ISSN 0408-9510

MINISTERE DES AFFAIRES ECONOMIQUES
ADMINISTRATION DE LA
QUALITE ET DE LA SECURITE

MINISTERIE VAN ECONOMISCHE ZAKEN
BESTUUR
KWALITEIT EN VEILIGHEID

Mémoires pour servir à l'Explication
des Cartes Géologiques et Minières
de la Belgique.
N° 40

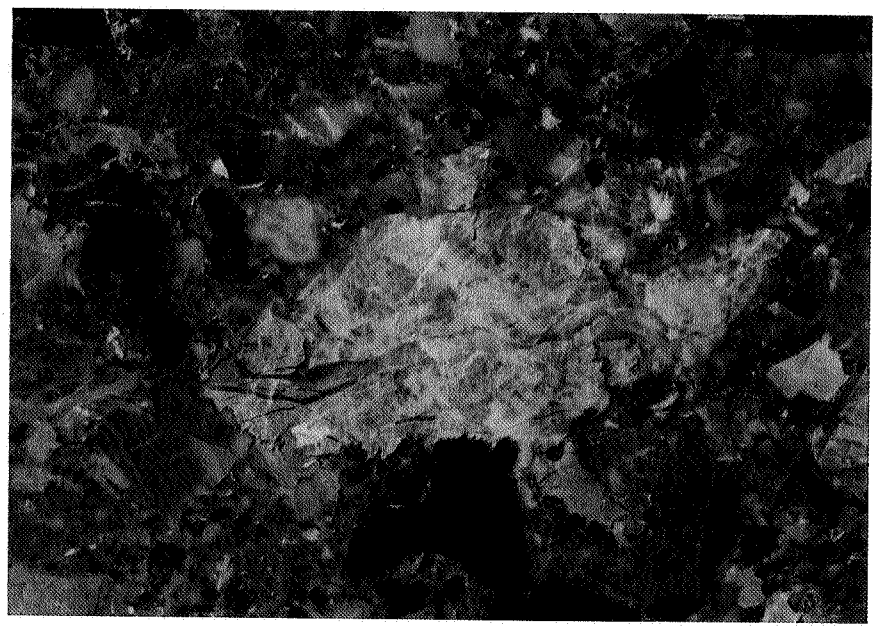
Toelichtende Verhandelingen
voor de Geologische en Mijnkaarten
van België.
Nr 40

Etude sédimentologique de la Grande brèche viséenne ("V3a") du bassin de Namur-Dinant

par

Thierry De Putter

1995



Mém. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique - Toelicht. Verhand. Geologische en Mijnkaarten van België
1995 , N. 40, 272 p., 51 fig., 21 pl.

Etude sédimentologique de la Grande brèche viséenne ("V3a") du bassin de Namur-Dinant

par

Thierry De Putter

1995

Edition
Imprimerie du Ministère des Affaires Economiques
Rue de Mot, 24 - 1040 Bruxelles
Juin 1995

Comité éditorial : L. Dejonghe, P. Laga, R. Paepe
Service Géologique de Belgique
Rue Jenner, 13 - 1040 Bruxelles

Uitgeverij
Drukkerij van het Ministerie van Economische Zaken
De Motstraat, 24 - 1040 Brussel
Juni 1995

Editeur : L. Dejonghe, P. Laga, R. Paepe
Belgische Geologische Dienst
Jennerstraat, 13 - 1040 Brussel

Remerciements

Au terme de ce travail, il m'est particulièrement agréable de remercier celles et ceux qui m'ont permis de le mener à bien.

Je pense tout d'abord à mon patron, Alain Herbosch, sans qui ce travail n'aurait jamais vu le jour, puisqu'à partir de l'impulsion initiale – qu'il a lui–même suscitée –, il en a suivi tous les progrès. Il a été, tout au long de ma recherche, mon principal interlocuteur et a joué son rôle de promoteur avec constance et égalité d'humeur, même au travers de nos divergences de vue occasionnelles. Je lui suis infiniment reconnaissant d'avoir su canaliser ma recherche sans la museler et de m'avoir conduit à tirer de mes interrogations le meilleur parti, sans me laisser m'y enliser.

Au–delà de ce travail, je lui serai pour longtemps redevable d'une certaine idée de la recherche, ouverte et tolérante, qui est certainement la chose la plus précieuse qu'il m'ait, avec Raphaël Conil – aujourd'hui disparu – et contre vents et marées, transmise.

Jean–Marie Rouchy est la seconde personne que je tiens à remercier très vivement ici. Sa disponibilité et son attention constantes m'ont été des plus précieuses. Sans se formaliser des prises de position peu nuancées de mes débuts, il a su me guider vers une modération plus constructive et faire progresser ainsi ma recherche d'une manière que je ne saurais assez dire.

Eric Mercier fut certainement le plus enthousiaste de mes collaborateurs. Les pages qui suivent permettront d'apprécier l'ampleur de l'apport du tectonicien ... mais elle ne diront pas combien son approche dépourvue d'à priori et d'idées préconçues m'a aidé à faire «table rase» des conceptions les plus «sentimentales» et les moins rationnelles héritées de mes prédécesseurs. Qu'il en soit remercié ...

Jean–Louis Mansy sut – à chaque fois que nous avons discuté ensemble – trouver le grain de sable qui empêchait la «machine» de fonctionner. Un peu dérouté au début, j'ai finalement apprécié sa verve caustique et son esprit critique qui ont contribué à l'amélioration de plus d'une idée qu'Eric Mercier et moi–même lui soumettions.

Je tiens à remercier aussi les collaborateurs plus occasionnels qui, au travers d'une conversation ou par les analyses qu'ils ont effectuées, ont permis à ce travail de progresser : C. Pierre ainsi que F. Boulvain, L. Dejonghe, A. Delmer, B. Delcambre, Y. de Magnée, F. Derycke, E. Groessens, E. Keppens, D. Korn, M. Laloux, J.–M. Marion, P. Muchez, H. Pirlet et E. Poty.

Il me faut également remercier l'I.R.S.I.A. de m'avoir permis de mener à bien ces recherches en les subsidiant.

J'ai tiré le plus grand profit des conversations que j'ai eues avec F. Boulvain et D. Bariaux. Plus encore que ses qualités scientifiques exceptionnelles, j'ai apprécié particulièrement la rigueur morale, l'honnêteté sans faille et le soutien amical de F. Boulvain. D. Bariaux m'a appris à considérer les choses avec plus de détachement que je ne le faisais – même s'il me faut avouer que, dans ce domaine, il me reste du chemin à parcourir ...

Sans G. Bernardinis, je n'aurais pas eu à remercier les scientifiques dont le nom figure ci–dessus car je n'aurais pas même commencé à travailler ! Giovanni a en effet réalisé avec le plus grand soin près d'un millier de lames minces, dans l'anhydrite, qu'il avait peu pratiquée auparavant et dans des brèches dont les blocs, cimentés depuis 300 millions d'années, n'attendaient qu'un coup de scie pour se déliter ...

Bien plus de la moitié des dessins de cette thèse sont l'oeuvre de N. Cromps, dont la patte est aussi sûre que l'esprit est curieux et aiguisé. Je remercie également l'ensemble du Personnel Technique et Administratif du Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement de l'U.L.B. pour sa cordialité et son soutien permanents. Merci aussi à J. Jottard, photographe, qui a mis ses talents au service de mes (peu engageants) microfaciès ...

Enfin, je souhaite redire ici ma gratitude à ma famille et à mon épouse. C'est à mes parents que je dois d'avoir pu entreprendre des études universitaires et d'avoir pu les poursuivre si longuement. C'est l'occasion pour moi de dire ici combien je leur suis reconnaissant, de leur amour et de leur soutien constant.

Mon épouse a supporté la Grande brèche avec courage, pataugeant avec moi dans les eaux saumâtres des cuvettes évaporitiques et m'écoutant patiemment lui expliquer l'origine de la brèche de Landelies ! Elle a affronté le plus dur, c'est–à–dire les doutes, la lassitude (et quelquefois aussi la mauvaise humeur) des derniers mois. Son soutien et son amour sont, pour une grande part, à l'origine de l'énergie que j'ai employée à achever ce travail.

Thierry De Putter,
Décembre 1992

« La vérité est rarement pure et jamais simple »
(O. Wilde)

Table des matières

1. Introduction 1

2. Historique 3

2.1. Introduction 3
2.2. Les travaux antérieurs 3
2.2.1. Les précurseurs 3
2.2.2. L'«ère de Dorlodot» (1895–1910) 8
2.2.3. De 1910 à 1922 15
2.2.4. L'«ère Kaisin–Cayeux» (1922–1946) 20
2.2.5. Les recherches récentes (1946–1972) 29
2.2.6. L'avènement des «brèches de dissolution» (depuis 1976) 39
2.3. Conclusion 43

3. Position stratigraphique de la Grande brèche 45

Avant–propos 45
3.1. Les conceptions antérieures à 1960 45
3.2. Les conceptions postérieures à 1960 46
3.2.1. Situation générale (pour l'ensemble du Bassin franco-belge) 46
3.2.2. Cas particuliers de datation du faciès bréchique 46
3.2.3. Sur la constance stratigraphique de la Grande brèche 46

4. Lithofaciès de la brèche, microfaciès carbonatés et pseumorphoses évaporitiques des éléments de la Grande brèche 49

Avant–propos 49
4.1. Lithofaciès de la brèche 49
4.1.1. Introduction 49
4.1.2. Faciès de la brèche grise ou rouge du Bassin de Dinant 50
4.1.3. Faciès de la brèche de Landelies («Massif de la Tombe») 51
4.1.4. Faciès des brèches de Namur (Bassin de Namur) 51
4.2. Microfaciès carbonatés des éléments de la brèche 52
4.2.1. La notion de microfaciès et ses limitations dans la présente étude 52
4.2.2. Description et interprétation des microfaciès carbonatés 55
4.2.2.1. Observations 55
4.2.2.2. Conclusions 65
4.3. Pseudomorphoses évaporitiques carbonatées et siliceuses des éléments de la brèche 66
4.3.1. Pseudomorphoses carbonatées du gypse 66
4.3.1.1. Les cristaux lenticulaires biconvexes 66
4.3.1.2. Les poecilotopes 66
4.3.2. Pseudomorphoses carbonatées de l'anhydrite 67
4.3.2.1. Les pseudomorphoses carbonatées d'anhydrite nodulaire 67
4.3.2.2. Les porphyrotopes et fissures «gainées» 67
4.3.3. Pseudomorphoses siliceuses de minéraux évaporitiques 68

4.3.4. *Problematica* 68
4.3.4.1. Fissures à cimentation en «fer de lance» 68
4.3.4.2. Les cristaux triangulaires 69

5. Rythmicité sédimentaire, séquences de «shallowing–upward» et émersions 71

5.1. Introduction 71
5.2. Des causes de la rythmicité sédimentaire 71
5.3. La situation au Viséen supérieur 72
5.3.1. Les séquences de «*shallowing–upward*» du «V3a» du bassin franco–belge (région de Saint–Ghislain exceptée) 72
5.3.1.1. Avant–propos 72
5.3.1.2. Les séquences de «*shallowing–upward*» 73
5.3.1.3. Discussion 74
5.3.2. Les séquences de «*shallowing–upward*» de la région de Saint–Ghislain 74
5.3.2.1. Avant–propos 74
5.3.2.2. Les séquences 74
5.3.2.3. Discussion 75
5.4. Conclusion 75

6. Introduction au cadre tectonique 77

6.1. Avant–propos 77
6.2. L'héritage post–calédonien et la base du Dinantien 77
6.3. Les prémices de l'orogène varisque 77
6.4. La déformation varisque 78
6.4.1. Présentation schématique 78
6.4.1.1. Les observations 78
6.4.1.2. Modèle tectonique explicatif 78
6.4.1.2.1. Le modèle théorique 78
6.4.1.2.2. Application du modèle 78
6.4.1.3. Structure de l'Allochtone ardennais 80
6.4.1.4. La «flèche» du charriage 80
6.4.2. Les interactions entre l'orogène varisque et le problème étudié 81

7. Le domaine bréchique 83

Avant–propos 83
7.1. Bassin de Namur 84
7.1.1. La brèche des «Rochers des Grands Malades» (Bouge) 84
7.1.1.1. Localisation et description de la coupe 84
7.1.1.2. Analyse sédimentologique 88
7.1.1.2.1. Microfaciès carbonatés 88
7.1.1.2.2. Pseudomorphoses évaporitiques 89
7.1.1.3. Discussion des observations 89
7.2. Bassin de Dinant 91
7.2.1. La brèche du sondage de Corenne 91

7.2.1.1. Localisation, description du sondage et position stratigraphique 91
7.2.1.2. Analyse sédimentologique 93
7.2.1.2.1. Microfaciès carbonatés 93
7.2.1.2.2. Pseudomorphoses évaporitiques et vestiges anhydritiques 94
7.2.1.2.3. Matrice de la brèche 94
7.2.1.3. Contexte structural 94
7.2.1.4. Discussion des observations 97
7.2.2. La brèche de la coupe d'Anhée–Moulins 98
7.2.2.1. Localisation et description de la coupe 98
7.2.2.2. Analyse sédimentologique 102
7.2.2.2.1. Microfaciès carbonatés 102
7.2.2.2.2. Micro–organismes ferro–oxydants 102
7.2.2.2.3. Pseudomorphoses évaporitiques 103
7.2.2.3. Discussion des observations 103
7.2.3. La brèche de la carrière des Petons (Yves–Gomezée) 104
7.2.3.1. Localisation et description de la coupe 104
7.2.3.2. Analyse sédimentologique 108
7.2.3.2.1. Microfaciès carbonatés 108
7.2.3.2.2. Pseudomorphoses évaporitiques 108
7.2.3.2.3. Ciment anhydritique des brèches liviennes 108
7.2.3.2.3.1. Description 108
7.2.3.2.3.2. Discussion 109
7.2.3.2.4. Les micro–stromatolithes ferro–oxydants 110
7.2.3.2.4.1. Description 110
7.2.3.2.4.2. Environnement et discussion 110
7.2.3.3. Analyse tectonique 112
7.2.3.3.1. Observations 112
7.2.3.3.2. Discussion des observations 112
7.2.3.4. Discussion générale des observations 114
7.2.4. Autres coupes de brèche du Bassin de Dinant 115
7.2.4.1. L'Avesnois (Nord de la France) 115
7.2.4.2. Les brèches de la vallée de la Molignée et le problème de la «Petite brèche» 115
7.2.4.2.1. La Grande brèche 115
7.2.4.2.2. La «tranchée du Scrépia» et la «Petite brèche» 116
7.2.4.2.2.1. Historique et observations 116
7.2.4.2.2.2. Discussion des observations et nature de la «Petite brèche» 116
7.3. Les «lambeaux de poussée» 118
7.3.1. Le «Massif de la Tombe» et l'«Ecaille des Gaux» 118
7.3.1.1. La brèche de Landelies 118
7.3.1.1.1. Localisation et description des principaux affleurements 118
7.3.1.1.2. Analyse sédimentologique de la brèche de Landelies 119
7.3.1.1.2.1. Microfaciès carbonatés 119
7.3.1.1.2.2. Pseudomorphoses évaporitiques 119
7.3.1.1.3. Analyse structurale de la région 120
7.3.1.1.3.1. Présentation générale du «Massif de la Tombe» 120
7.3.1.1.3.2. Esquisse géologique et analyse structurale de la carrière Dullière 121
7.3.1.1.3.2.1. Esquisse géologique de la carrière Dullière 121

7.3.1.1.3.2.2. Analyse structurale de la carrière Dullière 122
7.3.1.1.3.2.2.1. La partie nord–est de la carrière 122
7.3.1.1.3.2.2.1.1. Étude structurale des plis couchés 122
7.3.1.1.3.2.2.1.2. Étude structurale des failles normales 126
7.3.1.1.3.2.2.1.3. Les stries de la bordure nord–est de la carrière et leur signification 126
7.3.1.1.3.2.2.1.4. Le contact brèche–V3b 127
7.3.1.1.3.2.2.2. La partie sud de la carrière 127
7.3.1.1.3.2.2.2.1. Le contact brèche–V2b 129
7.3.1.1.3.2.2.2.2. Étude structurale des affleurements de V2a et V2b 129
7.3.1.1.3.3. Esquisse géologique de la carrière des Calcaires de la Sambre 129
7.3.1.1.4. Discussion des observations 133
7.3.1.1.4.1. Carrière Dullière 133
7.3.1.1.4.2. Carrière des Calcaires de la Sambre 136
7.3.1.1.5. Proposition d'un modèle tectono–sédimentaire et conclusions 137
7.3.1.1.5.1. Le modèle 137
7.3.1.1.5.2. Discussion 139
7.4. Conclusions générales de l'étude du domaine bréchique 142

8. Le domaine non bréchique 143

Avant–propos 143
8.1. Bassin de Namur 144
8.1.1. Le sondage de Saint–Ghislain 144
8.1.1.1. Intérêt l'étude et historique des découvertes 144
8.1.1.2. Localisation du sondage, position stratigraphique et decription de l'intervalle étudié 145
8.1.1.2.1. L'anhydrite 148
8.1.1.2.2. Les carbonates 149
8.1.1.3. Analyse sédimentologique 151
8.1.1.3.1. Microfaciès des carbonates 151
8.1.1.3.1.1. Observations 151
8.1.1.3.1.2. Interprétation 151
8.1.1.3.2. Faciès des sulfates 153
8.1.1.3.2.1. Faciès du gypse 153
8.1.1.3.2.1.1. Les vestiges de gypse sélénite 153
8.1.1.3.2.1.2. Les poecilotopes 153
8.1.1.3.2.2. Faciès de l'anhydrite 154
8.1.1.3.2.3. Quel environnement de dépôt pour les sulfates de Saint–Ghislain ? 155
8.1.1.4. Discussion des observations et proposition d'un modèle 157
8.1.1.4.1. Cadre général 157
8.1.1.4.2. Caractéristiques de la région de Saint–Ghislain 158
8.1.2. La région de Thon–Samson – Andenne – Seilles 160
8.1.2.1. La coupe de Thon–Samson 161
8.1.2.1.1. Localisation et description de la coupe 161
8.1.2.1.2.Position stratigraphique et analyse sédimentologique 163

8.1.2.1.2.1. Position stratigraphique 163
8.1.2.1.2.2. Analyse sédimentologique 163
8.1.2.1.2.2.1. Microfaciès carbonatés 163
8.1.2.1.2.2.1.1. Discussion des observations 164
8.1.2.1.2.2.2. Pseudomorphoses évaporitiques 164
8.1.2.2. La coupe d'Andenelle 165
8.1.2.2.1. Localisation et description de la coupe 165
8.1.2.2.2. Position stratigraphique et analyse sédimentologique 167
8.1.2.2.2.1. Position stratigraphique 167
8.1.2.2.2.2. Analyse sédimentologique 167
8.1.2.2.2.2.1. Microfaciès carbonatés 167
8.1.2.2.2.2.2. Discussion des observations 169
8.1.2.2.2.2.3. Pseudomorphoses évaporitiques 169
8.1.2.3. La coupe de Tramaka 169
8.1.2.3.1. Localisation et description de la coupe 169
8.1.2.3.2. Position stratigraphique et analyse sédimentologique 172
8.1.2.3.2.1. Position stratigraphique 172
8.1.2.3.2.2. Analyse sédimentologique 173
8.1.2.3.2.2.1. Microfaciès carbonatés 173
8.1.2.3.2.2.2. Discussion des observations 173
8.1.2.3.2.2.3.Pseudomorphoses évaporitiques 174
8.1.2.4. Discussion régionale : le «V3a» de Thon–Samson à Tramaka 174
8.1.2.4.1. Discussion des observations de la coupe de Thon–Samson 174
8.1.2.4.2. Discussion des observations de la coupe d'Andenelle 174
8.1.2.4.3. Discussion des observations de la coupe de Tramaka 175
8.1.2.4.4. Discussion régionale 176
8.1.3. La région du Boulonnais 177
8.1.3.1. Prséentation schématique des données de la littérature 177
8.1.3.2. Discussion 178
8.2. Conclusions générales de l'étude du domaine non bréchique 178

9. Diagenèse 181

9.1. Introduction 181
9.2. Le domaine bréchique 182
9.2.1. La brèche de Landelies 182
9.2.1.1. Observations en cathodoluminescence et résultats des analyses isotopiques 182
9.2.1.2. Discussion des observations 184
9.2.2. La brèche de la régiond'Anhée–Moulins 184
9.2.2.1. Observations en cathodoluminescence et résultats des analyses isotopiques 184
9.2.2.2. Interprétation des résultats 186
9.2.3. La brèche des Petons (Yves–Gomezée) 186
9.2.3.1. Observations en cathodoluminescence et résultats des analyses isotopiques 186
9.2.3.2. Discussion des observations 187
9.3. Domaine non bréchique 188
9.3.1. Bassin de Namur 188

9.3.1.1. La région de Thon–Samson et environs 188
9.3.1.1.1. Observations en cathodoluminescence et résultats des analyses isotopiques 188
9.3.1.1.2. Discussion des observations 189
9.3.1.2. Le sondage de Saint–Ghislain 190
9.3.1.2.1. Diagenèse des carbonates 190
9.3.1.2.1.1. Observations en cathodoluminescence et résultats des analyses isotopiques ($^{18}O/^{13}C$) 190
9.3.1.2.1.2. Discussion des observations 191
9.3.1.2.2. Analyse isotopique ($^{18}O/^{34}S$) des anhydrites du sondage 194
9.3.1.2.2.1. Résultats analytiques 194
9.3.1.2.2.2. Discussion des observations 194
9.3.1.3. La région de Boulogne 195
9.3.1.3.1. Observations en cathodoluminescence et résultats des analyses isotopiques 195
9.3.1.3.2. Discussion des observations 195

10. Conclusions 197

Avant–propos 197
10.1. Paléogéographie et sédimentologie de la plate–forme carbonatée et évaporitique franco–belge au Viséen supérieur («V3a») 197
10.1.1. Le cadre régional 197
10.1.2. Rampe ou plate–forme ? 197
10.1.3. Les dépôts de la plate–forme au «V3a» 198
10.2. Histoire de la bréchification dans son contexte diagénétique et structural 199
10.2.1. La situation à la fin du «V3a» 199
10.2.2. L'après–«V3a» et les prémices de l'orogène varisque (Namurien) 202
10.2.3. Autour de l'épisode paroxysmal westphalien 203
10.2.4. L'après–paroxysme westphalien 204
10.3. Conclusions générales 205

Postface 207

Planches 209

Références bibliographiques 253

1. INTRODUCTION

Il y a quelques années, je choisissais – en accord avec mon promoteur – d'effectuer une nouvelle étude de la Grande brèche; celle–ci devait déboucher sur la rédaction d'une thèse de doctorat.
À ce moment, je ne savais pas très bien à quoi je m'engageais. Je n'avais entendu parler de cette brèche qu'au cours de "Géologie de la Belgique"donné par R. Conil à Louvain; encore dois–je avouer que ce point précis du cours n'avait pas retenu mon attention outre mesure, en raison peut–être de son faible intérêt micropaléontologique. J'étais en outre totalement inconscient d'avoir choisi pour sujet de mon étude l'un des objets géologiques les plus controversés du Paléozoïque belge ...
Cependant, je refis assez rapidement connaissance : le dossier de la Grande brèche était (très) épais et les derniers éléments y avaient été versés en 1986, peu avant que je ne reprenne le sujet. Pour commencer mon étude, je choisis de tester l'hypothèse, proposée cette même année, par les membres du laboratoire où j'entreprenais le travail. On m'a reproché d'avoir trop vite choisi *une* des hypothèses en présence et d'avoir tenté de la démontrer, sans accorder assez d'attention à celles des contradicteurs. Je ne puis nier ce point, mais la progression de l'étude allait se charger de rappeler à mon bon souvenir ces autres hypothèses, un peu trop vite délaissées.
Assez rapidement en effet, je compris que la brèche ne pouvait s'être formée très précocément comme je le pensais d'abord. Parallèlement, je compris que l'étude sédimentologique des seuls carbonates ne me donnerait jamais la clé du problème, puisque la bréchification n'était manifestement pas synsédimentaire. En fait, deux axes de recherches s'offraient à moi : l'étude des évaporites de Saint–Ghislain et l'étude des sites et carrières où l'empreinte de la tectonique paraissait prépondérante. La nécessité d'une étude plus approfondie des évaporites découlait du lien, qui avait été évoqué par plusieurs auteurs avant moi, existant entre la présence d'évaporites et la bréchification. L'étude structurale s'imposait si je ne voulais pas renoncer à expliquer la genèse de la brèche rouge de Landelies, par exemple, sur l'origine de laquelle une bonne part du débat historique portait.
Historiquement, je commençai par l'étude des évaporites. J'eus la chance de disposer du matériel, bien conservé pour le sous–étage "V3a", du sondage de Saint–Ghislain et, par ailleurs, de trouver en la personne de J.–M. Rouchy un *mentor* puis un collaborateur, agréable, toujours disponible et efficace. À mesure que progressait ma compréhension du domaine évaporitique viséen franco–belge, je sentais croître la nécessité d'aborder les domaines les plus tectonisés, d'autant que J.–M. Rouchy avait suggéré maintes fois l'existence d'un lien entre évaporites, bréchification et orogène varisque.
L'opportunité d'aborder les problèmes tectoniques, à l'étude desquels ma formation antérieure m'avait peu préparé, me fut fournie par une rencontre avec E. Mercier. Une collaboration efficace (autant qu'enthousiaste) s'ensuivit, qui nous permit, en combinant les arguments sédimento–diagénétiques et tectoniques, de mieux comprendre la genèse de la "fameuse" brèche rouge de Landelies et son insertion dans le contexte régional.
La suite de l'étude s'imposait d'elle–même : la formation de la brèche était manifestement un fait géologique déterminé par 3 facteurs principaux : les caractéristiques sédimentologiques des dépôts liviens, y compris la présence éventuelle d'évaporites en leur sein, leur évolution diagénétique et leur implication dans la tectonogenèse varisque. Il "suffisait" alors de déterminer la part de chacun des paramètres dans les différents affleurements soumis à l'étude ...
L'étude de la Grande brèche n'est l'apanage d'aucun spécialiste. Elle est une formation géologique au sens le plus large et son étude ne peut être ni locale, ni seulement sédimentologique, diagénétique ou structurale, car aucune de ces approches n'épuise le problème de sa genèse. Elle requiert par contre du géologue un peu de diplomatie et, surtout, une grande capacité à s'ouvrir aux apports de ces disciplines et à les intégrer : c'est incontestablement cet aspect qui a fait, à mes yeux, tout l'intérêt de son étude.

2. HISTORIQUE

" Ce qui a été fait demeure; chercher est utile, faire face aux problèmes est éternel "
(Copie du 15e siècle BC d'un acte de construction de Sésostris Ier, 20e siècle BC).

2.1. Introduction

Il eût été inconvenant, voire malhonnête, de rédiger un nouveau travail sur le problème de la Grande brèche sans faire état des recherches antérieures. Ces dernières sont très nombreuses et je me devais d'en rappeler les résultats. Il me fallait donc commencer mon propre travail par un "historique" de la question. Mais il restait à résoudre une alternative : allais–je rédiger un historique strictement "objectif" ou un historique "commenté" ?
Après réflexion, j'ai opté finalement pour une solution de compromis. L'historique présenté ci–dessous tend vers l'objectivité car il fait une large place aux citations originales des auteurs qui m'ont précédé (citations entre guillemets et en petits caractères).
Mais d'autre part, il y a une certaine hypocrisie à prétendre à l'objectivité absolue. Tout d'abord, le choix des citations est déjà empreint d'une certaine subjectivité (même inconsciente). Ensuite, il me paraît improbable que l'on puisse rédiger le commentaire, la "trame historique" dans laquelle s'insèrent les citations sans subir aucune influence de ses propres idées. C'est la raison pour laquelle la "subjectivité" avouée d'un historique commenté me paraît préférable à celle, plus insidieuse, d'un historique prétendûment "objectif".
Je livrerai donc ci–dessous un historique commenté de la question que j'étudie, pour les raisons que j'ai déjà dites mais aussi parce que je ne prétends pas abstraire le sujet étudié de sa propre histoire. Le problème de la Grande brèche ne se pose pas subitement, aujourd'hui, dans l'absolu et il serait évidemment présomptueux de considérer que les pages qui suivent ne doivent rien aux réflexions antérieures. Bien au contraire, tout ce que je pourrais écrire sur ce qui a déjà été dit et tout ce que je pourrais proposer à mon tour doit être replacé dans la perspective d'une évolution, à laquelle mes recherches appartiennent et dont il n'y a pas lieu de penser qu'elle s'arrêtera au point final de ce travail ...

2.2. Les travaux antérieurs

2.2.1. Les précurseurs

Dans la première moitié du 19e siècle, la présence de brèche dans les sédiments du Paléozoïque franco–belge est mentionnée épisodiquement par des auteurs tels que d'Omalius d'Halloy (1809, 1842) ou Cauchy (1825). Ces auteurs ont livré des monographies essentiellement descriptives, où les tentatives d'interprétation des observations sont le plus généralement absentes.
En 1853, d'Omalius d'Halloy affirme que les brèches anthraxifères (*sic*, carbonifères) :

> "sont le résultat du fendillement sur place du calcaire, fendillement occasionné par les phénomènes qui ont disloqué et plissé les couches" (cité par Gosselet, 1888, pp. 660–661).

Onze ans plus tôt, d'Omalius d'Halloy (1842) avait daté ces phénomènes de plissement (qui correspondent en fait à l'orogène varisque) du Permien et établi un lien implicite entre ces processus et l'état fracturé de certains calcaires carbonifères (p. 101). Il est intéressant de noter qu'à ce moment, d'Omalius d'Halloy défend une hypothèse qui ne paraît pas exempte de

contradictions internes : au fendillement "sur place" (rendant compte du faible émoussé des blocs) s'opposerait en effet un processus de bréchification dynamique qui, selon toute vraisemblance, n'eût pas produit une bréchification in situ.

Cette contradiction n'a pas échappé à Briart (1893) qui, dans un travail dont il sera question plus loin, affirme :

> "Il est évident qu'on ne doit pas attacher à ce mot "sur place" un sens trop restreint" (p. 99).

En 1860, dans son "Mémoire sur les terrains primaires de la Belgique, des environs d'Avesnes et du Boulonnais", Gosselet adopte l'opinion de d'Omalius d'Halloy sur l'origine de la brèche (Gosselet, 1860, p. 120, cité par Gosselet, 1888, p. 661). Il montre en outre que la brèche est :

> "subordonnée au calcaire, qu'elle est recouverte par des bancs réguliers de calcaire noir et qu'elle y passe insensiblement" (Gosselet, 1860, cité par Gosselet, 1888, p. 661).

L'auteur admet que la brèche s'est formée sur place par suite du fendillement du calcaire et de la pénétration d'argile rouge dans les fentes. Cette argile aurait une origine intérieure, "geysérienne" (Gosselet, 1860, cité par lui–même en 1888, p. 661). Par contre, Gosselet se démarque de d'Omalius d'Halloy en ce qui concerne l'âge de la bréchification : il réfute l'âge permien proposé par ce dernier auteur et lui préfère un âge crétacé, en raison d'analogies assez obscures avec d'autres dépôts "geysériens" du même âge (Gosselet, 1860, cité par lui–même en 1888, p. 661).

Quelques années plus tard, en 1863, Dupont reconnaît que le calcaire bréchiforme, très développé en Belgique, accompagne toujours le calcaire à Productus giganteus (Dupont, 1863, cité par Gosselet, 1888, p. 662) (*Productus* (*Gigantoproductus*) *giganteus* Martin est un guide du Viséen supérieur); il est ainsi le premier auteur à attribuer à la brèche une constance stratigraphique. Toutefois, cette dernière nous apparaît aujourd'hui assez approximative puisque le fossile–guide sur laquelle elle repose caractérise un intervalle stratigraphique assez étendu (Viséen supérieur).

Dans "l'Ardenne", Gosselet (1888) déduit de la généralité de la brèche à l'échelle du bassin et de sa position stratigraphique constante, que celle–ci devait avoir pour origine un phénomène commun à tout le bassin (p. 662). Il s'interroge sur le transport qu'ont subi les blocs et conclut que celui–ci n'a pu être très important en raison de la forme anguleuse des blocs mais n'a pu non plus être nul car, dit–il :

> "Les belles brèches contiennent des morceaux de marbre différents par leur couleur et par leur origine" (p. 662).

L'auteur suppose qu'ils ont été arrachés à des rochers voisins déjà consolidés.

> "Mais", affirme–t–il ensuite, "on n'a pas encore observé de traces de ravinement entre la brèche et les couches sous–jacentes" (p. 662).

Poursuivant son raisonnement, Gosselet pose l'hypothèse suivante : si le "poudingue" du "Banc d'Or" de Bachant et la brèche s'avéraient contemporains, les deux formations indiqueraient que :

> "au milieu de l'époque carbonifère supérieure, il se produisit une émersion suivie de la formation de roches clastiques littorales" (p. 662).

On notera que les résultats d'une étude sédimentologique récente du "Banc d'Or" rejoignent les conclusions émises plus d'un siècle plus tôt par Gosselet en ce qui concerne le caractère émersif de ce niveau (Huyghe *et al.*, 1991).
Enfin, conclut l'auteur :

> "On doit remarquer que les fragments de la brèche et les galets du poudingue sont en marbre, dont la structure et la dureté ne diffèrent pas de celles des bancs réguliers du calcaire carbonifère; on doit donc admettre que la consolidation et le durcissement de la roche se produisaient rapidement et suivaient de très près la sédimentation" (p. 662)

En 1888, la première interprétation de la Grande brèche se résume donc à peu près de la manière suivante :
- La brèche est générale (à l'échelle du Bassin) et occupe partout le même niveau stratigraphique (celui du calcaire à Productus giganteus); elle doit donc avoir pour origine un phénomène commun à tout le Bassin.
- Elle s'est formée par fendillement sur place du calcaire; la lithification a dû se produire très rapidement après la sédimentation.
- La diversité des blocs implique qu'il y a eu transport à partir de zones où le sédiment était déjà lithifié cependant que leur faible émoussé plaide en défaveur d'un trop long transport.
- Enfin, il n'y a aucune trace de ravinement entre la brèche et les niveaux sous–jacents et, d'autre part, le passage aux bancs sus–jacents se fait insensiblement.

Quelques années après la parution de l'Ardenne de Gosselet (1888), Briart (1893) consacre une étude importante à la géologie des environs de Fontaine–l'Evêque et de Landelies. La première partie de l'article de Briart est surtout axée sur l'identification des différentes failles et des "lambeaux de poussée" de la région (pp. 35–71). La seconde partie est consacrée à la stratigraphie du calcaire carbonifère de Landelies, du Tournaisien inférieur au Viséen supérieur (pp. 72–103).

Le calcaire carbonifère de Landelies a été affecté par un

> "renversement complet mais les dislocations n'y sont pas importantes"

affirme Briart à la p. 73 : l'étude de la stratigraphie en est donc assez aisée. La brèche appartient à l'étage V_f (p. 77), elle est sous–jacente aux niveaux stratigraphiquement plus anciens que Briart appelle "marbre bleu belge[1]", d'âge V_e (p. 77) et sus–jacente aux niveaux plus récents du "calcaire à *Productus giganteus*", d'âge V_g (p. 77).

Le passage du "Bleu belge" (sensu Briart, 1893) aux premiers niveaux de brèche se fait insensiblement, par disparition progressive de la stratification (p. 98). La brèche, d'abord

> "indistincte et de la couleur de la roche" (le "Bleu belge"),

se colore peu à peu : le ciment se teinte progressivement jusqu'au rouge–brun et ses fragments sont de teintes diverses, provenant

> "de toutes les assises traversées par la cassure" (p. 88).

---

[1] Il est à noter que cette appellation de "Bleu belge" désigne d'habitude des niveaux stratigraphiquement sus-jacents à la brèche et sous-jacents au Houiller, d'âge "V3b" (et non "V2b", comme ceux que décrit Briart). Ces niveaux ont été exploités dans la région de Châtelet, Bouffioulx et Anhée (calcaire d'Anhée), sous ce nom (Mortelmans et Bourguignon, 1954, pp. 303 et 306).

Une faille recoupe en effet le sommet stratigraphique de la brèche, au voisinage de laquelle, selon Briart, le caractère bréchique s'accentue et atteint son maximum d'intensité (p. 88). En dessous (géométriquement) de la faille,

> "les bancs recommencent en stratification régulière" (p. 89).

La variété des blocs de la brèche suffirait à elle seule, selon l'auteur, à prouver que la "brèche de Landelies" n'est nullement stratigraphique et que l'on se trouve en présence d'une brèche

> "dynamique, par opposition aux brèches stratigraphiques ou de dépôt" (p. 89).

Briart cite ensuite différents affleurements de brèche, à faciès rouge et gris (pp. 90–91). Selon lui, et bien que cela ne soit que discrètement suggéré, la variation de couleur serait liée à la proximité au plan de poussée de failles, la brèche grise en étant la plus éloignée (p. 90).

Il paraît évident que l'étude de la brèche dans une région aussi tectonisée que celle de Landelies ne pouvait manquer de conduire l'auteur à une conclusion dynamique. Quant à savoir s'il fallait étendre cette conclusion à l'ensemble des affleurements de brèche carbonifères, Briart affirme :

> "Il ne faudrait pas se presser de conclure de ce que j'ai dit plus haut (relativement à l'origine dynamique de la "brèche de Landelies"), que je n'admets, dans le calcaire carbonifère, que des brèches accidentelles ou dynamiques (...)" (p. 91)

Ceci dénote un louable souci d'échapper à la simplification caricaturale qui pourrait émaner de la généralisation des conclusions d'une étude locale à l'ensemble du Bassin.

L'auteur décrit ensuite, en pp. 91 et 92, une brèche interstratifiée au sommet du "Bleu belge" (*sensu* Briart, 1893); les fragments y

> "obéissent parfaitement à la stratification générale" (p. 91),

de même que les bandes ondulées de cherts. Cette brèche qui, stratigraphiquement est d'âge "V2b" probable, présente, selon l'auteur,

> "la texture incontestable d'une brèche de dépôt" (p. 91).

Logiquement, Briart conclut donc que la structure bréchiforme peut provenir de deux ordres de phénomènes entièrement différents.

Faisant ensuite de la "Brèche de Landelies" un faciès accidentel du "Bleu belge" (Ve), l'auteur conclut que, dans la région de Landelies, le niveau Vf (notre actuel "V3a") n'existe pas (p. 92).

Les niveaux stratigraphiquement sus–jacents du "calcaire à *Productus giganteus*" (Vg) renferment quelques bandes de cherts noirs : on observe, à hauteur de la tranchée de la Jambe de Bois, le passage de ces niveaux à

> "un premier massif de brèches compris dans un pli synclinal légèrement renversé vers le Nord–Est. À l'autre extrémité de la tranchée", ajoute l'auteur, "le même fait se reproduit, c'est–à–dire qu'un second massif de brèches se montre d'une façon à peu près identique" (pp. 94–95).

Ces brèches sont, selon Briart, beaucoup moins multicolores que la "Brèche de Landelies". On voit fréquemment, au sommet de la masse bréchique, des fragments très volumineux (parfois de plusieurs m^3),

> "qui ont conservé la forme et l'épaisseur des bancs encaissants" (p. 95).

Ceux–ci sont formés d'un calcaire gris–bleu à stratification très nette bien qu'ondulée (p. 95). La base stratigraphique de ces niveaux de brèche n'était pas accessible à l'observation mais Briart suppose que le passage aux bancs stratifiés sous–jacents devait se faire

> "comme précédemment, d'une manière insensible et sans transition brusque" (p. 96).

En raison de la netteté relative du contact (géométriquement) inférieur avec le V_g, Briart conclut à l'existence, au niveau de ce contact,

> "d'un plan de poussée", d' une faille de refoulement" remaniée. "Primitivement plane ou à peu près, elle a été modifiée par des mouvements de poussée subséquents, qui sont venus la plisser, comme ils ont fait des couches stratifiées sous–jacentes" (p. 96).

Et il conclut :

> "Deux actions dynamiques auraient donc concouru à la formation de ces brèches, un mouvement de transport et de désagrégation d'abord, un mouvement de plissement et d'écrasement ensuite" (p. 96).

Suit une discussion relative à l'action différentielle, dans le temps, des failles régionales au terme de laquelle Briart affirme que

> "les brèches rouges de la région, bien que de même âge originel, appartiennent réellement par le fait de ce remaniement (mentionné ci–dessus) à deux époques distinctes, très rapprochées évidemment et séparées seulement par la formation des plis de la tranchée" (p. 98).

Pour conclure son étude des brèches, l'auteur réitère ses doutes quant à la valeur stratigraphique des brèches calcaires de la région (p. 99) et les étend même à l'ensemble des brèches du calcaire carbonifère (p. 99).

Il poursuit toutefois en reconnaissant prudemment :

> "en certains endroits du pays où j'ai pu voir le Viséen, le caractère accidentel (c'est–à–dire dynamique) des brèches m'a paru moins évident ou, si l'on veut, moins explicable qu'à Landelies. Les failles qui les accompagnent ne sont pas aussi bien marquées et le parallélisme, mieux observé dans tout l'ensemble, peut laisser quelques doutes dans l'esprit" (p. 100).

Ces doutes, que Briart détaille en pp. 100 et 101, témoignent d'un scrupule qui empêche l'auteur de se satisfaire pleinement des explications qu'il a donné à ses observations. Mais, d'autre part, il trouve d'égales difficultés à imaginer un processus de destruction qui se serait

> "produit en même temps, sur la même assise et sur toute la surface carbonifère antérieurement déposée" (p. 101).

Rappelons que la nécessité d'un tel processus avait été formulée explicitement par Gosselet (1888) pour rendre compte de la formation des "roches clastiques littorales" de la brèche (p. 662).

En 1894, l'année suivant la publication des travaux de Briart, paraît une courte note de Cayeux intitulée "Dualité d'origine des brèches du Carbonifère franco–belge" et qui constitue une réponse à l'article de Briart. Cayeux y présente quelques observations relatives à la "Brèche de Dourlers" (Nord de la France), dans laquelle, dit–il,

> "j'ai pu observer un fait que je crois incompatible avec l'origine dynamique" (p. 97).

L'auteur a découvert, dans la brèche de Dourlers, des galets de schiste rouge foncé, tout à fait arrondis et incontestablement roulés par les eaux (p. 97). En conséquence, dit–il, la brèche de Dourlers est une "brèche–poudingue" et son origine est évidemment détritique (p. 97). L'auteur souligne cependant qu'il accepte les arguments de Briart (1893) et l'origine dynamique proposée par celui–ci pour la région de Landelies, mais pour celle–ci seulement (p. 98).

Il souligne en conclusion la dualité des origines possibles pour la brèche, dynamique et détritique (p. 98). Rejoignant ensuite la proposition de Gosselet (1888), sur l'origine commune du "poudingue" du "Banc d'Or" de Bachant et de la brèche, il conclut à l'existence de traces d'émersion dans le Carbonifère, ces émersions étant effectivement suivies de la formation de roches clastiques littorales (p. 99).

2.2.2. L'"ère de Dorlodot" (1895–1910)

Les quinze années comprises entre 1895 et 1910 sont surtout marquées par la publication d'une demi–douzaine d'articles de de Dorlodot et Brien ayant trait, soit à l'ensemble du calcaire dinantien (de Dorlodot), soit à des points d'affleurement plus précis de la brèche (Brien).

H. de Dorlodot (1895), dans une étude intitulée "Le Calcaire carbonifère de la Belgique et ses relations stratigraphiques avec celui du Hainaut français", redéfinit les divisions du calcaire carbonifère. Le Viséen supérieur est représenté par "l'assise d'Anhée". Celle–ci est divisée, de bas en haut, en

1- Calcaire de la Valle (à *Stromatophis*);
2- Grande Brèche;
3- Calcaire bleu belge (pl. hors–texte et pp. 208–211).

Dans la description détaillée de l'assise d'Anhée et de ses différentes sous–assises, de Dorlodot décrit tout d'abord, au sein de la "série inférieure à la grande brèche[2] " (p. 285), des bancs interstratifiés de brèche à pâte grise ou, plus rarement, à pâte rouge. Il identifie cette brèche interstratifiée à la "petite brèche[3] " et en décrit les affleurements de la vallée de la Molignée, où celle–ci présente un développement remarquable" (p. 286).

Surmontant cette première série, la grande brèche

> "se rencontre constamment à la partie moyenne de l'assise d'Anhée" (p. 287).

L'auteur conteste d'emblée la conclusion de Gosselet (1888), selon laquelle les blocs de la brèche étaient déjà transformés en marbre lorsqu'ils ont été brisés (p. 287) :

> "Sans doute" dit–il, "il faut admettre que ces roches étaient suffisamment solides pour pouvoir être brisées en fragments anguleux : mais les fragments anguleux pourraient s'être transformés en marbre, en même temps que la pâte" (p. 288).

---

[2] qui correspond au "V2b" (*sensu* Dupont).

[3] nom de formation proposé par Soreil (cité par de Dorlodot, 1909, p. 192).

de Dorlodot constate ensuite que de nombreux blocs de la brèche présentent une

> "texture en zones parallèles" qui "paraît attribuable tantôt à des organismes analogues aux stromatoporoïdes constructeurs tantôt (...) à la succession de lits, souvent minces, de foraminifères et de calcaires détritiques à grains de grosseur variable" (p. 288).

L'auteur signale que les calcaires à texture zonaire s'observent

> "plus souvent, en place, au–dessus qu'en dessous de la grande brèche" (p. 288).

Il est maintenant clair que les blocs caractérisés par une texture zonaire attribuable à des organismes "analogues aux stromatoporoïdes" correspondent à des blocs de calcaire à spongiostromides. Nous verrons cependant dans la suite que l'auteur reviendra sur certaines de ses observations.

> "La grande brèche se présente généralement comme une grande masse dépourvue de stratification. Sa constance remarquable à un niveau déterminé est un des traits les plus saillants de notre Calcaire carbonifère. Elle s'observe en effet, à ce niveau, dans tout le pays et nous ne connaissons aucune coupe où l'on puisse constater qu'elle fait défaut, même accidentellement. Elle suit les plissements des couches stratifiées et, malgré son allure massive, il est clair qu'elle est régulièrement interstratifiée, entre les bancs de la série inférieure et de la série supérieure de l'assise d'Anhée" (p. 288).

Ainsi s'exprime de Dorlodot, qui se prononce de manière non ambiguë en faveur de la constance stratigraphique de la brèche. Par contre, l'auteur remarque que la puissance de la Grande Brèche est loin d'être constante (p. 289). Il s'interroge ensuite sur certains phénomènes observables dans la coupe de Bouffioulx où, dit–il :

> "Au milieu d'un grand escarpement de brèche, et paraissant entouré de toute part par celle–ci, on voit un lambeau de couches régulièrement stratifiées, dont les plans de stratification sont parallèles aux bancs de la série inférieure à la brèche, qui s'observent à peu de distance vers le Sud" (p. 289).

mais, à ce stade de l'étude, il ne propose aucune explication à cette observation.

Pour en venir à la question de l'origine de la brèche, de Dorlodot se rallie à l'opinion de Gosselet (1888) car, comme ce dernier, il pense que

> "la constance de la brèche à un niveau donné ne peut se concilier avec l'hypothèse de l'origine dynamique" (p. 289).

Prudent, de Dorlodot poursuit cependant :

> "Néanmoins, il faut bien avouer que dans certains cas particuliers (l'auteur pense à la région de Fontaine–l'Evêque et de Landelies et cite l'étude de Briart, 1893) cette hypothèse rendrait mieux compte des relations de la brèche avec les couches stratifiées qui l'avoisinent" (p. 290).

Finalement, il conclut :

> "Ne pourrait–on admettre que, dans certains cas, la brèche est d'origine à la fois stratigraphique (c'est–à–dire sédimentaire) et dynamique" (p. 290).

Poursuivant ses interrogations, de Dorlodot pense que pour expliquer certaines observations, notamment celles de Bouffioulx, il faudrait rattacher l'origine de la brèche à l'existence de récifs coralliens car, dit–il :

> "Il est incontestable (...) que les relations observées entre la brèche et les couches stratifiées ressemblent beaucoup à celles qui se présentent entre les récifs et les dépôts stratifiés du faciès de Waulsort, avec cette différence toutefois que les récifs waulsortiens sont beaucoup moins constants à un niveau déterminé" (pp. 290–291).

Or, ajoute l'auteur :

> "non seulement l'on constate la présence de stromatoporoïdes dans la brèche; mais nous croyons avoir reconnu, au niveau de la brèche, de véritable calcaire construit intimement relié à la brèche elle–même" (p. 291).

L'auteur conclut en admettant que, dans l'état de ses connaissances (en 1895), il n'est pas possible de déterminer dans quelle mesure la brèche résulterait effectivement de la destruction de récifs par les vagues ou du

> "broiement, par l'influence de phénomènes dynamiques, des parties restées intactes des récifs et des couches stratifiées qui étaient enchevêtrées avec ces derniers" (p. 291).

Surmontant la brèche, on retrouve, selon de Dorlodot, les mêmes calcaires stratifiés qu'en dessous de celle–ci, mais avec une plus nette prédominance des "calcaires zonaires" (p. 291). Après une description de ces calcaires, l'auteur s'intéresse à la paléontologie de ces niveaux sus–jacents à la brèche. Selon lui, ceux–ci sont caractérisés par l'occurrence de *Productus giganteus* (p. 293), bien que ce fossile se rencontre déjà épisodiquement dans les derniers bancs de la série inférieure à la grande brèche[4] (p. 285).

Avec cette publication, de Dorlodot (1895) signe le retour à la thèse de l'origine sédimentaire de la brèche bien que l'auteur, prudent, reconnaisse que certaines observations trouveraient une explication plus convaincante si l'on envisageait une origine à la fois sédimentaire et dynamique. Il faut souligner en outre que de Dorlodot est le premier auteur à avoir envisagé une origine construite des blocs de la brèche (par des organismes qu'il rapproche des stromatoporoïdes constructeurs et qui sont en réalité des spongiostromides, inconnus à cette époque puisque décrits et publiés 11 ans plus tard par Gürich, 1906).

Au sein du "Compte–rendu des excursions sur les deux flancs de la crête du Condroz", de Dorlodot (1900) répète les arguments qu'il avait déjà présentés cinq ans auparavant et s'exprime à nouveau au sujet de la brèche :

> "La grande brèche" dit–il "représente une phase où l'action destructive de la vague s'est exercée avec plus d'énergie et et a accumulé les débris en amas trop considérables et trop irréguliers pour permettre leur séparation en bancs superposés. Quant à la relation qui semble exister parfois entre la grande brèche et certains phénomènes dynamiques, elle est", selon l'auteur, "purement locale et s'explique fort bien par le fait que les cassures et les glissements de divers genres se produisent de préférence au contact de roches présentant un mode de réponse très différent à l'action des forces orogéniques, et notamment au contact de roches régulièrement stratifiées et de roches massives "(p. 128).

---

[4] Il a été signalé plus haut que *Productus giganteus* est actuellement considéré comme un guide du Viséen supérieur (indifférencié).

Puis l'auteur conclut cette partie de son compte–rendu en affirmant que :

> "l'origine sédimentaire de la grande brèche paraît entraîner l'adhésion du plus grand nombre des membres de l'excursion" (p.128).

Brien (1905) tire de l'observation de blocs de dolomie dans la brèche de la carrière de Montignies–le–Tilleul une démonstration du fait que :

> "si la dolomitisation des couches carbonifères n'est pas contemporaine de leur dépôt, elle était, en tout cas, un fait accompli – tout au moins pour certaines d'entre elles – à l'époque de la formation de la brèche, c'est–à–dire avant la fin de la période dinantienne" (p. B 52).

La question de l'origine de la dolomite sera réenvisagée plus loin dans ce travail et les résultats obtenus permettront de confirmer partiellement les présomptions de Brien.

Au sein d'un article intitulé "Sur l'origine de la grande brèche viséenne et sa signification tectonique", de Dorlodot (1908a) systématise son argumentation en faveur d'une origine sédimentaire de la brèche. Après avoir, une fois encore, répété son accord avec Gosselet (1888) sur l'incompatibilité de la constance stratigraphique à un niveau donné avec l'origine dynamique (p. 29), l'auteur affirme que :

> "certains indices de stratification s'observent parfois dans la grande brèche elle–même" (p. 30).

L'étude des rochers des "Grands Malades" à Namur fournit, ainsi qu'on le verra dans la suite de ce travail, un exemple de ce type d'affleurements. Puis, l'auteur revient sur l'interprétation qu'il avait donnée en 1900 de ses observations de la coupe de Bouffioulx (texte cité ci–dessus). Il rapproche les relations de la Grande Brèche avec les couches stratifiées à Bouffioulx de celles des calcaires massifs à polypiers du Frasnien avec les bancs de calcaire noir compact et stratifiés observés dans ceux–ci (p. 30) et affirme :

> "(...) ces deux ordres de faits doivent s'expliquer de la même manière. Beaucoup de calcaires à polypiers ne diffèrent d'une brèche proprement dite que parce que les éléments grossiers et irrégulièrement accumulés qui les constituent sont des polypiers entiers ou fragmentaires, au lien d'être des fragments de roches arrachés à des formations préexistantes; mais les uns comme les autres ont été accumulés pêle–mêle par l'action de la vague et leurs intervalles ont été comblés, dans les deux cas par une boue calcaire, dont la matière provient de la trituration d'éléments plus grossiers" (p. 30).

puis encore :

> "Or, quelle que soit l'origine de l'amas d'éléments grossiers, il peut se faire qu'au sein de ces amas en voie de formation, certains espaces limités se trouvent protégés momentanément contre les mouvements violents des eaux. Là se déposeront des éléments plus fins, et ils se déposeront en strates sensiblement horizontales et, par conséquent, parallèles à la stratification générale de dépôt" (p. 31).

Ensuite l'auteur revient sur la théorie corallienne. Il rappelle qu'en 1900, il avait reconnu la présence de blocs qu'il pensait être construits par des organismes qu'il rapprochait à cette époque des "stromatoporoïdes constructeurs". Cependant, de Dorlodot affirme s'être presque

---

[5] Cette réaction est d'autant plus incompréhensible qu'au moment de la rédaction de l'article de 1908, de Dorlodot avait pu prendre connaissance du mémoire de Gürich (1906) sur les spongiostromides du Viséen de la Province de Namur, qu'il cite nommément (note 3, p. 31).

toujours trompé lorsqu'il a cru voir du calcaire à stromatoporoïdes dans les blocs de la brèche[5]. De même, l'auteur affirme qu'il s'est certainement trompé lorsqu'il a cru voir de véritables calcaires construits, intimement reliés à la brèche :

> "Ce que nous avions pris pour du calcaire construit (...) n'était autre chose que de la grande brèche non altérée" (p. 32).

En résumé, de Dorlodot conclut :

> "nous considérons comme absolument établi que la grande brèche viséenne est une brèche sédimentaire et une brèche proprement dite. Nous entendons exprimer par ce dernier terme qu'elle est une roche détritique au sens strict du mot, c'est-à-dire que ses éléments proviennent de la destruction d'une formation géologique préexistante et non de la fragmentation d'organismes contemporains de son dépôt, ou même de fragments arrachés à un calcaire construit en voie d'édification" (p. 32).

Il fait d'ailleurs remarquer que les brèches détritiques sont fréquentes dans l'assise d'Anhée (p. 33).

Dans la suite, l'auteur s'attache à préciser les conditions paléoécologiques dans lesquelles la brèche s'est formée. Tout d'abord, il rappelle rapidement que les éléments de la brèche ne ressemblent en rien à des cailloux roulés :

> "Ces blocaux, qui sont presque tous de nature calcaire[6] , ne peuvent donc venir de bien loin : ils doivent avoir été arrachés à des roches qui se trouvaient à la portée des vagues assez près de l'endroit où ils se sont déposés" (p. 33).

De la description des blocs de calcaire de la brèche et, en particulier, de veines de calcite qui ne se continuent pas dans la pâte (p. 34) ainsi que de la présence, au sein de certains blocs, de chert, l'auteur conclut que :

> "les dépôts qui ont fourni à la grande brèche la plus grande partie de ses éléments, bien qu'appartenant à la sous-assise immédiatement sous-jacente, avaient été déjà le théâtre d'importants phénomènes diagénétiques, consistant notamment en une concentration de la silice et en une notable consolidation du calcaire, et avaient subi des fractures provenant soit du retrait, soit d'actions dynamiques, suivies du remplissage des vides par des veines de calcite" (p. 34).

Donc, pense l'auteur :

> "Les roches qui ont été brisées pour donner naissance aux éléments de la grande brèche devaient être émergées, ou du moins devaient se trouver très peu au-dessous du niveau des eaux, pour pouvoir subir un choc énergique de la vague" (pp. 34-35).

Enfin, de Dorlodot fournit la synthèse de ses considérations paléoécologiques :

> "D'autre part, les éléments arrachés aux roches émergées, ou voisines de la surface des flots, étaient entraînés vers des parties plus profondes où ils s'entassaient pêle-mêle. L'identité des roches qui constituent les blocaux de la grande brèche, avec celles des dépôts sur lesquels cette brèche repose, montre d'ailleurs qu'une grande uniformité des conditions avait précédé les différences bathymétriques qui distinguèrent, au moment de la formation de la grande brèche, les lieux émergés, soumis à l'abrasion, des fonds où s'accumulaient alors les débris arrachés par la vague. Et comme, d'autre part, le phénomène de la grande brèche se constate sur toute l'extension de notre Dinantien, il est nécessaire d'admettre que ce phénomène fut la conséquence de la formation de nombreux ilôts anticlinaux au sein de la mer carbonifère" (p. 35).

---

[6] Brien (1905) avait cependant déjà signalé la présence de blocs dolomitiques dans la brèche de Montignies-le-Tilleul (*cf. supra*).

L'auteur s'intéresse ensuite à l'âge des blocs trouvés dans la brèche, en vue de déterminer l'ampleur des relèvements anticlinaux : selon lui, le Tournaisien (dont le Waulsortien), le calcaire de Neffe (V2a) et toutes les sous–assises de l'assise d'Anhée sont représentés dans les blocs de la brèche (p. 35). Reprenant ensuite une objection formulée contre sa propre hypothèse (par Bourgeat, 1902), selon laquelle la théorie envisagée impliquerait la présence de lacunes avec discordance, soit en dessous des couches supérieures de l'assise d'Anhée soit, tout au moins, en dessous des dépôts houillers (p. 36), de Dorlodot remarque tout d'abord que

> "la grande brèche a dû se déposer, non sur les parties du bassin carbonifère relevées en anticlinaux, dont l'abrasion a fourni les éléments de la brèche, mais dans les fonds, c'est–à–dire dans les synclinaux qui s'étendaient entre les anticlinaux" (p. 36).

Par ailleurs, s'attachant à définir la cause générale en vertu de laquelle les lacunes échappent aux observateurs (p. 37), il propose la solution suivante :

> "(...) les anticlinaux, en somme peu prononcés, qui ont déterminé la formation des calcaires détritiques de la formation d'Anhée et spécialement de la grande brèche, furent l'ébauche d'anticlinaux qui se sont fortement accentués lors des plissements post–westphaliens[7]" (p. 37).

La même année, de Dorlodot (1908b), dans une courte note intitulée "Sur la présence de blocaux "impressionnés" dans la grande brèche viséenne", constate la présence, dans la brèche, de blocs

> "dont les surfaces en contact se moulaient l'une sur l'autre, aussi exactement qu'une pâte se moule sur les blocaux qu'elle enrobe" (p. 116).

L'auteur explique son observation et le fait que la surface de certains blocs complètement noyés dans la pâte soit particulièrement irrégulière par

> "la pression accompagnée de la dissolution des portions contiguës de deux blocaux voisins (...), dissolution qui aurait carié les blocaux après leur dépôt" (p. 117).

Et de Dorlodot poursuit :

> "Il serait intéressant d'examiner si les blocaux constitués par de la brèche présentent, à leur intérieur, des phénomènes analogues. Dans l'affirmative, ces phénomènes pourraient servir à confirmer, dans une certaine mesure, l'existence d'efforts mécaniques exercés sur les dépôts du Viséen supérieur antérieurement à la phase de la grande brèche" (p. 117).

Je serai amené dans la suite à reprendre cette dernière hypothèse et à admettre effectivement un étalement dans le temps des contraintes subies par les sédiments qui donneront naissance à la brèche, contraintes qui se manifestent dès le Viséen supérieur (*cf. infra*, ch.5) et culminent au Westphalien supérieur.

Simoens (1908) répond à de Dorlodot dans les pages qui suivent la communication de ce dernier. Il considère qu'il est nécessaire, avant d'expliquer ces observations, de

> "savoir si les blocaux de brèche étaient cohérents au moment de la formation de ceux–ci, en d'autres termes, si la roche, aux dépens de laquelle s'est formée la brèche, était marmorisée" (p. 118).

[7] Rappelons que la phase paroxysmale de l'épisode varisque est aujourd'hui datée du Westphalien supérieur.

Selon Simoens, une alternative se présente : soit on admet la marmorisation préexistante et l'explication du phénomène se complique considérablement car, dit–il, dans ce cas, il faut associer les deux phénomènes de dissolution et de compression des éléments (p. 119). Soit, au contraire, on reconnaît aux roches, au moment de la formation de la brèche, une consistance moyenne et variable et, dans ce cas, l'explication des observations est beaucoup plus simple puisqu' alors

> "il suffit que des fragments, de duretés différentes, se soient trouvés en contact pour expliquer la pénétration partielle de l'un des blocaux par un fragment voisin" (p. 119).

D'après l'auteur, l'explication proposée par de Dorlodot implique que celui–ci admette la marmorisation préalable de la roche.
À ces objections, de Dorlodot répond :

> "qu'il y avait eu incontestablement un certain durcissement de ces roches. Les roches de la plupart des blocaux de la grande brèche proviennent de dépôts meubles à l'origine : pour pouvoir être fragmentés et pour voir leurs fragments transportés à une distance, même assez faible, sans être réduits en poudre, ils devaient évidemment avoir acquis une certaine consistance" (p. 120).

Mais, ajoute–t–il aussitôt

> "On sait que les dépôts calcaires peuvent acquérir une consistance assez grande par simple diagenèse" (p. 120).

Et l'auteur conclut :

> "L'examen des faits prouve (...) que, généralement du moins, les blocaux de la grande brèche, qui se moulent l'un sur l'autre, n'ont pas été déformés intérieurement, d'où il résulte qu'il faut nécessairement invoquer un phénomène de dissolution pour expliquer comment les deux surfaces voisines se sont exactement adaptées l'une à l'autre" (p. 121).

H. de Dorlodot n'apporte plus d'éléments nouveaux dans son article daté de l'année suivante (1909) "Description succincte des assises de calcaire carbonifère de la Belgique et de leurs principaux faciès lithologiques". Bien plus, il n'y est fait aucune mention de l'hypothèse relative aux phénomènes de dissolution envisagée l'année précédente (de Dorlodot, 1908b).

Les idées de de Dorlodot sur la genèse de la Grande Brèche méritent une synthèse car elles marquent une nouvelle étape importante dans l'interprétation du phénomène à l'échelle du Bassin. Résolument partisan de la constance stratigraphique de la brèche et de son origine sédimentaire, l'auteur affine son argumentation de 1895 à 1908.

En 1895, l'auteur affirme que :

- La brèche est constante à un niveau stratigraphique donné, dans la partie moyenne de l'assise d'Anhée.
- Cette constance stratigraphique est incompatible avec l'hypothèse d'une origine dynamique : la brèche est donc clairement une formation "stratigraphique", d'origine sédimentaire.
- Pour expliquer certaines observations ponctuelles (comme par exemple celles de Briart à Landelies et Fontaine–l'Evêque), il faut probablement invoquer une origine mixte, à la fois sédimentaire et dynamique.
- Une origine corallienne est envisageable.

En 1900, son opinion se précise :

- La brèche est une formation sédimentaire d'origine détritique. Elle s'est formée, lors du dépôt des couches contemporaines, par l'action destructrice des vagues : les amas de blocs étaient trop considérables et trop irréguliers pour permettre leur séparation en bancs stratifiés (d'où le caractère massif de la brèche). Un tel phénomène rend également compte de la généralité de la brèche à l'échelle du Bassin, ce dont aucun phénomène dynamique ne peut se prévaloir.

En 1908(a), l'auteur signe un état de la question selon lequel :

- La brèche est bien une brèche sédimentaire; elle est une roche détritique au sens strict, c'est–à–dire qu'elle provient de la destruction (par les vagues) d'une formation géologique préexistante et non de la fragmentation d'organismes contemporains de son dépôt (origine corallienne, évoquée en 1895) non plus que de l'accumulation de fragments arrachés à un calcaire construit en voie d'édification (hypothèse sous–jacente aux deux publications antérieures, de 1895 et 1900).
- Les roches qui ont donné naissance à la brèche étaient émergées lors de la fracturation; leur émersion résulte de la formation de nombreux îlots anticlinaux au sein de la mer carbonifère. Ces anticlinaux, qui ont déterminé la formation des brèches détritiques de l'assise d'Anhée, ont été fortement accentués lors des plissements post–westphaliens.

En 1908(b), dans une courte note restée sans lendemain au sein de ses propres publications, de Dorlodot propose d'admettre que :

- la parfaite correspondance entre fragments de bloc voisins dans la brèche implique un processus de dissolution précoce, peut–être antérieur à la formation de la Grande Brèche elle–même.

2.2.3. De 1910 à 1922

En 1910, Stainier publie une note intitulée "Du mode de formation de la grande brèche du Carbonifère". Dès l'abord, il marque son adhésion à la thèse de l'origine sédimentaire (p. 188) mais précise que, selon lui, les notes de de Dorlodot ne résolvent pas toutes les questions relatives à l'origine de cette formation. En particulier, l'auteur n'adhère pas à l'explication de de Dorlodot selon laquelle les matériaux détritiques de la brèche proviendraient

> "du choc énergique de la vague sur des calcaires déjà formés, consolidés, émergés ou du moins très peu au–dessous du niveau des eaux" (p. 189).

Stainier fait remarquer que, si de tels processus suffisaient à former une brèche, il devrait y avoir abondance de brèches sur les rivages actuels où affleurent des calcaires. Or, selon l'auteur, tel n'est pas le cas et il cite pour illustration quelques exemples de côtes anglaises où l'on n'observe pas de brèche au pied de falaises calcaires soumises à l'érosion marine (pp. 189–190). Poursuivant son raisonnement, Stainier précise que, selon lui, la genèse sédimentaire d'une formation aussi peu courante que la brèche a dû exiger des conditions également peu courantes (p. 190). Celles–ci seraient au nombre de trois :

- induration préalable des calcaires que faisaient émerger les ébauches d'anticlinaux de de Dorlodot (p. 191);
- morcellement par un processus autre que l'action des vagues (p. 191) et enfin

– immersion des anticlinaux avec "entassement" rapide des blocs calcaires provenant du morcellement évoqué précédemment (p. 191).

C'est sur ce processus de morcellement que Stainier s'étend ensuite; selon lui, on ne peut exclure l'hypothèse selon laquelle

> "vers le milieu de l'époque de l'assise d'Anhée (c'est–à–dire au Viséen supérieur), la mer peu profonde du Carbonifère se serait complètement asséchée" (p. 192).

L'ancien fond marin serait dès lors devenu un désert comparable à nos déserts tropicaux et la différence entre les températures diurnes et nocturnes aurait suffi à provoquer l'éclatement des calcaires exposés (pp. 192–193). Cette hypothèse, poursuit l'auteur, explique en outre

> "que les cailloux de la brèche viséenne sont beaucoup plus riches en veines de calcite que les roches en place dont ils proviennent" (p. 193).

En effet,

> "par suite de la rareté des eaux, de l'intensité des évaporations, de la chaleur, la surface des déserts est le théâtre d'une active action chimique et est parcouru par des eaux riches en sels de tout genre (...). Les crevasses et fissures se bouchent de matières cristallines, siliceuses, calcaires ou salines de toute espèce" (p. 194).

Et l'auteur de conclure :

> "Or, nous avons vu plus haut que dans les amas formés par les brèches de température, le fendillement est parfois extrême" (p. 194).

Avant d'examiner les réactions (très rapidement publiées) de de Dorlodot à l'hypothèse de Stainier, disons un mot de cette dernière. Par le biais d'un raisonnement que lui–même qualifiait de très hypothétique (p. 195), il a cependant été le premier à évoquer plus ou moins explicitement le rôle possible de minéraux provenant de l'évaporation des eaux marines (ceux–là mêmes que nous qualifions aujourd'hui d'évaporites) dans la genèse de la brèche. La découverte par Delépine (1909a et b, 1910a et b) de macrofaunes dans le ciment de la brèche (*Productus n. sp., Seminula ficoïdes, Dielasma* : Delépine, 1910, p. 11) et l'hypothèse, présentée ci–dessus de Stainier (1910) motivèrent, en 1910 toujours, une nouvelle intervention du chanoine de Dorlodot.

H. de Dorlodot (1910) publie une note intitulée "Relations entre l'échelle stratigraphique du Calcaire carbonifère de la Belgique et les zones paléontologiques d'Arthur Vaughan, d'après les recherches les plus récentes". Il y revient sur la présence, au sein de la matrice de la brèche, d'une macrofaune de brachiopodes dont le caractère marin lui permet de réfuter l'hypothèse de l'origine continentale proposée par Stainier. La présence d'une telle faune, dit–il, semble établir

> "que les conditions habituelles (souligné par l'auteur) étaient suffisamment normales pour permettre à des animaux délicats de vivre et de prospérer au milieu des éléments grossiers précédemment accumulés" (p. 277).

D'autre part, ajoute de Dorlodot

> "les relations stratigraphiques de la grande brèche avec les couches sur lesquelles elle repose ne permettent pas de supposer l'interruption de la sédimentation marine par une phase continentale" et l'auteur de préciser "qu'en particulier, elle (la brèche) ne présente rien de l'allure ravinante que suppose l'hypothèse de M. Stainier" (p. 277).

Poursuivant sur les "conditions spéciales" qui ont dû permettre le développement de la brèche, de Dorlodot reconnaît qu'elles ont effectivement dû exister; mais il ajoute :

> "il ne faut pas oublier que la brèche n'est pas localisée au niveau de la grande brèche" et "qu'il existe, à d'autres niveaux du Viséen supérieur, des brèches qui ne diffèrent guère de la grande brèche que par une extension géographique moins considérable et, ordinairement aussi, par une moindre épaisseur" (p. 278).

Et l'auteur en conclut :

> "Les conditions qui ont donné naissance à la grande brèche ont existé, dans une certaine mesure, pendant toute la durée du Viséen supérieur; mais elles ont atteint leur maximum d'intensité et surtout de généralité à l'âge de la grande brèche" (p. 278).

Je m'attacherai un instant à cette dernière affirmation car je ne crains pas de la reprendre à mon compte aujourd'hui : les conditions "peu courantes" de Stainier (1910) sont, à mon sens, les conditions de précipitation des minéraux évaporitiques. Le sondage de Saint–Ghislain et les nombreuses pseudomorphoses évaporitiques retrouvées à l'affleurement dans l'ensemble du Viséen, quant à eux, confirment l'hypothèse de de Dorlodot (1910), relative à leur persistance tout au long du Viséen.

Dans la suite, de Dorlodot revient encore sur les conditions "peu courantes" requises pour la formation de la grande brèche et précise une pensée qu'il avait déjà formulée auparavant. En ce qui concerne les veinules de calcite, il affirme :

> "Ce que nous ne pouvons absolument admettre, c'est que les veines de calcite qui lardent les blocaux ne se seraient pas formées dans la roche en place avant qu'elle ne fût débitée en fragments (souligné par l'auteur)" (p. 280).

L'auteur conclut ensuite le paragraphe de sa publication consacré à la brèche en réaffirmant une nouvelle fois ses idées mais en retirant de la découverte de brachiopodes dans la matrice (Delépine, 1909a et b, 1910a et b) la conclusion que les intervalles de temps impliqués étaient probablement plus étendus qu'il ne l'avait initialement pensé.

Les années 1911 et 1912 voient la publication de 7 notes ayant trait à la brèche. Delépine (1911), dans une thèse intitulée "Recherches sur le Calcaire carbonifère de la Belgique", livre quelques commentaires relatifs à la genèse de la Grande brèche. Tout d'abord, selon l'auteur :

> "Il faut mettre à part, dans l'examen de cette question, la brèche rouge de Landelies qui n'est pas une formation qui fasse corps avec le calcaire carbonifère. (...) Le problème de la grande brèche (en italique dans le texte) se trouve de ce fait beaucoup simplifié" (pp. 275–276).

Après un examen des théories émises par de Dorlodot, que Delépine discute à la lumière de ses propres observations, cet auteur conclut :

> "(...). Aussi ne retiendrons–nous de l'hypothèse de M. de Dorlodot, que l'idée de mouvements généraux du sol, à cette époque, provoquant l'apport de sédiments terrigènes en abondance dans la moitié ouest du bassin de Namur, et dans la mer une agitation des eaux, ou des courants assez forts, qui sont la cause de la structure bréchoïde des dépôts de cette époque" (p. 279).

La même année, Lohest (1911), dans une note intitulée "À propos des brèches carbonifères" s'intéresse à la brèche de Comblain–au–Pont (Viséen inférieur, pp. B220 sv) puis à celle de

Waulsort. L'auteur affirme que cette dernière est une formation continentale. Partant de la constatation que les blocs de la brèche contiennent des veinules ne se poursuivant pas dans la matrice, il conclut :

> "Les blocaux calcaires de la pâte de la brèche étaient donc déjà transformés en marbre à veines de calcite lors du dépôt de cette roche" (p. B224).

Constatant en outre qu'aucun dépôt comparable à la brèche n'a jamais été observé là où on peut observer la désagrégation des roches calcaires par l'action marine, il propose de comparer la brèche à des sédiments que l'on peut observer en Algérie, dans lesquels on trouve des

> "blocaux anguleux ou légèrement arrondis de calcaire", ce dépôt continental étant dû "en partie au fendillement et à la dissolution du calcaire (...), en partie au ruissellement et aux poussières transportées par le vent" (p. B224).

Sur cette analogie, il conclut à l'origine continentale de la brèche. Puis, s'intéressant à l'âge de la brèche de Waulsort, l'auteur affirme que la brèche de Waulsort est d'âge plus récent que le calcaire carbonifère, puisqu'elle contient des fragments provenant de

> "couches qui, d'après la légende de la carte, lui sont stratigraphiquement supérieures" (p. B225).

Enfin, Lohest date la formation du conglomérat qui a donné naissance à la brèche de Waulsort d'une époque antérieure au dépôt du terrain houiller. Pour preuves de son affirmation, il invoque l'existence d'une discordance angulaire entre le calcaire carbonifère et le Houiller (p. B225) et le fait que l'allure des couches calcaires aux environs des affleurements de brèche montre que cette dernière a joué un rôle important dans le plissement hercynien (p. B225 sv) La formation de la brèche est dès lors, selon Lohest, antérieure au plissement hercynien. En conclusion, l'auteur écrit :

> "J'admets donc que la brèche de Waulsort est un dépôt continental. Je crois provisoirement qu'il s'est formé pendant la période qui sépare le calcaire carbonifère du terrain Houiller. Comme il est interstratifié, ce dépôt a certainement été remanié par les eaux" (p. B228).

Il sera utile de comparer les conclusions chronologiques de Lohest à celles du chapitre consacré ci–dessous à l'étude de la brèche de Landelies; les méthodes ont changé mais une partie de la conclusion est restée.

Fourmarier (1911) fait part de quelques remarques et observations personnelles dans une courte note intitulée "Quelques observations sur la brèche à ciment rouge du Carbonifère". J'en extrais celle qui me paraît la plus importante. Selon l'auteur :

> "À Landelies, les couches de calcaire carbonifère, au voisinage des dépôts de brèche, sont complètement retournées, de telle sorte que les calcaires à cherts (c'est–à–dire V3b) sont actuellement en–dessous (souligné par l'auteur) des couches qui englobent la brèche Dès lors, il est difficile d'admettre que la brèche s'est formée alors que le calcaire carbonifère possédait déjà son allure tectonique actuelle (...)" (p. 230).

Disons tout de suite que les progrès de la géologie structurale ont permis de rencontrer des objections d'un tel bon sens apparent qu'elles ont tout d'abord emporté mon adhésion : on lira ci–dessous comment. Mais je voudrais revenir un instant sur le problème de la brèche de Landelies. Il est très symptomatique qu'à chaque fois qu'un auteur s'est attaché à son étude et lui a proposé une explication, un de ses collègues lui a opposé des arguments issus de l'étude d'une autre coupe. Inversément, les hypothèses génétiques basées sur l'étude d'affleurements

divers ont toujours été mises en défaut par les observations faites à Landelies. Il était dès lors évident qu'il fallait accepter d'envisager séparément les divers affleurements de brèche et en particulier ceux de la région de Landelies. Ceci ne fut pourtant pas immédiatement compris ...

Lohest (1912) répond par écrit à une intervention orale de Brien en séance, portant sur la constance stratigraphique de la brèche que ce dernier auteur défendait. Lohest lui oppose que l'équivalence stratigraphique entre la brèche de Waulsort et la brèche grise n'est pas établie (p. 68); dans l'attente d'une preuve établissant cette équivalence, il préfère donc ne pas se prononcer de manière définitive sur l'existence éventuelle de brèches réellement sédimentaires (p. 69).

Brien (1912) répond à la note précédente par une courte note intitulée "Un mot sur les brèches rouges carbonifères". Sans entrer dans le détail d'une discussion qui, à mon sens, ne progresse pas vraiment, disons que Brien, s'appuyant notamment sur les données paléontologiques de Delépine, y affirme l'équivalence stratigraphique des brèches de Namur et de Landelies :

> "Il (Lohest) ne peut nier qu'il existe des brèches incontestablement sédimentaires, interstratifiées dans le Viséen, comme par exemple la brèche de Namur et certaines brèches à gros éléments et à ciment oolithique; comme la fragmentation des roches d'où proviennent les éléments de ces brèches n'a pu s'effectuer que pendant une période continentale ou semi–continentale, l'émersion du sol belge à l'époque viséenne se trouve par là irréfutablement démontrée" (p. 72).

En 1912 toujours, Delépine intervient à nouveau dans le débat pour mettre en doute, sur base d'arguments paléontologiques, la constance stratigraphique de la brèche; il réfute également l'hypothèse d'une interstratification de la brèche de Landelies.

> "Nous croyons au contraire affirme l'auteur que les divers gisements de brèche rouge de Landelies sont en contact avec des couches appartenant à des niveaux variés du Viséen et nous nous appuyons principalement sur les points de repère que fournissent les niveaux fossilifères" (p. 109).

Delépine conclut lui aussi à la nécessité de l'attente de faits nouveaux avant de relancer le débat et suggère en outre d'effectuer une étude paléontologique des blocs de la brèche (p. 109).

La décennie qui suit est caractérisée par une nette diminution du nombre de publications consacrées à la brèche, en raison sans doute de la conjoncture internationale. Il faut attendre quelques années encore après la fin de la première guerre mondiale pour voir paraître, en 1921, une courte note de Renier, intitulée "Les gisements houillers de la Belgique". L'auteur y mentionne la découverte d'une brèche rouge comparable à celle de Landelies dans l'écaille d'Auby, recoupée en sondage et en conclut que l'écaille d'Auby contenait une brèche déjà formée lors de l'écaillage syntectonique hercynien.

L'année suivante marque la reprise du (toujours) vif débat sur l'origine de la brèche. Fourmarier (1922) signale la découverte de brèche dite de Waulsort dans la vallée du Néblon. Il y souligne que

> "de nombreux blocs sont traversés par un réseau serré de veines de calcite n'intéressant pas les éléments voisins ni le ciment, ce qui permet de dire que les bancs calcaires d'où proviennent les cailloux étaient marmorisés lorsqu'ils ont été désagrégés pour former la brèche" (p. 155).

L'auteur rappelle encore que, selon lui, la brèche n'occupe pas partout un niveau stratigraphique bien défini et que

> "partout où elle se rencontre, les roches avoisinantes sont fortement disloquées" (p. 156).

Puis il s'interroge :

> "Est–ce là une cause indispensable pour sa formation ?" (p. 156).

La même année, Anthoine (1922) publie un mémoire intitulé "Contribution à l'étude de la brèche de Landelies", dans lequel il présente les faits nouveaux réclamés par plusieurs auteurs une dizaine d'années auparavant. Après un exposé complet et méticuleux de ses observations, l'auteur conclut :

1.– que les orientations et la géométrie des gisements de brèche rouge de Landelies n'ont rien de commun avec la tectonique du calcaire carbonifère du lambeau (p. 14);

2.– que la surface inférieure des gisements de brèche ravine "au hasard" les assises du calcaire carbonifère et, donc, que la brèche n'est pas interstratifiée (p. 14);

3.– Enfin, que la brèche est d'âge post–hercynien mais que

> "le degré de métamorphisme qui l'atteint l'empêche d'être d'âge trop récent" (p.14).

La note s'achève sur ces conclusions claires qui ne firent toutefois pas l'unanimité parmi les rapporteurs de la Société (Fourmarier, Brien, Delépine).

2.2.4. L"'ère Kaisin–Cayeux" (1922–1946)

Kaisin (1922) fournit un important travail qui permit au débat, qui s'étiolait quelque peu, de reprendre vigueur : dans une note intitulée "Les brèches dinantiennes de Belgique", publiée dans les Actes du 13e Congrès Géologique International, l'auteur y reprend l'étude du problème d'une façon globale. Dès l'abord, Kaisin précise qu'il faut distinguer les brèches monogènes, toujours stratifiées et spécialement fréquentes dans le V2b et au sommet du Calcaire de Neffe (V2a) (p. 1271) des brèches polygènes, indifféremment stratifiées ou massives (p. 1271).

> "Les brèches polygènes massives du Dinantien ont reçu la dénomination locale de grande brèche. Par opposition, on a donné le nom de petite brèche aux brèches polygènes stratifiées" (p. 1273).

Et l'auteur poursuit :

> "Un fait capital au point de vue de l'origine des brèches polygènes massives est leur présence constante à un niveau stratigraphique sensiblement constant" (p. 1273).

Il affirme qu'il ne faut pas, dès lors, dissocier le problème de l'origine des brèches grises et rouges (p. 1273). Puis il résume brièvement l'état de la question :

> "Au sujet de la première (la brèche grise), l'accord s'est aisément établi. Actuellement, tout le monde considère la brèche massive à pâte grise comme un sédiment détritique d'origine marine, disposé en bancs exceptionnellement épais et régulièrement interstratifié dans les calcaires de l'étage Viséen supérieur" (p. 1274).

Faisant ensuite allusion au débat qui a opposé plusieurs auteurs sur la question de l'origine de la brèche rouge, Kaisin constate qu'il y a deux "clans". D'une part, se trouvent les auteurs qui considèrent que la couleur rouge n'est qu'un épiphénomène

> "incapable de motiver une distinction originelle" (p. 1274).

Parmi ceux–ci, se trouvent Brien, de Dorlodot, Stainier et lui–même; pour ce premier parti :

> "La grande brèche, qu'elle soit rouge ou grise, est une formation sédimentaire à caractère détritique, marine et d'âge dinantien" (p. 1274).

D'autre part, se trouvent ceux (Lohest, Delépine) qui considèrent en gros que la brèche rouge est une formation continentale postérieure au dépôt du Dinantien mais antérieure à celui du Westphalien (p. 1274).

En outre, Kaisin mentionne "pour mémoire" l'opinion de Briart (1893) qui attribuait à la brèche de Landelies une origine dynamique et

> "se déclarait tenté d'étendre cette conclusion à l'ensemble des brèches dinantiennes" (p. 1275)

Par ces mots, Kaisin fait "table rase" des interrogations scrupuleuses que Briart avait pourtant bel et bien formulées en fin d'article (pp. 99–100).

Avant de présenter une analyse micrographique (sic), qui avait été réclamée depuis quelque temps déjà, par Lohest notamment, Kaisin s'intéresse à la géométrie des gisements de brèche et émet l'avis suivant :

> "(...) au droit de Bouvignes, à 2 km au Nord de Dinant, on peut observer le passage graduel en sens vertical du calcaire fendillé à une brèche polygène stratifiée, en passant par des calcaires bréchoïdes et des brèches monogènes et aussi le passage graduel d'une brèche polygène stratifiée à la brèche polygène massive, dite Grande–Brèche dont, en ce point, la teinte varie du gris au rouge et du rouge au gris. Ces faits permettent de conclure en toute certitude que, entre les calcaires compacts et la brèche polygène massive la plus bigarrée, il y a passage graduel tant en sens latéral qu'en sens vertical" (p. 1277).

Etudiant ensuite la matrice des brèches rouges et grises, l'auteur s'intéresse à sa composition, que des auteurs antérieurs (Delanoue, Delépine) qualifiaient d'argilo–calcaire ou d'argileuse. Après analyse chimique et examen du résidu de dissolution au microscope, Kaisin conclut :

> "il faut définitivement renoncer à attribuer à la brèche rouge un ciment argileux (...) ou même argilo–calcareux (...). Ce ciment est simplement un calcaire pigmenté par une très faible proportion d'hématite rouge et parsemé de cristaux minuscules de quartz et de feldspath, d'origine secondaire" (p. 1281).

Concernant l'étude microscopique des blocs de la brèche, Kaisin constate dès l'abord que

> "l'immense majorité des blocs anguleux de la brèche doit être rapportée à des types lithologiques appartenant à des couches viséennes et le plus grand nombre d'entre eux a certainement été emprunté à des couches styratigraphiquement très voisines" (p. 1282).

Il croit également reconnaître des copeaux de dessication sous la forme

> "d'éléments offrant toutes les apparences que peuvent prendre les fragments en lesquels se divise une boue calcaire par dessication" (p. 1285).

L'auteur reconnaît en outre, de façon implicite mais certaine, dans les blocs de schiste parfois décrits par les auteurs antérieurs, des fragments de ce que nous appellerions aujourd'hui des tonsteins (p. 1286). Concernant les veines de calcite qui ne se poursuivent pas dans la matrice,

Kaisin tempère les affirmations de certains de ses prédécesseurs (Gosselet, Lohest, Brien) selon lesquels ces blocs étaient "marmorisés" avant la formation des brèches. Selon lui :

> "La seule chose que ces observations démontrent rigoureusement, c'est que, au moment où les fragments ainsi fissurés ont été englobés dans la brèche, leur état admettait la production de veines ne se prolongeant pas dans la pâte" (p. 1288).

La troisième partie du travail de Kaisin, consacrée à la "stratigraphie et à la tectonique", comprend une nouvelle étude du problème de la brèche de Landelies, qui avait déjà alimenté les controverses de la décennie précédente. L'auteur y répète que le passage des calcaires sous–jacents à la brèche est presque toujours graduel et donne une description très parlante et non équivoque d'un tel contact ... derrière le cimetière de Bouvignes (p. 1293) !

Revenant ensuite à la brèche de Landelies, il décrit, dans la tranchée du chemin de fer (la "Jambe de bois"), l'interstratification de bancs de calcaire rouge et de

> "véritables lits de brèche" dans "la partie tout à fait inférieure des calcaires de l'assise de Visé ("V2c", notre V3b)". Il poursuit : "il s'est donc formé, en cet endroit, de la brèche à pâte rouge dont l'âge dinantien ne peut être mis en doute" (p. 1294).

Kaisin passe ensuite à l'énoncé de ses conclusions générales :

> "Les brèches polygènes massives, grises ou rouges, sont des sédiments d'âge dinantien, au même titre que les brèches polygènes stratifiées et que les calcaires dans lesquels celles–ci s'intercalent. Le phénomène qui leur a donné naissance "commun à tout le bassin" (Gosselet), s'est réalisé à diverses reprises avec une ampleur croissante, pour atteindre sa plus grande intensité lors de la formation de la Grande Brèche" (p. 1296).

Par ce travail, Kaisin défend donc l'hypothèse d'une genèse sédimentaire de la brèche. Il faut lui reconnaître d'incontestables qualités : outre le fait qu'il ait été le premier auteur à utiliser des arguments pétrographiques (de qualité) pour étayer son raisonnement, il a manifestement eu le souci d'élargir à nouveau le débat – qui s'était peu à peu rétréci à la brèche de Landelies – à l'ensemble du bassin.

Cependant, on conçoit mal comment Kaisin n'a pas senti l'incongruité de la description d'un contact calcaire stratifié–brèche à Dinant, au sein d'une étude consacrée à la brèche de Landelies ! Il est vraisemblable que l'auteur se soit trouvé, à cette occasion, prisonnier de son propre système "unitaire" et ait craint d'avoir à fournir des descriptions qui eussent plaidé contre les théories qu'il voulait diffuser.

Enfin, si ses conclusions tendent à l'explication du phénomène à l'échelle du bassin, il faut noter qu'elles reprennent, presque mot pour mot, celles qu'avait déjà donné de Dorlodot (1910), 12 ans auparavant ...

La même année, Fourmarier (1922) présente en séance quelques échantillons de brèche "dite de Waulsort" découverts dans un puits de captage de la Compagnie intercommunale des Eaux de l'Agglomération liégeoise, implanté dans la vallée du Néblon; un fragment de calcaire oolithique est associé à cette découverte. Bien que le contexte ne permette pas, de l'aveu de l'auteur, de déterminer les conditions de gisement de la brèche à cet endroit précis, celui–ci souligne l'étendue géographique des affleurements de brèche et suggère, sur la base de la

---

[8] L'auteur précise, en p. B156, qu'il s'agit du niveau de l'oolithe à *Productus cora*. "*Productus*" (*Linoproductus*) *corrugato-hemisphaericus*, autrefois appelé *Productus cora*, abonde dans le Viséen moyen.

découverte du fragment de calcaire oolithique[8] associé à la brèche, la non–constance stratigraphique de cette dernière. Enfin, le contexte fortement déformé du synclinal où s'est faite la découverte suggère à Fourmarier cette conclusion :

> "La question de l'origine de cette brèche si spéciale est, en réalité, encore obscure; mais, fait intéressant, partout où elle se rencontre, les roches avoisinantes sont fortement disloquées; est–ce là une cause indispensable pour sa formation ? Je n'oserais l'affirmer" (p. B 156).

En 1928, Maillieux et Demanet publient une échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique dans laquelle la brèche constitue, avec l'Oolithe supérieure à *Productus undatus*, la première zone ("V3a") de l'assise supérieure, "V3", de l'étage viséen.

Le milieu de la décennie suivante voit la parution des "Roches sédimentaires de France" de Cayeux (1935). Au sein de cet important ouvrage, l'auteur octroie une place aux brèches calcaires. Dès l'abord, il rappelle l'existence de 2 formations bréchiques dans le calcaire carbonifère de Belgique, la "Grande Brèche du Bassin de Namur" et la "brèche rouge du Carbonifère franco–belge", qu'il décrit séparément.

Après une longue description de la "Grande brèche" du Bassin de Namur, dans laquelle l'auteur souligne notamment l'inhomogénéité de la formation bréchique et son passage latéral à des niveaux oolithiques vers l'Est du Bassin (pp. 148–149), Cayeux passe aux interprétations de ses observations.

L'auteur se montre partisan de la thèse selon laquelle les matériaux soumis à la bréchification étaient complètement lithifiés. Ses arguments sont les suivants :

1 – Les éléments de la brèche n'auraient pu garder leur individualité sans avoir acquis au préalable "une grande cohérence" (p. 156);

2 – Le fait qu'un galet comprenne un débris d'échinoderme

> "extrêmement usé du côté libre et se raccordant par son bord externe avec celui du complexe (...)" (p. 156)

plaide en faveur d'une dureté sensiblement égale des 2 éléments, qui autrement

> "eussent été dissociés avant que le complexe ne fût converti en galet" (p. 156);

3 – Oolithes et éléments à structure pseudoolithique (sic) sont tronqués à la périphérie du bloc qui les contient

> "sans que jamais les agents dynamiques ne les aient détachés en laissant une contre–empreinte" (p. 156);

4 – Il en va de même dans le cas d'éléments de la brèche repris dans une seconde bréchification, pour lesquels

> "il est de règle, en effet, que leurs contours tranchent les éléments inclus sans les détacher" (p. 156).

En ce qui concerne le ciment de la brèche, Cayeux affirme qu'en règle générale :

> "les fragments se comportent comme des corps étrangers dans le milieu, et l'on peut observer en grand nombre des éléments de calcaire cryptocristallins, restant immuables dans une gangue revêtant les mêmes caractères, en voie de transformation en calcite (...). Bref, les choses se passent de telle manière, pour la très grande majorité des matériaux, arrivés à un

> certain état de consolidation, qu'une fois remaniés et inclus dans une boue identique à celle dont ils procèdent, ils sont frappés d'arrêt de développement, et, pour ainsi parler, indifférents aux métamorphoses qui font de cette vase un ciment de calcite" (p. 157).

Et l'auteur poursuit :

> "Il en résulte que la gangue, tant soit peu plus récente que les éléments de la brèche, se trouve aujourd'hui plus éloignée de son état originel que les matériaux remis en mouvement" (p. 157)

avant de conclure, d'une manière un peu abrupte et inattendue, à l'intervention probable de phénomènes biochimiques dans l'histoire de la brèche (p. 157).

Dans les pages qui suivent, Cayeux esquisse diverses autres interprétations qui me paraissent moins importantes avant de remarquer l'absence, dans la brèche, de matériaux détritiques autres que les blocs de calcaire eux–mêmes :

> "Si bien" dit–il "que la sédimentation extrêmement troublée qui a engendré la grande brèche paraît avoir été soustraite, en totalité, aux influences de la terre ferme" (p. 161).

Je reviendrai sur cet aspect au sein du chapitre consacré à la paléogéographie de la plate–forme viséenne.

Puis, l'auteur conclut, en ce qui concerne l'origine de la grande brèche (brèche grise) :

> "Notre point de départ est celui–ci : on sait de source certaine que l'aire où s'accumule la brèche est le siège d'une sédimentation normale et relativement fine (en italique dans le texte), laquelle engendre la gangue de la brèche. De temps en temps, cette sédimentation se poursuit seule, l'apport des matériaux grossiers se trouvant momentanément interrompu" (p. 161).

Mais la question se pose de savoir d'où proviennent les "matériaux grossiers" remis en mouvement; Cayeux répond :

> "La fragmentation se fait quelque part, à grande échelle, puis elle est suivie d'un transport et d'un véritable brassage des débris, empruntés à de multiples horizons, c'est–à–dire qu'à première vue, tout au moins, une émersion du calcaire carbonifère sur un espace considérable paraît de rigueur" (p. 161).

Au vu des éléments constitutifs de la brèche et de l'absence de fragments remaniés, le morcellement se produit hors du domaine occupé par la brèche; par ailleurs,

> "rien ne fait supposer que le substratum de la brèche ait été mis à contribution. Jamais on n'a relevé, sous la brèche, la moindre trace de ravinement (...) C'est donc à distance du gisement de la brèche que ses matériaux ont été élaborés" (p.162).

L'auteur se demande ensuite si les milieux générateurs des éléments bréchoïdes se trouvaient bien dans les parties du bassin accessibles à l'investigation et rappelle :

> "Pour donner à la question du milieu générateur de la brèche sa physionomie véritable, il importe de noter que l'épisode correspondant à la genèse de cette formation s'étend également au Sud–Ouest de l'Angleterre" (...). Et finalement, il ajoute : "Tout bien considéré, le phénomène ne se conçoit qu'à la lumière de mouvements préludant à la surrection de la chaîne hercynienne" (p. 164).

Après avoir examiné la brèche grise, qu'il considère finalement comme une brèche sédimentaire, Cayeux s'intéresse à la brèche rouge du Carbonifère franco–belge. Il note d'emblée que cette brèche est

> "d'existence très limitée et sporadique" et que "elle repose sur des calcaires d'âges différents, concentrée qu'elle est dans des sortes de poches (en italique dans le texte), c'est-à-dire que son allure témoigne nettement d'une origine postérieure au dépôt et à l'émersion du calcaire carbonifère" (p. 172).

L'auteur note ensuite que la brèche rouge de Landelies, qu'il choisit comme type principal de son étude, contient des matériaux "franchement anguleux" (p. 173), d'âge éventuellement post–dinantien (p. 173) et que des

> "veinules appartiennent en propre aux matériaux remaniés, c'est–à–dire qu'ils en étaient déjà pourvus au moment de leur introduction dans la brèche" (p. 174). Et il ajoute : "À la vérité, on n'a pas suffisamment réfléchi à l'extrême difficulté, pour ne pas dire à l'impossibilité, d'interpréter les calcaires veinés de calcite, sans faire appel à des actions mécaniques" (p. 176).

