX, D., 1987.- Identification de minéraux volcaniques associés à la barite dans le Frasnien du Synclinorium de Namur. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 109: 635-636.
- LAGNY, P., 1980.- Les gisements stratiformes associés aux évaporites: position dans le temps et place dans l'espace des bassins sédimentaires évaporitiques. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 4 (1): 445-478.

- LAGNY, P., 1984.- Milieu récifal et minéralisation plombo-zincifères. In: Géologie et Paléogéologie des récifs, Edit. Geister & Herb, *Inst. géol. Univ. Berne*, 32.1-32.16.
- LAMBRECHT, L. & SWINNEN, J., 1958.- Compte-rendu de l'excursion du 28 juin 1958 dans la région d'Angleur. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 81: 521-528.
- LANGGUTH, H.R. & NIELSEN, H., 1980.- Sulphur isotopes in thermal waters and anhydrites of the Dinantian at the southern margin of the Brabant Massif: preliminary note. *Meded. rijks geol. Dienst, Haarlem*, 32 (13): 101-105.
- LEBEDEV, M., 1967.- Metacolloids in Endogenic Deposits (traduit du russe dans «Monographs in Geoscience»). *Plenum Press*, New York, 298 p.
- LECOMPTE, M., 1960.- Compte-rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 83: 1-134.
- LECOMPTE, M., 1963.- VIe Congrès international de Sédimentologie, Hollande-Belgique 1963, Excursions C-D, Note préliminaire introductive, Bruxelles, 27 p.
- LO CICERO, G. & CATALANO, R., 1976.- Facies and petrography of some messinian evaporites of the Ciminna basin (Sicily). *Mem. Soc. géol. It.*, 16: 63-81.
- LUCAS, J., 1963.- La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine*, 23: 202 p.
- LUNDQVIST, D., 1947.- X-ray studies on the ternary system Fe-Ni-S. *Arkiv. Kemi. Mineral. Geol.* 24A, 22: 1-12.
- MACQUAR, J.C., 1978.- Les concentrations barytiques stratiformes de l'Hettangien supérieur des Causses. Une minéralisation en milieu margino-littoral dans un environnement évaporitique. *Sci. Terre*, Nancy, XXII: 113-126.
- MAILLEUX, E. & DEMANET, F., 1929.- L'échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 38: 124-131.
- McHARGUE, T.R. & PRICE, R.C., 1982.- Dolomite from clay in argillaceous or shales-associated marine carbonates. *J. Sedim. Petrol.*, 52: 873-886.
- MENNING, J.J. & VATAN, A., 1959.- Répartition des dolomies dans le Dinantien des Ardennes. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 14 (4/5): 519-534.
- MERCER, W., 1976.- Minor elements in metal deposits in sedimentary rocks - A review of the recent literature. In: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Edit. Wolf, Elsevier, Amsterdam, 2: 1-27.
- MICHARD, A.G. & COUMOUL, A., 1978.- La sédimentation liasique dans les Causses: contrôle des minéralisations Zn-Pb associées au Lotheringien. *Bull. BRGM, Orléans*, II (2): 57-120.
- MICHOT, P., 1980.- Belgique. In: Géologie des pays européens. France, Belgique, Luxembourg, *Dunod*, Paris: 487-576.
- MICHOT, P., 1986.- De la faille des Aguesses-Asse, par le sondage de Porcheresse, à l'invalidation du concept de Synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 95: 9-25.
- MICHOT, P., 1988.- Le Synclinorium de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 110: 101-188.
- MILLOT, G., 1960.- Silice, silex, silicifications et croissance des cristaux. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine*, 4 (13): 129-146.
- MISERY, A., 1982.- Etude minéralogique et géochimique de quelques types de chapeaux de fer, en Belgique. Contribution à l'établissement d'un guide de prospection pour la recherche de gisements Pb-Zn. *Mém. Sci. Terre*, Université P. et M. Curie, Paris, 82/22, 357 p.
- MONSEUR, G. & PEL, J., 1973.- Reef environment and stratiform ore deposits (Essay of a synthesis of the relationship between them). In: Ores in Sediments. Edit. Amstutz & Bernard, *Springer-Verlag*, Berlin: 195-207.
- MONTY, Cl., BERNET-ROLLANDE, M.C. & MAURIN, A.F., 1982.- Re-interpretation for the Frasnian classical «reefs» of the southern Ardennes, Belgium (Extended Abstract). *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 105: 339-341.
- NETELS, V. & DERIE, R., 1983.- Sur la présence de chalcopyrite et de pyrite nickélique dans les marbres rouges frasnien. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 92: 261-266.