Puis il conclut, relativement à la brèche rouge :

> "(...) le développement de la calcite en filonnets résulte d'actions dynamiques, autrement dit, de phénomènes de compression, d'écrasement, engendrant d'emblée de la calcite le long des lignes de moindre résistance ou de maximum de pression". Et donc "la formation de la brèche rouge est postérieure aux grands mouvements tangentiels dont le Carbonifère de Belgique a enregistré l'empreinte" (p. 177).

Suit enfin un court chapitre consacré au "diagnostic différentiel de la grande brèche et de la brèche rouge" que Cayeux conclut par ces mots :

> "Ce sont, en vérité, deux entités foncièrement différentes, dont l'une, la brèche grise, a pris naissance en milieu marin, en un temps où la dolomitisation des horizons, qui ont participé à sa formation, commençait à s'ébaucher, et où les silexites n'avaient pas encore fait leur apparition, et l'autre, la brèche rouge, s'est édifiée en milieu continental, alors que la métamorphose des calcaires en dolomies était très avancée, sinon achevée, la genèse des accidents siliceux pour le moins amorcée et la surrexion du calcaire carbonifère un fait accompli" (pp. 177–178).

Il me semble aujourd'hui que l'apport fondamental de l'étude de Cayeux est l'affirmation claire et nette de la différence de mode de formation entre les brèches du Bassin de Namur et la brèche rouge de Landelies. Cette position, déjà formulée assez discrètement par Delépine (1911), contraste en tout cas avec l'attitude de Kaisin (1922) qui – promoteur d'une genèse commune des deux brèches – n'hésitait pas à utiliser des observations faites dans le Bassin de Dinant pour étayer des hypothèses relatives à la brèche de Landelies. Cayeux (1935) est ainsi un des derniers auteurs à défendre l'idée d'une pluralité des brèches du Viséen supérieur franco–belge; dans la suite, pendant près de 60 ans, tous les auteurs – à l'exception de West (1969, inédit, cf ci–dessous) – vont s'efforcer d'expliquer par un processus unique la genèse des brèches des Bassins de Namur, de Dinant et de Landelies.

Les 15 années suivantes sont surtout marquées par la production scientifique de Kaisin, essentiellement orientée vers le "débroussaillage" tectonique de l'Ardenne.

Kaisin (1935) s'intéresse aux analogies tectoniques existant entre les coupes de Landelies, de la Molignée et de la gare de Dinant; sans proposer d'interprétation à ses observations, l'auteur constate dans les 3 coupes l'existence de "plis piquant du nez dans la brèche rouge" (Landelies, p. 186; Molignée, p. 187; Dinant, p. 189):

> "Dans les trois cas, un pli fortement bousculé vers le Nord, plus aigu dans ses enveloppes externes que dans son noyau, pique du nez dans une masse de brèche" (p. 189).

Ayant rappelé précédemment le fait que la brèche de la Molignée était classiquement considérée comme Petite Brèche (p. 187), affirmé qu'il était

> "porté à croire que la Grande (brèche) ne diffère de la Petite (brèche) que par son épaisseur" (p. 188)

et que, par ailleurs, il était incapable de dire si, dans la Molignée, la masse de brèche devait être rapportée à la Petite ou à la Grande Brèche (p. 188), l'auteur esquisse ses conclusions provisoires.

> "Je reste persuadé que la Grande Brèche véritable, massive et polygène, est bien d'âge dinantien, même lorsqu'elle est à pâte rouge. Mais quand nous connaîtrons à fond la question des brèches dinantiennes, combien de variétés devrons–nous y distinguer ?" (p. 190).

Kaisin reste donc fidèle à son hypothèse génétique unique, même si, 11 ans après son important travail publié dans les actes du 13e C.G.I., il apparaît plus prudent et moins affirmatif sur l'unicité de l'objet géologique.

Kaisin (1936), dans un Mémoire de l'Institut géologique de l'Université de Louvain, intitulé "Le problème tectonique de l'Ardenne", développe les conceptions qu'il avait déjà présenté préalablement au sein de notes plus courtes.

Dans un court chapitre intitulé "Le problème des brèches", il rappelle la relative constance stratigraphique de la Grande Brèche (p. 129), les différentes observations qu'il a présentées auparavant et poursuit :

> "La Grande brèche, rouge ou grise, est donc une formation d'âge dinantien, d'un type très spécial. Elle a recouvert une étendue immense, comprenant vraisemblablement tout le Bassin de Dinant et toute la partie du Bassin de Namur située à l'Ouest du bombement anticlinal du Samson. (...) Sa variété grise est une formation marine" (p. 129).

Puis, soucieux de ne pas négliger la différence entre la "variété méridionale, à pâte rouge, sans fossiles" et "la variété septentrionale, qui est grise et fossilifère" (p. 130), il l'explique comme suit :

> "Le sens des transgressions (du Sud au Nord) est vraisemblablement le même jusqu'à la formation de la Grande Brèche (en italique dans le texte), après quoi, comme par un coup de théâtre, c'est du Nord–Est que les invasions maritimes partent. Le bassin de sédimentation, largement ouvert au Midi jusque là, vient de s'ouvrir au Nord. Il a donc changé de forme et basculé. Voilà la déformation tectonique qui, sans qu'on puisse préciser son action, doit avoir fragmenté les calcaires récemment déposés, pour libérer les éléments anguleux que nous retrouvons, en quantité inimaginable, empâtés dans la Grande Brèche. Si celle–ci, dans le Nord, et dans l'Ouest, est demeurée grise, c'est vraisemblablement que le mouvement de bascule l'a immergée assez rapidement pour la soustraire à la rubéfaction. Si la Grande Brèche de Dinant, de Waulsort et de Landelies est rouge, c'est qu'elle a émergé plus longtemps" (p. 130).

Enfin, il conclut :

> "En vue d'expliquer la formation de la Grande Brèche, rouge ou grise, il paraît donc légitime de faire intervenir une déformation tectonique de grande importance, ce qui ne veut pas dire nécessairement de grande intensité (...). On ne lui demande pas autre chose que d'avoir fait émerger, sur une immense étendue, des calcaires récemment déposés et d'avoir, ce faisant, tout au moins favorisé leur fragmentation. Rien n'est plus loin de ma pensée que de pousser la déformation professionnelle jusqu'à vouloir ressusciter la thèse de Briart (...) qui assignait à la Grande Brèche une origine dynamique. Cette déformation singulière est, pour moi, d'origine sédimentaire : c'est la singularité de son apparition dans un bassin qui se remplissait, jusqu'alors, de vases fines ou de sédiments nettement organogènes, qui me paraît ne pouvoir s'expliquer sans l'intervention de la tectonique" (p. 131).

Si l'on compare l'état des idées de Kaisin (1936) relativement à la brèche à celles du même auteur en 1922, on peut noter qu'il y a à la fois rupture et continuité. Continuité en ce sens que la brèche est toujours pour lui un objet géologique unique, d'origine sédimentaire. Rupture car le processus de formation qu'il invoque est devenu à mon sens plus tectonique que sédimentaire : peut–être faut–il y voir une conséquence des travaux, légèrement antérieurs, de Cayeux (cf la citation, reprise ci–dessus, de la p. 164 de Cayeux, 1935) ... Rupture toujours car, si le processus initial demeure idéalement unique, il doit cependant rendre compte des différences, que l'auteur ne nie plus désormais, entre la brèche rouge de Landelies et celle des Bassins de Namur et Dinant.

Mais s'il est indéniable que, d'un point de vue tectonique, Kaisin ait laissé en ce volume une oeuvre majeure, il n'en demeure pas moins que l'apport capital du travail de Cayeux (1935), à savoir la distinction entre plusieurs brèches viséennes distinctes, est déjà oublié.

Quelques années plus tard, Kaisin (1942) signe trois notes consacrées à la brèche dynamique de la station de Dinant (1942a), à sa signification tectonique (1942b) et à l'âge géologique et au milieu générateur de la Grande Brèche (1942c).

Dans la première note, Kaisin (1942a) – dont on a pu voir ci–dessus qu'il était un des partisans de l'origine sédimentaire de la brèche – admet la nature dynamique de la brèche de la gare de Dinant (p. 79), sur la foi notamment d'un examen personnel de blocs de schistes noirs recueillis à cet endroit par Soreil, au début du siècle. Immédiatement, il entreprend d'attribuer une signification tectonique à la présence de cette brèche (Kaisin, 1942b). Sans retenir l'hypothèse de l'effondrement des schistes noirs – d'âge houiller probable – dans la brèche viséenne, l'auteur affirme qu'il faut,

> "dans l'état actuel de nos connaissances, tracer une faille entre la brèche dinantienne et les schistes noirs. La brèche noire qui s'observe entre les deux terrains doit son existence à leur mélange mécanique, par attrition et trituration, au cours du ou des déplacements relatifs qu'ils ont subis" (p. 82).

Puis, l'auteur donne une coupe de l'affleurement par laquelle il démontre que les schistes noirs

> "appartiennent à une écaille ou lambeau de poussée (...) ramenée de la profondeur par le jeu de cette faille" (p. 83).

Ensuite, Kaisin (1942c) s'attache à définir l'âge géologique et le milieu générateur de la Grande Brèche. L'auteur y rappelle son travail de 1922, puis énumère un certain nombre de faits :

– Aucune différence lithologique n'existe entre la Petite et la Grande Brèche (p. 84); la couleur rouge se retrouve également dans la première, montrant

> "que les conditions qui ont déterminé la formation de brèches polygènes à pâte rouge se sont réalisées à plusieurs reprises dans le Viséen, tout au moins dans le Bassin de Dinant et que, par suite, la teinte rouge ne peut être invoquée en faveur d'un âge post–dinantien de la Grande Brèche" (p. 85).

– On observe occasionnellement un véritable passage graduel, en sens vertical, de la Petite Brèche (éventuellement stratifiée) à la Grande Brèche (p. 85), ce qui signifie que

> "(...) tout se passe comme si la petite brèche rouge annonçait la Grande Brèche rouge" (p. 86).

– La teinte des brèches est un "caractère de second rang" (p. 86).

– On ne peut placer la minceur des bancs au rang des caractères distinctifs de la Petite Brèche (p. 86).

– Les surfaces qui limitent la Petite Brèche à sa base et à son sommet sont des joints de stratification (p. 86); en ce qui concerne la Grande Brèche, il y a passage graduel des bancs sous–jacents à la brèche (Dinant) et de la brèche aux bancs sus–jacents (Landelies) (p. 87). Par ailleurs, la Grande Brèche se rencontre toujours à peu près au même niveau stratigraphique (p. 87).

– Tous les éléments de la Grande Brèche à pâte rouge sont connus dans le Dinantien (p. 88).

– Là où la brèche massive à pâte grise est "typique", les niveaux fossilifères sont rares; lorsqu'ils sont présents, ces derniers

> "sont les témoins d'épisodes particulièrement calmes, au cours desquels la formation du sédiment (...) avait pris un caractère très différent" (p. 89).

Kaisin termine cette énumération en répétant :

> "Il n'y a qu'une Grande Brèche. L'identité d'âge de ces deux variétés (la grise et la rouge) est solidement établie par la stratigraphie, du seul fait que dans des coupes parfaitement claires et sans brisure d'aucune sorte, on les voit passer latéralement l'une à l'autre dans les alentours de Dinant" (p. 90).

Puis, l'auteur présente ses conclusions. Il écarte l'hypothèse de l'origine dynamique, seulement défendue, selon lui, par Briart (sur base, rappelons–le, de l'étude de la brèche de Landelies) et affirme qu'en matière de mode de formation de la Grande Brèche, c'est par

> "Henry de Dorlodot que la vérité paraît avoir été serrée de plus près" (p. 90).

On notera que l'adhésion de l'auteur aux thèses de de Dorlodot était déjà sensible dans les conclusions de son travail de 1922, ainsi que cela a été signalé ci–dessus.

Il répète ses conclusions de 1936 puis y ajoute une idée nouvelle :

> "Les caractères qui portaient Max Lohest à tenir la Grande Brèche à pâte rouge pour une formation continentale auraient été (...) acquis tardivement par un sédiment d'origine marine. La zone de contact entre le gris et le rouge, avec tous ses caprices, serait la trace d'un ancien rivage. L'absence de toit géologique d'âge viséen sur la brèche rouge, qui est de règle dans la région de Dinant mais non à Landelies, s'expliquerait tout naturellement aussi. À Dinant, ces calcaires ne se seraient pas déposés" (p. 92).

Puis, Kaisin conclut en affirmant, sans modestie excessive, qu'il présente là la "meilleure hypothèse de travail qui puisse être adoptée" (p. 92). Enfin, écrit–il, il est établi que

> "La Grande Brèche est une formation sédimentaire qui a toutes les chances d'être marine et que, grise ou rouge, elle est d'âge dinantien" (p. 92).

Nous ne commenterons pas cette nouvelle note de Kaisin où l'auteur ne fait que répéter ce qu'il avait déjà proposé antérieurement, en ajoutant toutefois les deux idées originales de la ligne de rivage et du non–dépôt du Viséen supérieur à Dinant, que je ne retiendrai pas dans la suite.

Corin (1942) publie la découverte de brèche polygène à ciment rouge dans le calcaire viséen de Bouffioulx. Cette brèche, selon l'auteur, occupe une position géologique "assez obscure" (p. 133).

Par ailleurs, en ce qui concerne les conditions d'affleurement de la Grande Brèche, que Corin n'identifie pas clairement à la brèche rouge précédemment citée, l'auteur affirme

> "Bien qu'elle (la brèche) paraisse constamment associée aux mêmes calcaires zonaires, et, par suite, au même ensemble stratigraphique, la grande brèche n'est pas toujours limitée par des surfaces de stratification régulières; elle peut même pénétrer les couches encaissantes" (p. 136).

Sans fournir d'explication génétique, Corin conclut :

> "(...) entourée de toutes parts par des cassures ou des failles, la brèche ne révèle pas ses relations immédiates avec les formations du voisinage" (p. 142).

Bien que je n'aie pas repris personnellement l'étude de cette région, je mentionne ici les conclusions de Corin, qui me paraissent d'autant plus d'actualité que l'état de l'affleurement est aujourd'hui dégradé et ne permet pas de débrouiller la structure tectonique de la coupe.

2.2.5. Les recherches récentes (1946–1972)

Quatre ans plus tard paraît la première publication de Bourguignon (1946) consacrée à la brèche ainsi qu'une note de Fourmarier (1946).

Bourguignon (1946) s'intéresse à l'âge de la brèche des Fonds de Leffe. Il établit, sur base de la découverte de niveaux fossilifères (à goniatites), l'âge viséen de cette brèche ("V3ax"), ce qui lui permet de l'identifier à la Grande Brèche. De plus, la découverte de niveaux fossilifères permet, selon l'auteur, d'étayer l'existence

> "d'épisodes marins au cours de l'édification de la brèche des Fonds de Leffe" (p. 284).

Fourmarier (1946) rouvre le débat portant sur la brèche rouge de Landelies. Après un rappel des théories en présence, l'auteur présente ses observations.

- La première observation est celle d'un ravinement du V2b stratifié par une masse de brèche notée V2bx (sur base, semble–t–il, de la ressemblance des faciès inclus dans la brèche avec ceux du V2b) (pp. 303–304). L'auteur mentionne en outre la découverte d'un échantillon (qu'il n'a malheureusement pas vu en place) prouvant que la brèche a rempli, en ravinant le V2b, des fissures qui y étaient ouvertes (fig. 2 et pp. 305–306). Il en déduit :

> "Si l'on tient compte de ce que les bancs du Viséen V2b sont ici renversés et inclinent de 40 degrés au sud–ouest, il paraît évident que la brèche s'est formée et a rempli la fente du banc sous–jacent avant que les efforts tectoniques modifient la disposition originelle des bancs "(p. 306).

Puis :

> "Je suis donc porté à admettre l'existence en cet endroit du massif de Landelies, d'une brèche rouge formée aux dépens des couches inférieures de l'assise V2b, contemporaine de la sédimentation et qui, du point de vue stratigraphique, se situe dans cette assise" (p. 307).

- La seconde observation de Fourmarier porte sur la tranchée de la Jambe de Bois. L'auteur y note la présence de bancs de calcaire rouges ou roses dont le matériel s'infiltre dans les diaclases, normales à la stratification, des bancs gris sous–jacents (fig. 3, p. 309). L'auteur poursuit :

> "Il paraît indiscutable que ce phénomène s'est réalisé au moment où les bancs étaient dans leur situation horizontale originelle, et qu'il y a eu pénétration de la vase rouge de haut en

bas dans les anfractuosités et les joints du banc antérieur. Il paraît ainsi bien établi que la sédimentation du calcaire rouge s'est faite avant le retournement des couches, c'est–à–dire avant que se manifestent les efforts orogéniques" (p. 309).

Puis Fourmarier passe à l'énoncé de ses conclusions :

"Brèche rouge et brèche grise peuvent donc être regardées comme contemporaines de la formation du Viséen" (p. 310).

En outre, l'origine sédimentaire de l'une comme de l'autre brèche paraît hors de doute pour l'auteur (p. 310).
Cependant, l'observation, dans le massif de Landelies, de

"brèches rouges dont les cailloux sont traversés par un réseau dense de veines de calcite qui s'arrêtent à la bordure du caillou et n'affectent pas le ciment" (p. 310)

suggère à Fourmarier une interrogation relative à la possibilité qu'il y ait, indépendamment des brèches rouges et grises d'âge carbonifère, d'autres brèches "de même apparence" mais datant "d'une tout autre époque" (p. 310).

Pour l'auteur, une alternative se présente. Soit

"certains bancs calcaires étaient fortement crevassés et leurs fentes minéralisées lorsque des fragments en ont été détachés pour être incorporés à la brèche" (p. 311),

soit

"(...) sous l'action des efforts géodynamiques qui ont affecté le Dinantien à l'époque des plissements hercyniens, certains cailloux se sont largement fissurés avec minéralisation des vides ainsi formés, tandis que des éléments voisins restaient relativement intacts" (p. 311).

Fourmarier retient le second membre de l'alternative et justifie son choix en ces termes :

"La nature de la roche joue un rôle essentiel, et l'on peut croire que dans une brèche polygène, où sont mêlés des éléments de provenances diverses, certains blocs, sous l'action des efforts, aient pu se fissurer plus que les autres parce qu'ils étaient particulièrement fragiles. (...) Il y a là un problème de résistance des matériaux qui retiendra sans doute l'attention des observateurs qui reprendront l'étude de la question" (p. 312).

Si les conclusions que Fourmarier tire de ses observations paraissent logiques, il n'en reste pas moins que sur un point – à mon sens fondamental –, il est en net retrait par rapport à certains de ses prédécesseurs. En effet, dans son esprit, il semble que les "efforts orogéniques" hercyniens soient toujours chronologiquement "ramassés" en un seul épisode (retournement), alors que Cayeux (1935) ou Kaisin (1936) avaient déjà, de manière plus ou moins explicite, envisagé un étalement chronologique des contraintes hercyniennes. C'est à la faveur d'un tel étalement, aujourd'hui démontré, que je pourrai, dans la suite, rendre compte des observations de Fourmarier, sans pour autant adhérer à ses conclusions (cf. infra, ch.6).

Par contre, en invoquant la possibilité de réactions différentielles des niveaux viséens aux contraintes hercyniennes, l'auteur faisait montre d'une intuition que les recherches ultérieures allaient confirmer de la manière que l'on va lire ci–dessous.

Cinq ans plus tard était publié l'énorme travail de Bourguignon (1951), "Etude géologique et sédimentologique des brèches calcaires viséennes de Belgique". L'auteur y rappelle tout d'abord les différentes théories déjà émises relativement à l'origine de la brèche (pp. 106–114) et précise le cadre stratigraphique de son étude (pp. 114–116).

Ensuite, il procède de manière géographique, en examinant la partie occidentale du synclinorium de Dinant, sa partie orientale et enfin les "lambeaux de poussée" du bassin de Namur.

Dans la partie occidentale du synclinorium de Dinant, Bourguignon examine en premier lieu les affleurements de la Bande de Florennes. N'ayant pas ici la place de synthétiser les observations de l'auteur coupe par coupe, nous nous reporterons à ses conclusions pour cette première région.

Après avoir noté l'existence de la petite brèche au pied du château de Walzin et constaté que cette dernière était régulièrement interstratifiée dans le Dinantien (p. 136), l'auteur tire de l'étude des affleurements de la bande de Florennes les enseignements suivants :

1.– La Bande de Florennes contient, sur 25 km de long, un niveau continu de brèche sédime taire polygénique (p. 137).

2.– La base de cette brèche se maintient à un niveau à peu près constant, sur les

> "calcaires inférieurs d'Anhée V2b" (p. 137).

À son sommet, la brèche est

> "surmontée normalement par les calcaires de Warnant V3b" (en italique dans le texte) (p. 137),

lorsque l'érosion a épargné ces derniers. La brèche est alors

> "un niveau stratigraphique intercalé dans la série viséenne" (p. 137).

3.– Les variations de couleur sont fréquentes, du rouge au gris et il y a passage latéral, en plusieurs endroits, du faciès gris au faciès Waulsort, caractérisé par le

> "développement de réseaux serrés de larges veines de calcite propres aux blocaux du conglomérat" (p. 137).

Enfin :

> "La preuve est ainsi donnée que la brèche de Waulsort est un sédiment incontestablement viséen. Elle représente un faciès de la sous–assise V3a" (en italique dans le texte) (p. 137).

Bourguignon examine ensuite les affleurements du "Massif de Dinant". Dans la vallée de la Molignée, l'auteur rectifie le tracé de la coupe de la tranchée du Scrépia de Kaisin (1935) en supprimant la faille plate que cet auteur plaçait au niveau du nez du pli déversé vers le NW dans le V2b, entre les bancs stratifiés et la brèche (fig. 2 de Kaisin, 1935; fig. 11 de Bourguignon, 1951; on verra ci–dessous que je rejoins Bourguignon sur ce point). Puis, au sujet de la brèche qu'il observe à cet endroit, il note :

> "La particularité que présentent les coupes de la Molignée consiste en un développement remarquable des structures bréchiques au sein du V2b. Ces brèches, grises ou rouges, se disposent en allure lenticulaire ou même en lentilles séparées et plus ou moins allongées. (...) Le pli couché dans la brèche nous paraît résulter d'un glissement d'origine sédimentaire et la discontinuité des bancs peut atteindre divers stades d'avancement. Des blocs détachés du nez du pli, sont enrobés dans le conglomérat" (p. 150).

En conclusion de son étude du "massif" de Dinant, Bourguignon estime qu'en ce qui concerne la grande brèche, l'âge V3a de cette dernière est établi. Il poursuit :

> "Les caractères géométriques de cette formation montrent qu'elle a étroitement participé à la tectonique hercynienne. Les variétés à ciment rouge et gris voisinent dans toutes les coupes, qu'il s'agisse de la petite ou de la grande brèche. Ces deux formations continues se présentent suivant des allures lenticulaires. Si l'on trouve systématiquement un niveau de brèche polygène vers la base du V2b, semblables sédiments existent également plus haut dans la série inférieure d'Anhée" (p. 160).

Après un rapide examen du massif de Bioul et du synclinal de Braibant, dont Bourguignon ne tire pas de conclusions nouvelles, l'auteur passe à l'examen des affleurements de la partie orientale du synclinorium de Dinant.

La bande d'Assesse, la bande de Pont–de–Bonne, les massifs de Modave et de Clavier permettent à l'auteur d'observer quelques affleurements de brèche moins riches d'enseignements que ceux de la partie occidentale du bassin de Dinant, en raison, semble–t–il, de l'état défraîchi des affleurements. Retenons que Bourguignon constate une absence systématique du faciès rouge de la brèche dans cette partie du bassin.

L'auteur conclut ensuite son étude du synclinorium de Dinant :

– Les limites de l'extension du faciès rouge de la brèche ont pu être établies (elles correspondent en gros à la partie occidentale du Bassin de Dinant, *cf* la fig. 20 de Bourguignon) (p. 172).

– La continuité des gisements et la valeur stratigraphique de la brèche de Waulsort ont été démontrées (p. 173).

– Enfin, l'âge viséen des brèches de Dinant a été établi (p. 173).

Bourguignon passe ensuite à l'étude des "lambeaux de poussée" du bassin de Namur, le massif de Bouffioulx et le massif de Landelies.

En ce qui concerne le massif de Bouffioulx, l'auteur estime que sa contribution à l'étude des brèches est assez maigre, en raison de l'impossibilité d'y effectuer de bonnes observations; une fois encore, l'état des affleurements est en cause. Mais il note cependant qu'

> "au V3a, cette zone faisait partie d'un domaine de sédimentation jalonné par la limite d'extension de la brèche rouge" (p. 174).

L'auteur aborde ensuite, non sans quelques "précautions oratoires", l'étude du massif de Landelies et exprime son intention d'examiner en détail les contacts de la brèche rouge avec les calcaires stratifiés. Le contact V2b–brèche rouge se fait, selon Bourguignon :

> "de manière progressive, vraiment imperceptible; on passe insensiblement des calcaires stratifiés à la brèche massive" (p. 176).

Le contact brèche–V3b montre, d'une manière comparable, qu'

> "il y a passage progressif d'une formation à l'autre (...) partout où le contact de la brèche rouge avec le V3b est observable, il y a passage par processus sédimentaire strict ayant donné naissance à des dépôts conglomératiques gris et à des calcaires rouges récurrents dans le V3b lui–même" (pp. 177–178).

Après une mention succincte de la coupe de l'Eau d'Heure, dont l'auteur ne tire pas d'enseignement nouveau en raison des mauvaises conditions d'observation (p. 179), Bourguignon conclut l'examen des brèches du massif de Landelies :

> "Nos observations établissent des faits contrôlables sur place qui ne laissent aucun doute sur la continuité des gisements de brèche rouge et sur leur association constante avec la grande brèche grise. Tout comme celle de Waulsort, la brèche rouge de Landelies représente un faciès de l'assise de Warnant et il n'est pas question d'invoquer pour elle des processus de dépôt plus récents" (p. 179).

La description de contacts parfaitement progressifs entre la brèche et les niveaux stratigraphiquement sous– et sus–jacents du V2b et du V3b dans la région de Landelies ne laisse pas d'être surprenante. Peut–être l'extension des affleurements (et notamment des carrières) ne permettait–elle pas, à l'époque de Bourguignon, de faire les mêmes observations qu'aujourd'hui (voir ci–dessous, ch 7).

Ensuite Bourguignon passe à l'énoncé des conclusions générales de son étude; au sujet de l'âge des brèches rouges, il affirme :

> "Toutes les brèches examinées sont d'âge viséen et représentent des faciès divers de la grande brèche, y compris les brèches à ciment rouge et blocs veinés de calcite, qu'elles soient de Landelies ou de Waulsort" (p. 180).

La brèche massive est une formation continue et la coloration du ciment est dès lors sans valeur pour effectuer une distinction entre brèches d'âges prétendûment différents (p. 180). Au moment de leur fragmentation, les calcaires étaient déjà traversés par des veines de calcite largement ouvertes (pp. 180–181).

Dès lors :

> "(...) des faits avancés par les partisans des brèches rouges post–hercyniennes, certains sont inexacts, les autres, après plus ample informé, cadrent avec une origine viséenne" (p. 181).

Viennent ensuite les conclusions relatives au mode de formation des brèches rouges. L'auteur commente tout d'abord ses cartes de répartition des brèches par faciès (rouge ou gris), déjà évoquées : le faciès rouge de la petite comme de la grande brèche y apparaît limité à la partie occidentale du Bassin de Dinant (pp. 182–186 et figs 19–20). En ce qui concerne la grande brèche, Bourguignon note que sa puissance décroît vers le Nord et le Nord–Est (p. 186).

S'intéressant ensuite aux modalités de transport et de dépôt, l'auteur rappelle qu'il a pu établir la constance stratigraphique de la base de la grande brèche (p. 186). Cette observation s'accorde mal, selon lui, avec l'hypothèse de de Dorlodot (1908a, rappelée ci–dessus), qui impliquerait l'existence de ravinements et de lacunes dans le V2b.

> "Ce qu'a senti cet auteur" poursuit Bourguignon "c'est que l'appel à une déformation tectonique est inévitable. En une certaine région du bassin de sédimentation, un bombement a provoqué une fragmentation des calcaires viséens déjà consolidés. (...) Ce morcellement a eu lieu en dehors de l'aire actuellement visible du bassin viséen. L'aire d'accumulation est donc distincte de l'aire de fragmentation. Dans les zones où l'on ne constate aucun ravinement, il faut bien accepter que le tonnage est venu en grande partie par un glissement en masse (en italique dans le texte)" (p. 187).

Et il ajoute :

> "Selon toute vraisemblance, le mécanisme fondamental est dans son principe celui indiqué par H. de Dorlodot et il faut chercher la cause dans une déformation tectonique annonciatrice de la tectogenèse hercynienne. Mais au lieu d'envisager un grand nombre de plis, il

semble indiqué au contraire que le secteur actuellement visible de l'aire de sédimentation du Viséen supérieur a formé à un moment donné un avant–pays, surface assez régulière sans doute dans ses grandes lignes et inclinée au nord ou au nord–est. Ce mouvement fut la résultante d'un bombement à grand rayon de grand rayon de courbure affectant une zone plus méridionale qui, elle, pouvait présenter une succession d'anticlinaux et de synclinaux" (pp. 187–188).

La forme anguleuse des blocs de la brèche n'est pas incompatible avec l'hypothèse d'un transport long dans la mesure où, au sein de coulées d'un certain volume, les débris les plus fins ont joué le rôle de lubrifiant (p. 188). Par ailleurs

"Une faune a pu se développer entre les blocs de la brèche grise avant le remplissage des vides par le ciment; le sédiment s'est donc édifié assez progressivement dans certaines zones" (p. 188).

Enfin, en ce qui concerne les lieu et mode de fragmentation des calcaires, l'auteur propose :

"il faut distinguer deux lieux ou conditions différents suivant que l'on considère les fragments ou la pâte qui les enrobe. (...) Les bancs calcaires affectés par le bombement tectonique ont pu constituer une zone de hauts–fonds où le milieu agité les a fragmentés sur de grande surfaces. Pendant ce temps, une étendue calcaire voisine a pu subir une rubéfaction, par émersion éventuelle, mais dans des conditions d'altération différentes qui réduisaient les calcaires en un sédiment combien plus fin et plus meuble. Celui–ci a flué vers la zone d'éboulis et a colmaté les espaces interstitiels d'une partie de la masse" (p. 189).

Une forte proportion de brèche rouge indique la proximité de la "ride", qui devait donc se trouver au Sud–Ouest des affleurements les plus occidentaux du Bassin de Dinant et être orientée Sud–Est/Nord–Ouest (p. 190).

L'étude de la brèche est

"éminemment apte à illustrer la notion de continuité des efforts dans l'édification d'un ensemble tectonique, ainsi que les liaisons, d'une saisissante réalité, entre sédimentation et déformation" (p. 190).

Une petite vingtaine d'années après la parution du travail de Bourguignon (1951), West (1969) rédige un rapport intitulé "Examination of the Grande Brèche of Belgium". Il s'agit d'un rapport inédit, adressé à la "British association for the advancement of science".

Ayant constaté l'existence de nombreuses pseudomorphoses de minéraux évaporitiques dans les "Broken Beds" purbeckiens du Dorset (Grande–Bretagne), West procède à l'examen de la brèche en vue d'y reconnaître la présence éventuelle des mêmes caractères.

Très vite, il tire une première conclusion :

"Examination in the field, and consideration of the published literature soon indicated that there are more than one breccia present and that they are of different type (...). Just which breccia is strictly entitled to the name Grande Brèche is disputable" (p. 3).

Il procède ensuite à un rapide examen des brèches du Viséen inférieur et des brèches sédimentaires et "parasédimentaires" du Viséen supérieur de Visé et de Namèche–Moha. À la suite de Pirlet (1964), il admet pour ces dernières une origine parasédimentaire (glissements synsédimentaires de faible ampleur, *cf* Pirlet, 1964, p. 463)(pp. 4–5). Puis il se focalise sur l'étude des "brèches rouges tectoniques du V3" (p. 5).

Guidé par Pirlet, il examine les coupes des Fonds de Leffe, de Landelies et de Bouffioulx et considère que, de son point de vue (qui est, rappelons-le, la recherche de pseudomorphoses évaporitiques), la coupe la plus intéressante est celle de Landelies (p. 5). D'une manière générale, West note :

> "There has obviously been complex and intensive tectonic (and/or gravity sliding) movement. (...) The stratigraphical lower part of the breccia contains very large blocks but these decrease in size upwards" (pp. 5–6).

Puis il procède à l'examen de la brèche et y note la présence de nombreuses pseudomorphoses évaporitiques, siliceuses et carbonatées (pp. 6–7).

L'auteur examine ensuite les coupes de Bouffioulx (pp. 7–8) et des Fonds de Leffe (p. 8) et conclut, en ce qui concerne la brèche de ce dernier endroit, qu'elle présente les mêmes caractéristiques que celle de Landelies (p. 8).

West ne présente guère de conclusion générale dans son rapport mais il semble que l'on puisse considérer comme telle la phrase suivante, issue du résumé de son rapport :

> "The cumulative evidence is adequate to prove that evaporites played a large part in the formation of the Grande Brèche" (p. 1).

Peu connu, en raison de son caractère de document inédit, le court rapport de West présente donc les conclusions suivantes :

- En premier lieu, il rejoint les conclusions émises 35 ans plus tôt par Cayeux (1935), concernant la pluralité des brèches du Viséen supérieur.

- Deuxièmement, il évoque, en ce qui concerne la brèche de la région de Landelies, un processus de mise en place gravitaire.

- Enfin, il est le premier auteur à reconnaître formellement le rôle majeur des évaporites dans la genèse de plusieurs brèches du Viséen supérieur.

Trois ans plus tard, Pirlet (1972) relance le débat autour de l'origine de la brèche en publiant un long article intitulé "La "Grande Brèche" viséenne est un olisthostrome : son rôle dans la constitution du géosynclinal varisque en Belgique". L'auteur commence par rappeler les principales théories émises sur la brèche par ses prédécesseurs (pp. 55–57).

Puis Pirlet résume les connaissances acquises sur la "Grande Brèche" (pp. 58–59) : on lit notamment sous sa plume que ni la "Petite Brèche" ni la "Grande Brèche" ne sont stratifiées (p. 58), ce qui va dès l'abord à l'encontre de l'avis général du moment. On lit également que :

> "la brèche érode fréquemment son mur et parfois son toit stratigraphique" (p. 59).

et enfin, ce qui semble quelque peu contredire l'affirmation de la p. 58, mentionnée ci-dessus, que

> "la "Grande Brèche" constitue un véritable niveau compris en général entre le Viséen moyen, V2b et le Viséen supérieur, V3b" (p. 59).

Puis l'auteur s'attache à synthétiser les faits nouveaux (pp. 59–80). Il annonce que l'étude micropaléontologique des blocs de la brèche a révélé la présence, en certains endroits, de blocs datables du Viséen supérieur (V3bα ->V3c) (p. 59) et il en conclut :

> "(...) il existe une anomalie si l'on continue à tenir la brèche comme sédimentaire (en italique dans le texte). En effet, dans le cas d'une brèche sédimentaire, il serait impossible d'y trouver des blocs qui proviennent de niveaux stratigraphiques nettement plus jeune que celui de la brèche" (p. 59).

Avec cette première observation, Pirlet livre un des arguments–clés de son étude, à l'origine de l'interprétation qu'il fournira par la suite. Il présente ensuite les conclusions essentielles issues de l'examen des différentes coupes qu'il a étudiées :

– La brèche érode son mur et son toit stratigraphique et, en conséquence, elle est oblique par rapport aux niveaux sus– et sous–jacents (p. 60).

– La brèche sépare, en certains endroits, des niveaux d'origines paléogéographiques distinctes mais d'âge identique (p. 60).

– La brèche contient des blocs d'âges compris entre le Tournaisien et le Houiller (p. 60).

– Enfin, la matrice n'a aucun caractère sédimentaire (p. 60).

Les conclusions générales de Pirlet sont donc les suivantes :

> "Ces différents éléments nous permettent de soutenir la thèse de l'origine dynamique de la "Grande Brèche" rouge ou grise qui constitue donc un olisthostrome (...). L'ensemble du Viséen supérieur V3b, V3c et du Namurien qui repose sur la "Grande Brèche" constitue donc un olistholithe qui a glissé sur la brèche" (p. 60).

On notera dès à présent que les acceptions des termes "olisthostrome" et "olistholithe" retenues par Pirlet sont différentes de celles retenues quelques années plus tard par Broquet, *in* Fairbridge et Bourgeois (1978). Cet auteur considére en effet qu'un olisthostrome est une masse cartographiable de matériaux slumpés, sans influence tectonique directe dans le processus de mise en place et qu'un olistholithe est une masse comprise au sein d'un olisthostrome (pp. 508–509).

Les pages qui suivent s'attachent à revoir, dans cette optique, les éléments constitutifs de la brèche en fonction des observations déjà synthétisées. Sont ainsi examinés successivement : l'origine (stratigraphique) des différents blocs de la brèche (pp. 60–62), les cherts, stylolithes et fentes des blocs de la brèche (pp. 62–63) et le ciment des brèches ainsi que les différents types de brèche observés (pp. 63–65).

On notera au passage que Pirlet explique la présence de fissures internes aux blocs de la brèche (observation sur laquelle de nombreux auteurs s'étaient exprimés avant lui) de la manière suivante :

> "Si nous considérons que cette brèche est dynamique, il est normal que la masse de bancs stratifiés qui a été broyée lors de la formation de la brèche avait déjà acquis antérieurement une certaine cohésion et que (...) une partie des fentes remplies de calcite s'était déjà formée sous l'effet de la charge sédimentaire, de la diagenèse précoce et des mouvements épeirogéniques hâtifs (...)" (p. 62).

L'auteur reconnaît aussi la présence de gypse, d'anhydrite et de pseudomorphoses carbonatées et siliceuses de ces minéraux dans la "Grande brèche classique" de la littérature (Bassin de Dinant, Landelies et Bouffioulx) (p. 65), sans faire une seule fois cependant référence au travail effectué quelques années plus tôt par West (1969).

Puis Pirlet se livre à l'examen du mode de formation de la matrice rouge ou grise (pp. 65–66) et de l'origine des éléments rouges (p. 67).

Il conclut :

> "Tous les éléments (...) nous permettent de penser que la matrice de la brèche rouge aurait pu être formée par les fins éléments de la brèche mélangés aux matériaux écrasés et laminés d'anciens niveaux argileux rouges et peut–être "évaporitiques" (entre guillemets dans le texte). Cette matrice complexe calcaro–argileuse aurait pu servir de lubrifiant entre les blocs lors du mouvement de l'olisthostrome et la progression de l'olistholite associé au–dessus des formations autochtones sous–jacentes. (...) La brèche s'est donc localisée là où il existait de nombreux lits argileux et peut–être évaporitiques qui formaient une zone plus faible au milieu des épaisses masses calcaires du Dinantien" (p. 67).

Pirlet examine les relations de la brèche avec les niveaux qui l'encadrent. Il analyse les érosions dues à la brèche (pp. 68–69) puis la présence, au sein de la brèche, de blocs datables du Viséen supérieur et du Namurien (p. 69). De cette observation, il tire la conclusion suivante :

> "La "Grande brèche" s'est donc formée après le dépôt des bancs les plus supérieurs du Dinantien et même après le dépôt du Namurien" (p. 69).

L'auteur examine ensuite l'obliquité de la brèche par rapport aux niveaux stratigraphiques qui l'encadrent (pp. 70–72) et conclut à la non–constance stratigraphique de la brèche (p. 72). Dans les pages suivantes, il s'intéresse aux conditions de gisement des niveaux répétés par la brèche (pp. 72–73), à la présence d'écailles et d'olistholithes dans la brèche (pp. 73–74), enfin à l'origine et à l'explication de la présence de plis "en Z" dans les bancs qui encadrent la brèche (pp. 75–79). Au sujet de ce dernier point, Pirlet conclut :

> "Il faut considérer les plis en Z à plans axiaux couchés qui affectent les épontes de la brèche comme des plis d'entraînement, (...) à mettre en relation avec les mouvements relatifs du substratum, de l'olisthostrome et des olistholithes à l'occasion des glissements par gravité de masses déjà sédimentées et cela préalablement au plissement varisque" (p. 79).

Pirlet s'intéresse ensuite aux relations entre la "Petite" et la "Grande brèche". Il note :

> "Les "Petite" et "Grande brèche" constituent (...) des entités qui se ressemblent fort par leur composition, leur mode de gisements et leur origine dynamique. Les bancs stratifiés du Viséen moyen, V2b, qui les sépare doivent être considérés comme une écaille (ou olistholithe) comprise entre les deux brèches" (p. 79).

Dans les pages qui suivent, l'auteur s'interroge sur l'origine de l'olistholite. Il considère que

> "C'est (...) le massif ardennais (situé au Sud de la zone qui s'étend de Dinant à Florennes) qui s'est dénudé après le Namurien et a fourni par gravité l'olistholithe à l'occasion d'un mouvement épeirogénique positif important qui l'affecte ou encore d'une poussée méridionale" (p. 81).

Quant à l'époque de la formation de l'olisthostrome et l'olistholithe, Pirlet pense que

> "L'olisthostrome s'est (...) développé, au sein de la masse stratifiée du Dinantien déjà sédimentée des synclinoriums de Dinant et de Namur, dans une phase précoce du plisse-

ment varisque (sudète ou erzgebirgienne) entre le Namurien B et la phase principale du plissement asturien en Belgique. L'olistholithe qui surmonte cet olisthostrome et lui est associé date donc de la même époque" (p. 82).

Puis Pirlet propose un schéma de formation de la "Grande brèche", en 4 stades, avant de préciser la signification tectonique de la brèche dans l'orogène varisque.

- Le premier stade correspond à la fin du V2b; à ce moment, les calcaires bioclastiques à cherts du V2bγ se sont déposés d'une manière uniforme dans les bassins de Namur et Dinant (p. 82).

- Lors d'un second stade, à la fin de l'intervalle V3a, s'est amorcée une différenciation du bassin : le Sud de l'aire de sédimentation est affecté par un soulèvement important tandis que le Nord voit le dépôt de calcaire algaire et de brèche sédimentaire associée et un soulèvement de moindre importance à l'Est d'Andenne (pp. 82–83).

- Après le dépôt du Namurien B, la situation est la suivante : le Viséen supérieur (V3b,c) s'est déposé dans la plus grande partie du bassin mais vient se biseauter dans la région d'Andenne, en raison du mouvement épeirogénique positif qui s'accentue dans cette région. Le Namurien A est en lacune pour la même raison, tandis que le Namurien B recouvre l'ensemble des deux bassins (p. 83).

- Enfin, après le dépôt du Namurien B, la zone de l'Ardenne située au Sud du Bassin de Dinant se soulève à la suite d'un mouvement épeirogénique majeur, entraînant le glissement vers le Nord d'un ensemble formé par le Viséen supérieur et le Houiller. Les niveaux plus fragiles – argileux ou évaporitiques – du V2bγ et du V3a sont bréchifiés et érodent en se déplaçant les niveaux qui les encadrent, tandis que les bancs stratifiés sus–jacents demeurent stratifiés et constituent l'olistholithe du Viséen supérieur, déjà mentionné (pp. 83–85).

Dès lors, conclut Pirlet :

"Les différents faits (...) démontrent que la "Grande brèche" interstratifiée entre le V2b et le V3b des synclinoriums de Namur et Dinant, est d'origine dynamique et non sédimentaire. (...) L'olisthostrome intraformationnel s'est formé sous une charge importante au sein du Dinantien après le dépôt du Namurien et avant le plissement varisque principal de nos régions car l'olisthostrome, l'olistholithe et le substratum ont été plissés harmoniquement par des plis à plans axiaux redressés" (p. 85).

Dans la suite, l'auteur décrit en détail ses coupes de référence : je mentionnerai occasionnellement dans la suite l'une ou l'autre de ses descriptions, à laquelle j'aurai généralement peu de retouches à apporter; par contre, je pourrai rarement rejoindre Pirlet dans les raccords hypothétiques qu'il établit entre les affleurements qu'il a effectivement vus et décrits.

Avec cette publication, Pirlet signe le retour à une origine dynamique de la brèche, qui était quelque peu tombée en désuétude depuis de nombreuses décennies. Il faut porter au crédit de l'auteur d'avoir "senti" la nécessité d'expliquer le comportement différentiel du V2b et du V3a par la présence de "quelque chose", argile ou évaporites, qui puisse rendre compte de la bréchification de ces niveaux alors que d'autres demeuraient stratifiés. D'autre part, il envisage également un timing de la bréchification que je rejoindrai partiellement dans la suite.

Par contre, comme tant d'autres auteurs avant lui, qui avaient oublié les idées de Cayeux (1935), Pirlet tente d'expliquer la genèse de l'ensemble des brèches viséennes par un processus unique ...

Notons que les idées de Pirlet (1972) furent assez vivement contestées par certains auteurs, au cours de l'excursion de la Session Extraordinaire de la Société géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie (interventions de Marlière et Beugnies notamment : voir le compte–rendu de l'excursion par Fransolet et Pirlet, 1972). En outre, Mamet (1973) contesta de nombreuses datations micropaléontologiques de Pirlet et, en particulier, celles qui tendaient à prouver l'existence de blocs du Viséen supérieur et du Namurien dans la Grande brèche.

2.2.6. L'avènement des "brèches de dissolution" (depuis 1976)

Une étape importante dans la compréhension des processus à l'origine de la brèche est franchie 4 ans plus tard, quand Dejonghe et al. (1976) signalent la découverte, dans le sondage de Saint–Ghislain, d'épaisses formations évaporitiques au sein du Dinantien.

Ces auteurs s'interrogent cependant sur l'âge de ces dépôts, majoritairement anhydritiques :

> "Quel est l'âge de cette anhydrite : pénécontemporaine de la sédimentation du calcaire viséen qui l'enchâsse ?, plus ancien ? Tournaisien ou mieux sans doute, Dévonien ? Dans ce cas, quel est l'âge et le mécanisme de sa mise en place ?" (p. 80).

Pierre et al. (1984) répondent, 8 années plus tard, à la question de Dejonghe *et al.* (1976) : l'anhydrite comprise dans les niveaux dinantiens, datée par l'analyse isotopique ($^{18}O/^{34}S$), était bien pénécontemporaine des dépôts carbonatés.

À la suite de ces résultats, obtenus par la géochimie isotopique, Rouchy *et al.* (1984) consacrent une note importante à l'étude sédimentologique de la formation anhydritique de Saint–Ghislain et au rôle de cette dernière dans la genèse des épisodes bréchiques dinantiens.

Ces auteurs rappellent tout d'abord les faits :

- Il y a équivalence stratigraphique entre les épisodes bréchiques du Viséen et certains intervalles évaporitiques de Saint–Ghislain (p. 124).

- Des pseudomorphoses siliceuses, carbonatées et dolomitiques de minéraux évaporitiques sont connues dans la Grande Brèche notamment (p. 124).

- Des restes de minéraux évaporitiques silicifiés existent dans le Viséen bréchifié et karstifié du sondage de Douvrain; inversément, des niveaux bréchiques, calcaires et anhydritiques, existent également dans le sondage de Saint–Ghislain (p. 124).

Dès lors, poursuivent les auteurs :

> "L'ensemble de ces faits militerait en faveur de l'hypothèse d'une bréchification induite par des dissolutions d'évaporites ce qui nécessiterait l'existence, au départ, d'intercalations anhydritiques épaisses ou mieux, de passées de sels plus solubles (halite ou sels de K et Mg). Si de telles conditions ont pu être remplies localement, elles ne paraissent pas assurées dans certaines des formations que l'on peut observer à l'affleurement; ainsi, l'application hâtive et systématique de ce type de mécanismes pour interpréter des brèches situées dans des zones à sédimentation évaporitique très réduite, pourrait conduire à sous–estimer d'autres facteurs importants (...). Pour conclure, nous admettrons que l'ensemble (...) des phénomènes est compatible avec des processus de dissolution des niveaux évaporitiques et d'effondrements consécutifs dont la répartition est conditionnée par l'hétérogénéité de distribution des masses résiduelles d'évaporites résultant des intenses déformations : tectonique tangentielle et halocinèse" (pp. 124–126).

L'idée d'une bréchification par dissolution des évaporites dinantiennes est désormais lancée. Reste à savoir quand cette dissolution s'est produite : "tardivement", à la faveur de l'orogenèse hercynienne, c'est ce que suggèrent Rouchy *et al.* (1984).

Deux ans plus tard, Rouchy *et al.* (1986a), Mamet *et al.* (1986) et de Magnée *et al.* (1986) proposent, dans le même volume du Bulletin de la Société belge de Géologie, trois scénarios de dissolution différents.

Rouchy *et al.* (1986a), tout d'abord, réaffirment les positions déjà défendues en 1984 (*cf supra*). Selon ces auteurs, l'hypothèse d'une dissolution tardive est étayée par différentes observations :

- abondance de fragments présentant un réseau de fissures ne se poursuivant pas dans la matrice et de vestiges d'anhydrite de remplacement attestant que la bréchification est postérieure à une phase de fracturation et au remplacement des carbonates par certaines variétés tardives de sulfates (p. 143).
- présence d'une brèche dans le karst profond de Saint–Ghislain, qui correspond à la discontinuité mécanique servant de drain pour la circulation des fluides dissolvants (p. 143).

- passage latéral rapide des anhydrites supérieures de Saint–Ghislain à une brèche dans les sondages voisins de Douvrain et de Ghlin, brèche qui résulte dès lors d'une dissolution tardive (p. 143).

- enfin, identité du réseau de fractures interne aux carbonates interstratifiés dans les évaporites de Saint–Ghislain et aux fragments de la Grande Brèche (p. 143).

Et les auteurs concluent :

> "Sans exclure l'hypothèse d'épisodes précoces, ces observations démontrent le caractère tardif de la dissolution, précédéedans bien des cas par une fragmentation mécanique des intercalations calcaires. (...) La bréchification est (...) contrôlée conjointement par les propriétés mécaniques des évaporites (ductilité), leurs propriétés chimiques (solubilité) qui induisent la phase majeure de bréchification par dissolution tardive. (...) La prébréchification observée dans certaines parties du bassin de Dinant n'est ni générale, ni obligatoire, la diversité des structures et des sites paléogéographiques s'accordant difficilement, à ce stade, avec une interprétation trop monolithique" (p. 143).

Dans leur note intitulée "La "Grande Brèche" viséenne (V3a) des Bassins de Namur et Dinant (Belgique) est probablement une brèche d'effondrement", Mamet *et al.* (1986) proposent un autre scénario.

Leur étude est basée sur l'examen d'une coupe du bassin de Namur, celle du rocher "des Grands Malades", à Bouge, près de Namur. De l'analyse de terrain, il ressort que des bancs continus, parfois décamétriques, "flottent" dans la brèche en position stratigraphique normale et présentent le pendage général de l'affleurement (p. 154). En outre, les contacts entre la brèche et les bancs sous– et sus–jacents sont progressifs; le passage se fait par l'intermédiaire de niveaux légèrement décalés, fissurés et fracturés, qui semblent avoir subi un faible phénomène de bréchification in situ (p. 155).

Une étude sédimentologique des blocs de la brèche a permis de définir 11 microfaciès carbonatés qui

> "appartiennent aux zones supérieures d'une plate–forme carbonatée à faible tranche d'eau et à circulation restreinte. Leur succession correspond à l'étagement des milieux de lagon semi–restreints intertidaux aux milieux supratidaux de plus en plus confinés. Le maximum de confinement est représenté par le (...) mudstone à pseudomorphes" (p. 155).

D'autres faits encore sont présentés par les auteurs :

- observation de remplissages de sédiments internes entre les blocs, qui attestent que l'effondrement s'est produit très précocément (p. 156).

- cimentation polyphasée de la matrice (p. 156).

- observation de silt microsparitique vadose, pénécontemporain de la première génération de ciment sparitique, dans les fissures et craquelures de retrait (p. 156).

- observation de blocs de microspar échancrés dont le contour est la contrempreinte de cristaux sulfatés (p. 156).

- enfin, observation de blocs de brèche repris dans la brèche, qui témoignent du caractère polyphasé de la bréchification (p. 157).

Et les auteurs concluent :

> "Ces observations laissent à penser que les premières phases de dissolution seraint syn–sédimentaires dans un environnement semi–évaporitique à grande fluctuation de salinité. Elles seraient alors suivies par une phase majeure de bréchification post–sédimentaire dont l'âge est difficilement identifiable" (p. 157).

Sur base de l'observation de divers types de peudomorphoses et de l'équivalence latérale avec des niveaux évaporitiques en place (Saint–Ghislain), Mamet *et al.* estiment qu'une phase évaporitique était présente avant la bréchification (p. 157). Les auteurs proposent un modèle de bréchification en 7 épisodes :

- Le 1er épisode – observable – correspond au dépôt du Calcaire de Lives (V2b), caractéristique d'une plate–forme oscillante restreinte–non restreinte (p. 157).

- Le 2e épisode – conjectural – est caractérisé par le dépôt d'une couche principale d'évaporites, d'eau libre (en contexte transgressif) ou de sabkha (persistance du contexte régressif livien)(p. 157).

- Le 3e épisode – observable – correspond au dépôt, sur la couche d'évaporites du 2ème épisode, de calcaires spongiostromidiques supratidaux interstratifiés de fines couches d'évaporites; les premières phases de dissolution synsédimentaire affectent ces fins niveaux de sulfates, de façon sporadique, à la faveur de fortes baisses de salinité (p. 157).

- Le 4e épisode – observable – correspond à la poursuite de la sédimentation supratidale, entièrement sous le contrôle des spongiostromates (p. 157).

- Le 5e épisode – observable – correspond à une sédimentation moins monotone, avec apparition, d'une part, de témoignages d'épisodes émersifs et, d'autre part, de faciès plus bioclastiques (p. 158).

- Le 6e épisode – observable – correspond à la reprise de la sédimentation spongiostromidique et à une diminution du caractère évaporitique du milieu (p. 158).

- Enfin, le 7e épisode – conjectural – correspond à

> "La dissolution progressive de la couche d'évaporite et l'effondrement des couches surincombantes" qui "sont en grande partie terminés à l'orogène hercynien. Sous l'effet com-

> biné de la surcharge et de la circulation d'eau douce, l'évaporite disparaît progressivement au Carbonifère et la seconde phase de bréchification débute. Le processus est lent et régulier, ce qui explique la présence de bancs flottants qui ont gardé leur polarité. (...) À Namur, l'effondrement s'arrête au niveau de couches relativement basses du Viséen supérieur (...). Toutefois, si la couche d'évaporites principale avait été plus épaisse, il serait concevable que l'effondrement se soit transmis à des niveaux encore plus élevés du Viséen et qu'il ait alors pu atteindre le Namurien surincombant" (p. 159).

Les auteurs affirment ensuite qu'il serait prématuré d'étendre ces conclusions à l'ensemble des Grandes Brèches du Viséen supérieur des 2 bassins, de Namur et Dinant mais qu'il est possible de comparer la brèche décrite à Namur et celle, contemporaine, de la Molignée (pp. 159–160).

Mamet *et al.* comparent ensuite la Grande Brèche à des brèches d'écoulement en masse ou de dissolution décrites dans la littérature (p. 161). Les auteurs estiment que la Grande Brèche se rapproche le plus du second type (brèches de dissolution) et concluent :

> "La dissolution et l'effondrement d'évaporites sont sans conteste des phénomènes lents et continus. De ce fait, les brèches formées pendant une phase précoce de dissolution–effondrement peuvent être rebréchifiées ensuite dans une phase plus tardive. La partie la plus faible de l'argumentation est évidemment le postulat de l'existence, puis de la disparition de la couche principale d'évaporite. Par contre, le modèle, bien que fort compliqué, se concilie fort bien avec la grande majorité des faits d'observation" (p. 162).

Enfin, toujours dans le même volume, de Magnée *et al.* (1986), dans un article intitulé "La dissolution des évaporites du Dinantien et ses conséquences", proposent un troisième timing de dissolution.

Partant de l'idée que les évaporites ont joué un rôle majeur dans la déformation hercynienne (et que donc elles étaient toujours présentes à ce moment), les auteurs poursuivent

> "(...) la tectonique tangentielle était terminée avant le Permien, c'est–à–dire avant que l'érosion n'ait troué l'énorme couverture de terrain houiller, permettant ainsi aux eaux météoriques de dissoudre progressivement les évaporites" (p. 213).

Ils examinent ensuite diverses caractéristiques de la dépression sous–crétacique du bassin de la Haine; puis de Magnée *et al.* (1986) reviennent au Dinantien et affirment, au sujet de la brèche :

> "(...) la "Grande Brèche" n'est rien d'autre qu'une "solution collapse breccia" résultant de la disparition des sulfates et des chlorures. Le chimisme de la nappe artésienne prouve en outre que la dissolution est toujours en cours, probablement depuis le Permien" (p. 217).

Puis, les auteurs notent la présence d'un réseau complexe de fissures dans les mudstones du V3b ("Bleu belge"), lorsque ceux–ci surmontent la "Grande Brèche"; ils attribuent cette fissuration à l'effondrement qui affecte les niveaux évaporitiques sous–jacents (effondrement dès lors postérieur au dépôt du V3b) et poursuivent :

> "Bien entendu, cette fissuration d'effondrement se superpose à une fissuration antérieure attribuable à la tectonique hercynienne, comme l'indiquent les nombreuses veines de calcite lardant les blocs effondrés des brèches" (p. 217).

Ceci clôture pratiquement l'historique de la question; dans les années qui suivent, peu de choses nouvelles seront publiées avant que je ne reprenne, en 1988, l'étude de la question.

Signalons cependant encore l'article de Claeys *et al.* (1988) et ma première note sur la brèche (De Putter et Préat,1989). Ces deux références ont ceci en commun qu'elles généralisent, sans apporter d'arguments nouveaux, l'hypothèse proposée par Mamet *et al.* (1986) pour la seule brèche de Namur à l'ensemble des brèches du Viséen supérieur des Bassins de Namur et Dinant.

Ainsi Claeys *et al.* (1988) écrivent–ils, à propos de la brèche de la carrière Dullière, à Monceau–sur–Sambre (région de Landelies) :

> "The sequence allows the observation of in situ brecciation : between the nodules and the enterolitic structures are some very thin collapse breccia levels (a few centimeters thick) formed during sulphate dissolution and replacement. These nodules can be observed even up section of the breccia in the stratified limestone beds ("V3b" ?). (...) The breccia's lower and upper contacts are gradual, with no trace of an important erosive contact. But these contacts are partly obliterated by the intense tectonic activity" (p. 283).

On comparera cette description des relations de la brèche de la carrière Dullière avec son encaissant et celle, assez différente, que je présente ci–dessous.

Dans la seconde publication (De Putter et Préat, 1989), j'ai personnellement écrit, en guise d'introduction à la description de séquences de "*shallowing–upward*" dans les blocs de la brèche :

> "La "Grande Brèche" est un niveau de brèche calcaire dont l'origine, quoique longuement débattue, paraît désormais pouvoir être attribuée à des phénomènes d'effondrement (collapse) liés à la dissolution d'évaporites synsédimentaires. (...) L'origine sédimentaire de la brèche paraît donc acquise, même si une reprise tectonique de la bréchification a probablement eu lieu, lors de la phase orogénique hercynienne, à l'Ouest du Bassin de Namur notamment" (pp. 1828–1829).

Cette dernière phrase rendait compte, dans mon esprit, de la situation intrinsèque de la région de Landelies.

2.3. Conclusion

De d'Omalius d'Halloy (1809) à de Magnée *et al.* (1986), près de cent quatre vingt ans se sont écoulés ... Il n'entre pas dans mes intentions de refaire ici un historique de l'historique mais plutôt de rendre tout d'abord aux auteurs qui m'ont précédé l'hommage qui leur revient.

Bien sûr l'apport de Gosselet au 19e siècle, de de Dorlodot au tournant de ce siècle, de Kaisin ou de Cayeux quelques décennies plus tard fut primordial; mais plus fondamentalement encore, à chaque auteur d'une nouvelle hypothèse ou théorie revient le mérite d'avoir fait progresser le débat. En appelant un commentaire ou une réponse, ces travaux ont tous contribué à une meilleure connaissance de la Grande brèche.

Plus récemment, les dix dernières années ont vu se dégager un consensus autour de certains points.

Pour la plupart des auteurs, la Grande brèche est un horizon stratigraphique assez précis et continu (voir aussi chapitre suivant), bien que d'épaisseur variable. Il s'agit dès lors d'un objet géologique unique, défini dans le temps (V3a) et dans l'espace (Bassins de Namur et Dinant); il est issu de la dissolution d'évaporites initialement contenues dans les sédiments liviens et de l'effondrement subséquent de ces derniers. La Grande brèche est donc une brèche d'effondrement (solution–collapse breccia).

Telle qu'elle est présentée ci–dessus, la situation appelle trois commentaires :

- Tout d'abord, aucun accord n'existe autour du moment où se produisit la dissolution des évaporites : précocement (Mamet *et al.*, 1986), à la faveur de l'orogène varisque (Rouchy *et al.*, 1984) ou, plus tardivement encore, à partir du Permien (de Magnée et al., 1986) ? C'est principalement à cette question que je vais tenter de répondre dans les pages qui suivent.

- Ensuite, le rôle de la tectonique dans la formation de la brèche n'a plus été réenvisagé de façon systématique depuis une vingtaine d'années (époque de la parution du travail de Pirlet, 1972). Il s'ensuit qu'au sein des travaux récents, l'intervention de processus dynamiques est soit invoquée, soit rejetée, mais toujours de manière assez vague et sans qu'il y ait de discussion argumentée à l'échelle de l'affleurement.

- Enfin, un point n'a plus été discuté depuis la parution du rapport de West (1969) : c'est l'unicité, généralement acceptée, de la Grande brèche. En concluant implicitement à l'unicité de l' "objet géologique" Grande brèche, les auteurs de ces dix dernières années ont privilégié une conception de ce qu'est un objet géologique.

Partant de l'idée que les niveaux viséens qui ont donné naissance à la brèche occupent à peu près partout la même position stratigraphique et qu'ils présentent des faciès et des caractères sédimentologiques relativement constants, ils ont conclu à l'unicité de la formation bréchique résultant de leur effondrement.

Mais si, au lieu de privilégier l'uniformité des sédiments viséens qui sont à l'origine de la brèche, on s'attache plutôt à la spécificité de leur histoire subséquente et aux divers sédiments qui en résultent, tels qu'ils sont accessibles à l'affleurement aujourd'hui, on ne saurait manquer de rejoindre les conclusions de Cayeux (1935) ou de West (1969). Dans ce cas, il n'y aurait pas une seule mais plusieurs brèches dans le Viséen supérieur belge.

3. POSITION STRATIGRAPHIQUE DE LA GRANDE BRECHE

Avant–propos

Par ce court chapitre, je souhaite donner un aperçu de la position stratigraphique de la brèche qui fait l'objet de cette étude, ou tout au moins des niveaux évaporitiques qui sont à l'origine de celle–ci. La suite de ce travail montrera en effet que l'âge des processus de bréchification est le plus souvent différent de l'âge de dépôt des sédiments évaporitiques.

3.1. Les conceptions antérieures à 1960

Plusieurs auteurs se sont intéressés à la position bio– ou lithostratigraphique de l'objet géologique «Grande brèche» dans le Calcaire carbonifère franco–belge. H. de Dorlodot, G. Delépine au début du siècle et, plus récemment, F. Demanet ont placé la brèche dans la colonne lithologique du Viséen des bassins de Namur et Dinant. Le **tableau 1** ci–dessous donne un aperçu de l'évolution des conceptions de ces auteurs.

Le **tableau 1** s'applique aux cas où la Grande brèche occupe une position plus ou moins régulièrement interstratifiée dans la série lithologique du Viséen supérieur. Cette situation n'est pas partout réalisée. Delépine (1911) signalait déjà que certains affleurements de brèche devaient être traités séparément : ainsi en allait–il, pour cet auteur, de la brèche de Landelies, «qui n'est pas une formation qui fasse corps avec le Calcaire carbonifère». Les travaux présentés ci–dessous confirmeront ce point de vue de Delépine, repris notamment par Cayeux (1935) et West (1969, inédit) (ci–dessus, ch. 2).

H. de Dorlodot (1909)	**G. Delépine** (1911)	**F. Demanet** (1958)
Etage viséen	Etage viséen	Etage viséen
Assise d'Anhée (V2)	Zone à *Productus giganteus*	Assise de Warnant (V3)
V2c : Couches supérieures d'Anhée	**V2c** sup.: Calcaires noirs et schistes à *Productus longispinus*	**V3c** : Couches de passage Calcaires et schistes
	V2c inf.: Calcaire à *Productus giganteus*	**V3b** : Bleu belge
V2b : Grande brèche	**V2b** : Grande brèche (*Productus* cf. *undiferus*)	**V3a** : Grande brèche et Oolithe supérieure
	Zone à *Productus cora*	Assise de Namèche (V2)
V2a : Couches inférieures d'Anhée	**V2a** sup.: Calcaire à phtanites	**V2b** : Calcaire inférieur d'Anhée et Petite brèche
	V2a inf.: Calcaire noir et calcaire bleu grenu	**V2a** : Calcaire de Neffe et Oolithe moyenne

Tableau 1 : La position stratigraphique de la Grande brèche pour de Dorlodot (1909), Delépine (1911) et Demanet (1958).

3.2. Les conceptions postérieures à 1960

3.2.1. *Situation générale (pour l'ensemble du Bassin franco–belge)*

Après la parution des travaux de synthèse de Demanet (1958), l'étude du calcaire carbonifère franco–belge a été approfondie, au moyen surtout d'investigations micropaléontologiques. La plupart des sous–étages viséens définis par Demanet (1958) sur base lithostratigraphique voyaient leurs limites inférieure et supérieure précisées ou modifiées par des datations micropaléontologiques de plus en plus précises (voir la synthèse récente de Conil *et al.*, 1990).

Dans ce contexte de recherches presque exclusivement paléontologiques, la Grande brèche n'intéressa plus beaucoup les stratigraphes : en effet, elle ne contenait quasiment pas de microfaune stratigraphiquement utile. Cependant, à la suite des travaux de Pirlet (1972) (ci–dessus, ch. 2), Paproth *et al.* (1983) préconisaient de n'accorder aucune valeur stratigraphique à l'appellation Grande–Brèche. Les mêmes auteurs soulignaient néanmoins à la ligne suivante que les brèches étaient pratiquement constantes au niveau généralement occupé par la Grande brèche en Belgique ...

En fait, si l'on fait abstraction des prises de position clairement influencées par une interprétation génétique sous–jacente de la brèche, deux éléments semblent acquis en ce qui concerne la position de la brèche dans la colonne lithologique viséenne :

1°– La brèche occupe, en de nombreux endroits où elle affleure, une position *à peu près* constante, intermédiaire entre les niveaux supérieurs du V2b et les niveaux inférieurs du V3b : voir le tableau hors–texte de Paproth *et al.* (1983), en faisant abstraction du diverticule bréchique d'âge viséen supérieur à Landelies (cette région devant faire l'objet d'une étude séparée).

2°– La brèche ne comprend quasiment aucune microfaune stratigraphiquement utile.

Compte tenu du fait que les sigles lithostratigraphiques de Demanet (1958) ont acquis une forte connotation biostratigraphique à la suite de la multiplication des travaux micropaléontologiques, il me semble souhaitable – tant que l'on continue à les employer – d'attribuer à la Grande brèche le sigle V3a encadré de guillemets («V3a»). Ceci doit, à mon sens, rendre compte du fait que ce sigle est défini à défaut d'arguments micropaléontologiques et sur la seule base de la position géométrique *la plus fréquente* de la brèche.

3.2.2. *Cas particuliers de datation du faciès bréchique*

Dans la région située à l'Est de Namur, où affleurent la brèche et ses équivalents latéraux bréchoïdes ou non bréchiques, Pirlet (1964) attribue aux faciès bréchique et bréchoïde un âge V3aβ. Les niveaux sous–jacents, d'âge V3aα, sont constitués, selon cet auteur, de calcaires rythmiques et les niveaux sus–jacents, d'âge V3aγ, de calcaires grumeleux et algaires à serpules. La brèche n'occupe donc plus, dans cette région, une position correspondant à l'ensemble de l'intervalle V3a (ci–dessous, 8.1.2.).

Par ailleurs, dans la région d'Anhée–Moulins, la brèche débute quelques mètres *en–dessous* des niveaux supérieurs à rognons de chert marquant classiquement le sommet du V2b (Delépine, 1911; Pirlet, 1964) (ci–dessous, 7.2.2.).

3.2.3. *Sur la constance stratigraphique de la Grande brèche*

Les deux exemples présentés ci–dessus (3.2.2.), que l'on pourrait multiplier, suffisent à montrer qu'il ne faut *à priori* pas accorder à la Grande brèche une constance stratigraphique trop

stricte. À ce stade préliminaire de l'étude, la Grande brèche apparaît comme une formation bréchique dont la position stratigraphique *approximative* est *le plus souvent* comprise entre le V2b et le V3b.

Dans quelques endroits particuliers, la brèche présente des relations géométriques extrêmement complexes avec les niveaux du Viséen moyen et supérieur qui l'encadrent habituellement (Landelies, par exemple). Celles–ci ne peuvent être comprises qu'à la lumière d'une étude régionale plus approfondie (ci–dessous, 7.3.1.1.), au terme de laquelle l'unicité de l'objet géologique Grande brèche peut être remise en question (conclusions, 10.3.). Dans un tel contexte, il est évident que la question de la constance stratigraphique de la brèche perd beaucoup de pertinence et d'intérêt.

4. LITHOFACIES DE LA BRECHE, MICROFACIES CARBONATES ET PSEUDOMORPHOSES EVAPORITIQUES DES ELEMENTS DE LA GRANDE BRECHE

« Il y a davantage à lire dans la nature que dans les livres ».
B. de Clairvaux

Avant–propos

Dans ce chapitre, je m'attacherai à décrire les lithofaciès de la Grande brèche ainsi que les microfaciès carbonatés et les pseudomorphoses évaporitiques de ses éléments.

Cependant, ne sont décrits ici que les litho– et microfaciès habituels dans l'ensemble du matériel étudié. Cette manière de procéder me paraît souhaitable afin de ne pas répéter dans la suite de fastidieuses descriptions lors de l'étude des différents sondages et coupes. Inversément, on ne trouvera donc dans ce chapitre que des descriptions d'objets récurrents : les faciès «exceptionnels» en sont exclus. Par exemple, les faciès anhydritiques du sondage de Saint–Ghislain sont décrits au sein de la rubrique consacrée à ce dernier.

4.1. Lithofaciès de la brèche

4.1.1. Introduction

Les trois faciès de la brèche décrits ci–dessous doivent être considérés comme des «faciès–type». En fait, les faciès de la brèche sont trop nombreux pour pouvoir faire l'objet d'une description systématique.

Un exemple suffira à illustrer ce propos : je décris ci–dessous un faciès représentatif de la brèche *la plus fréquemment rencontrée* dans la région de Landelies. Mais tout géologue familier des affleurements de brèche de cette région pourra facilement citer telle ou telle brèche qui ne répondra *pas du tout* à la description donnée ci–dessous. Par exemple, une brèche constituée exclusivement de fragments centimétriques beiges (de V2a) dans une matrice sparitique, limpide, s'observe dans les carrières de la Sambre (Landelies), où elle côtoie une autre brèche, d'un faciès plus «classique» pour la région considérée.

On pourrait multiplier les exemples de cette sorte. Mon but sera donc moins, ci–dessous, de *tout* décrire que de décrire des types assez récurrents d'objets géologiques bréchiques, bien représentés à l'affleurement ou en sondage, dans le «V3a» des Bassins de Namur et Dinant.

J'ai adopté la terminologie et la classification **descriptives** de Morrow (1982), dont je reproduis, à l'intention du lecteur, la figure synthétique (**fig. 1**). Cette classification des brèches présente, à mon sens, l'avantage de toute classification purement descriptive, à savoir qu'elle permet la description d'un objet sans présupposé quant à son mode de formation.

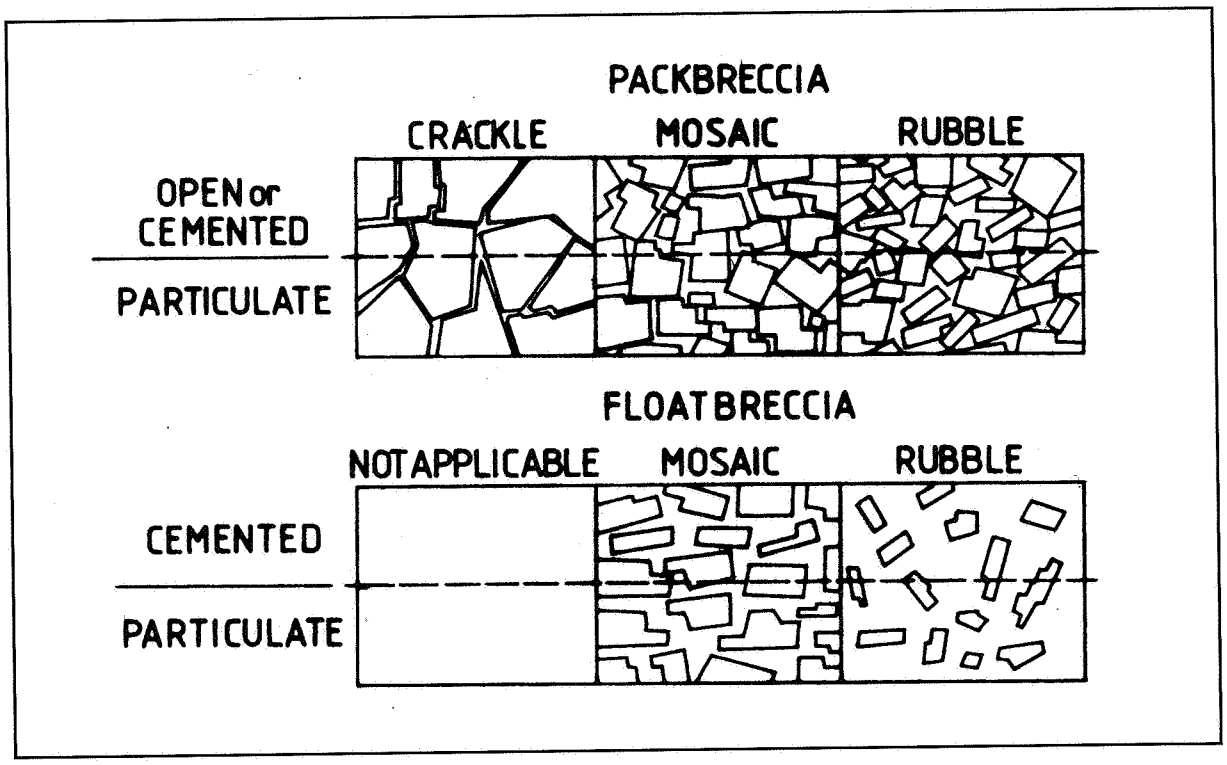


Fig.1 : Classification descriptive des brèches, proposée par Morrow (1982).

4.1.2. Faciès de la brèche grise ou rouge du Bassin de Dinant

Dans ses faciès gris et rouge caractéristiques du Bassin de Dinant (coupe d'Anhée–Moulins, sondage de Corenne, Yves–Gomezée ...), la brèche est massive et le plus souvent du type «*rubble packbreccia*» (Morrow, 1982) (**pl. 1a**).

Les blocs de la brèche sont anguleux, de tailles très diverses, parfois millimétriques mais plus généralement centimétriques ou décimétriques. Ils sont généralement constitués de calcaire laminaire où s'observent des alternances de *laminae* d'épaisseur millimétrique, ondulantes et de couleur gris clair à gris foncé. Les contrastes de couleur entre *laminae* claires et foncées sont souvent soulignés par des joints stylolithiques. Certains blocs montrent la présence d'ooïdes (de quelques dixièmes de millimètre de diamètre au maximum) ou sont constitués de mudstone gris homogène apparemment azoïque.

Les blocs de la brèche comprennent fréquemment des stylolithes stratiformes et des fissures, d'ouverture millimétrique ou centimétrique, cimentées par de la sparite laiteuse ou limpide; stylolithes et fissures ne se poursuivent pas dans la matrice. Quelques pseudomorphoses centimétriques d'anhydrite nodulaire s'observent occasionnellement dans les faciès laminaires ou micritiques (description ci–dessous).

La matrice de la brèche est gris clair, gris foncé ou rouge violacé, finement grenue et occasionnellement argileuse. Elle comprend parfois des «poches» millimétriques à centimétriques irrégulières de sparite limpide ainsi que de nombreux éléments inframillimétriques et millimétriques.

4.1.3. Faciès de la brèche de Landelies («Massif de la Tombe»)

Dans la région de Landelies («Massif de la Tombe»), la brèche est massive et rouge ou grise. Les parois de la carrière Dullière de Monceau–sur–Sambre permettent d'observer une brèche qui est le plus souvent du type *«rubble packbreccia»* et, plus occasionnellement, de type *«rubble floatbreccia»* (Morrow, 1982) (**pl. 2a**).

Les blocs de la brèche, anguleux et centimétriques à décimétriques, sont très fréquemment affectés de stylolithes parallèles à la stratification et de nombreuses fissures cimentées par de la sparite laiteuse ou limpide qui ne se poursuivent pas dans la matrice.

Les blocs présentent deux types de faciès principaux : l'un est finement laminaire, gris clair à gris foncé (*cf.* ci–dessus), l'autre est micritique homogène, gris moyen. D'autres faciès s'observent en moindre proportion : calcaires noirs grenus et bioclastiques, calcaires beiges oolithiques ou bioclastiques, calcaires et dolomies rosés, finement grenus.

Les pseudomorphoses de minéraux évaporitiques sont abondantes (*cf.* description ci–dessous) et peuvent être reconnues dans les blocs laminaires et micritiques principalement.

La matrice de la brèche est finement grenue, rouge rosé à rouge violacé, plus rarement grise ou limpide (sparitique). Elle n'est que très occasionnellement argileuse et est le plus souvent microsparitique, comprenant divers petits éléments micritiques millimétriques ou infra–millimétriques. On peut y noter la présence sporadique de cristaux de fluorine incolore (comm. pers. Y. de Magnée).

4.1.4. Faciès des brèches de Namur (Bassin de Namur)

Enfin, les brèches de la région de Namur, qui affleurent par exemple aux Rochers des Grands Malades à Bouge, présentent deux faciès différents.

À l'échelle (hectométrique) de l'affleurement, la brèche de la partie supérieure de la coupe des Grands Malades présente un faciès «stratifié» rarement rencontré dans les autres affleurements de brèche grise (voir ci–dessous, **fig. 4**). Ce faciès stratifié résulte de la présence de «radeaux» de calcaire parallélipipédiques, métriques à décamétriques et parallèles ou subparallèles à l'allure générale des couches, dans la brèche. Cette dernière est de teinte grise et du type *«rubble packbreccia»* ou *«rubble floatbreccia»*(Morrow, 1982).

La brèche de la partie inférieure de la coupe des Grands Malades est relativement monogénique, parfois dolomitique et comprend d'assez abondants blocs de taille millimétrique anguleux ou arrondis et de plus rares blocs centimétriques, assez dispersés dans la matrice et également anguleux ou arrondis (aspect général d'une *«rubble floatbreccia»*) (**pl. 2b**). Les blocs, gris clair ou gris beige, présentent un faciès essentiellement micritique (parfois laminaire).

La brèche de la partie supérieure de la même coupe est nettement polygénique et comprend des blocs anguleux de plus grande taille (centimétrique à métrique), plus abondants que ci–dessus (*«rubble packbreccia»*). Les couleurs et les faciès en sont variés : gris clair et micritiques ou laminaires, noirs et bioclastiques, gris foncé et oolithiques, oncolithiques ou pisolithiques. Dans ce faciès polygénique, les blocs de la brèche sont assez rarement parcourus de stylolithes parallèles à la stratification et de fissures cimentées par de la sparite laiteuse ou limpide, qui ne se poursuivent pas dans la matrice.

La matrice est finement grenue, gris clair, gris beige ou gris foncé et, rarement, sparitique, limpide. Elle comprend de nombreux petits éléments de taille millimétrique ou infra–millimétrique ainsi que des géodes millimétriques de fluorine mauve (brèche de la partie inférieure de la coupe) et de sparite; elle n'est pas argileuse.

4.2. Microfaciès carbonatés des éléments de la brèche

4.2.1. La notion de microfaciès et ses limitations dans la présente étude

La définition générale du microfaciès est donnée par Bates et Jackson (1980) : «Those characteristic and distinctive aspects of a sedimentary rock that are visible and identifiable only under the microscope (low–power magnification)» (p. 397). Appliquée aux carbonates, la définition donnée par Flügel (1982) est la suivante : «Microfacies is the total of all the paleontological and sedimentological criteria which can be classified in thin–sections, peels and polished slabs» (p. 1).

Les microfaciès regroupent donc les éléments constitutifs du sédiment : leur appellation doit être purement descriptive et leur existence ne peut donner lieu, en elle–même, à aucune interprétation paléoécologique.

Dès lors, le microfaciès n'est qu'un outil – intellectuellement rassurant – permettant d'opérer des regroupements plus ou moins schématiques au sein d'une variabilité naturelle qui ne se laisse évidemment pas réduire à quelques dizaines de catégories. Rappelons à cet égard les mises en garde formulées récemment par Hennebert et Lees (1991) : «Such is the power of the method that (micro)facies are sometimes elevated to the status of key objects whose simple existence is taken to be sufficient for interpretation. This tendency to categorize (...) can obscure the fundamental question of whether or not the data set consists of discontinuous "populations" or of components that vary in a continuous fashion» (p. 623). Après avoir démontré le caractère continu des variations, les mêmes auteurs concluent : «Relays of grain types related to environmental gradients exist in carbonate sediments and rocks. They are poorly expressed by standard (micro)facies analysis (...)» (p. 638).

En gardant ces réserves à l'esprit, j'ai tenté de définir les 17 microfaciès présentés ci–dessous de la manière la plus objective et concise qui soit. En particulier, j'ai volontairement réduit la description à l'essentiel car il m'a semblé qu'y introduire une observation qui ne pourrait être faite de manière suffisamment systématique serait une démarche interprétative.

L'élément interprétatif est intervenu à l'étape suivante, lorsque j'ai fait correspondre à chaque microfaciès un type d'environnement et que j'ai rangé ces derniers selon un critère de bathymétrie décroissante et de proximité au rivage, largement inspiré du modèle de Wilson (1975). Dans tous les cas où j'avais à intercaler dans la série locale des microfaciès que Wilson ne décrivait pas, j'ai choisi pour ce faire 4 critères principaux :

1°– la diversité des contenus faunique et floristique;
2°– la présence d'indicateurs énergétiques (taille des éléments, teneur en micrite, ooïdes, structures sédimentaires);
3°– la quantité de fragments de spongiostromides (intraclastes et «minipéloïdes» notamment);
4°– enfin, l'occurrence et le type de pseudomorphoses de minéraux sulfatés.

Combinés aux indications fournies par le modèle de Wilson (1975), ces critères m'ont permis de classer les 17 microfaciès repris ci–dessous, dans le **tableau 2**.

Cependant, il convient de signaler que – même en s'entourant des précautions méthodologiques présentées ci–dessus – deux autres faits nuisent à la fiabilité de l'interprétation paléobathymétrique de certains microfaciès abondamment représentés dans le matériel étudié.

Tout d'abord, **les éléments de la brèche sont constitués à près de 70 % de spongiostromides (MF 14); or la phylogénie de ces «organismes», décrits par Gürich (1906), est toujours largement hypothétique**. Nous verrons ci–dessous qu'ils sont généralement assimilés à des stromatolites et supposés occuper des environnements comparables à ceux colonisés par ces derniers (ci–dessous, description du MF 14).

Mais un autre fait rend plus aléatoire encore la détermination de la paléobathymétrie des microfaciès caractérisant les environnements les moins profonds. En effet, de nombreux vestiges de minéraux évaporitiques (gypse et anhydrite) y témoignent d'augmentations au moins sporadiques de la salinité (142 à 250 % pour précipiter l'anhydrite; Hite et Anders, 1991). **Or, l'hypersalinité a le même effet sur la diversité de la faune qu'une diminution de profondeur** : les deux phénomènes réduisent très considérablement la diversité faunique, le plus souvent au profit d'un taxon endémique (Clarke et Keij, 1973; Purser, 1983; Orti Cabo *et al.*, 1984; Knoll, 1985, entre autres). Dès lors, en contexte hypersalin, l'analyse des microfaciès développée par Wilson (1975) ou Flügel (1982) conduit à une sous–estimation systématique des paléo–profondeurs.

Faut–il pour autant désespérer des microfaciès ? Le fait que l'on retrouve ci–dessous une série de microfaciès décrits et interprétés suffit à montrer que je réponds par la négative à cette question. Mais dans la présente étude, les microfaciès ne peuvent être considérés que comme des indicateurs paléoécologiques de fiabilité réduite. C'est donc la cohérence globale de l'argumentation sédimentologique qui fournira au raisonnement les arguments que les microfaciès n'apportent guère.

MF1–	Wackestone à très fins bioclastes diversifiés, stratifications entrecroisées et bioturbation horizontale	
MF2–	Wackestone ou packstone bioturbé à organismes et bioclastes diversifiés	(SMF 9)
MF3–	Packstone ou grainstone (laminaire), à péloïdes, bioclastes diversifiés parfois encroûtés, et algues	(SMF 10)
MF4–	Packstone ou grainstone à gros organismes et bioclastes diversifiés, micritisés et bioérodés, et algues	(SMF 11)
MF5–	Encrinite et/ou «shell hash»	(SMF 12)
MF6–	Wackestone/packstone à oncoïdes et organismes diversifiés	(SMF 13)
MF7–	Micro-conglomérat à bioclastes modérément diversifiés encroûtés	(SMF 14)
MF8–	Packstone ou grainstone laminaire (à laminations entrecroisées) et granoclassé, à péloïdes, issinelles et paléobéreselles et petits bioclastes ou oolithe	(SMF 15)
MF9–	Packstone ou grainstone à péloïdes, bioclastes modérément diversifiés et «minipéloïdes» ou lumps de spongiostromides	(SMF 16)
MF10–	Wackestone ou packstone (conglomératique) à «minipéloïdes» ou lumps de spongiostromides et organismes modérément diversifiés	(SMF 17)
MF11–	Packstone (ou grainstone) à bioclastes encroûtés (codiacées), issinelles, paléobéreselles et dasycladacées	–
MF12–	Mudstone ou wackestone à «minipéloïdes» algaires, bioclastes faiblement diversifiés et encroûtements algaires	(SMF 19)
MF13–	Wackestone ou packstone conglomératique à intraclastes de spongiostromides	–
MF14–	Boundstone à spongiostromides et packstone à minipéloïdes	(SMF 21)
MF15–	Wackestone ou packstone à minipéloïdes, oncoïdes et archéogastéropodes	(SMF 22)
MF16–	Mudstone (ou wackstone) à ostracodes, spicules et/ou fins bioclastes et à pseudomorphoses évaporitiques	(SMF 23)
MF17–	Mudstone laminaire	

Tableau 2 : Synoptique des microfaciès rencontrés dans les éléments de la Grande brèche (les notations "SMF" renvoient aux Standard MicroFacies de Wilson, 1975).

4.2.2. Description et interprétation des microfaciès carbonatés

4.2.2.1. Observations

MF1 : Wackestone à très fins bioclastes diversifiés, stratifications entrecroisées et bioturbation horizontale

Description

Il s'agit d'un wackestone laminaire à fins débris d'organismes diversifiés (brachiopodes, échinodermes, mollusques, ostracodes, trilobites, plus rares foraminifères), de quelques dizaines de microns et non micritisés. La microflore algaire est assez pauvre et seulement représentée par des fragments d'issinelles et paléobéreselles. La bioturbation est bien développée et se présente sous la forme de galeries ou terriers horizontaux de quelques centaines de microns de diamètre. On note la présence occasionnelle de stratifications obliques ou entrecroisées ainsi que d'un granoclassement normal au sein des lamines (dans ce cas, la base plus grossière des lamines est un sédiment de type packstone ou grainstone). De petits fragments anguleux de quartz (de quelques dizaines de microns) s'observent plus rarement.

Interprétation

L'association faunique et floristique de ce microfaciès désigne un milieu marin ouvert et comprend une majorité d'organismes caractéristiques de la zone subtidale (mollusques, brachiopodes, échinodermes, ...) à laquelle s'ajoute une proportion plus faible d'organismes des zones moins profondes de la plate–forme (algues, foraminifères, ...). Le sédiment s'est déposé dans un environnement à niveau d'énergie variable ainsi qu'en témoignent les figures sédimentaires d'origine mécanique. Il est remanié par des processus de bioturbation caractéristiques de la zone subtidale (Collinson et Thompson, 1982). Sans équivalent strict dans la série des microfaciès de Wilson (1975), ce microfaciès peut être comparé à ceux des tempestites distales (Tucker, 1981; Aigner, 1982 & 1985; Jeffery et Aigner, 1982). Jeffery et Aigner (1982) ont montré que la sédimentation du Dinantien du Sud–Ouest de l'Angleterre (situé paléogéographiquement plus au large que la région étudiée ici, voir **fig. 35**) était contrôlée principalement par des processus comparables à ceux décrits ici.

MF2 : Wackestone ou packstone bioturbé à organismes et bioclastes diversifiés

Description

Le sédiment est un wackestone (ou un packstone) contenant une microfaune riche et diversifiée, constituée d'organismes intacts et de bioclastes : brachiopodes, mollusques, foraminifères, échinodermes, calcisphères, ostracodes (à coquilles dissociées), trilobites, ... La microflore algaire est assez pauvre et principalement représentée par les calcisphères et quelques fragments d'issinelles et paléobéreselles. La taille des éléments va de plus ou moins 100µ pour les bioclastes à quelques millimètres pour les organismes intacts. Le sédiment est totalement homogénéisé par la bioturbation. Organismes et bioclastes sont parfois bioérodés (perforations de 10 à 20 µ de diamètre et de quelques dizaines de microns de long) et encroûtés par un liséré micritique de quelques dizaines de microns d'épaisseur.

Interprétation

La faune et la flore de ce microfaciès indiquent un environnement marin à salinité normale et circulation ouverte, assez peu profond (bioturbation, calcisphères) et d'agitation modérée.

La dissociation des coquilles d'ostracodes témoigne d'un taux de sédimentation faible à modéré (Oertli, 1971). Ce microfaciès peut être comparé au SMF 9 de Wilson (1975).

MF3 : Packstone ou grainstone (laminaire), à péloïdes, bioclastes diversifiés parfois encroûtés, et algues

Description

Il s'agit de packstones ou de grainstones occasionnellement laminaires. Les laminations résultent de l'allongement des péloïdes et de l'alignement des péloïdes, bioclastes et organismes selon des plans parallèles. Les péloïdes micritiques, subsphériques ou ovales, de quelques centaines de microns à quelques millimètres sont très abondants. La microfaune est également abondante et diversifiée (échinodermes, foraminifères, brachiopodes, coraux, ostracodes, gastéropodes, ...) tandis que la microflore est essentiellement constituée de fragments d'issinelles, de paléobéreselles et de quelques dasycladacées. Les bioclastes sont parfois cernés d'un liséré micritique de quelques dizaines de microns et les fragments d'échinodermes et de paléobéreselles sont inclus dans un ciment sparitique syntaxial limpide. La cimentation interparticulaire est également sparitique et limpide.

Interprétation

La diversisté de la microfaune et de la microflore désignent un environnement de dépôt marin peu profond (algues), de salinité normale et de turbidité réduite (coraux). La texture grossière du sédiment (packstone ou grainstone) et l'émoussé des péloïdes témoignent d'épisodes d'énergie accrue (zone d'action des vagues) tandis que les laminations et la micritisation indiquent que le dépôt des particules mobilisées a pu se faire dans des conditions plus calmes. Ce microfaciès peut être comparé au SMF 10 de Wilson (1975).

MF4 : Packstone ou grainstone à gros organismes et bioclastes diversifiés, micritisés et bioérodés

Description

Le sédiment caractéristique de ce microfaciès est un packstone ou un grainstone bioclastique, à assemblage faunique riche et diversifié (échinodermes, foraminifères, brachiopodes, coraux, bryozoaires, ostracodes, ...) et comprenant en outre quelques organismes de position phylogénique incertaine (fascielles notamment). Les algues sont assez peu fréquentes et seulement représentées par des fragments d'issinelles, de paléobéreselles et dasycladacées. Les dimensions des organismes et bioclastes sont souvent égales ou supérieures à quelques centaines de microns. Organismes et bioclastes présentent occasionnellement de fines perforations de quelques dizaines de microns de long et de 10 à 20µ de diamètre et sont fréquemment entourés d'un liséré micritique de quelques dizaines de microns. Les fragments d'échinodermes, d'issinelles et de paléobéreselles sont inclus dans un ciment sparitique syntaxial limpide; le ciment interparticulaire est également sparitique et limpide.

Interprétation

La microfaune et la microflore désignent un environnement de dépôt marin, de faible profondeur (coraux, algues) tandis que la texture du sédiment indique, plus encore que dans le cas du microfaciès précédent, un indice énergétique élevé. Ce type de dépôt se forme, selon Wilson (1975), dans la zone d'action des vagues, ce qui explique que la boue carbonatée (micrite)

en soit presque totalement absente. Ce type de microfaciès peut être comparé au SMF 11 de Wilson (1975).

MF5 : Encrinite et/ou «shell hash»

Description

Il s'agit le plus généralement d'un grainstone comprenant presque exclusivement des fragments d'échinodermes, brisés mais non roulés ni micritisés (encrinite) ou des coquilles de brachiopodes («shell hash»), de quelques centaines de microns. Quelques autres organismes ou bioclastes sont également présents, en faible quantité et diversité (foraminifères, notamment). La cimentation syntaxiale des fragments d'échinodermes est fréquente.

Interprétation

Ce type d'accumulation de bioclastes se forme en règle générale dans un environnement de très faible profondeur, faisant la transition entre les parties externe et interne de la plate–forme: «ligne de crête» (shelf edge), caractérisée par le dépôt de sédiments grossièrement grenus (Wilson, 1975; Flügel, 1982). Les crinoïdes des encrinites représentent une faune partiellement allochtone par rapport à la microfaune «normale» de la zone de dépôt (représentée ici par les foraminifères notamment) (Flügel, 1982). L'énergie requise pour la formation des encrinites est modérée à forte (organismes sessiles) et forte pour les accumulations de coquilles («shell hash»). Ce microfaciès est comparable au SMF 12 de Wilson (1975).

MF6 : Wackestone ou packstone à oncoïdes et organismes diversifiés

Description

Il s'agit d'un wackestone comprenant des oncoïdes, de forme grossièrement subsphérique à parfaitement arrondie ainsi qu'une microfaune constituée d'organismes et bioclastes diversifiés. Les oncoïdes ont quelques centaines de microns à quelques millimètres de diamètre. Leur *nucléus* est constitué le plus souvent d'un organisme ou bioclaste (brachiopode, par exemple) ou d'un lump de sédiment bioclastique; sa taille est comprise entre quelques dizaines de microns (bioclaste) et 1 ou 2 millimètres (lump). Le *cortex* est concentrique, finement laminaire, dense et ne présente aucune structure organique observable. Les oncoïdes sont occasionnellement compactés les uns contre les autres. Les organismes et bioclastes comprennent des brachiopodes, mollusques, échinodermes, foraminifères et ostracodes (à coquilles dissociées), notamment. Leur taille varie, de quelques dizaines de microns lorsqu'ils constituent le *nucléus* des oncoïdes à quelques millimètres dans les autres cas.

Interprétation

La microfaune présente dans ce microfaciès atteste du caractère marin du milieu de dépôt ainsi que de sa faible profondeur. Cette dernière caractéristique est confirmée par l'occurrence des oncoïdes, qui se développent préférentiellement dans la partie supérieure de la zone subtidale ou dans la zone intertidale (Peryt, 1983). La structure finement laminaire, «cryptalgaire» et dense du *cortex* des oncoïdes plaide en faveur de milieux de formation assez énergétiques (Dahanayake, 1983) tandis que la morphologie de ces grains cortiqués reflète les gradients d'agitation au sein de tels environnements. Les oncoïdes formés lors des épisodes les plus énergétiques sont en effet parfaitement arrondis, ceux formés dans des conditions de moindre agitation sont plus grossièrement subsphériques (Wright, 1983a). Ce microfaciès peut

être comparé au SMF 13 de Wilson (1975), caractéristique de zones de faible profondeur et de forte agitation adossées (du côté de la partie interne de la plate–forme) aux crêtes où se forment les sédiments grenus du microfaciès précédent.

MF7 : Micro–conglomérat à bioclastes modérément diversifiés encroûtés

Description

La matrice du micro–conglomérat est constituée d'un wackestone bioclastique. Elle contient une microfaune constituée de bioclastes de quelques centaines de microns, assez abondants mais de diversité modérée : brachiopodes, ostracodes, issinelles et paléobéreselles bien représentés, échinodermes et foraminifères peu abondants. Les bioclastes sont fréquemment recristallisés et parfois entourés d'un manchon micritique de quelques dizaines de microns d'épaisseur. Des microparticules noires d'oxyde de fer teintent le sédiment.

Les éléments du conglomérat sont micritiques ou à «minipéloïdes algaires» (ci–dessous, MF 14), arrondis ou subarrondis et de taille assez variable. Les plus petits ont quelques dizaines de microns de diamètre, les plus grands quelques millimètres de long et quelques centaines de microns de large. Il n'y a pas d'orientation préférentielle systématique des «galets» selon une direction donnée. Les limites des éléments du conglomérat sont assez souvent soulignées par des joints stylolithiques brunâtres qui concentrent les oxydes de fer présents dans la matrice.

Interprétation

La microfaune présente dans ce microfaciès indique un environnement de dépôt marin de faible profondeur, probablement situé en bordure externe d'une lagune algaire à issinelles et paléobéreselles. Des épisodes énergétiques y provoquent l'arrivée sporadique d'intraclastes de matériel spongiostromidique en provenance des zones les plus internes de la plate–forme. La formation de microparticules d'oxyde de fer, chimiquement résistantes, témoigne de baisses temporaires du taux de sédimentation. Ce type de microfaciès peut être comparé au SMF 14 de Wilson (1975), bien que les dépôts représentatifs des «lag deposits» du SMF 14 soient généralement plus grossiers que ceux observés ici.

MF8 : a) Packstone ou grainstone laminaire (à laminations entrecroisées) et granoclassé, à péloïdes, issinelles et paléobéreselles, petits bioclastes
b) oolithe

Description

a) Le sédiment caractéristique de ce microfaciès est un packstone ou un grainstone, composé de péloïdes micritiques et de bioclastes. Il est toujours laminaire et présente fréquemment des stratifications entrecroisées d'échelle variable (millimétrique à décimétrique). Des traces de bioturbation verticale viennent parfois perturber les laminations horizontales; le diamètre de ces bioturbations est millimétrique. Les lamines millimétriques sont granoclassées. La partie inférieure des lamines est plus riche en péloïdes micritiques, d'un diamètre de quelques centaines de microns tandis que la partie supérieure des lamines est enrichie en bioclastes (issinelles et paléobéreselles dominantes, échinodermes, petits foraminifères) ou en organismes intacts (calcisphères). La dimension des organismes et bioclastes va de quelques dizaines à quelques centaines de microns. Une cimentation syntaxiale est très fréquente sur les fragments d'issinelles, de paléobéreselles et d'échinodermes. Le ciment interparticulaire est constitué de sparite limpide. Des cristaux hypidiotopiques ou idiotopiques de dolomite, plus ou moins limpides et de quelques dizaines de microns à environ 100µ s'observent rarement.

b) Une variante de ce microfaciès consiste en un grainstone ooïdique (oolithe) constitué d'ooïdes de 150 à plus de 500µ de diamètre. Le *nucléus* de l'ooïde est un péloïde micritique de quelques dizaines à 150µ ou un bioclaste de dimensions légèrement supérieures (100 à 200µ). Le *cortex* est soit constitué d'une succession concentrique de lamines de quelques dizaines de microns d'épaisseur à ornementation radiaire, soit caractérisé par une ornementation exclusivement concentrique. Des organismes et bioclastes de quelques centaines de microns à quelques millimètres s'observent fréquemment : foraminifères, brachiopodes, gastéropodes, ... Ils sont parfois encroûtés d'un liséré millimétrique de quelques dizaines de microns. Le ciment interparticulaire est constitué de sparite limpide.

Interprétation

Les caractéristiques de ces deux variantes du MF8 désignent des environnements marins de forte énergie (texture, stratifications entrecroisées, ...): hauts–fonds, «bancs» ou barres tidales, plages, ... Les ooïdes présentant une ornementation à la fois radiaire et concentriques témoignent cependant de l'existence de gradients d'énergie au sein de tels environnements (alternance d'épisodes agités et plus calmes). Au contraire, les ooïdes caractérisés par une ornementation corticale exclusivement concentrique se forment dans un environnement soumis à une agitation constante (Strasser, 1986). Les bioclastes présents dans le MF8a témoignent d'un mélange entre une microfaune autochtone d'affinité marine (échinodermes, foraminifères) et une microflore algaire d'affinité plus lagunaire (calcisphères, issinelles, paléobéreselles). Ce microfaciès est comparable au SMF 15 de Wilson (1975).

MF9 : Packstone ou grainstone à péloïdes, bioclastes modérément diversifiés et «minipéloïdes» ou lumps de spongiostromides

Description

Il s'agit d'un packstone ou d'un grainstone comprenant des péloïdes micritiques et des bioclastes, relativement abondants mais peu diversifiés, ainsi que quelques lumps de spongiostromides. Les péloïdes micritiques sont de deux ordres de grandeur : un diamètre avoisinant les 100µ et des dimensions nettement supérieures, de l'ordre de plusieurs centaines de microns. Les bioclastes sont assez peu diversifiés (foraminifères, échinodermes, brachiopodes et ostracodes) et parfois encroûtés de micrite. Les lumps millimétriques et subrectangulaires, à arêtes et coins modérément émoussés, sont pratiquement toujours d'origine spongiostromidique (ci–dessous, MF 14). On peut signaler la présence occasionnelle d'ooïdes de quelques centaines de microns de diamètre. Les vides interparticulaires sont occupés par une faible quantité de micrite, reposant entre les péloïdes, et par de la sparite limpide.

Interprétation

Les caractéristiques de ce microfaciès désignent un environnement de faible profondeur et d'énergie faible à modérée (formation et bi–modalité des dimensions des péloïdes). La microfaune est d'affinité marine mais sa faible diversité témoigne d'une circulation relativement restreinte. On note la présence d'éléments allochtones, provenant aussi bien des zones plus externes de la plate–forme (ooïdes, environnements plus énergétiques du MF 8) que des zones plus internes de celle–ci, colonisées par les tapis algaires (lumps de spongiostromides, ci–dessous, MF 14). Ces éléments plaident en faveur d'un environnement de type lagunaire, probablement situé en arrière des barres oolithiques du MF 8. Ce microfaciès peut être comparé au SMF 16 de Wilson (1975).

MF10 : Wackestone ou packstone (conglomératique) à «minipéloïdes» ou lumps de spongiostromides et organismes modérément diversifiés

Description

Il s'agit typiquement de wackestones ou de packstones à lumps ou intraclastes de spongiostromides, organismes et bioclastes modérément diversifiés et le plus souvent encroûtés et oncoïdes occasionnels. Les lumps et intraclastes de spongiostromides sont généralement constitués de packstone à «minipéloïdes» (aspect le plus fréquent des spongiostromides, ci-dessous, MF 14). Ces éléments ont quelques centaines de microns de long et sont subanguleux ou arrondis. Les organismes sont abondants, de tailles variées (quelques dizaines de microns à quelques millimètres), mais modérément diversifiés, comme dans le microfaciès précédent : les brachiopodes et ostracodes (à coquilles dissociées) sont très abondants, les gastéropodes, échinodermes, foraminifères et fragments de goniatites nettement moins fréquents. Organismes et bioclastes sont très fréquemment encroûtés par un manchon de micrite cryptalgaire de quelques dizaines de microns d'épaisseur et certains d'entre eux sont le nucléus d'oncoïdes de petite taille (environ 500µ) et de forme irrégulière.

Interprétation

Présentant le même degré de diversité que dans le microfaciès précédent, la microfaune désigne ici également un environnement restreint, où les organismes de mer ouverte subsistent mais en moindres quantité et variété. L'abondance de grains micritisés témoigne de l'existence, au moins sporadique, de milieux protégés. Des épisodes plus énergétiques sont à l'origine du morcellement mécanique de tapis spongiostromidiques probablement proches et du remaniement des intraclastes formés dans ce contexte ainsi que de la croissance de grains cortiqués (oncoïdes) de forme irrégulière (Wright, 1983a). Sans équivalent strict dans la série de Wilson (1975), ce microfaciès peut être comparé au MF 8 de Préat et Mamet (1989), caractéristique de milieux lagunaires temporairement agités.

MF11 : Packstone (ou grainstone) à issinelles, paléobéreselles, dasycladacées et bioclastes encroûtés (codiacées)

Description

Le sédiment typique de ce microfaciès est un packstone comprenant des algues et des bioclastes encroûtés. La microflore algaire est constituée essentiellement de fragments de paléobéreselles (kamaénidés) et d'issinelles, de quelques centaines de microns à quelques millimètres de long et de quelques dizaines à 100 ou 150µ de large. On observe aussi des manchons de dasycladacées (*Koninckopora*, par ex.), millimétriques et parfois non brisés. Les codiacées (*aff. Bevocastria*, comm. pers. B. Mamet) forment des encroûtements de plusieurs centaines de microns d'épaisseur sur les manchons de dasycladacées. Quelques calcisphères de 100 à 300µ de diamètre et des *Hexaphyllia* s'observent plus occasionnellement. Au nombre des bioclastes sont surtout représentés les ostracodes et les brachiopodes et, de façon plus sporadique, les foraminifères et les échinodermes. Des encroûtements micritiques de quelques dizaines à quelques centaines de microns, dans lequel se distinguent parfois des microstructures algaires (codiacées ?), s'observent sur de nombreux bioclastes (brachiopodes, notamment). Les péloïdes de quelques dizaines de microns ou les agrégats de péloïdes d'environ 100µ s'observent en moindre quantité dans ce microfaciès. Les fragments de paléobéreselles, issinelles et échinodermes sont très fréquemment inclus dans une phase de cimentation sparitique syntaxiale limpide.

Interprétation

Les caractéristiques de ce sédiment désignent une zone de dépôt de très faible profondeur (algues), calme (manchons de dasycladacées intacts) et à circulation relativement restreinte (microfaune marine réduite, encroûtements cryptalgaires très développés). Un environnement de type lagunaire, protégé, répond à ces différents critères et constitue par ailleurs le biotope habituel des algues vertes (paléobéreselles) et dasycladacées qui abondent dans ce microfaciès (Flügel, 1982). Ce microfaciès n'a pas d'équivalent strict dans la série de Wilson (1975).

MF12 : Mudstone ou wackestone à «minipéloïdes» algaires, bioclastes faiblement diversifiés et encroûtements algaires

Description

Il s'agit ici de mudstones ou de wackestones bioturbés contenant de très abondants «minipéloïdes», des organismes et bioclastes très peu diversifiés et des encroûtements algaires de codiacées. Les «minipéloïdes» sont de petites «boulettes» micritiques sans structure interne, de 20 à 30 et parfois 50µ de diamètre; ils sont très abondants et parfois présents en lumps ou intraclastes de quelques centaines de microns. Les organismes et bioclastes sont surtout représentés par des brachiopodes, ostracodes (à coquilles fermées) et calcisphères, les trilobites et archéogastéropodes étant plus occasionnels. On n'observe aucune «grande» algue bien conservée (dasycladacée, par exemple). Organismes et bioclastes sont tous fortement micritisés. Les encroûtements algaires conservent parfois une structure en filaments entassés et superposés (codiacées probables) et sont présents le plus souvent à l'état fragmentaire (quelques centaines de microns); ils sont eux–mêmes fortement micritisés.

Interprétation

La faible diversité de la microfaune, l'abondance de «minipéloïdes» provenant de la décomposition de tapis algaires proches (spongiostromides, ci–dessous, MF 14), l'importance de la micritisation et la présence d'encroûtements algaires de codiacées désignent un environnement lagunaire très protégé et à circulation très restreinte. Le taux de sédimentation pouvait y être assez élevé, ainsi que le suggère la présence de nombreuses coquilles d'ostracodes fermées (Oertli, 1971). Ce microfaciès est comparable au SMF 19 de Wilson (1975).

MF13 : Wackestone ou packstone conglomératique à intraclastes de spongiostromides

Description

Le sédiment se présente sous la forme d'un conglomérat à intraclastes de spongiostromides (wackestone ou packstone à intraclastes), comprenant en outre une microfaune très peu diversifiée. Les intraclastes de spongiostromides sont le plus souvent émoussés, subarrondis et de dimensions comprises entre quelques centaines de microns et quelques millimètres. Ils sont presque toujours constitués de packstone à «minipéloïdes» (*cf.* ci–dessous, MF 14) et sont parfois «écrasés» les uns contre les autres et limités par des filets argileux, ce qui produit un aspect «pseudo–nodulaire». La microfaune est rare et peu diversifiée : archéogastéropodes, ostracodes fins (à coquilles dissociées) et spicules de spongiaires. La matrice micritique des wackestones comprend également d'abondants «minipéloïdes» micritiques, très occasionnellement ooïdifiés (ooïdes à ornementation radiaire, *cf.* ci–dessous, MF 14).

Interprétation

Ce microfaciès témoigne de la décomposition (mécanique, dessication ?) de tapis spongiostromidiques et du remaniement des intraclastes («copeaux») dans une zone d'énergie probablement modérée à forte (émoussé des intraclastes). La faible diversité de la microfaune ainsi que la présence, parfois nettement dominante, d'archéogastéropodes (vermétiformes) fixés désigne la zone péritidale pour le développement de ce microfaciès (Burchette et Riding, 1977). Ce microfaciès n'a pas d'équivalent strict dans la série de Wilson (1975).

MF14 : Boundstone à spongiostromides et packstone à minipéloïdes

Il s'agit d'un microfaciès extrêmement abondant dans les éléments de la brèche : le sédiment originel est un boundstone à spongiostromides (Gürich, 1906), fréquemment décomposé en packstone à «minipéloïdes». Ces deux formes d'un même microfaciès représentent plus de 70% des carbonates du domaine bréchique du «V3a» franco–belge.

Description

Les tapis («boundstones») à spongiostromides sont typiquement constitués d'une alternance de lamines micritiques sombres et microsparitiques, plus claires.

Les lamines sombres consistent en un «tissu spongiostromidique» de péloïdes micritiques, de taille comprise entre 40 et 500µ et de forme variée. Lorsqu'ils sont allongés, ovales ou elliptiques, ils constituent les «stercomes» bacilliformes de Gürich (1906), de taille comprise entre 40 et 200µ de large et 200µ à 1mm de long (**pl. 1b**). L'allongement des stercomes est généralement parallèle à la stratification des lamines.

Les lamines plus claires, microsparitiques, sont riches en «minipéloïdes algaires» (de 20 à 30µ de diamètre) et en *fenestrae* irrégulières de taille comprise entre quelques dizaines de microns et quelques millimètres.

Les packstones à «minipéloïdes» sont exclusivement constitués de minipéloïdes micritiques (de 20 à 30µ de diamètre) entourés de microspar calcitique (**pl. 1c**). Ils servent occasionnellement de *nuclei* à la précipitation d'ooïdes fibroradiaires de plus ou moins 500µ de diamètre. Lors de l'évolution diagénétique précoce de ce microfaciès, on observe parfois la formation de croûtes de calcite fibroradiaxiale (**pl. 3a**) et de ciments fibroradiaires asymétriques (*cf.* ci–dessous, ch. 5).

La microfaune est, si l'on excepte les spongiostromides, extrêmement réduite dans les deux variantes de ce microfaciès : seuls quelques rares bioclastes (ostracodes, mollusques) peuvent être exceptionnellement observés. Il en va de même pour la microflore, très généralement dans un état de préservation médiocre (*Bevocastria* Garwood, 1931, *Sphaerocodium* Rothpletz, 1890 et quelques ortonelles; comm. pers. B. Mamet). On peut cependant signaler qu'il est parfois possible d'observer, à l'intérieur du «tissu spongiostromidique», des microstructures ressemblant à la contre–empreinte micritique de chapelets accolés de cellules rondes ou ovoïdes (*Sphaerocodium* ?) (**pl. 3b**).

Les pseudomorphoses carbonatées et siliceuses de minéraux évaporitiques sont très abondantes dans les différents états de ce microfaciès : lentilles biconvexes de gypse, pseudomorphoses carbonatées de poecilotopes gypseux, porphyrotopes d'anhydrite, etc. (*cf.* ci–dessous, 4.3.).

De nombreuses *fenestrae* s'observent également dans ce microfaciès. Elles peuvent être de forme très irrégulière et de taille variable («birdseyes», de quelques dizaines de microns à plusieurs millimètres) et très abondantes dans les lamines microsparitiques claires (comme déjà mentionné ci–dessus). Elles peuvent aussi être de forme ovoïde ou globulaire («bubblelike vugs»), de taille millimétrique et bordées d'un liséré micritique noir.

Interprétation

Comme je l'ai déjà précisé ci–dessus, la position phylogénique exacte des spongiostromides, qui constituent la majeure partie du matériel étudié, est largement hypothétique. Certains genres définis par Gürich (1906) appartiendraient aux *Spongiostromata* (*Spongiostroma* Gürich, 1906 aux*Stromatolithi* et *Pycnostroma* Gürich, 1906 aux *Oncolithi*), auxquels Roux (1985) propose une origine liée à l'action conjointe d'algues bleues–vertes et de cyanobactéries. Mais le même auteur précise que certains spongiostromides semblent plutôt formés par des éponges que par des algues et que, dans la plupart des cas, la détermination générique et spécifique des spongiostromides demeure difficile, plusieurs structures d'origines diverses pouvant être intimement associées au sein d'un même taxon (Roux, 1985).

D'un point de vue paléoécologique, de nombreux sédimentologues ont assimilé les spongiostromides aux stromatolithes (Wilson, 1975 ou Flügel, 1982, notamment). Dès lors, les spongiostromides se seraient développés préférentiellement dans un environnement peu profond et restreint, caractéristique des zones subtidales (jusqu'à 10 m de profondeur environ), intertidales ou supratidales (Purser, 1980).

Le développement des stromatolithes est réduit dans les zones de moindres confinement et salinité (< 45 ‰) où les prédateurs – poissons et gastéropodes notamment – abondent (Purser, 1980). Dans les zones les plus confinées par contre, les stromatolithes se développent quasiment sans concurrence. Cependant, il existe de tels milieux hypersalins situés très haut sur la plate–forme (zones inter– et supratidales) ou, au contraire, au sein de «cuvettes» de profondeur métrique à décamétrique (Warren, 1991). Or, dans ces derniers environnements, l'hypersalinité du milieu a, sur la diversité de la faune, le même effet qu'une diminution de profondeur : elle réduit considérablement la diversité faunique, le plus souvent au profit d'un organisme plus résistant et qui peut devenir endémique (Clarke et Keij, 1973; Purser, 1983; Orti Cabo *et al.*, 1984; Knoll, 1985, notamment). Dès lors, en contexte hypersalin sous–aquatique, il y a un risque de sous–estimation systématique de la profondeur du milieu de croissance des tapis stromatolithiques (*cf.* ci–dessous le matériel du sondage de Saint–Ghislain, 8.1.1).

La présence d'abondantes *fenestrae* («birdseyes») fournit un argument en faveur des environnements les moins profonds puisque celles–ci caractérisent un sédiment en contact régulier avec l'atmosphère, c'est–à–dire un sédiment de la zone inter– à supratidale (Shinn, 1968; Purser, 1980). Les *fenestrae* globulaires («bubblelike vugs») pourraient résulter soit d'un dégagement gazeux au sein de la matière organique en décomposition (Shinn, 1968), soit du piégeage de bulles d'air par les filaments algaires lors de la croissance des tapis «algaires» (Hardie, 1977).

La décomposition physico–chimique plus ou moins avancée du boundstone à spongiostromides conduit à sa transformation en un packstone à «minipéloïdes». C'est sous cette forme que se présentent le plus fréquemment les tapis à spongiostromides du matériel étudié. La poursuite éventuelle de l'évolution diagénétique au sein de séquences émersives de «shallowing–upward» est décrite ci–dessous (ch. 5). Elle conduit occasionnellement à la précipitation d'ooïdes fibroradiaires (sur *nuclei* de «minipéloïdes»), caractéristiques d'environnements de faible énergie, à la dissolution vadose et à la précipitation de croûtes de calcite fibroradiaxiale et de ciments asymétriques.

Ce microfaciès est comparable au SMF 21 de Wilson (1975).

MF15 : Wackestone ou packstone à minipéloïdes, oncoïdes et archéogastéropodes

Description **(pl. 3c)**

Il s'agit d'un wackestone ou d'un packstone essentiellement constitué de «minipéloïdes» algaires, dans lequel s'observent fréquemment des oncoïdes et des archéogastéropodes

(«serpules»). Les «minipéloïdes» ont déjà été décrits ci–dessus (MF 14); au sein de ce microfaciès, ils sont occasionnellement regroupés en agrégats de minipéloïdes de 100 ou 200 microns de diamètre. Les oncoïdes sont de forme irrégulière, atteignent des dimensions centimétriques et ont comme *nucléus* habituel un bioclaste millimétrique (brachiopode, notamment). Leur *cortex* est constitué d'une succession assez lâche de lamines micritiques irrégulières et à «logettes» à base plane et sommet arrondi (codiacées ?). Un bioclaste de quelques centaines de microns y est occasionnellement inclus. Les archéogastéropodes (vermétiformes) fixés ne sont pas rares dans ce microfaciès, au contraire des autres organismes présents : ostracodes, brachiopodes, spicules de spongiaires et bryozoaires.

Interprétation

L'abondance des minipéloïdes de spongiostromides dans ce microfaciès traduit la proximité de zones colonisées par les tapis algaires (*cf. supra*, MF 14). Les oncoïdes caractérisés par une structure lâche («spongy fabric») indiquent un développement des grains cortiqués dans un environnement d'énergie modérée (Wright, 1983a) tandis que la présence d'abondants archéogastéropodes désigne la zone péritidale (Burchette et Riding, 1977). Ce microfaciès est comparable au SMF 22 de Wilson (1975) qui se forme en bordure de chenaux de marée, notamment.

MF16 : Mudstone (ou wackstone) à ostracodes, spicules et/ou fins bioclastes et à pseudomorphoses évaporitiques

Description **(pl. 3d)**

Il s'agit typiquement de mudstones à matrice micritique homogène, sans traces de bioturbation et comprenant seulement quelques rares bioclastes : ostracodes et spicules de spongiaires le plus souvent, fragments de brachiopodes plus occasionnellement. La taille de ces éléments figurés excède rarement 150 à 200µ. Les bioclastes sont parfois présents en plus grandes quantité et diversité (?) mais, dans ce cas, leur petite taille empêche généralement de les identifier (wackestones à «fins bioclastes»). On observe dans ce type de sédiment de fréquentes pseudomorphoses carbonatées de minéraux évaporitiques : cristaux lenticulaires biconvexes de gypse, porphyrotopes anhydritiques, fissures calcitiques gainées d'un manchon micritique, etc. (*cf.* description ci–dessous, 4.3.).

Interprétation

Ce microfaciès est caractérisé notamment par la pauvreté de son assemblage faunique, seulement constitué d'organismes peu sensibles aux conditions de forte salinité du milieu (ostracodes : Clarke & Keij, 1973; Flügel, 1982; Purser, 1983). La nature micritique du sédiment désigne d'autre part une zone de faible agitation. La combinaison de ces caractéristiques permet de proposer à ce microfaciès un environnement de mare tidale («tidal pond» des auteurs anglo–saxons) temporairement hypersaline. Ce microfaciès est comparable au SMF 23 de Wilson (1975).

MF17 : Mudstone laminaire

Description **(pl. 4a)**

Le sédiment représentatif de ce microfaciès est un mudstone laminaire parfois dolomitisé. On observe plus occasionnellement un dépôt constitué d'une alternance de lamines de mudstone

homogène et de lamines de wackestone ou packstone à fins bioclastes recristallisés.

Le mudstone laminaire est de teinte sombre et ne comprend aucun organisme ou bioclaste identifiable; on peut y noter l'occurrence sporadique de *fenestrae* irrégulières de quelques centaines de microns et, plus rarement, la persistance de minipéloïdes micritiques (*cf.* MF 14). D'assez nombreuses «lentilles» millimétriques oblongues de cristaux hypidiotopiques et idiotopiques de dolomite, riches en inclusions micritiques et de taille inférieure à 50µ, sont présentes dans ce microfaciès. Ces cristaux troubles sont parfois constitués d'une pseudomorphose calcitique de dolomite, ou «dédolomite» (Evamy, 1967). Les lentilles dolomitiques sont allongées parallèlement au litage du mudstone. Des pseudomorphoses carbonatées de cristaux de gypse lenticulaire et de porphyrotopes d'anhydrite s'observent assez fréquemment dans ce type de sédiment (*cf.* description ci–dessous, 4.3.)

Une variante beaucoup moins fréquente de ce microfaciès consiste en une alternance de lamines d'un sédiment semblable à celui décrit ci–dessus et de lamines de wackestone ou packstone à fins bioclastes, très généralement recristallisés. Ces dernières lamines ont quelques centaines de microns d'épaisseur, au maximum.

Interprétation

L'aspect laminaire du mudstone, la présence de *fenestrae* et de minipéloïdes conduisent à formuler l'hypothèse que ce microfaciès pourrait résulter d'un processus de micritisation de tapis à spongiostromides. Un processus de micritisation de tapis algaires est attesté dans les bioconstructions récifales pléistocènes de l'atoll de Mururoa et dans les complexes récifaux de l'archipel des Mascareignes, en contexte supratidal et pédogénétique (Montaggioni, 1978; Perrin, 1989). Il semble que la micritisation y soit liée à l'action destructrice de bactéries, cyanophycées et/ou champignons sur les parois cellulaires des tissus algaires. Cependant, l'hypothèse d'une micritisation de tapis algaires subtidaux (*cf. supra*, MF 14) dans un milieu hypersalin sous–aquatique ne peut être écartée à priori, bien que je n'aie pas connaissance d'exemples publiés d'un tel processus. Dans les deux cas, la micrite aurait une origine biogène, ce qui rejoint les conclusions de Purser (1980) sur l'origine des vases carbonatées actuelles.

La dolomitisation du sédiment est très probablement précoce (lentilles stratiformes; cristaux de petite taille, riches en inclusions micritiques) et liée à l'augmentation du rapport Mg/Ca provoquée par la précipitation des évaporites (Folk et Land, 1975).

Le faciès à alternance de lamines micritiques et bioclastiques pourrait résulter de l'inondation périodique de la plate–forme lors de tempêtes. À l'échelle du phénomène près, il s'apparenterait donc aux faciès de tempête décrits dans l'Actuel à Andros, par Hardie (1977) ou dans le Trias du Sud–Ouest de l'Allemagne, par Aigner (1985). Il est probable que l'épaisseur nettement plus réduite des niveaux de tempête observés dans le matériel étudié soit due à la géométrie particulière de la plate–forme viséenne (énorme étendue de milieux très peu profonds, Ziegler, 1982 et 1990). Ce microfaciès n'a pas d'équivalent strict dans la série de Wilson (1975).

4.2.2.2. Conclusions

Les microfaciès décrits et interprétés ici sont diversement représentés dans les blocs de la Grande brèche. J'ai déjà précisé ci–dessus que les éléments de la brèche étaient généralement constitués à plus de 70 % de spongiostromides (MF 14) et dérivés. Dans les divers endroits où les sédiments «V3a» sont bréchifiés, le pourcentage de microfaciès représentatifs des environnements marins les plus ouverts ne dépasse quasiment jamais 25 % et est le plus fréquemment bien inférieur. On note dès lors une certaine uniformité des microfaciès relativement peu profonds et confinés dans les niveaux à partir desquels s'est formée la Grande brèche.

4.3. Pseudomorphoses évaporitiques carbonatées et siliceuses des éléments de la brèche

Les pseudomorphoses évaporitiques décrites ci–dessous sont présentes dans les éléments de la brèche ou, plus rarement, dans sa matrice (pseudomorphoses siliceuses). Elles sont particulièrement bien représentées dans les microfaciès les plus confinés (MF 14 et suivants).

4.3.1. Pseudomorphoses carbonatées du gypse

4.3.1.1. Les cristaux lenticulaires biconvexes

Description **(pl. 4b)**

Les lentilles biconvexes ont quelques centaines de microns à 1 ou 2 mm de long et quelques dizaines à quelques centaines de microns de large. On les observe principalement dans les sédiments micritiques homogènes ou laminaires. Elles sont cimentées par de la calcite microsparitique trouble ou par de la sparite équigranulaire limpide et sont géométriquement tronquées par les stylolithes stratiformes, lorsque ceux–ci sont présents.

Interprétation

Les lentilles biconvexes sont d'anciennes lentilles gypseuses, bien connues dans divers environnements de précipitation de sulfates diagénétiques (subaériens ou sous–aquatiques) et donc relativement atypiques de l'un ou l'autre d'entre eux. Le fait que ces pseudomorphoses soient principalement observées dans un sédiment micritique homogène résulte du fait que c'est ce type de matrice qui est le plus susceptible de préserver la forme originale du cristal de gypse (Tucker, 1981; Rouchy *et al.*, 1984).

4.3.1.2. Les poecilotopes

Description **(pl. 4c)**

Les poecilotopes sont des «imprégnations» d'extension centimétrique du carbonate encaissant par des plages de calcite. Ces dernières se présentent sous la forme de grandes plages millimétriques à centimétriques de calcite limpide, formées d'un monocristal ou de plusieurs grands cristaux (au moins millimétriques). Ces imprégnations poecilotopiques de calcite cimentent principalement les carbonates à microporosité élevée (tels que packstone ou grainstone, à minipéloïdes, péloïdes ou à ooïdes) des microfaciès représentatifs des milieux les plus confinés. Elles incluent très généralement des éléments carbonatés non cimentés au préalable (une exception à cette règle a été décrite dans le matériel du sondage de Saint–Ghislain : voir De Putter, 1991a).

Interprétation

Les plages poecilotopiques de calcite représentent la pseudomorphose carbonatée de ciments anhydritiques semblables à ceux observés dans le sondage de Saint–Ghislain (ci–dessous, 8.1.1.3.2.1.2.). Ces derniers remplacent les ciments gypseux monocristallins se développant initialement à l'intérieur de faciès carbonatés caractérisés par une forte porosité (faciès à ooïdes, péloïdes ou lumachelles) en incorporant les éléments carbonatés (phénomène déjà décrit par Kinsman, 1969). Le même type de ciment peut se développer à l'intérieur de faciès lami-

naires (tapis stromatolithiques); dans ce cas, les lamines sont écartées par le développement du gypse. Ces ciments sont formés de monocristaux de grande taille et aux contours généralement mal délimités qui colmatent la porosité sur une certaine épaisseur de sédiment. Leur croissance est à mettre en relation avec des phénomènes de concentration capillaire, dans la partie superficielle des sédiments émergés («rose des sables», cristaux à inclusions de coquilles à la surface des sabkhas) (comm. pers. J.-M. Rouchy; *cf.* aussi De Putter *et al.*, sous presse). Logan (1987) signale la présence de tels ciments dans la partie superficielle des profils du Lac MacLeod en Australie occidentale.

4.3.2. Pseudomorphoses carbonatées de l'anhydrite

4.3.2.1. Les pseudomorphoses carbonatées d'anhydrite nodulaire

Description **(pl. 5a et 5b)**

On observe très occasionnellement dans le matériel étudié les pseudomorphoses carbonatées de structures nodulaires de taille plurimillimétrique à décimétrique. Ces pseudomorphoses sont cimentées par du microspar et/ou de la sparite trouble (laiteuse macroscopiquement), avec de nombreuses micro–inclusions de sulfate (de taille inférieure à 20 ou 30µ). Le ciment sparitique présente parfois un faciès caractérisé par l'imbrication de cristaux dont les contours cristallins sont fortement découpés, crénelés et digités. L'aspect d'ensemble de ce type de cimentation vu à faible grossissement est celui d'un «patchwork» **(pl. 4d)**.

Des structures contournées de type entérolithique sont beaucoup plus rares.

Intrerprétation

Les structures nodulaires résultent de la pseudomorphose d'anhydrite nodulaire (Murray, 1964; Maiklem *et al.*, 1969; Holliday, 1971 et de très nombreuses études ultérieures). Le faciès nodulaire de l'anhydrite ne fournit guère d'information sur le milieu de dépôt originel des sulfates. En effet, après diagenèse, ce faciès caractérise les sulfates précipités en milieu sous–aquatique aussi bien que sub–aérien.

4.3.2.2. Les porphyrotopes et fissures «gainées»

Description **(pl. 6a et 6b)**

Les porphyrotopes et fissures «gainées» ont en commun l'incorporation d'une fraction micritique importante.

Les porphyrotopes se présentent sous la forme de cristaux hypidiotopiques ou idiotopiques présentant des sections rectangulaires ou carrées et cimentés par de la calcite. Ils sont particulièrement abondants dans les sédiments micritiques. Les dimensions de ces cristaux sont généralement comprises entre 20 et 40µ, pour la largeur et entre 100 et 200µ, pour la longueur. La longueur d'un monocristal peut très occasionnellement atteindre quelques millimètres. On observe fréquemment des agrégats de porphyrotopes, dont la largeur est de 500 à 600µ et la longueur égale ou supérieure au millimètre. Les porphyrotopes sont cimentés par de la sparite englobant une fraction micritique très importante; seul un liséré de quelques dizaines de microns est exempt de micrite (et dès lors limpide), en périphérie du cristal.

Les fissures «gainées» ont quelques centaines de microns de large et sont cimentées par de la calcite. Le centre de la fissure est occupé par une zone sparitique de quelques dizaines de microns, exempte d'inclusions de micrite; puis viennent, de part et d'autre de cette zone cen-

trale limpide, deux bandes de quelques centaines de microns de large, très riches en micrite. Enfin, un liséré de quelques dizaines de microns de large, à nouveau limpide et exempt d'inclusions micritiques, s'observe des deux côtés de la fissure, en bordure de celle–ci.

Porphyrotopes et fissures «gainées» sont parfois géométriquement associés; au contact de stylolithes stratiformes, ils semblent géométriquement tronqués par ces derniers.

Interprétation

Porphyrotopes et fissures gainées représentent la pseudomorphose carbonatée de manifestations anhydritiques similaires, observées par exemple dans le matériel du sondage de Saint–Ghislain (ci–dessous, 8.1.1.3.2.2.). Rouchy *et al.* (1984) et De Putter *et al.* (sous presse) ont décrit ces manifestations anhydritiques et leur ont attribué une origine diagénétique «tardive» en raison notamment de l'assimilation de quantités importantes de sédiment–hôte (micritique), de l'association fréquente à des discontinuités diagénétiques (bordures de nodules, stylolithes) ou tectoniques (plissements) et de l'absence de déformations mécaniques en leur sein.

Le problème des relations géométriques entre porphyrotopes et fissures gainées d'une part et stylolithes d'autre part sera discuté ci–dessous (matériel du sondage de Saint–Ghislain, ci-dessous, 8.1.1.3.2.2.).

4.3.3. Pseudomorphoses siliceuses de minéraux évaporitiques

Description **(pl. 6c et 6d)**

Les cristallisations siliceuses se présentent sous des formes assez diverses : silice fibreuse en sphérulites (quartzine, lutécite), mégaquartz pétaloïde (**pl. 6c**), mégaquartz en cristaux idiotopiques (**pl. 6d**). Les dimensions de ces pseudomorphoses vont de plusieurs centaines de microns à quelques millimètres. Les mégaquartz en cristaux idiotopiques contiennent fréquemment des inclusions de sulfate de quelques dizaines de microns.

Interprétation

Différents auteurs ont étudié en détail ces cristallisations siliceuses (Folk et Pittman, 1971; Siedlecka, 1972; Arbey, 1980 et 1989 notamment). Folk et Pittman (1971) ont été les premiers auteurs à reconnaître en ces formes de la silice des pseudomorphoses évaporitiques. Depuis, les travaux d'Arbey (1980, et surtout 1989) ont permis de préciser, pour chaque morphologie de la silice, les propriétés et la nature de la solution minéralisante. Actuellement, l'intérêt de ces pseudomorphoses est surtout de révéler la présence d'évaporites dissoutes que d'autres pseudomorphoses ne permettraient pas de suspecter. Pour Müller (1986), la présence de telles pseudomorphoses dans les brèches du Purbeckien du Jura contribue fortement à prouver que ces brèches se sont formées par effondrement, suite à la dissolution d'évaporites.

4.3.4. Problematica

4.3.4.1. Fissures à cimentation en «fer de lance»

Description **(pl. 7a)**

Les fissures à cimentation sparitique en «fer de lance» sont des fissures larges de plusieurs centaines de microns au minimum et de plusieurs millimètres au maximum. Leurs bords sont fréquemment anguleux et parfois caractérisés par la présence d'angles rentrants. Elles sont

toujours limitées à l'enveloppe des blocs de la brèche (c'est–à–dire qu'elles ne se poursuivent pas dans la matrice) et recoupées par les stylolithes lorsque ceux–ci sont présents. Ces fissures sont cimentées par des cristaux de quelques centaines de microns de sparite limpide maclée en «fer de lance» (d'où le nom de la fissure), sans orientation préférentielle nette. Des résidus de minéraux évaporitiques (anhydrite et pseudomorphoses siliceuses) s'observent occasionnellement au sein de ces fissures.

Interprétation

Bien que n'ayant connaissance d'aucun parallèle décrit dans la littérature, je propose de voir dans cette forme de sparite la pseudomorphose carbonatée d'un matériau originellement évaporitique. L'observation de reliquats anhydritiques préservés dans la sparite viendrait étayer une telle hypothèse. Cependant, à ce stade de l'étude, il est difficile de proposer une identification du minéral originel (gypse ? anhydrite ?; les reliquats anhydritiques observés peuvent n'être eux–mêmes que la pseudomorphose d'une phase primitivement gypseuse).

4.3.4.2. Les cristaux triangulaires

Description (**pl. 7b**)

Les cristaux triangulaires sont généralement de taille millimétrique et sont implantés perpendiculairement au sédiment – le plus souvent spongiostromidique –, la pointe du triangle vers le haut. Ils semblent déformer plastiquement l'encaissant carbonaté en se développant. Le remplissage calcitique est le plus souvent sparitique et limpide.

Interprétation

Sans parallèle décrit dans la littérature, ces cristaux – probablement d'origine évaporitique – pourraient être rapprochés de cristaux de gypse sélénitique en raison de leur mode de croissance vertical (ci–dessous, matériel du sondage de Saint–Ghislain, 8.1.1.). La nature du substrat sur lequel ils se développent indique un type d'environnement comparable à celui dans lequel précipite le gypse sélénitique. Les déformations de l'encaissant carbonaté attestent du caractère diagénétique précoce de la croissance de ces cristaux au sein du sédiment.

5. RYTHMICITE SEDIMENTAIRE, SEQUENCES DE «*SHALLOWING–UPWARD*» ET EMERSIONS

« The geologist only sees the result of a complicated recording mechanism which is full of errors. A study of such errors is necessary to establish the accuracy and limitations of stratigraphic records and thus to prevent the over–interpretation of cyclic processes. In the present situation, the collection of more data appears to be more valuable than speculating on processes about which no information is available as yet ».

Schwarzacher, W., 1991.

5.1. Introduction

Le but de ce chapitre est de montrer, au travers de l'observation de séquences sédimentaires de «*shallowing–upward*» dans le «V3a», que la sédimentation «rythmique» qui caractérise les niveaux sous– et sus–jacents du V2b et du V3b est également attestée au cours de l'intervalle étudié.

Les niveaux stratifiés sous–jacents à la brèche (V2b, «V3a» inf.) sont caractérisés par une sédimentation réputée rythmique depuis de nombreuses décennies (V2b : Pirlet, 1961; Michot *et al.*, 1963; «V3a» inf. : Pirlet, 1964 notamment). Il en va de même pour les niveaux stratifiés sus–jacents du V3b et du V3c, étudiés par Pirlet (1968). Seul le «V3a» semble avoir partiellement échappé à l'investigation jusqu'ici. Sans doute son caractère bréchique est–il en cause car, là où il se présente sous un faciès non bréchique (dans le Boulonnais, par exemple), la rythmicité de sa sédimentation a également été reconnue et étudiée (Hoyez, 1971).

5.2. Des causes de la rythmicité sédimentaire

Quelles sont les causes de la rythmicité de la sédimentation ? S'il reste délicat, à l'heure actuelle, de répondre à cette question de manière très précise (*cf.* la remarque de Schwarzacher, 1991 en exergue en tête de chapitre), je m'emploierai néanmoins ci–dessous à rappeler quelques principes généraux.

L'espace disponible pour l'accumulation de sédiments marins est fonction de 3 paramètres principaux : la subsidence ou le soulèvement du bassin, la position du niveau marin et les apports sédimentaires. Quant à l'organisation interne des sédiments au sein de l'espace disponible, elle sera régie par celui des 3 paramètres qui présentera les variations les plus rapides (Vail *et al.*, 1987).

Différents ordres de cycles résultent des interrelations entre les 3 paramètres décrits ci–dessus. Les ordres supérieurs sont gouvernés par une «hiérarchie» tectonique; ils se manifestent à l'échelle régionale par le dépôt de cycles de 1er et 2e ordre tectoniques, apériodiques ou épisodiques. Les causes sont à rechercher dans des phénomènes globaux (contraction thermique, ploiements sous charge, variations du taux de subsidence à l'échelle régionale, déformations intraplaques, etc.) et les intervalles de temps impliqués seraient de 10 à 50 Ma pour les cycles de 1er ordre et de 3 à 15 Ma pour les cycles de 2e ordre.

Les ordres inférieurs sont gouvernés par une «hiérarchie eustatique»; ils se manifestent à l'échelle globale par le dépôt de cycles du 1er au 5e ordre eustatiques, dont certains seraient périodiques. Les causes invoquées sont le tectono–eustatisme, les changements de volume des bassins océaniques et le glacio–eustatisme (peut–être responsable de la périodicité de certains cycles du 2e au 5e ordre). Les intervalles de temps impliqués seraient de l'ordre de 1 à 5 Ma pour les cycles de 3e ordre.

Enfin, les ordres les plus bas sont sous contrôle sédimentologique et se manifestent par le dépôt local de «paraséquences» épisodiques; les causes sont essentiellement des processus sédimentaires locaux (tempêtes, marées, ...) et les intervalles de temps sont de l'ordre de la dizaine de Ka (synthétisé d'après Vail, 1989, inédit et Vail *et al.*, 1991).

La tendance actuelle est de considérer que les séquences du 1er au 4e ordre sont soumises à un contrôle géodynamique et que les intervalles de temps vont de 90 à 100 Ma pour le 1er ordre à 1 à 3 Ma pour le 4e ordre. Par contre, les séquences d'ordre supérieur (5 à 8) seraient sous contrôle astronomique et caractérisées par des intervalles de temps très courts, de 100 à 125 Ka pour le 5e ordre jusqu'à moins de 20 à 25 Ka pour le 8e ordre (varves). Ces séquences d'ordre supérieur sont dites à «haute résolution» et font l'objet d'études de stratigraphie séquentielle de même nom (Strasser, 1991a et 1991b, inédit; Durand et Guillocheau, 1991, inédit).

5. 3. La situation au Viséen supérieur

D'après Vail (1989, inédit), le niveau marin au Viséen est en baisse sensible par rapport au haut niveau atteint à l'Ordovicien; cette situation n'est probablement pas étrangère à la glaciation gondwanienne contemporaine (Habicht, 1979).

Ross et Ross (1985), étudiant les séquences de dépôt du Carbonifère des régions–type (NO. Europe, Plate–Forme russe, Mississippi), arrivent à la constatation qu'au Carbonifère inférieur, des séquences de dépôt enregistrent, avec une périodicité de 1 à 4 Ma, des cycles de transgression et régression globaux et synchrones. Ces cycles se marquent notamment par le développement, à l'échelle de la planète, de faciès de plate–forme peu profonde ou de bassin. Ils sont corrélés par la biostratigraphie (foraminifères, conodontes) et peuvent impliquer, selon les auteurs, des variations d'épaisseur de la tranche d'eau d'une amplitude de 100 à 200 mètres.

En particulier, Ross et Ross (1985) attribuent au V3a, qui fait l'objet de la présente étude, un développement important des faciès de plate–forme peu profonde, ce qui va dans le sens des cartes paléogéographiques déjà publiées par Ziegler (1982 et 1990).

5.3.1. Les séquences de «shallowing–upward»du «V3a» du bassin franco–belge (région de Saint–Ghislain exceptée)

5.3.1.1. Avant–propos

Les dépôts du «V3a» du bassin franco–belge présentent un faciès bréchique assez généralisé (faciès de la Grande brèche). Ce faciès est évidemment peu propice à l'étude de la rythmicité de la sédimentation contemporaine. Cependant, l'étude sédimentologique et diagénétique de niveaux continus et stratifiés à grains cortiqués et de niveaux compris à l'intérieur de blocs de la brèche a permis d'y déceler la présence de «séquences» décimétriques à métriques (De Putter et Préat, 1989). Quatre phases sédimento–diagénétiques sont présentes et déterminent une transformation progressive et continue du sédiment originel.

5.3.1.2. Les séquences de «shallowing upward»

1° – La **première phase** est caractérisée par le développement de tapis spongiostromidiques L'interprétation paléoécologique de ces organismes, généralement assimilés aux stromatolithes, n'est pas toujours exempte d'ambiguïté. En particulier, la faible diversité de la microfaune associée à ces tapis algaires ne peut être systématiquement interprétée comme une preuve de la très faible profondeur du milieu de croissance (*cf.* ci–dessus, ch. 3, MF 14). Cependant, si les tapis spongiostromidiques se sont développés originellement dans la zone subtidale, l'observation de nombreuses *fenestrae* ovoïdes ou globulaires («bubblelike vugs») de taille millimétrique et bordées d'un liséré micritique noir (**pl. 7c**) dans les lamines «algaires», semble plaider en faveur d'un environnement en contact régulier avec l'atmosphère (Shinn, 1968; Purser, 1980).

Cette diminution de l'épaisseur de la tranche d'eau s'accompagne de la précipitation d'évaporites diagénétiques précoces (lentilles biconvexes de gypse, cristaux triangulaires de gypse (?), poussant perpendiculairement aux lamines algaires) et de la décomposition des tapis spongiostromidiques. Un microspar calcitique se développe et présente les caractéristiques d'une phase de cimentation précoce développée dans la partie stagnante de la zone phréatique (cristaux de tailles diverses mais toujours inférieures à 20 ou 30µ, contacts intercristallins courbes et irréguliers) (Longman, 1980).

Les minipéloïdes micritiques résultant de la décomposition des tapis spongiostromidiques constituent autant de *nuclei* pour la précipitation *in situ* d'ooïdes de quelques centaines de microns de diamètre. L'ornementation du *cortex* de ces ooïdes est essentiellement radiaire, ce qui permet de leur attribuer un développement en environnement calme et confiné (Sandberg, 1975; Davies *et al.*, 1978; Simone, 1981 et, plus récemment, Strasser, 1986). La préservation des fines structures fibroradiaires du *cortex* au cours de l'évolution diagénétique ultérieure s'explique probablement par la nature calcitique primaire (HMC, *high magnesian calcite*) des ooïdes (Sandberg, 1975; Strasser, 1986; De Putter, 1991a).

2° – La **deuxième phase** de l'évolution diagénétique se caractérise par la dolomitisation du sédiment. On observe des «lentilles» stratiformes de quelques centaines de microns de petits cristaux hypidiotopiques troubles de dolomite de quelques dizaines de microns au maximum (**pl. 4a**). L'origine de cette dolomitisation précoce est à rechercher soit dans l'augmentation du rapport Mg/Ca liée à la précipitation de minéraux évaporitiques diagénétiques (Folk et Land, 1975) soit dans la mise en contact progressive avec des fluides sous–saturés («*mixing zone*», modèle de dolomitisation «de Dorag», Badiozamani, 1973). Les analyses isotopiques ($^{18}O/^{13}C$) réalisées sur des dolomites pétrographiquement semblables du sondage de Saint–Ghislain permettent de privilégier la première hypothèse et suggèrent l'existence d'un rééquilibrage isotopique au cours de la diagenèse (*cf.* ci–dessous, 9.3.1.2.1.2.).

Dans le cas d'une mise en contact avec des fluides sous–saturés, ce serait sans doute à ce moment que la calcite magnésienne des ooïdes subirait une perte sélective en ions Mg^{2+}, qui n'altérerait pas significativement la structure des ooïdes mais serait responsable de la transformation de leur *cortex* en calcite faiblement magnésienne (LMC, *low magnesian calcite*).

3° – La poursuite de l'évolution diagénétique conduit, lors d'une **troisième phase**, à la mise en contact complète avec les fluides sous–saturés de la zone phréatique météorique. Cette étape se caractérise par le développement de ciments en franges isopaques au pourtour des grains et de ciments équigranulaires ou drusiques dans les cavités (Longman, 1980). La dissolution des bioclastes aragonitiques se produit à ce moment, de même probablement que la dissolution et la pseudomorphose carbonatée des évaporites précipitées en première phase.

4° – La **quatrième phase** correspond au processus de dissolution vadose et produit un faciès typique à cavités irrégulières de taille millimétrique («*fenestrae*»). Des ciments asymétriques (**pl. 7d**) et des ciments en ménisques entre grains (**pl. 8a**) se développent également lors de cette phase (Longman, 1980), ainsi que des croûtes de calcite fibro–radiaxiale.

De manière plus sporadique, on note la présence de fissures autour de «grains» généralement circulaires, de 1 à quelques millimètres de diamètre, qui sont dès lors plus ou moins isolés de la matrice et s'en distinguent par un arrangement concentrique des péloïdes micritiques ou par un degré de néomorphisme accru (**pl. 8b**). Compte tenu du contexte, il me semble raisonnable d'assimiler ces grains aux «glaebules» de la littérature (l'imprécision de la définition de Wright, 1986 permettant, à mon sens, des assimilations plus hardies que celle proposée ci–dessus). La présence de ces «glaebules» ainsi que de sédiment interne («silt vadose») dans de nombreuses *fenestrae* (**pl. 8c**), de «ponts micritiques» (**pl. 8d**) et de fréquentes fissures de dessication me conduisent à penser qu'une phase pédogénétique a affecté certains de ces niveaux. Il faut noter cependant que les indices pédogénétiques sont sporadiques, ce qui indique que la pédogenèse a toujours été réduite ou s'est mal conservée.

Les séquences décrites ci–dessus sont généralement surmontées stratigraphiquement par des faciès bioclastiques à diversité faunique importante et bioturbation verticale. L'interprétation paléoécologique de ce type de microfaciès (*cf* ch. 4, MF 2) nous a conduit à leur proposer un environnement marin à salinité normale et circulation ouverte, peu profond (bioturbation, calcisphères) et d'agitation modérée.

5.3.1.3. Discussion

Les séquences présentées ci–dessus débutent par le dépôt de tapis spongiostromidiques en environnement subtidal assez peu profond et se terminent par un épisode émersif plus ou moins prolongé. Elles témoignent dès lors d'une diminution de l'épaisseur de la tranche d'eau de la 1ère à la 4e phase. Compte tenu de l'épaisseur assez réduite de ces séquences et du faible intervalle de temps qu'elles doivent représenter (il y a place pour un grand nombre d'entre elles sur le seul sous–étage «V3a» dont la longueur n'excède pas quelques millions d'années, *cf.* De Souza, 1982), elles sont indubitablement d'ordre égal ou supérieur à 5. Ces séquences sont donc probablement sous contrôle astronomique et pourraient résulter de variations eustatiques de faible amplitude. Les variations du niveau marin induiraient à leur tour des variations relatives et répétées du niveau des aquifères, dont l'effet serait d'autant plus sensible que l'on se trouve sur la partie tout à fait supérieure de la plate–forme carbonatée.

5.3.2. Les séquences de «shallowing–upward» de la région de Saint–Ghislain

5.3.2.1. Avant–propos

Il était à priori intéressant d'étudier le matériel «V3a» du sondage de Saint–Ghislain, disponible en continu, du point de vue des mécanismes de la sédimentation viséenne. Cependant, par rapport aux autres parties de la plate–forme, un certain nombre de contraintes supplémentaires devaient être prises en compte. Tout d'abord – et quelles qu'en soient les causes ultimes – la région de Saint–Ghislain semble avoir occupé durant tout l'intervalle une position de creux paléotopographique. Ce piège morphologique était régulièrement colmaté par des évaporites (dont le taux de sédimentation est très élevé) et, dans une moindre mesure, par des carbonates, avant de se recréer (*cf.* ci–dessous, ch. 8). À ce mécanisme de comblement pouvaient en outre s'additionner les effets de variations du niveau marin relatif.

5.3.2.2. Les séquences

Dans la première moitié de l'intervalle étudié («V3a») du sondage de Saint–Ghislain, s'intercale une dizaine de «séquences» de lithofaciès carbonatés et anhydritiques de 10 à 20 cm d'épais-

seur. Chacune de ces séquences présente une succession identique comportant, sur environ 20 cm (**pl. 9a**)

1) environ 10 cm de wackestone noir à fins bioclastes;
2) quelques centimètres de wackestone ou packstone à gros bioclastes et grains cortiqués subsphériques, millimétriques à centimétriques;
3) environ 10 cm de lamines carbonatées millimétriques, oolithiques (grainstone) et complètement «imprégnées» de poecilotopes d'anhydrite.

Les deux premiers lithofaciès contiennent occasionnellement des goniatites appartenant au genre münsterocératide (**pl. 9b**, *Münsteroceras* probable ou *Dzhaprakoceras*, comm. pers. D. Korn), qui sont très rares dans les équivalents latéraux à l'affleurement du matériel du sondage.

Pétrographiquement parlant, les carbonates du premier lithofaciès sont représentatifs d'un environnement marin à salinité normale et circulation ouverte, assez peu profond (bioturbation, calcisphères) et d'agitation modérée (*cf.* ch. 4, MF 2). Ceux du second lithofaciès se rapportent à un environnement marin moins profond encore et plus agité (*cf.* ch. 4, MF 6) et ceux du troisième lithofaciès à un milieu soumis à des conditions confinées et hypersalines (*cf.* ch. 4, MF 14).

5.3.2.3. Discussion

Cette succession de lithofaciès (et, parallèlement, de microfaciès) traduit au moins l'accroissement du confinement de la base au sommet de la séquence. En revanche, il est moins évident qu'elle traduise également une évolution bathymétrique négative. En effet, j'ai déjà dit à plusieurs reprises ci–dessus que les effets sédimentologiques d'un accroissement du confinement et d'une diminution de profondeur pouvaient aisément être confondus. Le passage d'un milieu sous–aquatique relativement ouvert à un milieu confiné et hypersalin (comme ici, à Saint–Ghislain) pourrait donc produire de «fausses» séquences de «*shallowing upward*» qui ne seraient en fait que des séquences de confinement croissant (sans variation du niveau marin relatif).

Cependant, dans le cas qui nous occupe, plusieurs arguments plaident en faveur d'une réelle variation du niveau marin relatif, de la base au sommet des séquences. Tout d'abord, ces séquences surmontent généralement d'épaisses séries évaporitiques (comprenant des vestiges de gypse sélénitique sous–aquatique), dont on peut penser qu'elles représentent la phase de comblement du piège morphologique régional. Elles se développeraient donc en fin de cycle, dans des conditions de profondeur réduite et toujours décroissante. Ensuite, le passage à des conditions émersives est prouvé par le développement des ciments gypseux monocristallins (actuellement pseudomorphosés en poecilotopes anhydritiques) (ci–dessous, ch. 8). Enfin, si les séquences enregistrées dans les équivalents latéraux du matériel du sondage (*cf.* ci–dessus, 5.3.1.2.) s'expliquent par l'existence de variations eustatiques, il paraîtrait improbable que ces dernières n'aient aucun effet à Saint–Ghislain.

Dès lors, dans la série évaporitique de Saint–Ghislain, il est évident que chacune des séquences décrites ci–dessus a enregistré de manière concomitante une réduction de l'épaisseur de la tranche d'eau et un confinement croissant en relation avec l'augmentation de la salinité.

5.4. Conclusion

Comme je l'ai déjà signalé en début de chapitre, le «V3a» franco–belge n'est pas le sous–étage viséen qui se prête le mieux à l'étude de la rythmicité sédimentaire. Là où il est constitué de brèche, il faut retrouver les vestiges de rythmes sédimentaires dans les blocs de celle–ci;

ailleurs, l'enregistrement sédimentaire n'est pas exclusivement carbonaté, ce qui oblige à introduire dans le raisonnement de nombreux paramètres supplémentaires ...

Cependant, malgré les limitations que ces caractéristiques intrinsèques imposent à l'étude des mécanismes sédimentaires, le «V3a» apparaît rythmique. Pirlet (1964) avait déjà établi ce fait pour la partie inférieure de l'intervalle (V3aa), dans la région comprise entre Namèche et Moha. Le présent travail suggère que c'est le «V3a» dans son intégralité qui est le lieu d'une sédimentation rythmique, sur l'ensemble de la plate–forme. On ne songera guère à s'en étonner : n'eût–il pas été étonnant au contraire que seul le «V3a» n'eût pas été rythmique, entre le V2b et V3b qui tous deux l'étaient ?

Selon les reconstructions paléogéographiques classiquement admises (Ziegler, 1982 et 1990), le bassin franco–belge est au «V3a», une plate–forme carbonatée peu profonde dont l'extension est de plusieurs centaines de milliers de km^2. Sur cette vaste aire de sédimentation se dépose une pile sédimentaire dont une partie au moins consiste en séquences de *«shallowing–upward»*. L'existence de termes émersifs au sein de telles séquences fournit un argument permettant de caractériser les dépôts évaporitiques associés aux épisodes de confinement accru sur la plate–forme (discussion ci–dessous, au ch. 8 et au sein des conclusions).

Compte tenu de l'épaisseur décimétrique des séquences, du fait qu'elles ne représentent qu'un intervalle de temps très limité (de beaucoup inférieur aux quelques millions d'années que totalise le «V3a» lui–même) et qu'elles se situent dans un même contexte paléogéographique, il est très probable qu'il s'agisse de séquences d'ordre supérieur à 5 (*sensu* Vail), placées sous le contrôle de mécanismes astronomiques (Strasser, 1991a et 1991b, inédit; Durand et Guillocheau, 1991, inédit).

6. INTRODUCTION AU CADRE TECTONIQUE

« Il a entrouvert des failles rocheuses au sein des montagnes et il a contraint les carrières à cracher les montagnes qu'elles renfermaient ».
(Hymne au dieu Khnoum, temple d'Esna)

6.1. Avant–propos

Le but de ce court chapitre est de donner au lecteur un aperçu très schématique du contexte tectonique dans lequel se déroulent les processus géologiques qui aboutiront à la formation de la Grande brèche.

En fait, l'étude de l'orogène varisque à l'aide des méthodes de la géologie structurale moderne ne fait que débuter à l'heure actuelle. Ce sont surtout les structuralistes français de l'Université de Lille qui s'y attachent : c'est la raison pour laquelle la majeure partie de la bibliographie récente citée ci–dessous est signée par ces chercheurs.

Cet éclairage unilatéral du problème et, en tout cas, coupé de son contexte historique est justifié par mon propos, qui est moins de dresser un historique des recherches menées sur l'orogène varisque que d'esquisser un «état des connaissances» à la lumière des résultats des recherches les plus récentes sur le sujet.

6.2. L'héritage post–calédonien et la base du Dinantien

L'héritage post–calédonien se caractérise, dans la région étudiée, par le jeu de structures distensives régionales. Un système de *horst* et *graben* orienté NO–SE accompagne une distension régionale orientée NE–SO. Des recherches récentes montrent que le fonctionnement effectif de cet héritage distensif est attesté jusqu'au–delà du Famennien supérieur (Creuzot et Mercier, 1992).

À l'aube du Carbonifère, l'effet conjugué de la transgression carbonifère et de la structuration évoquée ci–dessus conduit à individualiser au sein de la plate–forme des zones peu profondes et des «auges» temporairement plus profondes, où se développent par exemple les faciès waulsortiens (Lees *et al.*, 1985a et b). La situation change radicalement au Viséen moyen, où le dépôt de l'épaisse Formation de calcaire bioclastique et oolithique de Neffe (V2a) comble les reliefs hérités du Tournaisien et du Viséen inférieur (Hance, 1988). Le processus de comblement s'achève par l'émersion quasiment généralisée de la plate–forme, matérialisée par le développement d'un paléosol, le «Banc d'Or» de Bachant (Gosselet, 1888; Huyghe *et al.*, 1991).

6.3. Les prémices de l'orogène varisque

La tendance ancienne à diviser l'orogène varisque en phases distinctes («phase bretonne», «phase sudète», «phase asturienne») entrecoupées de périodes de «calme tectonique» semble quelque peu délaissée actuellement, au profit d'un concept de déformation plus progressive et continue (comm. pers. E. Mercier).

Le raccourcissement varisque s'accompagne d'un métamorphisme synschisteux dont l'âge évolue du Sud au Nord, c'est–à–dire des zones internes aux zones externes de la chaîne. Ce métamorphisme est daté du Carbonifère inférieur (Viséen) au Sud (Massif de Rocroi) et du Carbonifère supérieur (Stéphanien) dans la région de Namur (Piqué *et al.*, 1984).

Au Viséen, la région étudiée dans ce travail est donc l'avant–pays d'une déformation déjà effective dans les zones les plus internes de la chaîne. Il est probable que s'y opère une

transition progressive entre le régime distensif, encore effectif à la fin du Dévonien ou au début du Carbonifère, et le paroxysme compressif (Westphalien).

Dans le détail, la situation est évidemment plus complexe et de nombreux travaux en cours s'attachent à décrypter les étapes de cette inversion de régime tectonique, qui n'est probablement pas strictement contemporaine en tous les points de la future chaîne et qui peut s'accompagner dans un premier temps du blocage ou du simple «rejeu» en compression de structures distensives de l'héritage post–calédonien (Meilliez, 1992).

6.4. La déformation varisque

6.4.1. Présentation schématique

6.4.1.1. Les observations

Le domaine varisque franco–belge, tel qu'il se présente actuellement à l'observation, est constitué de 3 grandes unités. Du Nord au Sud, on observe :

- Le «***Parautochtone brabançon***»(Meilliez et Mansy, 1990), qui regroupe le **Massif de Brabant–Londres** et le **Synclinorium de Namur** de la littérature Le premier est un *substratum* daté du Paléozoïque inférieur, recouvert en discordance par la couverture dévono–carbonifère du second.
- L'«***Allochtone ardennais***» (Meilliez et Mansy, 1990) remplace les appellations de **Synclinorium de Dinant** ou de **Nappe de Dinant** (ci–dessous) de la littérature. Il s'agit d'un ensemble plissé et charrié, composé des mêmes niveaux stratigraphiques que l'unité ci–dessus.
- L'Allochtone ardennais repose sur le parautochtone brabançon par l'intermédiaire d'un **complexe tectonique** dont la **Faille du Midi** est le toit (Meilliez et Raoult, 1987). La sismique profonde montre que cet accident tectonique correspond à l'émergence septentrionale d'un réflecteur plat puissant et continu (voir notamment Bless *et al.*, 1980, Meissner *et al.*, 1981; Cazes *et al.*, 1985, Dejonghe *et al.*, 1992)

6.4.1.2. Modèle tectonique explicatif

6.4.1.2.1. Le modèle théorique

Pour rendre compte de la translation de l'Allochtone ardennais sur le parautochtone brabançon, on pourrait en première analyse se référer au modèle de déformation habituel dans les zones marginales des orogènes. Celui–ci est caractérisé par la présence d'une couverture sédimentaire fine (1 à 6 km) déposée sur un socle cristallin induré. Ce dernier étant très compétent par rapport à la couverture, les contraintes induisent un découplage des deux ensembles à la faveur d'une surface de décollement. La couverture sédimentaire est affectée par une tectonique dite «pelliculaire», dans laquelle prédominent les phénomènes de charriage. Des accomodations et/ou déformations locales sont associées à ces charriages et se matérialisent par la présence de *kink folds* et de *box folds*, particulièrement fréquents lorsque la masse charriée est translatée sur une surface de charriage ondulante. Ces plis sont connus sous le nom de «*fault–bend folds*» et de «*fault propagation folds*», respectivement (Ramsay et Huber, 1987).

6.4.1.2.2. Application du modèle

L'application à la translation de l'Allochtone ardennais d'un modèle comparable à celui décrit ci–dessus, n'apparaît plus, à la lumière des recherches actuelles, satisfaisante (Meilliez

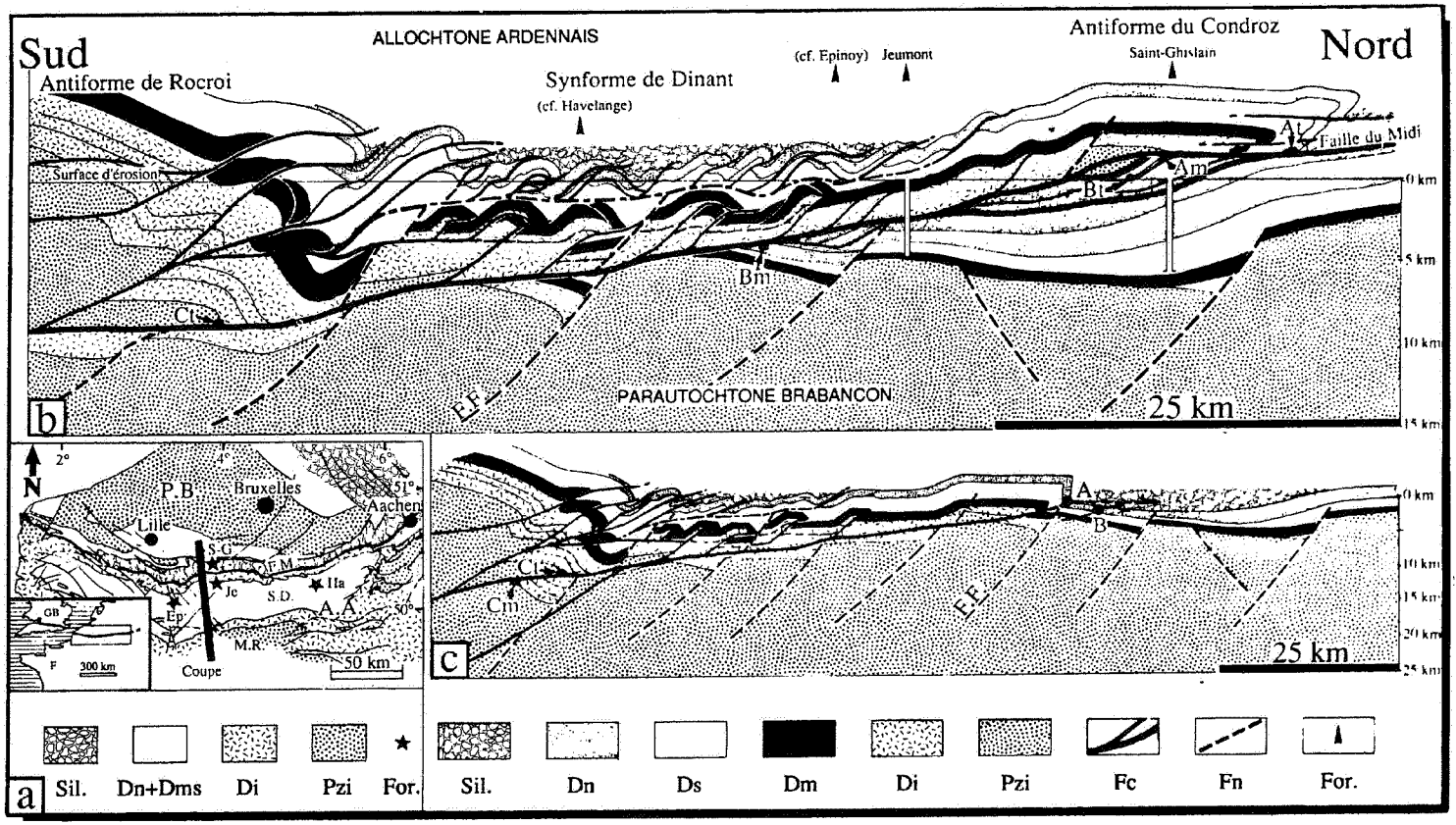


Fig.2 : Structure de l'Allochtone ardennais (Khatir *et al.*, 1992).

a. Carte infra–Mésozoïque du Nord de la France et de la Belgique.
Sil. : Silésien; Dn + Dms : Dinantien, Dévonien moyen et supérieur; Di : Dévonien inférieur; Pzi : Paléozoïque inférieur; For. : forages profonds; Je : sondage de Jeumont; S–G : sondage de Saint–Ghislain; Ep : sondage d'Épinoy; Ha : sondage d'Havelange; F.M. : Faille du Midi; S.D. : synforme de Dinant; M.R. : Massif de Rocroi; P.B. : Parautochtone brabançon; A.A. : Allochtone ardennais.

b. Transversale de l'Avesnois.
Sil. : Silésien; Dn : Dinantien; Ds : Dévonien supérieur; Dm : Dévonien moyen; Di : Dévonien inférieur; Pzi : Paléozoïque inférieur; Fc : failles chevauchantes; Fn : failles normales; For. : forages profonds; F.M. : Faille du Midi.
Chaque point (ex. : A) est découpé en demi–point par faille : At au toit, Am au mur. A et B représentent une intersection du Dinantien avec une faille, C l'intersection par une faille du contact entre le toit du substratum et la couverture.

c. Transversale de l'Avesnois au Namurien.

et Mansy, 1990; Khatir *et al.*, 1992). Les raisons principales de cette inadéquation sont l'absence de socle induré et la composition lithologique dominée par les roches incompétentes de l'Ardenne. Ces caractéristiques différencient la région étudiée des Rocheuses canadiennes ou des Appalaches (U.S.A.), chaînes dans lesquelles l'application du modèle précédemment décrit a donné de bons résultats.

En ce qui concerne le segment ardennais de l'orogène varisque, les études récentes suggèrent l'hypothèse d'une déformation hétérogène contrôlée par la lithologie et la structure initiale de la couverture (Meilliez et Mansy, 1990; Meilliez, 1992).

6.4.1.3. Structure de l'Allochtone ardennais

À la lumière des travaux en cours, l'Allochtone ardennais apparaît comme un système complexe d'écailles et de blocs basculés (**fig. 2**), ces derniers étant les témoins résiduels d'une phase de distension antérieure au raccourcissement varisque. Le «motif» structural de base associe des failles en plat et rampes à des plis dissymétriques (Khatir *et al.* 1992).

C'est la complexité de cette structure qui a conduit Meilliez et Mansy (1990) à remplacer par «Allochtone ardennais» l'appellation de «Nappe de Dinant» (Fourmarier, 1913, maintes fois reprise depuis), plus propre à qualifier une *nappe unique, transportée passivement* sur un plan de décollement subhorizontal profond.

Dans le détail, il apparaît que c'est la succession lithologique qui conditionne les possibilités de glissement des couches les unes sur les autres. L'influence de la lithologie vient donc se superposer à celle de la structuration héritée et déterminer de manière prépondérante la formation d'un pli, d'un chevauchement ou encore la reprise d'une structure plissée ou faillée préexistante (Meilliez, 1992).

Ce contrôle lithologique implique une hétérogénéité de la déformation à l'échelle régionale: dans les domaines où les niveaux incompétents dominent (au Sud de la faille d'Yvoir), la déformation affecte tout le volume rocheux de façon à peu près homogène, tandis que dans les domaines où les bancs compétents dominent (entre la faille d'Yvoir et la faille du Midi), la déformation est concentrée dans des bandes étroites qui jalonnent les chevauchements majeurs à l'échelle régionale, les zones faillées (Meilliez, 1992).

6.4.1.4. La «flèche» du charriage

La valeur de la flèche du charriage a fait l'objet d'estimations comprises entre moins de 10 km et près de 100 km (synthèse et références *in* Khatir *et al.*, 1992).

Cependant, une telle estimation doit prendre en compte non seulement la translation évaluée par la flèche du charriage mais aussi la déformation interne des corps charriés (voir ci-dessus). De l'arrière vers l'avant de l'Allochtone, les couches ont été progressivement raccourcies tout en se déplaçant; par effet cumulatif, le déplacement subi par les couches les plus méridionales est dès lors plus important que celui accomodé par les couches les plus septentrionales (Meilliez, 1992). À l'échelle régionale, le plissement de failles précoces et/ou le cisaillement de plis précoces témoignent de cette accomodation du raccourcissement varisque (Khatir *et al.*, 1992).

La sole de l'Allochtone intègre donc les déplacements de plusieurs niveaux de chevauchements, régionaux et locaux : sa flèche est importante à l'arrière et modeste à l'avant (Meilliez et Mansy, 1990).

6.4.2. Les interactions entre l'orogène varisque et le problème étudié

J'ai souligné ci–dessus, à maintes reprises, le rôle déterminant des lithologies impliquées dans les déformations varisques.

Or, à son échelle, le Viséen moyen et supérieur présente une succession de niveaux fortement contrastée, tant en ce qui concerne les lithologies qu'en ce qui concerne les gisements. On observe ainsi, du plus ancien au plus récent :

1° – un calcaire bioclastique et oolithique en bancs massifs au V2a (Calcaire de Neffe),
2° – un calcaire bioclastique et algaire, en bancs d'épaisseur variable et comprenant en outre des niveaux évaporitiques interstratifiés au V2b (Calcaire de Lives),
3° – un calcaire algaire riche en évaporites au «V3a» (Calcaire de Seilles et son faciès bréchique, la Grande brèche) et enfin
4° – un calcaire bioclastique et algaire finement stratifié («plaquettes») au V3b.

Le domaine de sédimentation est d'autre part structuré en «blocs basculés» (ci–dessus, 6.4.1.3.) et est soumis, dès le Viséen supérieur, aux premières contraintes compressives de l'orogène (ci–dessus, 6.3.).

On se trouve donc en présence d'un domaine sédimentaire caractérisé par une triple instabilité :

– La présence et la mobilité intrinsèque des évaporites comprises dans la série viséenne y induisent une instabilité d'ordre rhéologique.
– La structuration en blocs basculés est la cause d'une instabilité structurelle de la plate–forme.
– Enfin, les premiers effets de la compression varisque sont à l'origine d'une instabilité tectonique du domaine, cette dernière allant en s'accroissant dès le Viséen supérieur.

On verra ci–dessous, de manière plus détaillée dans chaque coupe ou sondage, comment ces trois paramètres, en interaction permanente, vont conditionner l'évolution des sédiments et contribuer de façon significative à la formation des brèches du Viséen moyen et supérieur.

7. LE DOMAINE BRECHIQUE

« Tout bien considéré, le phénomène (la bréchification) ne se conçoit qu'à la lumière de mouvements préludant à la surrection de la chaîne hercynienne ».

Cayeux, L., 1935.

Avant–propos

Le but de ce chapitre est de décrire puis d'interpréter quelques coupes de brèche dans les bassins de Namur et Dinant. Je tiens à préciser immédiatement qu'à aucun moment, je n'ai tenté d'atteindre l'exhaustivité. Mon objectif n'était pas de dresser un inventaire des coupes du Bassin franco–belge comportant de la brèche[1], mais bien de m'intéresser à celles dont les dimensions et les relations avec les niveaux sous– et sus–jacents permettaient de tirer des informations relatives à la genèse du (ou des) niveau(x) de brèche.

L'appellation «domaine bréchique» que j'ai introduite ci–dessus est destinée à rendre compte du fait que le caractère bréchique n'obéit pas à la logique des bassins (de Namur et Dinant). En effet, il existe des brèches dans ces deux bassins mais, inversément, aucun de ceux–ci n'est constitué exclusivement de brèche durant l'intervalle chronologique étudié (**fig. 3**).

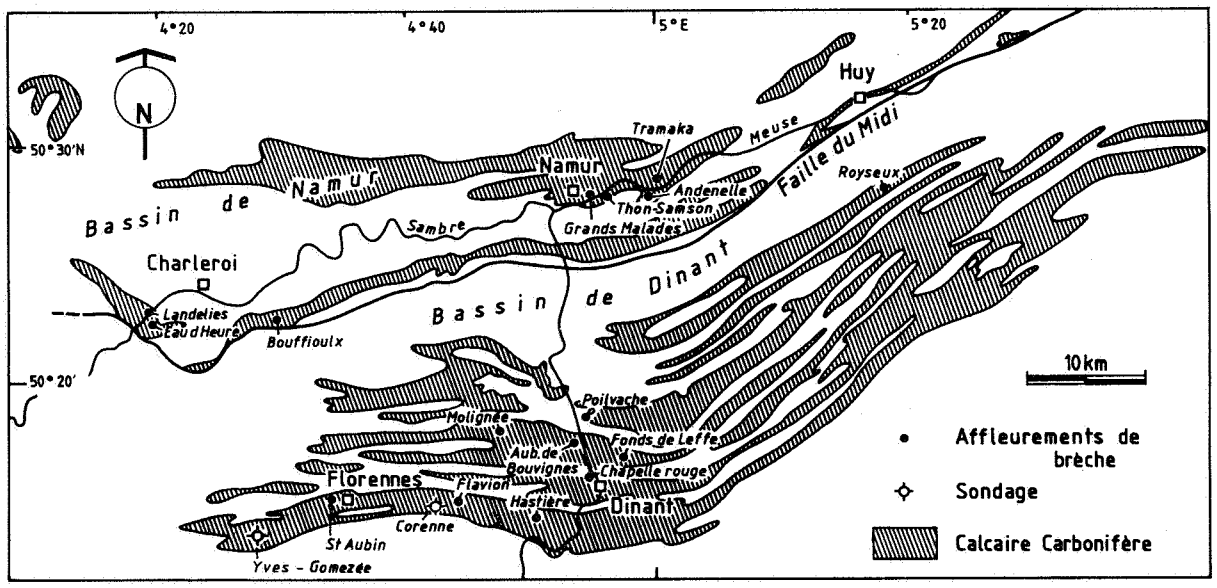


Fig. 3 : Carte de localisation géographique des affleurements de brèche (modifiée d'après Pirlet, 1972).

[1] A cet égard, le travail de Bourguignon (1951) est nettement plus complet que la présente thèse, bien que cet auteur déplore déjà la dégradation d'affleurements vus par ses propres prédécesseurs.

7.1. Bassin de Namur

7.1.1. La brèche des «Rochers des Grands Malades» (Bouge)

7.1.1.1. Localisation et description de la coupe

La coupe dite des «Rochers des Grands Malades» est située au bord Nord du Synclinorium de Namur (carte géologique au 40000e n° 144). Elle est voisine de la rive gauche de la Meuse, le long de la N 22, à quelques kilomètres à l'Est de Namur et à 9 km à l'Ouest de Namêche.

La coupe se présente sous la forme d'une importante falaise de 300 mètres de long et d'environ 30m de haut, allongée parallèlement à la Meuse et constituée de masses bréchiques et de niveaux calcaires stratifiés. La coupe dite «des Résistants», dont la colonne lithologique complète celle de la coupe principale en **fig. 5**, est une ancienne carrière désaffectée située à quelques centaines de mètres à l'Est–Nord–Est des «Rochers des Grands Malades».

Une observation attentive de la coupe dans son ensemble permet de constater qu'à l'intérieur des masses bréchiques, qui apparaissent massives et sans structure, se trouvent de nombreuses passées stratifiées, d'épaisseur variable (décimétrique à plurimétrique) et de largeur parfois pluridécamétrique, qui paraissent «flotter» dans la brèche. Ces niveaux stratifiés, généralement disposés parallèlement à l'allure globale de la stratification (15° à N110° à la base de la coupe levée) ressortent très clairement sur une vue d'ensemble des rochers (**fig. 4**). La présence de tels bancs stratifiés constitue un *fait rare* dans l'ensemble des affleurements de brèche étudiés; elle sera discutée ci–dessous.

La coupe paraît globalement peu tectonisée bien que, dans le détail, on puisse y observer de petites failles normales à rejeu décimétrique; ce rejeu s'atténue rapidement vers le haut et l'ensemble, faille et compartiments est cacheté par la sédimentation surincombante.

De bas en haut et dans le détail, la coupe levée se présente de la manière suivante (**fig. 5**).

Une première partie, aujourd'hui remblayée, mais qui avait été levée par Ph. Wolfowicz en vue de la préparation d'un mémoire de licence de l'Université Libre de Bruxelles (Wolfowicz, 1983, inédit et Mamet *et al.*, 1986), était constituée de calcaires stratifiés gris à cherts nodulaires (sommet du V2b). L'épaisseur de cette passée était d'environ 2,50m. Ces calcaires étaient surmontés d'environ 1,50m de packstones oolithique et laminaire puis d'un banc de près de 3m d'épaisseur de calcaire finement grenu (wackestones et packstones). Dans ce dernier banc s'observaient des slumps (Wolfowicz, 1983, inédit).

La première partie de la coupe levée dans le cadre du présent travail n'a pu être raccordée de façon précise à celle levée par Wolfowicz en 1982 mais il semble que la lacune éventuelle entre les deux coupes ne doive pas être très épaisse (comm. pers. A. Herbosch).

Le levé effectué en 1992 débute par une séquence, épaisse d'une vingtaine de mètres, qui présente une alternance de bancs stratifiés et de niveaux bréchiques, d'épaisseur décimétrique à métrique. La brèche et les niveaux stratifiés sont fréquemment dolomitisés. Une distinction rigoureuse entre brèche et bancs stratifiés n'est pas toujours possible car il existe de nombreuses situations intermédiaires entre ces deux extrêmes. Le sédiment peut être fréquemment qualifié de «brèche faiblement stratifiée» ou, au contraire, de «calcaire stratifié faiblement bréchique». Cette situation contraste sensiblement avec le caractère plus nettement bréchique de la séquence suivante et justifie la distinction, effectuée ici, entre les deux ensembles.

La brèche de cette première séquence semble assez monogénique et comporte quelques fragments aux formes arrondies et quelques copeaux centimétriques sub–parallèles à la stratification. Les blocs, de petite taille (généralement inférieure ou égale à 5 cm), sont gris et laminaires ou micritiques. Ils ne sont pas, dans leur majorité, affectés par une fissuration antérieure à la bréchification. La matrice est grise et très fine (micritique) et comprend occasionnellement des poches millimétriques ou centimétriques de sparite limpide et/ou de fluorine mauve. La brèche se caractérise par une faible teneur en blocs de petite taille, ce qui permet de la qualifier de «rubble floatbreccia», selon la classification de Morrow (1982).

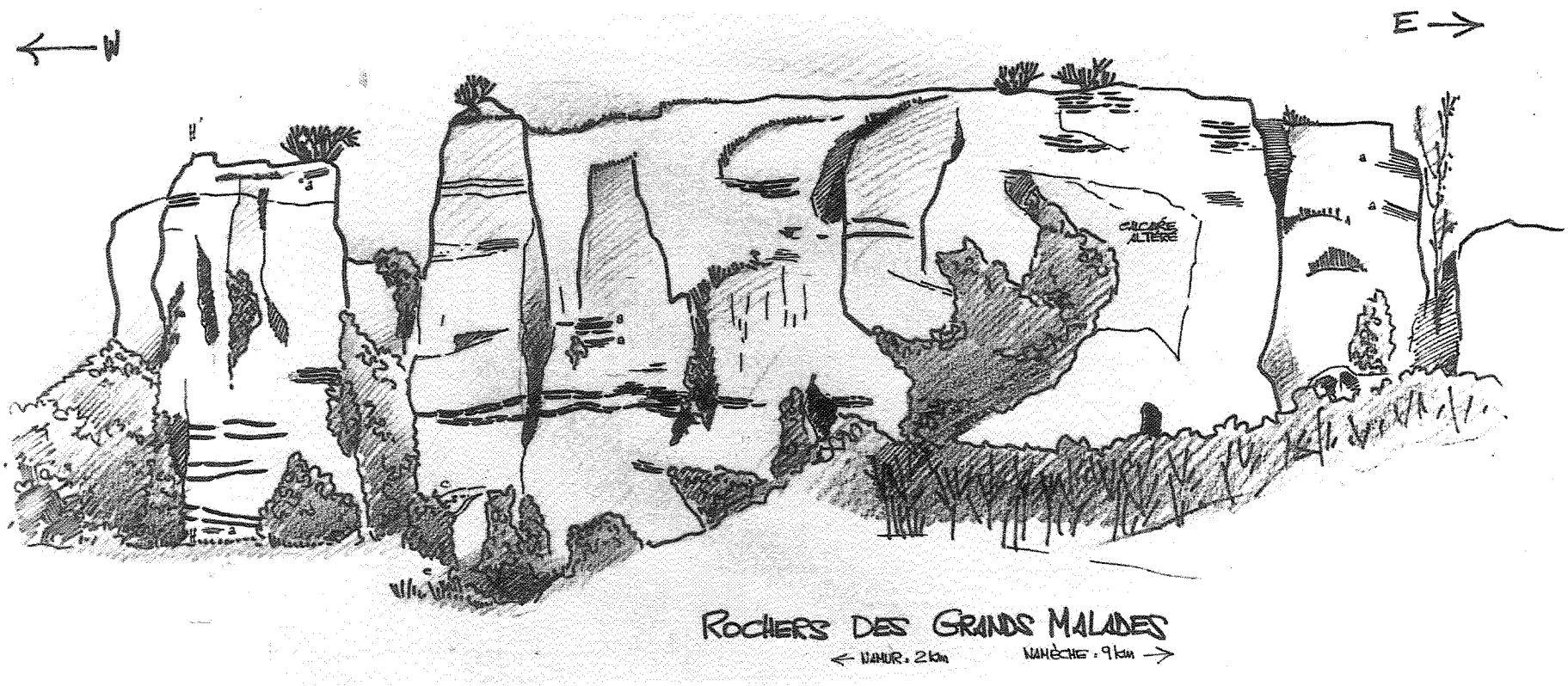


Fig.4 : Croquis d'ensemble des «Rochers des Grands Malades» à Namur (Bouge). La hauteur de la falaise est d'environ 30m, la longueur de la portion dessinée d'environ 150m. On note la présence de niveaux stratifiés (lignes horizontales) dans le corps bréchique de la falaise et la continuité latérale pluri–décamétrique de certains d'entre eux.

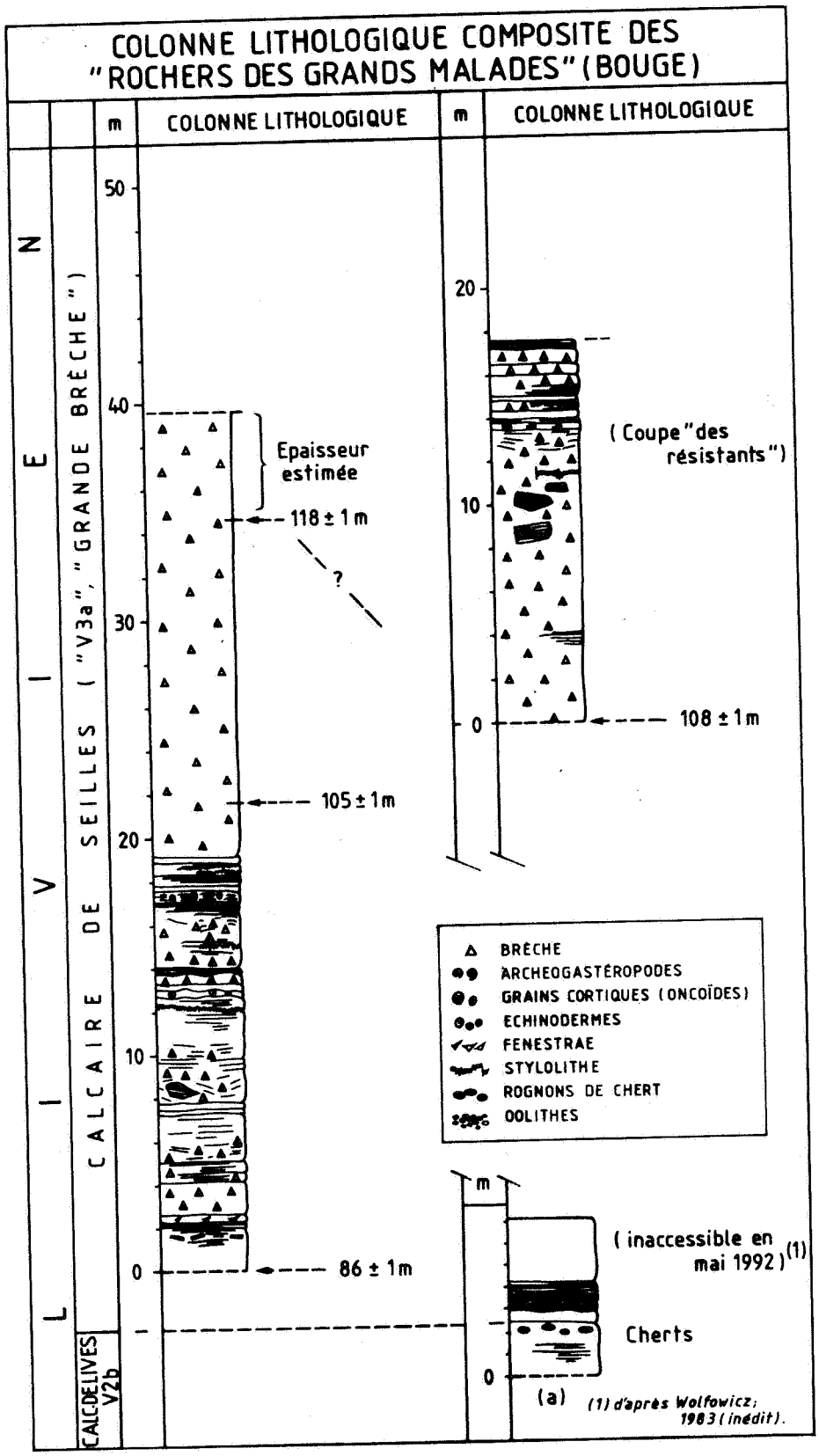


Fig.5 : Colonne lithologique composite des «Rochers des Grands Malades» à Namur (Bouge). La base de la coupe (en bas à droite), inaccessible en mai 1992, est reprise au travail de Wolfowicz (1983, inédit). La partie centrale (à gauche) a été levée dans la falaise elle–même (voir fig. précédente) et la partie supérieure (en haut à droite) dans la Carrière des Résistants, située à quelques centaines de mètres à l'ENE des «Rochers des Grands Malades» eux–mêmes.

Les calcaires stratifiés de cette première séquence sont gris et laminaires ou micritiques; une passée à grains cortiqués s'observe entre 17,00m et 17,50m.

Brèche et calcaires stratifiés sont parfois affectés de taches brunâtres pluridécimétriques ou métriques, qui correspondent à une dolomitisation du sédiment. Celles–ci se remarquent mieux lorsqu'on regarde la coupe d'une certaine distance.

Cette séquence comprend, dans son premier tiers (8,00m), au moins une faille normale à rejet décimétrique; les deux compartiments de la faille sont rapidement (en quelques décimètres) cachetés par la sédimentation surincombante.

La seconde partie de la coupe levée est constituée d'une séquence bréchique d'une épaisseur totale que les conditions d'affleurement ne permettent pas d'estimer au mètre près, mais qui doit avoisiner une trentaine de mètres. Cette passée, qui débute subitement au–dessus des derniers bancs stratifiés (19,05m) est constituée de brèche massive et comporte quelques niveaux stratifiés décimétriques ou métriques, plus ou moins continus latéralement et parallèles ou sub–parallèles à l'allure de la stratification à l'échelle de la coupe. Ces niveaux semblent «flotter» dans la brèche, tels des «radeaux».

La brèche de cet ensemble est assez différente de celle décrite ci–dessus. Elle est plus polygénique et comporte une plus grande proportion de blocs anguleux de grande taille; il s'agit d'une «rubble packbreccia» dans la classification de Morrow (1982).

Les blocs de cette brèche sont gris ou noirs, de taille centimétrique à décimétrique. Plus rarement, ils sont métriques, constitués de plusieurs couches superposées et flottent en position horizontale dans la brèche (ci–dessus). Les différents faciès représentés dans la brèche sont les faciès micritiques et laminaires comme ci–dessous, auxquels s'ajoutent des faciès bioclastiques et à grains cortiqués. Les blocs sont occasionnellement affectés par une fissuration antérieure à la bréchification, matérialisée par la présence de fissures cimentées par de la sparite limpide. La matrice est toujours grise et fine mais semble plus microsparitique que ci–dessous.

La troisième partie de la coupe (coupe dite «des Résistants» sur la **fig. 5**) présente une série bréchique assez semblable à celle du second ensemble décrit ci–dessus. Cette troisième partie du levé se raccorde de manière incertaine à la seconde: un recouvrement partiel du sommet de la coupe précédente et de la base de la présente n'est pas à exclure mais son ampleur éventuelle est supposée faible au vu des relations géométriques existant entre les deux coupes.

Aux alentours du 10e mètre de la coupe des Résistants s'observent des blocs décimétriques laminaires dont les laminations se disposent parallèlement à la stratification d'ensemble de la coupe.

Entre le 12e et le 16e mètre de la coupe, le caractère bréchique s'atténue très progressivement pour faire place à des calcaires stratifiés finement laminaires (où s'observent occasionnellement des serpules)[2] ou à de fines passées faiblement bréchiques.

Les niveaux décimétriques riches en crinoïdes qui surmontent les sédiments contemporains de la brèche et sont observés sur l'autre rive de la Meuse, dans la coupe de Thon–Samson (ci–dessous, ch. 8), ne sont pas observés ici.

[2] Ces niveaux pourraient correspondre aux niveaux (de "calcaire algaire et à serpules") d'âge V3aγ, définis par Pirlet (1964) dans la région située à l'Est de la coupe des Grands Malades.

7.1.1.2. Analyse sédimentologique

7.1.1.2.1. Microfaciès carbonatés

Les microfaciès carbonatés représentés dans le matériel de cette coupe sont repris dans la liste ci–dessous :

MF 2 Wackestone bioturbé à organismes et bioclastes diversifiés.
MF 6 Wackestone à oncoïdes et bioclastes diversifiés.
MF 7 Micro–conglomérat à bioclastes modérément diversifiés encroûtés.
MF 8 Packstone ou grainstone laminaire à péloïdes, issinelles et paléobéreselles et petits bioclastes.
MF 9 Packstone à péloïdes, bioclastes modérément diversifiés et lumps de spongiostromides.
MF 10 Wackestone conglomératique à lumps de spongiostromides et organismes modérément diversifiés.
MF 11 Packstone à bioclastes encroûtés, issinelles et paléobéreselles.
MF 12 Mudstone et wackestone à «minipéloïdes» algaires et bioclastes faiblement diversifiés.
MF 13 Packstone conglomératique à intraclastes de spongiostromides.
MF 14 Boundstone à spongiostromides et packstone à «minipéloïdes».
MF 15 Wackestone à «minipéloïdes» et archéogastéropodes.
MF 16 Mudstone à fins bioclastes et pseudomorphoses évaporitiques.
MF 17 Mudstone laminaire.

Ces différents microfaciès ont été décrits et interprétés ci–dessus, au chapitre 4.

Les niveaux stratifiés de la base de la coupe sont principalement constitués de packstones finement laminaires à issinelles, paléobéreselles et péloïdes (MF 8) et, dans une moindre proportion, de faciès plus bioclastiques du type du MF 2.

Un niveau à oncoïdes (MF 6) précède le passage, au niveau des bancs de brèche interstratifiés dans le sédiment laminaire, à des faciès spongiostromidiques dominants (MF 14). Les spongiostromides sont fréquemment dolomitisés. La dolomie se présente comme une mosaïque de cristaux xénotopiques ou hypidiotopiques de dolomite trouble d'environ 50µ. On note la persistance en son sein de «voiles» micritiques brunâtres à noirâtres présentant une structure vaguement laminaire.

Il est à noter que les pseudomorphoses carbonatées de gypse et d'anhydrite sont fort rares dans le matériel de ces bancs de brèche interstratifiés dans les sédiments non bréchiques.

La brèche massive (2e partie de la coupe levée en 1992) est surtout constituée de faciès spongiostromidiques (MF 14), oncoïdiques (MF 6), oolithiques et bioclastiques (MF 2). Les traces d'émersion y sont assez fréquentes : une description des faciès émersifs est fournie au chapitre 5, ci–dessus.

Les faciès spongiostromidiques des radeaux stratifiés «flottant» dans la brèche sont occasionnellement affectés de cavités millimétriques aux contours arrondis et cernées d'un liséré micritique noir (*gas bubbles* , voir 5.3.1.2., ci–dessus). La première phase de cimentation de ces cavités est une frange isopaque de 150 à 200µ de large de calcite fibreuse (**pl. 9c**), à comparer avec les ciments fibreux isopaques de la région du Boulonnais (ci–dessous, 8.1.3. et 9.3.1.3.). La calcite de ce ciment est parfois recristallisée (microspar fin), ce qui entraîne la disparition du caractère fibreux.