- NICOLINI, P., 1970.- Gîtologie des concentrations minérales stratiformes. Edit. Gauthier-Villars, Paris, 792 p.
- NIELSEN, H., 1965.- Schwefelisotope im marinen Kreislauf und das $\delta^{34}\text{S}$ der früheren Meere. *Geol. Rundschau*, 55: 160-172.
- NOBLE, E.A., 1963.- Formation of ore deposits by water of compaction. *Econ. Geol.*, 58: 1145-1156.
- OGNIBEN, L., 1955.- Inverse graded bedding in primary gypsum of chemical composition. *J. Sedim. Petrol.*, 25: 273-281.
- O'NEIL, J.R., CLAYTON, R.N. & MAYEDA, T.K., 1969.- Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.*, 51: 5547-5558.
- ORGEVAL, J.J., 1976.- Les remplissages karstiques minéralisés: exemple de la mine des Malines (Gard, France). *Mém. h. sér. Soc. géol. France*, 7: 77-83.
- ROUTHIER, P., 1980.- Où sont les métaux pour l'avenir ? Les provinces métallogéniques. Essai de métallogénie globale. *Mém. BRGM, Orléans*, 105: 410 p.
- RUSSEL, M.J., 1974.- Manganese halo surrounding the Tynagh ore deposit, Ireland: a preliminary note. *Trans. Inst. Min. Metall.*, London, B, 83: 65-66.
- RYE, R.O., SHAW, D.R. & POOLE, S.G., 1978.- Stable isotope studies of bedded barite at east Northumberland Canyon in Toquima Range, Central Nevada. *J. Research U.S. Geol. Survey*, 6 (2): 221-229.
- SABOURAUD-ROSSET, C., 1976.- Inclusions solides et liquides dans le gypse. *Trav. lab. géol. Ecole normale supérieure*, Paris, 10: 119 p.
- SABOURAUD, C., MACQUAR, J.-Cl. & ROUVIER, H., 1980.- Les inclusions fluides, témoins et faux-témoins des conditions de dépôt. Quelques exemples pris dans les minéralisations Pb, Zn, Ba, F du sud du Massif Central Français. *Mineral. Deposita*, Berlin, 15: 211-230.
- SAKAI, H., 1968.- Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes. *Geochem. J.*, 2: 29-49.
- SALOMONS, W. & FOERSTNER, V., 1984.- Metals in the Hydrocycle. *Springer-Verlag*, Berlin: 349 p.
- SAMAMA, J.C., 1968.- Contrôle et modèle génétique des minéralisations en galène de type «Red Beds», Gisement de Largentière, Ardèche, France. *Mineral. Deposita*, Berlin, 3: 261-271.
- SAMAMA, J.C., 1980.- Les Paléosurfaces et leur métallogénèse. *Mém. BRGM, Orléans*, 104: 414 p.
- SAMAMA, J.C., MIGUEL de SA, L. & REY, M., 1978.- Les minéralisations plombo-zincifères du Trias ardéchois en tant que pré-évaporites. *Sci. Terre*, Nancy, 22: 167-175.
- SAWKINS, F.J., 1984.- Ore genesis by episodic dewatering of sedimentary basins: Application to giant Proterozoic lead-zinc deposits. *Geology*, 12: 451-454.
- Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 79: 225-246.
- SCHEPS, V. & FRIEDRICH, G., 1983.- Geochemical Investigation of Paleozoic Shales and Carbonates in the Aachen Region. *Mineral. Deposita*, Berlin, 18: 411-421.
- SCHNEIDER, H.J., 1964.- Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the Ladinian geosyncline of the eastern Alps. In: Developments in Sedimentology. Sedimentology and Ore Genesis. Edit. Amstutz, Elsevier, Amsterdam, 2: 29-45.
- SCHULZ, O., 1976.- Typical and nontypical sedimentary ore fabrics. In: Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits, Edit. Wolf, Elsevier, Amsterdam, 3: 295-338.
- SHAW, D.R., POOLE, F.G. & BROBST, D.A., 1969.- Newly discovered bedded barite deposits in East Northumberland Canyon, Nye County, Nevada. *Econ. Geol.*, 64: 245-254.
- SHEARMAN, D.J. & ORTI CABO, F., 1976.- Upper Miocene gypsum: San Miguel De Salinas, S.E. Spain. *Mem. Soc. géol. It.*, 16: 327-339.
- SHIMAZAKI, H., 1971.- Thermochemical stability of bravoite. *Econ. Geol.*, 66: 1080-1082.
- SHIROZU, H. & HIGASHI, S., 1972.- X-ray examination of sericite minerals associated with the Kuroko Deposits. *Clay Sci. (Japan)*, 4: 137-142.