Cette première phase de cimentation précède le dépôt de sédiment interne (grains de taille < 30µ) dans les cavités subsistantes. Ensuite se développe une cimentation de sparite équigranulaire limpide, en cristaux de quelques centaines de microns d'envergure. Ces types de cimentation seront analysés plus en détail au ch. 9, consacré à la diagenèse.

Les niveaux géométriquement et stratigraphiquement sus–jacents à ceux où se développent les franges isopaques de ciment fibreux contiennent souvent une microfaune assez diversifiée, de caractère marin.

7.1.1.2.2. Pseudomorphoses évaporitiques

Les pseudomorphoses carbonatées et siliceuses de minéraux évaporitiques sont mieux représentées dans les blocs de la brèche de la séquence bréchique supérieure que dans les niveaux sous–jacents de brèche interstratifiée, sans être toutefois aussi abondantes que dans d'autres coupes, du Bassin de Dinant notamment (ci–dessous). Il s'agit essentiellement de :

- pseudomorphoses carbonatées de cristaux hypiodotopiques ou idiotopiques d'anhydrite (porphyrotopes);
- pseudomorphoses carbonatées de lentilles biconvexes de gypse;
- pseudomorphoses carbonatées de cristaux triangulaires (de nature indéterminée);
- diverses pseudomorphoses siliceuses.

On observe beaucoup plus rarement les pseudomorphoses carbonatées de cristaux biconvexes ou aciculaires (?), de plusieurs centaines de microns de long et de quelques dizaines de microns à 150µ de large, au contact immédiat de stylolithes stratiformes. Les cristaux, disposés perpendiculairement au stylolithe, sont géométriquement recoupés dans leur partie la plus large par ce dernier.

7.1.1.3. Discussion des observations.

C'est à partir de l'étude de cette coupe que Mamet *et al.* (1986) avaient proposé un modèle génétique de la Grande brèche; celui–ci a été rappelé dans ses grandes lignes ci–dessus (ch. 2, historique). Pour ma part, je proposerai tout d'abord une interprétation de mes propres observations avant de souligner les rapports et différences avec le modèle des auteurs précités.

Le point essentiel qui distingue la coupe des «Grands Malades» des autres coupes étudiées est la présence de radeaux «flottant» en position stratigraphique dans la brèche. Bien que la prééminence de ce caractère soit peut–être due en partie à l'existence de conditions d'affleurement particulièrement favorables, il demeure nécessaire d'en tenir compte dans l'explication du processus de bréchification.

D'autres observations me paraissent significatives : existence de brèches d'aspects assez différents (brèche monogénique et nettement interstratifiée ou brèche polygénique et polyphasée débutant brusquement et disparaissant plus progressivement), faible quantité de pseudomorphoses évaporitiques dans la partie inférieure de la coupe (brèches interstratifiées), présence de slumps et décrochements normaux rapidements cachetés par la sédimentation sus–jacente, de phases émersives et de ciments fibreux isopaques ...

La brèche interstratifiée de la base de la coupe me semble présenter toutes les caractéristiques d'une brèche sédimentaire, formée par le morcellement des tapis spongiostromidiques et la dispersion des fragments à la faveur de mouvements, provoqués peut–être par le jeu de décrochements synsédimentaires (failles normales à faible rejet semblables à celle décrite ci–dessus, 7.1.1.1.). L'existence de slumps dans ces niveaux (Wolfowicz, 1983, inédit) viendrait à l'appui de cette hypothèse. La matrice micritique de ces brèches est elle–même un sédiment à part entière. Le rôle des évaporites dans la formation *de ce type de brèche* me paraît relativement secondaire.

En ce qui concerne la masse bréchique décamétrique sus–jacente, la situation est assez différente. Formée de sédiments manifestement déposés dans un environnement de faible profondeur, il est probable que la quantité originelle d'évaporites y ait été significativement plus importante que dans la partie sous–jacente. Une certaine instabilité du niveau marin relatif est cependant attestée par l'apparition de phénomènes sédimentaires caractéristiques de phases d'émersion (ch. 5) ou, au contraire, d'augmentation de l'épaisseur de la tranche d'eau (formation de ciments fibreux isopaques).

La brèche a pu se former par dissolution des évaporites et effondrement subséquent des niveaux qui les contenaient ou des niveaux sus–jacents. Cependant, quatre observations contraignent les modalités et le *timing* de ce processus : la première concerne la luminescence des phases de cimentation de la brèche (luminescence terne, voir interprétation des diverses luminescences au ch. 9, diagenèse), la seconde indique que l'effondrement n'a pas conduit au retournement des radeaux «flottant» en position stratigraphique dans la brèche et la troisième que, lorsque la brèche s'est formée, les blocs avaient déjà été fissurés et cimentés une première fois. Enfin, la quatrième observation concerne les contacts de la masse bréchique avec les niveaux interstratifiés; ceux–ci sont nets dans la partie inférieure et progressifs dans la partie supérieure.

À la lumière des observations mentionnées ci–dessus, il me semble que la bréchification n'a pas été très précoce (synsédimentaire ou diagénétique précoce). Cette conclusion est compatible notamment avec l'existence d'une phase de fissuration des blocs (et de cimentation des fissures ainsi créées) antérieure à la bréchification principale. L'observation de radeaux de calcaires stratifiés «flottant» dans la brèche peut s'expliquer de deux façons : soit la dissolution des évaporites a été rapide et le volume fluidifié n'a pas permis ce retournement, soit le processus a été lent et progressif et les radeaux se sont effondrés progressivement sans se retourner. L'observation des contacts supérieurs de la brèche avec les niveaux stratifiés (atténuation très progressive du caractère bréchique) étayerait plutôt la seconde hypothèse.

Deux points essentiels distinguent l'hypothèse présentée ci–dessus de celle de Mamet *et al.* (1986).

Tout d'abord, la dissolution des évaporites et la bréchification sont, selon moi, beaucoup moins «précoces» que ne le pensaient ces auteurs.

Ensuite, s'il paraît assuré que des niveaux évaporitiques interstratifiés aux carbonates d'âge «V3a» existaient effectivement, rien n'indique la présence d'une «évaporite principale», déjà considérée par les auteurs eux–mêmes comme très hypothétique. Il est évident qu'on ne peut rendre compte de la formation de 30m de brèche par la dissolution de quelques petits niveaux évaporitiques dispersés, mais le contexte régional rend cependant assez improbable l'existence d'une série évaporitique très épaisse entre le V2b et le V3b. Rappelons à cet égard que la série «V3a» non bréchique de la coupe de Thon–Samson (ci–dessous, ch. 8), située à 10km à l'Est des «Rochers des Grands Malades», totalise une épaisseur qui n'est que légèrement supérieure à 40m. En outre, l'existence d'épisodes émersifs dans le matériel de la coupe étudiée ici s'accorderait mal avec celle, simultanée, d'une épaisse série évaporitique, vraisemblablement d'origine sous–aquatique.

7.2. Bassin de Dinant

7.2.1. La brèche du sondage de Corenne

7.2.1.1. Localisation, description du sondage[3] et position stratigraphique

Foré en 1978 par la s.a. Smet de Dessel à des fins hydrogéologiques, le sondage (coord. SGB 174E549) a été implanté à Corenne, 5 km environ à l'Est de Florennes et 17 km à l'Ouest de Dinant. Le sondage recoupe un synclinal secondaire du Synclinorium de Dinant (carte géologique au 40000e n° 174). Carotté sur toute sa hauteur, il a atteint la cote –130,65m et présente à l'observation près de 110 mètres de brèche grise dans une région où les coupes importantes sont relativement rares (voir ci–dessous, carrière des Petons).

De la base au sommet, la coupe du sondage présente 3 grands ensembles lithologiques distincts (**fig. 6**).

Le premier ensemble lithologique est épais d'une cinquantaine de centimètres seulement, entre –130,65m (extrême base du sondage) et environ –130,10m. Il s'agit d'une passée bréchique grise. Les blocs, gris clair dans une matrice foncée et légèrement argileuse, sont le plus souvent de taille millimétrique et parfois centimétrique. Certains d'entre eux sont finement laminaires.

Cette passée bréchique est suivie par un deuxième ensemble lithologique constitué de calcaires gris stratifiés ou légèrement bréchiformes. La cote de passage entre la première passée bréchique et les calcaires stratifiés est estimée (en raison de l'existence d'une lacune d'observation) aux environs de –130,10m. Les calcaires bréchiformes semblent avoir subi une bréchification sans déplacement important des blocs les uns par rapport aux autres (bréchification *in situ*). Les organismes et bioclastes sont relativement abondants et, à cette échelle d'observation, sont surtout représentés par des coquilles de brachiopodes.

À partir de –114,10m, la bréchification s'accentue et fait progressivement place au faciès bréchique («rubble packbreccia», Morrow, 1982) qui prévaut jusqu'au sommet du sondage (-5,70m) et constitue le troisième et plus épais ensemble lithologique. Les blocs de la brèche, de tailles très diverses, parfois millimétriques mais plus généralement centimétriques, sont principalement constitués de calcaires laminaires et, dans une proportion très réduite, de blocs dolomitiques. Les *laminae* d'épaisseur millimétrique sont ondulantes et de couleur gris clair à gris foncé; les contrastes de couleur entre *laminae* claires et foncées sont souvent soulignés par des joints stylolithiques stratiformes qui ne se poursuivent pas dans la matrice.

Les blocs de la brèche sont fréquemment recoupés par des fissures, d'ouverture millimétrique ou centimétrique, cimentées par de la sparite limpide ou laiteuse et qui ne poursuivent pas non plus dans la matrice. Certains blocs montrent la présence d'ooïdes, de quelques dixièmes de millimètres de diamètre au maximum ou sont constitués de mudstone gris homogène, apparemment azoïque.

Quelques pseudomorphoses centimétriques d'anhydrite nodulaire s'observent occasionnellement (–112,40m notamment).

La matrice de la brèche, gris clair à gris foncé, est finement grenue. Elle comprend parfois des amas millimétriques à centimétriques irréguliers de sparite blanche ainsi que de nombreux éléments fins, inframillimétriques et millimétriques.

---

[3] Cette description se base sur les échantillons dont j'ai pu disposer personnellement. Un échantillonnage macroscopique peu abondant (environ 20 % de l'ensemble du matériel) est compensé par un échantillonnage beaucoup plus serré en lames minces, réparti sur la quasi totalité de la hauteur carottée.

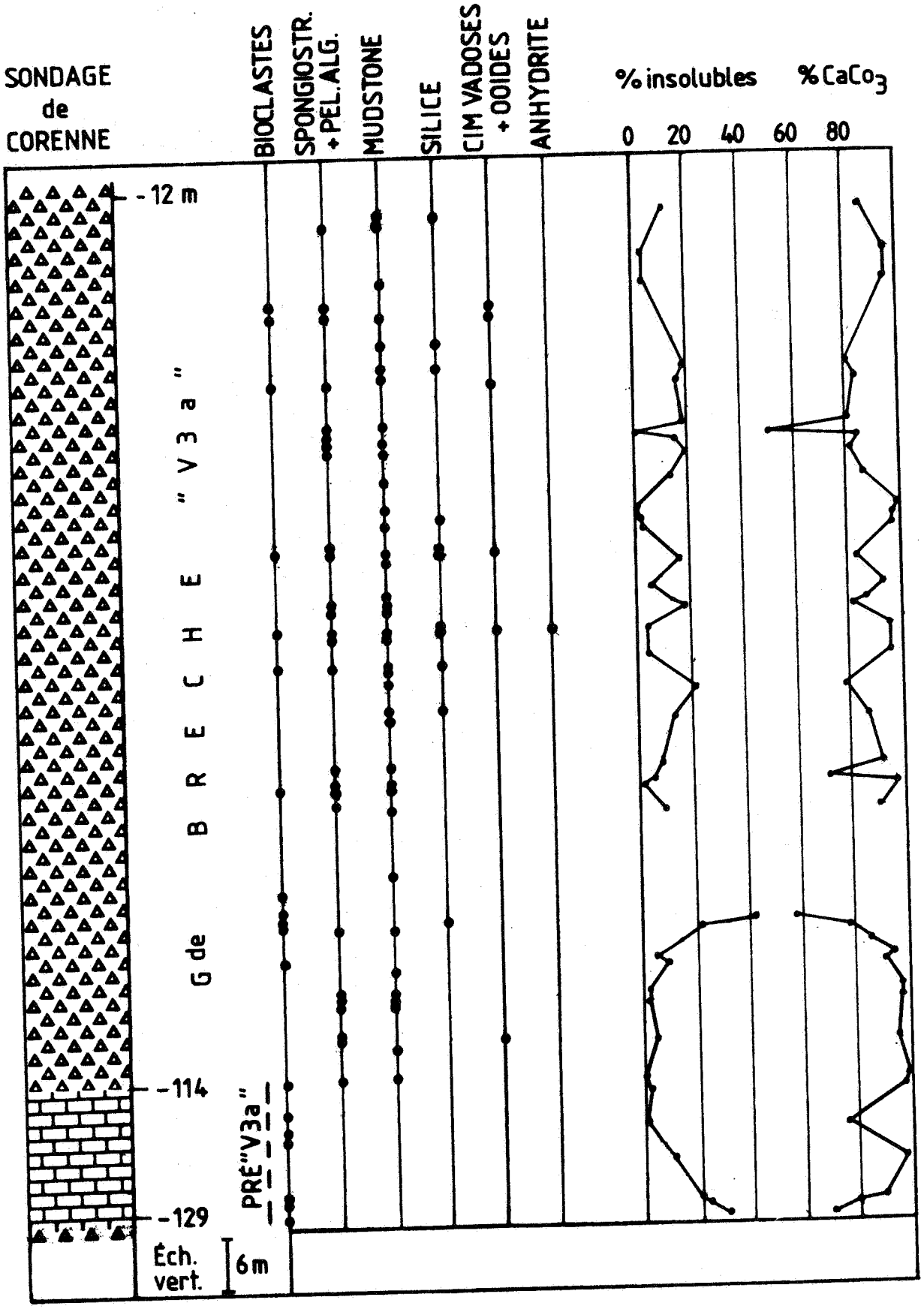


Fig.6 : Colonne lithologique schématique du sondage de Corenne, données sédimentologiques et analyse manocalcimétrique.

L'analyse de 40 échantillons au manocalcimètre S.N.P.A. montre que le pourcentage de dolomite est généralement nul, à 3 exceptions près : –40,80m, –80,20m et –119,70m, qui contiennent respectivement 49, 23 et 22 % de dolomite. Le pourcentage moyen de calcite s'établit autour de 88 %, avec cependant une assez grande variabilité (valeurs extrêmes : 58 à 100 %, écart–type : 11 %) et, par différence, le pourcentage moyen en résidu insoluble est de 12 %. La teneur en résidu insoluble diminue de façon sensible vers la base de la principale séquence bréchique et dans la zone de transition avec les calcaires stratifiés (vers –114,40m). Il augmente à nouveau vers la base du sondage.

Le matériel du sondage livre peu de faciès datables par la micropaléontologie. À la base de la séquence, dans une courte passée d'environ 1,50m (–129,90m à –128,30m), on observe une microfaune de foraminifères d'assez large répartition viséenne à laquelle il semble cependant possible d'attribuer un âge «pré–V3a» (comm. pers. B. Mamet). La séquence bréchique sus–jacente, qui ne présente plus d'organismes ou de bioclastes stratigraphiquement utiles, pourrait donc être datée, en tout ou en partie, du «V3a». Ceci m'amène à assimiler en première analyse la brèche de ce sondage à la Grande brèche.

7.2.1.2. Analyse sédimentologique

7.2.1.2.1. Microfaciès carbonatés

L'analyse sédimentologique du matériel du sondage a permis de noter la présence des microfaciès suivants :

MF 2 Wackestone et packstone bioturbés à organismes et bioclastes diversifiés.
MF 4 Packstone à gros organismes et bioclastes diversifiés micritisés.
MF 5 Encrinite.
MF 7 Micro–conglomérat à bioclastes modérément diversifiés.
MF 8 Grainstone laminaire et granoclassé à péloïdes et petits bioclastes.
MF 12 Wackestone à minipéloïdes et bioclastes faiblement diversifiés.
MF 13 Wackestone et packstone conglomératiques à intraclastes de spongiostromides.
MF 14 Boundstone à spongiostromides et dérivés (packstone à minipéloïdes).
MF 16 Mudstone à fins bioclastes et mudstone à pseudomorphoses évaporitiques.
MF 17 Mudstone laminaire.

Trois de ces microfaciès dominent (en quantité) les autres. Il s'agit, du plus abondant au moins abondant : du mudstone à pseudomorphoses évaporitiques (et, dans une moindre mesure, à fins bioclastes), du boundstone à spongiostromides et du wackestone ou packstone à bioclastes et organismes diversifiés. Tous ces microfaciès ont déjà fait l'objet d'une description et d'une interprétation paléoécologique au chapitre 4.

De nombreux blocs sont constitués exclusivement d'une phase calcitique remplaçant la dolomie («dédolomie», *sensu* Evamy, 1967[4]). Les formes cristallines de la dolomite originelle subsistent dans une mosaïque de cristaux xénotopiques ou hypidiotopiques (plus rarement idiotopiques), troubles et de taille comprise entre 20 et 80 à 100µ. Des poecilotopes de calcite s'y observent occasionnellement, ainsi que quelques fines fissurations, cimentées par de la sparite équigranulaire, souvent limpide. Quelques cas isolés (–60,75m par exemple) permettent d'observer, au sein de la dédolomie, des «voiles» micritiques brunâtres à noirâtres présentant une structure vaguement laminaire. Certains faciès bioclastiques, riches en fragments d'échinodermes de grande taille (plusieurs centaines de microns au moins), ayant été dolomitisés, permettent d'observer des crinoïdes remplacés de façon «mimétique» (angl. «*mimetically replaced*», voir Sibley, 1991) par un cristal de dolomite unique et non dédolomitisé ultérieurement (-119,70m).

---

[4] La dédolomie résulte, pour Evamy (1967), de la réaction entre une dolomie et des solutions caractérisées par un rapport Ca^{2+}/Mg^{2+} élevé, au cours de la diagenèse superficielle.

7.2.1.2.2. Pseudomorphoses évaporitiques et vestiges anhydritiques

Le matériel du sondage contient de très abondantes pseudomorphoses carbonatées et siliceuses de minéraux évaporitiques, gypse et anhydrite. Il s'agit de :

- lentilles biconvexes de gypse,
- porphyrotopes à section rectangulaire ou carrée d'anhydrite,
- fissures et veinules gainées d'un manchon micritique,
- plages de calcite poecilotopiques et
- pseudomorphoses siliceuses.

Ces pseudomorphoses, habituelles dans le matériel de la brèche bien que parfois moins abondamment représentées, ont été décrites ci–dessus (ci–dessus, ch. 4).

Il convient d'ajouter à cette liste les reliquats, exceptionnels, d'anhydrite préservée. L'anhydrite conservée se présente, en un seul point du sondage (–63,20m), au sein d'un joint stylolithique. Un fragment de cristal hypidiotopique orthorhombique, de quelques centaines de microns, y est observable (**pl. 9d**).

7.2.1.2.3. Matrice de la brèche et relations géométriques entre fissuration, bréchification et stylolithes

La matrice de la brèche est le plus souvent constituée de microspar trouble ou de fine dédolomite, dans lesquels se trouvent d'abondants éléments (blocs) de taille inférieure à 100µ, des résidus argileux et phosphatés, de la silice de pseudomorphose ainsi que de nombreuses micro–inclusions de sulfate.

Les blocs de la brèche sont souvent limités extérieurement par des joints argileux et/ou de dissolution (stylolithes).

Les relations géométriques entre structures limitées aux blocs et structures parcourant l'ensemble du sédiment peuvent être schématisées comme suit. Le sédiment d'origine (le plus fréquemment un mudstone ou un boundstone à spongiostromides) apparaît très généralement fissuré et riche en pseudomorphoses évaporitiques diverses (voir 7.2.1.2.2, ci–dessus).

La trace d'un processus de dolomitisation, limité aux blocs, subsiste le plus souvent à l'état de pseudomorphose calcitique, sous la forme de blocs de dolostone.

Les blocs sont recoupés par des stylolithes, parallèles à la stratification et toujours limités à leur enveloppe (stylolithes «1»). Une phase de bréchification, qui met en présence des blocs de microfaciès différents et peut donc être qualifiée de «déplaçante» (par opposition à un processus de bréchification *in situ*) se produit ensuite. Comme signalé ci–dessus, la matrice est parfois (dé)dolomitisée. L'ensemble du sédiment bréchifié est recoupé par des fissures rectilignes cimentées par de la sparite équigranulaire limpide. Enfin, ces fissures sont tronquées par des stylolithes souvent très riches en résidu insoluble (stylolithes «2»), qui recoupent indifféremment les blocs, la matrice et la dernière phase de fissuration.

7.2.1.3. Contexte structural

Il est évident que l'étude d'une séquence bréchique en sondage ne permet pas d'effectuer beaucoup d'observations structurales pertinentes à l'échelle locale ou, à fortiori, régionale.

Cependant, il me semble clair que l'épaisseur de brèche observée dans le sondage de Corenne est trop nettement supérieure à ce qui est connu à l'affleurement latéralement (2 à 3 fois l'épaisseur maximale connue dans la Bande de Florennes) pour être indemne d'accidents structuraux.

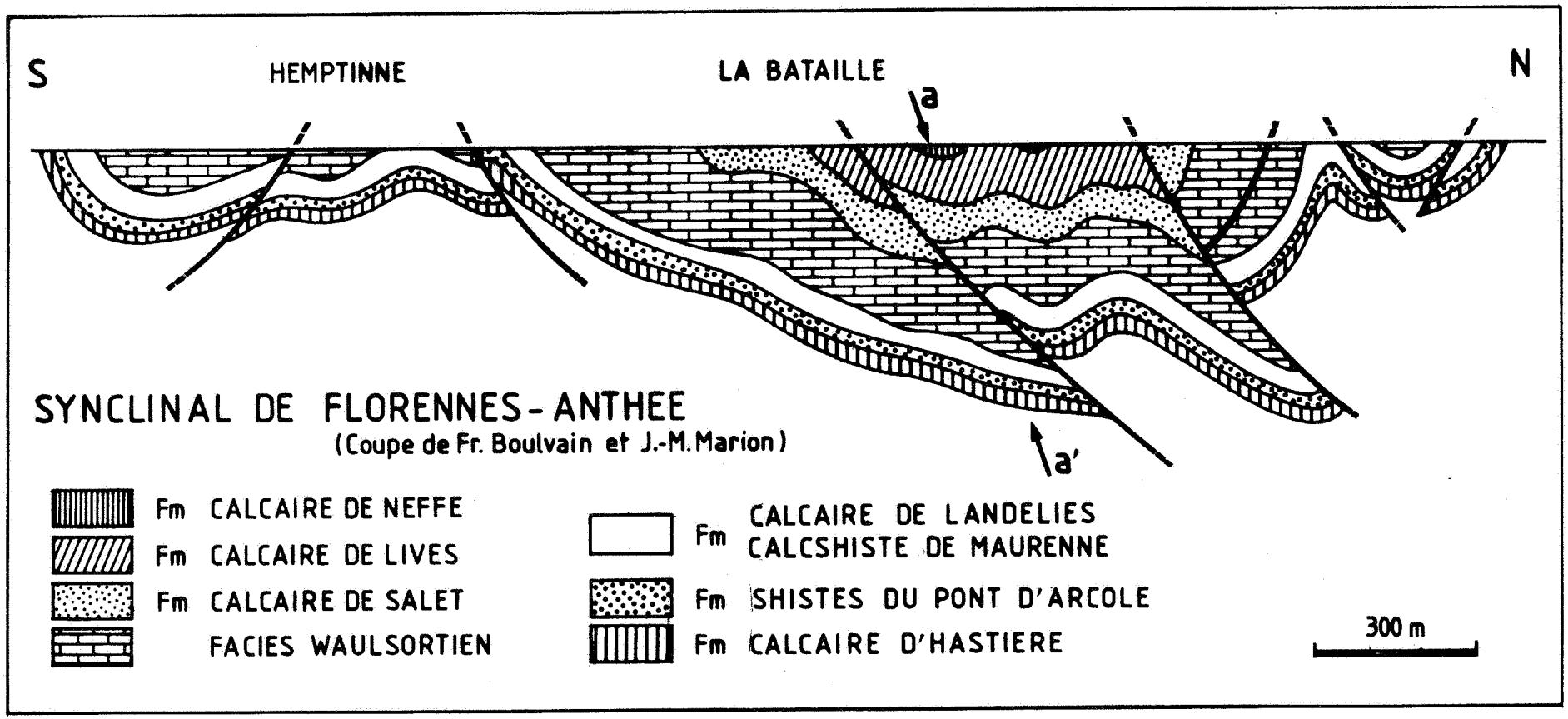


Fig.7 : Coupe structurale dans le Synclinal de Florennes–Anthée (document inédit reproduit avec l'aimable autorisation de F. Boulvain et J.–M. Marion).

La **fig. 7** (reproduite avec l'aimable autorisation de F. Boulvain et J.–M. Marion) donne un aperçu schématique de la structure régionale : il s'agit d'une coupe Nord–Sud à une dizaine de kilomètres à l'Ouest de Corenne (région de Hemptinne). Cette coupe permet de se rendre compte qu'à cet endroit, un forage implanté de manière oblique (p. ex. selon a–a') peut recouper un même niveau sur une épaisseur plus de 2x supérieure à l'épaisseur locale de la formation.

Il me paraît dès lors éminemment probable que la séquence bréchique recoupée par le sondage de Corenne présente, à la faveur de la structure régionale et de la manière dont le sondage y a été implanté, un surépaississement apparent considérable.

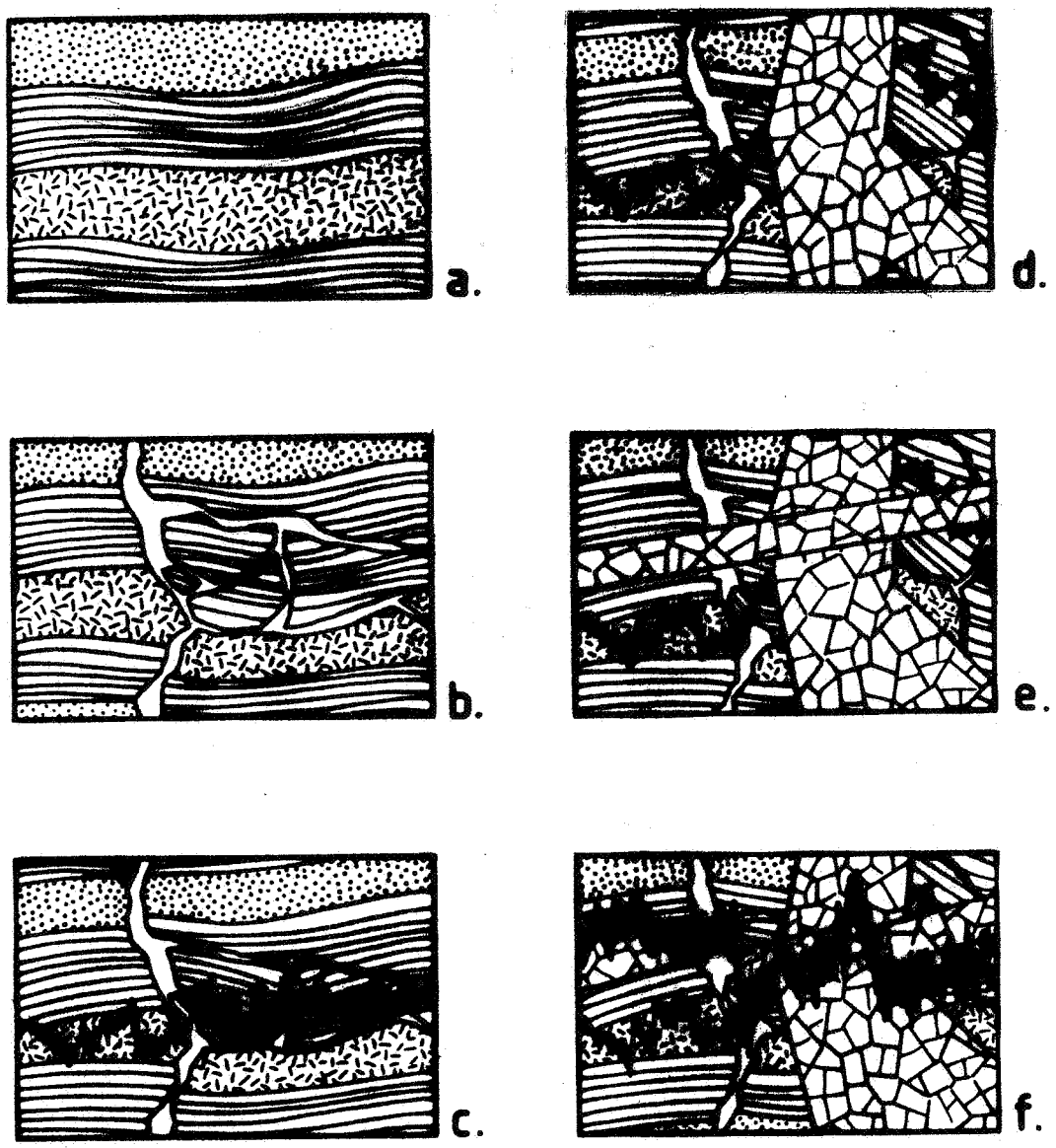


Fig.8 : Synthèse des observations et séquence de bréchification (sondage de Corenne)
a : sédiment originel (p. ex. un boundstone à spongiostromides, schématisé ici).
b : première fissuration ou bréchification *in situ*.
c : première phase de compaction (stylolithes «1»).
d : bréchification majeure, «déplaçante»; la taille des cristaux de calcite du ciment, microsparitiques en réalité, a été fortement exagérée dans le dessin pour en préserver la lisibilité.
e : fissuration postérieure à la bréchification.
f : deuxième phase de compaction (stylolithes «2», souvent très riches en résidu insoluble).

7.2.1.4. Discussion des observations

L'étude de la séquence bréchique du sondage de Corenne est, chronologiquement, la première à m'avoir permis de tirer un certain nombre de conclusions relatives à la chronologie relative de la bréchification (De Putter et Herbosch, 1990). Celles–ci sont rappelées dans leurs grandes lignes ci–dessous et seront reprises et discutées ultérieurement, dans les conclusions générales.

Les deux premières phases voient la bréchification *in situ*, «précoce» (dans le présent scénario, qui se contente d'établir des chronologies relatives et non absolues d'événements) (**fig. 8b**), d'un sédiment riche en minéraux évaporitiques (**fig. 8a**).

J'ai estimé un moment que cette bréchification «précoce» pouvait être le résultat de l'«éclatement» d'un sédiment peu consolidé, subséquent à la cristallisation en son sein de minéraux évaporitiques, gypse et/ou anhydrite (voir De Putter et Herbosch, 1990). À la faveur de l'étude ultérieure du matériel du sondage de Saint–Ghislain (*cf.* ci–dessous, ch. 8), j'ai été conduit à abandonner cette interprétation (voir aussi discussion en 10.2.1.).

L'existence d'une première phase de compaction (matérialisée par les stylolithes «1», **fig. 8c**), incontestablement antérieure à la bréchification majeure, déplaçante (**fig. 8d**), fournit un critère de datation relative de cette dernière. Au vu de ces relations purement géométriques, la bréchification déplaçante est postérieure à un enfouissement des sédiments au moins égal à quelques centaines de mètres (Flügel, 1982; Choquette et James, 1990; Ricken et Eder, 1991). La brèche ainsi formée subit une nouvelle phase de fissuration (**fig. 8e**). L'ensemble du sédiment est soumis ensuite à une seconde phase de compaction, qui se marque par le développement des stylolithes «2» (**fig. 8f**).

De nombreux blocs de la brèche ont manifestement subi une dolomitisation suivie d'une dédolomitisation complètes. Ces deux processus ont le plus souvent oblitéré totalement les caractéristiques du microfaciès d'origine. Seule la persistance occasionnelle des voiles micritiques ou de gros bioclastes dolomitisés de façon mimétique permet de reconnaître le microfaciès originel, qui devait être respectivement un boundstone à spongiostromides ou un sédiment bioclastique. Plus encore que dans les cas où le sédiment d'origine reste aisément reconnaissable, la situation décrite ici rend délicate une interprétation génétique et chronologique de la dolomitisation et de la dédolomitisation (*cf. infra*, ch. 9, diagenèse).

Si l'étude du sondage de Corenne m'a permis, en son temps, d'engranger certaines conclusions dont la validité s'est trouvée confirmée dans la suite, elle a aussi laissé un certain nombre de questions sans réponse définitive. Ainsi, l'épaisseur de brèche observée ne peut–elle être expliquée que par une supposition liée au contexte structural régional (voir 7.2.1.3.). D'autre part, les causes de la bréchification *in situ*, précoce, ne sont pas clairement définies. Je suis d'autant moins enclin à considérer encore l'«éclatement» du sédiment par la seule force de cristallisation de minéraux évaporitiques qu'une telle bréchification s'observe également dans les passées les plus bioclastiques de la base du sondage (–128,40m, **fig. 6**). Or ces faciès désignent un environnement de salinité normale et sont, de tous ceux présents dans le matériel étudié, les moins susceptibles de voir précipiter des évaporites en leur sein...

D'autre part, l'observation d'une nouvelle passée bréchique *sous* les bancs stratifiés, à la base du sondage, pose problème : s'agit–il là de ce que l'on appelle parfois la «Petite brèche[5]» ? Ou bien les bancs stratifiés sont–ils simplement un radeau «flottant» dans un paquet de brèche encore bien plus épais que ce qui est déjà observable ? En l'absence de datations plus précises et de meilleures conditions d'observation, il m'est impossible de répondre de manière univoque à ces différentes questions. Enfin, remarquons au passage que le sondage présente une séquence de brèche *grise* et non *rouge* comme l'eût attendue Bourguignon (1951). Ce point sera discuté ultérieurement (voir 7.2.3.2.4.2.).

---

[5] Dont il sera plus amplement question ci-dessous, en 7.2.4.2.2.

7.2.2. La brèche de la coupe d'Anhée–Moulins

7.2.2.1. Localisation et description de la coupe

La coupe d'Anhée–Moulins est située en bord de Meuse (rive gauche), le long de la route qui va de Namur à Anhée, quelques centaines de mètres avant la confluence entre la Meuse et la Molignée. D'un point de vue géologique, la coupe présente une série subverticale (à N30°), dans le flanc nord d'une structure synclinale secondaire complexe du Synclinorium de Dinant (le «Synclinal d'Anhée», carte géologique au 40000e n° 166).

La coupe présente une succession de niveaux stratifiés et bréchiques viséens sur plusieurs centaines de mètres. Les conditions d'affleurement sont moyennes; un levé soigneux a permis de réduire les lacunes d'observation au minimum mais n'a pas permis d'observer d'éventuelles structures à l'échelle de la coupe.

Plus de 150 mètres de coupe ont été levés, à partir du km 20,4 (voir **fig. 9**).

Les 30 premiers mètres levés comportent d'assez nombreuses lacunes d'observation. Ils sont constitués principalement de sédiments stratifiés noirs (wackestones bioclastiques) et de passées décimétriques de brèche interstratifiées. Le caractère bréchique de ces passées est plus ou moins net. Les blocs sont centimétriques, gris et présentent des faciès laminaires, micritiques ou, plus rarement, bioclastiques. Ils sont dispersés dans une matrice fine abondante («rubble floatbreccia», Morrow, 1982). Des structures de dessication (fentes et copeaux) sont occasionnellement présentes dans les blocs.

Les 45 mètres suivants sont constitués de calcaires gris foncé ou noirs, stratifiés. Les passées bréchiques y sont extrêmement réduites. Ces niveaux contiennent des séquences de lithofaciès assez épaisses et alternées («rythmes» *sensu* Pirlet).

Une première séquence de 3,50 m de faciès bioclastiques en bancs décimétriques précède 5,50 m de faciès micritiques ou laminaires, gris noirs, en passées également décimétriques.

Une seconde séquence, plus épaisse, d'une dizaine de mètres de faciès bioclastiques en bancs décimétriques ou métriques, précède une petite dizaine de mètres de faciès micritiques noirs en petits bancs décimétriques. Ce motif séquentiel bioclastique–micritique, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, constitue selon Conil et Groessens (*in* Robaszynski et Dupuis, 1983), le rythme le plus épais du V2bβ.

Une succession de motifs comparables, moins épais et moins nettement exprimés, occupe les 18 derniers mètres de l'ensemble stratifié (V2bγ). Une première passée bréchique, épaisse d'environ 1 mètre, s'y observe au milieu de la dernière séquence micritique.

Les 62 mètres suivants sont constitués de brèche, grise ou rose à rougeâtre. La passée bréchique débute de façon nette, au–dessus du dernier banc micritique sous–jacent. Le contact s'opère par l'intermédiaire d'un joint de stratification.

La brèche de cette passée est polygénique et du type «rubble packbreccia» (Morrow, 1982). Elle comprend des blocs centimétriques ou décimétriques laminaires, micritiques, à grains cortiqués et bioclastiques. Des blocs dolomitiques y sont également observables. La matrice est microsparitique ou sparitique, laiteuse ou limpide. Des stylolithes internes aux blocs (ne se poursuivant donc pas dans la matrice) s'observent fréquemment, de même qu'une phase de fissuration cimentée par de la sparite limpide, elle aussi limitée à l'enveloppe des blocs.

Trois mètres au–dessus de son contact inférieur avec les calcaires stratifiés, la brèche contient une séquence de 3m de bancs stratifiés plus ou moins bréchiformes (bréchification *in situ*). Ces niveaux, laminaires ou bioclastiques, contiennent des cherts noirs ou gris en rognons centimétriques.

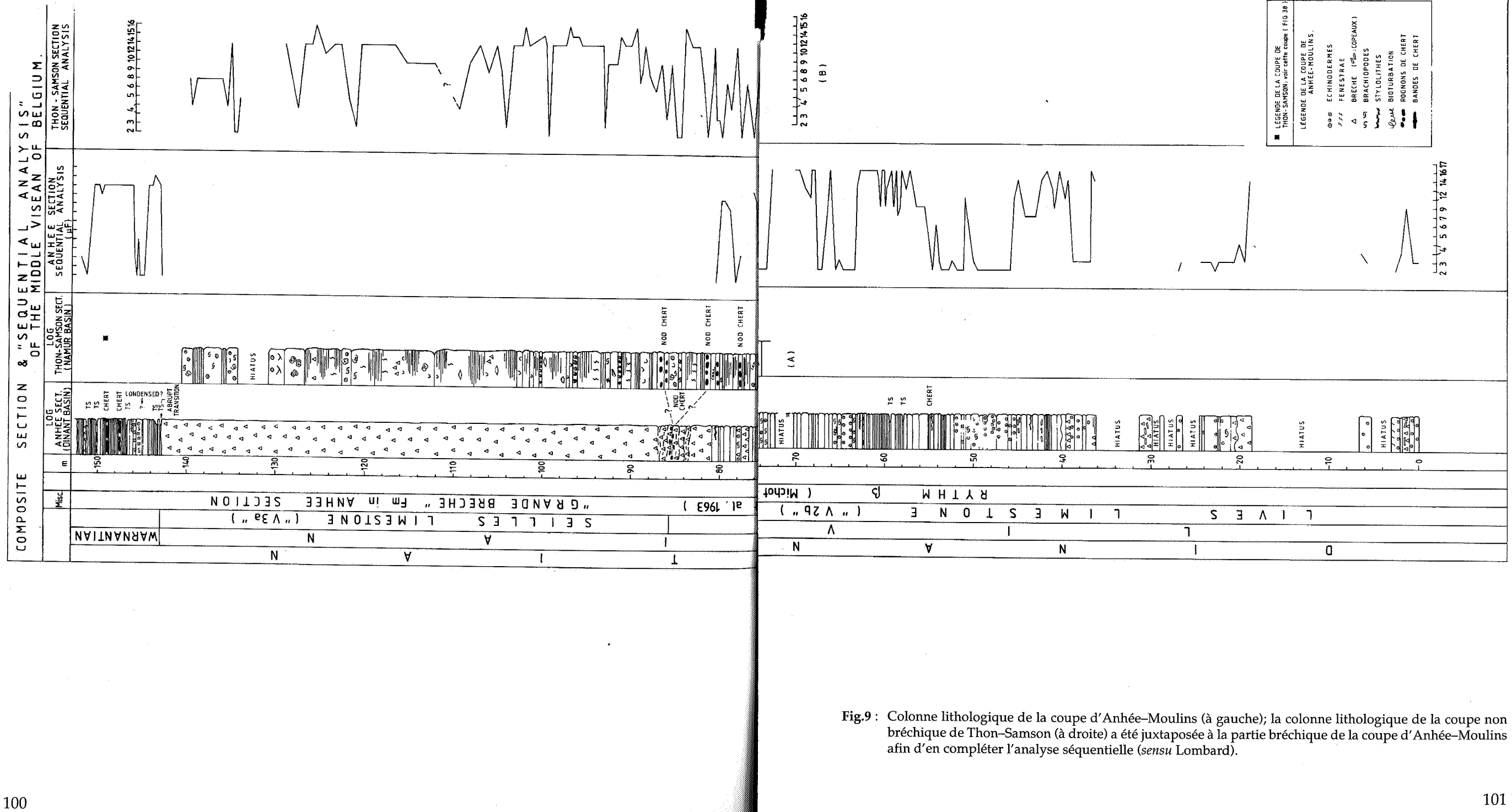
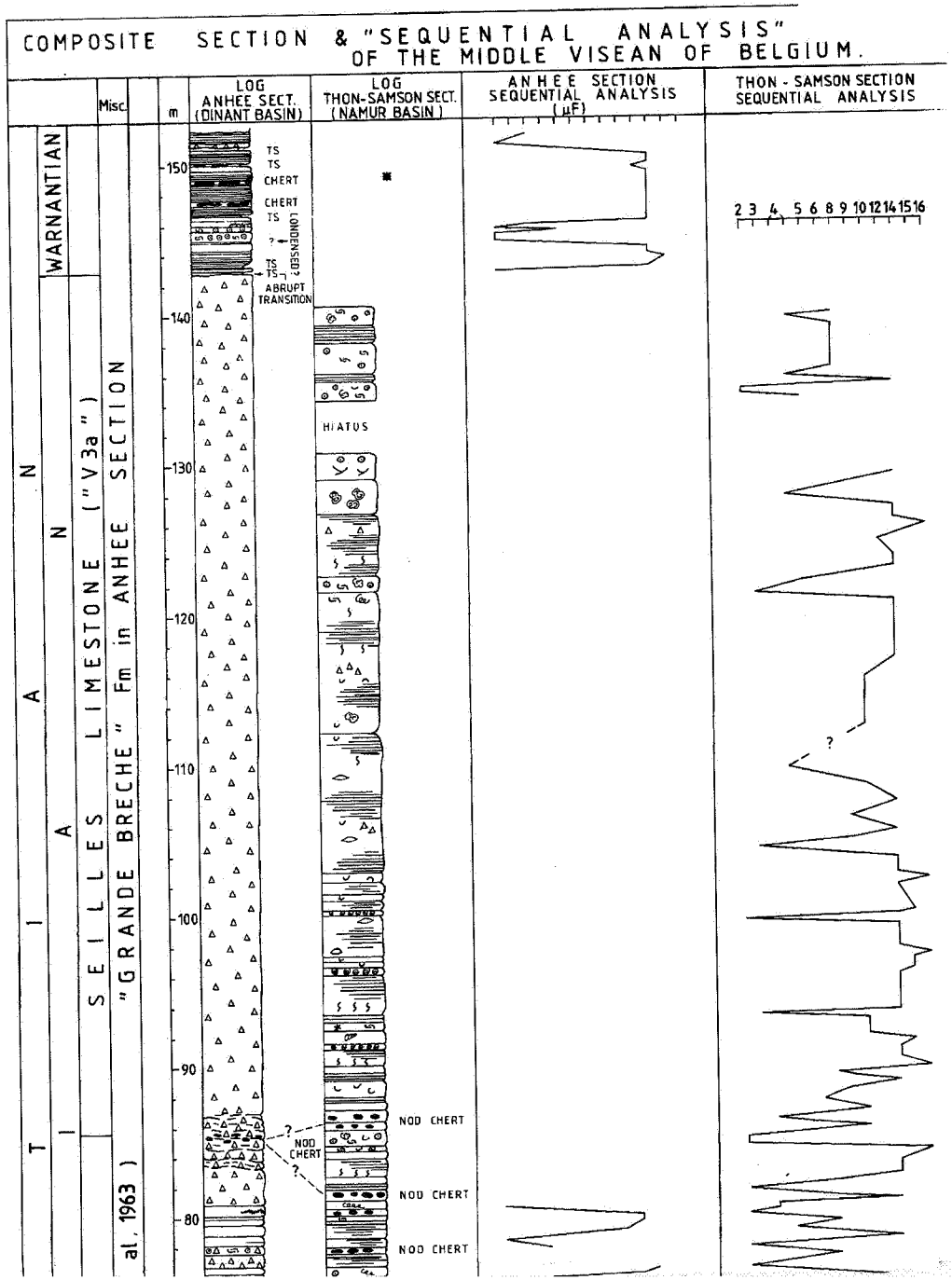


Fig.9 : Colonne lithologique de la coupe d'Anhée–Moulins (à gauche); la colonne lithologique de la coupe non bréchique de Thon–Samson (à droite) a été juxtaposée à la partie bréchique de la coupe d'Anhée–Moulins afin d'en compléter l'analyse séquentielle (*sensu* Lombard).

Le contact de la masse de brèche avec les bancs stratifiés des 10 derniers mètres levés est tout à fait différent du contact avec les bancs stratifiés sous–jacents. Il est très net, légèrement ondulant et surmonté par un joint argileux, bréchique et bioclastique d'une dizaine de centimètres d'épaisseur.

Les 10 derniers mètres levés sont constitués de calcaires noirs, laminaires ou micritiques, en fins bancs décimétriques («plaquettes»). Deux mètres au–dessus du contact brèche–bancs stratifiés, on peut observer 3 bancs bioclastiques, d'une épaisseur totale d'environ 1m. Les derniers mètres levés sont constitués de faciès très finement laminaires contenant de rubans de chert stratiformes, d'une longueur décimétrique et d'une hauteur toujours inférieure à 5cm. Plusieurs niveaux argileux d'épaisseur décimétrique sont observables dans les calcaires de ce dernier ensemble. Ces niveaux sont d'âge V3bα, d'après Pirlet (1968).


COMPOSITE SECTION & "SEQUENTIAL ANALYSIS" OF THE MIDDLE VISEAN OF BELGIUM.
Misc.
m
LOG ANHEE SECT. (DINANT BASIN)
LOG THON-SAMSON SECT. (NAMUR BASIN)
ANHEE SECTION SEQUENTIAL ANALYSIS (µF)
THON - SAMSON SECTION SEQUENTIAL ANALYSIS
TAINAIN
WARNANTIAN
SEILLES LIMESTONE ("V3a")
"GRANDE BRECHE" Fm in ANHEE SECTION
al. 1963)
TS
TS
CHERT
CHERT
TS
CONDENSED ?
TS
TS
ABRUPT TRANSITION
HIATUS
NOD CHERT
NOD CHERT
NOD CHERT
NOD CHERT
150
140
130
120
110
100
90
80
2 3 4 5 6 8 9 10 12 14 15 16

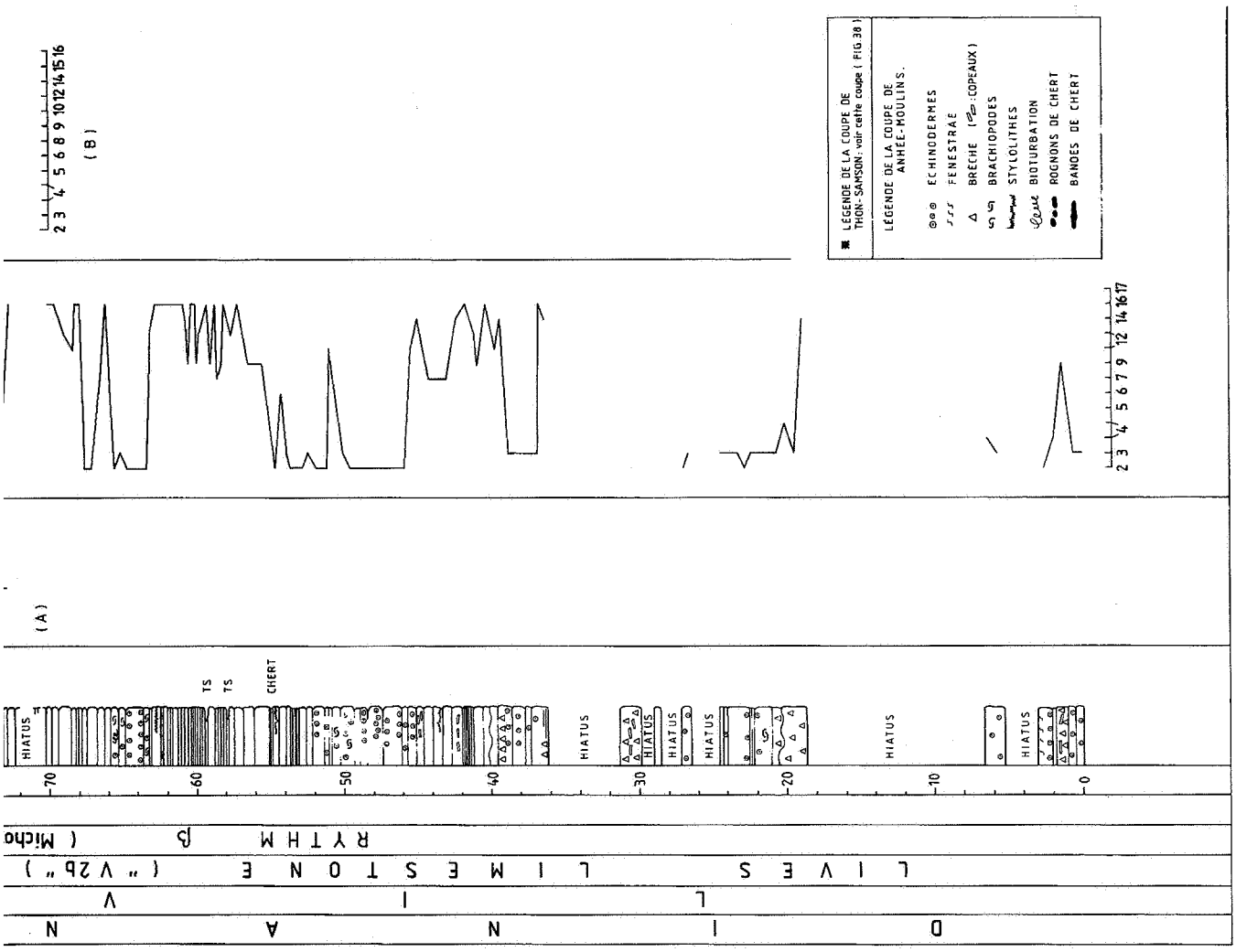


Fig.9 : Colonne lithologique de la coupe d'Anhée–Moulins (à gauche); la colonne lithologique de la coupe non bréchique de Thon–Samson (à droite) a été juxtaposée à la partie bréchique de la coupe d'Anhée–Moulins afin d'en compléter l'analyse séquentielle (*sensu* Lombard).

7.2.2.2. Analyse sédimentologique

7.2.2.2.1. Microfaciès carbonatés

L'analyse sédimentologique du matériel de la coupe a permis d'y observer les microfaciès suivants, qui sont décrits et interprétés ci–dessus (ch. 4):

MF 2 Wackestone ou packstone bioturbé à organismes et bioclastes diversifiés.
MF 3 Packstone ou grainstone (laminaire) à gros péloïdes, algues et bioclastes diversifiés.
MF 4 Packstone à gros bioclastes diversifiés, micritisés et fortement bioérodés.
var. : grainstone à organismes et bioclastes diversifiés et algues.
MF 5 Encrinite.
MF 6 Packstone à bioclastes diversifiés et oncoïdes.
MF 7 Micro–conglomérat à bioclastes modérément diversifiés encroûtés.
MF 9 Packstone à péloïdes et minipéloïdes et bioclastes modérément diversifiés.
MF 12 Wackestone (laminaire) à minipéloïdes et bioclastes peu diversifiés (issinelles et paléobéreselles abondantes).
MF 14 Spongiostromides et packstone à «minipéloïdes».
MF 16 Mudstone à ostracodes et spicules de spongiaires.
MF 17 Mudstone laminaire.

Ces microfaciès, bien connus par ailleurs dans les autres coupes étudiées, ont permis de retrouver, via l'analyse séquentielle (*sensu* Lombard, 1972), l'agencement rythmique des niveaux stratifiés sous–jacents à la brèche (V2bβ et γ).

Une dolomitisation des faciès micritiques et laminaires est observée occasionnellement; elle se manifeste habituellement par la présence de lentilles millimétriques ou de niveaux plus continus de cristaux de dolomite hypidiotopiques troubles de quelques dizaines de microns.

7.2.2.2.2. Micro–organismes ferro–oxydants

Les lames taillées dans les faciès bréchiques interstratifiés des 30 premiers mètres levés (**fig. 9**) ont permis l'observation de micro–organismes ferro–oxydants conservés à l'intérieur de la sparite qui cimente les brèches.

Les micro–organismes ferro–oxydants observés dans la sparite limpide qui cimente la brèche se présentent sous la forme d'un réseau assez lâche de filaments de quelques dizaines de microns de long et environ 10μ de large et de coques d'un diamètre de 10 à 20m (**pl. 10a**). Les filaments et les coques sont hématitiques. On observe occasionnellement des amas de coques d'une centaine de microns de long.

La structure des micro–organismes décrits ci–dessus est très similaire à celle des filaments et coccoïdes «microbiens» observés dans les monticules micritiques du Frasnien de l'Ardenne par Boulvain (1989). Cet auteur rapprochait à son tour ses propres observations de celles de Dahanayake et Krumbein (1986) qui décrivent, dans un matériel beaucoup plus récent (Tertiaire d'Allemagne), des micro–structures effectivement assez semblables à celles observées dans le Dévonien et le Carbonifère belges. Boulvain (1990, inédit) a proposé d'identifier le matériel frasnien à des ferrobactéries engainées du groupe *Sphaerotilus–Leptotrix* (voir ci–dessous, 7.2.3.2.4.), tandis que Dayanayake et Krumbein (1986) reconnaissaient dans leurs observations le reliquat d'un mycélium de champignon.

Quelle que soit l'attribution taxonomique que l'on retienne pour ces microorganismes, il reste que leur présence – au demeurant exceptionnellement observable dans le matériel livien– constitue une origine possible du pigment rouge qui colore la brèche en certains endroits.

Si tel est bien le cas, il est probable qu'il faille rechercher dans les effets de la diagenèse la cause de la rareté d'observation de ces micro–organismes, seul ayant généralement subsisté le pigment hématitique à l'état dispersé dans la micrite.

7.2.2.2.3. Pseudomorphoses évaporitiques

Le matériel de la coupe d'Anhée–Moulins contient d'abondantes pseudomorphoses évaporitiques, déjà décrites et interprétées (ch. 4). Il s'agit surtout de :

- pseudomorphoses carbonatées de porphyrotopes d'anhydrite et de veinules gainées;
- pseudomorphoses carbonatées de poecilotopes gypseux;
- pseudomorphoses carbonatées de lentilles biconvexes de gypse;
- pseudomorphoses siliceuses diverses (plus spécialement dans le ciment de la brèche).

Les pseudomorphoses de minéraux évaporitiques sont particulièrement abondantes dans le matériel de l'ensemble des passées bréchiques de la coupe.

7.2.2.3. Discussion des observations

La coupe d'Anhée–Moulins est surtout intéressante car elle présente une série à peu près complète du V2b au V3b.

Le V2b supérieur, levé quasiment sans lacunes d'observation depuis le V2bβ, est remarquable par les rythmes qu'il présente et qui sont connus de longue date (bien qu'à ma connaissance à peu près inédits en ce qui concerne cette coupe). L'analyse séquentielle (*sensu* Lombard, 1972) les fait ressortir de façon très claire (**fig. 9**). Compte tenu de l'épaisseur décamétrique de ces rythmes, il est très probable qu'ils constituent des séquences d'un ordre inférieur à celui des séquences de «shallowing upward» décrites ci–dessus (*cf.* ch. 5). Une étude approfondie pourrait permettre de déterminer s'il s'agit de séquences sous contrôle géodynamique (4e ordre ?) ou au contraire, de séquences d'ordre supérieur (5e, 6e ordre ?), placées sous contrôle astronomique.

On note également l'apparition sporadique, au sein de la partie supérieure du V2b, de faciès confinés et évaporitiques, parfois asociés à de petits niveaux bréchiques et qui semblent «annoncer» l'épisode confiné plus important du «V3a» sus–jacent : une telle constatation avait déjà été faite en 1910 par H. de Dorlodot (voir ch. 2). Je reviendrai sur cette constatation ci–dessous, au sein du paragraphe consacré à la problématique de la Petite brèche (7.2.4.2.2.).

Bien que net, le passage des bancs stratifiés à la brèche est «annoncé» par un premier banc bréchique métrique, 2,50m plus bas. Il faut noter que le faciès bréchique commence environ 3 mètres *sous* les niveaux stratifiés à chert qui sont classiquement considérés comme le marqueur lithologique du passage du V2b au V3a (Pirlet, 1964).

L'étude de la brèche elle–même confirme les observations et la séquence d'événements issues de l'analyse de la brèche du sondage de Corenne. Il existe également, dans le matériel de la coupe, des stylolithes internes aux blocs de la brèche, ce qui plaide en faveur d'une phase de bréchification déplaçante postérieure à une phase d'enfouissement sous quelques centaines

de mètres de sédiments, suffisante pour permettre le développement de stylolithes (Flügel, 1982; Choquette et James, 1990; Ricken et Eder, 1991). L'étude diagénétique (ci-dessous, 9.2.2.) permettra de préciser cette hypothèse. Il existe également de très nombreuses pseudomorphoses carbonatées et siliceuses de minéraux évaporitiques dans les brèches d'Anhée–Moulins. Ceci suggère une fois de plus l'existence d'un lien entre évaporites et bréchification et contribue à étayer l'hypothèse d'une bréchification par dissolution de niveaux évaporitiques.

La puissance de la brèche est d'environ 60 mètres, actuellement visibles. En fait, il me semble que le passage de la brèche aux bancs stratifiés surincombants n'est pas un contact sédimentaire normal (**fig. 9**). Je pose donc l'hypothèse, difficile à vérifier compte tenu des conditions d'affleurements, qu'il s'agisse en fait d'un contact par faille et qu'il y ait une lacune de la brèche et/ou d'une partie du V3bα. Cette hypothèse semblerait confirmée par l'étude des tonsteins, qui indiqueraient effectivement une lacune de la base du V3bα (comm. pers. B. Delcambre).

Les niveaux stratifiés de la partie inférieure du V3b (V3ba) enregistrent à nouveau les effets d'une rythmicité sédimentaire et ont été étudiés par Pirlet (1968). Il s'agit ici de séquences d'épaisseur beaucoup plus réduite que celles du V2b sous–jacent à la brèche, d'ordre probablement supérieur.

7.2.3. La brèche de la carrière des Petons (Yves–Gomezée)

7.2.3.1. Localisation et description de la coupe

La carrière des Petons, à Yves–Gomezée (30 km à l'ouest de Dinant), est une carrière dont le front de taille est orienté Nord–Sud et présente une coupe dans un synclinal secondaire du Synclinorium de Dinant (carte géologique au 40000e n° 173). On y observe des niveaux du Viséen moyen, V2a (surmontés par le «Banc d'Or»), du V2b et une brèche, rouge ou grise, classiquement assimilée à la Grande Brèche («V3a»), dont les relations avec les bancs stratifiés sont peu claires. En première analyse, la brèche semble occuper le coeur d'une structure synclinale d'envergure hectométrique (**fig. 11**). Une coupe d'environ 45 mètres a été levée, dans les calcaires stratifiés liviens et au contact entre ceux–ci et la brèche (**fig. 10**).

Sur le plan macroscopique, la coupe levée dans les carbonates stratifiés datés du V2bβ (comm. pers. E. Poty) est surtout remarquable par la présence de passées bréchiques interstratifiées ou non, centimétriques à plurimétriques (15 m de puissance en «a», **fig. 10**) ainsi que par la fréquence des niveaux argileux rouges et blancs (pointés sur la colonne «tonsteins», **fig. 10**). De nombreuses pseudomorphoses centimétriques d'anhydrite nodulaire sont reconnaissables en divers niveaux de la coupe (voir aussi Rouchy *et al.*, 1986b).

Le passage des bancs stratifiés au paquet de brèche «a» de la **fig. 10** se fait de manière relativement progressive, par disparition de la stratification et accentuation du caractère bréchique. Entre 23,62 m et 24,02 m, une quarantaine de centimètres de niveaux laminaires plus ou moins bréchifiés comprennent des nodules de chert centimétriques. À l'intérieur du paquet de brèche se distinguent des masses plus ou moins stratifiées dont les plans de stratification s'incurvent ou se recoupent. Le passage de la masse bréchique aux niveaux stratifiés sus–jacents se fait également de manière progressive, par disparition du caractère bréchique en environ 1 mètre d'épaisseur. Le passage de ces niveaux stratifiés au second paquet de brèche («b» de la **fig. 10**) se fait de manière abrupte et nettement oblique par rapport à la stratification.

La masse bréchique ne semble *en aucune manière* interstratifiée dans les carbonates liviens. Elle occupe tout le centre de la structure synclinale et son épaisseur est, de par sa position structurale, difficile à estimer. Il s'agit de brèche rouge ou grise, du type «rubble packbreccia»

(Morrow, 1982), dans laquelle quelques pseudomorphoses de nodules anhydritiques sont occasionnellement observables. Comme dans d'autres coupes décrites précédemment, les blocs de la brèche contiennent des stylolithes et des fissures qui ne se poursuivent pas dans la matrice.

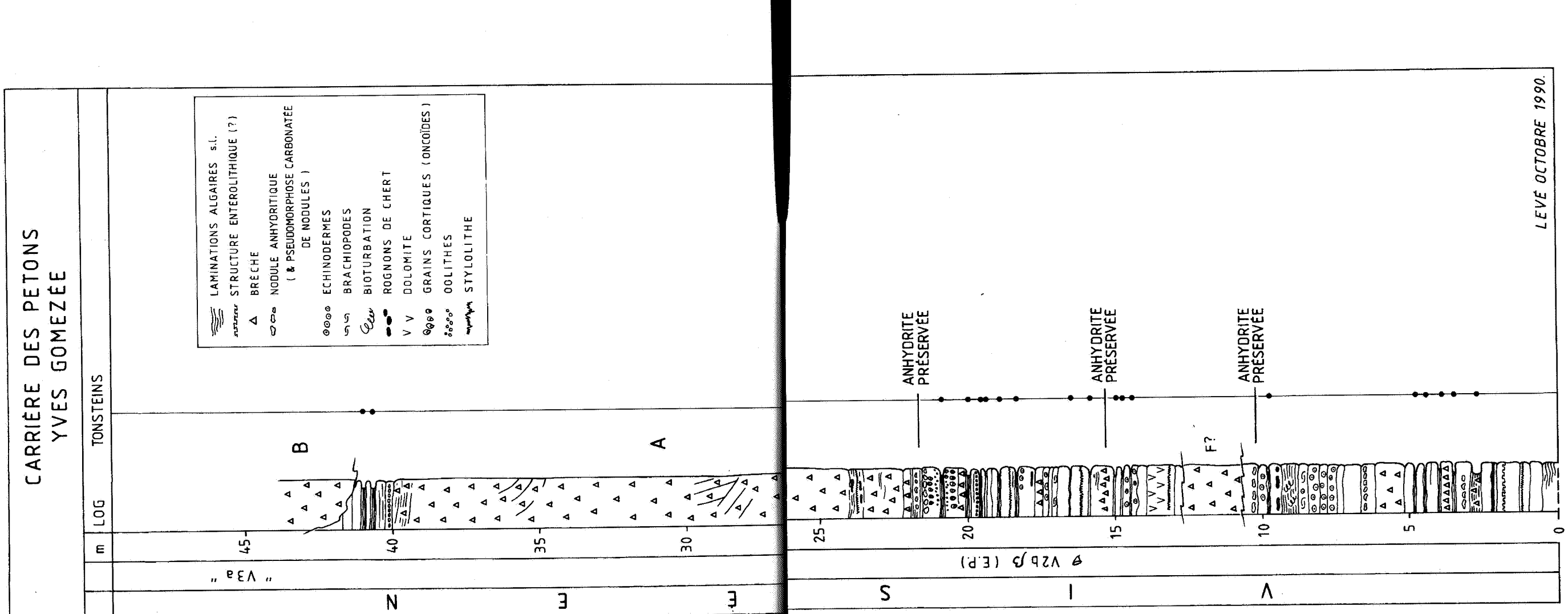


Fig.10 : Colonne lithologique de la partie sud de la Carrière des Petons (Yves–Gomezée); la coupe est localisée en tireté sur la figure suivante (fig. 11).

7.2.3.2. Analyse sédimentologique

7.2.3.2.1. Microfaciès carbonatés

L'analyse sédimentologique des carbonates du V2b de la coupe levée a permis d'observer les microfaciès suivants, qui ont été décrits et interprétés au ch. 4 :

MF 2 Wackestone ou packstone bioturbé à bioclastes diversifiés.
MF 4 Wackestone ou packstone bioturbé à bioclastes diversifiés fortement bioérodés.
MF 5 Encrinite.
MF 6 Wackestone à oncoïdes et bioclastes diversifiés.
MF 9 Packstone ou grainstone à gros péloïdes, ooïdes et intraclastes de spongiostromides.
MF 10 Microconglomérat à intraclastes spongiostromidiques et bioclastes modérément diversifiés.
MF 12 Wackestone à bioclastes faiblement diversifiés et encroûtements algaires.
MF 14 Boundstone à spongiostromides et packstone à minipéloïdes.
MF 16 Mudstone à ostracodes, spicules et/ou fins bioclastes.
MF 17 Mudstone laminaire.

7.2.3.2.2. Pseudomorphoses évaporitiques

Les pseudomorphoses carbonatées de minéraux évaporitiques (gypse et anhydrite) sont bien représentées dans le matériel de la coupe et, plus particulièrement, dans les passées bréchiques, interstratifiées ou non. Les différentes pseudomorphoses observées sont les suivantes :

– pseudomorphoses carbonatées de cristaux lenticulaires biconvexes de gypse;
– pseudomorphoses carbonatées de porphyrotopes d'anhydrite;
– pseudomorphoses carbonatées de fissures gainées d'un manchon micritique;
– pseudomorphoses carbonatées de nodules anhydritiques;
– pseudomorphoses siliceuses (rares, matrice de la brèche)

Ces différentes pseudomorphoses ont déjà été décrites et interprétées ci–dessus (ch. 4) et ont, par ailleurs, été étudiées par Rouchy *et al.* (1986b).

L'observation d'anhydrite préservée dans le ciment de certaines brèches interstratifiées liviennes affleurant dans la carrière peut être mentionnée ici également. Une description plus détaillée de cette anhydrite est donnée ci–dessous.

7.2.3.2.3. Ciment anhydritique des brèches liviennes

7.2.3.2.3.1. Description

L'observation qui nous occupe ici a pu être faite au sein de structures nodulaires (**fig. 10** en 10,30m et env. 22m) ou encore au sein de passées bréchiques interstratifiées dans les bancs du V2b (**fig. 10** en 15,00m).

Les éléments de la brèche sont constitués de mudstone azoïque (MF 16) et sont de forme très irrégulière («déchiquetée») et anguleuse et de taille variable (quelques dizaines de microns à plusieurs centimètres). Ces blocs contiennent deux des types de pseudomorphoses mentionnés ci–dessus, à savoir les porphyrotopes et les fissures gainées (*cf.* ch. 4). Il faut souligner que la pseudomorphose du minéral sulfaté y est *complète* et qu'*aucune trace* du minéral évaporitique

originel n'y subsiste. Les blocs contiennent également des fines veinules et des stylolithes (stratiformes ?) qui ne se poursuivent pas dans la matrice de la brèche.

La matrice de la brèche est un mélange de microspar trouble et de cristaux et plages d'anhydrite non pseudomorphosée.

L'anhydrite se présente sous plusieurs formes :

- Les morphologies cristallines de l'espèce (orthorhombique) sont rarement préservées au sein de cristaux hypidiotopiques ou idiotopiques isolés de quelques dizaines de microns à quelques millimètres de long. Ces cristaux ne sont presque jamais exempts de micro–inclusions diverses (**pl. 10b**).
- L'anhydrite peut aussi se présenter sous forme de plages plurimillimétriques, où se distingue encore la trace d'un feutrage de «lattes» de quelques de centaines de microns de long, comparable à celui décrit dans l'anhydrite nodulaire du sondage de Saint–Ghislain (8.1.1., ci–dessous) (**pl. 10c**).
- Enfin, l'anhydrite peut se présenter en plages diffuses millimétriques ou centimétriques, intimement mélangée au microspar calcitique et sans aucune structure cristalline visible (**pl. 10d**).

Un remplacement partiel des différentes formes d'anhydrite par la calcite est fréquemment observable. Une phase de fissuration calcitique, large de quelques centaines de microns ou millimètres et cimentée par de la sparite limpide, recoupe l'ensemble des éléments précédemment décrits.

7.2.3.2.3.2. Discussion

La présence d'anhydrite préservée dans ces niveaux bréchiques interstratifiés dans le V2b est intéressante à deux points de vue.

Tout d'abord, elle confirme l'identité – déjà pressentie par de Dorlodot (1910, ci-dessus, 2.2.3.) – des processus à l'origine des bancs de brèche interstratifiés dans le V2b (qu'il faut sans doute rapprocher de la «Petite Brèche» de la littérature, voir discussion ci–dessous, 7.2.4.2.2.2.) et de la Grande Brèche sus–jacente. Dans les deux cas, ce sont les mêmes microfaciès qui sont représentés, avec les mêmes témoignages d'une présence originelle de minéraux évaporitiques.

Comme je l'ai déjà évoqué ci–dessus et comme l'ont souligné Rouchy *et al.* (1986b) dans leur étude des pseudomorphoses évaporitiques d'Yves–Gomezée, il est évident que l'association systématique de brèches et de vestiges d'évaporites – ou, mieux encore, d'évaporites préservées comme dans le cas présent – constitue un argument non négligeable en faveur d'une bréchification par effondrement lié à la dissolution d'évaporites.

D'autre part, la présence d'anhydrite comme *première* phase de cimentation d'une brèche dont les blocs contiennent déjà des pseudomorphoses (d'où toute trace d'anhydrite préservée est absente) et des fissures et stylolithes qui ne se poursuivent pas dans la matrice, plaide indiscutablement en faveur d'une bréchification diagénétique «tardive». En la qualifiant de «tardive», je veux indiquer à ce stade de l'étude que cette phase de bréchification est au moins postérieure à la pseudomorphose d'une première phase sulfatée et au développement de filonnets et de stylolithes dans un sédiment calcaire lithifié. La discussion de l'étude tectonique présentée ci–dessous (7.2.3.3.2.) permettra de poser une hypothèse relative à la présence d'anhydrite préservée dans le ciment de la brèche.

7.2.3.2.4. Les microstromatolithes ferro–oxydants

L'observation décrite ici n'a pas été faite dans le matériel de la carrière elle–même, mais dans le matériel du sondage n° 3 d'Yves–Gomezée (coord. SGB 173E581), implanté à quelques centaines de mètres au sud de la carrière des Petons. À la cote –2,50m de ce sondage, le sédiment est un calcaire gris sombre «de type séquentiel», bioclastique et d'âge Livien inférieur (V2b, Rouchy *et al.*, 1986b). Comme dans les niveaux stratifiés du V2b décrits ci–dessus, on y observe des fissures et veinules cimentées par de la sparite équigranulaire (**pl. 11a**).

7.2.3.2.4.1. Description

Diverses formes de microstromatolithes hématitisés, dont l'attribution phylogénique n'a pu encore être définie, sont observées le long des veinules mentionnées ci–dessus (cote –2,50m) (voir aussi De Putter et Boulvain, 1990).

1– Des **encroûtements pariétaux mamelonnés** (**pl. 11b**) sur quelques centaines de microns de longueur. L'épaisseur des encroûtements est généralement de l'ordre de 15 à 30µ; ceux–ci présentent, à l'échelle micrométrique, une alternance de doublets de *microlaminae* carbonatées et hématitisées, ces dernières traduisant la prédominance temporaire de conditions favorisant le développement des micro–organismes ferro–oxydants (Dahanayake et Krumbein, 1986).
2– Des **formes columnaires** (**pl. 11c**) présentant la même alternance de doublets de *microlaminae* carbonatées et hématitisées que les encroûtements ci–dessus. Leurs dimensions atteignent une trentaine de microns de hauteur pour une section d'une quinzaine de microns.
3– Des **cloques et amas de cloques subsphériques** (**pl. 11d**) hématitisés; les cloques isolées ont généralement 10 à 15µ de diamètre, les amas jusqu'à 120 ou 150µ de long; une structure à *microlaminae* concentriques est parfois observable dans les cloques isolées.

D'autre part, il est raisonnable de penser que les «rubans» hématitiques (de 20 à 30µ de large et de plusieurs millimètres de longueur) qui s'observent fréquemment au sein de la micrite doivent être considérés comme le reliquat de micro–organismes ferro–oxydants semblables à ceux décrits ci–dessus, fortement dégradés par les transformations diagénétiques (néomorphisme) ayant affecté la micrite. Il est extrêmement difficile d'y reconnaître une structure autre que celle d'un amas informe de microsphérules d'hématite mais il est parfois possible d'observer un lien avec les processus de pression/dissolution (stylolithes); ceux–ci semblent alors avoir contribué à leur accumulation.

7.2.3.2.4.2. Environnement et discussion

Plusieurs de ces formes ont déjà été recensées en Belgique : il s'agit des cloques et amas de cloques ainsi que des formes columnaires, décrites récemment dans le remplissage de cavités biohermales du Frasnien («F2j») (Mamet et Boulvain, 1988).

On a dit que la position phylogénique des micro–organismes décrits ci–dessus n'était pas encore définie. La fixation biologique du fer peut être réalisée notamment par des bactéries, des cyanobactéries et des champignons; cependant, il semble que les mécanismes de piégeage et d'oxydation du fer par ces micro–organismes soient encore largement hypothétiques (Krumbein, 1983). Seule, l'influence de facteurs tels que la température, le pH, l'oxygénation du milieu et la présence d'anions a pu être déduite des équations thermodynamiques théoriques[6] qui, en tant

---

[6] $d(Fe^{++})/dt = k.(Fe^{++}).(OH^-)^2.pO_2$ avec k= 8,0 +/- 2,5.10^{13} $min^{-1}.atm^{-1}.mole^{-2}$ à 20°C, cette constante étant favorablement influencée par une augmentation de la température et défavorablement influencée par la présence d'anions tels que SO_4^{2-}, par exemple (Krumbein, 1983).

que modélisation d'un processus chimique, ne permettent pas de rendre compte de la complexité d'une précipitation biochimique.

Comme je l'ai déjà signalé ci–dessus (7.2.2.2.2.), des cultures de souches actuelles de bactéries ferro–oxydantes du groupe *Sphaerotilus–Leptothrix*, entreprises dans un but de comparaison par Z. Moureau (Département de Microbiologie de l'Institut Royal des Sciences Naturelles) et F. Boulvain (Service géologique de Belgique), se sont révélées capables de réaliser des encroûtements pariétaux et des constructions érigées de quelques millimètres de hauteur. La structure interne de ces constructions n'a pas encore été établie.

Il apparaît que les microstromatolithes décrits ci–dessus se sont développés dans un sédiment lithifié puis fracturé; on ne peut donc exclure la possibilité d'un développement en l'absence de lumière, ansi que déjà suggéré dans le remplissage de cavités biohermales au «F2j» (Mamet et Boulvain, 1988). Il ressort également de l'observation que l'hématitisation et la carbonatisation des colonies ont permis leur préservation tout au long de l'histoire diagénétique ultérieure.

Il faut envisager une séquence à trois types d'environnement pour restituer une évolution sédimentologique et diagénétique cohérente :

- l'environnement marin ouvert de dépôt du sédiment (calcaire bioclastique correspondant au MF 2). Les accumulations de microsphérules d'hématite et la dispersion des oxydes de fer au sein du microspar, observées en lame mince, attestent peut–être du développement précoce de micro–organismes ferro–oxydants au sein du sédiment, dégradés par la diagenèse ultérieure. Le sédiment est ensuite lithifié et fissuré.
- Diverses formes de microstromatolithes ferro–oxydants se développent à l'intérieur des fissures, dans des conditions que les observations permettent de supposer aphotiques et que la thermodynamique circonscrit en définissant les facteurs favorables (température, basicité du milieu, oxygénation) et défavorables (présence d'anions tels que SO_4^{2-}, Cl^-, ...) à un tel développement. La présence des anions caractéristiques de fluides marins est thermodynamiquement défavorable au développement des organismes ferro–oxydants. Cependant, on ne dispose pas d'assez d'éléments pour caractériser de façon précise l'environnement dans lequel se sont développés ces micro–organismes au sein des fissures ni même pour déterminer si les fluides impliqués étaient de nature marine ou météorique.
- l'environnement de cimentation des fractures dans lequel se développe le ciment calcitique équigranulaire.

Il est permis de penser que les observations faites ci–dessus et qui ont été rendues possibles par des conditions de préservation exceptionnelles puissent témoigner de processus beaucoup plus fréquents qu'il n'y paraît à première vue. En effet, l'évolution diagénétique (et plus spécialement le néomorphisme de la micrite) a dû le plus souvent oblitérer les structures originelles, ne laissant en général subsister que les amas de sphérules d'hématite ou le pigment à l'état dispersé dans la matrice. Ceux–ci s'observent fréquemment dans les faciès rouges de la brèche, par exemple à Landelies ou dans la région de Waulsort. Le problème de l'origine de ce pigment pourrait trouver dans ce contexte une solution qui a été proposée par Monty *et al.* (1982) et démontrée par Boulvain (1989) dans le cas des «marbres rouges» frasniens (voir aussi De Putter et Boulvain, 1990).

Si elles se confirmaient, les conclusions esquissées ci–dessus démontreraient à mon avis que la coloration de la brèche (rouge ou grise) – sur l'importance de laquelle on a longuement débattu (ci–dessus, ch. 2) – est bien un épiphénomène. *Il n'y aurait donc aucun lien systématique entre la couleur de la brèche et un mode de formation spécifique de cette dernière.* L'expression de cette pigmentation secondaire est liée à de multiples conditions et est donc très aléatoire et imprévisible. De nombreux auteurs l'avaient constaté avant moi, en observant, au sein d'un même affleurement, des brèches des deux teintes voisines seulement de quelques décimètres (ci–dessus, ch. 2).

Les «cartes de répartition» des brèches rouges et des brèches grises de Bourguignon (1951) ne me paraissent plus dès lors d'un grand intérêt. L'étude du matériel du sondage de Corenne, constitué de brèche grise, m'avait déjà amené à mettre en doute la fiabilité de ces cartes de répartition (7.2.1.4., ci–dessus) puisqu'en cet endroit, les cartes de Bourguignon laissaient prévoir l'occurrence de brèche rouge et non grise.

7.2.3.3. Analyse tectonique (en collaboration avec E. Mercier, Besançon)

7.2.3.3.1. Observations

Deux failles, d'attitudes différentes, permettent de différencier 3 secteurs dans le front de taille de la carrière des Petons (**fig. 11**).

La faille F1 est verticale et met en contact des couches de même âge (V2a) inclinées dans des sens différents. La faille F2, très oblique par rapport aux structures, recoupe ces dernières. Elle pend de 45° vers le Nord–Ouest et ses stries ne semblent pas indiquer de mouvement à composante décrochante; son rejet apparent est inverse.

Les secteurs Nord et Sud de la carrière se présentent comme des ensembles monoclinaux très simples sur le plan structural. Le secteur central est plus complexe.

En mars 1992, le front supérieur montrait une structure synclinale assez pincée, à plan axial vertical et axe sub–horizontal, le style et l'orientation de ce pli étant compatibles avec le style des structures régionales. Le V2b présentait quelques complications structurales : plis métriques co–axiaux (et donc co–génétiques) à la structure principale et chevauchements/failles inverses affectant quelques bancs au maximum et éventuellement associés aux plis précédemment décrits. Cette apparente accumulation de déformations dans le V2b, immédiatement au–dessus du V2a massif et peu déformé est assez classique dans la région.

En novembre 1991, le même front de taille supérieur laissait apercevoir, au niveau du point a, la continuation de la masse de brèche occupant le coeur du synclinal. Cette brèche, déjà mentionnée ci–dessus, recoupait incontestablement «en grand» la stratification du V2b (log. et **fig. 11**). Cependant, au niveau du point a, des apophyses bréchiques dans les bancs stratifiés étaient observables : les contacts, adhérents, entre brèche et bancs stratifiés, n'étaient manifestement pas des contacts par faille mais étaient de même nature qu'au niveau du front de taille inférieur.

7.2.3.3.2. Discussion des observations

Dans les secteurs du Sud et du centre de la carrière, la brèche possède des positions structurales très différentes.

Dans le premier secteur, elle est globalement concordante et occupe une position stratigraphique «normale», s'il s'agit bien de Grande brèche (géométriquement au–dessus du V2b).

Dans le secteur central, elle affleure de façon discordante par rapport aux niveaux stratifiés et significativement plus bas dans la série. Par ailleurs, dans ce dernier secteur, la **fig. 11** montre que la masse de brèche visible en novembre 1991 avait disparu au cours de l'avancée du front de taille vers l'Ouest (état de mars 1992).

Il est exclu que cette limite occidentale de la masse bréchique corresponde à une faille dans la mesure où aucun accident important n'est visible sur les fronts observables ni ne décale le «Banc d'Or» au Nord du secteur central.

Les relations géométriques et les données structurales semblent suffisantes pour proposer une hypothèse compatible avec les données sédimentologiques du matériel (voir ci–dessus). La série viséenne, avec son «V3a» évaporitique, a été plissée sous un régime à $\sigma 1$ Nord–Sud, ce qui a déterminé la formation d'un synclinal d'axe Est–Ouest assez pincé. À un stade avancé de

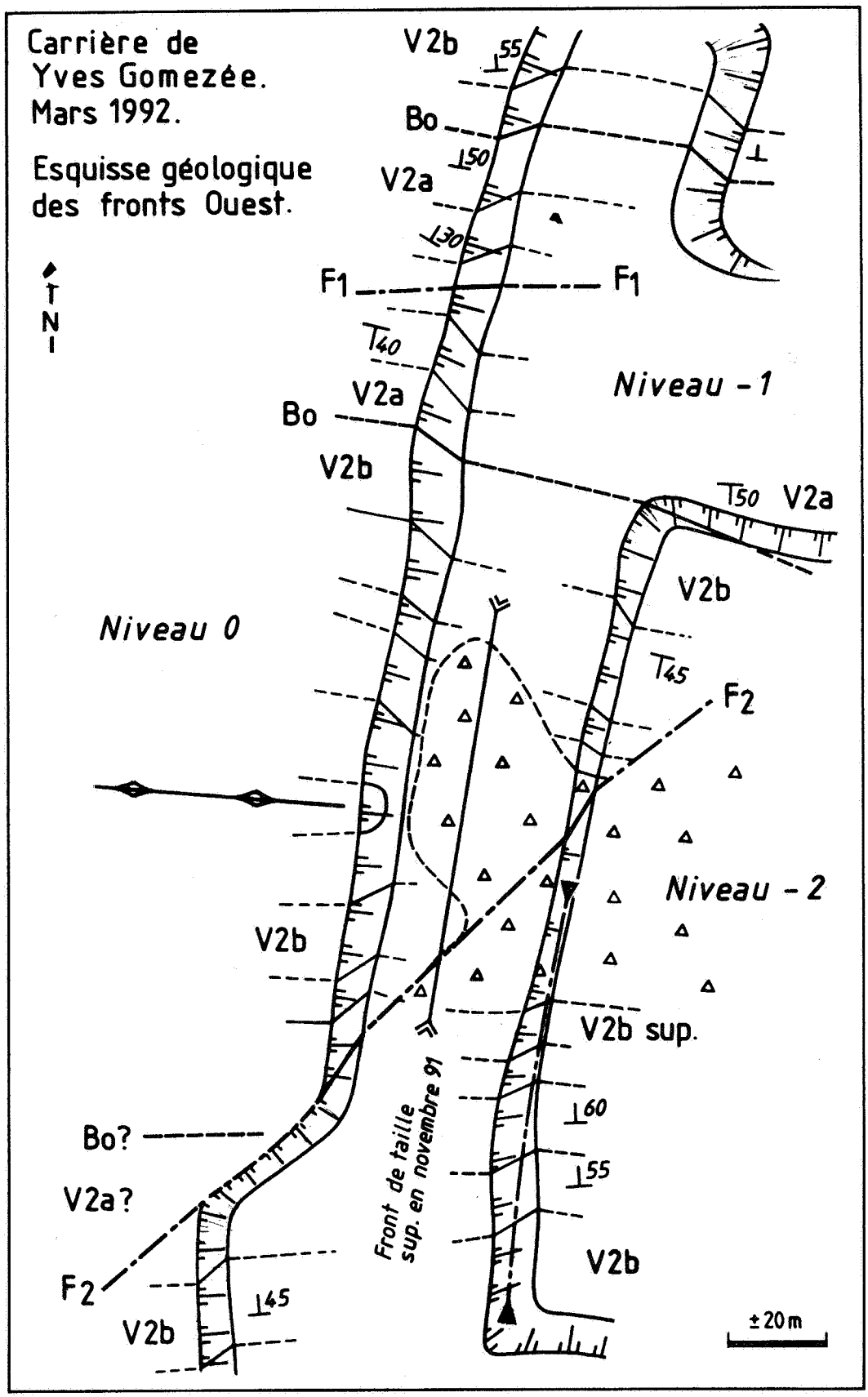


Fig.11 : Esquisse structurale des fronts occidentaux de la Carrière des Petons (Yves–Gomezée). La coupe de la fig. 10 est localisée en tireté au niveau –2.

cette déformation et sous le même régime de contrainte, une faille oblique (F2) potentiellement conjuguée, se met en place et se caractérise par un rejet inverse. Ce processus a pour conséquence de mettre en regard le «V3a» évaporitique et la zone axiale du synclinal. Sous l'effet des contraintes, toujours orientées de la même façon, les évaporites du compartiment Sud se seraient injectées dans le compartiment Nord. Cette injection «halocinétique» aurait été placée sous le contrôle de différents facteurs, dont deux paraissent déterminants.

- Le premier facteur est le comportement de type hydrostatique des évaporites à faible vitesse de déformation (transformation, pour les évaporites, de l'ellipsoïde des contraintes en une sphère de rayon $\sigma 1$).
- Le second est l'existence, dans la zone axiale du synclinal sous contrainte, d'un réseau de fracture en extension (à l'*extrado* des couches) d'autant plus important et limité à la zone axiale, que le pli est pincé. Ces fractures sont globalement parallèles au plan $\sigma 2$–$\sigma 3$ des roches encaissantes.

Ces deux facteurs principaux permettraient de rendre compte de la géométrie de la «bulle» injectée et, notamment, de sa localisation dans la zone axiale du synclinal et de l'existence d'un axe de croissance perpendiculaire à la contrainte principale $\sigma 1$. L'état actuel, bréchique, de cette bulle n'aurait été acquis qu'après dissolution des évaporites au cours de la diagenèse contemporaine ou postérieure à la déformation (ch. 9, diagenèse).

Dans ce contexte, l'anhydrite observée dans le ciment de la brèche est soit une phase résiduelle ayant «échappé» à la dissolution et au remplacement par la calcite, soit encore une anhydrite précipitée *après* la formation de la brèche, à la faveur de la circulation de fluides sulfatés en relation avec la présence et la dissolution d'épaisses séries évaporitiques préservées latéralement (Saint–Ghislain notamment, voir 8.1.1.). J'aurais tendance à privilégier la première hypothèse dans la mesure où l'anhydrite du ciment des brèches présente en maints endroits les traces d'un remplacement partiel par la calcite; le mélange intime entre anhydrite et microspar calcitique pourrait résulter de tels processus de pseudomorphose inachevés.

Ce modèle de formation de la brèche fait appel à un *continuum* de déformation unique, concordant avec les déformations régionales et le style tectonique local. Il suppose que la vitesse de déformation ait été faible par rapport à la vitesse de fluage des évaporites, ce qui est très probable dans le contexte de la déformation locale. Il suppose enfin que les évaporites aient été encore présentes lors des déformations varisques et, donc, que la bréchification soit au moins en partie contemporaine ou postérieure par rapport à cet événement. Ce dernier point paraît d'autant plus facile à admettre que l'on a mentionné ci–dessus l'existence d'anhydrite actuellement préservée dans les niveaux V2b de la carrière.

7.2.3.4. Discussion générale des observations

Les observations faites dans la carrière des Petons à Yves–Gomezée sont particulièrement nombreuses et intéressantes et permettent d'esquisser des hypothèses *à valeur locale*. Celles–ci peuvent être rappelées succinctement :

1. Les processus à l'origine de la formation des bancs de brèche interstratifiés dans les niveaux du V2b («Petite brèche» de la littérature ?) sont comparables à ceux ayant contribué à la formation de la Grande brèche.
2. La coloration de la brèche est un épiphénomène, sans valeur pour en déterminer les modalités de formation.
3. Localement, à Yves–Gomezée, la brèche s'est formée par dissolution d'une masse «halocinétique» d'évaporites injectées à la faveur d'un épisode de déformation à rattacher à l'orogène varisque. L'acquisition du caractère bréchique est donc, dans ce contexte, contemporaine ou postérieure à la déformation.

Ces hypothèses permettent, dans la région étudiée, d'affiner le «scénario» de formation des brèches esquissé précédemment. En particulier, elles confirment l'acquisition relativement «tardive» du caractère bréchique. Ce point est compatible avec les données locales mais semble l'être aussi, plus largement, avec les observations présentées précédemment à Corenne ou à Anhée–Moulins, même s'il est évident que les modalités spécifiques de la formation de la brèche d'Yves–Gomezée ne peuvent être transposées, *mutatis mutandis*, à ces autres coupes.

7.2.4. Autres coupes de brèches du Bassin de Dinant

7.2.4.1. L'Avesnois (Nord de la France)

Dans le Nord de la France, la région de l'Avesnois présente un certain nombre d'affleurements du calcaire carbonifère. La carrière dite de «la Queue Noir–Jean», à Saint–Rémy–Chaussée présente une succession de niveaux complète, allant du sommet du Calcaire de Lives (V2b) au V3bg (comm. pers. A. Huyghe). Le «V3a» y est représenté par une épaisse formation bréchique, actuellement à l'étude (A. Huyghe, Lille), ce qui explique que je ne l'aie pas étudiée dans le cadre de ce travail.

Cette coupe présente un intérêt tout particulier dans la mesure où elle se trouve à une quarantaine de kilomètres à l'Ouest de la coupe d'Yves–Gomezée, dans la même structure régionale que cette dernière. Sans préjuger des résultats des travaux en cours, on peut noter certains parallèles entre les deux coupes : comme la carrière des Petons, celle de «la Queue Noir–Jean» présente une structure complexe (comm. pers. J.-L. Mansy). De même, les pseudomorphoses de minéraux évaporitiques retrouvées dans le matériel de la carrière des Petons se retrouvent également dans les calcaires et brèches contemporains de l'Avesnois (Huyghe et Trentesaux, 1992).

La comparaison des résultats issus de l'étude des deux carrières sera intéressantes à plus d'un point de vue. Tout d'abord, chaque «bonne» coupe est susceptible d'apporter des éléments nouveaux susceptibles d'aider à la compréhension de la genèse de la brèche. Ensuite, il sera utile de comparer les effets des efforts compressifs varisques en deux endroits qui devaient, en première approximation, occuper une position paléogéographique comparable vis–à–vis du sens de propagation des efforts compressifs de l'orogène. Enfin, il sera question ci–dessous de la position paléogéographique hypothétique de la «ride d'Avesnes» par rapport au «bassin» évaporitique septentrional dont les vestiges demeurent, à Saint–Ghislain notamment (*cf.* ci–dessus, ch. 8).

7.2.4.2. Les brèches de la vallée de la Molignée et le problème de la «Petite brèche»

7.2.4.2.1. La Grande brèche

La vallée de la Molignée présente plusieurs affleurements de brèches viséennes que la littérature qualifie généralement de «Petite brèche» et de «Grande brèche» (Kaisin, 1935; Bourguignon, 1951; Pirlet, 1972, entre autres).

Je ne m'intéresserai pas ici à la Grande brèche, dont les conditions d'affleurement sont, à mon avis, trop particulières pour permettre une approche systématique : aux parois de brèche bordant la voie ferrée succèdent des vallées, dans laquelle on ne peut observer de manière systématique ni les contacts entre la brèche et les calcaires stratifiés, ni ces derniers.

Signalons cependant que Mamet *et al.* (1986) ont étudié récemment cette brèche : au terme de leurs investigations, ces auteurs notent de nombreuses similitudes entre la Grande brèche de la Molignée et du Rocher des Grands Malades à Namur et concluent à l'identité des deux brèches et de leurs modes de formation.

Je rappellerai seulement qu'une nouvelle étude des Rochers des Grands Malades (7.1.1., ci–dessus) m'a conduit à y distinguer *deux* brèches, distinctes tant par leur aspect que par leur mode de formation. Il y aurait donc probablement lieu de préciser à l'avenir les rapports et différences entre la brèche de la Molignée et celle(s) de Namur.

7.2.4.2.2. La «tranchée du Scrépia» et la «Petite brèche»

7.2.4.2.2.1. Historique et observations

La «tranchée du Scrépia» à Sosoye se situe dans la partie axiale, bréchique, du «Synclinal de la Molignée», un synclinal secondaire du Synclinorium de Dinant (carte géologique au 40000e n° 166). Elle a été décrite et figurée par Kaisin (1935) et Bourguignon (1951) (**fig. 12**); Pirlet (1972) l'a décrite mais non figurée. La paroi orientale de la tranchée présente, en avant de la tête d'un pli (dans des niveaux stratifiés d'âge V2b inf.; Bourguignon, 1951), une masse bréchique rouge, rose ou grise.

Selon Kaisin (1935), le pli dans les niveaux stratifiés V2b inf. «pique du nez» (*sic*, p. 187) dans la brèche rouge; l'auteur considère en outre que, «sous la pointe entraînée (du pli), la continuité des bancs a été rompue et (que) l'on voit naître une faille plate» (p. 187) (**fig. 12**, dessin du haut). Bourguignon (1951) reprend la description et le schéma de son prédécesseur en les corrigeant. Selon cet auteur, la masse de brèche correspond au surépaississement d'un niveau bréchique interstratifié au V2b (**fig. 12**, dessin du milieu); le «nez» du pli se perd dans la brèche et l'auteur gomme la faille plate de Kaisin (1935).

Pour Kaisin (1935), il n'y a pas de différence lithologique sensible entre Petite et Grande brèche; en conséquence, il ne se prononce pas clairement sur l'appartenance de la brèche du Scrépia à l'une ou l'autre formation. Par contre, pour Bourguignon (1951), il ne fait aucun doute qu'il s'agisse de la Petite brèche, eu égard à sa position stratigraphique.

Mes propres observations m'ont conduit à dessiner également le contact entre le pli V2b inf. et la brèche. Cette dernière est une «rubble floatbreccia» (Morrow, 1982) relativement monogénique et se présente souvent comme une «purée» dans laquelle il est difficile de distinguer blocs et matrice. Les blocs sont peu abondants, de petite taille (jusqu'à quelques centimètres) et gris, micritiques. Ils contiennent des pseudomorphoses évaporitiques (porphyrotopes d'anhydrite). La matrice est microsparitique ou sparitique, laiteuse, rose ou rougeâtre.

Je n'observe effectivement aucune faille sous le «nez» du pli de V2b; dès lors, les relations entre pli et brèche me paraissent mieux rendues par le croquis de Bourguignon (1951) que par celui de Kaisin (1935). Je dessine cependant un pli moins bien formé que celui de Bourguignon et dont le nez semble quelque peu se déverser dans la masse bréchique (**fig. 12**, croquis du bas).

7.2.4.2.2.2. Discussion des observations et nature de la Petite brèche

La position stratigraphique des niveaux étudiés ici (V2b inf.) a conduit Bourguignon (1951) à assimiler la brèche du Scrépia à la «Petite brèche» de la littérature.

Or, qu'observe–t–on, si l'on fait abstraction du surépaississement de la masse bréchique, géométriquement lié à la présence du pli voisin ? Un simple petit niveau bréchique interstratifié au V2b inf., *comme on en observe en maints autres endroits du Bassin de Dinant* (Anhée–Moulins, 7.2.2.1. et 7.2.2.3.; Yves–Gomezée, 7.2.3.1. et 7.2.3.2.3.; Fonds de Leffe, etc ...).

Le style «mou» du pli de V2b plongeant dans la brèche m'incite à suivre Bourguignon (1951) lorsque cet auteur affirme : «Le pli couché dans la brèche rouge nous paraît résulter d'un glissement d'origine sédimentaire et la discontinuité des bancs peut atteindre divers stades

d'avancement. Des blocs détachés du nez du pli, sont enrobés dans le conglomérat» (p. 150). J'ajoute que la présence – attestée aujoud'hui – d'évaporites dans les niveaux qui allaient se transformer en brèche après dissolution des sulfates, a pu favoriser de tels glissements sédimentaires.

À la lumière des observations faites ici, on peut reposer la question de la nature de la Petite brèche. La situation peut être schématisée de la manière suivante : il existe, à divers niveaux dans le V2b, des horizons bréchiques d'épaisseur le plus souvent décimétrique et *toujours* associés à des faciès confinés et comportant des pseudomorphoses de minéraux évaporitiques, ou parfois même des reliquats de sulfates préservés (carrière des Petons, 7.2.3.2.3.).

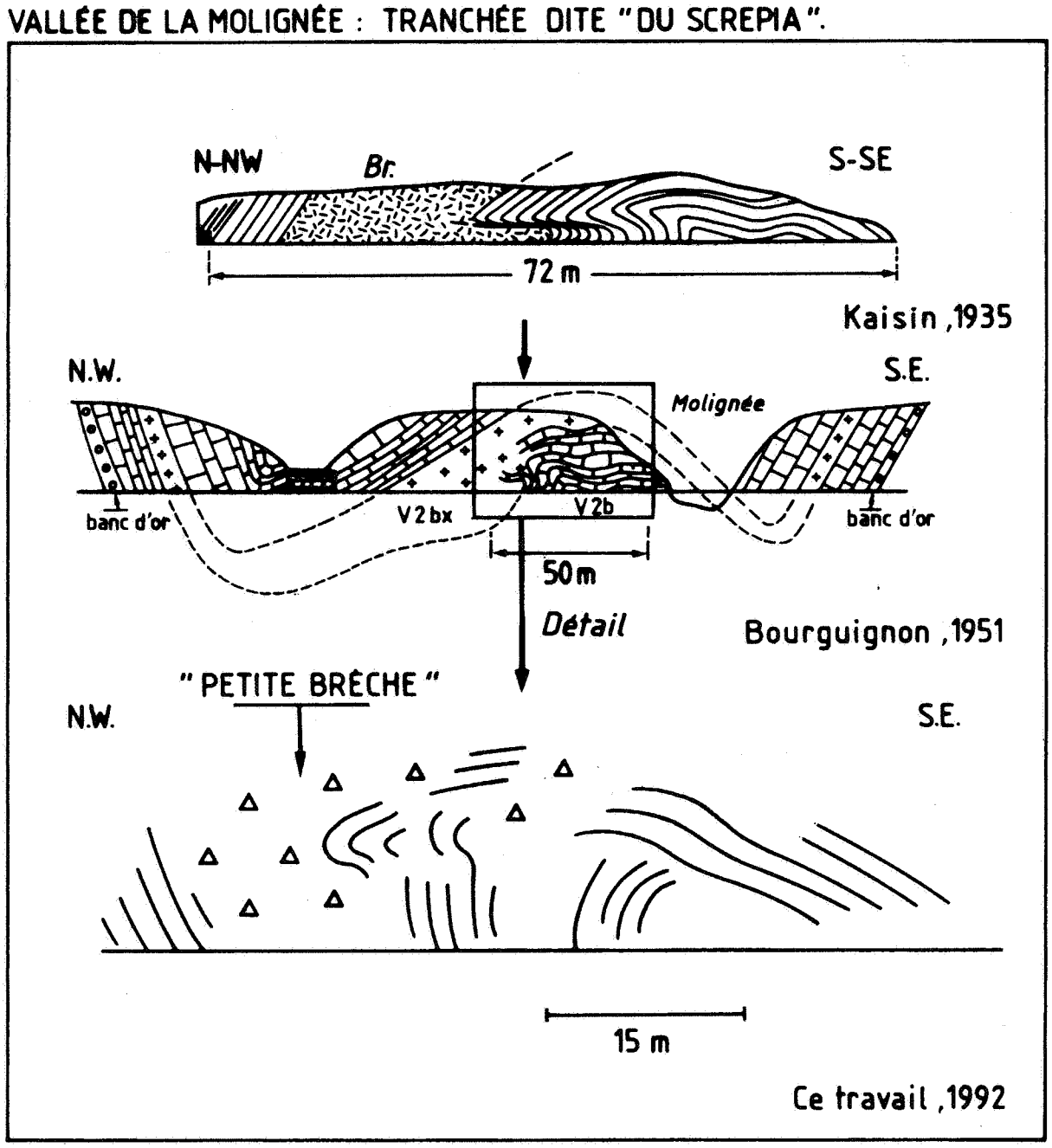


Fig.12 : Croquis des affleurements de Petite brèche, dans la paroi orientale de la «Tranchée du Scrépia» (Vallée de la Molignée), selon Kaisin (1935, en haut), Bourguignon (1951, au milieu) et mes propres observations (1992, en bas).

Ces niveaux bréchiques ne semblent systématiquement qualifiés de «Petite brèche» dans la littérature que lorsqu'ils présentent une épaisseur au moins métrique (voir notamment Bourguignon, 1951). Cependant, l'examen des structures montre que, dans le cas de la Petite brèche du Scrépia par exemple, l'épaisseur de l'horizon bréchique est structuralement exagérée.

Dès lors, il me semble évident que la Petite brèche est fondamentalement semblable à la Grande brèche en ce sens qu'elle est, comme cette dernière, associée à des faciès confinés et évaporitiques et trouve son origine dans la dissolution des sulfates. À ce titre, elle paraît «annoncer» la Grande brèche, ce que H. de Dorlodot avait déjà très clairement pressenti en 1910 (voir ch. 2). En outre, la «Petite brèche» des auteurs correspond, dans certains cas au moins, à une exagération *locale* de l'épaisseur de niveaux bréchiques interstratifiés au V2b, présents de façon très générale dans le V2b, même là où la littérature ne mentionne pas la présence de Petite brèche.

7.3. Les «lambeaux de poussée»

Dans ce chapitre, je me consacrerai exclusivement au «Massif de la Tombe». En effet, le nombre et l'état des affleurements du «Massif de Bouffioulx» ne permettent plus d'y effectuer une étude structurale, indispensable dans de tels «massifs» pour compléter les données sédimentologiques. Cette dégradation des affleurements n'est pas chose nouvelle puisque Bourguignon (1951) la déplorait déjà.

7.3.1. Le «Massif de la Tombe» et l'«Écaille des Gaux»

7.3.1.1. La brèche de Landelies

7.3.1.1.1. Localisation et description des principaux affleurements

Les différents affleurements étudiés dans cette région se situent aux alentours de Charleroi, à quelques kilomètres à l'ouest (Monceau–sur–Sambre) ou au sud–ouest (Landelies) de cette ville (**pl. 12a**, photo aérienne).

La carrière Dullière se trouve à Monceau–sur–Sambre, à l'ouest de la centrale électrique (Électrabel). Elle présente, en première analyse, une excavation hectométrique allongée nord–sud dans laquelle les masses de brèche rouge présentent des contacts complexes (voir ci–dessous) avec les niveaux stratifiés stratigraphiquement sous– et sus–jacents. La partie sud–ouest de l'exploitation actuelle correspond à l'ancienne carrière dite «du Pré fleuri». À une centaine de mètres au sud de la carrière Dullière, se trouve la tranchée de la voie ferrée connue dans la littérature sous le nom de «tranchée de la Jambe de Bois». L'ensemble du secteur (carte géologique au 40000e n° 153) a été maintes fois étudié depuis Briard (1893), en particulier par les auteurs qui se sont intéressés à la brèche et à sa genèse (Bourguignon, 1951; Pirlet, 1972). Plus récemment, Beugnies (1976) a publié une étude consacrée à la structure de cette zone complexe.

La carrière des Calcaires de la Sambre se trouve en bord de Sambre (rive gauche), quelques centaines de mètres à l'ouest de la carrière Dullière. Elle présente, au sein d'une excavation hectométrique allongée Nord–Ouest/Sud–Est, un contact subvertical et digité entre une masse de brèche, grise ou rouge et les calcaires stratifiés du V2a, qui sont exploités.

7.3.1.1.2. Analyse sédimentologique de la brèche de Landelies

7.3.1.1.2.1. Microfaciès carbonatés

L'étude sédimentologique des blocs de la brèche rouge de la carrière Dullière a permis de reconnaître 9 microfaciès carbonatés, qui ont fait l'objet ci–dessus d'une description et d'une interprétation paléoécologique (ch. 4).

MF 2 Wackestone ou packstone bioturbé à organismes et bioclastes diversifiés et abondants.
MF 3 Wackestone à bioclastes diversifiés encroûtés.
MF 5 Encrinite ou coquina de brachiopodes.
MF 9 Grainstone laminaire à péloïdes et stercomes de spongiostromides.
MF 12 Wackestone à bioclastes peu diversifiés encroûtés.
MF 14 Boundstone à spongiostromides et dérivés.
MF 15 Packstone à minipéloïdes, oncoïdes et archéogastéropodes.
MF 16 Mudstone à fins bioclastes.
MF 17 Mudstone laminaire.

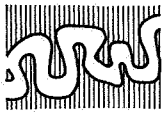
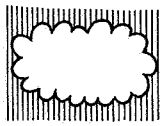
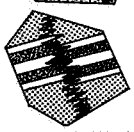
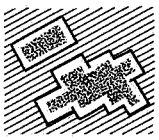
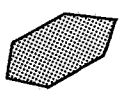
Les 2/3 des blocs de la brèche sont constitués des microfaciès 12 à 17, caractéristiques (voir ch. 4) d'environnements de faible profondeur, confinés et au moins sporadiquement hypersalins. On note, dans les microfaciès 16 et 17, l'occurrence sporadique de masses millimétriques, lenticulaires et stratiformes ou plus irrégulières, de cristaux hypidiotopiques ou idiotopiques de dolomite trouble, de quelques dizaines de microns au maximum. La dolomite est parfois remplacée par sa pseudomorphose carbonatée (dédolomite).

Les rares blocs fossilifères (calcaires noirs bioclastiques) contiennent des faunes d'âges compris entre le V2a et le V3b (Pirlet, 1972 et 1973 [contre Mamet, 1973a] et comm. pers. M. Laloux).

7.3.1.1.2.2. Pseudomorphoses évaporitiques

Les pseudomorphoses évaporitiques suivantes sont observées dans les blocs de la brèche (description et interprétation au ch. 4, voir aussi la **fig. 13,** ci–après) :

– Pseudomorphoses carbonatées de structures entérolitiques;
– Pseudomorphoses carbonatées de nodules anhydritiques;
– Pseudomorphoses carbonatées de lentilles biconvexes de gypse;
– Pseudomorphoses carbonatées de porphyrotopes d'anhydrite;
– Pseudomorphoses carbonatées de fissures gainées d'un manchon micritique;
– Pseudomorphoses à cimentation en «fer de lance»;
– Pseudomorphoses carbonatées de cristaux triangulaires dressés;
– Pseudomorphoses siliceuses diverses.

Dénomination	Croquis	Taille	Nature minéralog.	Pseudom. de	biblio de réf.[1]
Entérolithes		n. dm	calcite (sparite)	entérolithes anhydritiques	
Nodules		n. mm -> n cm	calcite (microspar, spar trouble, "patchwork"	nodule anhydritique	R.L.G.[2](1984) D.P.H.[3](1990), p. 253 & pl. 5,a & b
Fissure en "fer de lance"		n. 100 µ large	calcite (sparite "maclée")	gypse ?	
Fissures "gaînées"		n. 100 µ large	calcite (micrite & microspar limpide)	anhydrite	R.L.G. (1984) D.P.H. (1990), p. 252 & pl. 3, c & d
Lentilles biconvexes		n. 100 µL n. 10 l	calcite (microspar trouble)	gypse	R.L.G. (1984) D.P.H. (1990), p. 251 & pl. 2, d
Cristaux triangulaires		n. mm ht	calcite (sparite)	gypse ?	D.P.H. (1990), p. 251
Pseudom. à sections rectang. et carrées (et agrégats).		n. 10 µL -> n. mm L	calcite (sparite, trouble (int.) & limpide (ext))	anhydrite (rhomb.)	R.L.G. (1984) D.P.H. (1990), p. 252 & pl. 3 a & b
Mégaquartz automorphe		n. mm	silice (quartz)	carbonates et/ou sulfates	A[4](1980, 1989) R.L.G. (1984) D.P.H. (1990), p. 253 & pl. 5, d
Mégaquartz pétaloïde		n. mm	silice (quartzine, lutécite ?)	sulfates	A (1980, 1989) D.P.H. (1990), pl. 5, c

[1] "V3a" du Bassin franco-belge seulement.

[2] Rouchy *et al.* (1984).
[3] De Putter et Herbosch (1990).
[4] Arbey (1980) & Arbey (1989)

Fig.13 : Synoptique des principales pseudomorphoses carbonatées et siliceuses de minéraux évaporitiques (gypse et anhydrite) observées dans les blocs de la brèche rouge de la Carrière Dullière (Monceau–sur–Sambre).

7.3.1.1.3. Analyse structurale de la région (en collaboration avec E. Mercier, Besançon)

7.3.1.1.3.1. Présentation générale du «Massif de la Tombe»

Le «Massif de la Tombe», considéré dans son ensemble, est une zone où affleurent trois écailles tectoniques pluri–kilométriques (ou «lambeaux», affleurant au total sur 11 km par 4 km; **fig. 14**), coincées entre l'Allochtone ardennais («Synclinorium de Dinant») et le Parautochtone brabançon («Synclinorium de Namur») (**fig. 14**). Cette région est située immédiatement au Nord de la Faille du Midi et repose par l'intermédiaire de failles plates sur le Bassin houiller de la Région de Charleroi (Beugnies, 1976).

Le «lambeau des Gaux», dans lequel s'inscrit la région de Landelies, est une de ces écailles tectoniques pluri–kilométriques. Les failles enveloppes de l'«écaille des Gaux» recoupent ses structures internes, qui leurs sont donc antérieures.

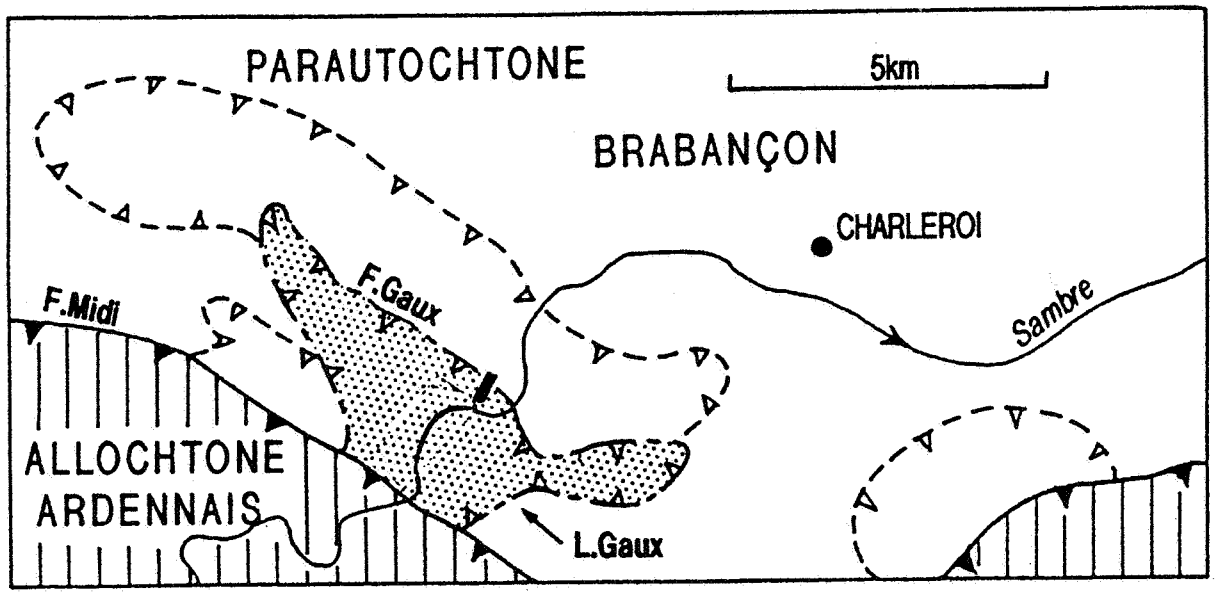


Fig.14 : Carte de localisation du «Massif de la Tombe». Le «Massif de la Tombe» est constitué de trois «écailles» ou «lambeaux» : le «lambeau des Gaux», dont il sera principalement question dans ce chapitre (indiqué par une trame en pointillé), le «lambeau de Wespes» au sud–ouest du précédent et le «lambeau de Fontaine–l'Évêque» au nord et au nord–ouest du «lambeau des Gaux».

7.3.1.1.3.2. Esquisse géologique et analyse structurale de la carrière Dullière[7]

7.3.1.1.3.2.1. Esquisse géologique de la carrière Dullière

La **fig. 15** illustre la géologie de la carrière Dullière et la position des différents fronts décrits (état : hiver 1991–92, complétée par diverses informations recueillies régulièrement depuis avril 1990). On y observe, en plus de la brèche, des niveaux allant du V2a au V3b[8], le Namurien étant connu à l'affleurement à quelques dizaines de mètres au Nord–Est (discussion ci–dessous).

Cette exploitation correspond à la jonction de deux anciennes carrières déja abondamment citées dans la bibliographie : les carrières de Monceau (au Nord–Est) et du Pré–fleuri (au Sud–Ouest). On retrouve encore cette ancienne division dans la forme de l'excavation. Sur le plan structural, on peut également diviser facilement cette carrière en deux parties qui correspondent aux anciennes exploitations; la limite structurale passe un peu au Nord de l'étranglement visible sur la carte. Ces deux domaines structuraux sont séparés par un affleurement continu de brèche.

---

[7] Cf. De Putter et Mercier, sous presse; Mercier *et al.*, 1992; Mercier *et al.* (a), sous presse et Mercier et al. (b), sous presse.

[8] Afin de ne pas préjuger des décisions à prendre par la Commission nationale de Stratigraphie du Carbonifère, nous conserverons dans ce travail les anciens sigles stratigraphiques sans leur atribuer de nom de formation.

Aucun des accidents observés ne semble pouvoir être attribué à la Faille des Gaux dont l'existence est néanmoins bien étayée par la cartographie régionale et les nombreux sondages (Beugnies, 1976). Il est certain que l'étendue de l'ancienne exploitation n'avait pas permis de fixer précisément le tracé cartographique de cette faille. E. Mercier et moi–même proposons donc de la localiser à quelques centaines de mètres plus au Nord, dans une des dernières lacunes d'observation qui reste sur cette coupe, à la limite cartographique Viséen–Namurien (c'est–à–dire juste au Nord de la limite septentrionale de la carrière). Cette proposition serait confirmée par le fait que des sondages horizontaux implantés dans la partie septentrionale de la carrière auraient assez rapidement atteint le Houiller (comm. pers. Y. de Magnée). En outre, ce contact – importante hétérogénéité lithologique et mécanique – présente, à l'échelle régionale, un tracé cartographique qui paraît également en accord avec cette hypothèse (**fig. 14**).

7.3.1.1.3.2.2. Analyse structurale de la carrière Dullière

7.3.1.1.3.2.2.1. La partie Nord–Est de la carrière

La carte géologique de la **fig. 15** montre que le V3b affleure sur une grande partie de ce secteur de la carrière. À l'Ouest de la faille (Fp) qui recoupe toute l'exploitation, la brèche repose sur cette unité et, localement, en recoupe les bancs (discordance angulaire faible). Le contact est illustré par la **fig. 20** et discuté plus loin. L'unité V3b présente dans ce secteur un pendage sub–horizontal. Le contact brèche–V3b, également subhorizontal, est bien observable sur une grande distance.

L'étude stratigraphique et sédimentologique des niveaux en contact avec la brèche montre qu'il s'agit des niveaux de base d'un V3b en position inverse. De l'autre côté de la faille, il s'agit de niveaux plus récents allant localement jusqu'au V3c inf. (Pirlet, 1972) à l'extrémité Nord–Est. La série y est localement en position normale mais plus généralement en position inverse, ces inversions se produisant à la faveur de grands plis couchés.

7.3.1.1.3.2.2.1.1. Étude structurale des plis couchés

La partie orientale du front Nord de la carrière permet d'observer un vaste pli couché.

Son plan axial, horizontal, à quelques fluctuations près (**fig. 16b**) est observable sur près de 100 m. L'axe est relativement constant et correspond au pôle calculé du grand–cercle moyen des So mesurés (**fig. 17**). Son flanc supérieur, remarquablement continu, est en position normale (comme le montre le remplissage géotropique des macrofossiles observés) et son flanc inférieur (inverse), présente la situation de la majorité des affleurement de V3b–V3c situés à l'Est de la faille Fp. Il s'agit donc d'un anticlinal couché à vergence vers le Nord–Nord–Est (**fig. 17**).

Ce pli est tout à fait remarquable par son déversement très prononcé (couché), par son caractère très pincé, homogène sur une grande distance (style «semblable», proche du style isoclinal), par sa taille (**fig. 16a et pl.13a**) et, surtout, par le fait qu'il n'est associé à aucune structure tectonique d'ordre inférieur affectant les flancs («micro»–plis, failles ou chevauchement d'accommodation, ...). L'association de ces différentes caractéristiques oppose radicalement ce pli à ceux que l'on observe ailleurs dans la carrière et, d'une manière plus générale, dans toute la région. L'ensemble évoque des déformations plastiques qui pourraient paraître incompatibles avec le niveau structural, relativement superficiel, indiqué par les déformations régionales.

En fait, l'étude de la charnière permet de préciser les conditions de genèse de ce pli et de la restituer dans le contexte tectonique. Dans les domaines structuraux profonds où le style «semblable» est fréquent, le parallélisme des couches est accommodé par un épaississement des charnières corrélatif à un amincissement des flancs; il s'agit de plis anisopaques. Dans le cas

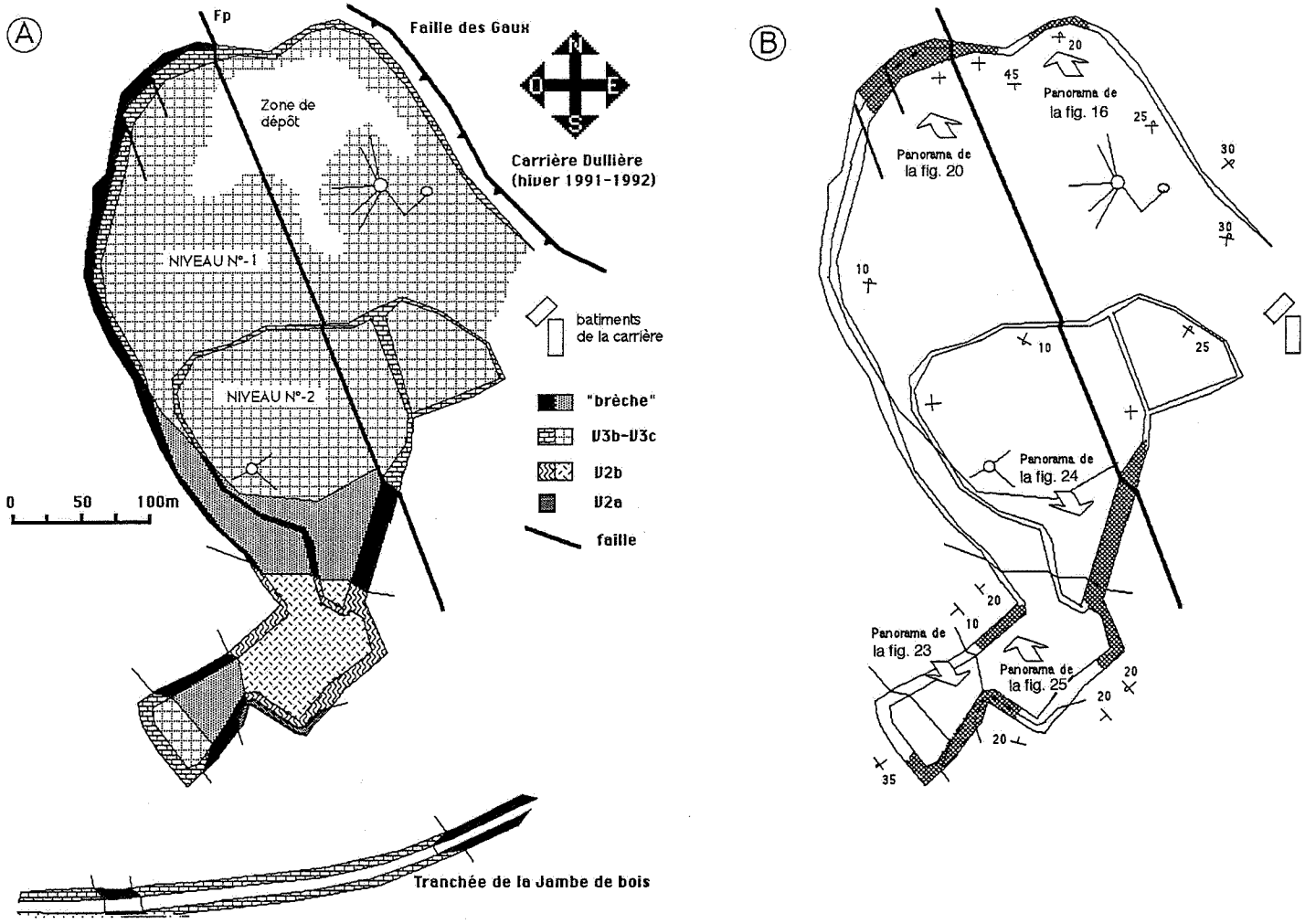


Fig.15 : A. Carte géologique de la Carrière Dullière (Monceau–sur–Sambre) et de la Tranchée de la Jambe de Bois. B. localisation des panoramas et données de pendage.

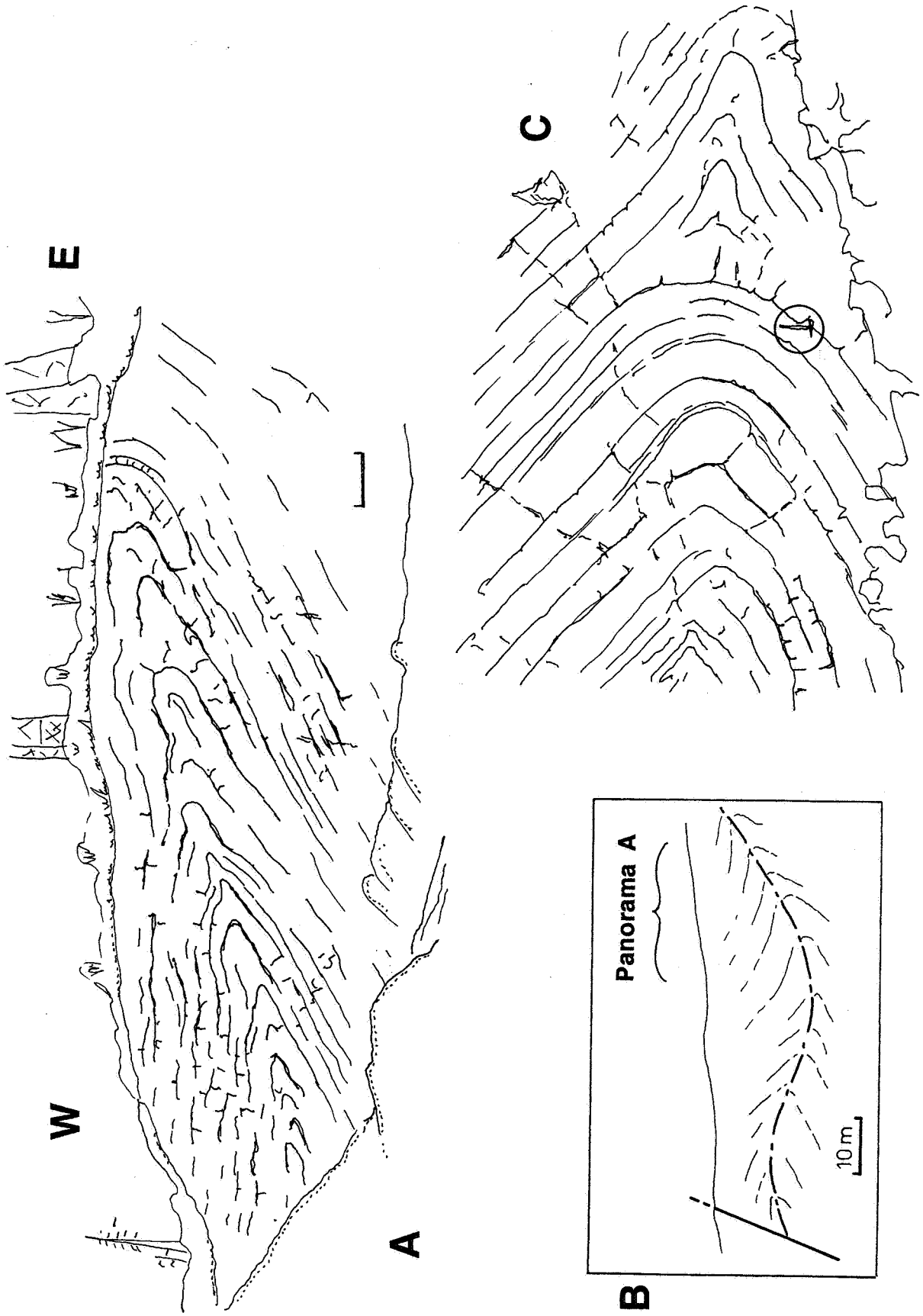


Fig.16 : A. Panorama du pli couché dans le V3b (localisé à la figure 15.B.; l'échelle graphique représente environ 2m au premier plan). B. Schéma illustrant les fluctuations du plan axial du pli sur le front nord de la carrière. C. Détail de la charnière du pli couché (le marteau donne l'échelle, voir aussi pl. 13a).

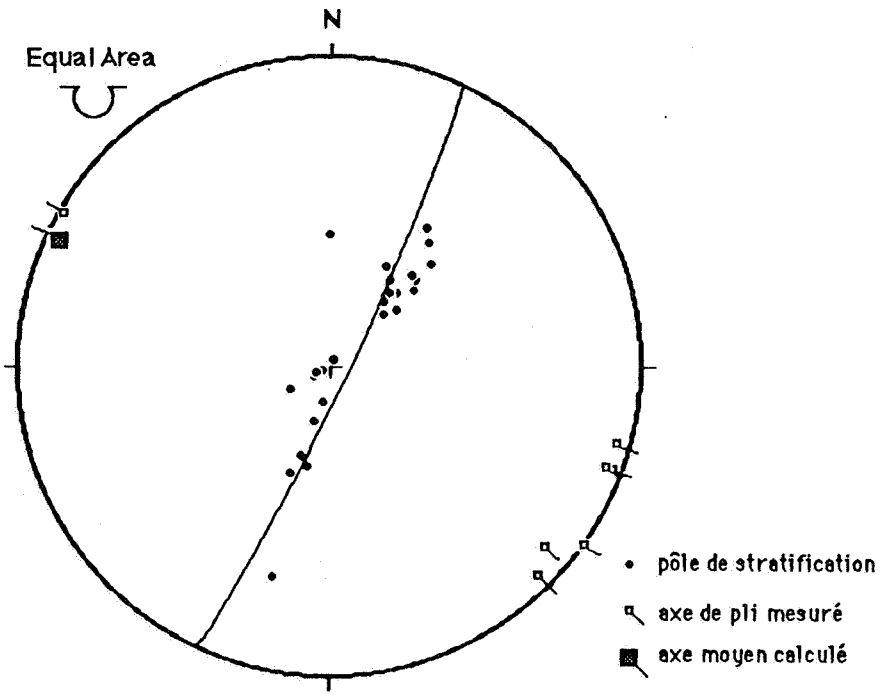


Fig.17 : Stéréogramme (hémisphère inférieur) de la partie nord–est de la Carrière Dullière (affleurements de V3b).

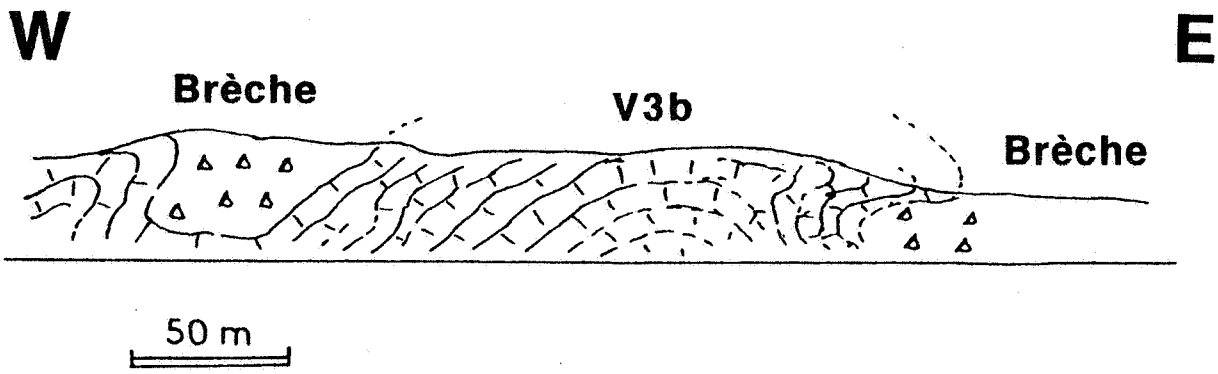


Fig.18 : Coupe schématique de la Tranchée de la Jambe de Bois (modifiée d'après Briard, 1894, Kaisin, 1936 et Pirlet, 1972).

présent, ces variations sont inexistantes et l'accommodation se manifeste par des dysharmonies localisées dans la charnière (**fig. 16c et pl. 13b**) et qui se répètent régulièrement tout le long de la surface axiale. De telles dysharmonies supposent que les différentes couches aient eu des comportements mécaniques différents lors du plissement (Ramsay et Huber, 1987). Comme, dans le cas étudié, il s'agit de couches calcaires lithologiquement homogènes, on doit supposer que c'est à des différences de lithification que l'on doit attribuer les variations de comportement mécanique. En d'autres termes, le plissement aurait eu lieu avant lithification complète des couches et donc dans des conditions superficielles. Sans préjuger de l'interprétation finale, notons que de tels plissements ne sont pas forcément tectoniques et peuvent résulter de phénomènes gravitaires. Inversément, il faut souligner que ce pli est parallèle aux structures plissées majeures du «Lambeau des Gaux», ce qui suggérerait une certaine relation entre ces deux phénomènes.

Selon l'exploitant de la carrière Dullière et divers autres témoignages, le front sud de la petite excavation actuellement colmatée par le bassin de décantation, permettait d'observer, au moins avant septembre 1985, un second pli couché. Son axe et sa vergence ne sont pas précisés, mais selon les mesures de So réalisées à proximité, on peut raisonnablement penser que l'axe était globalement parallèle à celui mesuré plus au Nord.

Encore plus au Sud, dans la tranchée de la Jambe de bois (**fig. 18**), on peut observer, toujours dans un V3b *substratum* de la brèche, un pli décamétrique de même orientation et présentant les mêmes caractéristiques tectoniques, à la différence notable de la vergence (synclinal déversé vers le Sud). Kaisin (1936) avait déjà souligné l'existence de cette structure et noté son style tout à fait particulier.

Il apparaît donc que ce type de pli n'est pas exceptionnel dans le secteur étudié, et qu'au contraire, il semble localement caractéristique de ces niveaux dans la position structurale qu'ils occupent. L'interprétation que l'on pourra en donner devra intégrer cette présence répétitive.

7.3.1.1.3.2.2.1.2. Étude structurale des failles normales

La faille Fp, à regard Ouest–Sud–Ouest, recoupe les plis couchés : elle est donc postérieure au retournement de la série. Son fonctionnement correspond à un effondrement relatif du compartiment ouest, son rejet apparent est de ce fait normal. Celui–ci, au vu du décalage stratigraphique induit, est quantitativement important (de l'ordre de 70m). Sur le plan cartographique, cette faille se prolonge de l'autre côté de la Sambre, sous la forme de la faille du Puits d'Espinoy (**fig. 19**), illustrée par Pirlet (1972, fig. 9), et dont le rejet apparent normal est alors de l'ordre de 50m.

Le contact brèche–V3b est recoupé par des failles sub–parallèles à Fp mais qui s'atténuent rapidement vers le haut. Leur rejet apparent est normal, ce qui est indiqué aussi bien par le décalage du contact que par les stries mesurées sur les plans de failles. Elles sont associées à des failles plus discrètes, également normales mais à regard Nord–Est. Ce dernières constituent le réseau conjugué du réseau visible sur la carte et illustré sur le panorama de la **fig. 20**.

Afin de caractériser l'état de contraintes synchrone de la genèse de cette fracturation conjuguée, E. Mercier a utilisé la méthode numérique de Marrett et Allmendinger (1990), basée sur celle des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977). Notons qu'aucune rotation n'a été effectuée sur les valeurs mesurées (prise en compte des So locaux et de l'axe moyen des plis), dans la mesure où il a été montré précédemment que la fracturation était postérieure aux plis. La contrainte principale maximale σ_1 calculée est proche de la verticale, alors que la contrainte principale minimale $\sigma 3$ est orientée NNO–SSE (**fig. 21**). Le calcul du tenseur des contraintes et du rapport des contraintes indique une distension pure (rapport des contraintes égal à environ 1/2 : Philip, 1983).

7.3.1.1.3.2.2.1.3. Les stries de la bordure nord–est de la carrière et leur signification

À l'extrémité nord–est de la carrière, on note une augmentation nette de la fréquence des stries sur les surfaces de bancs. Ces stries indiquent un mouvement moyen vers le Nord. Elles pourraient indiquer la proximité de la Faille des Gaux dont nous avons supposé, en introduction, qu'elle affleurait quelques mètres plus au Nord (**fig. 19**).

7.3.1.1.3.2.2.1.4. Le contact brèche–V3b

La brèche présente, au contact avec le V3b, un faciès fin et légèrement stratifié. Les attitudes respectives des plans de stratification de la brèche et du V3b, ainsi que celles du contact, qui n'est pas affecté par des phénomènes tectoniques, sont indiqués à la **fig. 22 (et pl. 14a)**. Au vu de ces relations, l'interprétation de cet affleurement est la suivante : le V3b a été renversé lors de déformations plicatives et plus ou moins érodé; puis la brèche s'est déposée en commençant par des faciès stratifiés qui ont moulé les irrégularités de la surface d'érosion. Le V3b en position inverse constituerait donc le *substratum* de la formation bréchique, actuellement en position «normale».

Notons que cette interprétation est radicalement opposée à celles des auteurs précédents (Bourguignon, 1951; Pirlet, 1972; Beugnies, 1976 notamment), selon lesquels la genèse de la brèche était *antérieure* au retournement de la série. Elle est néanmoins compatible avec un des principaux arguments utilisé par Pirlet (1972 et 1973) en faveur de son hypothèse. Cet auteur a en effet daté micropaléontologiquement des blocs inclus dans la brèche du Massif de la Tombe (provenant notamment de la coupe étudiée) et a noté que certains étaient plus jeunes (V3b–V3c) que ne le seraient les blocs d'une brèche purement stratigraphique et sédimentaire («V3a»).

7.3.1.1.3.2.2.2. La partie sud de la carrière

Une extension très récente de la carrière (été 1991) permet d'observer à son extrémité Sud, les couches basales du V3b qui, comme dans la partie septentrionale, sont en position inverse. Ici aussi, la brèche surmonte ces niveaux, mais cette fois par l'intermédiaire d'un contact plus nettement discordant et au tracé franchement irrégulier (contact de type «ravinant»).

Au mur de cette brèche, on note, du Sud vers le Nord (**fig. 23**), du V2a puis du V2b qui apparaît en biseau entre la brèche et le V2a. Le contact brèche–Viséen n'est pas suffisamment clair pour qu'une interprétation puisse être proposée sur les observations directes; l'hypothèse de la présence d'une faille semble néanmoins exclue du fait de l'irrégularité de la surface sommitale de la brèche. Signalons enfin que le V2a observable à ce niveau correspond au V2aß «schistosé», signalé et illustré par Fransolet et Pirlet (1972); les affleurements illustrés par cette photographie sont d'ailleurs encore en grande partie observables (février 1992) mais sont perchés en haut du front actuel (**fig. 23**) et, de ce fait, inaccessibles.

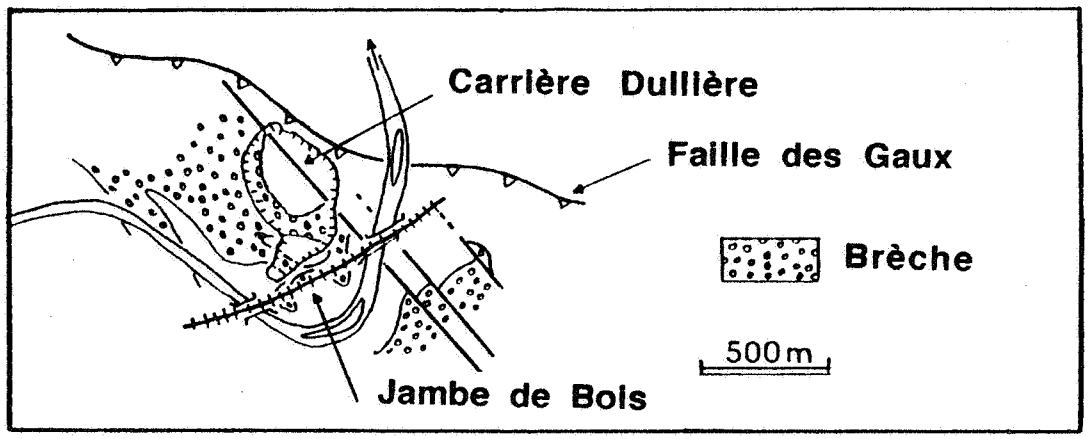


Fig.19 : Esquisse géologique des environs de la Carrière Dullière et de la Tranchée de la Jambe de Bois (modifiée d'après Pirlet, 1972 et Beugnies, 1976).

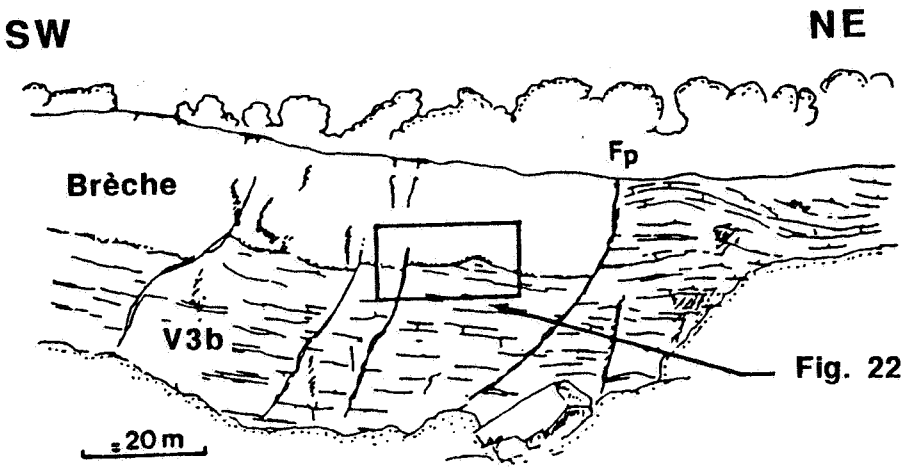


Fig.20 : Panorama (localisé en fig. 15.B.) illustrant quelques failles normales affectant le contact basal de la brèche reposant sur son *substratum* de V3b en position renversée.

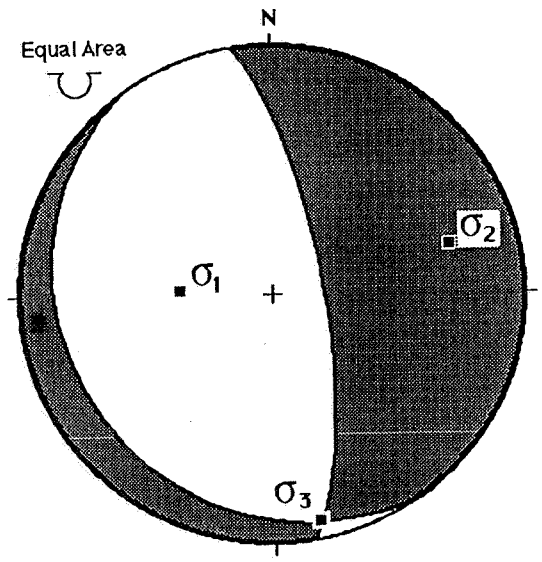


Fig.21 : Représentation des dièdres droits en tension (grisé) et en compression (blanc) avec orientation des axes de contraintes principales.

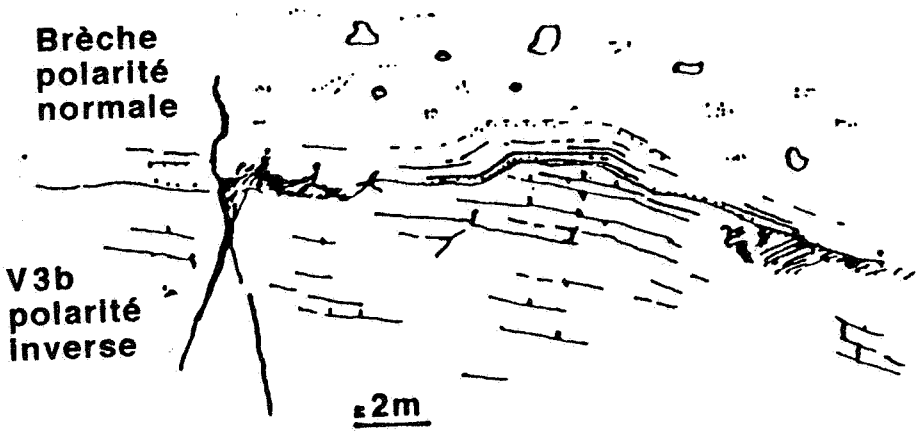


Fig.22 : Détail du contact brèche–V3b en position renversée, localisé à la fig. 20 (voir aussi pl. 14a).

Les affleurement de V2a et de V2b sont bordés au Nord par des brèches qui constituent la séparation conventionnelle entre les deux parties de la carrière. Le panorama de la **fig. 24a**, permet d'observer d'une part le contact faillé (Fp) de la brèche avec le V3b (voir description de la partie Nord–Est de la carrière), d'autre part un contact beaucoup plus intéressant de la brèche avec le V2b (*cf.* ci–dessous).

7.3.1.1.3.2.2.2.1. Le contact brèche–V2b

Ce contact brèche–V2b est illustré par la **fig. 24b** (et par la **pl. 14b**). On constate qu'il s'agit d'un contact progressif qui correspond à un démantèlement des formations stratifiées (V2b) avec passage latéral au faciès bréchique. Ce contact sub–vertical est observable sur toute la hauteur du front de taille; latéralement, il présente un tracé assez irrégulier auquel on pouvait s'attendre au vu de sa nature. On peut suivre à travers le contact un certain nombre de bancs du V2b qui se désorganisent rapidement dans la brèche bien que des bancs «flottants» puissent y être observés assez loin. Notons que les blocs proches du contact sont topographiquement plus bas que leurs équivalents en place (**fig. 24b**). Ceci indiquerait l'orientation de la «paléo–gravité» et suggérerait que l'ensemble de la structure n'a pas subi de retournement tectonique depuis le dépôt de la brèche.

Ces observations s'inscrivent très mal dans l'hypothèse selon laquelle la brèche serait un niveau sédimentaire interstratifié dans le Viséen; un ravinement important est au minimum à envisager. Mais l'interprétation est encore compliquée par le fait que le V2a–V2b est intensément tectonisé sans que le contact avec la brèche ne semble affecté. Il est donc nécessaire de dater la tectonique par rapport au dépôt de la brèche.

7.3.1.1.3.2.2.2.2. Étude structurale des affleurement de V2a et V2b

Ces affleurements ne constituent pas une série continue; en effet, il s'agit d'une série d'écailles tectoniques impliquant divers niveaux du V2a et du V2b (ainsi que, localement, le «Banc d'Or», limite lithostratigraphique entre ces deux étages). Ces écailles d'épaisseur pluri–métrique, présentent des déformations internes d'échelle plus réduite (plis métriques) et peuvent contenir des séries en position normale et en position inverse comme le montre le remplissage géotropique des macro–fossiles. Les **fig. 24b et 25** illustrent certains aspects de ces déformations. Les axes mesurés sur les différents plis sont bien groupés et cohérents avec le pôle du grand cercle moyen calculé passant par les pôles de stratification (**fig. 26**). La direction de transport tectonique indiquée par les stries visibles sur les surfaces de bancs et sur les surfaces des failles plates, est perpendiculaire à ces axes. Notons que l'orientation des axes de plis (N 165°) est relativement oblique par rapport aux structures régionales orientées N 130°.

Les déformations enregistrées par les couches du V2a et du V2b sont donc importantes et les rejets le long des différentes surfaces tectoniques, bien que non mesurables, sont obligatoirement d'ordre pluri–décamétrique. Ces chevauchements peuvent être facilement suivis jusqu'au contact avec la brèche (**fig. 24a**) où ils s'arrêtent brutalement sans le décaler ni affecter la brèche. Le dépôt de la brèche cachette les chevauchements.

7.3.1.1.3.3. Esquisse géologique de la carrière des Calcaires de la Sambre

Les carrières du bord de la Sambre (notamment la carrière des Calcaires de la Sambre) montrent également le contact légèrement ravinant de la brèche sur la base du V3b en série inverse. La carte des environs de la carrière des Calcaires de la Sambre (**fig. 27a**) montre une discor-

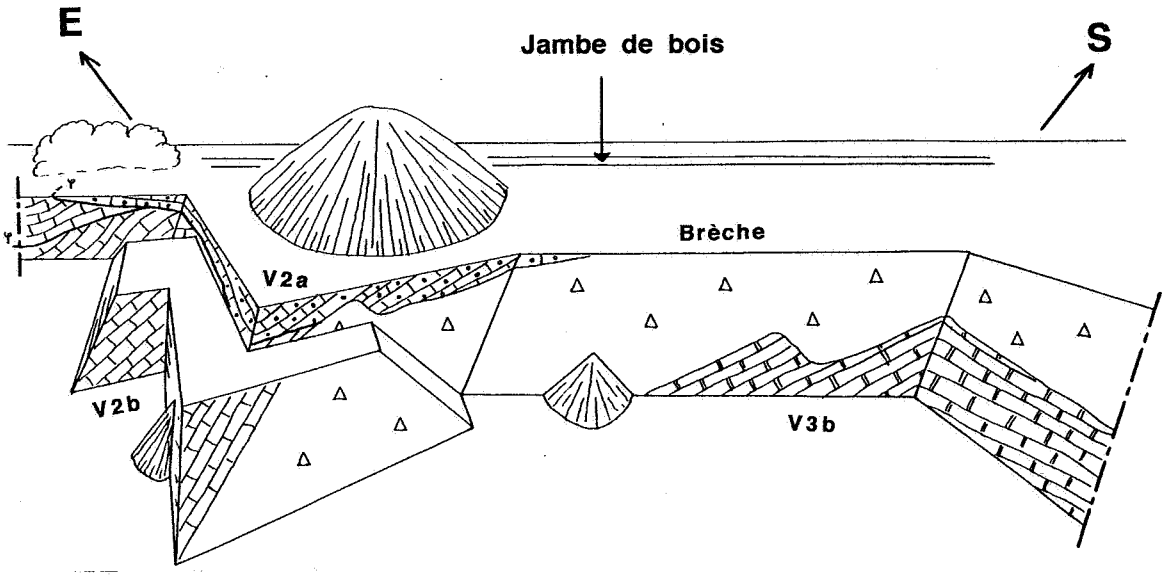


Fig.23 : Panorama schématique (localisé à la fig. 15.B.) de la partie méridionale de la Carrière Dullière.

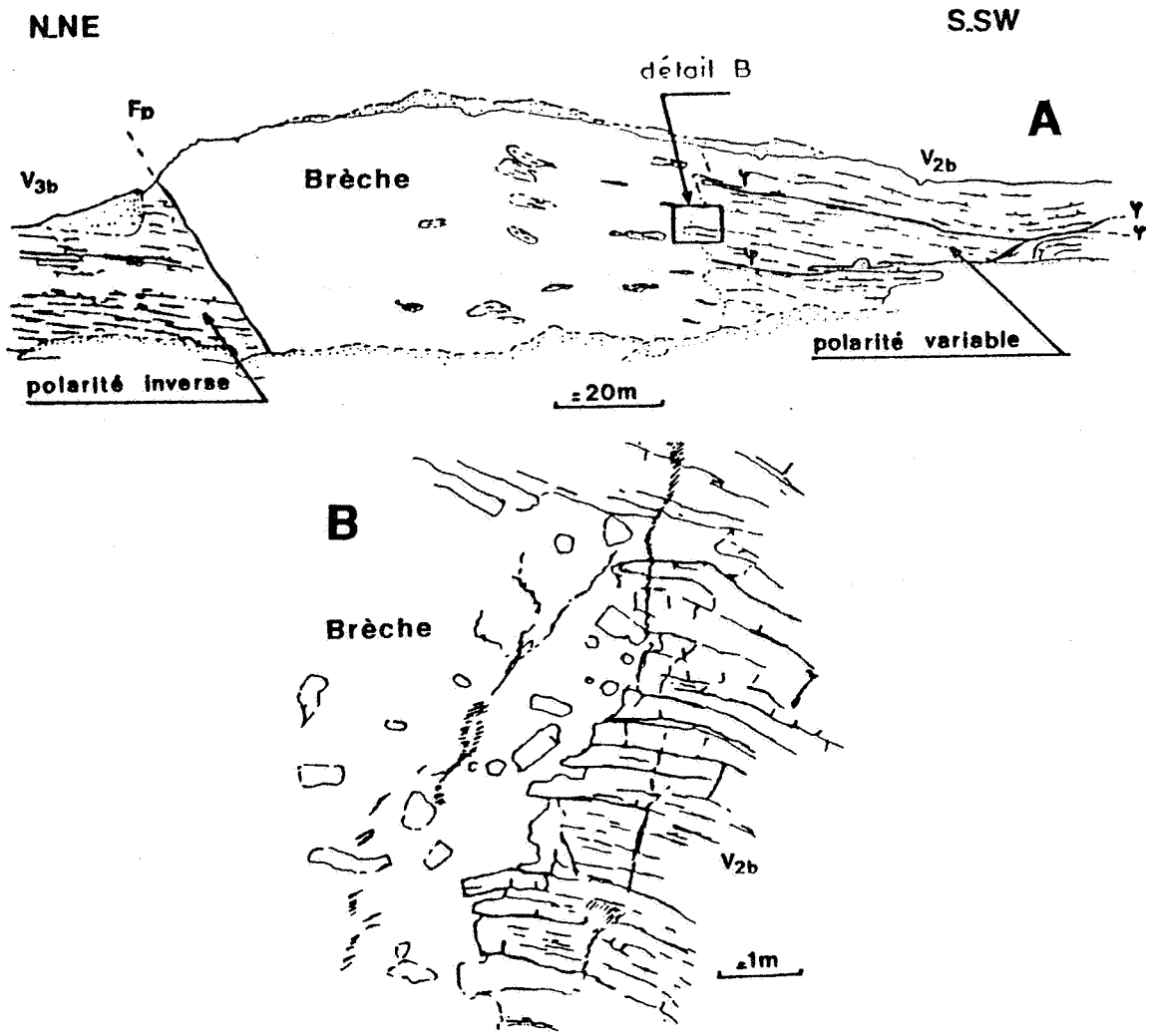


Fig.24 : A. Panorama (localisé à la fig. 15.B.) de l'affleurement central de brèche sur le front est de la Carrière Dullière. B. Détail des relation géométriques brèche–V2b localisées en A (voir aussi pl. 14b). A. Panorama (localisé à la fig. 15.B.) de l'affleurement central de brèche sur le front est de la Carrière Dullière. B. Détail des relation géométriques brèche–V2b localisées en A (voir aussi pl. 14b).

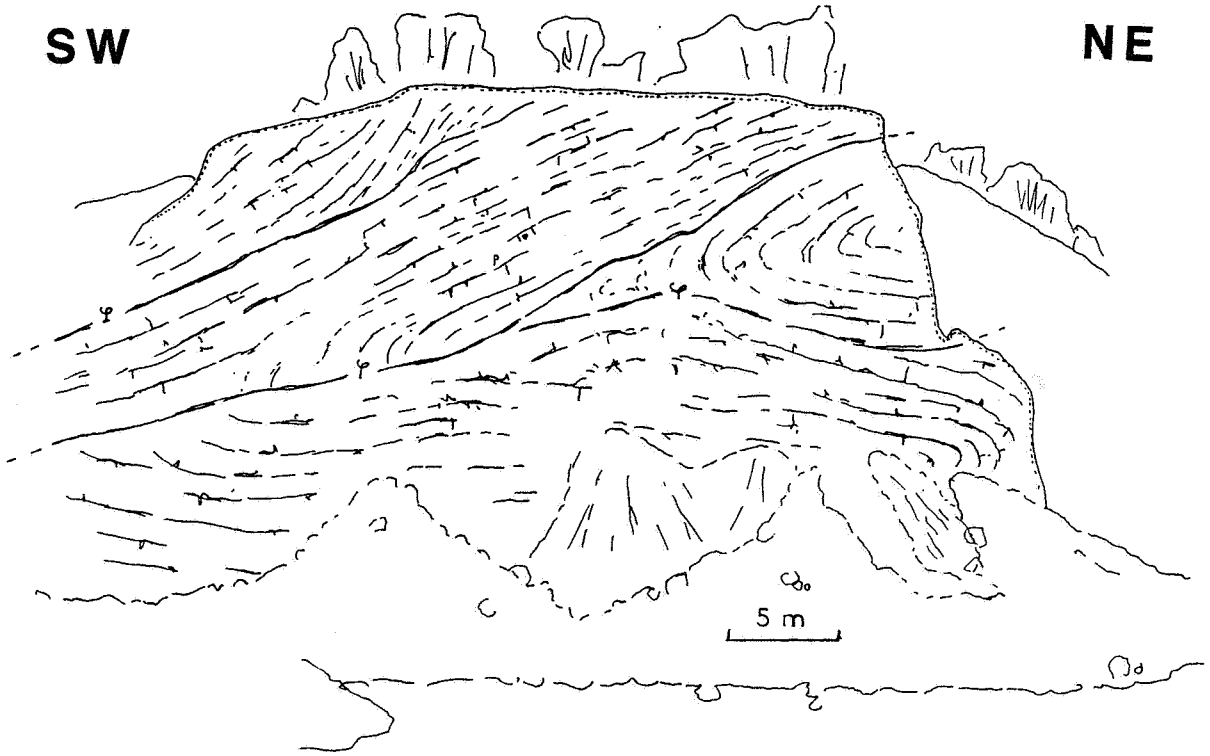


Fig.25 : Panorama (localisé à la fig. 15.B.) donnant un aspect des déformations observées dans les affleurements de V2b.

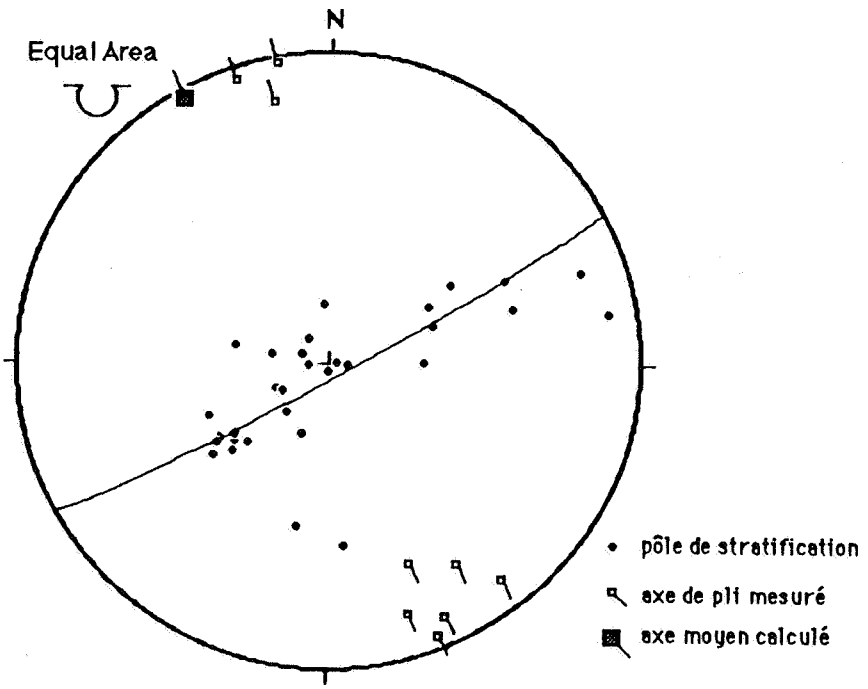


Fig.26 : Stéréogramme (hémisphère inférieur) des affleurements de V2a–V2b.

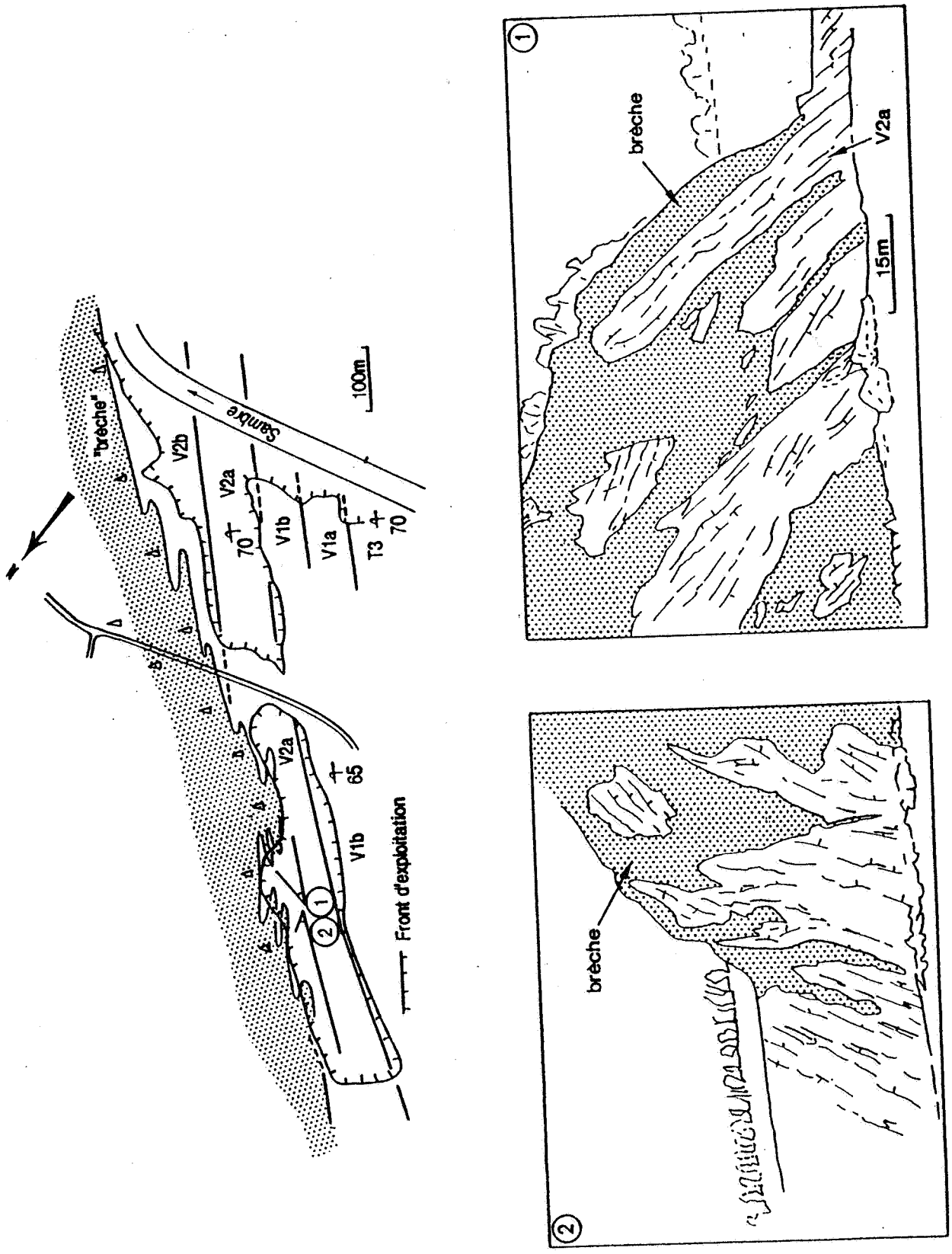


Fig.27 : Carte géologique de la Carrière des Calcaires de la Sambre illustrant l'allure de la discordance de la brèche sur son substratum. On comparera cette figure à la fig. 1 de Mamet *et al.* (1970), dans laquelle aucune discordance n'apparaît. En cartouche : panoramas (localisés sur la carte) de deux fronts de taille recoupant cette discordance.

dance entre la brèche et le Viséen moyen en position légèrement inverse. La limite Nord de l'excavation occidentale matérialise la limite irrégulière entre les calcaires exploités du V2a et la brèche. Le front de taille septentrional permet d'observer les relations complexes entre les deux unités (**fig. 27b**). On constate que la brèche contient des blocs de V2a parfois importants, mais surtout que son contact avec son substratum local (V2a) se fait en «doigts de gant» et ce, aussi bien en coupe que cartographiquement.

7.3.1.1.4. Discussion des observations

7.3.1.1.4.1. Carrière Dullière

Les seules observations faites dans la carrière Dullière permettent de tirer quelques conclusions *à valeur locale* concernant la formation de la brèche. Plusieurs éléments nous paraissent dès l'abord significatifs :

a La lithologie des niveaux soumis à la déformation (calcaire massif ou en petits bancs, avec ou sans évaporites) ainsi que leur degré de lithification quand surviennent les premières déformations (*cf.* le style très particulier du plissement, probablement très précoce, dans le V3b).
b Les relations géométriques de la brèche rouge qui affleure très généralement dans la carrière :
- avec son *substratum* de V3b en position renversée d'une part et
- avec un ensemble de V2a/V2b tectonisé dont elle cachette les chevauchements d'autre part.

À ces éléments s'ajoutent ceux fournis par l'étude diagénétique des ciments de la brèche, qui seront détaillés ci–dessous (ch. 9). Disons dès à présent que la signature isotopique ($\delta^{18}O;\delta^{13}C$) de la *première* phase de cimentation sparitique de la brèche traduit l'origine météorique des fluides à partir desquels la calcite a précipité.

Le lien – maintes fois constaté ci–dessus – entre la présence d'évaporites dans les sédiments liviens et leur caractère bréchique se confirme ici, accréditant l'hypothèse de l'acquisition de ce dernier caractère à la suite de la dissolution des sulfates. Mais en outre, les structures observables dans la région permettent de préciser quelque peu le *timing* des différents processus impliqués dans la genèse de la brèche.

La brèche contient une *klippe* sédimentaire; ce terme descriptif est préféré ici à celui d'olistolithe qui pré–suppose un mode de mise en place (Broquet, *in* Fairbridge et Bourgeois, 1978). Cette *klippe* est composée de V2a et de V2b très structurés et les différentes écailles qui la constituent (**fig. 28**) présentent une orientation tectonique commune (axe des plis : N 165°); les contacts chevauchants sont cachetés par la brèche. Les contacts latéraux brèche/klippe correspondent, au moins en partie, au démantèlement de cette dernière.

La polarité «normale» de la brèche est indiquée par le sens du démantèlement gravitaire et par le fait que la brèche débute par un faciès fin, stratifié, qui moule les irrégularités de son contact ravinant avec le *substratum* local. Celui–ci, en série inverse, est datable de la base du V3b, niveau affecté par de vastes plis couchés, d'axe N 120° (parallèles aux structures régionales), et dont les vergences sont parfois opposées (**fig. 28**). Ces plis, localement hectométriques, ne sont associés, dans les flancs, à aucune structure tectonique d'ordre inférieur. Très pincés, ils ne sont pas anisopaques : l'accommodation se fait par des dysharmonies au niveau de la charnière. Les différentes couches ont donc eu des comportements mécaniques différents lors du plissement ductile (Ramsay et Huber, 1987). En fonction de la lithologie et de l'épaisseur des bancs homogènes, cette différence peut être attribuée à la lithification incomplète de certaines couches lors du plissement.

Le V3b aurait donc été affecté par des déformations ductiles avant sa lithification complète. La brèche, dont la matrice n'est pas datée, est impliquée dans certaines de ces déformations (**fig. 28**); de plus, elle ne ravine que faiblement son substratum plissé. Le dépôt de la brèche serait dès lors sub–synchrone de la déformation, nécessairement superficiel et très probablement gravitaire.

Régionalement, aucune phase compressive n'est connue au Viséen dont la série est partout continue; dans le lambeau des Gaux, tous ses termes ont été identifiés en place ou, pour le «V3a», en clastes majoritaires dans la brèche. Le fait que celle–ci se dépose sur un V3b non totalement lithifié et qu'elle soit alimentée en partie par du Viséen moyen (V2a–V2b) diagénétisé et tectonisé, implique donc :

1° un découplage de la série à la faveur de la présence d'évaporites interstratifiées (les évaporites de la série livienne), et
2° un synchronisme entre :
- la genèse d'un édifice tectonique *sous* la surface de découplage et
- son érosion, à la faveur notamment de la dissolution des sulfates liviens par des fluides météoriques, le dépôt de la brèche et les plis gravitaires *au dessus* de cette surface.

Le parallélisme entre les axes régionaux et ceux des plis du V3b est compatible avec cette conception.

L'état de déformation finie montre que ces structures ont ensuite été cisaillées en grand et que l'écaille plurikilométrique ainsi constituée, originalement située entre l'allochtone ardennais et le parautochtone brabançon, a été charriée sur le parautochtone brabançon et recouvert par l'allochtone ardennais au Westphalien.

Dès lors, la structuration interne du lambeau des Gaux apparaîtrait comme proche de la fin du dépôt du Viséen. La brèche de Landelies constituerait le premier enregistrement tectono–sédimentaire connu de telles déformations précoces dans la chaîne. Ceci, et l'origine paléogéographique du lambeau des Gaux, irait dans le sens d'une conception ancienne, reprise récemment (Khatir *et al.*, 1992), de la tectonogenèse dès le Namurien, de la région située paléogéographiquement entre l'autochtone et le parautochtone : le futur «Anticlinal» du Condroz.

Le problème de la présence éventuelle de sédiments namuriens en place dans le lambeau des Gaux appelle un commentaire. La situation peut en fait être schématisée de la manière suivante.

- Là où les niveaux namuriens affleurent «*bien*»et sont *incontestablement* en place (c'est–à–dire au Nord–Est de la route d'accès à la carrière Dullière, située entre la carrière et la centrale Electrabel, et à proximité *immédiate* de la bordure Sud–Ouest de cette même route : **pl. 12b**), ils ne montrent *aucun* contact indiscutable avec le calcaire carbonifère situé à quelques mètres plus au Sud–Ouest.
- Par ailleurs, dans l'état actuel du site, il faut plus que de la bonne volonté pour reconnaître dans le meilleur «affleurement», figuré sur la **pl. 12c.** et situé à quelques mètres au Sud–Ouest de la route précitée, un contact entre le Namurien et le calcaire carbonifère (géométriquement) sus–jacent. En creusant à la pelle, on observe, sous le calcaire, des petits «niveaux» de schistes namuriens peu cohérents dont il est quasiment impossible de dire s'ils sont en place. Il est évident que, dans ces conditions, la nature du contact calcaire–schistes ne peut en aucune manière être précisée. La publication de Van Leckwijk (1964) n'est d'aucune utilité dans cette question puisque l'auteur ne précise jamais la provenance exacte des échantillons datés et ne donne pas de colonnes lithologiques. Bouckaert (1967) décrit la zone dont il est question ici mais ne donne aucune information quant à la nature du contact Viséen–Namurien qu'il dessine en fig. 1.

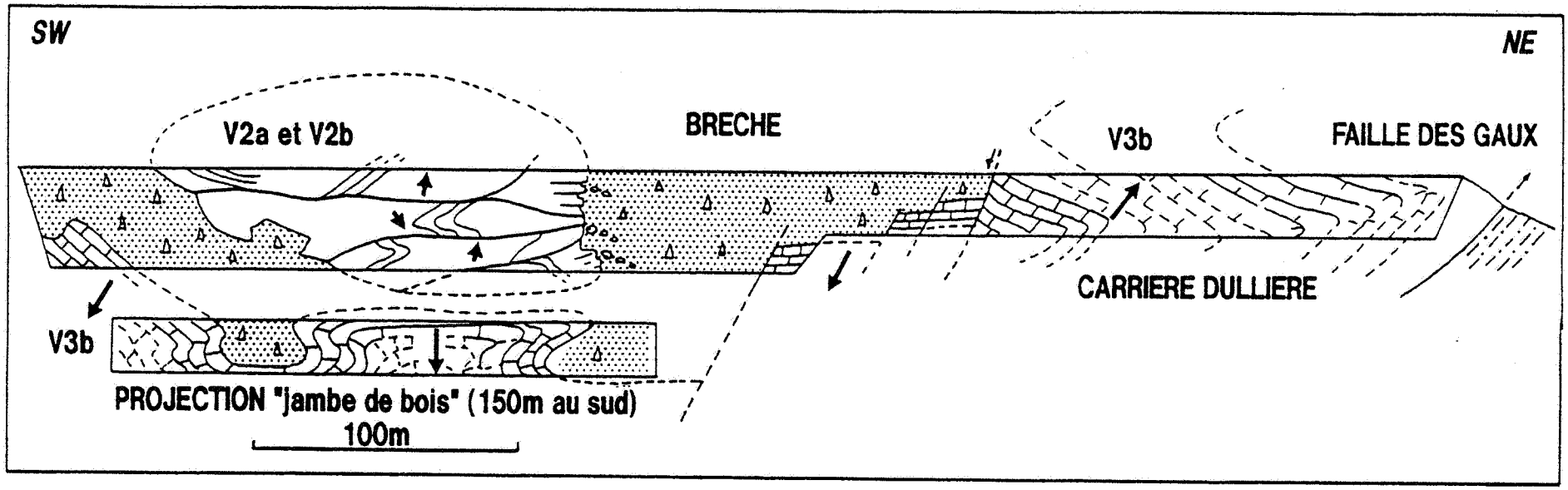


Fig. 28 : Coupe d'ensemble SW–NE dans la carrière Dullière (Monceau–sur–Sambre).

En l'absence de certitudes, les éléments disponibles n'autorisent donc qu'une discussion limitée, articulée autour de deux scénarios.

1° Les niveaux de Namurien *incontestablement* en place pourraient, selon l'hypothèse relative à la position de la Faille des Gaux présentée ci–dessus (ci–dessus, 7.3.1.1.3.2.1.), ne plus appartenir au lambeau des Gaux lui–même. Situés dans d'autres écailles ou lambeaux ayant éventuellement occupé des positions paléogéographiques très différentes de celle de l'écaille des Gaux, ces niveaux ne fourniraient aucune indication paléogéographique concernant l'écaille des Gaux elle–même.
2° D'autre part, s'il existe effectivement, au niveau de l'affleurement figuré sur la **pl. 12c**, un contact entre le calcaire carbonifère (géométriquement) sus–jacent et les schistes namuriens sous–jacents, l'existence de celui–ci appelle les remarques suivantes. Tout d'abord, il ne s'agirait évidemment pas d'un contact sédimentaire «normal» puisqu'il mettrait en contact des niveaux d'âge V3b (ou peut–être V3c inf.) avec des schistes d'âge E2b1 (Bouckaert, 1967). Il y aurait donc *au minimum* lacune d'une partie du Viséen supérieur et de l'ensemble E1–E2a[9]. Ensuite, si le E2b s'est bien déposé au niveau de la zone étudiée, son dépôt pourrait fournir un *terminus ante quem* aux événements tectono–sédimentaires proposés ci-dessus. La bréchification devrait, dans cette hypothèse, s'être produite au cours des 15 millions d'années (environ) séparant la fin du dépôt du V3b du début de celui du E2b (De Souza, 1982).

7.3.1.1.4.2. Carrière des calcaires de la Sambre

Vu le diachronisme observable dans cette carrière entre la brèche et le V2a qui y affleurent, les relations géométriques très particulières entre ces formations (**fig. 27**) ne peuvent s'expliquer que de deux manières :

– Soit par une injection, assez précoce et de type «halocinétique», de la brèche dans des fissures plus ou moins ouvertes du V2a, globalement parallèles à la stratification.
– Soit par le colmatage de fissures, sub–verticales et en cours d'ouverture, par le dépôt de la brèche. Les fissures étant parallèles à la stratification du V2a, ce dernier devait nécessairement être redressé, et donc tectonisé, au moment du dépôt de la brèche.

Actuellement, les seuls vestiges évaporitiques observables dans la brèche sont les pseudomorphoses carbonatées et siliceuses de gypse et d'anhydrite de diagenèse précoce dans les blocs et les micro–inclusions d'anhydrite dans la matrice (*cf.* ci–dessus, 7.3.1.1.2.2.). Bien qu'il soit difficile d'évaluer la teneur initiale des sédiments «V3a» en sulfates, il est probable – vu la quantité de pseudomorphoses qui subsiste – que celle–ci ait été importante[10] et peut–être même suffisante pour permettre un comportement «halocinétique» de l'ensemble carbonates–hôtes/sulfates. Par contre, aucun élément n'indique que la dissolution des évaporites liviennes ait été très précoce. Au contraire, l'étude diagénétique des ciments des brèches suggère que la dissolution des évaporites a été le «moteur» de la formation et du dépôt de la brèche (ci–dessous, 9.2.1. et ci-dessus, 7.3.1.1.4.1., pour les modalités de mise en place de la brèche). Ceci rend improbable l'hypothèse d'une injection de type «halocinétique» de la brèche et nous amène à privilégier la seconde explication présentée ci-dessus, à savoir celle d'un colmatage de fissures, sub–verticales et en cours d'ouverture, par la brèche.

---

[9] Selon Van Leckwijk (1964), ces niveaux E1 et E2a seraient manquants dans l'ensemble du bassin namurien belge. Notons cependant que le E2a a été reconnu depuis dans la coupe de Tramaka (Groessens, 1983 et ci-dessous, 8.1.2.3.2.1.).
[10] Les milieux évaporatiques actuels caractérisés par la précipitation d'évaporites deagénétiques précoces suggèrent cependant une teneur masimale ne dépassant pas 60 % (Warren, 1991).

7.3.1.1.5. Proposition d'un modèle tectono–sédimentaire et conclusions

7.3.1.1.5.1. Le modèle

Les conclusions qui ont été présentées ci–dessus, confrontées aux données structurales et cartographiques disponibles (Beugnies, 1976), permettent de proposer l'intégration de l'histoire sédimentaire dans un modèle tectonique calé grâce à une modélisation numérique. Ce modèle global d'évolution tectono–sédimentaire (**fig. 29**) rend compte de la totalité des faits de terrains et les hypothèses de travail sur lequel il est basé apparaissent cohérentes avec le contexte général.

Selon la littérature (Flügel, 1982; Choquette et James, 1990; Ricken et Eder, 1991 notamment), les stylolithes parallèles à la stratification – tels qu'on en observe dans les blocs moliniaciens et liviens de la brèche – se développent dans les quelques premières centaines de mètres d'enfouissement.

On doit donc admettre que, dans la région de Landelies, la somme du V3c, du V3b et du «V3a» devait attendre l'ordre de grandeur de cette épaisseur. Or, si l'épaisseur originelle du V3b (observable dans la carrière Dullière) est d'une petite centaine de mètres (94 m) et celle du V3c de 10 mètres au moins (Beugnies, 1976), l'épaisseur initiale du «V3a» demeure, quant à elle, incertaine. Dans le sondage de Saint–Ghislain, à 25 km à l'ouest de la région étudiée, le «V3a», constitué à 85 % d'évaporites, totalise une épaisseur d'environ 120 m (Groessens *et al.*, 1979 et ci–dessous, ch. 8). On supposera, pour les besoins de la modélisation (**fig. 29**), que le «V3a» de Landelies avait une épaisseur du même ordre bien qu'aucun argument paléogéographique ne vienne étayer cette hypothèse. Cependant, cette imprécision est assez facilement acceptable dans la mesure où les simulations ont montré que l'incertitude sur cette valeur ne contraignait pas le calage final.

Etape 1 : Très peu de temps après le dépôt du V3b (non encore lithifié, contrairement à la base de la série), l'effet des premières compressions se manifeste sous la forme d'un glissement dans les argilites du Frasnien inférieur, qui jouent un rôle de niveau de décollement. Parallèlement, une rampe tectonique se met en place. La vitesse des mouvements est suffisamment lente pour que le pli qui croît au dessus de la rampe, aie le temps d'accommoder la totalité des glissements. Il s'agit d'un «pli de propagation» dont plusieurs exemples ont déjà été illustrés et modélisés dans des secteurs structuralement comparables de la chaîne ardennaise (Mercier, sous presse). Au fur et à mesure de la propagation de la rampe, le pli, qui croît grâce à la migration des charnières, est érodé. Très vite, le «V3a» évaporitique du flanc redressé («dressant») est mis à l'affleurement et les sulfates qu'il contient dissous par les fluides météoriques. La dissolution de ces sulfates va donner naissance à une brèche qui se déposera en avant de la structure (voir étape suivante).

Etapes 2 et 3 : La croissance du pli et la migration des charnières continuant, le V3b ductile est découplé de son *substratum* et repoussé vers l'avant en position complètement renversée. Un tel comportement a été décrit par Harrison et Falcon (1934), sous le vocable anglais de «*flap*». Le mouvement gravitaire de ce «*flap*» rend compte de la pente induite par le plissement, mais aussi de l'avancée du pli. Il s'agit donc typiquement d'une «*collapse structure*» au sens originel proposé en 1934, par Harrison et Falcon (1934). C'est sur ce «*flap*» en mouvement que se déposent les produits non solubles de l'érosion du «V3a» et des différents niveaux du Viséen présents au sommet de l'anticlinal, qui deviendront les blocs de la brèche. L'avancée de cette «*collapse structure*» se fait parallèlement à des déformations internes (plis souples à vergences variées non illustrés à l'échelle de la **fig. 29**) impliquant la brèche et son substratum (**fig. 28**).

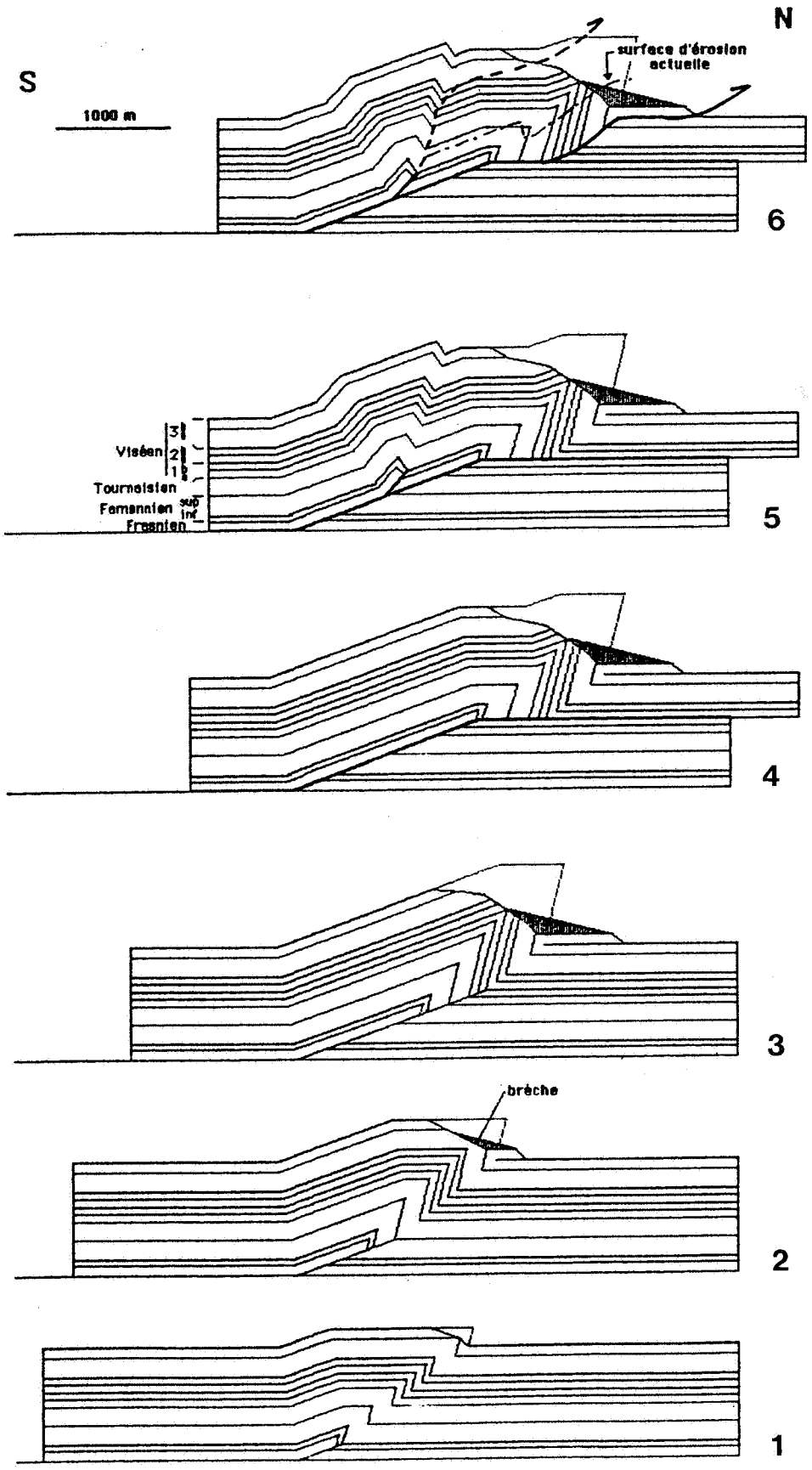


Fig. 29 : Modélisation de l'évolution cinématique de l'«Écaille des Gaux» (explications complètes dans le texte).

Il est probable que l'épaisseur totale de brèche déposée soit demeurée faible car la surcharge n'a pu empêcher le mouvement de la structure. Cette constatation, ainsi que l'absence évidente d'équilibrage entre la partie de l'anticlinal érodée et l'importance des dépôts syn–tectoniques, est compatible avec le rôle qu'aurait joué la dissolution des évaporites dans la formation de la brèche. Sur le terrain, l'épaisseur de brèche conservée ne dépasse nulle part quelques dizaines de mètres.

Dans le détail, on notera que ce scénario rend bien compte de l'absence de clastes profonds (antérieurs au V2a) dans la brèche. Par ailleurs, la sédimentation de la brèche est directement influencée par les glissements à l'arrière de la structure. Ceux–ci contrôlent la propagation de la rampe et donc la migration des charnières et le rajeunissement du relief. La **fig. 30** illustre une conséquence de ce contrôle. On constate que si la charnière synclinale avance d'une longueur Dx, le flanc sub–vertical est repoussé vers le haut à concurrence de **2**.Dx tandis q'un mouvement d'une amplitude minimale de **2**.Dx est imposé au *substratum* de la brèche («*flap*» de V3b en position inverse). Cela revient à créer aux abords du dressant, une extension d'une valeur minimale de Dx. Cette extension engendre des fissures colmatées par le dépôt de la brèche au fur et à mesure de leur ouverture. C'est dans ce cadre que pourraient s'expliquer les contacts observés dans la carrière des Calcaires de la Sambre (**fig. 27**).

L'existence d'une *klippe* sédimentaire de Viséen moyen dans la brèche (**fig. 28**) est compatible avec le modèle; cependant, son caractère fortement structuré mérite une remarque. En effet le modèle numérique utilisé équilibre les volumes sans rendre compte des déformations internes. Celles–ci peuvent être néanmoins très importantes, notamment au contact V2a–V2b où une variation brutale de l'épaisseur moyenne des lits (décamétriques à décimétriques) et la présence de niveaux argileux interstratifiés (le «Banc d'Or» notamment), engendrent des concentrations spectaculaires de déformations dans des niveaux privilégiés (Mercier, sous presse).

Etapes 4 et 5 : Quand la rampe atteint la base du V2a très massif, sa propagation s'arrête et les glissements sont relayés dans un joint de stratification; on observe alors le transport du pli de propagation sur le plat. Notons qu'un tel comportement a déjà été décrit 45 km à l'Est de la zone étudiée, dans le même contexte tectonique (Mercier, sous presse). À ce stade, les charnières se bloquent et la dynamique illustrée aux étapes précédentes s'arrête. On aurait ensuite un développement assez similaire au scénario qui a été proposé en d'autres localités de la chaîne : blocage du transport sur le plat et, corrélativement, genèse de plis secondaires à l'arrière (Mercier, sous presse; Mercier et Mansy, en préparation).

Etape 6 : Tardivement, au Westphalien supérieur, de grands cisaillements isolent l'écaille des Gaux et la transportent sur le bassin houiller (Parautochtone brabançon). La surface d'érosion actuelle est indiquée sur la coupe. Il est à noter qu'aucun des nombreux sondages de prospection houillère effectués dans la région n'a été implanté à la limite méridionale des affleurements de la brèche, ce qui empêche de vérifier une des conséquence de cette modélisation, à savoir la présence d'un «V3a» verticalisé, en place et non bréchifié, à l'avant de l'anticlinal.

7.3.1.1.5.2. Discussion

Comme tout modèle, celui proposé ci–dessus a des limites. Par exemple, la modélisation proposée est strictement géométrique : le programme numérique utilisé équilibre les volumes sans rendre compte de toutes les déformations. Dès lors, le caractère très structuré du V2b de la *klippe* sédimentaire, par exemple, n'est pas expliqué par le modèle brut et nécessite une discussion plus nuancée (ci–dessus).

Mais si le modèle proposé ne rend pas compte de *tous* les points de détail, il a cependant l'avantage d'intégrer toutes les observations à grande échelle dans un scénario compatible avec les analyses structurales les plus récentes de la Chaîne ardennaise (voir ch. 6).

En ce qui concerne la brèche, le scénario proposé illustre bien le fait que, si le mécanisme qui préside à sa formation est toujours la dissolution d'évaporites, les modalités spatio–temporelles de cette dissolution sont susceptibles de varier fortement d'un endroit à l'autre.

Les coupes étudiées dans la première partie de ce chapitre ont suggéré l'hypothèse d'une dissolution des évaporites et d'une bréchification résultante relativement «tardive» (post–compactionnelle, ce qui rejoint partiellement les conclusions de Rouchy *et al.*, 1984 et 1986a, notamment).

L'étude de la brèche de Landelies permet de préciser quelque peu ce que recouvre ici le terme «tardif». La brèche de Landelies s'est formée après le Viséen (blocs datés du V3b dans la brèche; développement, dans les blocs de la brèche, de stylolithes stratiformes ne se poursuivant pas dans la matrice) mais bien avant le paroxysme westphalien (style de la déformation dans le V3b, notamment). Elle serait, selon les observations et les conclusions qui viennent d'être présentées, une formation sédimentaire syntectonique précoce dans l'orogenèse varisque. Son âge pourrait être namurien : c'est en effet à cette période que les études les plus récentes font remonter la structuration de la région située paléogéographiquement entre le Parautochtone brabançon et l'Allochtone ardennais (Khatir *et al.*, 1992).

La brèche de Landelies et la Grande brèche sont–elles un seul et même objet géologique ? La réponse à cette question dépend de ce que l'on choisit de mettre en avant dans l'explication proposée ci–dessus. Si l'on met l'accent sur le fait que la brèche de Landelies – comme la plupart des brèches précédemment décrites – s'est formée à partir de la dissolution des évaporites diagénétiques liviennes, la réponse sera positive. Si, par contre, on considère que les modalités spatio–temporelles de formation de la brèche de Landelies sont inséparables de cet objet géologique précis, on privilégiera évidemment la réponse négative. Je reviendrai sur cette question au sein des conclusions du présent travail (ch. 10, ci–dessous).

Plus largement, l'écaille des Gaux constituerait un exemple d'évolution tectono–sédimentaire complexe au front d'un pli de propagation. Sur le plan mécanique, à la compression, agissant comme «moteur» du processus, correspondraient deux effets : la distension et la création de «collapse structures» (*sensu* Harrison et Falcon, 1934). Une telle évolution ne peut être qu'exceptionnelle car elle requiert deux conditions très particulières : tout d'abord la non–lithification du sommet de la série soumise à la déformation; ensuite, la présence d'un important niveau d'évaporites sous–jacent à ce sommet non lithifié. Néanmoins, les travaux en cours (Mansy, Mercier et Creuzot, notamment) suggèrent que des processus similaires sont probables dans certains secteurs de la Chaîne ardennaise, sans que l'enregistrement sédimentaire en soit toujours nécessairement conservé. L'écaille des Gaux pourrait constituer le type du style tectonique des déformations précoces dans la Chaîne ardennaise (Mercier *et al.* (b), en préparation).

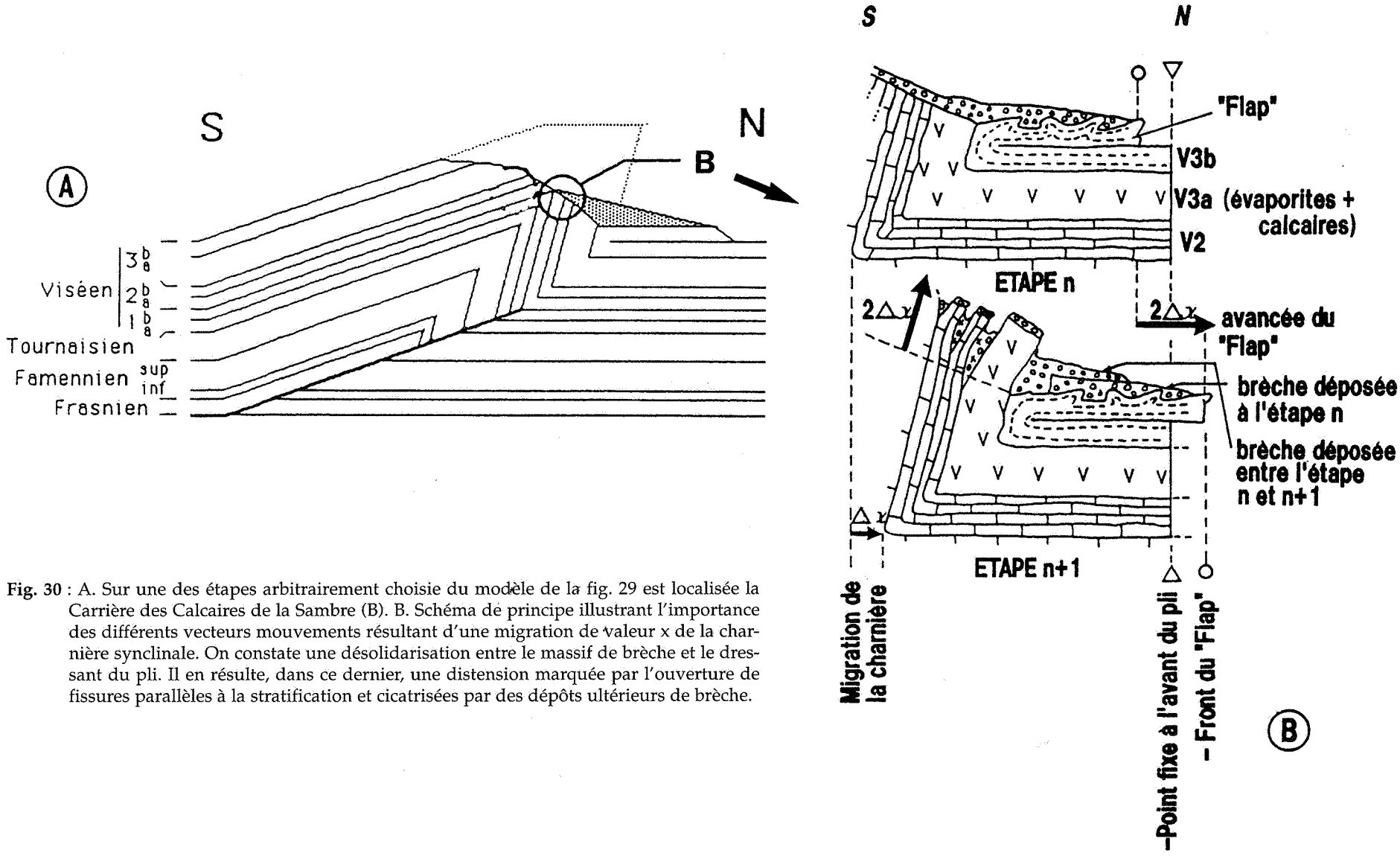


Fig. 30 : A. Sur une des étapes arbitrairement choisie du modèle de la fig. 29 est localisée la Carrière des Calcaires de la Sambre (B). B. Schéma de principe illustrant l'importance des différents vecteurs mouvements résultant d'une migration de valeur x de la charnière synclinale. On constate une désolidarisation entre le massif de brèche et le dressant du pli. Il en résulte, dans ce dernier, une distension marquée par l'ouverture de fissures parallèles à la stratification et cicatrisées par des dépôts ultérieurs de brèche.