- SMITH, F.W. & HIRST, D.M., 1974.- Analysis of trace elements and fluid inclusions in fluorite from the Ardennes Massif. *Ann. Soc. belge Géol.*, Liège, 97: 281-285.

- SMITH, J.W., DOOLAN, S. & McFARLANE, E.F., 1977.- A sulfur isotope geothermometer for the trisulfide system galena-sphalerite-pyrite. *Chem. Geol.*, 19: 83.
- SONDAG, F., 1981.- Selective extraction procedures applied to geochemical prospecting in an area contaminated by old mine workings. *J. Geochem. Explor.*, 15: 645-652.
- SOULE DE LAFONT, D., 1967.- Les gîtes de fluorine stratiformes de la bordure nord du Morvan. *Chron. Mines Rech. Min.*, 361: 85-108.
- SPRINGER, G., SCHACHNER-KORN, D. & LONG, J.V.P., 1964.- Metastable solid solution relations in the system $FeS_2-CoS_2-NiS_2$. *Econ. Geol.*, 59: 475-491.
- STREEL, M., 1973.- Corrélations palynologiques dans le Tournaisien du synclinorium de Namur. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 82: 397-415.
- SWENNEN, R. & VIAENE, W., 1981.- Lithochemie of some carbonate sections of the Dinantian in the Vesder Region (Belgium). *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 90: 65-80.
- SWINNEN, J., 1958.- Observations sur la tectonique des massifs de Streupas et de Kinkempois. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 81: 209-221.
- TEODOROVICH, G.I., 1958.- Classification des roches silicato-carbonato-argileuses. *Ann. Serv. Inf. géol. BRGM*, Paris (traduction de Razredka i okhrana nedr), 33: 6-11.
- THOREZ, J., 1976.- Practical identification of clay minerals. *Edit. Lelotte*, Dison (Belgique), 90 p.
- THOREZ, J. & DREESEN, R., 1986.- A model of regressive depositional system around the old red continent as exemplified by a field trip in the upper Famennian «Psammites du Condroz» in Belgium. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, 109: 285-323.
- TIMMERHANS, Ch., 1905.- Les gîtes métallifères de la région de Moresnet. *1ère sess. Cong. intern. Mines, Métal., Géol. appl. (sect. Géol. appl.)*, Liège, 2: 297-324.
- TSIEN, H.H., 1974.- Paleocology of Middle Devonian and Frasnian in Belgium. *Int. symp. on Belgian micropaleo. limits*, Namur 1974, Edit. Bouckaert & Streel, Bruxelles, 12: 53 p.
- TSIEN, H.H., 1977.- L'activité récifale au cours du Dévonien moyen et du Frasnien en Europe occidentale et ses particularités en Belgique. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, 97: 57-67.
- TSIEN, H.H., 1980.- Les régimes récifaux dévoniens en Ardenne. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 89: 71-102.
- TSIEN, H.H., 1983.- Paleocology of Devonian reefs and reef builders of Ardennes (Belgium). *1er Congr. int. Paléocéologie* (Lyon), Excursion B, 32 p.
- TSIEN, H.H., 1984.- Récifs du Dévonien des Ardennes. Paléocéologie et structure. *In: Géologie et Paléocéologie des Récifs. Edit. Geister & Herb. Inst. géol. Univ.*, Berne, 7.1-7.34.
- VAN ORSMAEL, J., VIAENE, W. & BOUCKAERT, J., 1980.- Lithochemie of Upper Tournaisian and Lower Viséan Carbonate Rocks in the Dinant Basin, Belgium: A preliminary study. *Meded. rijks geol. Dienst*, Haarlem, 32/12: 96-100.
- VAN TASSEL, R., 1960.- Anhydrite, célestine et barytine du Givetien au sondage de Tournai. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 69: 351-361.
- VAN WAMBEKE, L., 1956.- La minéralisation des tonalites de La Helle et de Lammersdorf et leurs relations avec les autres minéralisations. *Bull. Soc. belge Géol. Pal. Hydr.*, Bruxelles, 64: 534-581.
- VAUGHAN, D.J., 1969.- Zonal variation in bravoite. *Amer. Mineral.*, 54: 1075-1083.
- WILSON, J.L., 1975.- Carbonate facies in Geologic History. *Springer-Verlag*, Berlin, 471 p.
- ZIMMERMAN, R.A., 1976.- Rhythmicity of barite-shale and of Sr in strata-bound deposits of Arkansas. *In: Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*, Edit. Wolf, Elsevier, Amsterdam, 3: 339-353.