7.4. Conclusions générales de l'étude du domaine bréchique

L'examen des différentes coupes de brèche décrites ci–dessus permet déjà de tirer un certain nombre de conclusions relatives aux caractères sédimentologiques et à la genèse de la Grande brèche.

Durant le «V3a», intervalle qui a fourni la majorité des blocs de la brèche, les dépôts de la plate–forme carbonatée sont principalement constitués de tapis spongiostromidiques. Ceux–ci présentent les traces d'épisodes de confinement accru, matérialisés par la présence de minéraux évaporitiques (le plus souvent pseudomorphosés dans la brèche). À ce stade de l'étude, l'existence de séquences de «shallowing–upward» comportant un épisode émersif dans les dépôts de la plate–forme suggère que les évaporites y ont précipité par capillarité et sont donc comparables aux évaporites de «sabkhas» actuelles. Notons cependant qu'aucun fait ne s'oppose radicalement à l'existence sporadique de séries évaporitiques sous–aquatiques, dont nous n'aurions conservé aucune trace en raison de leur dissolution ultérieure.

L'association généralisée de la brèche et des faciès évaporitiques mentionnés ci–dessus renforce l'hypothèse, déjà proposée auparavant (voir ch. 2), d'une bréchification liée à la dissolution des évaporites et à l'effondrement des niveaux encaissants. Cette hypothèse expliquerait la genèse de la Grande brèche, mais aussi celle des nombreux niveaux de brèche interstratifiés au V2b, également associés à des faciès confinés et évaporitiques et que la littérature qualifie parfois, à la faveur d'un surépaississement local, de «Petite brèche».

Ces principes de base, valables à mon avis *pour l'ensemble* des brèches décrites ci–dessus, à l'exclusion de la brèche sédimentaire de la partie inférieure de la coupe des «Rochers des Grands Malades» (Namur), n'excluent pas une histoire de la bréchification extrêmement variable d'un endroit à l'autre. Il semble que la bréchification ne soit nulle part pré–compactionnelle – les blocs de la brèche contenant partout des stylolithes ne se poursuivant pas dans la matrice – mais l'étude d'affleurements spécifiques, comme par exemple ceux du Massif de la Tombe ou de la carrière des Petons, suggère des modes de formations et des âges très particuliers, qui semblent n'avoir qu'une valeur strictement locale.

8. Le Domaine non bréchique

« Or, reconnais pour indestructible tout ce par quoi cet univers est issu.
Ce qui est immuable, nul ne saurait en provoquer la destruction ».
Bhagavad Gîtâ, chant II, 16.

Avant–propos

Sous l'appellation «domaine non bréchique» sont regroupés des coupes et/ou des sondages dans lesquels les séries du «V3a» sont peu ou pas bréchifiées. De telles coupes se rencontrent principalement dans le bassin de Namur. Cependant, dans la mesure où ce bassin comprend également des séries bréchiques, il ne me paraît pas souhaitable de superposer les appellations «Bassin de Namur» et «Domaine non bréchique» (voir aussi avant–propos ch. 7) (**fig. 31**).

Le lecteur pourrait se demander quel intérêt il y a à étudier le domaine non bréchique du «V3a» au sein d'un travail consacré à la Grande brèche. En fait, cet intérêt est double.

Tout d'abord, l'étude des coupes du domaine bréchique a contribué à renforcer l'hypothèse précédemment formulée (Rouchy *et al.*, 1984 et 1986a, notamment; Mamet *et al.*, 1986; de Magnée *et al.*, 1986) d'un lien de cause à effet entre dissolution d'évaporites, d'une part et bréchification, d'autre part. Or, la présence de sulfates actuellement préservés dans les sédiments du Livien est connue depuis 1976 dans le sondage de Saint–Ghislain.

D'autre part, l'analyse des coupes bréchiques a également confirmé l'intuition de Fourmarier (1922, notamment) qui avait constaté que les déformations tectoniques étaient toujours «concentrées» à proximité des zones d'affleurement de la brèche (voir ci–dessus, brèche de Landelies notamment). Dès lors, il était évident que pour trouver des coupes moins tectonisées, il fallait sortir du domaine bréchique.

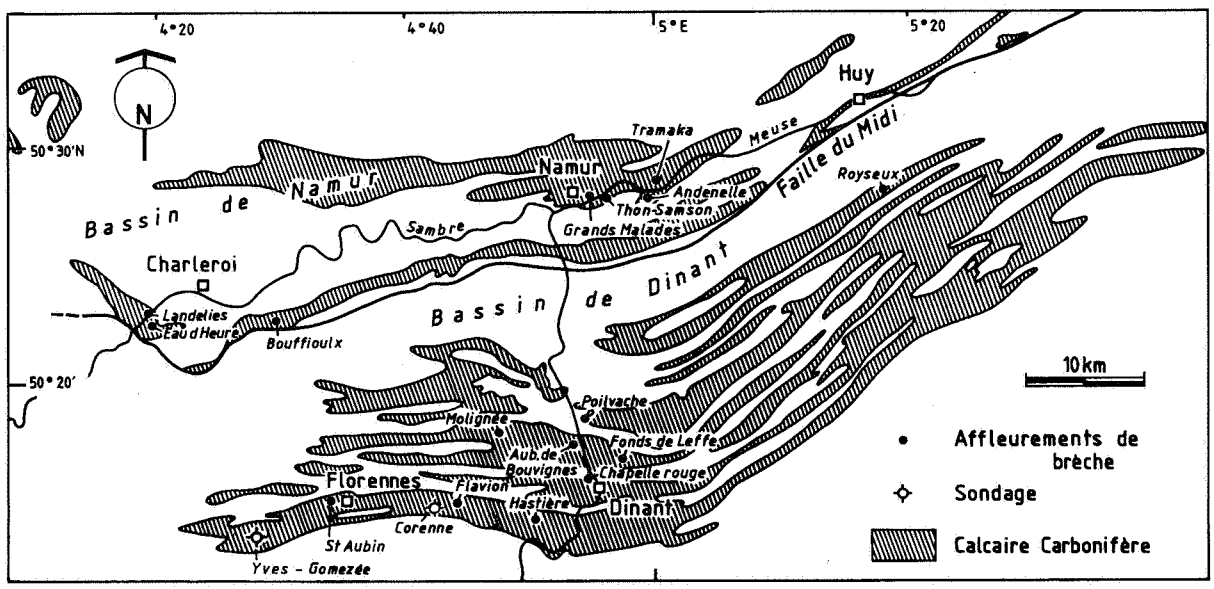


Fig. 31 : Carte de localisation géographique des affleurements du domaine non bréchique (modifiée d'après Pirlet, 1972). La localisation géographique du sondage de Saint–Ghislain est donnée en fig. 32.

8.1. Bassin de Namur

8.1.1. Le sondage de Saint–Ghislain

8.1.1.1. Intérêt de l'étude et historique des découvertes

L'analyse du matériel de Saint–Ghislain, riche en évaporites, s'imposait d'elle–même à mesure que le lien entre dissolution d'évaporites liviennes et brèche se confirmait.

Par analogie avec ce qui a été fait ci–dessus pour la brèche elle–même (ch. 2), il n'est cependant pas inutile de replacer dans une perspective historique l'étude du sondage de Saint–Ghislain et les données et circonstances qui ont fait naître l'hypothèse d'un lien entre les évaporites qu'il contient et la formation de la Grande brèche.

Dès 1959, R. Conil avait pressenti un accroissement sensible de l'épaisseur des séries dinantiennes, dans la région de Mons.

En 1972, A. Delmer qui s'intéressait à la formation du bassin crétacé de la Haine, expliquait la morphologie en «dômes et en cuves» du soubassement paléozoïque de ce bassin par la déformation «halocinétique» d'évaporites d'âge dévonien moyen, connues latéralement sous forme de séries anhydritiques dans les sondages de Annapes, Tournai et Vieux–Leuze (Van Tassel, 1960; Legrand, 1960).

Quatre ans plus tard, le sondage de Saint–Ghislain traversait d'épaisses séries anhydritiques d'âge viséen (Dejonghe *et al.*, 1976). L'augmentation considérable de l'épaisseur des assises dévono–dinantiennes qui dépassait 5300m ne permettait pas de vérifier le prolongement éventuel des évaporites du Dévonien moyen, le sondage étant arrêté dans le Frasnien (cote 5403,25m).

En 1977, A. Delmer suggérait que la forte épaisseur des assises dinantiennes elles–mêmes (2550m à Saint–Ghislain contre 600 à 700m latéralement à l'affleurement) attestait un taux de sédimentation élevé dans cette région et rapportait la morphologie du fond du Bassin de la Haine à la déformation halocinétique et à la dissolution des évaporites viséennes. La notion de «Sillon borain» était proposée en 1980 par P. Michot pour rendre compte de cette forte subsidence locale. Néanmoins, la bordure méridionale de ladite dépression demeurait inconnue, dans la mesure où elle disparaissait sous le front de charriage de l'Allochtone ardennais («Faille du Midi»).

En 1983, un sondage pétrolier implanté en position plus méridionale (Epinoy 1) traversait à son tour une puissante formation anhydritique (904m), localisée en position renversée sous l'accident chevauchant de la Faille du Midi et traversé par un système d'écaillages internes (Laumondais *et al.*, 1984). Cette découverte montrait que les évaporites viséennes occupaient une aire beaucoup plus vaste que le seul «Sillon borain» et suggérait qu'elles avaient participé à la mise en place du dispositif structural (Rouchy *et al.*, 1984; Laumondais *et al.*, 1984).

La présence de pseudomorphoses d'évaporites dans les blocs de la Grande brèche était connue depuis l'étude de West (1969, inédit) mais était restée relativement «confidentielle»; cependant, la découverte des évaporites de Saint–Ghislain fournissait un élément nouveau pour l'interprétation fortement débattue de la genèse de la Grande Brèche et contribuait à accréditer l'hypothèse d'une dissolution *in situ* d'évaporites (*collapse–solution*). Mais si le principe de la dissolution d'évaporites s'imposait assez facilement, il n'existe toujours aujourd'hui aucun *consensus* au sujet des modalités spatio–temporelles de celle–ci (voir notamment Rouchy *et al.*, 1984; Mamet *et al.*, 1986; de Magnée *et al.* 1986).

Dès 1979, Groessens *et al.* fournissaient une étude détaillée de la série dinantienne du sondage, du point de vue de la lithologie, des faciès de l'anhydrite, de la biostratigraphie et des corrélations avec les séries connues à l'affleurement ou dans d'autres sondages. Les évaporites de Saint–Ghislain, d'Epinoy et leurs équivalents latéraux – sous forme de pseudomorphoses siliceuses et/ou carbonatées – faisaient ensuite l'objet d'études sédimentologiques appuyées par des données concernant les isotopes stables des sulfates et des carbonates (Rouchy *et al.*, 1984; Rouchy *et al.*, 1987a; Pierre *et al.*, 1984; Pierre, 1986; Pierre et Rouchy, 1986).

8.1.1.2. Localisation du sondage, position stratigraphique et description de l'intervalle étudié

Le sondage a été implanté à Saint–Ghislain (Province du Hainaut), à une dizaine de kilomètres à l'ouest de Mons (coord. SGB 150E387) (**fig. 32**). D'un point de vue géologique, il recoupe des formations appartenant à l'«Auge hennuyère» (Groessens *et al.*, 1979; Paproth *et al.*, 1983) du Synclinorium de Namur (carte géologique au 40000e n° 150).

Le Dinantien du sondage totalise 2550m d'épaisseur (4314m à 1760m) : il est constitué de 1800m de dépôts carbonatés et de 760m de dépôts anhydritiques (Groessens *et al.*, 1979). Ces derniers se présentent en passées massives et continues dès la base du Viséen, à partir de la cote de 2485m.

L'intervalle étudié dans ce travail est situé dans la partie supérieure de la formation anhydritique : il va de 2100,00m à 1936,50m (**fig. 33**). Sur base des datations par les foraminifères (Groessens *et al.*, 1979), cet ensemble correspond à un intervalle stratigraphique allant de la partie supérieure du V2b à la base du V3b.

Globalement, le matériel étudié est constitué à près de 85 % d'anhydrite et à un peu moins de 15 % de carbonates (**fig. 33**). Pour la clarté de la description, ces deux lithologies seront décrites séparément. On trouvera une description plus détaillée de l'intervalle étudié dans les annexes de ce travail (voir aussi De Putter *et al.*, 1991).

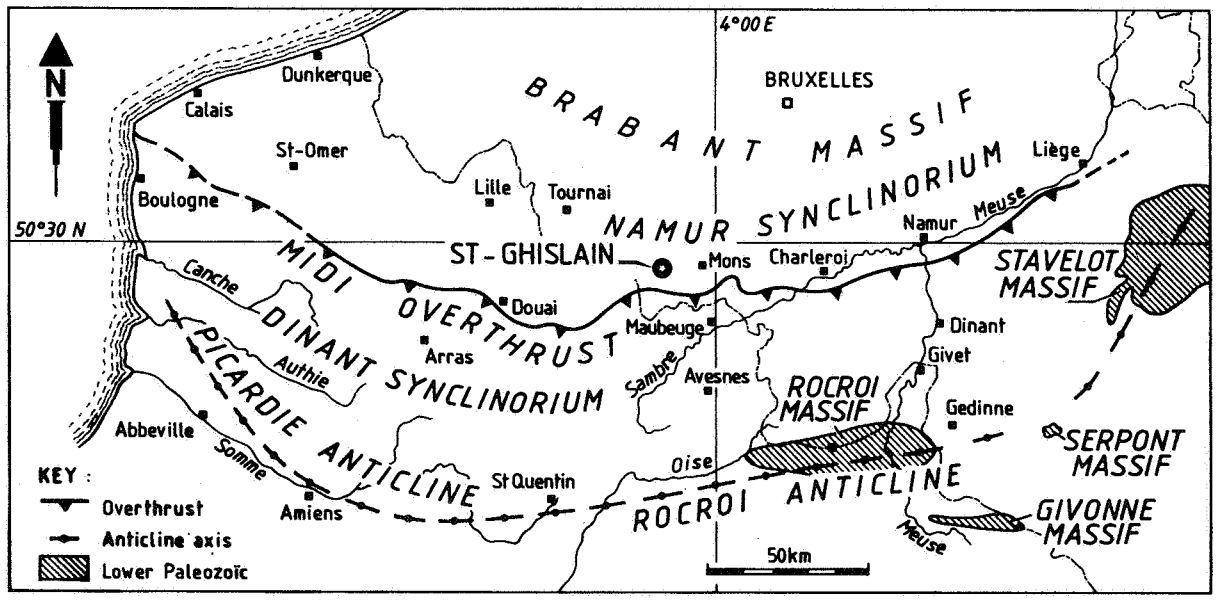
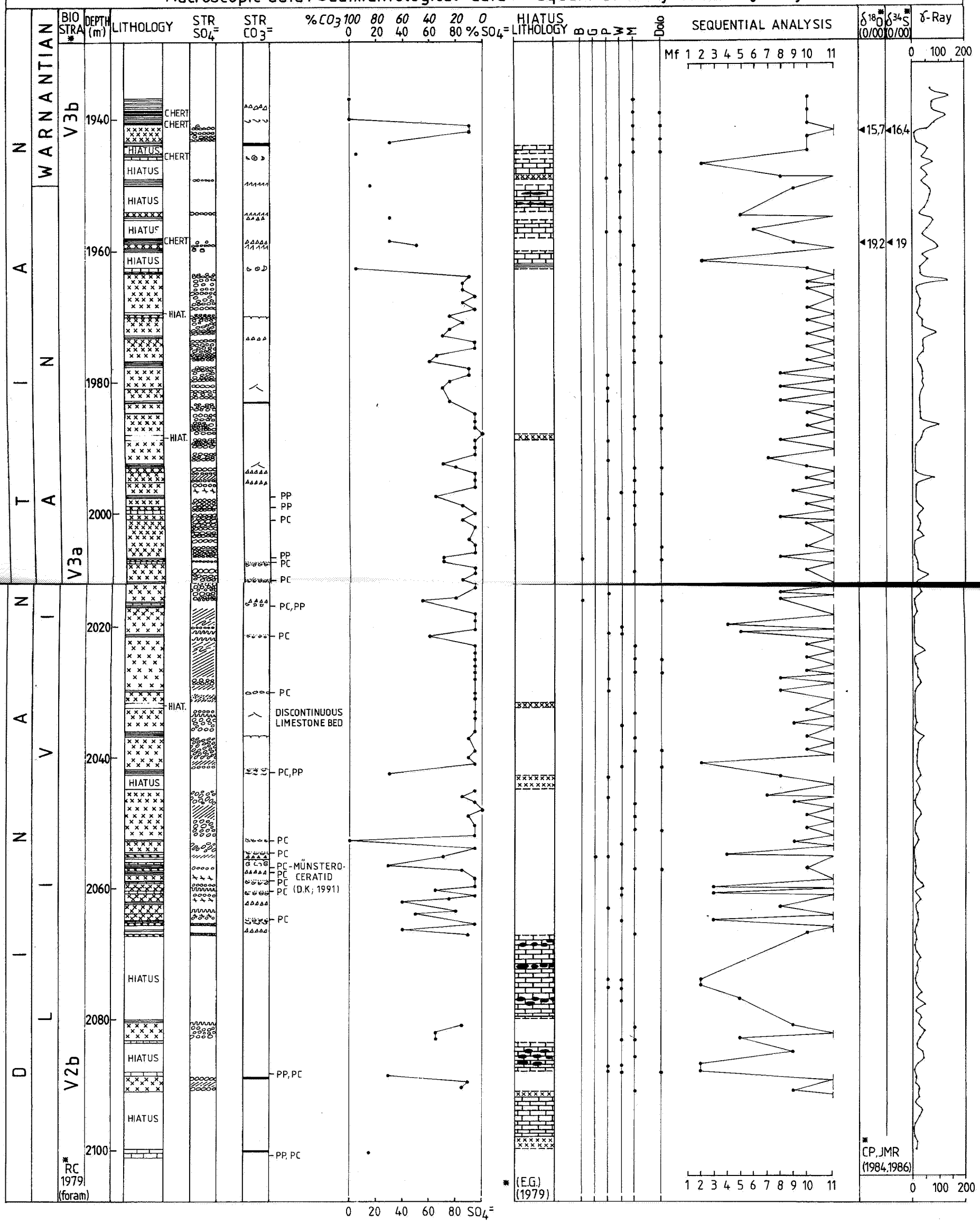


Fig. 32 : Carte de localisation du sondage de Saint–Ghislain.

LITHOLOGIC LOG OF V3a OF THE ST GHISLAIN BOREHOLE (150 E 387 b)

Macroscopic data. Sedimentological data. Sequential analysis and γ - ray.



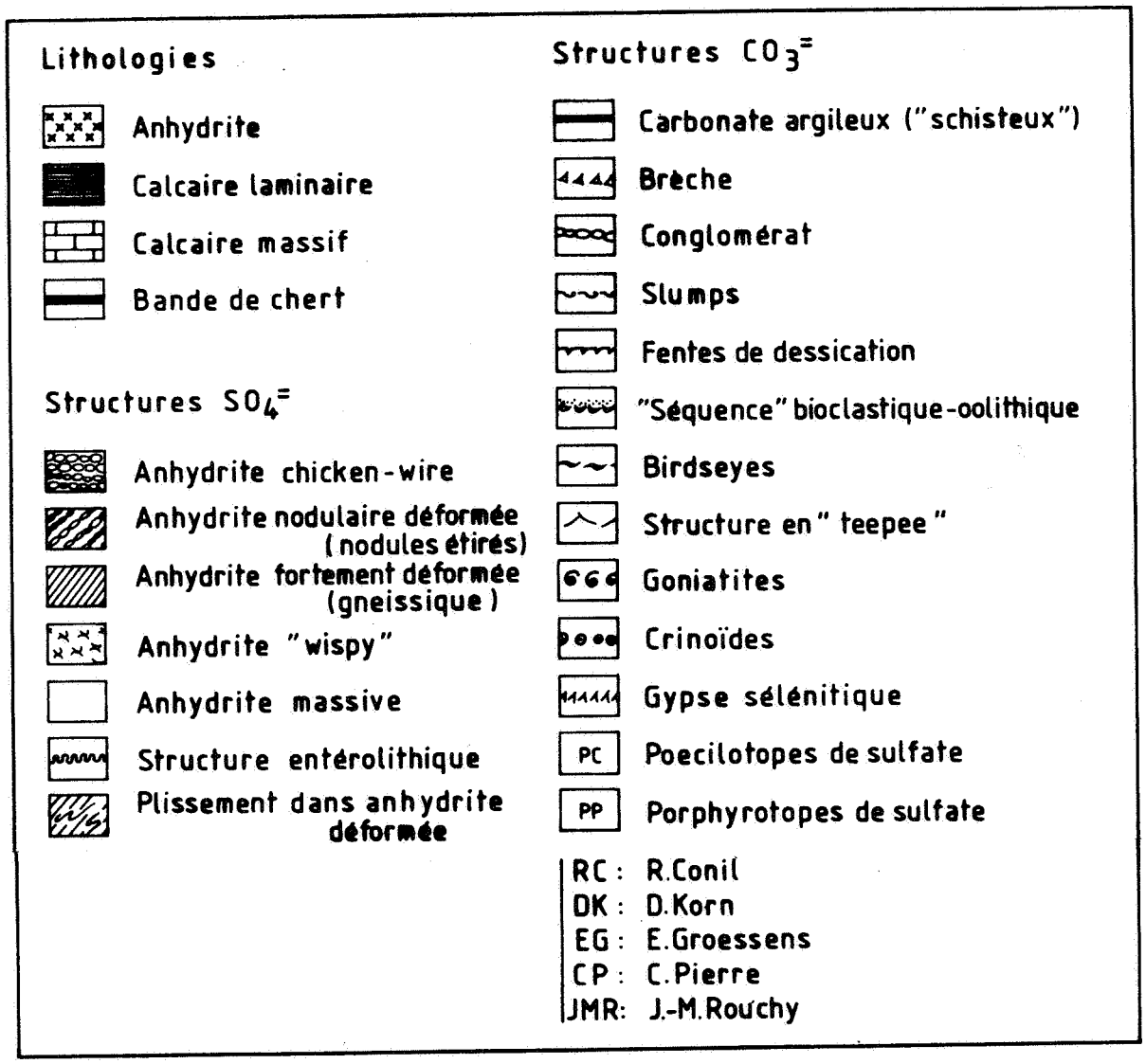


Fig. 33 : Colonne lithologique du «V3a» du sondage de Saint-Ghislain, données sédimentologiques (B : boundstone, G : grainstone, P : packstone, W : wackestone et M : mudstone), analyse séquentielle et γ–ray.

8.1.1.2.1. L'anhydrite

L'anhydrite se présente généralement sous forme de passées pluri–décimétriques ou plurimétriques caractérisées par un faciès nodulaire dominant (**pl. 15a**).

Les nodules laiteux, de forme ellipsoïdale à subsphérique, ont une taille habituellement comprise entre 1 et 10 cm, et parfois supérieure (Groessens *et al.*, 1979, Rouchy *et al.*, 1984). Toutes les structures généralement rencontrées dans les faciès nodulaires le sont dans le matériel étudié, depuis les nodules isolés jusqu'aux nodules coalescents qui déterminent alors les différentes structures définies par l'importance relative des matériaux carbonatés intra–nodulaires : nodulaire, mosaïque (=*chicken–wire*), *wispy* et massive (Maiklem *et al.*, 1969; Holliday, 1971).

On observe plus rarement des vestiges de formes cristallines pluricentimétriques, dressées verticalement et disposées côte à côte, qui semblent s'être développées à partir d'un même substrat initialement horizontal (voir **pl. 15b** et ci–dessous, pseudomorphoses du gypse).

On peut également observer, dans les faciès carbonatés, le développement de diverses manifestations évaporitiques, ainsi que les effets induits dans l'encaissant :

- développement de petits nodules centimétriques d'anhydrite qui déforment l'encaissant carbonaté laminaire en croissant;
- développement, au sein de carbonates laminaires, de cristallisations arborescentes millimétriques à centimétriques de sulfate (probablement du gypse à l'origine, actuellement pseudomorphosé en anhydrite) qui repoussent, par leur croissance, les *laminae* calcaires surincombantes encore plastiques pour créer un micro–relief triangulaire, bientôt estompé par le dépôt des lamines carbonatées suivantes (**pl. 15c**);
- développement de cristaux triangulaires de gypse (?), pseudomorphosés en anhydrite, ayant poussé, la pointe du triangle dirigée vers le haut, dans des lamines carbonatées encore plastiques; ici également, leur croissance a entraîné la formation de micro–reliefs, bientôt atténués par la sédimentation ultérieure. Il est à noter que ces cristaux de gypse (?) présentent diverses étapes de transformation en anhydrite (**pl. 15d**).

Les autres occurrences de sulfates (porphyrotopes et poecilotopes; nomenclature de Friedman, 1965) seront décrites ci–dessous et dans la section consacrée aux observations pétrographiques dans l'anhydrite.

L'anhydrite du sondage est déformée à des degrés divers; cette déformation, probablement mécanique en majeure partie, se marque par un étirement variable des nodules et par leur orientation préférentielle selon un plan faiblement oblique par rapport au plan de stratification d'origine (visible dans les carbonates avoisinants ou dans les passées de sulfates moins déformées). Dans les cas où la déformation est très intense, le faciès anhydritique est laminaire: les nodules sont caractérisés par un extrême allongement et sont séparés par un réseau de filets carbonatés noirs parallèles ou anastomosés. En faisant abstraction de la connotation génétique, on pourrait parler d'anhydrite «gneissique» (**pl. 16a**), cette dénomination rendant parfaitement compte de l'aspect du sédiment. On peut observer dans certains cas également, au sein de la masse d'anhydrite déformée, l'occurrence de plis serrés (en «S») rendus visibles par les filets carbonatés noirs inclus dans l'anhydrite (**pl. 16b**); le plan axial du plissement est parallèle au plan de déformation des sulfates avoisinants (Groessens *et al.*, 1979; Rouchy *et al.*, 1984).

Un autre type de déformation s'observe occasionnellement dans le matériel anhydritique; il s'agit de la contorsion de lits centimétriques de nodules. Cette structure géométrique, souvent qualifiée dans la littérature d'«entérolithique», est identifiable dans quelques cas précis au sein du matériel étudié; notons qu'il convient de n'accorder, au sein d'une description, aucune connotation génétique à ce terme.

Une surface de discontinuité entre un faciès d'anhydrite nodulaire à nodules centimétriques peu déformés en dessous et un faciès d'anhydrite nodulaire à petits nodules (1–3 cm) déformés au dessus s'observe plus rarement; cette surface présente les caractéristiques d'un contact ravinant ou érosif (**pl. 16c**).

Les relations géométriques entre l'anhydrite nodulaire et les stylolithes sont visibles en quelques endroits: une génération de stylolithes stratiformes tronque en les recoupant des nodules anhydritiques centimétriques non déformés (**pl. 16d**).

8.1.1.2.2. Les carbonates

Les carbonates, qui représentent un peu moins de 15 % de l'épaisseur totale du matériel étudié, sont présents en passées décimétriques, le plus souvent constituées de mudstone homogène ou laminaire. Ils sont de teinte variable, gris moyen, noir ou beige et, dans ce dernier cas, dolomitiques; la dolomite est cryptocristalline et seulement décelable à cette échelle d'observation par une moindre vitesse de réaction à HCl dilué. Des faciès foncés plus bioclastiques

caractérisent la base et le sommet de l'intervalle étudié, de même que la présence de cherts, en rognons pluri–centimétriques noirs dans le premier cas, en rubans stratiformes noirs, beiges ou gris d'épaisseur centimétrique dans le second cas (**pl. 17a**).

Les carbonates sont très fréquemment «imprégnés» par des poecilotopes et des porphyrotopes de sulfates; ceux–ci témoignent d'un processus de développement des sulfates qui s'accompagne d'une incorporation de l'encaissant carbonaté (angl. «*replacive growth*»). Les poecilotopes se présentent sous la forme de «plages» plurimillimétriques ou centimétriques, aux contours irréguliers et aisément reconnaissables sur une surface sciée grâce à une iridescence comparable à celle de la labradorite (symboles «PC», **fig. 33**). Les porphyrotopes, quant à eux, sont généralement de taille millimétrique ou centimétrique et développent les formes cristallines propres de l'anhydrite (symboles «PP», **fig. 33**); un granulo–classement normal est observé très occasionnellement.

Dans la première moitié de l'intervalle étudié, on peut observer une dizaine de «séquences» de lithofaciès carbonatés d'épaisseur comprise entre 10 et 20 cm (**pl. 9a**). Une «séquence» de 20 cm d'épaisseur, par exemple, présentera typiquement la succession de lithofaciès suivante (les proportions relatives entre les différents lithofaciès se retrouvent telles quelles, ou avec de minimes variations, quelle que soit l'épaisseur de la «séquence» considérée) :

1° 10 centimètres de wackestone noir à fins bioclastes.
2° quelques centimètres de wackestone ou packstone à gros bioclastes et grains cortiqués subsphériques, millimétriques à centimétriques.
On peut noter, dans ces 2 premiers lithofaciès, la présence occasionnelle de goniatites (**pl. 9b**), également présentes dans quelques autres passées bioclastiques du matériel étudié (voir **fig. 33**). Ces goniatites, rarement présentes dans les équivalents latéraux affleurant du sondage, sont du genre münsterocératide (*Münsteroceras* probable ou *Dzhaprakoceras*, comm. pers. D. Korn).
3° 10 centimètres de lamines carbonatées millimétriques, oolithiques (grainstone) et complètement «imprégnées» de poecilotopes d'anhydrite.

Les principales structures sédimentaires observées dans les carbonates sont les suivantes : brèches, micro–teepees, structures de dessication, ...

Le sédiment carbonaté peut se présenter sous la forme d'une micro–brèche de copeaux laminaires gris clair, plus ou moins anguleux, millimétriques à centimétriques, dans une matrice fine, noire (**pl. 17b**). D'autres passées bréchiques contiennent de petits éléments (de taille inférieure à 1 ou 2cm) d'anhydrite et, d'autre part, des blocs carbonatés centimétriques contenant eux–mêmes des nodules anhydritiques, des poecilotopes anhydritiques et/ou des fissurations limités à leur enveloppe (**pl. 17c**); un troisième faciès bréchique se présente davantage comme une brèche *in situ* constituée de copeaux centimétriques de calcaire gris clair, subparallèles à la stratification dans une matrice fine, noire avec de nombreuses plages poecilotopiques d'anhydrite (**pl. 17d**).

Les structures en micro–teepee sont caractérisées par le redressement, en forme de tente indienne («teepee») de copeaux de carbonate laminaire, d'environ 1cm d'épaisseur et de plusieurs centimètres de longueur; la hauteur de la structure avoisine les 2,5cm, contre 1cm latéralement (**pl. 18a**).

Les fentes de dessication sont fréquentes, verticales, d'une profondeur inférieure ou égale au centimètre et plus ouverte au sommet de la lamine qu'en profondeur; elles délimitent des copeaux de calcaire laminaire centimétriques.

La croissance des sulfates dans les carbonates peut se faire de deux manières : la plus fréquente, déjà mentionnée ci–dessus, est caractérisée par l'incorporation, en proportion variable, de l'encaissant carbonaté dans les cristaux de sulfates (poecilotopes et porphyrotopes déjà décrits). La seconde est caractérisée par la déformation plastique de l'encaissant carbonaté : ploiements, convolutes, micro–slumps ou simplement écartement de lamines pour permettre le développement d'un nodule anhydritique centimétrique et est qualifiée de «déplaçante»

(angl. «*displacive growth*»). Ce processus peut également induire dans les carbonates une déformation plus cassante, matérialisée par un faciès bréchique.

Il faut encore mentionner les fissures qui affectent fréquemment les carbonates, de même que les stylolithes et les relations géométriques qui lient ces deux éléments. Les fissures subverticales, d'ouverture millimétrique à centimétrique et cimentées par de l'anhydrite, de la calcite, de la dolomite et/ou du soufre natif (**pl. 18b**), sont généralement postérieures à une fissuration oblique plus fine (millimétrique). Ces deux générations de fissures sont tronquées par les stylolithes stratiformes qui les recoupent.

On peut occasionnellement observer que la bréchification des carbonates est antérieure à toutes les phases de fissuration, elles–mêmes tronquées par les stylolithes qui les recoupent.

Notons encore que les relations macroscopiques entre porphyrotopes d'anhydrite et stylolithes sont peu claires et peuvent être interprétées de deux façons : l'une d'entre elles consisterait à dire que les stylolithes tronquent en les recoupant les porphyrotopes (ce qui impliquerait une antériorité de ces derniers par rapport aux stylolithes), l'autre au contraire envisagerait un développement préférentiel des porphyrotopes à partir des stylolithes (ce qui impliquerait une contemporanéité des deux phénomènes).

8.1.1.3. Analyse sédimentologique

8.1.1.3.1. Microfaciès des carbonates

8.1.1.3.1.1. Observations

L'étude pétrographique des carbonates du sondage a permis de définir une dizaine de microfaciès, dont l'intitulé est repris ci–dessous (description au ch. 4). Une discussion relative aux implications paléoécologiques *locales* de ces observations est présentée ensuite (8.1.1.3.1.2.).

MF 1 Wackestone à très fins bioclastes diversifiés, stratifications entrecroisées et bioturbation horizontale.
MF 2 Wackestone ou packstone à organismes et bioclastes diversifiés.
MF 6 Wackestone à oncoïdes et organismes diversifiés.
MF 9 Wackestone ou packstone à organismes diversifiés, lumps de spongiostromides et/ou «minipéloïdes» algaires.
MF 10 Wackestone (conglomératique) à «minipéloïdes» algaires, bioclastes diversifiés et encroûtements algaires.
MF 11 Wackestone ou packstone à issinelles, paléobéreselles et péloïdes micritiques.
MF 13 Wackestone ou packstone conglomératique à intraclastes de spongiostromides.
MF 14 Boundstone à spongiostromides et packstone à «minipéloïdes».
MF 16 Mudstone à ostracodes et spicules de spongiaires.
MF 17 Mudstone laminaire et laminites.

8.1.1.3.1.2. Interprétation

Deux approches différentes de reconstitution des paléoenvironnements peuvent être envisagées.

La première consisterait en l'application des critères de caractérisation généralement utilisés dans les systèmes de plate–forme carbonatée (Wilson, 1975; Flügel, 1982, p. ex.; c'est la méthode qui a été appliquée sous certaines réserves au chapitre 4). Sur base de la prépondérance des dépôts à assemblage faunique réduit (tapis algaires, rares ostracodes et spicules) et à contenu en micrite élevé (zones de très faible énergie), l'interprétation «classique» des

microfaciès 14 à 17 conduirait à positionner ces sédiments dans la partie supérieure de la zone subtidale ou inter– à supratidale. Cette situation est difficilement compatible avec la présence d'un corps évaporitique massif de près de 100 m d'épaisseur comportant, pour une partie au moins, des caractéristiques de cristallisation sous–aquatique (Rouchy *et al.*, 1984 et ci–dessous): en effet, il faudrait accepter dans ce cas que les carbonates se soient systématiquement déposés dans des environnements moins profonds et plus confinés que les évaporites, ce qui paraît à tout le moins improbable. Une interprétation «classique» des microfaciès en termes bathymétriques et écologiques est donc dangereuse dans le matériel étudié car elle risque de conduire à une sous–estimation systématique des profondeurs de dépôt.

La seconde approche est centrée sur les informations paléoécologiques fournies par les évaporites. Dans ce contexte, il apparaît certain que le domaine sédimentaire était, au moment du dépôt des sédiments évaporitiques, couvert par des corps de saumure peu profonds, pérennes ou temporaires.

Les laminites sombres, comprenant parfois des pseudomorphoses de cristaux de gypse, que l'on peut observer à de nombreux niveaux sont comparables aux laminites, en grande partie algaires et riches en matière organique que l'on observe dans la plupart des lagunes hypersalines du Sinaï (Gavish, 1980). La présence d'assemblages fauniques très faiblement diversifiés (rares ostracodes, spicules) et le contenu en micrite élevé s'observent également dans les corps d'eau caractérisés par un confinement et une hypersalinité élevés qui agissent sur les peuplements organiques en en réduisant la diversité au profit d'une ou de quelques formes résistantes (Guelorget et Perthuisot, 1983; Orti Cabo *et al.*, 1984; Rouchy *et al.*, 1984; Knoll, 1985, notamment). Ces faciès carbonatés représentent des phases de dépôt à la fois sous–aquatiques et hypersalines, ainsi qu'en témoigne le développement épisodique de cristaux de gypse lenticulaires ou de petites croûtes cristallines.

Le rétablissement de conditions marines plus ouvertes se traduit par une diversification de la faune (foraminifères, échinodermes, goniatites, ...). Ces niveaux constituent souvent la base des séquences de lithofaciès décrites ci–dessus et qui, au vu des microfaciès dont elles sont constituées (1er lithofaciès = MF 2, 2e lithofaciès = MF 6 et 3e lithofaciès = MF 14), sont identifiables à des séquences de type «shallowing upward» (voir aussi, 5.3.2.). De telles séquences ont été décrites dans les éléments des brèches localisées à un niveau stratigraphique équivalent par De Putter et Préat (1989) qui leur ont proposé une origine liée à l'effet de variations eustatiques de faible amplitude (voir 5.3.1.). Dans la série évaporitique de Saint–Ghislain, il est évident que chacune de ces séquences a enregistré de manière concomitante une réduction de l'épaisseur de la tranche d'eau et un confinement croissant en relation avec l'augmentation de la salinité. Elles traduisent l'alternance répétitive de phases de remise en eau marine et d'isolement, responsables d'une augmentation de la salinité. Ces phases de confinement accru s'accompagnent d'une réduction de la diversité faunique, d'une occupation du milieu par les tapis algaires et, en fin d'évolution, de la précipitation d'évaporites. Cette dernière se produit à partir des saumures piégées dans le sédiment selon deux modalités différentes : soit sur le fonds de la lagune hypersaline et sous une épaisseur réduite de saumures, soit au cours d'épisodes de dessication intervenant en fin d'évolution du cycle (développement d'anhydrite nodulaire). Dans la mesure où les faunes marines ne semblent pas remaniées, il est clair que ces séquences résultent de variations eustatiques de faible amplitude permettant le remplissage épisodique du bassin ou, au contraire, son isolement jusqu'à l'obtention des conditions évaporitiques.

8.1.1.3.2. Faciès des sulfates

8.1.1.3.2.1. Faciès du gypse

Trois types principaux de pseudomorphoses de gypse s'observent dans le matériel étudié. Il s'agit de pseudomorphoses de cristaux lenticulaires biconvexes (description au ch. 4), de vestiges de gypse sélénite observables dans les nodules anhydritiques et de poecilotopes, gypseux à l'origine mais actuellement pseudomorphosés en anhydrite (ch. 4 et ci–dessous).

8.1.1.3.2.1.1. Les vestiges de gypse sélénite

Certains nodules centimétriques d'anhydrite présentent une orientation préférentielle, subverticale ou verticale et donc perpendiculaire au litage du substrat carbonaté. Ils sont isolés ou accolés (angl. «*closely–packed*»).

Lorsqu'ils sont isolés, les nodules dressés ont une forme triangulaire, avec la pointe dressée vers le haut. Ils reposent généralement sur un substrat de calcaire laminaire gris foncé ou noir. Lorsqu'ils sont regroupés au sein d'un ensemble nodulaire, les différents nodules perdent leurs formes triangulaires propres, mais conservent souvent une orientation globalement subverticale (**pl. 15b**).

Les nodules dressés sont très probablement issus du remplacement par l'anhydrite de monocristaux de gypse sélénite, dont ils ont conservé la forme générale et l'orientation (Rouchy *et al.*, 1984). Les terminaisons triangulaires des nodules correspondent aux morphologies de monocristaux (Loucks et Longman, 1982; Shearman, 1983) plutôt qu'au remplacement de cristaux mâclés (Warren et Kendall, 1985). Rouchy (1980) et Shearman (1983) ont en effet montré, sur un échantillon du Messinien d'Espagne, que le remplacement par l'anhydrite du gypse maclé conduisait à une oblitération quasi complète de la morphologie initiale du gypse.

À certains niveaux s'observent des alignements de petits cristaux centimétriques orientés verticalement et associés à des vestiges de cristaux lenticulaires isolés ou regroupés au sein d'agrégats de forme nodulaire. Les cristaux orientés de type sélénite, isolés ou regroupés sous forme de croûtes cristallines, ont été abondamment décrits dans les séries d'âge plus récent et dans les milieux actuels (Shearman et Orti–Cabo, 1978; Rouchy, 1982; Warren, 1982; Orti–Cabo *et al.*, 1984; Schreiber, 1988, entre autres). Ils résultent d'une précipitation sous–aquatique à l'interface sédiment–saumure. Les caractéristiques de l'encaissant carbonaté d'une part, la taille très réduite des cristaux ainsi que l'association avec des gypses lenticulaires constituent des indices en faveur d'une précipitation sous tranche d'eau d'épaisseur très réduite.

Le remplacement anhydritique du gypse cristallin peut, à l'extrême, conduire à une oblitération complète des morphologies cristallines initiales et au développement de faciès nodulaire ou mosaïque (Rouchy, 1980; Shearman, 1983). Il est donc difficile d'estimer la proportion d'anhydrite provenant du remplacement d'une phase gypseuse antérieure et celle résultant d'une croissance précoce d'anhydrite nodulaire, une partie plus ou moins importante des morphologies antérieures pouvant avoir été effacée par l'anhydritisation. De plus, la destruction des morphologies cristallines a pu être aggravée par les déformations sous contrainte tectonique.

8.1.1.3.2.1.2. Les poecilotopes

Les poecilotopes sont des imprégnations d'extension centimétrique du carbonate encaissant par des plages de sulfate.

L'encaissant carbonaté est le plus souvent un sédiment à microporosité élevée, tel que packstone ou grainstone, à minipéloïdes, péloïdes ou à ooïdes. Les microfaciès laminaires

sommitaux des séquences de «shallowing–upward» décrites ci–dessus sont un type de sédiment–hôte habituel de ces imprégnations.

Les plages de sulfate sont constituées d'un feutrage de lattes d'anhydrite hypidiotopiques de quelques centaines de microns de long et de 100 à 200µ de large, sans orientation préférentielle nette. Aucune trace de déformation mécanique n'y est apparente.

Les plages de sulfate incluent très généralement des éléments carbonatés non cimentés au préalable : une seule exception à cette règle a pu être observée en 2054,60m. Un ciment siliceux isopaque y entoure les ooïdes: il se présente sous la forme d'une frange de quelques dizaines de microns d'épaisseur de mégaquartz (De Putter, 1991a) (**pl. 18c**). Dans cet unique cas, la «cimentation» par les poecilotopes anhydritiques suit le développement d'une phase de cimentation pré–existante.

Les plages d'anhydrite poecilotopique se différencient nettement des faciès nodulaires précédemment décrits par leurs caractéristiques macroscopiques, l'arrangement microcristallin et l'inclusion de restes carbonatés à l'intérieur des cristaux. Ces caractéristiques qui ne sont pas décrites à notre connaissance à propos de l'anhydrite, semblent compatibles avec le remplacement anhydritique de ciments gypseux monocristallins. En effet, ces ciments gypseux se développent souvent à l'intérieur de faciès carbonatés caractérisés par une forte porosité (faciès à ooïdes, péloïdes ou lumachelles) en incorporant les composants carbonatés, cette incorporation pouvant s'accompagner d'un remplacement partiel. Le même type de ciment peut se développer à l'intérieur de faciès laminaires de type stromatolithique dont les lamines sont écartées par le développement du gypse. Ces ciments correspondent à des monocristaux de grande taille et aux contours généralement mal délimités qui colmatent la porosité sur une certaine épaisseur de sédiment. Leurs modalités de croissance sont voisines de celles des agrégats cristallins qui se forment, en relation avec des phénomènes de concentration capillaire, dans la partie superficielle des sédiments émergés («rose des sables», cristaux à inclusions de coquilles à la surface des sabkhas). Logan (1987) signale la présence de tels ciments dans la partie superficielle des profils du Lac MacLeod en Australie occidentale.

La pseudomorphose anhydritique, au cours de la diagenèse d'enfouissement, conduit au remplacement des monocristaux de gypse par des agrégats de lattes d'anhydrite comportant des éléments carbonatés flottant dans les cristaux.

8.1.1.3.2.2. Faciès de l'anhydrite

Les porphyrotopes et fissures «gainées» sont des manifestations anhydritiques qui se caractérisent par l'incorporation d'une fraction micritique importante.

Les porphyrotopes développent les formes cristallines propres de l'anhydrite. Il s'agit de monocristaux d'anhydrite, de taille comprise entre quelques centaines de microns et quelques millimètres, qui incorporent une fraction micritique très importante. Seul un liséré de quelques dizaines de microns est généralement exempt de micrite, en périphérie du cristal. Ces porphyrotopes s'observent assez fréquemment dans les carbonates qui constituent l'encaissant de nodules anhydritiques déformés, en bordure de ces derniers ainsi que dans les niveaux carbonatés déformés (charnières de microplis, par exemple) (**pl. 18d**).

Les fissures «gainées» sont des fissures de 100µ à 1 ou 2 mm de large, cimentées par des cristaux d'anhydrite dont la largeur est égale à celle de la fissure et la longueur de plusieurs centaines de microns. Le centre de la fissure est occupé par une zone anhydritique de quelques dizaines à quelques centaines de microns, exempte d'inclusions de micrite; puis viennent, de part et d'autre de cette zone centrale limpide, deux bandes d'environ 150µ de large, très riches en micrite. Enfin, un liséré de quelques dizaines de microns de large, à nouveau limpide et exempt d'inclusions micritiques, s'observe des deux côtés de la fissure, en bordure de celle–ci.

Porphyrotopes et fissures «gainées» sont parfois géométriquement associés; ils sont recoupés par les stylolithes présents et sont en outre très généralement exempts de traces de déformation mécanique.

Rouchy *et al.* (1984) ont attribué à ces manifestations anhydritiques un développement «tardif» en raison notamment de l'assimilation de quantités importantes de sédiment–hôte (micritique), de l'association fréquente à des discontinuités diagénétiques (bordures de nodules, stylolithes) ou tectoniques (plissements) et de leur croissance à la périphérie des nodules affectés par les déformations mécaniques.

Je reprendrai ici ces conclusions bien qu'il me paraisse souhaitable de préciser quelque peu le problème des relations géométriques entre porphyrotopes et fissures gainées d'une part et stylolithes d'autre part.

À première vue, il semblerait que les stylolithes tronquent en les recoupant les porphyrotopes et fissures, ce qui imposerait un *terminus ante quem* au développement de ces derniers. Cependant, un examen plus attentif révèle que, très fréquemment, il y a une plus grande concentration de ces porphyrotopes et fissures à proximité des stylolithes et que leur nombre et leur taille diminuent lorqu'on s'éloigne des joints. Cette constatation peut être faite également dans le matériel du Trias évaporitique de Bresse (**pl. 19a et 19b**). Si, dès lors, on considère les stylolithes comme des vecteurs de fluides (à la suite, par exemple, de Finkel et Wilkinson, 1990), on doit envisager la possibilité que les porphyrotopes et fissures gainées ne soient plus *tronqués par* les stylolithes mais se soient au contraire *développés à partir* de ces joints et leur soient donc contemporains ou peut–être même légèrement postérieurs.

8.1.1.3.2.3. Quel environnement de dépôt pour les sulfates de Saint–Ghislain ?

L'étude sédimentologique des carbonates confirme le caractère marin de la sédimentation carbonatée déjà proposé globalement pour l'ensemble de la série (Groessens *et al.*, 1979) et permet de préciser les caractéristiques du corps d'eau et d'en suivre l'évolution au cours de l'intervalle étudié.

Une nouvelle étude isotopique des sulfates (présentée ci–dessous, 9.3.1.2.2.) complète les données déjà acquises (Pierre *et al.*, 1984; Pierre, 1986; Pierre et Rouchy, 1986) et renforce l'hypothèse de l'origine marine des saumures à partir desquelles ont précipité les évaporites sulfatées. Plusieurs autres caractéristiques viennent à l'appui de cette première interprétation : le contexte général de plate–forme carbonatée, l'abondance de l'anhydrite nodulaire ...

Néanmoins, nous avons vu que les critères morphologiques de l'anhydrite perdent leur signification dès lors que la diagénèse précoce ou plus généralement d'enfouissement est à l'origine de convergences morphologiques, dues à l'effacement des contours cristallins initiaux au profit de faciès nodulaires (*cf. supra*).

Plusieurs arguments indiquent cependant que la séquence évaporitique viséenne de Saint–Ghislain s'est déposée en majeure partie sous forme de gypse, dans un environnement sous–aquatique. La proportion dominante du sulfate de calcium (85 %) par rapport aux carbonates (15 %) et le caractère massif de certains intervalles sulfatés d'épaisseur plurimétrique, ne peuvent s'intégrer dans le fonctionnement d'un dispositif de sabkha supratidale (**fig. 34**). De plus, la préservation de vestiges de gypse cristallin de type sélénite démontre qu'une partie au moins du sulfate de calcium résulte d'une précipitation sous–aquatique, à l'interface sédiment–saumure. Ces caractéristiques sont identiques à celles qui caractérisent de nombreuses évaporites sous–aquatiques, anciennes ou actuelles, comme par exemples certains lacs hypersalins d'Australie (Warren et Kendall,1985). Ceci n'exclut toutefois pas l'existence d'épisodes d'émersion permettant le développement de cristallisations gypseuses dans les zones phréatiques et vadose des profils.

Aucun élément n'indique de façon indiscutable que la concentration requise pour la précipitation des chlorures ait été atteinte, bien que l'existence occasionnelle de tels dépôts ne puisse être à priori exclue.

La profondeur du milieu est difficile à évaluer dans la mesure où le plan d'eau d'une lagune évaporitique subit des fluctuations verticales *propres et indépendantes des mouvements eustatiques du réservoir marin ouvert* qui alimente le bassin. Néanmoins, les caractéristiques sédimentologiques des intercalations carbonatées du sondage de Saint–Ghislain sont voisines de celles des carbonates de la plate–forme et indiquent que la profondeur de la tranche d'eau était relativement faible. La présence de goniatites à la base d'un certain nombre de séquences, alors qu'elles sont exceptionnelles dans les affleurements de la plate–forme carbonatée, pourrait suggérer que la région de Saint–Ghislain se différenciait par des conditions sporadiquement plus ouvertes.

Les faciès du gypse initial (cristaux sélénitiques isolés, croûtes cristallines centimétriques associées à des cristaux lenticulaires) vont également dans le sens de corps de saumures résiduels d'épaisseur pelliculaire pendant les épisodes hypersalins. D'autres éléments indiquent clairement des épisodes d'émersion s'accompagnant de l'enfoncement du niveau phréatique et du développement de phases de cristallisations en zone phréatique ou vadose. Dans les faciès carbonatés, il s'agit principalement de craquelures de dessiccation et de ciments asymétriques. Dans les faciès sulfatés, ces épisodes sont responsables de la cristallisation de gypse lenticulaire, du développement de nodules anhydritiques de diagénèse précoce et de la formation de poecilotopes gypseux.

En première analyse, la zone où est implanté le sondage de Saint–Ghislain appartenait donc à une dépression topographique occupée par un plan d'eau peu profond et de niveau variable (**fig. 35**, De Putter, 1991b). Les phases répétées de mise en eau marine et d'isolement conduisant parfois jusqu'à l'assèchement sont attestées par le caractère rythmique de la sédimentation. La fréquence élevée des fluctuations s'accorde bien avec un environnement peu profond

«Supratidal flat» model (60 % CO_3 – 40 % SO_4)

	Platform subs. 100 %	St Ghislain borehole expected thickness subsidence 100 %	St Ghislain borehole expected thickness subsidence 130 %*	St Ghislain borehole observed thickness subsidence 130 %
Carbonate thickness	+/– 50 m (observed)	+/– 50 m	+/– 65 m	+/– 15 m
Evaporite thickness	+/– 30 m (virtual)	+/– 30 m	+/– 40 m	+/– 90 m
Total thickness	+/– 80 m	+/– 80 m	+/– 105 m	+/– 105 m

* 130 % = 105 m (corrected thickness with dipmeter mean value (30°))/ 80 m

Fig. 34 : Tableau d'évaluation des proportions des phases carbonatées et sulfatées dans un système de «sabkha» pour une colonne lithologique d'épaisseur donnée. À Saint–Ghislain, l'épaisseur de la série «V3a» est de 105m : cette épaisseur se répartit en ± 90m de sulfates et ± 15m de carbonates (4e col du tableau). On comparera ces épaisseurs à celles de la 3e col. du tableau, qui représentent les valeurs approximatives des mêmes phases dans un système de «sabkha».

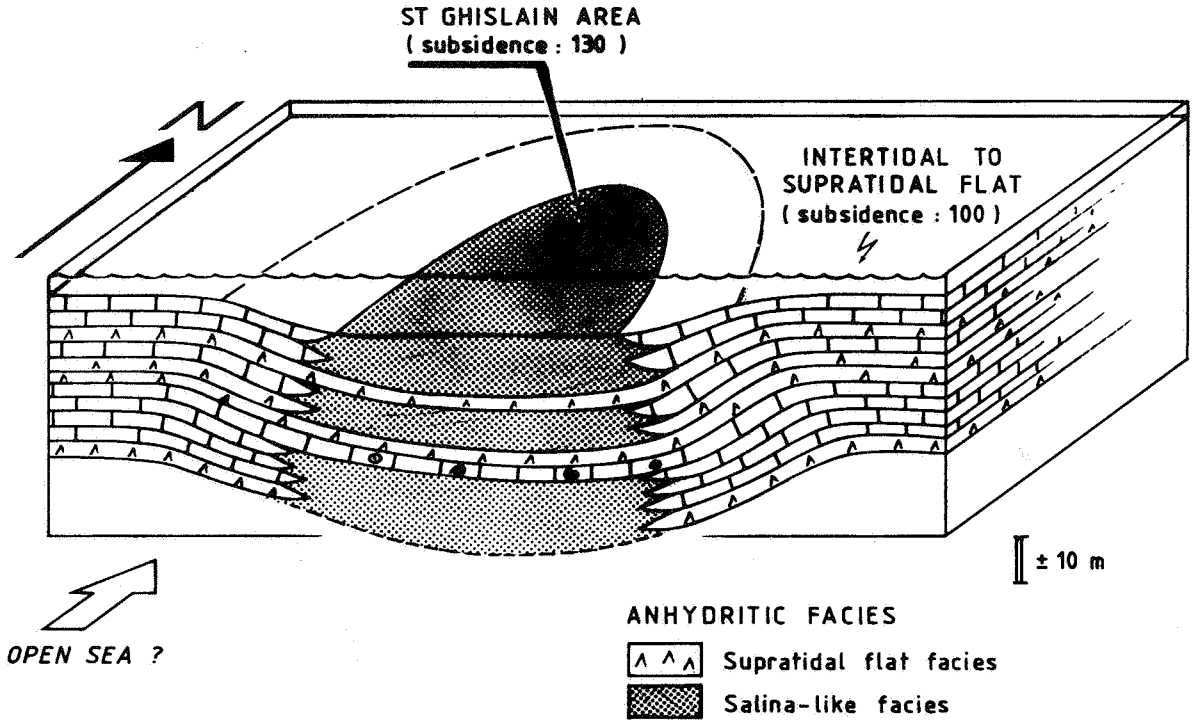


Fig. 35 : Représentation schématique et coupe de la cuvette évaporitique de Saint–Ghislain, telle qu'on peut la reconstituer à l'échelle locale.

et une faible amplitude des fluctuations verticales. Néanmoins, les phases d'abaissement du plan d'eau dans la dépression entraînent l'émersion de la plate–forme adjacente et par conséquent le développement simultané de précipitations évaporitiques sous–aquatiques, dans la dépression, et subaériennes, sur la plate–forme.

8.1.1.4. Discussion des observations et proposition d'un modèle

8.1.1.4.1. Cadre général

Selon les reconstitutions paléogéographiques classiquement admises (Ziegler, 1982 et 1990), la région étudiée appartiendrait à un bras de mer d'orientation Est–Ouest situé entre le massif de Londres–Brabant, au Nord et des zones hautes, au Sud («*Normannian High*») et au Sud–Est («*Mid German High*») (**fig. 36**)[1]. Même si ces zones hautes ne sont que des chapelets d'îles, elles n'en représentent pas moins des barrières morphologiques, susceptibles d'isoler le domaine ou de contribuer à imposer un confinement en cas de variations eustatiques. Les études réalisées à l'affleurement et en sondages montrent que la sédimentation est dominée par des dépôts de plate–forme carbonatée qui s'étendent sur toute la bordure méridionale du massif du Brabant.

Dans le contexte général d'une sédimentation de plate–forme carbonatée peu profonde, le sondage de Saint–Ghislain – comme celui d'Epinoy plus au Sud – individualisent des zones caractérisées par un développement important de la sédimentation évaporitique associé à un épaississement des dépôts d'âge dinantien. La reconstitution de la morphologie et de l'extension des aires de sédimentation évaporitique est malaisée dans la mesure où les évaporites épaisses ne sont connues, à l'heure actuelle, que dans les deux seuls sondages de Saint–Ghislain et d'Epinoy (**fig. 36**).

---

[1] Sur base de la distribution des dépôts évaporitiques actuels, j'ai attribué à la région étudiée une position de paléolatitude approximativement tropicale (env. 30°S); cependant, certaines synthèses paléogéographiques récentes (Scotese et McKerrow, 1990) proposent une paléolatitude sensiblement plus proche de l'Équateur (10°S).

8.1.1.4.2. Caractéristiques de la région de Saint–Ghislain

S'il est clairement démontré que la région de Saint–Ghislain s'intègre dans un creux paléotopographique du Dévonien au Mésozoïque, ni les causes de cette situation, ni les dimensions de la dépression ne sont encore précisément définies. Plusieurs hypothèses très récentes circulent : «demi–graben» (Khatir *et al.*, 1992) ou encore aire médiane subsidente entre les zones positives du Brabant (partie sud–occidentale du Massif du Brabant, caractérisée par une anomalie de Bouguer négative, peut–être due à la présence en profondeur d'un batholite sialique) et de la Zone de Cisaillement Nord Artois–Faille Bordière (comm. pers. M. Hennebert, sous presse).

La délimitation des contours exacts du bassin évaporitique se heurte à plusieurs difficultés : la disponibilité de deux sondages seulement, la disparition de la bordure méridionale du bassin sous le front chevauchant de l'Allochtone ardennais, la dissolution des évaporites et, localement, les contraintes tectoniques qui en ont altéré les contours initiaux. L'intégration d'un bassin évaporitique dans ce contexte peut s'envisager de deux manières :

1° Dans une hypothèse *minimaliste*, la région de Saint–Ghislain était occupée par une petite cuvette évaporitique (pluri–kilométrique ou déca–kilométrique?) et fortement subsidente, isolée au sein de la plate–forme carbonatée (**fig. 35**, De Putter, 1991b). L'agent du confinement pouvait être, dans ce cas, la grande superficie de la plate–forme carbonatée qui l'entourait ou une barrière méridionale éventuelle actuellement enfouie sous la bordure septentrionale du Bassin mésozoïque de Paris.
2° Une autre hypothèse, moins restrictive (et qu'avec J.–M. Rouchy, je privilégie actuellement : voir De Putter *et al.*, sous presse), considère que la zone de Saint–Ghislain n'est qu'une partie d'un domaine évaporitique plus étendu, situé au sud de la plate–forme carbonatée et compartimenté en bassins évaporitiques plus vastes[2] et hauts–fonds couverts de dépôts carbonatés.

Dans la **fig. 37**, est proposée une coupe Nord–Sud du Bassin dans laquelle la «Ride d'Avesnes» (Conil, *in* Mansy *et al.*, 1989) jouerait le rôle de «seuil» (angl. «*sill*») en période de haut niveau marin et de «barrière», responsable de l'isolement du domaine évaporitique, en période de bas niveau marin. Si séduisante qu'elle soit, cette hypothèse doit être immédiatement nuancée. L'abondance des pseudomorphoses carbonatées d'évaporites dans le matériel bréchique du «V3a» de l'Avesnois (comm. pers. J.–M. Rouchy) pourrait en effet suggérer l'existence d'un autre bassin évaporitique en position plus méridionale. La «Ride d'Avesnes» pourrait donc séparer *deux* bassins évaporitiques et non un bassin évaporitique, en position septentrionale de la mer ouverte, en position méridionale.

L'hypothèse d'un domaine compartimenté en bassins évaporitiques et hauts–fonds carbonatés s'appuie sur les arguments suivants : l'épaisseur importante de la formation évaporitique de Saint–Ghislain, peu compatible avec un bassin d'extension limitée, la présence plus au sud d'une autre formation anhydritique épaisse (900m) rencontrée dans le sondage d'Epinoy 1, la présence latérale d'épais épisodes de brèches en partie au moins dues à la dissolution d'évaporites (voir ci–dessus, ch. 7).

Plusieurs arguments nouveaux vont dans le même sens : l'observation d'anhydrite préservée dans certaines coupes du Bassin de Dinant (Yves–Gomezée, voir ci–dessus, 7.2.3.2.3.), la généralité, dans la brèche et à son voisinage, d'un style tectonique anarchique suggérant l'intervention de phénomènes de type «halocinétique» et la présence d'évaporites dans la pile sédimentaire dinantienne au moment où se développent les contraintes varisques.

Quelle que soit l'hypothèse considérée, la sédimentation évaporitique a eu pour conséquence de combler rapidement le creux paléotopographique créé par la subsidence («*evaporitic accretion*» des auteurs australiens, *cf.* Arakel,1980 notamment). La récurrence et la persistance des dépôts carbonatés de faible profondeur montre cependant que la subsidence a joué un rôle en recréant le piège morphologique.

---

[2] Notons, en ce qui concerne l'extension de la cuvette évaporitique de Saint–Ghislain vers le Nord, que l'on ne trouve plus guère d'évaporites préservées (mais de la brèche calcaire) dans les sondages de Douvrain, situé à 5 km seulement au Nord–Est de Saint–Ghislain (Leclercq, 1980), de Beloeil, situé à 12 km au Nord–Nord–Ouest de Saint–Ghislain (observations personnelles et Overlau, 1966) et dans celui d'Erbaut, situé à 10 km au Nord–Nord–Est de Saint–Ghislain (observations personnelles et comm. pers. Y. de Magnée).

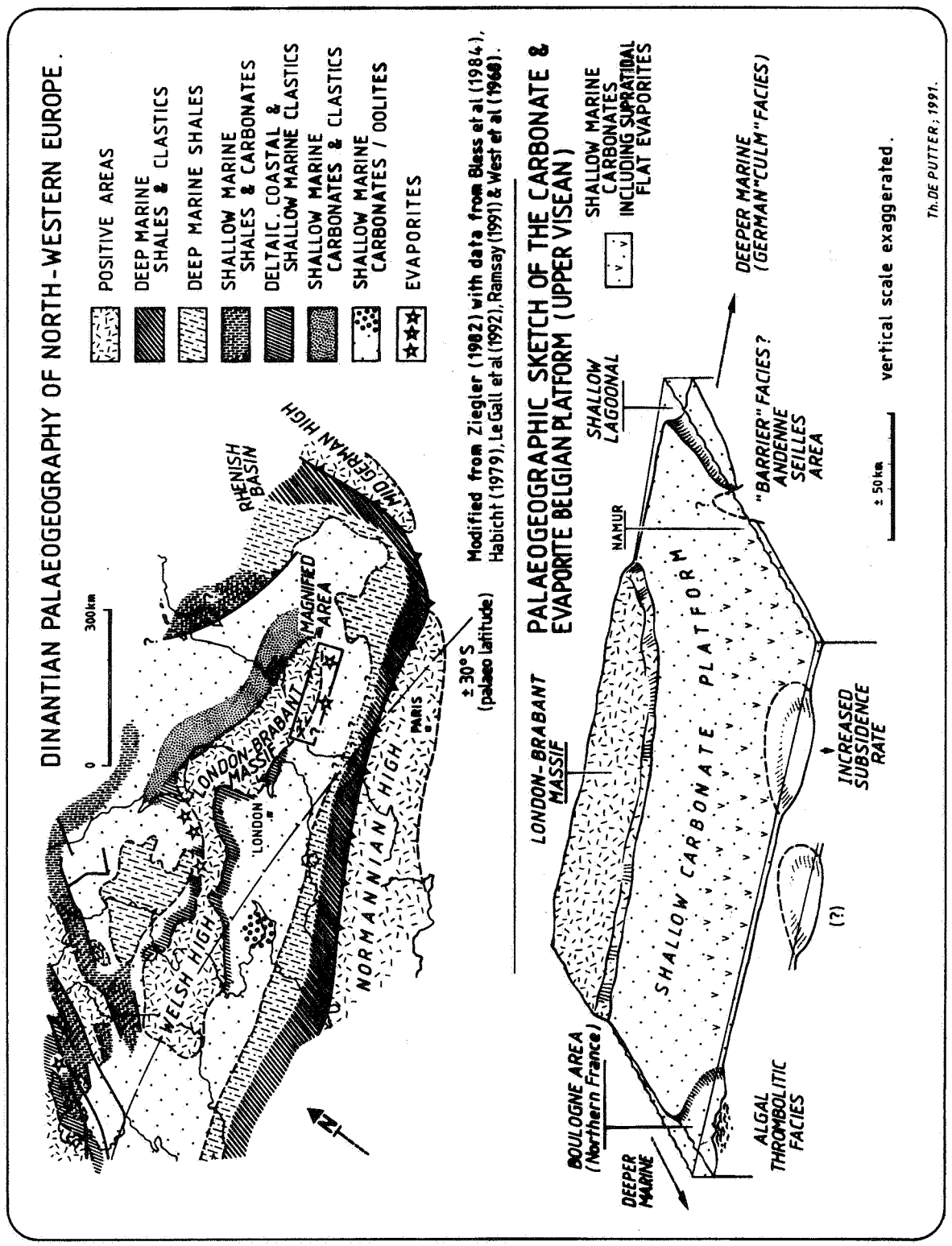


Fig. 36 : En haut, reconstitution paléogéographique de l'Europe nord–occidentale (modifiée d'après Ziegler, 1982 et 1990). En bas, agrandissement du cartouche de la partie supérieure : esquisse paléogéographique de la plate–forme carbonatée et évaporitique franco–belge au Viséen supérieur. Les deux cuvettes représentées sont celles de Saint–Ghislain (dans le bloc–diagramme) et d'Épinoy (plus au sud).

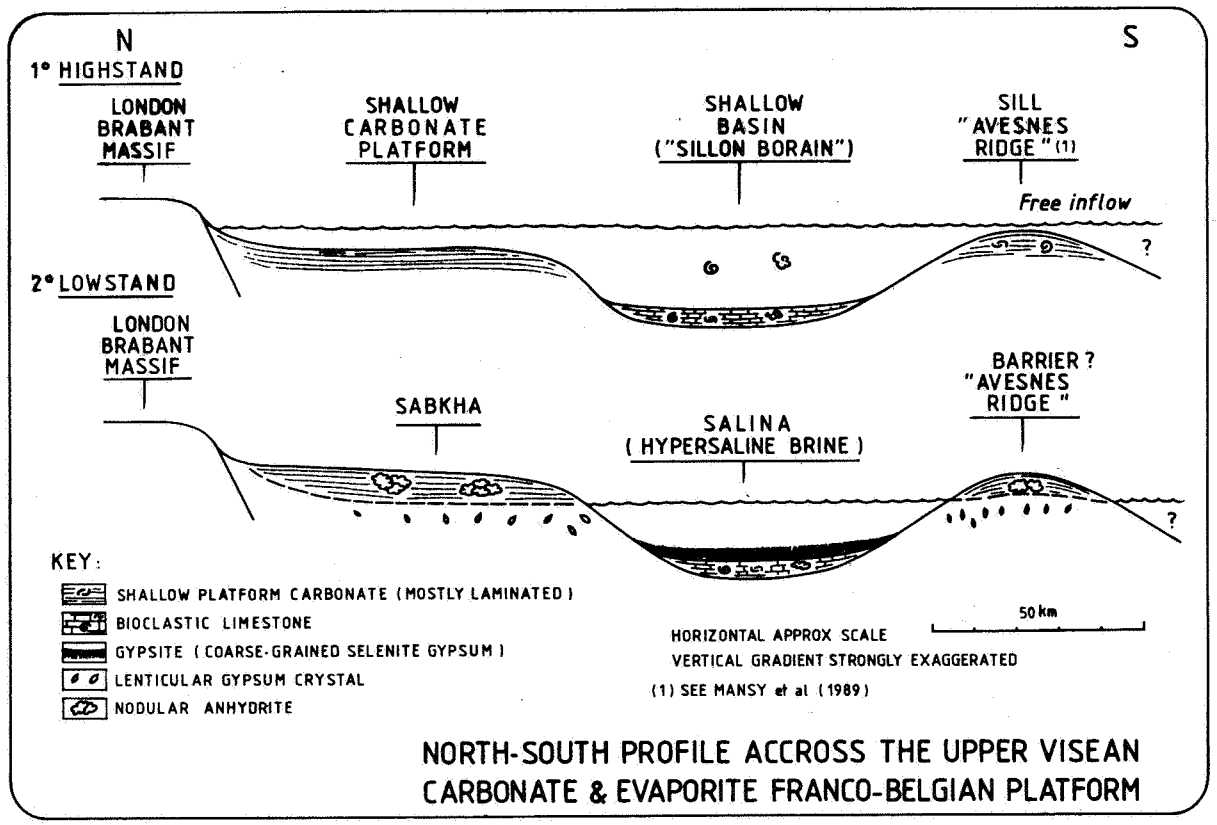


Fig. 37 : Coupe Nord–Sud dans la plate–forme carbonatée et évaporitique franco–belge au Viséen supérieur (partie inférieure de la figure précédente), illustrant le fonctionnement hydrologique du bassin évaporitique et le type de minéraux évaporitiques qui y précipitent.

Dès lors, la série anhydritique du sondage de Saint–Ghislain apparaît, au même titre que son homologue méridionale d'Epinoy 1, comme le reliquat d'un bassin évaporitique de plus grande dimension. Son étude fournit un modèle original de fonctionnement d'une cuvette évaporitique relativement peu profonde dans un environnement général de plate–forme carbonatée. Les variations intrinsèques du plan d'eau expliquent la coexistence de précipitations sous–aquatiques dans les corps résiduels de saumures hypersalines («*brine ponds*», «*hypersaline ponds*») et de cristallisations sub–aériennes (environnements de type platier supratidal) intervenant sur de vastes superficies à l'intérieur de la plate–forme carbonatée adjacente, émergée.

8.1.2. La région de Thon–Samson – Seilles – Andenne

Les trois coupes étudiées dans la région allant de Thon–Samson à Andenne appartiennent à un même contexte régional. Pour cette raison, les observations relatives aux trois coupes seront présentées *en série*. Les conclusions à l'échelle régionale seront présentées *ensuite* et intègreront les conclusions plus spécifiques à l'une ou l'autre coupe.

8.1.2.1. La coupe de Thon–Samson

8.1.2.1.1. Localisation et description de la coupe

La coupe levée à Thon–Samson est située en bord de Meuse (rive droite), le long de la N 90 Namur–Huy, à une quinzaine de kilomètres à l'Est de Namur et à environ 5 km à l'Ouest d'Andenne (à hauteur du km 83).

Située au bord Nord du Synclinorium de Namur (carte géologique au 40000e n° 145), la coupe s'inscrit dans une falaise rocheuse de 70 à 80 m de hauteur, dominant la route entre Namur et Andenne et bien visible depuis la rive gauche de la Meuse. Cette falaise est constituée de niveaux calcaires stratifiés, qui affleurent avec un pendage subhorizontal (**fig. 38**).

Les 13 premiers mètres consistent en bancs stratifiés décimétriques de calcaire gris foncé ou noir. Ceux–ci présentent une alternance de niveaux bioclastiques, pluridécimétriques à métriques et grossièrement grenus et de niveaux laminaires, finement grenus et stratifiés. Vers le sommet de l'intervalle, les faciès grossièrement grenus et bioclastiques dominent.

Quatre niveaux d'épaisseur décimétrique à rognons de chert noir sont observés dans ces niveaux. Le dernier de ces niveaux constitue le sommet de l'intervalle (cote 12–13 m du levé). On note la présence de stratifications obliques dans le premier banc, métrique, de la coupe et de bioturbations verticales dans l'ensemble de l'intervalle.

Les 6 mètres suivants présentent une succession de bancs pluridécimétriques ou métriques de calcaire gris foncé. Les mêmes faciès que ci–dessus y sont représentés, avec toutefois une diminution du nombre et de la diversité des organismes et bioclastes présents et une augmentation concomitante des caractères laminaire et finement grenu du sédiment. Un niveau à oncoïdes millimétriques s'observe vers le sommet de l'intervalle.

Les 28 mètres suivants sont constitués de niveaux pluridécimétriques à décamétriques de calcaire gris clair; l'épaisseur des bancs augmente vers le sommet de l'intervalle.

Le faciès laminaire ou micritique et finement grenu est dominant dans l'ensemble de ces niveaux. Deux fins niveaux décimétriques à grains cortiqués centimétriques sont observés dans le premier tiers de l'intervalle. Dans l'ensemble de ces bancs, on n'observe qu'une faible quantité et diversité de bioclastes ou organismes macroscopiques. Des pseudomorphoses de minéraux évaporitiques très occasionnelles s'observent dans les 15 premiers mètres tandis que des niveaux décimétriques de brèche monogénique constituée de «copeaux» algaires centimétriques et anguleux sont également rares dans la série.

Une dizaine de mètres de niveaux métriques s'observe ensuite. Ceux–ci sont caractérisés par la réapparition brutale de bioclastes abondants et diversifiés dans le premier banc métrique. Quelques mètres d'un faciès laminaire très comparable à celui de l'intervalle précédent deux niveaux métriques. Dans le premier s'observent des gastéropodes millimétriques ou centimétriques tandis que dans le second les crinoïdes dominent. Dans ce dernier banc, on peut également observer des stratifications entrecroisées.

Une lacune d'observation est à déplorer ensuite. Son épaisseur réelle n'est évidemment pas déterminable mais est estimée à environ 3,5 m.

Les 6 derniers mètres de la coupe sont constitués de bancs métriques de calcaire gris. On observe au sein de ceux–ci une abondance et une variété accrues de bioclastes et organismes millimétriques ou centimétriques, au premier rang desquels figurent les crinoïdes.

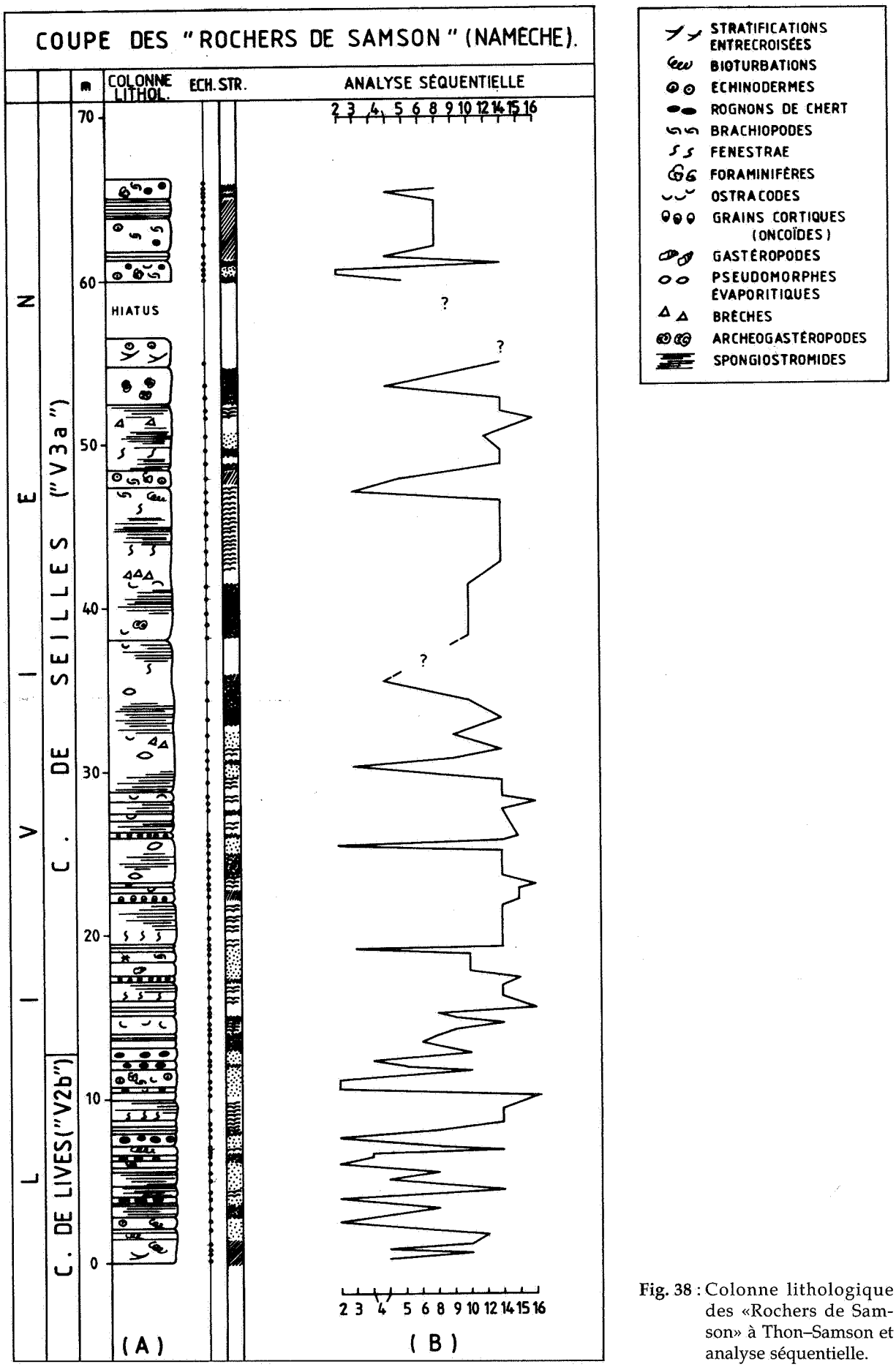


Fig. 38 : Colonne lithologique des «Rochers de Samson» à Thon–Samson et analyse séquentielle.

8.1.2.1.2. Position stratigraphique et analyse sédimentologique

8.1.2.1.2.1. Position stratigraphique

Bien que la coupe levée n'ait fait l'objet d'aucune étude micropaléontologique publiée, la position stratigraphique des niveaux à cherts ne pose guère de problèmes : il s'agit des niveaux sommitaux du V2b (Pirlet, 1964). Les datations micropaléontologiques inédites effectuées par B. Mamet dans le cadre du travail effectué par Cahen (1989, inédit) confirment cette présomption.

Les niveaux du sommet de la coupe, riches en microfaune datable, ont été datés par Mamet, toujours dans le cadre du travail précité, du «V3a». L'observation latérale de niveaux riches en crinoïdes, assez comparables à ceux observés ici et datés de la base du V3b (V3bα, «Encrinite de Thon–Samson», *cf.* coupe d'Andenelle, ci–dessous) est à garder à l'esprit. Si les niveaux d'Andenelle et de Thon–Samson n'occupent pas *strictement* la même position stratigraphique, il est d'autant plus vraisemblable que les seconds soient à placer vers le sommet de l'intervalle «V3a» que le seul niveau bioclastique connu régionalement dans cette position immédiatement sous–jacente au V3bα est le V3aγ (Pirlet, 1964).

En toute logique, les niveaux laminaires dépourvus d'organismes datables qui s'observent entre ces deux niveaux datés sont à assimiler au «V3a» lui–même. Ils constituent ainsi l'équivalent latéral non bréchique de la Grande brèche connue quelques kilomètres plus à l'Ouest, aux «Rochers des Grands Malades» (voir ci–dessus, 7.1.1.).

8.1.2.1.2.2. Analyse sédimentologique

8.1.2.1.2.2.1. Microfaciès carbonatés

L'analyse sédimentologique du matériel de la coupe a permis d'y reconnaître la présence de 13 microfaciès carbonatés, précédemment décrits et interprétés (ch. 4). Il s'agit des microfaciès suivants :

MF 2 Wackestone bioturbé à bioclastes diversifiés.
MF 3 Wackestone à bioclastes diversifiés faiblement encroûtés.
MF 4 Packstone à gros bioclastes et algues *et* packstone ou grainstone laminaire à gros péloïdes et bioclastes diversifiés.
MF 5 Encrinite et «shell hash».
MF 6 Packstone à oncoïdes et bioclastes diversifiés.
MF 8 Packstone ou grainstone laminaire à péloïdes, issinelles et paléobéreselles, petits bioclastes et laminations entrecroisées.
MF 9 Packstone à péloïdes, «minipéloïdes» de spongiostromides et bioclastes modérément diversifiés.
MF 10 Packstone conglomératique à intraclastes de spongiostromides et bioclastes modérément diversifiés.
MF 12 Wackestone à bioclastes faiblement diversifiés.
MF 14 Boundstone à spongiostromides.
MF 15 Wackestone à minipéloïdes de spongiostromides, oncoïdes et archéogastéropodes.
MF 16 Mudstone à ostracodes et spicules.

La dolomitisation est plus généralement observée dans la base de la coupe où elle se présente sous la forme d'une mosaïque de cristaux xénotopiques ou hypidiotopiques troubles, de dimensions variables. Ces dernières sont comprises entre 30 et 50μ dans le sédiment et avoisinent 100μ et plus dans les cavités. La dolomitisation semble avoir affecté «tardivement» (ch. 9, diagenèse) des faciès généralement riches en bioclastes diversifiés qui demeurent parfois

discernables à la faveur d'une transformation partielle ou incomplète. L'importance de la dédolomitisation est variable.

8.1.2.1.2.2.1.1. Discussion des observations

On peut diviser la coupe en «séquences» caractérisées par la prédominance d'un type de mirofaciès ou d'une alternance de microfaciès; ces séquences apparaissent assez clairement sur l'analyse séquentielle (*sensu* Lombard, 1972) de la **fig. 38** et correspondent grosso modo aux intervalles décrits ci–dessus (description macroscopique).

Le premier ensemble, qui correspond à la première douzaine de mètres décrits ci–dessus, est caractérisé par une alternance de microfaciès représentatifs d'environnements marins ouverts et confinés. La sédimentation est assez typique d'une plate–forme carbonatée peu profonde dont la tranche d'eau est sujette à des variations brusques d'épaisseur et, en conséquence, de confinement.

Les quelques mètres suivants marquent le passage à des conditions caractérisées par une moindre épaisseur de la tranche d'eau et un confinement accru. De telles conditions prévalent dans la trentaine de mètres suivante et favorisent le développement préférentiel des spongiostromides. À en juger par la nature et la faible quantité des pseudomorphoses évaporitiques (voir ci–dessous), le confinement n'a jamais dû être très important. Quelques augmentations sporadiques de l'épaisseur de la tranche d'eau se marquent par la réapparition temporaire d'organismes abondants et diversifiés.

Enfin, les quinze derniers mètres levés (lacune non comprise) semblent à nouveau caractérisés par une certaine instabilité de l'épaisseur de la tranche d'eau, qui favorise l'alternance entre faciès représentatifs d'environnements marins à circulation ouverte et plus réduite.

Il est à noter qu'il existe deux phases de fissuration du sédiment. La première est caractérisée par l'occurrence de fissures fines (quelques dizaines ou centaines de microns), d'orientation quelconque, cimentées par de la sparite trouble ou limpide et antérieures aux stylolithes stratiformes qui les recoupent géométriquement. La seconde est caractérisée par la présence de fissures fines (également quelques dizaines ou centaines de microns), perpendiculaires à la stratification et aux stylolithes stratiformes qu'elles recoupent géométriquement et cimentées par de la sparite limpide. Ces fissurations seront analysées en plus ample détail au sein du chapitre consacré à la diagenèse (ch. 9).

8.1.2.1.2.2.2. Pseudomorphoses évaporitiques

Les pseudomorphoses évaporitiques présentes dans le matériel ont déjà été décrites et interprétées ci–dessus (ch. 4). Il s'agit essentiellement de :

- pseudomorphoses carbonatées de cristaux biconvexes de gypse;
- pseudomorphoses carbonatées de poecilotopes gypseux;
- pseudomorphoses carbonatées de cristaux triangulaires dressés;
- pseudomorphoses siliceuses.

Plusieurs faits intéressants peuvent être soulignés. Tout d'abord, les pseudomorphoses de minéraux évaporitiques sont beaucoup plus rares dans le matériel de cette coupe que dans le matériel des coupes où prédomine le faciès bréchique. Ensuite, elles sont principalement représentées dans la première moitié de l'intervalle étudié. Enfin, les pseudomorphoses carbonatées de faciès gypseux sont beaucoup plus abondantes que celles, très rares, de faciès anhydritiques. Certaines cavités millimétriques ou centimétriques arrondies et remplies de sparite seraient peut–être la trace d'un passage très occasionnel aux conditions de formation de nodules anhydritiques.

8.1.2.2. La coupe d'Andenelle

8.1.2.2.1. Localisation et description de la coupe

La coupe d'Andenelle se situe à un kilomètre environ de la rive droite de la Meuse, à hauteur du village d'Andenelle (1 km après Andenne, sur la route de Huy) et sur la route de Coutisse. Le lieu–dit est celui du Bois de Tiarmont. D'un point de vue géologique, la coupe s'inscrit dans la terminaison périclinale d'un anticlinal compris dans un synclinal secondaire du bord Nord du Synclinorium de Namur (carte géologique au 40000e n° 144).

La coupe levée est constituée d'une soixantaine de mètres de calcaires non bréchiques, en trois ensembles séparés par deux lacunes d'observation. Le site étant celui d'une carrière dont l'exploitation a cessé de longue date, l'état de l'affleurement n'est pas de première fraîcheur. Cela rend l'observation des éléments et structures macroscopiques parfois malaisée.

Le premier ensemble levé (coupe Andenelle «C», **fig. 39**) est épais d'environ 18 m. Il est constitué d'un premier banc d'un peu moins de deux mètres d'épaisseur, de calcaire beige, grenu, à cassure esquilleuse et contenant d'abondants bioclastes et crinoïdes. Viennent ensuite 6,30 m de niveaux fins dans lesquels la stratification est peu visible. Dans la première moitié de cet intervalle, aucun élément n'est discernable à l'oeil nu. Dans la seconde moitié, le sédiment est beige et toujours fin; les crinoïdes sont absents mais on observe quelques *Productus* (centimétriques) et d'autres bioclastes de plus petite taille. Une passée laminaire décimétrique précède le passage à un nouveau banc d'environ 2 m d'épaisseur, toujours fin mais contenant des crinoïdes. Les quatre mètres suivants sont fins, beiges et avec peu d'organismes ou bioclastes visibles dans la première moitié, gris–noir à noir avec quelques macrofossiles et crinoïdes dans la seconde moitié. Enfin, les quatre derniers mètres de cette première partie de la coupe sont plus grossièrement grenus. D'abord noir, massif et crinoïdique, le sédiment devient gris beige dans la partie supérieure tout en présentant toujours de nombreux crinoïdes.

Un piton rocheux isolé d'environ 3 m d'épaisseur a été levé ensuite. Compte tenu de l'allure générale de la stratification, il est très probable qu'il n'existe pratiquement pas de lacune entre le sommet de l'ensemble précédent et la base de celui–ci. Ces trois mètres sont constitués de calcaire gris clair, bioclastique dans le premier mètre, finement laminaire dans le second et à nouveau bioclastique, avec de nombreux crinoïdes, dans le dernier mètre.

La succession entre le sommet du piton rocheux précédent et le levé suivant n'est pas continue. Une lacune d'observation, d'une épaisseur estimée à 2 m, est à déplorer.

L'ensemble suivant, épais d'environ 9 m, constitue la coupe Andenelle «A» de la **fig. 39**. Les sédiments de cet intervalle sont caractérisés par une sensible diminution de l'importance des faciès bioclastiques et une augmentation concomitante du faciès beige et finement laminaire ou micritique homogène. Le pendage des couches, mesuré au sommet et à la base de cet ensemble, est compris entre 25° à N 0° et 35° à N 322°, respectivement.

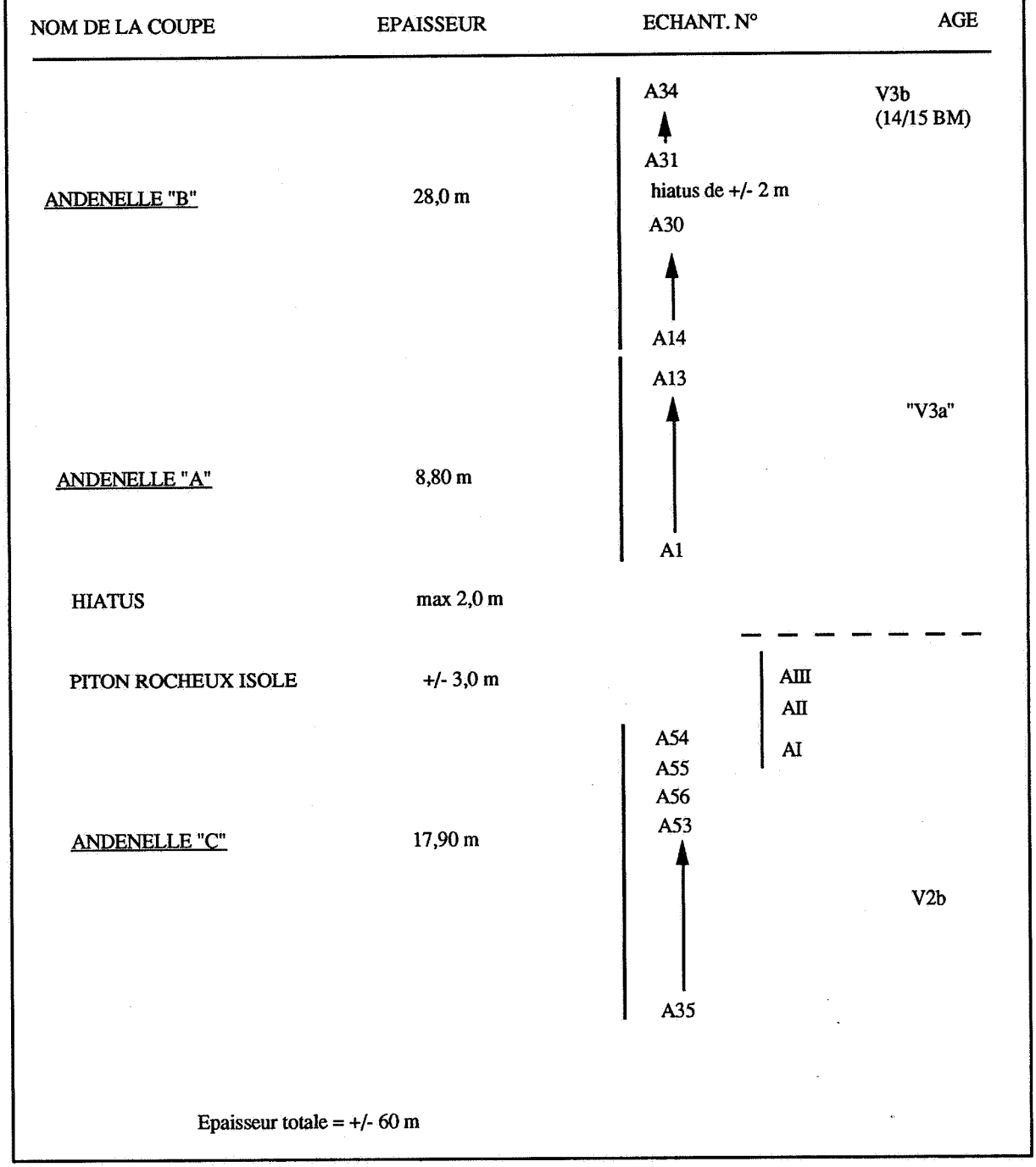
L'ensemble suivant (Andenelle «B» sur la **fig. 39**) est épais de 28 mètres environ et comprend une lacune d'observation d'environ 2 m.

La stratification des sédiments des 20 premiers mètres de cet intervalle est peu visible (**fig. 40**). Il s'agit d'un calcaire gris clair, fin et essentiellement laminaire. L'état d'altération intense de la paroi rend quasiment impossible l'observation de détail. Signalons cependant qu'une courte passée oolithique ou des stratifications obliques s'observent occasionnellement dans la série. Les 10 centimètres de sédiment immédiatement sous–jacents à la lacune d'observation sont constitués de calcaire plus foncé, grenu et bioclastique.

Au–dessus de la lacune d'observation, on observe tout d'abord 1 m de sédiment gris clair, fin et laminaire. Puis viennent 0,50 m de calcaire gris moyen, grenu et riche en crinoïdes et à nouveau 0,20 m de calcaire gris clair et finement laminaire. Un banc, épais d'environ 3,5 m, grossièrement grenu et très riche en crinoïdes vient ensuite. Celui–ci forme une «barre» crinoïdique bien visible depuis le sol de la carrière et apparemment très continue latéralement. À son sommet, une vingtaine de centimètres de sédiments fins et laminaires termine le levé.

Des calcaires argileux en plaquettes centimétriques affleurent ensuite, au–delà d'une lacune d'observation qui masque la nature du contact avec les bancs calcaires sous–jacents.

Fig. 39 : DISPOSITION GEOMETRIQUE DES DIFFERENTES COUPES LEVEES à ANDENELLE (Bois de TIARMONT).



8.1.2.2.2. Position stratigraphique et analyse sédimentologique

8.1.2.2.2.1. Position stratigraphique

Aucune étude biostratigraphique systématique n'est disponible pour la coupe étudiée. B. Mamet (comm. pers.) a déterminé les âges suivants, sur base des foraminifères observés dans le matériel. Les niveaux bioclastiques du sommet de la coupe Andenelle «C» et du piton rocheux isolé seraient à dater du V2b. Les niveaux riches en bioclastes et crinoïdes du sommet de la coupe (au–dessus de la lacune d'observation) sont datables de la base du V3b, ce qui confirme l'identification de la barre crinoïdique à l'«Encrinite de Thon–Samson» d'âge V3bα (comm. pers.E. Poty).

Par leur position entre des niveaux datés du V2b et de la base du V3b et l'absence de complications structurales majeures, les niveaux laminaires de la coupe peuvent donc être datés du «V3a» et considérés comme l'équivalent latéral du matériel étudié ci–dessus de la coupe de Thon–Samson.

8.1.2.2.2.2. Analyse sédimentologique

8.1.2.2.2.2.1. Microfaciès carbonatés

L'étude des sédiments de la coupe d'Andenelle a permis de déterminer les microfaciès suivants, qui ont déjà fait l'objet d'une description et d'une interprétation présentées ci–dessus (ch. 4) :

MF 2 Packstone bioturbé à organismes et bioclastes diversifiés.
MF 3 Grainstone à organismes diversifiés et encroûtements de codiacées.
MF 4 Packstone à issinelles, paléobéreselles et bioclastes diversifiés, occasionnellement micritisés.
MF 8 Packstone à péloïdes, codiacées et bioclastes diversifiés.
MF 9 Grainstone à péloïdes granoclassés et fins bioclastes.
MF 11 Packstone à issinelles, paléobéreselles, dasycladacées et péloïdes.
MF 12 Packstone bioturbé à «minipéloïdes» de spongiostromides et bioclastes faiblement diversifiés.
MF 14 Boundstone à spongiostromides et packstone à «minipéloïdes».
MF 16 Wackestone à ostracodes, spicules et fins bioclastes.
MF 17 Mudstone laminaire.

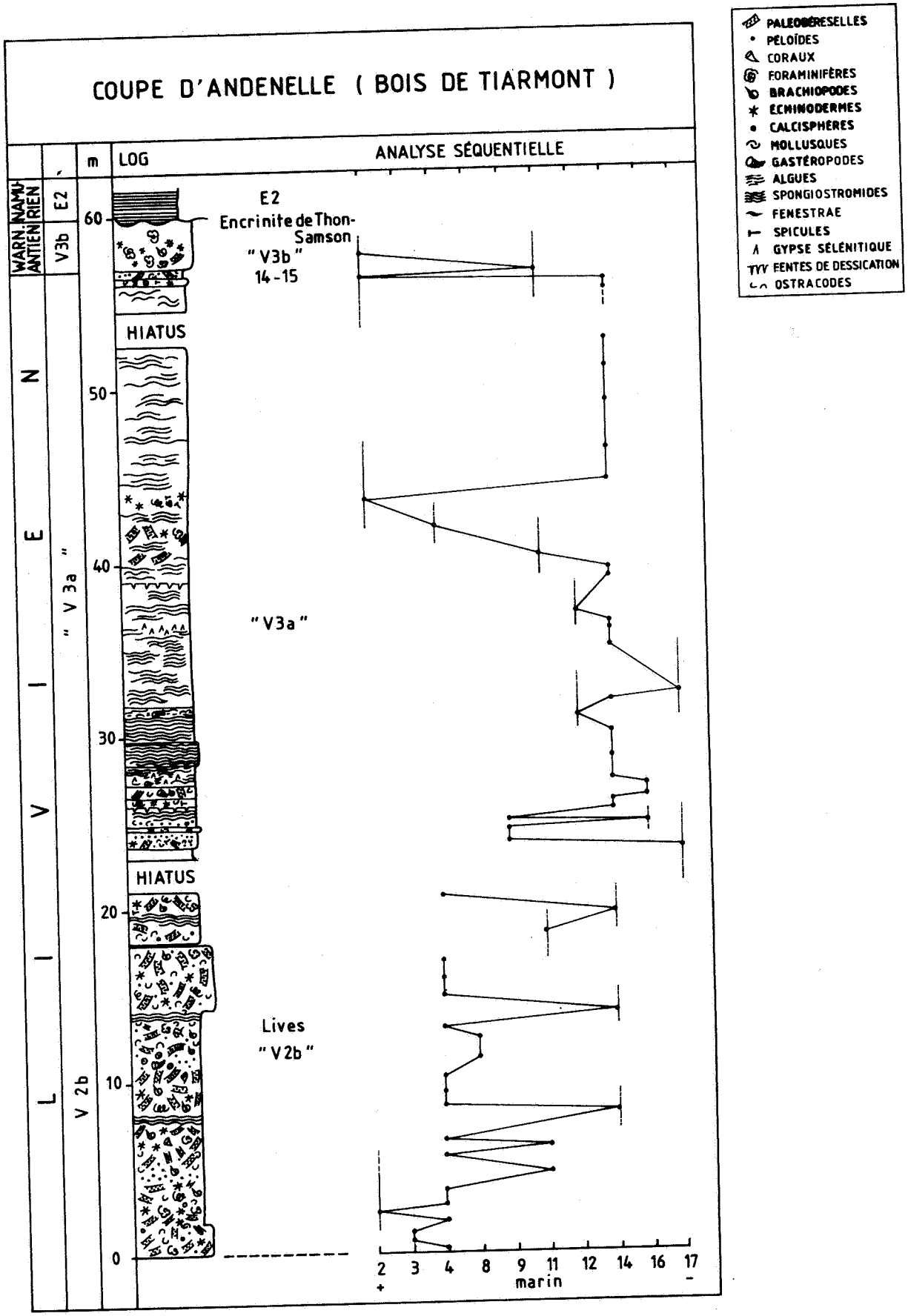


Fig. 40 : Colonne lithologique de la coupe d'Andenelle (Bois de Tiarmont) et analyse séquentielle

8.1.2.2.2.2. Discussion des observations

L'analyse séquentielle (*sensu* Lombard, 1972) permet d'opérer un certain nombre de subdivisions sédimentologiques à l'intérieur de la coupe (**fig. 40**).

Les 20 premiers mètres levés, datés par voie micropaléontologique du V2b, sont caractérisés par l'alternance de microfaciès représentatifs d'environnements marins ouverts et plus confinés. Ce type de sédimentation est typique d'une plate–forme carbonatée peu profonde dont la tranche d'eau est sujette à des variations brusques d'épaisseur et, dès lors aussi, de confinement. L'environnement durant cette période a dû être sporadiquement très protégé et calme, ainsi qu'en témoignent les manchons millimétriques de dasycladacées non brisés observés en certains niveaux.

À partir de 23 m, le milieu de sédimentation est caractérisé par une tranche d'eau d'épaisseur moindre et de confinement accru ainsi qu'en témoigne le développement préférentiel des spongiostromides. Un épisode plus énergétique est observable à la base de cet intervalle et caractérisé par un faciès à péloïdes granoclassés. Une augmentation d'épaisseur de la tranche d'eau est observable dans la séquence et se marque par l'augmentation de la quantité et de la diversité de la faune et de la flore.

Au niveau 57 m, une nouvelle augmentation de l'épaisseur de la tranche d'eau se marque de façon extrêmement sensible par le dépôt de plusieurs mètres de sédiments extrêmement riches en organismes et bioclastes très diversifiés (dont les crinoïdes). Cette ouverture du milieu avait été «annoncée» par une première pulsation beucoup plus brève, quelques décimètres sous la base du banc bioclastique métrique.

8.1.2.2.2.3. Pseudomorphoses évaporitiques

Les pseudomorphoses évaporitiques sont très peu abondantes dans le matériel de la coupe d'Andenelle. Seuls sont représentés les cristaux triangulaires dressés, de nature problématique (ci–dessus, ch. 4). Il est intéressant de noter que ceux–ci seraient les seules pseudomorphoses de minéraux évaporitiques (pour autant qu'elles en soient effectivement) présentes dans un environnement ne présentant par ailleurs aucune trace d'hypersalinité importante.

8.1.2.3. La coupe de Tramaka

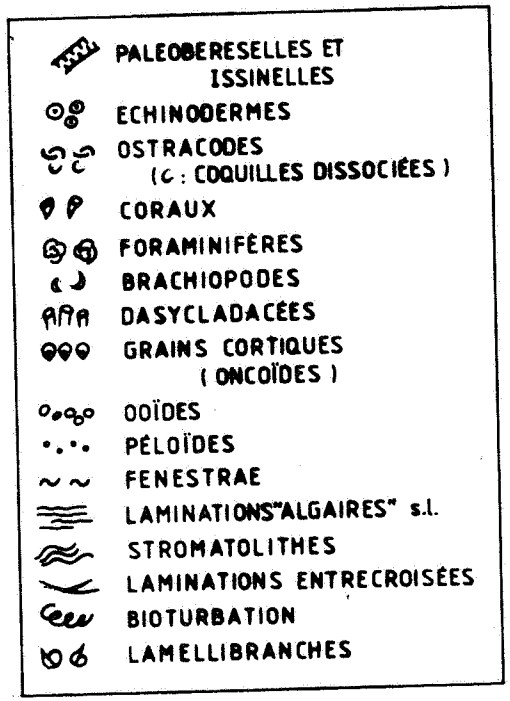
8.1.2.3.1. Localisation et description de la coupe

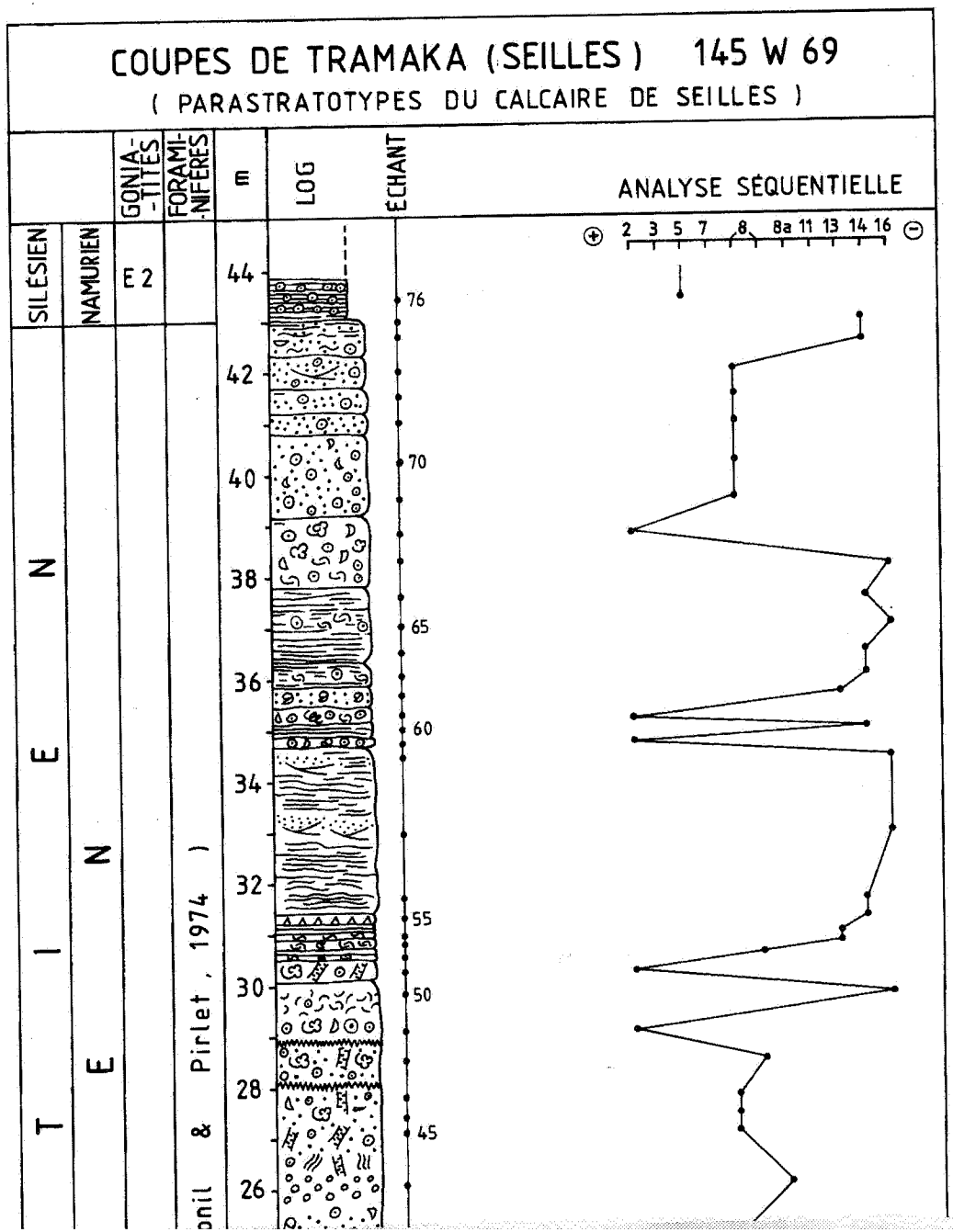
La coupe de Tramaka est située à environ 2 km au Nord de la rive gauche de la Meuse, à hauteur d'Andenne. Il s'agit d'une ancienne exploitation désaffectée : la première partie levée se trouve à gauche de la route allant de Seilles à Couthuin, la seconde à droite. D'un point de vue géologique, la coupe s'inscrit dans le bord Nord d'un synclinal secondaire du bord Nord du Synclinorium de Namur (carte géologique au 40000e n° 144).

La première partie du levé, située à gauche de la route Seilles–Couthuin, est épaisse d'un peu moins de 8 m (**fig. 41**). Le premier mètre est constitué de calcaire gris beige, fin et apparemment azoïque. Puis viennent 5,50 m de calcaire gris moyen à gris foncé, plus grossièrement grenu et bioclastique. Enfin, un peu plus d'un mètre de calcaire laminaire termine cette première partie du levé.

Les levés effectués à gauche et à droite de la route ne se suivent pas de manière continue. Une lacune d'observation sépare les deux parties de la coupe, dont l'épaisseur est difficilement estimable. Cependant, compte tenu de l'allure de la stratification, elle ne me paraît pas devoir être très importante.

Le levé effectué à droite de la route totalise une épaisseur d'environ 33 mètres. Les 8 premiers mètres sont constitués de bancs pluridécimétriques ou métriques de calcaire gris, assez


PALEOBERESELLES ET ISSINELLES
ECHINODERMES
OSTRACODES (c : COQUILLES DISSOCIÉES)
CORAUX
FORAMINIFÈRES
BRACHIOPODES
DASYCLADACÉES
GRAINS CORTIQUES (ONCOÏDES)
OOÏDES
PÉLOÏDES
FENESTRAE
LAMINATIONS "ALGAIRES" s.l.
STROMATOLITHES
LAMINATIONS ENTRECROISÉES
BIOTURBATION
LAMELLIBRANCHES


COUPES DE TRAMAKA (SEILLES) 145 W 69
(PARASTRATOTYPES DU CALCAIRE DE SEILLES)
SILÉSIEN
NAMURIEN
GONIA-TITES
FORAMI-NIFÈRES
m
LOG
ÉCHANT
ANALYSE SÉQUENTIELLE
2 3 5 7 8 8a 11 13 14 16
E 2
TIENEN
onil & Pirlet, 1974)
44
42
40
38
36
34
32
30
28
26
76
70
65
60
55
50
45

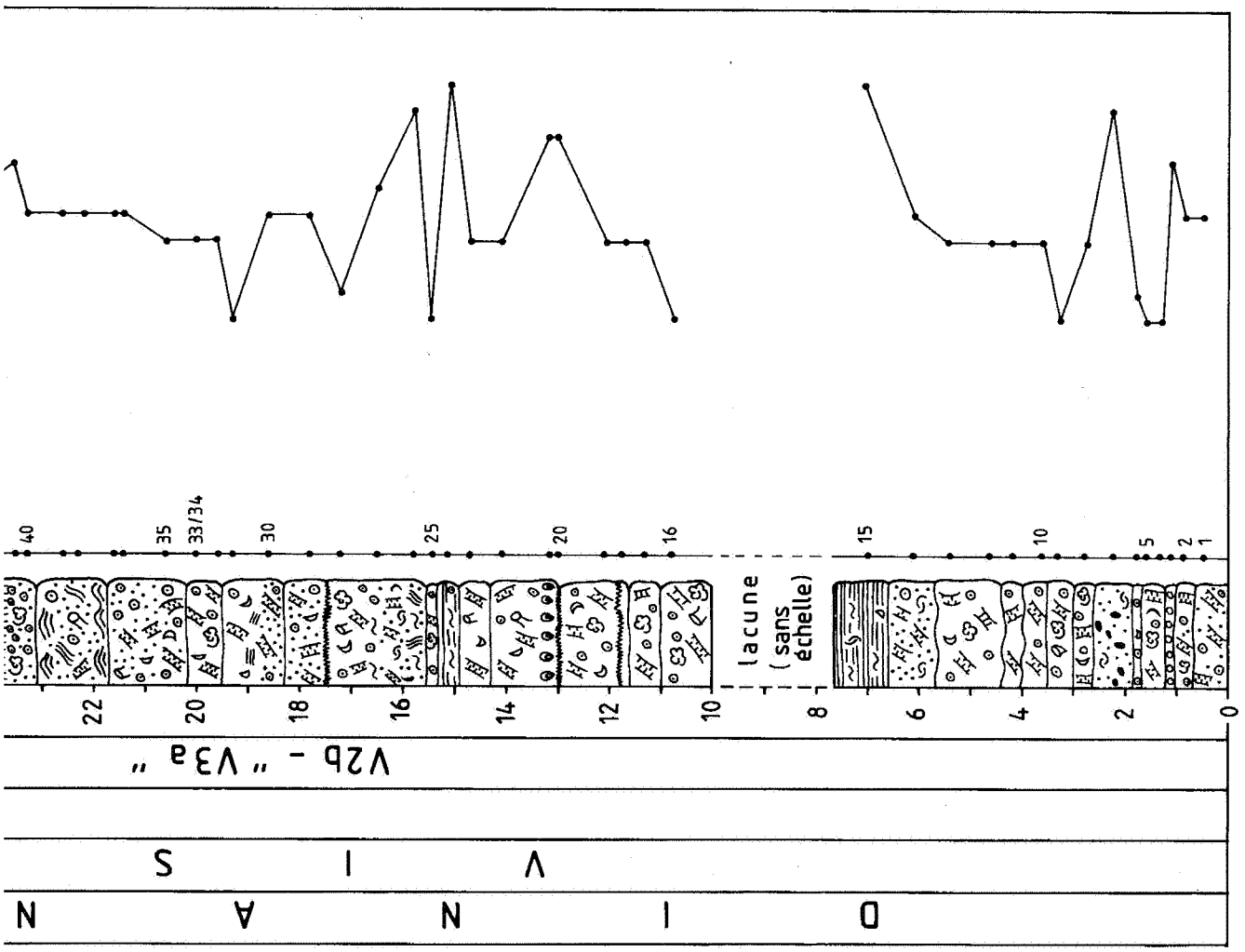


Fig. 41 : Colonne lithologique de la coupe de Tramaka et analyse séquentielle.

grossièrement grenu et riche en organismes et bioclastes. Les crinoïdes et les brachiopodes semblent particulièrement bien représentés à cette échelle d'observation. Un niveau à oncoïdes est observable environ 3 mètres au–dessus de la base de la coupe.

Une douzaine de mètres de calcaire gris, en bancs métriques ou plurimétriques s'observe ensuite. Le sédiment est plus finement grenu que dans les 8 premiers mètres. On n'y observe des bioclastes visibles à l'oeil nu qu'en quelques endroits; il s'agit alors principalement de crinoïdes. Quelques autres observations peuvent être faites dans cet intervalle: au premier tiers de la série, on peut observer un banc d'environ 1,50 m d'épaisseur dont la base et le sommet sont constitués de stromatolithes de type LLH (Aitken, 1967; Pratt et James, 1982). Dans le second tiers de cet intervalle s'observent quelques niveaux oolithiques décimétriques.

Un intervalle de 7,70 m vient ensuite. Celui–ci est constitué exclusivement de calcaire très finement grenu (micritique) beige. Les bancs sont décimétriques dans le premier mètre, pluridécimétriques ou métriques ensuite. De très fines laminations s'y distinguent occasionnellement.

Les 5 mètres suivants sont toujours constitués de calcaire beige ou gris clair en bancs décimétriques ou métriques mais on peut y observer de fins bioclastes. Le dernier banc pluridécimétrique de cet intervalle présente même quelques coraux centimétriques.

Le sommet de ce dernier banc présente une surface altérée, blanchâtre et plus ou moins irrégulière («bosselée»). Sous cassure fraîche, la surface est caractérisée par la présence d'une «croûte» millimétrique riche en oxydes de fer qui semblent «diffuser» irrégulièrement sur une profondeur d'un centimètre dans le sédiment. Ce dernier apparaît gris, «grumeleux» et parcouru de poches centimétriques et de fissures verticales et rectilignes (d'ouverture millimétrique), cimentées par de la sparite laiteuse. Des vacuoles irrégulières de petite taille (inférieure ou égale au millimètre) s'observent sur une profondeur de quelques centimètres sous la «croûte». Il est à noter que cette dernière recoupe géométriquement les fissures et poches sparitiques présentes dans le sédiment sous–jacent (**pl. 20a**).

Immédiatement au–dessus de la surface bosselée précédemment décrite se trouve un fin niveau argileux millimétrique sur lequel reposent des calcaires en fines «plaquettes» centimétriques, très riches en crinoïdes et en détritiques (quartz). Les conditions d'affleurement ne permettent d'observer qu'un mètre d'épaisseur de ces «plaquettes». Il est à noter que ces dernières reposent sur la surface faiblement ondulante du banc calcaire sous–jacent sans discordance angulaire notoire et par l'intermédiaire d'un joint argileux dépourvu d'éléments grossiers et/ou siliceux.

8.1.2.3.2. Position stratigraphique et analyse sédimentologique

8.1.2.3.2.1. Position stratigraphique

La coupe, qui constitue le parastratotype du «Calcaire de Seilles», a fait l'objet d'une datation micropaléontologique (foraminifères) par Conil et Pirlet (1974). Les niveaux calcaires situés de part et d'autre de la route ont été datés du V3a. Quant aux niveaux en plaquettes surmontant les calcaires viséens, ils ont été datés du E2a par Groessens (1983). Conil et Pirlet (1974) précisaient que c'est le seul endroit en Belgique où ces niveaux paraissent à l'affleurement[3].

[3] Pour Van Leckwijk (1964), ce niveau était en lacune dans la région étudiée.

8.1.2.3.2.2. Analyse sédimentologique

8.1.2.3.2.2.1. Microfaciès carbonatés

L'analyse sédimentologique du matériel de la coupe a permis de déterminer les microfaciès suivants, qui ont déjà fait l'objet d'une description et d'une interprétation présentées au chapitre 4 :

MF 2 Wackestone ou packstone bioturbé à organismes et bioclastes diversifiés.
MF 3 Packstone à bioclastes diversifiés et intraclastes algaires.
MF 5 Encrinite.
MF 7 Packstone (micro–conglomératique) à bioclastes modérément diversifiés.
MF 8 Packstone à péloïdes, issinelles, paléobéreselles et organismes modérément diversifiés. 8a– Var. : Grainstone à ooïdes.
MF 11 Packstone ou grainstone à bioclastes encroûtés, issinelles, paléobéreselles et dasycladacées.
MF 13 Packstone conglomératique à intraclastes de spongiostromides.
MF 14 Boundstone à spongiostromides.
MF 16 Mudstone ou wackestone à ostracodes, spicules et/ou fins bioclastes.

8.1.2.3.2.2.2. Discussion des observations

Il ressort de l'analyse de ces microfaciès et de l'analyse séquentielle (*sensu* Lombard, 1972; **fig. 41**) que la majeure partie des sédiments de cette coupe est constituée de calcaires déposés sous une tranche d'eau suffisante pour permettre le développement d'une microfaune et d'une microflore abondantes. Le milieu pouvait être occasionnellement protégé et calme (présence de manchons de dasycladacées non brisés) mais, d'une manière plus générale, il semble y avoir une nette prédominance des microfaciès représentatifs d'environnements agités (sédiments grossièrement grenus, péloïdiques et bioclastiques ou oolithes).

L'intervalle caractérisé par la diminution d'épaisseur de la tranche d'eau et un confinement accru n'est plus guère épais que d'un peu plus de 8 m. Il est caractérisé, comme à Thon–Samson et Andenelle, par le développement de tapis spongiostromidiques et le dépôt de sédiments micritiques à contenu faunique très pauvre. Même à l'intérieur de cet intervalle confiné, les traces d'une agitation sporadique du milieu ne sont pas absentes. Quelques passées laminaires, constituées de minipéloïdes spongiostromidiques et de petits bioclastes (probablement amenés à la faveur de l'événement énergétique) sont affectées de stratifications obliques.

La surface supérieure du V3a, sur laquelle se sont déposés les sédiments du E2a, présente les caractéristiques microscopiques suivantes. Conformément à ce qu'avait déjà suggéré l'observation macroscopique, il s'agit d'une surface irrégulière dont la pellicule superficielle, épaisse d'environ 1 mm, est teintée d'oxydes de fer. La surface est perforée jusqu'à une profondeur de quelques millimètres : les perforations sont d'un tracé généralement subvertical et leur diamètre atteint plusieurs centaines de microns. Elles sont cimentées par une frange isopaque de calcite d'une centaine de microns d'épaisseur, présentant un faciès lamellaire assez peu développé et passant sans transition nette à un faciès de sparite équigranulaire (étude diagénétique, voir ci–dessous, 9.3.1.1.).

Cette surface présente un certain nombre de caractéristiques qui permettent de l'identifier à un fond durci («*hardground*» des auteurs anglo–saxons) : perforations, imprégnation par les oxydes de fer, cimentation isopaque (Purser, 1980; Tucker et Bathurst, 1990). Elle pourrait donc témoigner d'un arrêt de sédimentation dans des conditions de paléobathymétrie qu'il reste difficile de préciser.

8.1.2.3.2.2.3. Pseudomorphoses évaporitiques

Les pseudomorphoses évaporitiques sont ici très rares : les cristaux triangulaires dressés (ci–dessus, ch. 4) sont les seules pseudomorphoses (?) observées et leur occurrence est limitée à la partie de la coupe dans laquelle le faciès laminaire prédomine.

8.1.2.4. Discussion régionale : le «V3a» de Thon–Samson à Tramaka

8.1.2.4.1. Discussion des observations de la coupe de Thon–Samson

La coupe de Thon–Samson est particulièrement intéressante en ce sens qu'elle constitue la première coupe (d'une certaine importance) de calcaires non bréchiques, à seulement une dizaine de kilomètres à l'Est des Rochers des Grands Malades (Bouge), où le faciès bréchique prédomine encore.

L'absence du caractère bréchique et la faible quantité de pseudomorphoses évaporitiques constituent les deux caractéristiques majeures de cette coupe.

L'analyse sédimentologique révèle que les dépôts datables du «V3a» se sont déposés sous une tranche d'eau faible et de confinement modéré – en tout cas insuffisant pour précipiter massivement l'anhydrite. Ce dernier caractère distinguerait les sédiments de Thon–Samson de ceux déposés plus à l'Ouest, dans une zone de confinement accru où les vestiges anhydritiques et l'anhydrite préservée sont abondants.

L'hypothèse d'un confinement modéré dans la région de Thon–Samson permet assez logiquement de rendre compte de l'absence de brèche dans la mesure où cette dernière est supposée se former par dissolution de corps évaporitiques importants (ci–dessus, ch. 7).

Au niveau de la coupe Thon–Samson, la situation se présente donc comme suit : à l'Ouest et au Sud–Ouest se trouve le «domaine bréchique», caractérisé par l'occurrence conjointe du faciès bréchique et de conditions franchement évaporitiques (ci–dessus, ch. 7 et 8.1.1.). À l'Est et au Nord–Est par contre, l'étude des coupes de Tramaka et d'Andenelle (voir ci–dessous) montre qu'on se trouve manifestement et durablement hors du «domaine bréchique»; d'une façon concomitante, les vestiges de faciès évaporitiques disparaissent. La région de Thon–Samson n'est donc pas un «îlot» non bréchique au milieu d'un «océan» bréchique. Elle semble au contraire constituer le premier jalon d'un changement de conditions paléoécologiques à l'échelle régionale.

8.1.2.4.2. Discussion des observations de la coupe d'Andenelle

La position stratigraphique des niveaux étudiés à Andenelle ne posant pas de problème majeur, il me paraît intéressant de comparer la situation qui prévaut dans cette zone à celle, précédemment décrite, de la région de Thon–Samson.

Rappelons tout d'abord que 10 km seulement séparent actuellement les deux coupes, selon une direction *grosso modo* parallèle aux structures régionales et également parallèle au «paléo–rivage» (tel qu'il est représenté dans les reconstitutions paléogéographiques de Ziegler, 1982 et 1990).

À Thon–Samson, on observe 43 m (lacune non comprise) d'un «V3a» dont l'analyse sédimentologique révèle que les sédiments se sont déposés sous une tranche d'eau faible et de confinement modéré. Pour obtenir ce chiffre, j'ai considéré que les niveaux bioclastiques sommitaux de la coupe de Thon–Samson, bien que datés par Mamet du «V3a», participaient en fait du même événement sédimentaire (augmentation brutale et sensible de l'épaisseur de la tranche d'eau au sommet du «V3a») que ceux du sommet de la coupe d'Andenelle. Ces derniers étant identifiables à l'«Encrinite de Thon–Samson» d'âge V3ba, il ne peut y avoir à mon sens une énorme différence d'âge entre les niveaux de l'une et l'autre coupe (*cf.* discussion ci-dessus, 8.1.2.1.2.1.).

À Andenelle, on observe une trentaine de mètres (lacune non comprise) de sédiments «V3a», déposés dans un environnement assez semblable à celui qui prévalait à Thon–Samson, mais encore moins confiné.

Cette diminution sensible d'épaisseur du «V3a» entre les deux coupes avait déjà été notée, à l'échelle de l'ensemble du Viséen moyen et supérieur par Pirlet (1964). La discussion des données fournies par l'étude de la coupe suivante (coupe de Tramaka) permettra de préciser cette observation et d'esquisser une interprétation régionale.

8.1.2.4.3. Discussion des observations de la coupe de Tramaka

La coupe de Tramaka présente un «V3a» non bréchique et constitué de calcaire bioclastique rarement observé vers l'Ouest. Les faciès laminaires, caractéristiques de milieux plus confinés, sont ici peu abondants : leur épaisseur n'atteint plus 10 mètres.

L'état de l'affleurement ne permet d'observer qu'une partie du «V3a». À la base, les niveaux sommitaux du V2b, caractérisés par la présence de rognons de chert nodulaire, ne sont pas visibles. Au sommet, on n'observe pas le passage stratigraphique au V3b (matérialisé à Andenelle par la présence des bancs massifs de l'«Encrinite de Thon–Samson», V3ba) mais un passage assez brusque entre les niveaux calcaires datables du «V3a» et l'«Encrinite de Tramaka», beaucoup plus jeune, puisque d'âge namurien (E2a). Il faut cependant signaler que l'«Encrinite de Thon–Samson» a été recoupée très récemment au sein d'un sondage implanté à quelques centaines de mètres au Nord–Est de la carrière de Tramaka (comm. pers. E. Poty).

Quelles sont les relations entre le Viséen moyen («V3a») et le Namurien (E2a) à Tramaka ?

Pour Michot (1980), le «Seuil paléobrabançon», situé à l'Ouest de la région de Tramaka, aurait subi un mouvement de soulèvement qui aurait débuté à la fin du Viséen supérieur (V3b–c). Après s'être déposé «normalement», le Viséen supérieur aurait été érodé à la faveur de cette exondaison; c'est ce qui expliquerait la lacune observée à Tramaka, notamment. Cette idée, couramment admise depuis (*cf.* par ex. Robaszynski et Dupuis, 1983), peut être revue à la lumière des observations présentées ici.

La surface supérieure du «V3a» présente – on l'a vu ci–dessus – les caractéristiques d'un fond durci; d'autre part, il n'y a aucune trace d'un quelconque produit d'érosion dans le joint argileux immédiatement sus–jacent au Viséen (*cf.* aussi Poty, 1992). Il apparaît donc que l'hypothèse précédemment admise du dépôt du Viséen supérieur suivi de son érosion doit être quelque peu modifiée. Au vu des observations, le scénario le plus plausible n'est pas celui de l'érosion du Viséen supérieur mais bien du non–dépôt de la partie sommitale du V3a, du V3b, du V3c et du E1 au niveau du site de la carrière de Tramaka.

La découverte récente des niveaux de base du V3b (V3ba, «Encrinite de Thon–Samson») dans un sondage implanté à proximité de la carrière montre que, latéralement, la sédimentation a pu se poursuivre jusqu'au dépôt de ces niveaux (connus par ailleurs à Andenelle, ci–dessus, 8.1.2.2.2.1.).

Si l'on admet au contraire l'hypothèse de Michot (1980), il faut expliquer pourquoi l'érosion du Viséen supérieur n'a laissé aucune trace géométrique (ravinement, karst) ni matérielle (résidus de dissolution) visible et pourquoi, d'autre part, elle s'est arrêtée précisément au–dessus d'un fond durci.

Dans la coupe étudiée, la majeure partie des niveaux observés est datée par Conil et Pirlet (1974) du «V3a» (indifférencié). Or, une dizaine d'années auparavant, Pirlet (1964) avait noté que si, d'une manière générale, le «V3a» diminuait d'épaisseur à mesure que l'on progressait des environs de Thon–Samson vers l'Est (Moha), dans le détail on pouvait observer des variations d'épaisseur des sous–divisions de cet étage. Ainsi, au niveau de la coupe de Tramaka, Pirlet (1964) estime que le V3aa rythmique et non bréchique est deux fois plus épais (46m) que dans la région de Namêche – Thon–Samson (23m). Par contre, selon cet auteur, le V3aβ voit son épaisseur réduite de 34m à Namêche – Thon–Samson à 14m à Tramaka et le V3aγ n'affleure plus dans ce dernier endroit.

8.1.2.4.4. Discussion régionale

D'un point de vue paléogéographique, deux scénarios principaux peuvent être envisagés pour traduire le passage rapide de conditions évaporitiques, à l'Ouest de la région étudiée, à des conditions de moindre salinité vers l'Est.

- La région de Thon-Samson–Seilles–Andenne pourrait appartenir à une «barrière» sédimentaire isolant un domaine de salinité accrue au Sud–Ouest d'un domaine de moindre salinité au Nord–Est.
- Mais elle pourrait aussi se situer sur un compartiment «haut» d'une plate–forme dont on a vu ci–dessus qu'elle était très probablement structurée en «blocs basculés» (ci–dessus, ch. 6).

L'hypothèse de la «barrière» est assez séduisante mais – si barrière il y a – il reste à déterminer son importance et surtout son orientation par rapport au paléorivage. Ce dernier, selon les reconstructions paléogéographiques classiques (Ziegler, 1982 et 1990, par exemple), serait orienté Sud–Ouest/Nord–Est (voir ci–dessus, **fig. 36**). La situation d'une «barrière» séparant un domaine nord–oriental d'un domaine sud–occidental et dont la continuité latérale ne peut être établie en raison du manque d'affleurements, pose un problème conceptuel non négligeable.

Pirlet (1964) note que, d'une manière générale dans la région étudiée, le Viséen moyen et supérieur (V3aα -> V3c) se biseaute d'Ouest en Est. Les conclusions de cet auteur sont claires : des «mouvements de sol», ayant conduit ailleurs à la formation de la Grande brèche, se seraient produits dès le Viséen supérieur et auraient provoqué une lacune de sédimentation régionale de cet intervalle. Prudemment, l'auteur ne se prononce pas sur l'alternative suivante: y a–t–il eu non–sédimentation du Viséen supérieur ou dépôt suivi d'une érosion ?

La réponse est apportée par Michot (1980). Selon cet auteur, une exondaison du «Seuil paléobrabançon» s'est produite à la fin du V3b–c : il y a donc eu dépôt du Viséen supérieur puis érosion de celui–ci à la faveur du mouvement précité.

En fait, plusieurs éléments sont à prendre en compte si l'on souhaite réexaminer la situation de cette région :

- l'existence de variations d'épaisseur importantes du «V3a», tant au niveau du sous–étage qu'au niveau de ses sous–divisions;
- la lacune régionale des niveaux supérieurs au V3bα, V3c et E1;
- le type de dépôts carbonatés observés, stratifiés (et non bréchiques), caractérisés par une teneur en évaporites réduite et par la présence occasionnelle d'épisodes énergétiques.
- le contact existant à Tramaka entre la base du Viséen supérieur et le E2, caractérisé par l'absence de ravinement important, de résidus d'érosion et la présence d'un fond durci.

L'ensemble de ces éléments peut conduire à formuler une hypothèse assez différente de celle précédemment admise.

La région de Seilles, structurée en blocs basculés, aurait subi, lors du Viséen supérieur, les premiers effets de la compression varisque. Ceci aurait eu pour effet de maintenir les blocs les plus proches du Parautochtone brabançon en position «haute», empêchant ainsi que s'y déposent la partie supérieure du Viséen supérieur et la base du Namurien.

Deux points dans cette hypothèse appellent un commentaire.

En premier lieu, la structuration en blocs basculés *de cette région* n'est pas absolument prouvée même si, d'un point de vue tectonique, elle apparaît très probable (*cf.* ch. 6). Rappelons qu'une telle structuration est par contre attestée de façon certaine dans d'autres régions où elle est soit contemporaine de celle proposée ici (Visé : Poty, 1991), soit peut–être légèrement antérieure («post–famennienne», région de Walgrappe : Creuzot et Mercier, 1992).

De plus, les variations régionales d'épaisseur des sous-étages viséens et de leurs subdivisions s'inscriraient bien dans une telle logique. Sans être encore une certitude, il apparaît dès lors que la structuration proposée est au moins vraisemblable dans la région étudiée.

D'autre part, le passage en régime tectonique compressif dès la fin du Viséen *dans cette région* est également hypothétique, bien que le fait soit attesté dans d'autres parties plus méridionales de la chaîne, au même moment ou peu après (Massif de la Tombe, ci–dessus, ch. 7 et De Putter et Mercier, sous presse; Mercier *et al.*, a et b, sous presse). Il serait évidemment tentant d'utiliser la lacune régionale du Viséen supérieur à l'appui de cette supposition mais cela ne pourrait se faire qu'en gardant à l'esprit les risques d'une telle argumentation, qui pourrait rapidement s'avérer «circulaire».

Par contre – au cas où le régime compressif serait effectif à cette époque –, il semblerait possible que ce soient les blocs les plus proches du «socle» qui aient été les premiers immobilisés par le serrage.

En fait, pour hypothétique qu'il soit encore, le scénario proposé ci–dessus semble bien étayé par les observations : les puissances des sous–assises du V3a sont très variables à l'échelle régionale, le Viséen supérieur manque effectivement dans toute la zone étudiée, la présence d'un fond durci au sommet du dernier banc observable du Viséen (V3a) à Tramaka ainsi que l'absence de traces d'une érosion importante d'éventuels niveaux du Viséen supérieur et du Namurien s'intègreraient de manière satisfaisante dans ce cadre.

En outre, l'existence d'une zone «haute» à cet endroit aurait pu contribuer à imposer au Sud–Ouest un confinement dont les traces demeurent indiscutablement, sous la forme de pseudomorphoses d'évaporites et de brèches. La présence au Nord–Est d'un corps d'eau de moindre salinité expliquerait l'absence d'évaporites au niveau de la région considérée. Il faut cependant déplorer que le contexte régional ne permette pas de préciser quels auraient pu être les prolongements éventuels de cette «fermeture» du bassin évaporitique.

8.1.3. La région du Boulonnais

8.1.3.1. Présentation schématique des données de la littérature

La région de Boulogne (côtes du Nord–Pas–de–Calais, France) présente quelques affleurements de calcaire carbonifère.

Les «marbres» du calcaire carbonifère du Boulonnais ont fait l'objet d'une importante étude de Derville, en 1931. Plus récemment, le Viséen de cette région a été étudié par Hoyez (1971). L'auteur y établit des corrélations séquentielles (*sensu* Pirlet, 1964 et 1968 notamment) avec le Viséen des Bassins de Namur et Dinant.

Mamet (1973b) confirme, sur base micropaléontologique, l'équivalence stratigraphique, déjà proposée par Hoyez (1971), entre le «marbre Napoléon» (*sensu lato*) du Boulonnais et la Grande brèche belge.

Le «marbre Napoléon» est une formation qui se divise en trois membres : le Napoléon Grand Mélange, le Napoléon Tigré dit «Pattes d'Alouettes» et le Napoléon Gris (Derville, 1931). On s'accorde à faire du Napoléon Grand Mélange, qui présente un faciès bréchoïde, l'équivalent latéral strict de la Grande brèche belge (V3aβ->γ; Derville, 1931; Prud'homme *et al.*, 1991).

La Formation du «marbre Napoléon» est actuellement à l'étude (A. Prud'homme, Lille). Dans une première publication de leurs résultats, Prud'homme *et al.*, 1991 considèrent que le faciès bréchoïde («Grand Mélange») résulte de la décomposition de bioconstructions constituées d'algues, de spongiostromides et de stromatolithes. Les causes invoquées sont d'ordre sédimentaire (tempêtes, dessication) et/ou tectonique (instabilité provoquée par le jeu de failles synsédimentaires).

Le Napoléon Tigré dit «Pattes d'Alouettes» est constitué de buissons algaires (à «*Corypodium*»; notons que Mamet, 1973b s'interroge sur la valeur systématique de cette appellation). Les cavités de ces colonies, résultant probablement d'une association complexe d'algues diverses (Mamet, 1973b), présentent une phase de cimentation fibreuse bien développée, d'origine marine (Prud'homme *et al.*, 1991). Ce ciment fibreux a fait l'objet d'analyses isotopiques présentées ci–dessous (9.3.1.3.1.).

8.1.3.2. Discussion

Il ressort des premiers résultats publiés de l'étude du Napoléon Grand Mélange que ce faciès bréchoïde trouverait plutôt son origine dans le contexte géodynamique régional que dans la dissolution d'évaporites (Prud'homme *et al.*, 1991). Les pseudomorphoses évaporitiques sont d'ailleurs fort rares dans le marbre Napoléon (observations de l'auteur et comm. pers. A. Prud'homme et J.–M. Rouchy).

En première analyse, la région de Boulogne se trouvait donc, au «V3a», en dehors du bassin évaporitique précédemment évoqué (ci–dessus, 8.1.1.). La présence constante, dans le Napoléon, de bioconstructions algaires associées à des faunes diversifiées et l'occurrence de ciments marins fibreux désignent un environnement marin ouvert, de faible profondeur. Or, le passage à un environnement de ce type est exceptionnel dans le matériel de la Grande brèche et, lorsqu'il se produit, il est très sporadique. Dès lors, il est possible que la région de Boulogne se soit trouvée, à cette époque, plus proche de la mer ouverte que les autres régions étudiées dans le présent travail (**fig. 36**).

Ceci n'est évidemment qu'une première hypothèse : il faudra, pour aller plus loin, attendre les résultats des études structurales (travaux en cours, J.–L. Mansy, Lille) qui devraient notamment préciser la provenance paléogéographique des différentes unités du Boulonnais (Hydrequent, Haut–Banc, Ferques; Bonte, 1969).

8.2. Conclusions générales de l'étude du domaine non bréchique

L'étude des coupes non bréchiques présentées ci–dessus apporte un certain nombre d'éléments supplémentaires à la compréhension de la genèse de la Grande brèche, telle qu'elle a été esquissée au terme du chapitre précédent.

On a dit ci–dessus (7.4.) que la brèche résultait de la dissolution d'évaporites et de l'effondrement des niveaux calcaires encaissants, d'âge principalement «V3a». Cependant, les éléments fournis par l'étude des coupes du domaine bréchique ne permettaient pas de comprendre l'organisation du domaine évaporitique dans son ensemble.

L'observation de l'intervalle «V3a» du sondage de Saint–Ghislain permet de s'en faire une meilleure idée. Il apparaît que le domaine évaporitique franco–belge était caractérisé par la précipitation simultanée d'épaisses séries évaporitiques sous–aquatiques au sein de cuvettes kilométriques ou déca–kilométriques (Saint–Ghislain, Épinoy, ...) et d'évaporites diagénétiques de «sabkha» dans les dépôts carbonatés très peu profonds de la plate–forme. L'hypothèse, précédemment évoquée, de la précipitation d'évaporites sous–aquatiques sur l'ensemble du domaine (cuvettes et plate–forme), à la faveur d'une augmentation concomitante de l'épaisseur de la tranche d'eau et du confinement, apparaît d'autant plus plausible qu'un tel processus est incontestablement attesté au sein des cuvettes. La dissolution de telles séries évaporitiques n'en eût laissé subsister aucune trace mais eût, le cas échéant, pu contribuer de manière significative à la formation d'épaisses séries de brèche.

Le confinement était imposé, à l'intérieur du domaine, par le Massif de Brabant–Londres au Nord, par l'existence probable de «rides» au Sud ainsi que par la région de Thon–Samson – Seilles – Andenne, latéralement. Les affleurements de cette dernière région permettent en effet d'observer des séquences «V3a» dans lesquelles brèches et évaporites sont absentes.

L'étude du domaine non bréchique permet ainsi de mieux comprendre l'organisation du domaine évaporitique au «V3a» et, d'autre part, d'étayer le lien entre évaporites et bréchification, puisque dans la région de Thon–Samson – Seilles – Andenne et de Boulogne, l'absence des traces d'évaporites s'accompagne de la disparition du caractère bréchique. Il se confirme dès lors que la Grande brèche est intimement liée à la présence d'évaporites, à l'intérieur d'un bassin dont certaines des coupes étudiées ci–dessus permettent de mieux cerner les limites.

9. Diagenèse

« Par de lentes métamorphoses,
Les marbres blancs en blanches chairs,
Les fleurs roses en lèvres roses
Se refont dans des corps divers ».
Th. Gautier, *Émaux et camées*

9.1. Introduction

Le but de ce chapitre est de caractériser les fluides à partir desquels ont précipité les ciments carbonatés et siliceux observés dans le matériel des diverses coupes décrites ci–dessus ainsi que les minéraux évaporitiques du sondage de Saint–Ghislain. La logique de regroupement des coupes en «domaine bréchique» et «domaine non bréchique», adoptée précédemment (ch. 7 et 8), est reconduite ici.

Les ciments carbonatés ont été décrits et étudiés au microscope optique, en lumière transmise analysée ou non, puis en cathodoluminescence. Chaque fois qu'une phase de luminescence homogène était de taille suffisante pour faire l'objet d'un prélèvement, des échantillons y ont été prélevés, sous la loupe binoculaire, à l'aide d'une fraise électrique à très fine tête diamantée. Ces échantillons ont été soumis à une analyse isotopique (^{13}C;^{18}O).

Les anhydrites du sondage de Saint–Ghislain ont été décrites et étudiées macroscopiquement et au microscope optique. Des échantillons prélevés à la fraise diamantée ont été soumis à des analyses isotopiques (^{34}S;^{18}O).

Les données recueillies au terme de ces différentes investigations analytiques ont permis le plus souvent de caractériser le type de fluide (marin, météorique) à partir duquel a précipité la phase minéralogique étudiée ainsi que les conditions d'enfouissement. À leur tour, ces résultats ont permis de confirmer ou d'infirmer les hypothèses relatives à la genèse de la Grande brèche qu'avaient déjà suscitées l'observation macroscopique et l'étude sédimentologique.

J'ai donc délibérément choisi d'effectuer une étude de «diagenèse appliquée» : pour ce faire, j'ai systématiquement privilégié les investigations qui me semblaient pouvoir apporter des éléments nouveaux dans la compréhension des processus à l'origine de la Grande brèche, parfois au détriment d'autres qui ne me paraissaient pas aussi fondamentales compte tenu du but poursuivi.

---

[1] Principes et méthodes *in* Amieux (1982) et Marshall (1988). Observations effectuées d'abord au Département de Géologie physico–chimique de la Katholieke Universiteit Leuven, sur une cathodoluminescence Technosyn 8200 Mk II. Par la suite, observations effectuées au Laboratoire de Sédimentologie de l'Université Libre de Bruxelles, sur un appareil Technosyn Citl 8200 Mk 3. Conditions expérimentales: tension de la cathode = env. 15 kV, intensité = env. 500 mA, vide = 0,05 Torr.

[2] Analyses effectuées au Département de Géochronologie de la Vrije Universiteit Brussel, sur un spectromètre de masse Finnigan Mat Delta E. Echantillons dissous à l'H_3PO_4 100 % sous vide. Les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène, sous la forme de rapports ($^{13}C/^{12}C$ et $^{18}O/^{16}O$), sont exprimées en «pour mille» (‰) par rapport au standard «PDB» («**P**ee **D**ee **B**elemnite», d'âge crétacé).

[3] Mesures effectuées au Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologiede l'Université Pierre et Marie Curie (Paris). Les compositions isotopiques du soufre, sous la forme du rapport $^{34}S/^{32}S$, sont exprimées en «pour mille» par rapport au standard «CDT» («**C**anyon **D**iablo **T**roilite»); celles de l'oxygène, sous la forme du rapport $^{18}O/^{16}O$, sont exprimées en «pour mille» par rapport à la composition moyenne de l'eau océanique («SMOW», **S**tandard **M**ean **O**ceanic **W**ater).

9.2. Le domaine bréchique

9.2.1. La brèche de Landelies (Massif de la Tombe)

9.2.1.1. Observations en cathodoluminescence et résultats des analyses isotopiques

Les ciments observés dans le matériel de la carrière Dullière (Monceau–sur–Sambre) et de divers affleurements ou carrières alentours sont décrits ci–dessous (voir aussi De Putter et Mercier, sous presse).

Une phase de calcite non luminescente («éteinte») est bien représentée dans l'ensemble du matériel provenant de cette région. Elle est observable dans les contextes suivants :

- Matrice de la brèche connue sous le nom de «Brèche rouge de Landelies»; cette phase éteinte constitue le plus souvent la première phase de cimentation[4] de la brèche, sous la forme de cristaux (hyp–)idiotopiques de quelques dizaines de microns (**pl. 20b**).
- Cavités des blocs de la brèche mentionnée ci–dessus (*fenestrae*, fissures limitées aux blocs, pseudomorphoses carbonatées de minéraux évaporitiques), sous le même faciès cristallin que ci–dessus dans les cavités de grande taille et sous un faciès cristallin non observable dans les petites cavités (*fenestrae*, par exemple).
- Fissures dans les calcaires non bréchiques du V3b; la phase éteinte en constitue très généralement la première phase de cimentation[5], sous la forme de cristaux (hyp–)idiotopiques de quelques dizaines de microns. Occasionnellement, la partie externe de la phase zonée (donc celle située vers le centre des cavités) présente des oscillations calcite non luminescente («éteinte») – calcite terne.
- Fissures dans les calcaires non bréchiques du V2a; la phase éteinte en constitue toujours la première phase de cimentation et se présente sous la forme de cristaux (hyp–)idiotopiques de quelques dizaines à quelques centaines de microns.

Huit échantillons prélevés dans cette phase non luminescente ont été soumis à l'analyse isotopique (^{18}O;^{13}C). Les valeurs obtenues sont comprises entre – 8,6 ‰ et – 6,5 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et entre – 4,5 ‰ et + 0,8 ‰ pour le $\delta^{13}C$ (PDB) (**fig. 42**).

Un liséré de calcite vivement luminescente est très occasionnellement présent en bordure de la phase éteinte; il est large de quelques microns à quelques dizaines de microns et peut être observé dans les cas suivants :

- Matrice de la brèche; le liséré se présente en croissance syntaxiale sur les cristaux de la phase éteinte précédente.
- Fissures dans les calcaires non bréchiques du V2a; le liséré s'y présente également en croissance syntaxiale sur les cristaux de la phase éteinte et sa largeur peut atteindre quelques dizaines de microns.

Une phase de calcite à fréquentes oscillations luminescent – terne est seulement observable dans le faciès bréchique, où elle suit le développement de la phase éteinte ou du liséré luminescent lorsque ce dernier est présent. Cette phase se présente sous un faciès cristallin (hyp-)idiotopique et la taille des cristaux est comprise entre quelques dizaines et quelques centaines de microns.

---

[4] Très occasionnellement, cette phase de calcite précipite *après* un très fin liséré de calcite vivement luminescente.
[5] Sauf dans les rares cas où l'on peut observer un très fin liséré de calcite vivement luminescente (voir ci-dessus, note 4).

De grandes plages de calcite à luminescence terne s'observent enfin dans les contextes suivants :

– Matrice de la brèche (brèche rouge de Landelies), sous la forme de plages de calcite xénotopique de quelques dizaines à quelques centaines de microns.

– Grandes cavités des blocs de la brèche (fissures, pseudomorphoses), sous le même faciès cristallin que ci–dessus.

– Fissures dans les calcaires non bréchiques V3b, sous la forme de plages de calcite xénotopique de plusieurs centaines de microns.

– Fissures dans les calcaires non bréchiques du V2a; cette phase terne y est moins représentée que ci–dessus mais toujours sous le même faciès cristallin.

Deux échantillons seulement ont été prélevés dans cette phase de luminescence terne; ils ont livré des valeurs de composition isotopique comprises entre – 17,4 ‰ et – 16,3 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et entre – 1,7 ‰ et – 0,6 ‰ pour le $\delta^{13}C$ (PDB) (**fig. 42**).

Une dernière phase de cimentation est beaucoup plus rarement observable (dans la brèche seulement) : il s'agit de cristaux de dolomite (hyp–)idiotopiques de quelques dizaines de microns à luminescence rouge.

Notons en outre que quelques reliquats de sulfates préservés dans les blocs ou la matrice de la brèche peuvent être aisément reconnus en cathodoluminescence, grâce à leur luminescence bleue homogène.

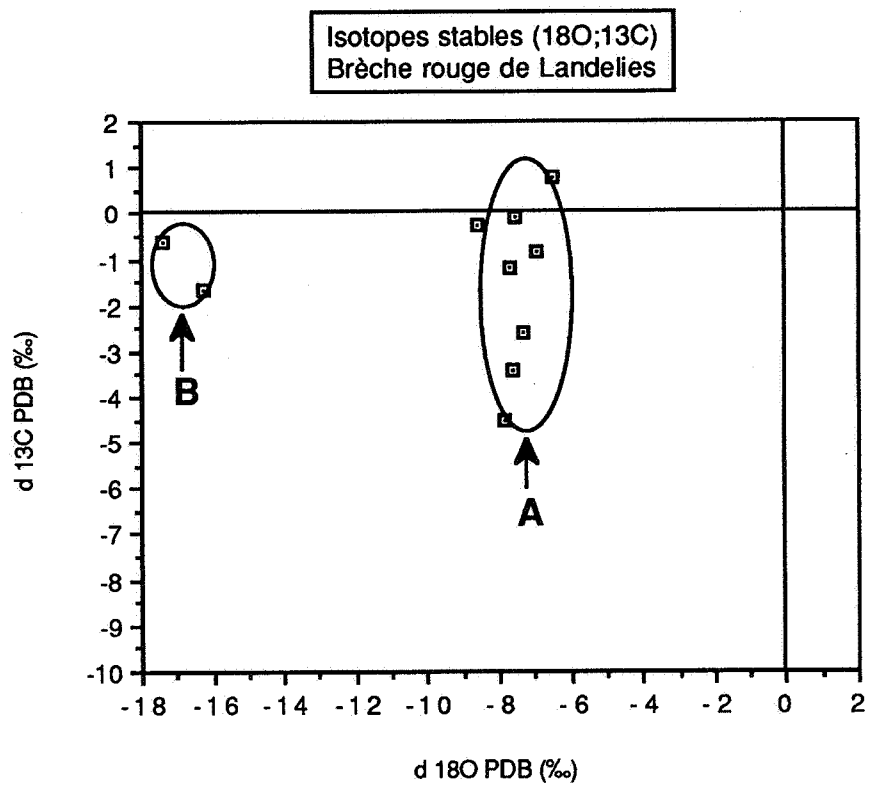


Fig. 42 : Teneurs en isotopes du carbone et de l'oxygène des ciments de la «Brèche rouge de Landelies». L'ensemble A regroupe les valeurs obtenues pour les ciments non–luminescents («éteints») tandis que l'ensemble B comprend 2 valeurs obtenues sur des ciments à luminescence terne («dull»).

9.2.1.2. Discussion des observations

La séquence de cimentation de la brèche débute par la précipitation d'une phase de calcite non luminescente («éteinte»). La nature météorique des fluides à l'origine de cette première phase de cimentation est établie par sa luminescence et par la signature isotopique de ces ciments (ensemble A de la **fig. 42**). Cette dernière présente en effet une gamme étroite de valeurs de $d^{18}O$ associée à une plus large gamme de valeurs assez légères de $d^{13}C$. Saller et Moore (1991) considèrent que ce sont là les deux caractéristiques principales des signatures isotopiques de ciments précipités à partir de fluides météoriques. De plus, la suite de la séquence de cimentation (calcite luminescente, puis terne) indique un degré de réduction des fluides croissant, qui va souvent de pair avec l'augmentation de l'enfouissement des sédiments (Grover et Read, 1983). Les valeurs de $d^{18}O$ très légères obtenues pour les ciments à luminescence terne semblent désigner un développement dans des conditions d'enfouissement important et de température accrue.

L'origine météorique de la première phase de cimentation de la brèche s'inscrit parfaitement dans le cadre de l'hypothèse génétique déjà proposée ci–dessus pour la brèche de Landelies (ci–dessus, 7.3.1.1.4. et 7.3.1.1.5.). À la faveur d'épisodes compressifs post–viséens, la série viséenne est plissée, érodée et mise en contact avec des fluides superficiels météoriques qui provoquent la dissolution des évaporites liviennes et permettent ainsi la formation d'une brèche tectono–sédimentaire. C'est à partir de ces mêmes fluides météoriques que précipite la première phase de cimentation de la brèche.

L'âge post–viséen de cet événement tectono–sédimentaire et de la formation concomitante de la brèche est également attesté par le fait que des blocs datés du Viséen supérieur sont contenus dans la brèche (Pirlet, 1972, 1973 et observations personnelles de l'auteur) et que, d'autre part, toutes les séquences de cimentation étudiées (du V2a au V3b) débutent par une phase de calcite éteinte, identique ou en tout cas morphologiquement semblable dans les différentes formations viséennes.

9.2.2. La brèche de la région d'Anhée–Moulins

9.2.2.1. Observations en cathodoluminescence et résultats des analyses isotopiques

Plusieurs phases de cimentation sont observées dans les calcaires stratifiés de la coupe d'Anhée–Moulins ainsi que dans les niveaux bréchiques de cette même coupe, interstratifiés dans le V2b ou massifs (Grande brèche).

Une phase de calcite non–luminescente («éteinte») est faiblement représentée dans le matériel de cette coupe; son occurrence est limitée à quelques cas spécifiques.

- Cimentation syntaxiale monocristalline de bioclastes (issinelles, paléobéreselles et échinodermes principalement), en plages xénotopiques de quelques dizaines ou centaines de microns.
- Remplissage de pseudomorphoses carbonatées de gypse (cristaux lenticulaires biconvexes) comprises dans la matrice de la brèche, sous un faciès cristallin souvent indiscernable en raison de la petite taille des cavités.
- Très occasionnellement, dans les grandes fissures ou dans le ciment de la brèche, sous la forme de fines «bordures» de petits cristaux hypidiotopiques pariétaux de quelques dizaines de microns; un très fin liséré de calcite vivement luminescente se développe parfois, en croissance syntaxiale sur la bordure des cristaux éteints.

Compte tenu de la petite taille des phases de cimentation précitées, il est souvent difficile de les échantillonner pour l'analyse isotopique : des trois échantillons prélevés, un seul l'a été dans de bonnes conditions. Les valeurs obtenues sont comprises entre – 9,1 ‰ et – 7,4 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et entre – 3,9 ‰ et + 0,9 ‰ pour le $\delta^{13}C$ (PDB). Le point A (**fig. 43**) représente la valeur correspondant à l'échantillon le plus fiable (– 7,4 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et – 3,9 ‰ pour le $\delta^{13}C$ (PDB)).

Une phase de calcite terne zonée est très abondante et occupe la majeure partie des fissures et du ciment de la brèche. Dans le cas, le plus fréquent, où il n'y a pas de fine phase pariétale éteinte, elle est la *première et unique* phase de cimentation des fissures et de la brèche. Elle correspond en lumière naturelle à une phase de sparite limpide équigranulaire ou drusique; la taille des cristaux est généralement importante et comprise entre quelques centaines de microns et quelques millimètres (ciment de la brèche). En cathodoluminescence, les zonations sont le plus souvent fines (quelques dizaines de microns) et regroupées en «plages» plus larges (quelques centaines de microns) de luminescence faiblement contrastée. Les contrastes de luminescence sont plus sensibles lorsqu'on passe d'une «plage» à une autre (**pl. 20c**).

Un échantillonnage aisé a permis d'obtenir une vingtaine de mesures présentant des valeurs comprises entre – 10,5 ‰ et – 7,2 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et entre – 5,6 ‰ et + 2,2 ‰ pour le $\delta^{13}C$ (PDB) (**fig. 43**).

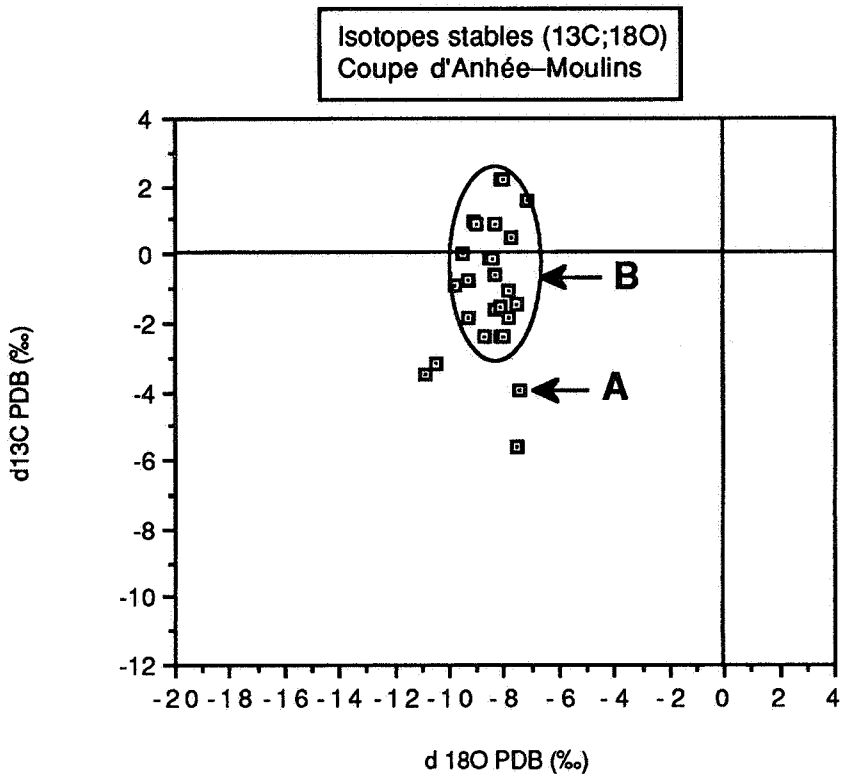


Fig. 43 : Teneurs en isotopes du carbone et de l'oxygène des ciments de la coupe d'Anhée–Moulins. Le point A est la valeur la plus fiable obtenue pour les ciments non–luminescents, l'ensemble B comprend la plupart des valeurs obtenues sur les ciments à luminescence terne («dull»).

9.2.2.2. Interprétation des résultats

La nette prédominance de la phase de calcite terne zonée en tant que première et – le plus souvent – unique phase de cimentation de la brèche est le point principal qui ressort des observations.

Plusieurs éléments permettent de lui attribuer un environnement de précipitation caractérisé par un taux d'enfouissement substantiel : la luminescence terne tout d'abord (Grover et Read, 1983; Hurley et Lohmann, 1989 notamment), mais aussi la grande taille des cristaux de calcite (Prezbindowski, 1985; Moore, 1989) ou la signature isotopique, assez allégée en ^{18}O (Moore, 1989). Les valeurs du $\delta^{13}C$ sont assez élevées, ce qui indiquerait également un développement en profondeur (Moore, 1989). Par contre, l'observation d'une certaine variabilité – modérée mais sensible – des valeurs du $\delta^{13}C$ autour de 0 ‰ et d'une gamme assez étroite des valeurs de $\delta^{18}O$ associées, pourrait être le signe d'une influence atténuée de fluides météoriques (Saller et Moore, 1991). Ces derniers, étant vraisemblablement sous–saturés en SO_4^{2-}, devaient être capables de provoquer la dissolution des sulfates liviens et donc la bréchification des carbonates encaissants. Notons que le caractère zoné de la calcite terne, qui témoigne de l'existence de variations dans la composition des fluides diagénétiques, s'expliquerait bien par l'intervention sporadique de fluides superficiels d'origine météorique (Moore, 1989), dans un contexte général d'enfouissement déjà important.

L'étude diagénétique permet donc de confirmer l'hypothèse d'une bréchification relativement «tardive» à Anhée–Moulins. Sous le vocable «tardif», il faut entendre que le processus de bréchification est survenu *après* que la série livienne, comprenant des évaporites, ait été soumise à un enfouissement substantiel. Les données macroscopiques et sédimentologiques (*cf.* ci–dessus, 7.2.2.1. et 7.2.2.2.) confirment que le taux d'enfouissement doit avoir été de quelques centaines de mètres au moins, c'est–à–dire suffisant pour que des stylolithes stratiformes se développent dans la pile sédimentaire (Flügel, 1982; Choquette et James, 1990; Ricken et Eder, 1991).

La bréchification est probablement liée à la dissolution des évaporites liviennes et à l'effondrement des niveaux calcaires encaissants. Cette dissolution pourrait être due à la percolation, au sein de la série viséenne enfouie, de fluides d'origine météorique.

Compte tenu de ce qui a été dit sur l'évolution du régime tectonique au Viséen supérieur (ch. 6), il n'est nullement exclu que la formation de la brèche d'Anhée–Moulins – sous couverte d'une épaisse série sédimentaire viséenne (et peut–être namurienne) – et les premiers efforts compressifs de l'orogène varisque aient été plus ou moins synchrones. L'intervention de fluides météoriques, inexplicable sans l'émersion d'une partie au moins de la série, trouverait dans ce contexte une justification satisfaisante.

Mais, à la différence de ce qui s'est passé à Landelies, les efforts compressifs n'auraient pas ramené les niveaux qui allaient donner naissance à la brèche d'Anhée en surface : la brèche serait donc ici une brèche de dissolution résultant de la seule action des fluides «diagénétiques».

9.2.3. La brèche des Petons (Yves–Gomezée)

9.2.3.1. Observations en cathodoluminescence et résultats des analyses isotopiques

Plusieurs phases de cimentation sont observées dans les sédiments stratifiés du V2b de la carrière des Petons (Yves–Gomezée) et dans les faciès bréchiques, interstratifiés au V2b ou massif (Grande brèche).

Une phase de calcite éteinte s'observe de manière assez systématique dans les calcaires stratifiés et les brèches des environs de Yves–Gomezée. Elle se présente généralement sous la forme de cristaux hypidiotopiques ou idiotopiques de quelques dizaines à quelques centaines de microns, qui se sont développés à partir des épontes des fissures et constituent ainsi la

première phase de cimentation de ces dernières. Les cristaux de calcite éteinte sont bordés d'un liséré syntaxial d'une dizaine de microns de large de calcite jaune vivement luminescente. Il est à noter que certains cristaux présentant le faciès cristallin (hyp–)idiotopique généralement associé à l'absence de luminescence, semblent caractérisés par une luminescence terne foncée (**pl. 20d**).

L'analyse isotopique des ciments non luminescents donne des teneurs comprises entre -7,0‰ et – 5,4 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et entre – 0,2 ‰ et + 0,2 ‰ pour le $\delta^{13}C$ (PDB). Ces valeurs sont regroupées dans l'ensemble A sur la **fig. 44**.

La phase de cimentation suivante est caractérisée par une luminescence terne; elle occupe la majeure partie des fissures et du ciment de la brèche, sous la forme de cristaux de sparite équigranulaire, de taille généralement comprise entre quelques dizaines et quelques centaines de microns. Contrairement à ce qui a été observé dans le matériel de la coupe d'Anhée–Moulins, la calcite terne est relativement homogène et non zonée.

Les 8 échantillons de calcite terne ont fourni des teneurs comprises entre – 11,3 ‰ et – 8,1 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et entre – 3,5 ‰ et + 1,9 ‰ pour le $d^{13}C$ (PDB) (**fig. 44**).

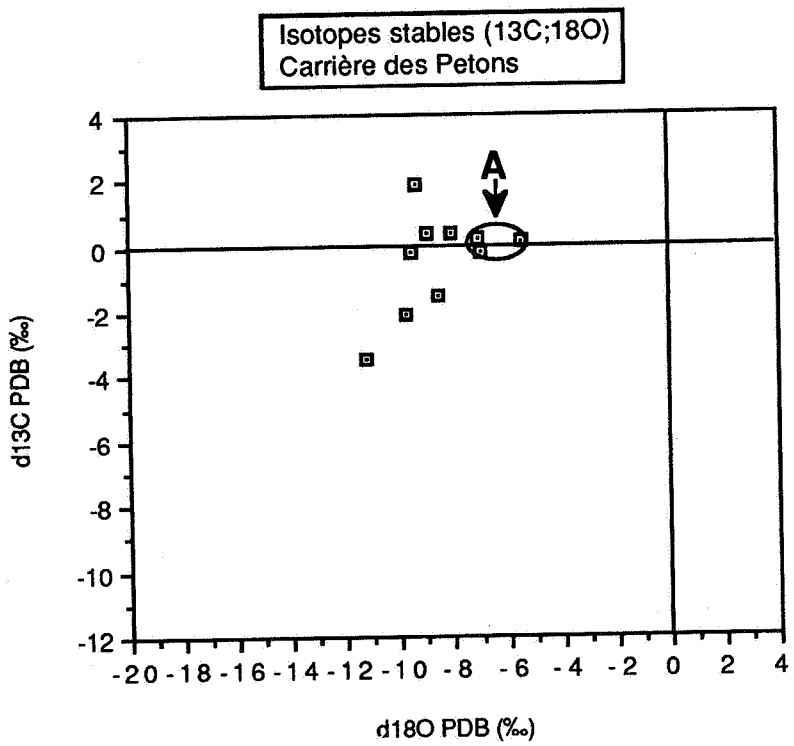


Fig. 44 : Teneurs en isotopes du carbone et de l'oxygène des ciments de la coupe de la Carrière des Petons, à Yves–Gomezée. L'ensemble A regroupe les valeurs obtenues sur les ciments éteints. Les autres points sont les valeurs obtenues sur les ciments à luminescence terne («dull»).

9.2.3.2. Discussion des observations

La première phase de cimentation éteinte présente des teneurs relativement enrichies en ^{18}O; cependant, le petit nombre de résultats disponibles (groupe A de la **fig. 44**) ne permet pas de tirer beaucoup d'enseignements de cette constatation. La luminescence suggère une précipitation à partir de fluides oxydants (Grover et Read, 1983) et les valeurs mesurées en ^{18}O ne seraient pas incompatibles avec une origine météorique (Moore, 1989; Saller et Moore, 1991).

Certains éléments déjà évoqués ci–dessus (9.2.2.2.) inciteraient à proposer aux calcites à luminescence terne un environnement de précipitation caractérisé par un enfouissement important : la luminescence terne (Grover et Read, 1983; Hurley et Lohmann, 1989, notamment) ou encore la grande taille des cristaux de calcite (Prezbindowski, 1985; Moore, 1989).

Cependant, la signature isotopique de la cimentation terne présente une assez grande variabilité des teneurs en ^{13}C associée à une plus faible variabilité des $\delta^{18}O$; or, on a vu ci–dessus que la combinaison de ces deux caractéristiques est également interprétée comme étant le résultat d'une influence de fluides d'origine météorique (Saller et Moore, 1991).

Ces données permettent de compléter le scénario précédemment proposé pour expliquer la formation de la brèche de la carrière des Petons (ci–dessus, 7.2.3.2.3.2., 7.2.3.3.2. et 7.2.3.4.). Après plissement de la série viséenne et injection «halocinétique» des évaporites liviennes, la percolation de fluides sous–saturés d'origine météorique au sein de la «bulle» de sulfates injectés a provoqué la dissolution de ces derniers et l'acquisition du caractère bréchique, par effondrement des carbonates encaissants. L'hypothèse précédemment formulée arrivait à la conclusion que la bréchification devait être contemporaine ou postérieure aux efforts en compression varisques. L'étude diagénétique confirme le lien entre bréchification et orogène, ce dernier étant vraisemblablement à l'origine des fluides sous–saturés météoriques responsables de la dissolution des sulfates liviens.

9.3. Domaine non bréchique

9.3.1. Bassin de Namur

9.3.1.1. La région de Thon–Samson et environs

9.3.1.1.1. Observations en cathodoluminescence et résultats des analyses isotopiques

Le matériel des coupes de Thon–Samson, Tramaka et Andenelle présente une séquence de cimentation assez complexe :

La première phase de cimentation des fissures est constituée de calcite éteinte en cristaux hypidiotopiques ou idiotopiques de quelques centaines de microns, qui correspondent, en lumière naturelle, à des cristaux de sparite limpide de quelques dizaines ou centaines de microns. Cette phase éteinte présente de nombreuses et fines zonations de quelques dizaines de microns, faisant alterner la calcite éteinte (dominante) avec une phase de luminescence terne (moins abondante).

La calcite éteinte a fourni 5 échantillons dont les teneurs en isotopes stables sont comprises entre – 7,6 ‰ et – 6,2 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et entre – 7,7 ‰ et – 1,5 ‰ pour le $\delta^{13}C$ (PDB) (ensemble A de la **fig. 45**).

La seconde phase de cimentation est constituée de calcite à luminescence terne, en plages de plusieurs centaines de microns qui correspondent à des cristaux de sparite de plusieurs centaines de microns également, occasionnellement riches en micro–inclusions diverses. La phase de luminescence terne présente également de très nombreuses et fines zonations (de quelques dizaines de microns) faisant alterner une phase de luminescence terne foncée et une phase de luminescence terne clair. Les très rares pseudomorphoses de lentilles biconvexes de gypse, cimentées par des cristaux de quelques centaines de microns de sparite trouble, présentent cette même luminescence terne, mais cette fois non zonée (**pl. 21a**).

La calcite terne a fourni 5 échantillons dont les teneurs en isotopes stables sont comprises entre – 9,6 ‰ et – 8,8 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et entre – 0,5 ‰ et + 0,7 ‰ pour le $\delta^{13}C$ (PDB) (ensemble B de la **fig. 45**).

Une troisième phase consiste en plages de plusieurs centaines de microns de calcite jaune vivement luminescente; elle est présente dans les grandes fissures (plusieurs centaines de microns) et également au sein de fines fissures (moins de 100m de large) recoupant les fissures cimentées par les phases précédemment décrites. En lumière naturelle, elle correspond soit à de très grands cristaux (plusieurs centaines de microns) de sparite limpide, soit à de petits cristaux de même nature dans les fissures les plus fines.

La calcite luminescente a fourni 3 échantillons dont les teneurs en isotopes stables sont comprises entre – 15,2 ‰ et – 13,4 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et entre – 1,9 ‰ et – 0,2 ‰ pour le $\delta^{13}C$ (PDB) (ensemble C de la **fig. 45**).

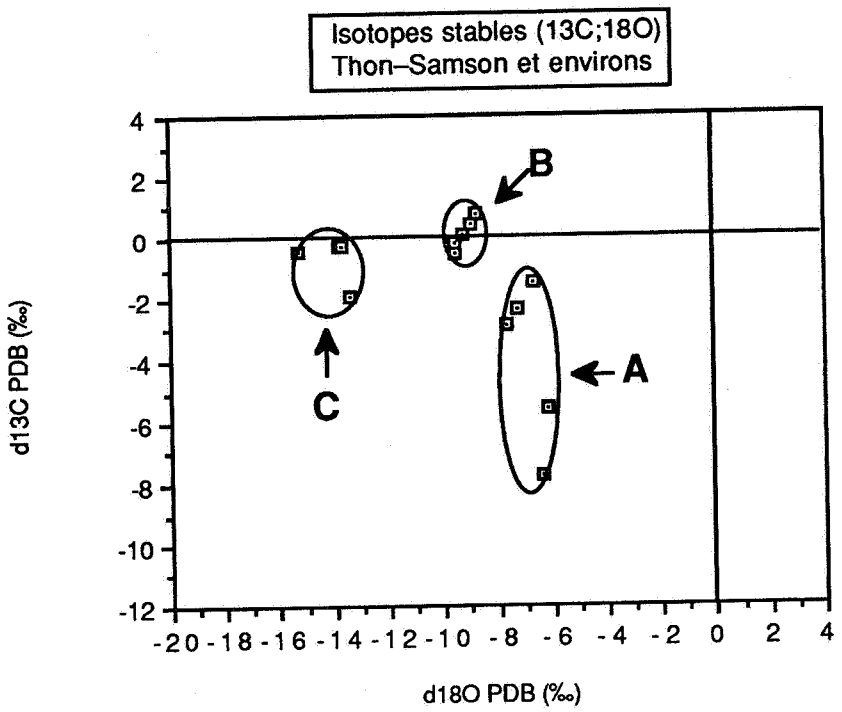


Fig. 45 : Teneurs en isotopes du carbone et de l'oxygène des ciments de la région de Thon–Samson et environs. L'ensemble A regroupe les valeurs obtenues sur les ciments éteints, l'ensemble B comprend les valeurs obtenues sur les ciments à luminescence terne et l'ensemble C celles des calcites vivement luminescentes.

9.3.1.1.2. Discussion des observations

La première phase éteinte (ensemble A de la **fig. 45**) présente des caractéristiques qui ont déjà été évoquées à plusieurs reprises ci–dessus : faible variabilité des teneurs en ^{18}O associée à une forte variabilité des $\delta^{13}C$. À la suite des travaux de Saller et Moore (1991), une telle signature isotopique peut être considérée comme typique d'une cimentation d'origine météorique.

La seconde phase terne (B sur la **fig. 45**) présente un ensemble de valeurs assez regroupées. Plusieurs éléments, déjà maintes fois cités ci–dessus, suggèrent de lui proposer un environnement de précipitation caractérisé par un enfouissement non négligeable: la luminescence terne (Grover et Read, 1983; Hurley et Lohmann, 1989 notamment), la grande taille des cristaux de

calcite (Prezbindowski, 1985, Moore, 1989) ou encore la signature isotopique, assez allégée en ^{18}O et enrichie en ^{13}C (Moore, 1989). Les zonations qui sont observables dans la calcite terne témoigneraient, comme à Anhée–Moulins, d'une certaine variabilité de la composition des fluides à l'origine de son développement (Moore, 1989).

La troisième phase vivement luminescente (C sur la **fig. 45**) est caractérisée par des teneurs très légères en ^{18}O qui témoignent d'un développement sous couverte d'une pile sédimentaire épaisse et à des températures probablement élevées (Moore, 1989).

Si l'hypothèse précédemment proposée (voir 8.1.2.4.) est correcte et si le Viséen supérieur et la base du Namurien ne se sont pas déposés dans la région de Thon–Samson à Andenne, il faut que le développement des 2 dernières phases de cimentation (terne et vivement luminescente) soit postérieur au dépôt du E2a et d'une partie au moins de la série namuro–westphalienne. En effet, ces deux phases de cimentation se sont développées dans des conditions d'enfouissement important que – dans l'hypothèse d'un non–dépôt du Viséen supérieur et de la base du Namurien – les niveaux supérieurs au E2a ont pu seuls contribuer à créer. En outre, la région d'Andenne a pu être temporairement surélevée durant le Namurien même (notamment au sous–étage H2, immédiatement postérieur au E2 : voir Van Leckwijk, 1964). Ceci reculerait d'autant l'obtention des conditions d'enfouissement substantiel qu'impliquent les observations diagénétiques sur les phases de cimentation considérées.

9.3.1.2. Le sondage de Saint–Ghislain

9.3.1.2.1 Diagenèse des carbonates

9.3.1.2.1.1. Observations en cathodoluminescence et résultats des analyses isotopiques (18O;13C)

En cathodoluminescence, les ciments carbonatés du matériel du sondage de Saint–Ghislain se présentent essentiellement sous deux formes : une phase non luminescente («éteinte»), assez peu représentée et une phase à luminescence terne («dull»), qui cimente la plupart des fissures (sub–)verticales.

La phase non luminescente («éteinte») se retrouve principalement dans les cavités suivantes :

- *Fenestrae* dans les packstones à «minipéloïdes», cimentées par du microspar trouble (de même que les très fines franges de ciment microsparitique inter–«minipéloïdiques»).
- Vides laissés par la dissolution de cristaux lenticulaires de gypse; dans certains cas cependant, une phase de dolomite (cristaux idiotopiques d'environ 100m) à luminescence rouge sombre, parfois zonée, précède le développement du ciment sparitique non ferrifère.
- Une phase de fissuration (ouverture de quelques dizaines ou centaines de microns), limitée aux blocs dans les faciès bréchiques et cimentée par de la sparite équigranulaire limpide (mais jamais exempte de micro–inclusions de sulfate).

Compte tenu de la difficulté d'échantillonner ces ciments (qui occupent des vides de très petite taille), nous ne disposons que de deux analyses isotopiques fiables. La première, déjà publiée par Pierre (1986), a été effectuée sur le remplissage sparitique d'un cristal de gypse lenticulaire (bien que l'étude en cathodoluminescence n'ait pas précédé cette analyse, il est très probable – compte tenu du type de pseudomorphose – qu'il se soit effectivement agi d'une sparite non luminescente) : elle donne une teneur de – 9,5 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et de – 8,5 ‰ pour le $\delta^{13}C$ (PDB) (point A de la **fig. 46**). La seconde analyse, effectuée dans le cadre de cette étude, sur la sparite non luminescente d'une fissure, a livré une valeur de – 12,5 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et de – 5,3 ‰ pour le $\delta^{13}C$ (PDB) (point A' de la **fig. 46**).

La phase de luminescence terne («dull») caractérise la matrice carbonatée globale du sédiment, y compris la dolomite (hyp–)idiotopique à petits cristaux troubles. Elle constitue aussi le remplissage, *toujours* monophasé, des fissures (sub–)verticales à ouverture comprise entre quelques centaines de microns et quelques millimètres. Dans ces fissures, elle se présente sous la forme de cristaux de sparite équigranulaire limpide (avec toutefois des micro–inclusions d'anhydrite) de grande taille (plusieurs centaines de microns).

Les teneurs isotopiques des 9 échantillons sont comprises entre – 13,3 ‰ et – 4,9 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et entre – 0,7 ‰ et + 2,1 ‰. pour le $\delta^{13}C$ (PDB). Une concentration plus importante de données peut être observée autour d'une valeur d'environ – 9,5 ‰ de $\delta^{18}O$ (PDB) et d'environ + 0,5 ‰ de $\delta^{13}C$ (PDB) (ensemble B de la **fig. 46**).

Les 7 valeurs obtenues sur les dolomites à luminescence terne sont assez dispersées et comprises entre – 11,1 ‰ et + 0,5 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et entre – 10,4 ‰ et + 0,9 ‰ pour le $\delta^{13}C$ (PDB). Une plus grande concentration de valeurs est observée autour d'environ – 5 ‰ de $\delta^{18}O$ (PDB) et d'environ 0 ‰ de $\delta^{13}C$ (PDB) (ensemble C de la **fig. 46**).

Les anhydrites non pseudomorphosées du sondage sont caractérisées par une luminescence bleue, homogène et non zonée.(voir les analyses isotopiques ^{34}S;^{18}O ci–dessous).

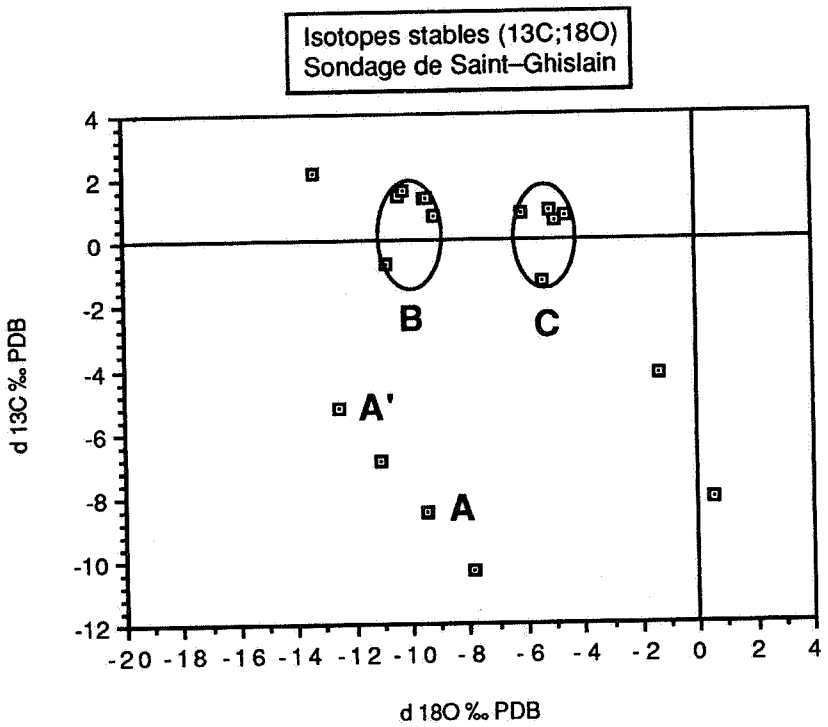


Fig.46 : Teneurs en isotopes du carbone et de l'oxygène des ciments carbonatés du sondage de Saint–Ghislain. Les points A et A' représentent les valeurs obtenues sur les ciments non luminescents; les ensembles B et C représentent les valeurs obtenues pour les calcites et les dolomites à luminescence terne, respectivement. Les points non désignés représentent des valeurs dispersées, plus difficiles à interpréter (essentiellement obtenues sur des dolomites).

9.3.1.2.1.2. Discussion des observations

L'interprétation des résultats obtenus sur la phase non luminescente («éteinte») est délicate en raison du petit nombre d'analyses; nous nous bornerons à rappeler que les valeurs très légères du $d^{13}C$ témoignent probablement d'un développement des carbonates en relation avec un processus de réduction sulfato–bactérienne (Pierre, 1986).

Les arguments déjà présentés à plusieurs reprises ci–dessus (luminescence terne, taille des cristaux, signature isotopique allégée en ^{18}O et relativement enrichie en ^{13}C) permettent d'attribuer à la phase de cimentation terne un développement dans un environnement caractérisé par un enfouissement important (Moore, 1989 et autres références mentionnées en 9.2.2.2. notamment).

On note par ailleurs l'enrichissement en ^{18}O des dolomites ternes (C sur la **fig. 46**) par rapport aux calcites de même luminescence (B sur la **fig. 46**); ce phénomène est bien connu (Moore, 1989) et la différence, observée ici, de 4,5 ‰ entre les deux ensembles de valeurs est assez proche de la valeur moyenne (3 à 4 ‰) proposée par Land (1980, cité par Moore, 1989).

Les compositions isotopiques des dolomites de Saint–Ghislain peuvent être comparées à celles obtenues par Spötl et Burns (1991) sur les dolomites de la Formation Reichenhall, dans le Trias d'Autriche. Ces dernières sont d'origine diagénétique précoce et se sont formées dans un environnement marin peu profond, caractérisé par l'occurrence sporadique de conditions évaporitiques; elles sont très généralement appauvries en ^{18}O. Parallèlement, à Saint–Ghislain, où les conditions de formation de la dolomite ne devaient pas être très différentes de celles évoquées ci–dessus, on observe également un ensemble de valeurs de $\delta^{18}O$ fort légères (**fig. 47**).

On sait que les fluides marins sont susceptibles d'atteindre des valeurs de $d^{18}O$ élevées sous l'effet d'une évaporation intense (Moore, 1989) : cet enrichissement se reflète généralement dans les compositions isotopiques des dolomites formées dans les sabkhas et les cuvettes salines (**fig. 47**, ensembles de valeurs de la partie droite de la figure).

L'appauvrissement de la dolomite en ^{18}O, observé tant dans le Trias d'Autriche qu'à Saint–Ghislain, peut s'expliquer de deux manières. Soit il résulte du mélange de fluides marins avec des fluides météoriques appauvris en ^{18}O. C'est le mécanisme invoqué dans le cadre du modèle de dolomitisation «de Dorag» (Badiozamani, 1973 et de nombreux auteurs après lui). Soit il résulte de la recristallisation de la dolomite à des températures élevées, par exemple au cours de l'enfouissement, et du rééquilibrage isotopique subséquent (Land 1985, cité par Spötl et Burns, 1991).

Spötl et Burns (1991) privilégient la première hypothèse pour le matériel du Trias d'Autriche. Dans le cas de Saint–Ghislain, plusieurs arguments me conduisent à privilégier au contraire la seconde hypothèse.

Tout d'abord, aucun indice pétrographique ne trahit la présence systématique (ni même occasionnelle) de fluides météoriques dans le matériel étudié. Il est vraisemblable que le taux de subsidence important de la région de Saint–Ghislain ait contribué à mettre les niveaux liviens «hors d'atteinte» des fluides météoriques superficiels et soit dès lors la cause de la préservation des anhydrites.

D'autre part, les dolomites de Saint–Ghislain présentent une luminescence terne, qu'elles ont très probablement acquise dans un environnement réducteur et profond (Grover et Read, 1983); les relations existant entre leurs teneurs en ^{18}O et celles des calcites de même luminescence – pour lesquelles une origine profonde a également été proposée (*cf. supra*) – appuieraient une telle hypothèse. Cependant, les observations pétrographiques suggèrent pour les dolomites étudiées une origine diagénétique précoce et donc probablement superficielle (liée à l'augmentation du rapport Mg/Ca suite à la précipitation des sulfates : Folk et Land, 1975 et ch. 4 et 5.3.1.2.). Dès lors, l'hypothèse d'un rééquilibrage isotopique semble s'imposer : les dolomites, formées à la faveur d'un processus évaporitique, devaient être initialement enrichies en ^{18}O (Folk et Land, 1975; Moore, 1989); à la faveur de l'enfouissement et d'une augmentation concomitante de la température[6], elles auraient subi un rééquilibrage isotopique, consistant en un appauvrissement en ^{18}O.

---

[6] Les études expérimentales confirmeraient cette hypothèse. En effet, la différence de 1‰ environ, entre le facteur d'enrichisssement en ^{18}O des dolomites de Saint–Ghislain (4,5‰) et celui de dolomites précipitées dans la gamme de températures 80–100°C (légèrement supérieures à celles mesurées aujourd'hui dans le sondage) par rapport aux calcites cogénétiques (3 à 4‰), serait suffisante pour indiquer que dolomites et calcites du sondage ne sont pas isotopiquement cogénétiques et que ces dernières se seraient effectivement formées dans des conditions de moindre température que les dolomites (Fritz and Smith, 1970; Matthews and Katz, 1977).

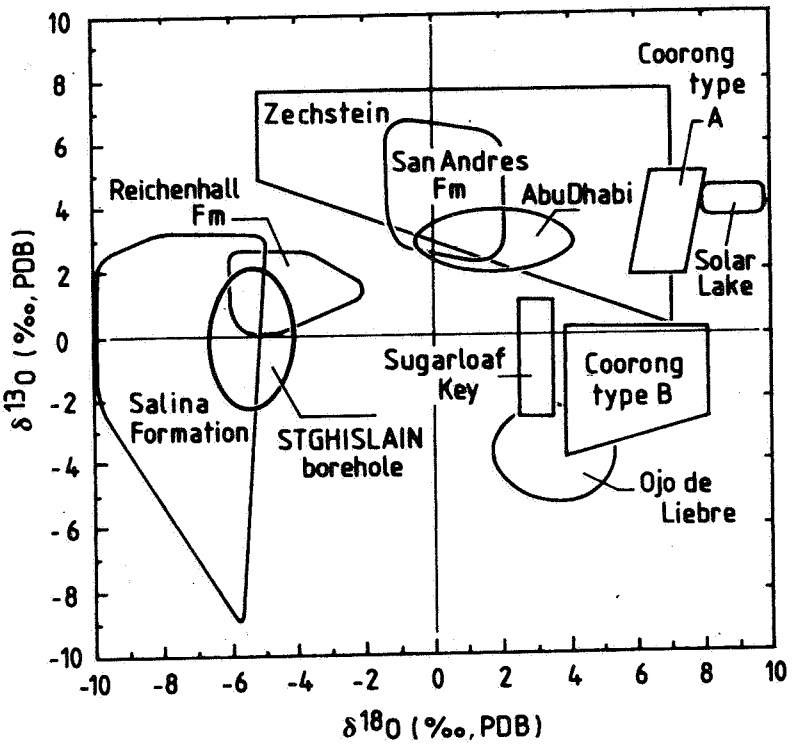


Fig. 47 : Teneurs en isotopes du carbone et de l'oxygène de dolomites associées à des formations évaporitiques (modifiée d'après Spötl et Burns, 1991). Trois ensembles de valeurs se caractérisent par des teneurs très allégées en ^{18}O : celui de la Formation Salina (Silurien de l'Ontario), celui de la Formation Reichenhall (Trias d'Autriche) et celui de la Formation évaporitique «V3a» de Saint–Ghislain (Viséen de Belgique).

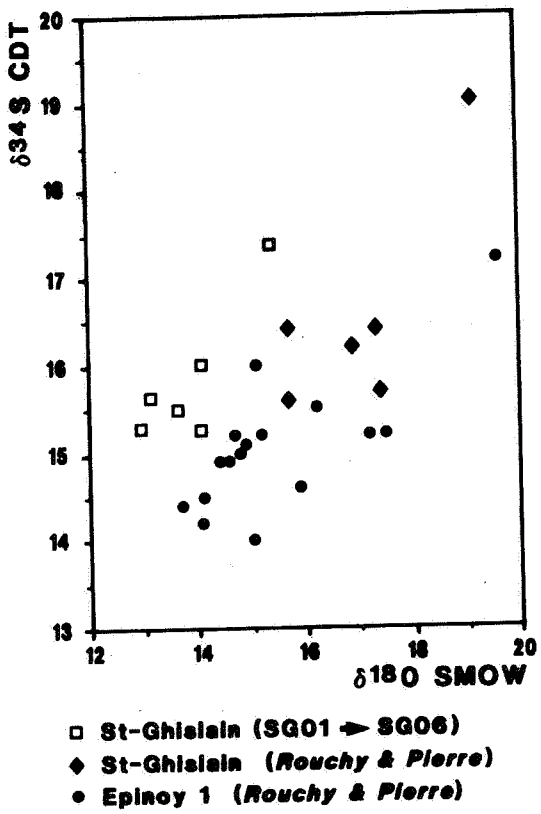


Fig. 49 : Teneurs en isotopes du soufre et de l'oxygène des anhydrites des sondages de Saint–Ghislain et d'Épinoy 1.

9.3.1.2.2. Analyses isotopiques (18O; 34S) des anhydrites du sondage (en collaboration avec C. Pierre, Paris)

9.3.1.2.2.1. Résultats analytiques

Des analyses isotopiques sur les sulfates des sondages de Saint–Ghislain et Epinoy (^{18}O; ^{34}S) ont déjà été menées et publiées par Pierre *et al.* (1984), Pierre (1986) et Pierre et Rouchy (1986). Elles ont fourni, dans l'intervalle qui nous concerne, deux valeurs. Six autres échantillons ont été analysés dans le cadre de cette étude. Les valeurs obtenues sur les 8 échantillons sont comprises entre + 12,9 ‰ et + 19,2 ‰ pour le $\delta^{18}O$ SMOW et entre + 15,3 ‰ et + 19,0 ‰ pour le $\delta^{34}S$ CDT (**fig. 48**).

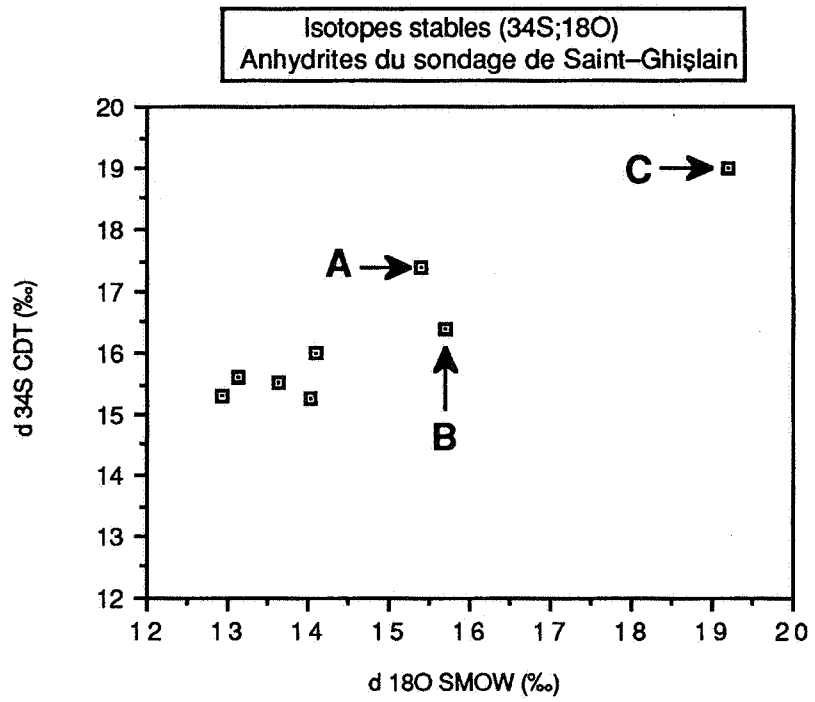


Fig. 48 : Teneurs en isotopes du soufre et de l'oxygène des anhydrites du sondage de Saint–Ghislain. Le point A est la valeur, obtenue dans le cadre de cette étude, d'un échantillon d'anhydrite nodulaire prélevé vers le sommet de l'intervalle étudié (1960,00m). Les points B et C représentent deux valeurs obtenues par Pierre *et al.* (1984) sur un matériel de même type et de position comparable dans la série évaporitique d'âge «V3a» (B en 1942,50m et C en 1959,13m).

9.3.1.2.2.2. Discussion des observations

Les premières analyses isotopiques de l'anhydrite du sondage de Saint–Ghislain (^{18}O; ^{34}S) avaient permis de confirmer la filiation marine de l'ensemble de la série évaporitique sulfatée (Pierre, 1986; Pierre *et al.*, 1984, Pierre et Rouchy,1986).

Les analyses effectuées dans le cadre de ce travail concernent six échantillons d'anhydrite sous le faciès nodulaire ou de pseudomorphose de gypse, prélevés entre les profondeurs 2082 m et 1960 m. Les valeurs des compositions isotopiques de ces sulfates, ainsi que les deux valeurs obtenues précédemment sur le matériel du même intervalle stratigraphique, s'inscrivent bien dans le domaine de variation des valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{34}S$ caractéristiques du sulfate marin de l'époque viséenne (Claypool *et al.*, 1980). Par ailleurs, l'anhydrite de la partie supérieure de la série présente les teneurs en ^{18}O et ^{34}S les plus élevées (A, B et C, **fig. 48**), ce qui pourrait témoigner d'une augmentation de l'activité bactérienne dans le milieu de sédimentation où les conditions étaient probablement moins stables que pendant le dépôt des évaporites massives de la partie inférieure.

La comparaison entre les données obtenues sur le matériel du «V3a» et celles obtenues sur des échantillons d'anhydrite prélevés au sein d'autres sous–étages viséens dans les sondages de Saint–Ghislain et d'Epinoy (Pierre, 1986; Pierre *et al.*, 1984, Pierre et Rouchy,1986) est présentée à la **fig. 49** (qui reprend également les données de la **fig. 48**). Elle témoigne de l'identité de filiation (marine) des anhydrites des deux sondages.

Un échantillon prélevé au sein du sondage d'Epinoy 1 est caractérisé par des valeurs de $d^{18}O$ et $d^{34}S$ élevées (2935,55 m, point A de la **fig. 49**), assez comparables à celles obtenues dans la partie supérieure de l'intervalle étudié de Saint–Ghislain (1959,13 m, point «B» de la **fig. 48**). Bien que les niveaux dont provient l'échantillon d'Epinoy ne soient pas datés de manière précise (Rouchy, 1984, inédit; Bouquillon, 1984, inédit), des observations micropaléontologiques (effectuées grâce à l'aimable autorisation de J.–M. Rouchy) m'ont permis de lui attribuer un âge viséen supérieur (association de foraminifères de la famille des Lasiodiscidae (*Howchinia*) et de la famille des Tetrataxidae (*Tetrataxis*), voir Conil *et al.*, 1979). Cette observation permettrait de confirmer l'hypothèse, émise ci–dessus, d'une augmentation sensible des valeurs de d dans certains niveaux de la partie supérieure de l'intervalle étudié, à Saint–Ghislain comme à Epinoy.

9.3.1.3. La région de Boulogne

9.3.1.3.1. Observations en cathodoluminescence et résultats des analyses isotopiques

Une première phase de cimentation de calcite non luminescente (bordée par un fin liséré luminescent) est observable sur les ramifications des buissons «algaires» (à «*Corypodium*») du faciès «Pattes d'Alouettes» du Napoléon Tigré (voir 8.1.3.1.). Elle se présente en lumière naturelle sous la forme d'une frange isopaque de calcite fibreuse, de quelques centaines de microns à environ 1mm de large (**pl. 21b**).

Un échantillon dans le ciment fibreux a fourni une valeur de – 5,0 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et de – 0,1 ‰ pour le $\delta^{13}C$ (PDB).

Une seconde phase de cimentation consiste en calcite à luminescence terne. En lumière naturelle, il s'agit de sparite équigranulaire limpide, en cristaux de quelques centaines de microns à quelques millimètres.

Un échantillon dans cette phase de cimentation a fourni une valeur de – 10,2 ‰ pour le $\delta^{18}O$ (PDB) et de – 1,0 ‰ pour le $\delta^{13}C$ (PDB).

9.3.1.3.2. Discussion des observations

Le petit nombre d'observations effectuées sur le matériel de la région de Boulogne (étudié par ailleurs par A. Prud'homme, Lille) ne permet pas de tirer de conclusions très générales.

Disons seulement que la frange de calcite isopaque présente les caractéristiques pétrographiques d'un ciment marin, précipité dans la zone phréatique (Longman, 1980). La composition isotopique de cette calcite se caractérise par une teneur en ^{18}O anormalement légère pour un ciment d'origine marine. Cette valeur résulte donc probablement du rééquilibrage diagénétique d'une phase initiale enrichie en ^{18}O et sans doute constituée originellement de calcite magnésienne («HMC»).

Il est assez remarquable que ce type de ciment marin soit fort rare dans le matériel belge, étudié dans le cadre de ce travail. Sans doute faut–il y voir un argument de plus en faveur d'une situation originelle de la région de Boulogne dans un environnement plus proche de la mer ouverte que celui des coupes étudiées ci–dessus.

10. Conclusions

«Rien n'est mon dernier mot
à propos de quoi que ce soit»
H. James

Avant–propos

Au terme de ce travail, il était nécessaire d'en présenter les principales conclusions de manière synthétique et succincte. Pour ce faire, j'ai ordonné ci–dessous mes propositions d'une manière chronologique. Ainsi, je rappelle tout d'abord les grands traits de la paléogéographie du «V3a» des bassins de Namur et Dinant et les caractères sédimentologiques des dépôts qui s'y observent. Ensuite, l'évolution de ces dépôts au travers de leur histoire diagénétique et tectonique s'inscrit en contrepoint de l'histoire de la bréchification, qui devient l'objet principal du paragraphe suivant. Enfin, suivent mes conclusions générales et une courte postface.

10.1. Paléogéographie et sédimentologie de la plate–forme carbonatée et évaporitique franco–belge au Viséen supérieur («V3a»)

10.1.1. Le cadre régional

Le domaine carbonaté et évaporitique du Viséen supérieur franco–belge correspond à un vaste «bras de mer» orienté Ouest–Nord–Ouest/Est–Sud–Est, situé immédiatement au Sud du Massif de Brabant–Londres et au Nord du prolongement occidental de la «*Mitteldeutsche Schwelle*» («*Normannian High*») (Ziegler, 1982 et 1990; Leeder, 1988 et **fig. 36**).

Au Sud de la région étudiée se touvent des zones caractérisées par des faciès profonds, turbiditiques, que l'on retrouve par exemple dans le Synclinorium carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France) (Le Gall *et al.*, 1992). Au Nord, se trouve le Massif de Brabant–Londres. Que ce dernier ait été une zone émergée ou un «chapelet d'îles», il est en tout cas certain qu'il opposait une barrière aux échanges fauniques (tétracoralliaires, par exemple, *cf.* Poty, 1992) et était susceptible d'isoler le domaine méridional ou de contribuer à y imposer un confinement en cas de variation eustatique. Vers le Nord–Est, une zone haute (le «compartiment de Souvré») isolait les bassins étudiés du Bassin de Campine, situé au Nord du Massif de Brabant–Londres (Poty, 1991). Vers l'Est, une zone caractérisée par la présence de faciès peu profonds et de haut–fonds (Kasig, 1980) précède un approfondissement, où s'observent des dépôts de faciès culm. Enfin, vers l'Ouest, les faciès demeurent assez semblables à ceux de la région étudiée au sein de ce travail et peuvent être suivis jusqu'en Irlande (Ziegler, 1982 et 1990).

10.1.2. Rampe ou plate–forme ?

La reconstitution de la géométrie originelle de la région étudiée est entravée par plusieurs faits irréductibles.

En premier lieu, telle qu'elle est accessible à l'observation aujourd'hui, la région étudiée est scindée en deux unités plissées et faillées, le «Parautochtone brabançon» et l'«Allochtone ardennais» (nomenclature de Meilliez et Mansy, 1990; voir ch. 6). Ces deux unités sont séparées par la zone complexe de chevauchement connue sous le nom de «Faille du Midi». Il est évident

que la structure relativement complexe de ces ensembles tectonisés ne simplifie pas la reconstitution du domaine paléogéographique.

Ensuite, la bordure méridionale du domaine est actuellement recouverte par les dépôts mésozoïques du Bassin de Paris, ce qui soustrait à l'observation la zone–clé de transition entre les faciès du domaine étudié et les faciès profonds.

Quoi qu'il en soit, les dépôts carbonatés observables dans l'ensemble du domaine étudié (le bassin sédimentaire à l'origine des futurs *Synclinoria* de Namur et Dinant) présentent très généralement des faciès représentatifs d'environnements peu profonds, de faible énergie et sans gradient bathymétrique et/ou énergétique sensible du Nord («paléo–rivage») vers le Sud («mer ouverte»). Ces caractères semblent désigner une géométrie de plate–forme, une rampe étant au contraire caractérisée par un gradient énergétique et bathymétrique net des faciès observés à mesure que l'on s'éloigne du paléo–rivage (Read, 1985).

10.1.3. Les dépôts de la plate–forme au «V3a»

Les sédiments carbonatés que l'on observe dans ce vaste domaine sont majoritairement constitués de tapis spongiostromidiques et des produits de leur décomposition (packstones à «minipéloïdes» et mudstones).

De nombreux auteurs attribuent aux spongiostromides une affinité stromatolithique[1]. Dès lors, ces organismes pouvaient probablement coloniser de nombreux environnements marins, depuis la zone subtidale peu profonde jusqu'aux platiers supratidaux. La détermination précise de l'environnement dans lequel se sont développés les spongiostromides du Viséen franco–belge se heurte à deux difficultés majeures : tout d'abord, l'incertitude relative à la position systématique de ces organismes, ensuite l'hypersalinité ambiante de la plate–forme qui, en réduisant la diversité faunique au profit des seuls spongiostromides, peut conduire à une sous–estimation des paléo–profondeurs.

L'observation de séquences de «shallowing–upward» comportant un épisode final émersif dans les éléments de la brèche témoigne cependant de l'occurrence au moins sporadique de conditions de très faible profondeur et d'émersions.

L'hypersalinité de l'environnement, qui résulte de la conjonction des faibles profondeurs attestées sur la plate–forme et de l'absence d'épisodes énergétiques susceptibles d'y accroître la circulation marine, s'exprime dans les sédiments carbonatés sous des faciès différents selon le contexte local.

Dans les zones les moins profondes de la plate–forme, les variations du niveau marin relatif pouvaient permettre le développement temporaire d'évaporites diagénétiques assez comparables à celles observées aujourd'hui dans les *sabkhas* du Golfe Persique ou de la Méditerranée méridionale. La quantité d'évaporites ainsi précipitée au sein de la séquence livienne est difficilement estimable mais il est probable qu'elle ait été relativement importante (jusqu'à 40 % de sulfates ?; Warren, 1991).

On ne peut exclure par ailleurs que des évaporites subtidales, précipitées à l'interface sédiment–saumure, se soient développées dans ces mêmes régions à la faveur d'une relative remontée du niveau marin relatif, mais sans «ouverture» sensible du milieu. Après dissolution, ces évaporites n'auraient laissé subsister quasiment aucune trace directe de leur présence. Notons toutefois que l'abondance même des brèches pourrait constituer un argument indirect en faveur de la présence de telles séquences évaporitiques dans l'ensemble du bassin.

---

[1] L'adoption d'une terminologie spécifique pour ces tapis «algaires» repose uniquement sur des bases historiques et rend compte de leur description par Gürich en 1906, sous ce nom.

Dans les régions caractérisées à la fois par une augmentation de la profondeur et un confinement accru et qui constituaient dès lors des «pièges» morphologiques, se sont développées d'épaisses séries évaporitiques sous–aquatiques, probablement gypseuses à l'origine (région de Saint–Ghislain et d'Epinoy, par exemple). Quels que soient les mécanismes à l'origine de ces dépressions, l'épaisseur des séries évaporitiques qui s'y sont formées montre qu'ils ont fonctionné de manière répétée ou peut–être même continue, à l'échelle du Viséen au moins. Les conditions d'observation ne permettent pas de préciser les dimensions de ces cuvettes évaporitiques, leur nombre ni *à fortiori* leurs relations spatiales avec le reste de la plate–forme et la mer ouverte. Au sein d'un travail mené en collaboration avec J.–M. Rouchy (Paris), j'ai cependant privilégié l'hypothèse d'une mosaïque de cuvettes évaporitiques et haut–fonds carbonatés, assez semblable à la situation esquissée sur la **fig. 50** (De Putter *et al.*, sous presse; voir aussi 8.1.1.4.).

10.2. Histoire de la bréchification dans son contexte diagénétique et structural (fig. 51)

10.2.1. La situation à la fin du «V3a»

À la fin du «V3a», la situation paléogéographique et structurale du domaine étudié est la suivante : la plate–forme franco–belge, probablement affectée par une structuration en blocs basculés – héritage d'un épisode distensif préalable –, est recouverte par des dépôts calcaires et évaporitiques sulfatés. Sur la majeure partie du domaine, les évaporites sont interstratifiées en niveaux peu épais dans la série calcaire; elles sont plus massives et épaisses lorsqu'elles sont accumulées dans des pièges morphologiques (cuvettes de Saint–Ghislain ou Epinoy, par exemple).

Le sédiment était–il déjà bréchifié à cette époque ?

Les avis sont très partagés sur ce point. Pour Mamet *et al.* (1986), la réponse est franchement positive : ces auteurs pensent que, dès la fin du «V3a», la succession lithologique se présentait comme un empilement de petits niveaux bréchiques interstratifiés dans une série carbonatée spongiostromidique. Au contraire, pour Rouchy *et al.* (1987a notamment), l'essentiel de la

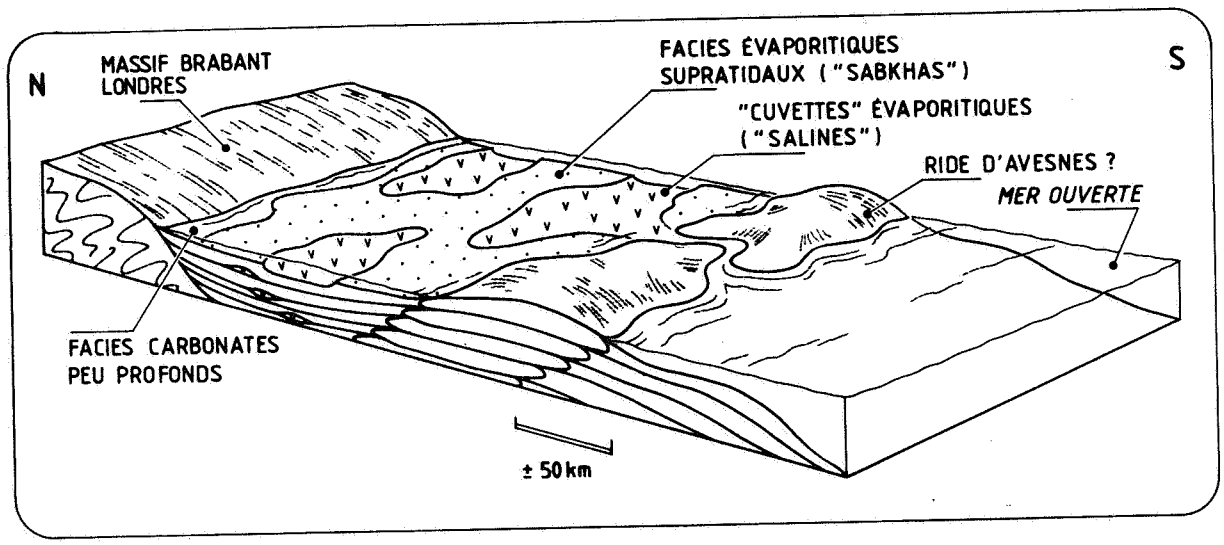


Fig. 50 : Reconstitution du bassin évaporitique franco–belge, constitué d'une mosaïque de cuvettes évaporitiques et de haut–fonds carbonatés.

	Lambeau des Gaux	Corenne et Anhée	«Grands Malades» (Namur)	Thon–Samson et environs
Bréchification synsédimentaire «V3a»	–	Absente	Bas de la coupe	Absente
Fissuration pré–compactionnelle	Importante	Présente	Modérée	Absente
Stylolithes internes aux blocs	OUI	OUI	Haut de la coupe	OUI (niv. strat.)
Bréchification pré–E2b	OUI	?	NON	NON
Dépôt E2b–H1	?	OUI	OUI	OUI
Bréchification synchrone ou post–H2	NON	Très Probable	H2 (?) ou postérieure	Fissuration

Fig. 51 : Synthèse schématique des événements sédimentaires, diagénétiques et tectoniques dans les régions étudiées; le Lambeau des Gaux est situé dans le Massif de la Tombe, Corenne et Anhée dans le Synclinorium de Dinant, les «Rochers des Grands Malades» dans le bord Nord du Synclinorium de Namur, de même que la région de Thon–Samson et environs.

bréchification semble clairement postérieur à l'enfouissement et probablement aussi à une phase de déformation tectonique : la réponse de ces auteurs est donc plutôt négative.

Pour ma part, au début de ce travail, j'ai écrit que le sédiment «V3a» peu consolidé était bréchifié *in situ* par la croissance d'évaporites en son sein, *avant* d'être affecté par une bréchification ultérieure, déplaçante (De Putter et Herbosch, 1990).

Actuellement, ma position est plus nuancée car cette question regroupe à mon avis deux interrogations très différentes.

1°– Tout d'abord, existe–t–il des brèches synsédimentaires ou sédimentaires *sensu stricto* au sein des brèches étudiées dans le cadre de ce travail ?

On a vu que la réponse à cette première question était positive. Ainsi, la brèche de la partie inférieure de la coupe des Rochers des Grands Malades (Bassin de Namur) se serait formée par fragmentation des tapis algaires et dispersion des clastes à la faveur de mouvements déclenchés probablement par des décrochements synsédimentaires (slumps notamment, voir 7.1.1.3.).

Des processus similaires ont provoqué le surépaississement local des niveaux évaporitiques qui allaient donner naissance, après dissolution des sulfates, aux nombreux horizons de brèche interstratifiés dans le V2b, que les auteurs qualifièrent de «Petite brèche» lorsqu'ils étaient d'épaisseur plurimétrique («Petite brèche» de la Vallée de la Molignée, par exemple, voir 7.2.4.2.2.2.).

Enfin, des processus énergétiques liés au contexte géodynamique local (tempêtes, notamment) sont invoqués pour expliquer la formation des faciès bréchoïdes du marbre Napoléon du Boulonnais (Prud'Homme *et al.*, 1991 et 8.1.3.2.).

Il importe de signaler que les processus mentionnées ici sont d'importance très marginale par rapport à ceux qui ont donné naissance aux grandes masses bréchiques et qu'ils n'ont contribué à former qu'une infime proportion des brèches étudiées dans ce travail.

2°– La seconde question serait : à quel moment se sont développées les fissures ne s'accompagnant pas d'un déplacement important des blocs, qui sont pré–compactionnelles (recoupées par les stylolithes), donc également antérieures à la phase majeure de bréchification et sont très généralement observées dans la séquence paragénétique de la brèche ?

Dans une note parue en 1990, j'avais admis que la bréchification *in situ* affectait un sédiment *non encore lithifié* et donc qu'elle était très précoce. Les évaporites, en précipitant dans le sédiment calcaire, auraient provoqué l'«éclatement» de celui–ci (De Putter et Herbosch, 1990). En faveur de cette hypothèse, je notais que les fissures étaient cimentées par de la sparite qui, selon moi, représentait la pseudomorphose de cristaux de gypse semblables à ceux illustrés par Garrison *et al.* (1978).

En fait, ce raisonnement appelle trois commentaires. Tout d'abord, aucun fait n'établit avec certitude que la sparite en question est bien une pseudomorphose de gypse. Ensuite, au lieu de considérer que c'est une phase gypseuse (hypothétique) qui a fait «éclater» le sédiment – ce qui semble par ailleurs sans exemple dans les séries évaporitiques actuelles (comm. pers. J.–M. Rouchy) – on peut tout aussi bien inverser l'ordre des événements. La phase gypseuse serait alors, comme dans le cas décrit par Garrison *et al.* (1978), un remplissage secondaire d'un système de fractures précédemment formées. Enfin, les fractures auraient–elles été si anguleuses si le sédiment n'était pas lithifié ? Il est permis d'en douter.

Dès lors, je pense maintenant qu'à la fin du «V3a», il n'y avait de brèches que les brèches sédimentaires *sensu stricto* citées ci–dessus. Les fissures antérieures au développement des stylolithes et à la phase de bréchification majeure ne s'étaient pas encore formées à cette époque.

10.2.2. L'après–«V3a» et les prémices de l'orogène varisque (Namurien)

L'évolution de la série viséenne au cours de cet intervalle est indissociable des premiers effets de la compression varisque, qui semblent se manifester de façon sensible dès le Viséen supérieur (ch. 6 et Schneider *et al.*, 1989). Plusieurs faits vont conditionner la réponse des séries calcaires et anhydritiques à ces efforts compressifs :

– la quantité d'évaporites présentes dans la colonne lithologique, qui est elle–même fonction de la situation paléogéographique de la région;

– la position de la région dans laquelle s'inscrit une colonne lithologique donnée par rapport au front de la déformation;

– la structuration héritée locale, qui sera susceptible d'être «réactivée» par les efforts compressifs;

– enfin, la position de la colonne lithologique au sein même des contraintes plicatives régionales.

Chaque séquence lithologique se trouve dès lors caractérisée par un certain nombres de paramètres sédimentologiques, paléogéographiques et structuraux. L'importance relative de ces différents paramètres est évidemment variable d'un endroit à l'autre : en conséquence, l'évolution de chaque coupe sera un cas particulier, situé le plus souvent entre les termes extrêmes marqués par l'empreinte dominante, voire exclusive, de l'un ou l'autre facteur.

Rappelons, à titre d'exemple, quelques cas précédemment étudiés.

La région du Massif de la Tombe, située paléogéographiquement entre le «Parautochtone brabançon» et l'«Allochtone ardennais» et atteinte dès le Namurien par la tectonogenèse (Khatir *et al.*, 1992), est caractérisée par une colonne lithologique riche en évaporites. Cette série, qui avait déjà subi un enfouissement de plusieurs centaines de mètres, est ramenée en surface à la faveur de l'érosion d'un pli de propagation d'importance régionale (7.3.1.1.4.; voir aussi Mercier *et al.*, b, sous presse). Ceci a pour conséquence la mise en contact des évaporites liviennes avec des fluides météoriques sous–saturés en sulfate qui les dissolvent. La brèche qui en résulte se dépose, par gravité, à l'avant de la structure : elle est donc, à cet endroit, une formation sédimentaire résultant de la dissolution des évaporites liviennes et synchrone d'une phase précoce (namurienne) de la déformation varisque.

La région de Saint–Ghislain, située paléogéographiquement dans la partie occidentale du Bassin de Namur, était caractérisée par un confinement important qui se marquait dans la répartition des faunes depuis le Tournaisien (comm. pers. E. Poty). À partir du Viséen inférieur, elle est devenue un piège morphologique où se sont accumulées plusieurs centaines de mètres d'évaporites. Le mécanisme de création du piège morphologique, en «rejouant» de manière continue à l'échelle du Viséen supérieur et du Namurien, a contribué à soustraire les évaporites à l'influence des fluides superficiels, météoriques et sous–saturés. Pour cette raison, les évaporites n'ont pas subi de dissolution importante et n'ont été affectées par les déformations tectoniques que plus tard dans l'orogène (10.2.3). On n'observe pratiquement pas de brèche à Saint–Ghislain[2].

[2] Du moins dans les niveaux stratigraphiquement équivalents à ceux de la Grande brèche. Les brèches observées dans le karst du sondage de Saint–Ghislain (autour de la cote 2600m, Groessens *et al.*, 1979), illustrées par Rouchy *et al.* (1987b), se trouvent dans des niveaux d'âge viséen inférieur. On ne peut exclure l'hypothèse d'une identité génétique entre ces brèches et la Grande brèche.

La région de Namur se trouvait à la limite nord–orientale du domaine évaporitique et probablement voisine d'un «bloc» haut adossé au socle brabançon (qu'on pourrait appeler le «bloc de Seilles»). Très rapidement au cours de l'intervalle étudié, les efforts compressifs auraient eu pour effet de maintenir ce dernier en position «haute», empêchant ainsi que s'y déposent le Viséen supérieur et la base du Namurien. Pendant ce temps, à l'Ouest, les niveaux de base du Viséen supérieur (V3b) se déposaient «normalement».

La dissolution des évaporites de la région de Namur et la bréchification de la partie supérieure du «V3a» (la partie inférieure était bréchifiée quasiment depuis son dépôt, 10.2.1) se sont donc produites après enfouissement sous les sédiments d'âge viséen supérieur et, très probablement aussi, sous une une partie au moins de la série namuro–westphalienne. En effet, on a vu ci–dessus (9.3.1.1.2.) que les fissures de la région de Tramaka, cimentées par de la calcite terne comme la brèche de Namur, sont vraisemblablement d'âge post–E2. La dissolution des évaporites et la bréchification de la partie supérieure de la coupe des Rochers des Grands Malades (Namur) ont pu se produire à la faveur de l'émersion de la région d'Andenne, durant le sous–étage H2[3] (Van Leckwijk, 1964) ou, plus tardivement encore, durant l'intervalle chronologique centré autour du paroxysme orogénique westphalien (ci–dessous, 10.2.3.).

Dans de nombreuses coupes, les sédiments du «V3a» (blocs de la brèche et niveaux stratifiés du Nord–Est du Bassin) et du V3b présentent un faciès faiblement bréchique – déjà évoqué ci–dessus (10.2.1.) –, caractérisé par la présence de fissurations et bréchifications *in situ*, antérieures aux processus de pression–dissolution et à la bréchification majeure, déplaçante. Ces fissures ont été cimentées par des calcites d'origine peu profonde (éteintes en cathodoluminescence).

Cette bréchification *in situ* est certainement d'âge post–viséen dans la mesure où les sédiments devaient être cohérents et/ou lithifiés (fissures au tracé anguleux). Compte tenu de l'ampleur des déformations enregistrées dans le Massif de la Tombe pendant le Namurien (Mercier *et al.*, a et b), il me paraît très vraisemblable qu'une faible fissuration ou bréchification *in situ* se soit produite au même moment dans l'ensemble du bassin et ait dès lors une origine tectonique. Une telle origine expliquerait l'aspect «en relais» caractérisant certaines de ces fissures (par exemple celles du «Bleu belge», d'âge V3b).

10.2.3. Autour de l'épisode paroxysmal westphalien

C'est dans un intervalle temporel situé autour du paroxysme orogénique westphalien qu'il faut situer la bréchification majeure, déplaçante des niveaux «V3a».

Le mécanisme général est relativement simple : **à la faveur des efforts compressifs et de la surrexion de la chaîne varisque, la percolation de fluides météoriques, sous–saturés en sulfates, dans les calcaires dinantiens est favorisée. Ces fluides provoquent une dissolution massive des évaporites toujours présentes dans la majeure partie du bassin. Il en résulte un effondrement des niveaux calcaires encaissants et la formation d'une brèche de dissolution.**

Dans le détail, certaines coupes permettent d'affiner cette vision quelque peu schématique. Ainsi, dans la coupe de la carrière des Petons, à Yves–Gomezée, on peut établir que l'état bréchique n'est acquis qu'après dissolution des évaporites au cours de la diagenèse contemporaine ou postérieure à un stade *avancé* (cassant) de la déformation. Dans cette coupe toujours, l'observation d'anhydrite préservée comme premier ciment de la brèche témoigne du fait que la dissolution a dû être relativement progressive, puisqu'elle n'est toujours pas achevée aujourd'hui (7.2.3.3.2. et 7.2.3.4.).

---

[3] Dernier sous–étage du Namurien A (successivement constitué des sous–étages E1, E2, H1 et H2).

D'autres coupes du Bassin de Dinant ne fournissent pas ce type d'argument, permettant de dater précisément l'acquisition du caractère bréchique. Seule, l'observation d'une phase de cimentation à luminescence terne, éventuellement zonée (Anhée–Moulins, par exemple), comme première et principale phase de cimentation de la brèche, permet d'établir que la dissolution des évaporites a dû se produire sous une épaisse série sus–jacente. Les zonations de la calcite terne témoignent d'une variabilité de composition des fluides qui s'inscrit bien dans le cadre d'une instabilité tectonique accrue (9.2.2.2.).

À Corenne, si l'épaisseur de brèches est effectivement structuralement exagérée (7.2.1.3.), il faut probablement en conclure que la série était déjà bréchifiée lors de la déformation régionale.

Ces quelques éléments indiquent que la bréchification subséquente à la dissolution des évaporites liviennes a pu se produire à des moments légèrement différents selon les endroits, mais toujours dans un intervalle chronologique «centré» sur le paroxysme de la déformation varisque (Westphalien C ou D).

10.2.4. L'après–paroxysme westphalien

Si l'essentiel de l'histoire de la bréchification se passe dans les intervalles chronologiques précédents, il ne faut pas pour autant conclure qu'il ne se passe plus rien après l'orogène varisque. Ainsi, une phase de fissuration fine et vivement luminescente est–elle très généralement observée dans la brèche, où elle est toujours postérieure à toutes les autres fissurations ou bréchifications. Ce type de fissure n'est pas présent seulement dans les calcaires liviens : il a été signalé également dans les *«mud mounds»* frasniens du F2j (Boulvain, 1990, inédit) ou dans les calcaires et brèches du Viséen inférieur de la Vesdre (Muchez *et al.*, sous presse). S'il est difficile d'établir avec précision le moment où se développent ces fissures, il est quasiment certain que c'est après le paroxysme orogénique qui voit la formation de la brèche dont elles recoupent géométriquement les blocs et la matrice.

D'autre part, les anhydrites de la région de Saint–Ghislain sont l'objet dès ce moment d'un processus de dissolution lent et continu, qui se poursuit encore aujourd'hui et dont les sources chaudes de la région montoise sont les témoignages les plus directs (de Magnée *et al.*, 1986).

10.3. Conclusions générales

Il y a dix ans que la communauté géologique a plus ou moins implicitement admis que la Grande brèche résultait de la dissolution des évaporites comprises dans les calcaires liviens et de l'effondrement subséquent de ces derniers.

Dans ce travail, une étude sédimentologique des carbonates et des évaporites du «V3a» a permis de mieux comprendre l'organisation du domaine sédimentaire contemporain et d'en proposer une reconstitution paléogéographique. À la faveur d'une meilleure connaissance des dépôts du «V3a», c'est la nature même de la «matière première» de la brèche et les relations entre ces sédiments riches en évaporites et la bréchification qui étaient précisées.

À ce jour, aucun consensus n'existait autour du moment où s'étaient produit les processus de dissolution des évaporites et de bréchification (voir 2.3.) La réponse que j'apporte aujourd'hui est proche, par certains côtés, de celle déjà proposée par Rouchy *et al.* (1984) : **la dissolution des évaporites et la bréchification subséquente ont été favorisées par les contraintes orogéniques varisques**.

Mais en disant cela, Rouchy *et al.* (1984) pensaient avoir fixé au Westphalien supérieur le **début** de la bréchification. En fait, si la dissolution des évaporites liviennes était effectivement favorisée par les contraintes compressives varisques, ces dernières survenaient dès le Viséen supérieur ou le début du Namurien. La dissolution des évaporites liviennes était donc déjà effective entre les prémices de l'orogène varisque (Viséen supérieur) et son paroxysme (Westphalien C ou D), ce qui représente un intervalle de près de 30 millions d'années. **Dès lors, c'est tout l'intervalle chronologique compris entre le Namurien inférieur et les derniers soubresauts de l'orogène varisque (Stéphanien ?) qui voit la formation de brèches de dissolution. Celles–ci se développent sur une grande partie du bassin franco–belge, selon des modalités variables en fonction de la combinaison spatio–temporelle de facteurs paléogéographiques, sédimentologiques et géodynamiques propres à chaque site de formation.**

Ce dernier point me permet de conclure en soulevant à nouveau un débat qui n'a plus été abordé depuis près d'un quart de siècle. La Grande brèche est–elle un objet géologique unique comme l'admettent généralement les différents auteurs qui s'y sont intéressé durant ces dernières années ou, au contraire, y a–t–il plusieurs brèches différentes, comme le pensaient Cayeux (1935) ou West (1969, inédit) ?

Je formulerai ici deux considérations, tout en étant conscient du fait qu'elles ne contribueront en aucune manière à imposer une réponse univoque et définitive à la question posée ci–dessus.

Tout d'abord, les pages qui précèdent ont montré que certaines brèches ne trouvaient pas leur origine dans un processus de dissolution d'évaporites mais dans divers processus synsédimentaires. Ceci irait, à mon avis, plutôt dans le sens de la pluralité des brèches du Viséen supérieur.

Pour le reste, la réponse que l'on apporte à la question de l'unicité ou de la non–unicité des brèches résultant effectivement de la dissolution des évaporites liviennes est une affaire de point de vue. En effet, comme je l'ai déjà dit ci–dessus (2.3. et 7.3.1.1.5.2.), la réponse à cette question dépend essentiellement de ce que l'on choisit de privilégier dans l'explication du processus de bréchification.

Si l'on met l'accent sur le fait que *toutes* les brèches décrites trouvent leur origine dans la dissolution «tardive» des évaporites liviennes ou qu'elles se sont *toutes* formées au dépens de niveaux occupant à peu près partout la même position stratigraphique et présentant des faciès et des caractères sédimentologiques relativement constants, on soutiendra probablement la thèse de l'unicité. Si, par contre, on considère que les modalités spatio–temporelles spécifiques de formation de certaines brèches sont inséparables d'un objet géologique précis, on privilégiera évidemment la thèse de la non–unicité des brèches du Viséen supérieur.

Pour ma part, j'ai tendance à privilégier le second terme de l'alternative et à considérer que les modalités de formation de certaines brèches (celle de Landelies, par exemple) sont trop spécifiques pour être séparées de l'objet géologique auquel elles donnent naissance. Il y a donc, pour moi, *plusieurs* brèches dans le Viséen supérieur franco–belge, ayant en commun le fait qu'elles résultent *toutes* de la dissolution d'évaporites liviennes.

Postface

Dans mon esprit, le présent travail ne met pas un point final au débat qu'a suscité – et suscite encore – la question de la genèse de la Grande brèche. Tout au plus actualise–t–il le débat en y introduisant d'autres arguments que ceux qui ont été employés auparavant. Au demeurant, le résultat de ma démarche m'a paru à la fois décevant et encourageant.

Décevant parce qu'il m'est apparu d'emblée qu'il serait difficile de proposer à ce «vieux» problème une solution «nouvelle», qui n'ait pas été entrevue, suggérée ou proposée par d'autres avant moi. Décevant aussi car la mise en perspective opérée dans l'historique du problème montre que les solutions défendues en un temps donné sont éminemment tributaires de la formation de base du chercheur, des grands courants de la géologie et ... des affleurements considérés !

Mais, d'autre part, les résultats obtenus étaient *encourageants* car ils montraient qu'une théorie n'en excluait pas automatiquement et catégoriquement une autre et qu'il était possible d'intégrer les résultats de plusieurs approches différentes dans un schéma explicatif cohérent. Cependant, qui dit «cohérence» ne dit pas nécessairement «rigidité» et je pense que l'explication que je propose ci–dessus est suffisamment souple pour rendre compte de l'existence de modalités de formation de la brèche assez différentes selon les endroits. Ce point précis et sa conséquence logique, l'existence probable de *plusieurs brèches différentes*, n'aura sans doute pas fait l'unanimité parmi les lecteurs mais il est un de ceux auquel je tiens le plus car il me paraît démontrer une fois de plus que la vérité du moment se trouve toujours quelque part entre les théories les plus extrêmes.

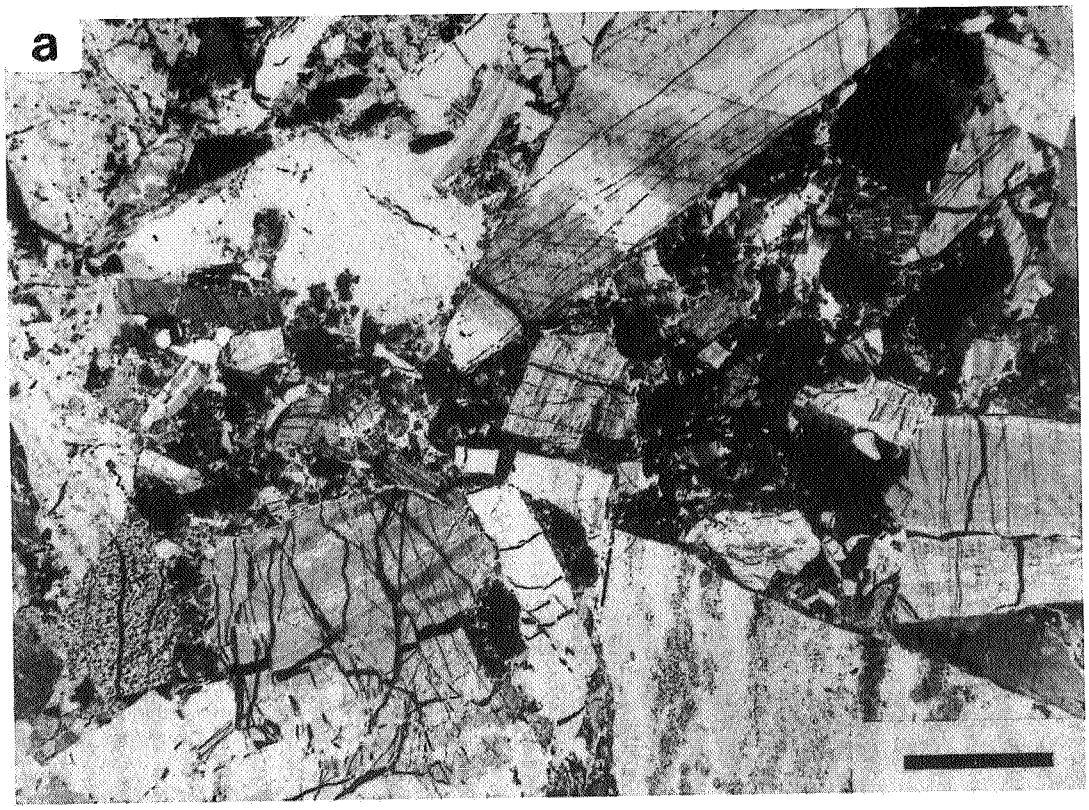
Planches photographiques

Planche 1

Pl. 1a : Aspect macroscopique de la brèche du sondage de Corenne Remarquer la fissuration, cimentée par de la sparite (en noir), qui affecte exclusivement les blocs. Contact (négatif) de la plaque mince RC 14469, 53,60m, échelle = env. 7,5mm.

Pl. 1b : Boundstone à spogiostromides : *laminae* sombres à stercomes [1] (noter l'alignement parallèle à la stratification des stercomes). Sondage de Corenne, lame BM Co 82,60m, échelle = env. 500µ.

Pl. 1c : Boundstone à spogiostromides : packstone à «minipéloïdes». Coupe des Résistants (Namur), lame $DN3_1$, échelle = env. 200µ.


a

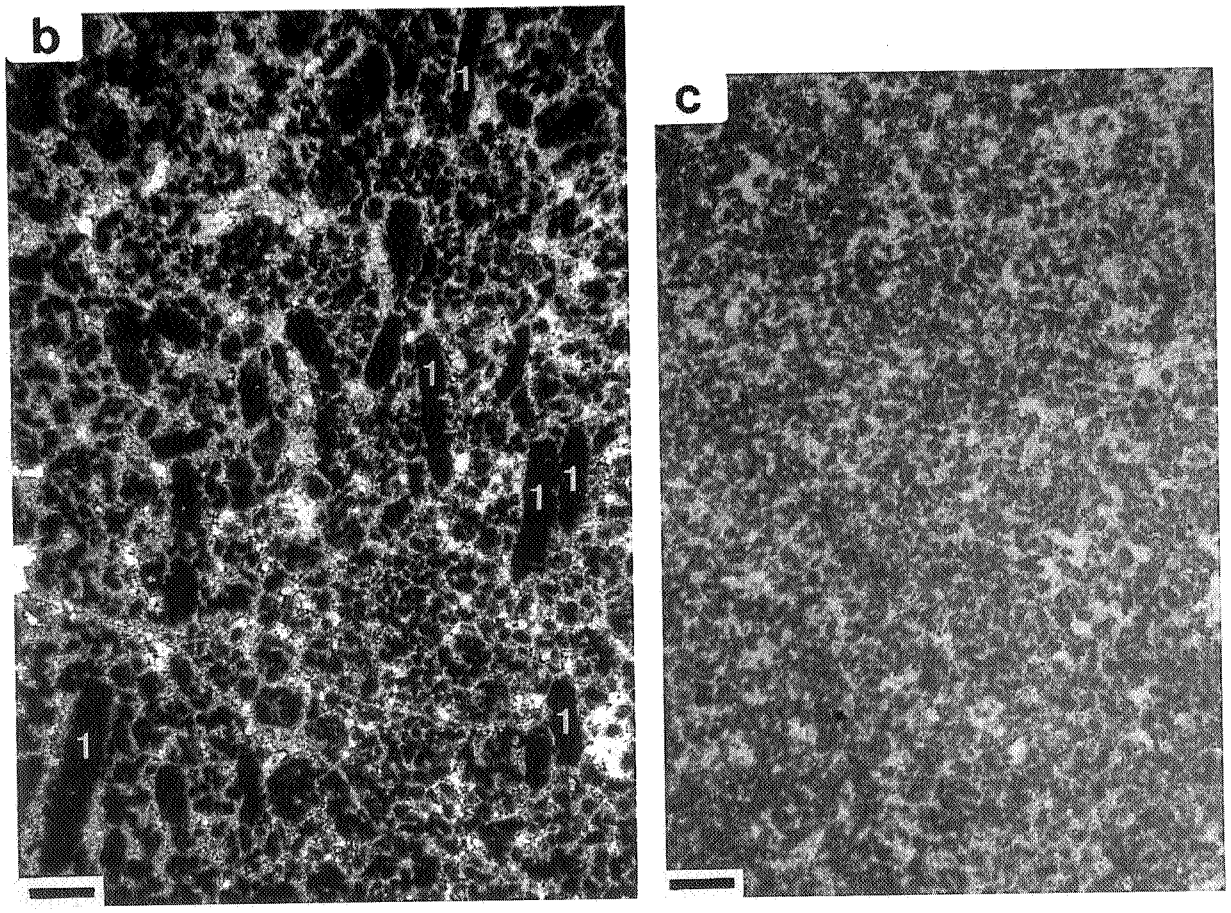
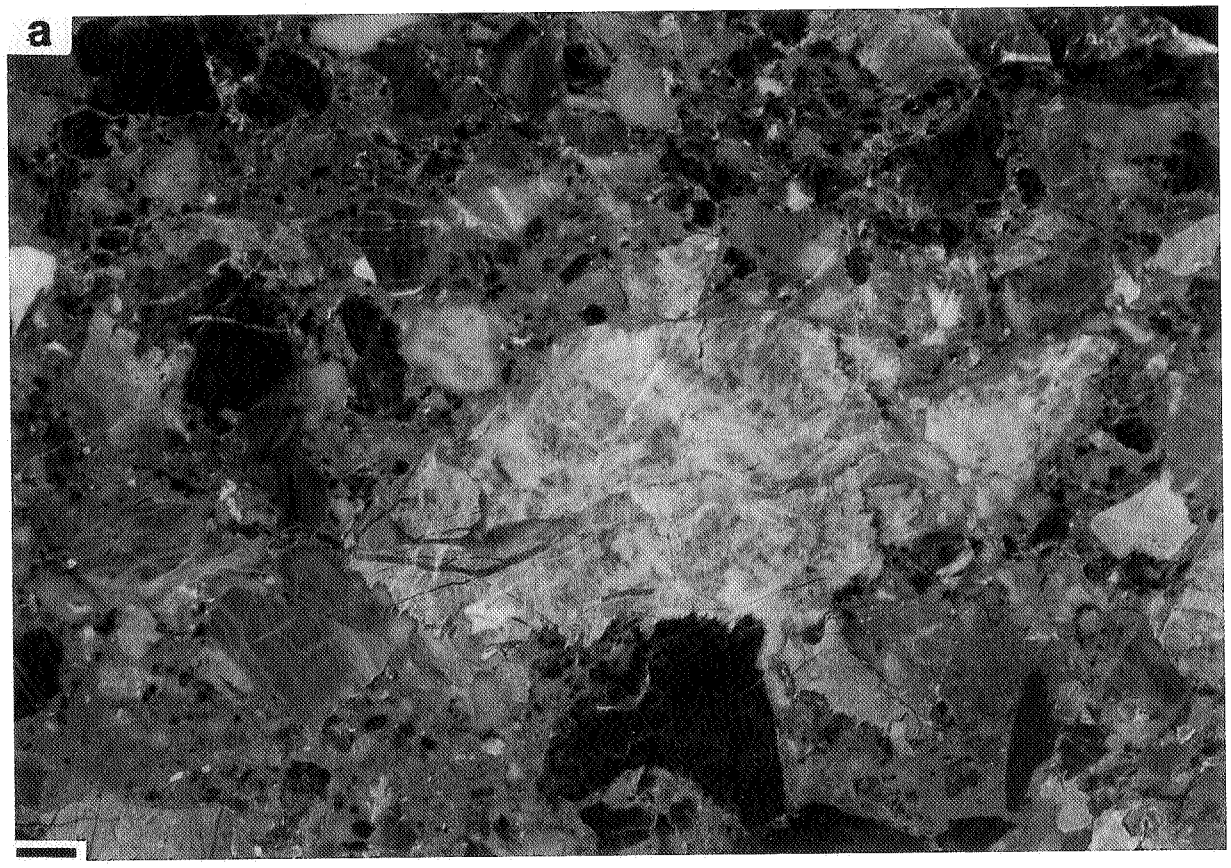

b
1
1
1
1
1
1
1
c

Planche 2

Pl. 2a : Aspect macroscopique de la brèche rouge de Landelies («*rubble packbreccia*» selon Morrow, 1982). Noter, dans les éléments de la brèche, la présence de fissures cimentées par de la calcite et qui ne poursuivent pas dans la matrice. Échantillon scié et poli provenant de la carrière Dullière (Monceau–sur–Sambre), échelle = env. 7mm.

Pl. 2b : Aspect macroscopique de la brèche grise de la partie inférieure de la coupe des «Rochers des Grands Malades» à Namur. Noter l'aspect relativement monogénique de la brèche et la présence d'assez abondants éléments de petite taille (aspect proche de celui des «*rubble floatbreccia*» de Morrow, 1982); noter également l'absence de fissures internes aux blocs. Échantillon scié et poli provenant de la coupe des «Rochers des Grands Malades» (Namur), échelle = env. 7 mm.


a

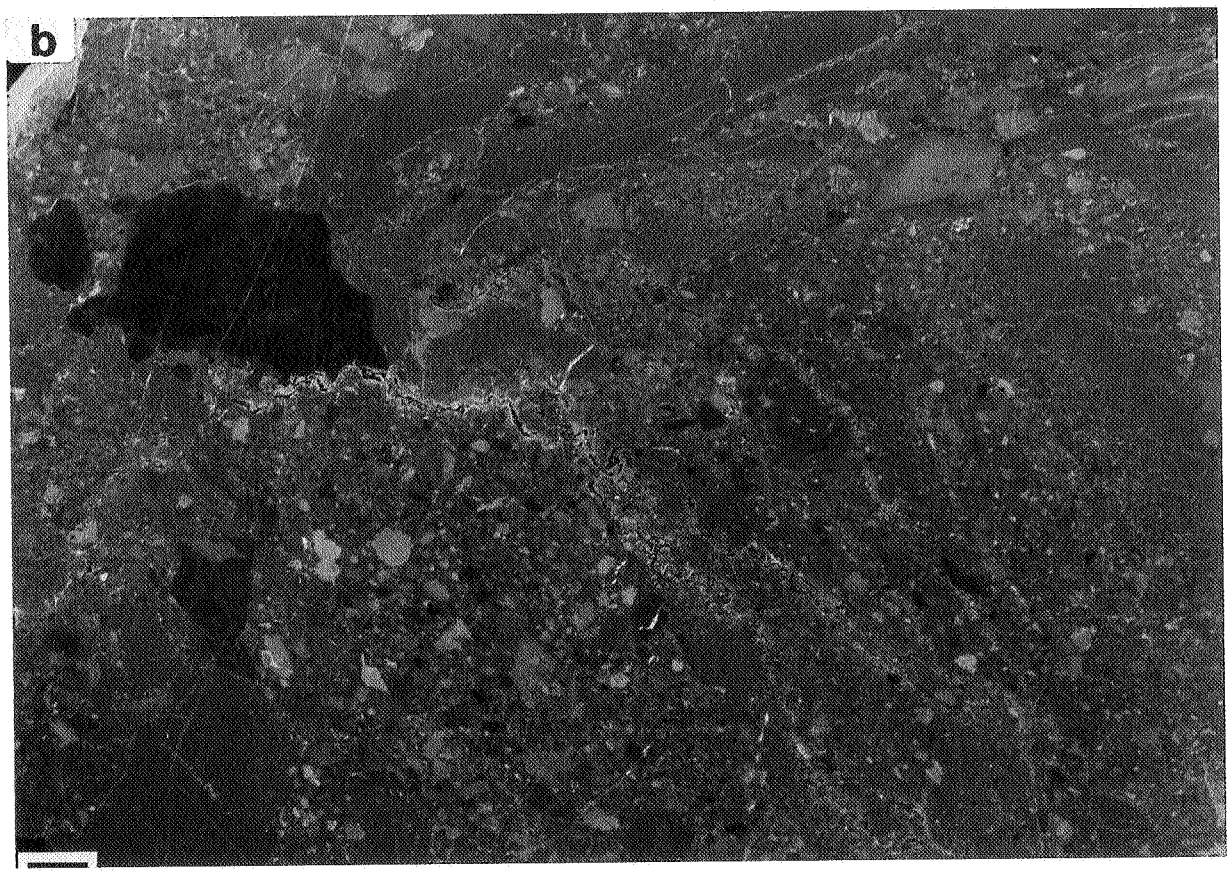

b

Planche 3

Pl. 3a : Boundstone à spogiostromides : croûtes de calcite fibroradiaxiale. Coupe des Résistants (Namur), lame DN4, échelle = env. 200µ.

Pl. 3b : Boundstone à spongiostromides : microstructures laminaires consistant en une accumulation de contre–empreintes micritiques de chapelets accolés de cellules rondes ou ovoïdes (*Sphaerocodium* ?). Coupe de Thon–Samson, lame TS 161, échelle = env. 200µ.

Pl. 3c : Archéogastéropodes vermétiformes («serpules») dans un packstone à «minipéloïdes». Coupe des Résistants (Namur), lame R11', échelle = env. 350µ.

Pl. 3d : Mudstone homogène et fissuré, ne contenant aucun bioclaste; les taches blanches [1] correspondent à des reliques de sulfate préservés tandis qu'en [2] s'observe la pseudomorphose calcitique d'un porphyrotope anhydritique. Carrière des Petons (Yves–Gomezée), lame Pe 42, échelle = env. 400µ.

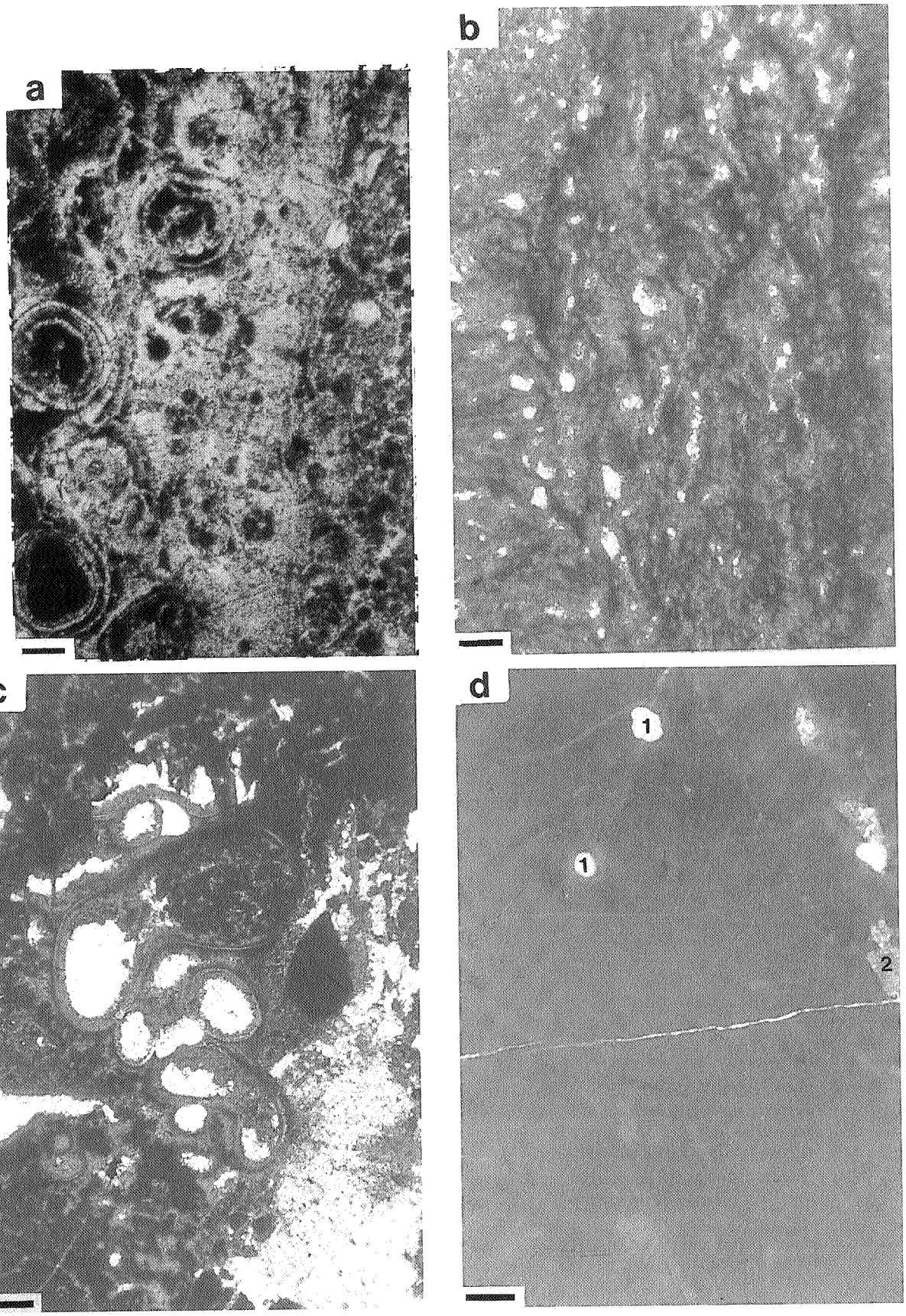

a
b
c
d
1
1
2

Planche 4

Pl. 4a : Mudstone laminaire (MF 17) : lentilles millimétriques oblongues de cristaux hypidiotopiques et idiotopiques de dolomite (en clair sur la photo), ici dédolomitisés. Sondage de Corenne, plaque mince RC 14464, 15,75m, échelle = env. 600µ.

Pl. 4b : Pseudomorphoses calcitiques de lentilles biconvexes de gypse. Sondage de Corenne, plaque mince RC 14466, 27m, échelle.= env. 150µ.

Pl. 4c : Poecilotopes calcitiques dans un packstone à «minipéloïdes» algaires. Sondage de Corenne, lame BM Co 114,30m, échelle = env. 400µ.

Pl. 4d : Pseudomorphose calcitique d'un nodule anhydritique : vue en lumière polarisée. Noter l'aspect digité, crénelé et découpé du ciment sparitique (effet de «patchwork»). Sondage de Corenne, lame BM Co 58,40m, échelle = env. 700µ.

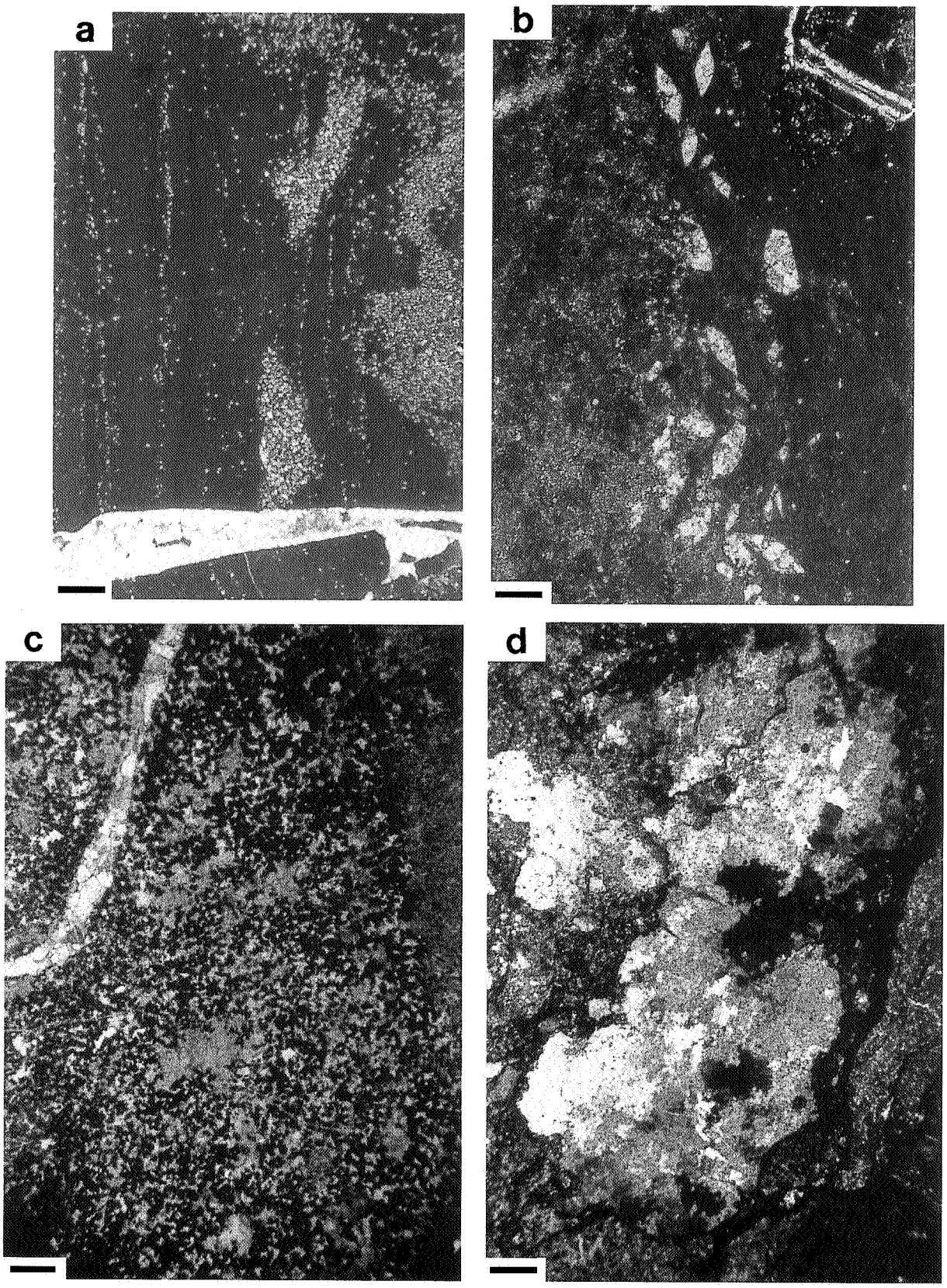
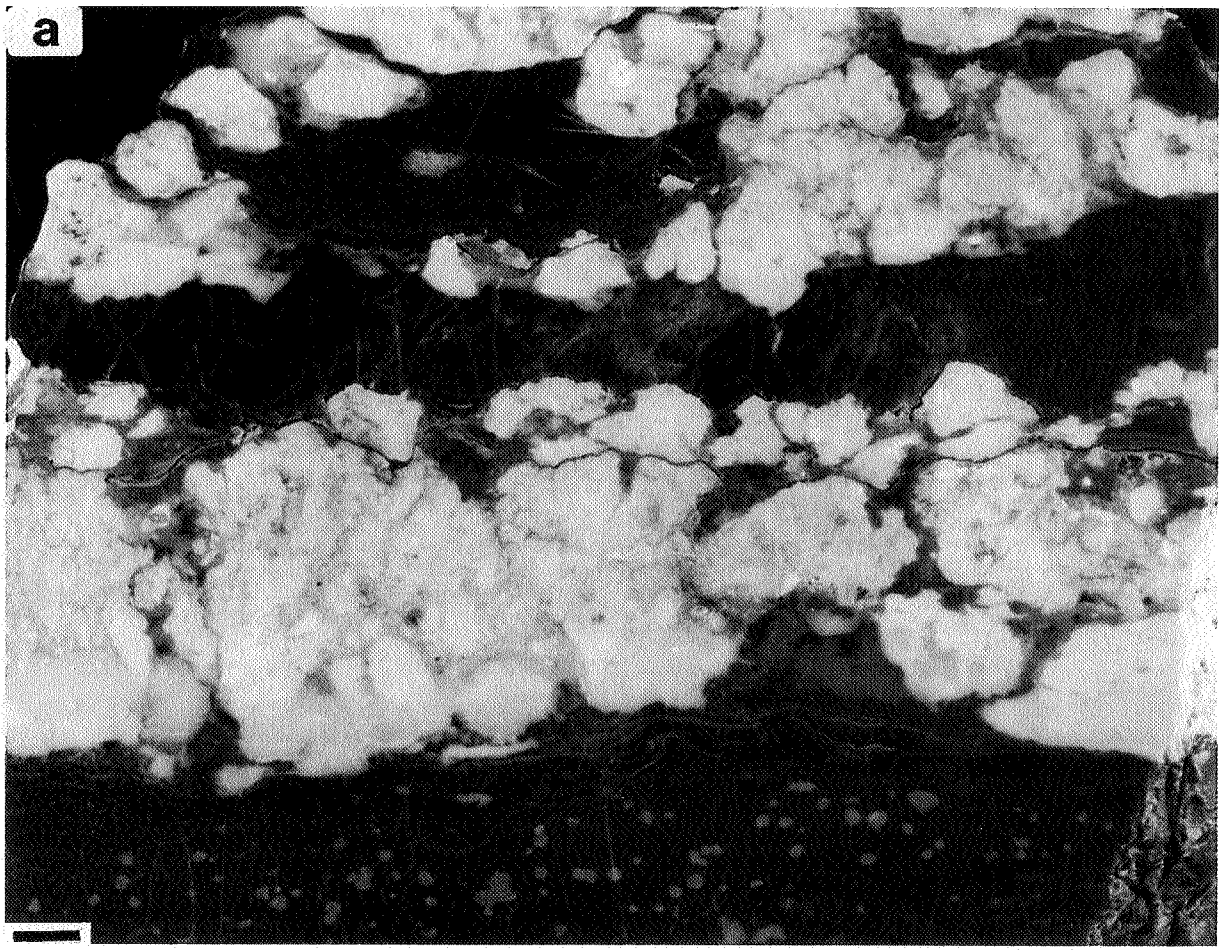

a
b
c
d

Planche 5

Pl. 5a : Pseudomorphoses carbonatées d'anhydrite nodulaire (en blanc sur la photo). Noter, dans la partie inférieure de la photo, la présence de pseudomorphoses carbonatées de porphyrotopes d'anhydrite (apparaissant en beige rougeâtre dans le sédiment laminaire gris); ces derniers trouvent probablement leur origine dans la déshydratation de lentilles biconvexes de gypse. Échantillon scié et poli provenant de la Carrière Dullière (Monceau–sur–Sambre), échelle = env. 7mm.

Pl. 5b : Pseudomorphoses carbonatées d'anhydrite nodulaire (en blanc sur la photo). Échantillon scié provenant de la Carrière Dullière (Monceau–sur–Sambre), diamètre de la pièce de monnaie = 2,4 cm.


a

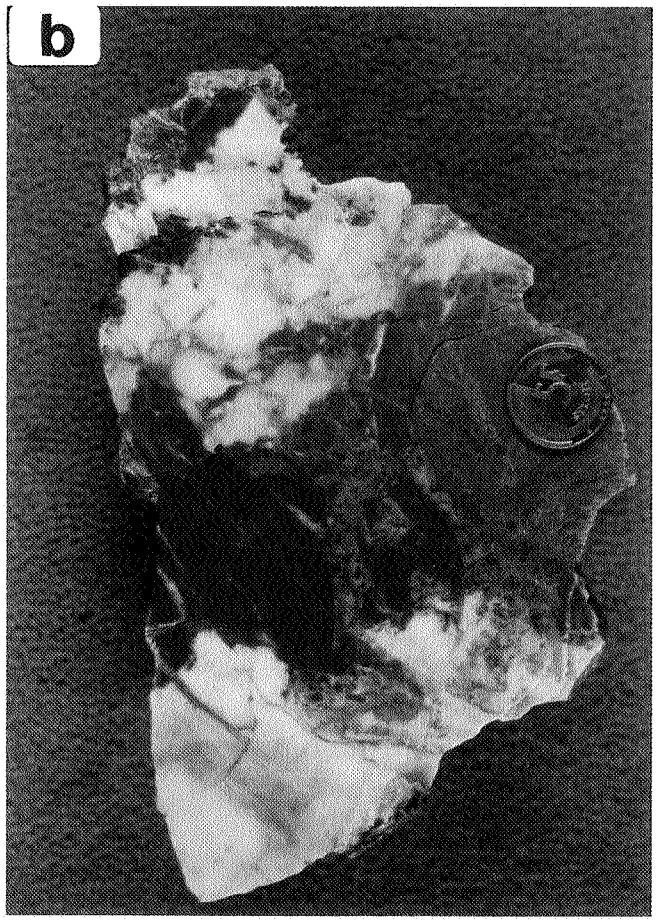

b

Planche 6

Pl. 6a : Pseudomorphoses calcitiques de porphyrotopes d'anhydrite [1] et d'agrégats de porphyrotopes d'anhydrite [2]. Sondage de Corenne, lame BM Co 63,20m, échelle = env. 500µ.

Pl. 6b : Fissure «gainée» d'un manchon micritique. Sondage de Corenne, lame RC 63,80m, échelle = env. 200µ.

Pl. 6c : Mégaquartz pétaloïde (flèche). Sondage de Corenne, lame BM Co 110m, échelle = env. 200µ.

Pl. 6d : Mégaquartz automorphe avec de nombreuses inclusions de sulfate. Sondage de Corenne, lame RC 34,75m, échelle = env. 250µ.

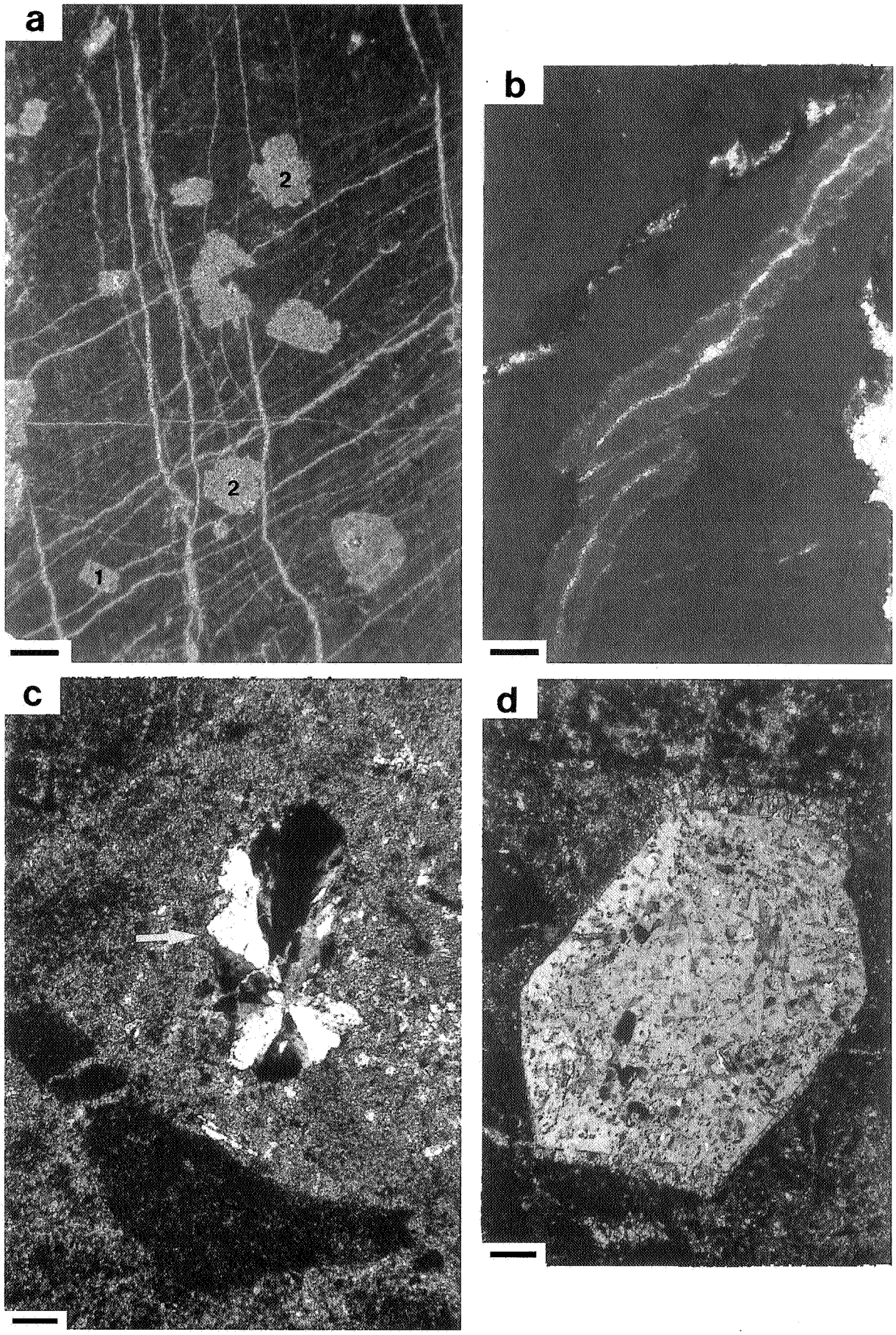

a
2
2
1
b
c
d

Planche 7

Pl. 7a : Fissure à cimentation sparitique en «fer de lance». Carrière Dullière (Monceau–sur–Sambre), lame La 48, échelle = 250µ.

Pl. 7b : Cristaux triangulaires implantés perpendiculairement au sédiment (ici un boundstone à spongiostromides), la pointe du triangle dirigée vers le haut : pseudomorphose probable d'un minéral évaporitique indéterminé. Carrière Dullière (Monceau–sur–Sambre, lame La 91, échelle = env. 600µ.

Pl. 7c : *Fenestrae* globulaires («bubblelike vugs») bordées d'un liséré micritique noir, dans les lamines spongiostromidiques (la flèche indique le bas). Coupe des «Rochers des Grands Malades» (Namur), lame Na 60, échelle = env.

Pl. 7d : Boundstone à spongiostromides : ciment de calcite fibroradiaxiale asymétrique, témoin d'un processus de cimentation en zone vadose (la pointe de la flèche indique le bas). Sondage de Corenne, plaque mince RC 14466, 27m, échelle = env. 550µ.

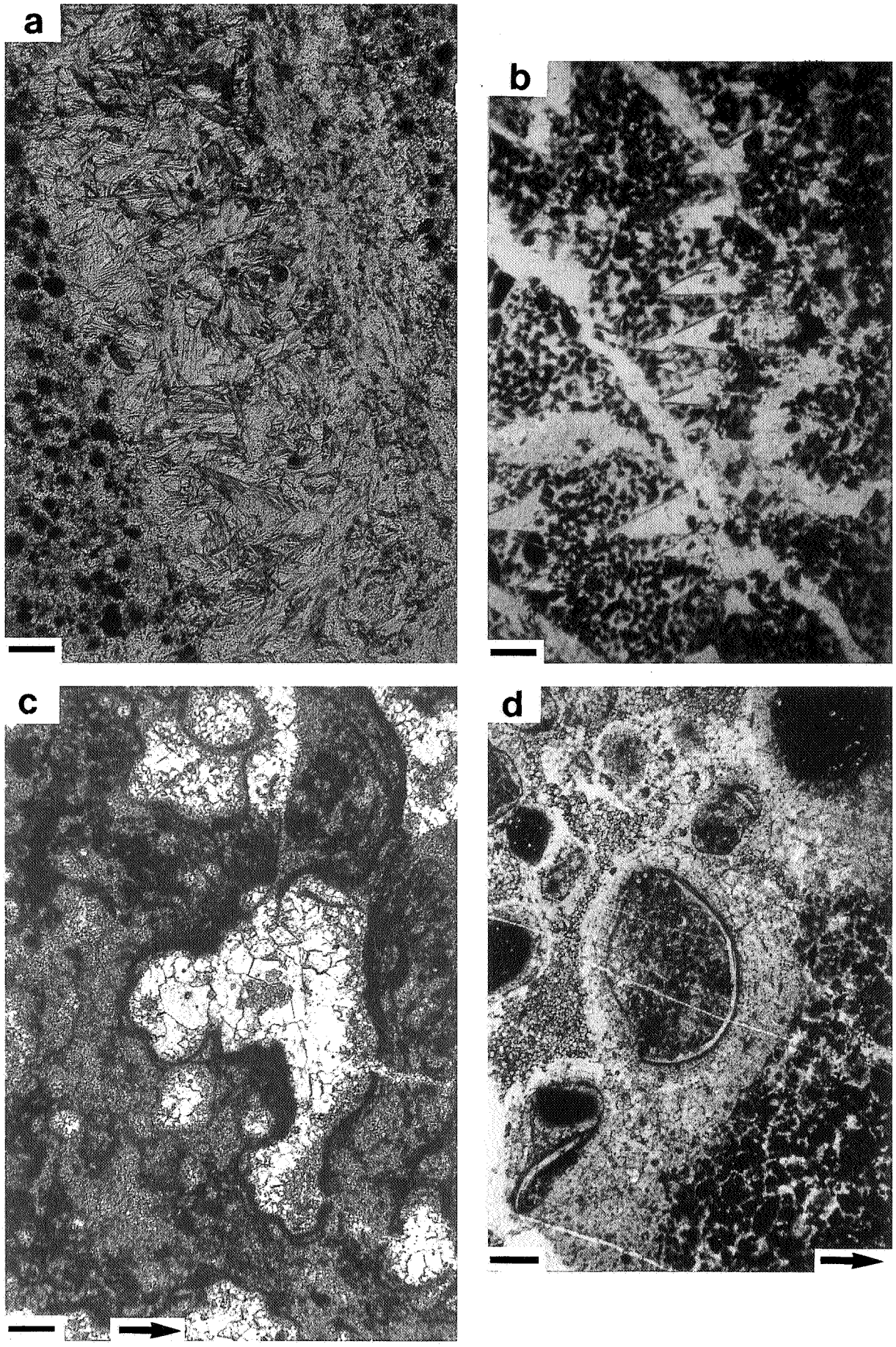

a
b
c
d

Planche 8

Pl. 8a : Boundstone à spongiostromides : ciments en ménisques entre péloïdes oodifiés. Coupe des Résistants (Namur), lame DN3, échelle = env. 70µ.

Pl. 8b : Glaebule dans un sédiment micritique. On note la présence de fissurations circumgranulaires qui «isolent» le glaebule de la matrice. Rochers des Grands Malades (Namur), lame GM3, échelle = env. 600µ.

Pl. 8c : Sédiment interne («silt vadose») [1] reposant sur une phase de cimentation calcitique fibreuse [2] se développant sur les digitations de buissons «algaires» (spongiostromides) [3] (la flèche indique le bas). Coupe des «Rochers des Grands Malades», lame Na 73, échelle = env. 250µ.

Pl. 8d : «Ponts micritiques» (à rapprocher des «pellet bridges» de Wright, 1983b), témoins d'une phase pédogénétique. Rochers des Grands Malades (Namur), lame Na 113, échelle = env. 600µ.

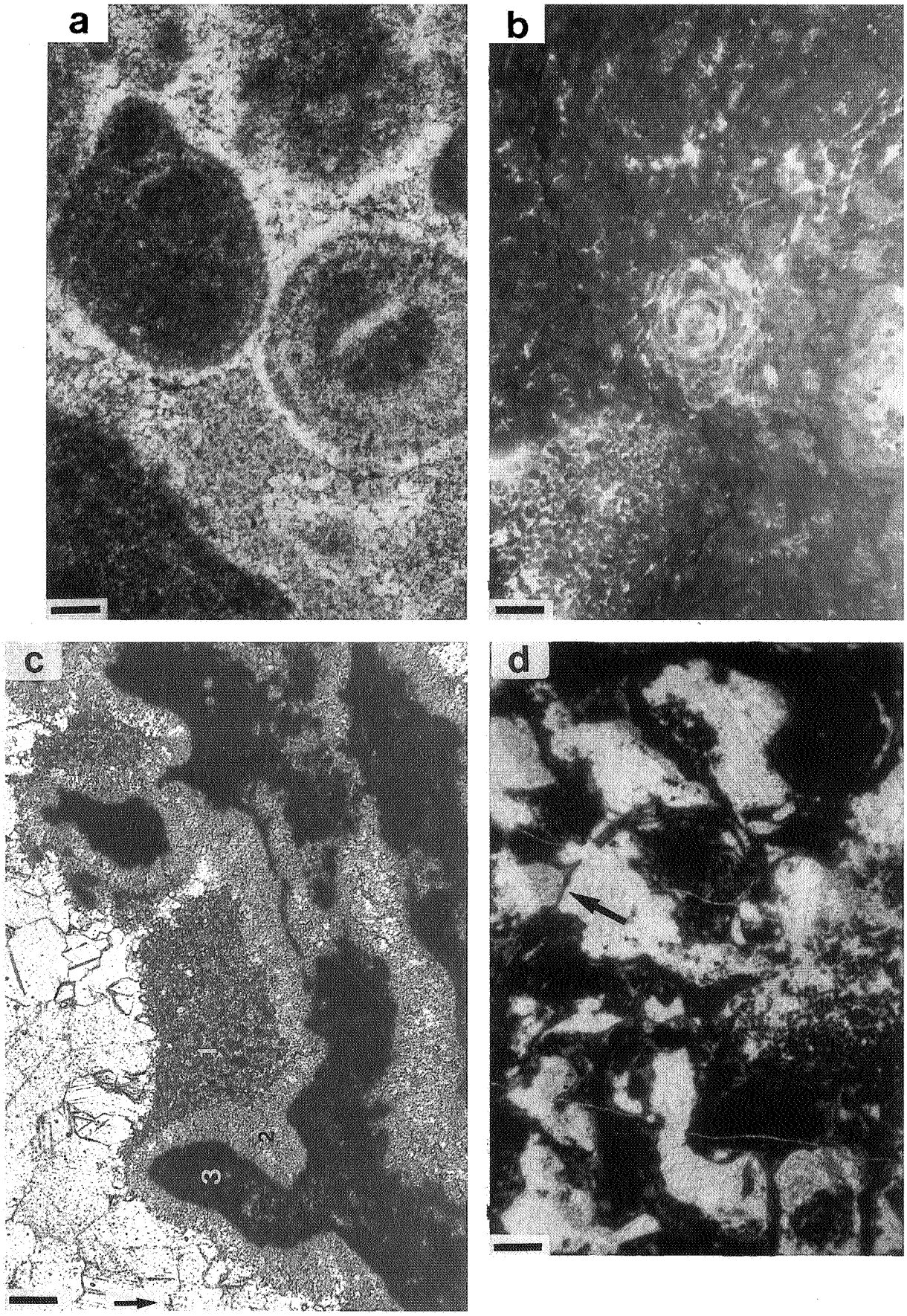

a
b
c
d
1
2
3

Planche 9

Pl. 9a : Séquence carbonatée rythmique : wackestone noir à fins bioclastes [1], wackestone ou packstone à gros bioclastes et grains cortiqués [2] et lamines oolithiques à poecilotopes d'anhydrite (apparaissant sous forme de plages centimétriques claires sur la photo) [3]. Sondage de Saint–Ghislain, cote 2066,00m.

Pl. 9b : Goniatite münsteroceratide (flèche : *Münsteroceras* probable ou *Dzhaprakoceras;* comm. pers. D. Korn) incluse dans un wackestone à macrofossiles. Sondage de Saint–Ghislain, cote 2056,20m.

Pl. 9c : Frange isopaque de calcite fibreuse [1] sur les ramifications «algaires» des spongiostromides [2] Coupe des «Rochers des Grands Malades» (Namur), lame Na 73, échelle = env. 200µ.

Pl. 9d : Section triangulaire d'un cristal d'anhydrite préservé (flèche) au sein d'un stylolithe bitumineux. Sondage de Corenne, lame Co II 63,20m, échelle = env. 150µ.

a
SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: ± 2066,0 M.
5cm
Ht
1
2
3
b
SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: 2056,20 M.
5cm
Ht
c
1
2
d

Planche 10

Pl. 10a : Micro–organismes ferro–oxydants conservés dans la sparite limpide qui cimente une brèche livienne. On observe un réseau assez lâche de filaments (flèches) et de coques [1] hématitiques. Coupe d'Anhée–Moulins, lame AM 2, échelle = env. 50µ.

Pl. 10b : Ciment anhydritique des brèches liviennes de la carrière des Petons (Yves–Gomezée) : l'anhydrite se présente sous la forme d'un cristal idiotopique [1] dans la matrice de la brèche; les contours cristallins sont soulignés par un tireté noir sur la photo. Carrière des Petons (Yves–Gomezée), lame Pe 30, échelle = env. 550µ.

Pl. 10c : Ciment anhydritique des brèches liviennes de la carrière des Petons (Yves–Gomezée) : l'anhydrite apparaît en clair sur la photo et se présente sous la forme d'une «plage» (ex–nodule ?) où se distingue un feutrage de lattes comparable à celui observé dans les nodules anhydritiques du sondage de Saint–Ghislain. Carrière des Petons (Yves–Gomezée), lame Pe 41, échelle = env. 450µ.

Pl. 10d : Ciment anhydritique des brèches liviennes de la carrière des Petons (Yves–Gomezée) : l'anhydrite, qui apparaît en clair sur la photo, ne présente aucune structure cristalline reconnaissable. Elle est intimement mélangée au microspar calcitique. Carrière des Petons (Yves–Gomezée), lame Pe 42, échelle = env. 550µ.

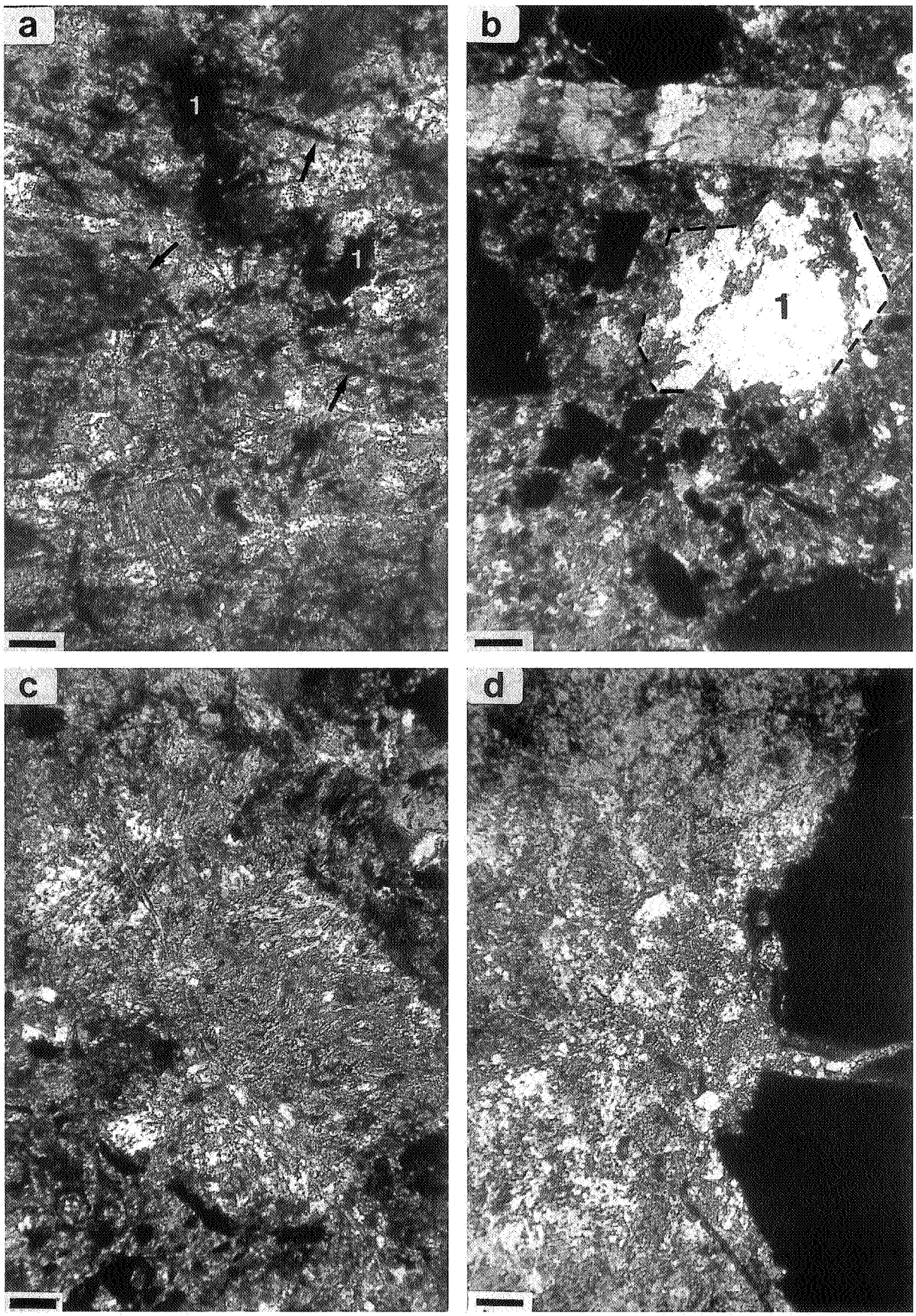

a
1
1
b
1
c
d

Planche 11

Pl. 11a : Vue à faible grossissement d'une partie de la fissure contenant les microstromatolithes ferro–oxydants : les formes columnaires agrandies à la fig. 11c d'observent au centre de la photo (flèche). Sondage n° 3 de Yves–Gomezée, lame RC–S3, 2,50m, échelle = env. 75µ.

Pl. 11b : Encroûtement pariétal mamelonné (au centre de la photo, flèche); on observe l'alternance de *microlaminae* hématitisées et carbonatées. Sondage n° 3 de Yves–Gomezée, lame RC–S3, 2,50m, échelle = env. 75µ.

Pl. 11c : Détail agrandi de la fig. 11a : formes columnaires. On y observe également l'alternance de doublets de *microlaminae* hématitisées et carbonatées. Sondage n° 3 de Yves–Gomezée, lame RC–S3, 2,50m, échelle = env. 30µ.

Pl. 11d : Cloques et amas de cloques hématitisées; dans l'amas de gauche s'observent les mêmes *microlaminae* qu'en fig. 11b et 11c. Sondage n° 3 de Yves–Gomezée, lame RC–S3, 2,50m, échelle = env. 30µ.

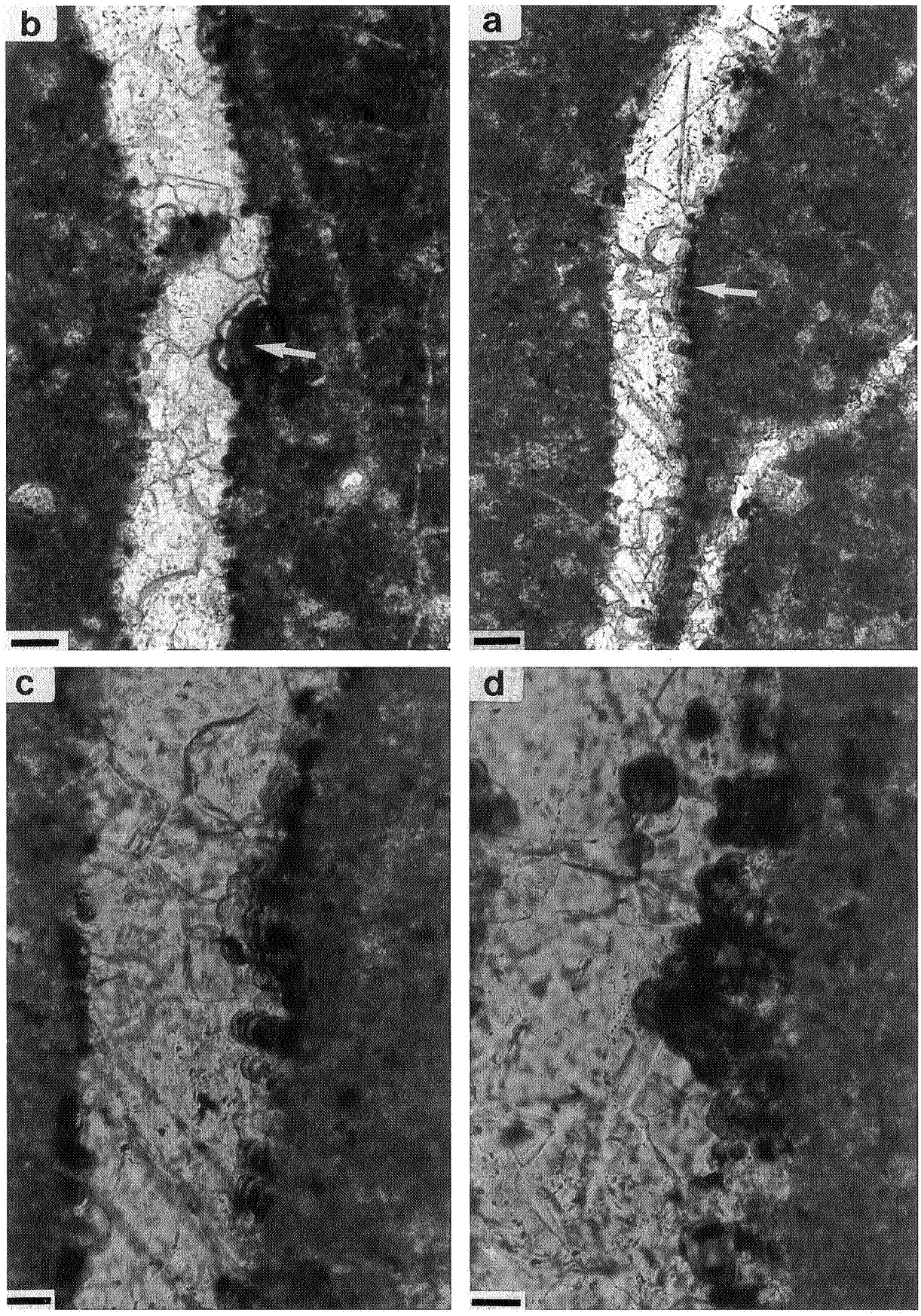
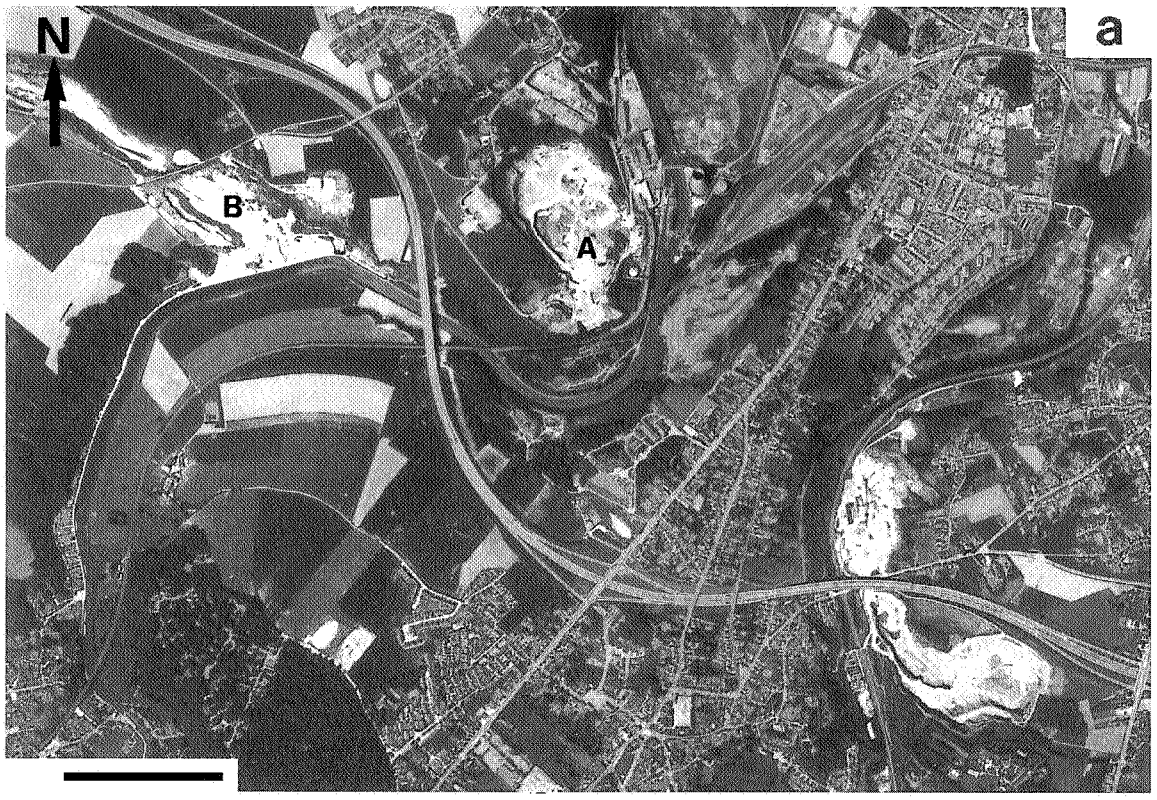

b
a
c
d

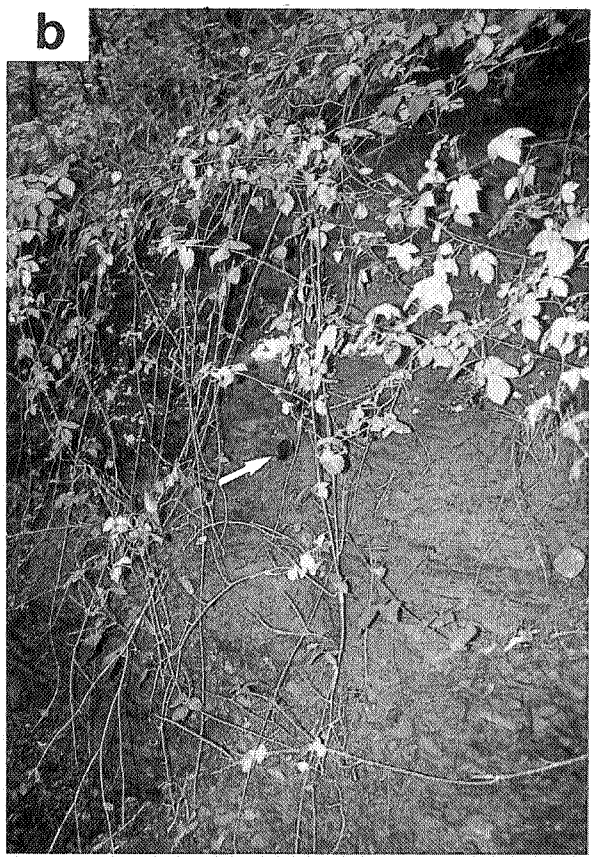
Planche 12

Pl. 12a : Photographie aérienne de la région de Landelies. En A : la carrière Dullière et, juste au sud de celle–ci, la tranchée de la «Jambe de Bois»; en B : la carrière des Calcaires de la Sambre; échelle = env. 500 m (cliché I.G.N.).

Pl. 12b : Région de Landelies : Affleurement de niveaux namuriens en place, à proximité immédiate de la bordure Sud–Ouest de la route d'accès de la carrière Dullière, entre la carrière et la centrale Electrabel. Le diamètre du couvercle d'objectif (flèche) est de 5,5 cm.

Pl. 12c : Région de Landelies : «contact», situé au Sud–Ouest de la route d'accès de la carrière Dullière (entre la carrière et la centrale Electrabel) entre les calcaires viséens sus–jacents [1] et les «niveaux» namuriens peu cohérents sous–jacents [2]. Le diamètre du couvercle d'objectif (flèche) est de 5,5 cm.


N
a
B
A

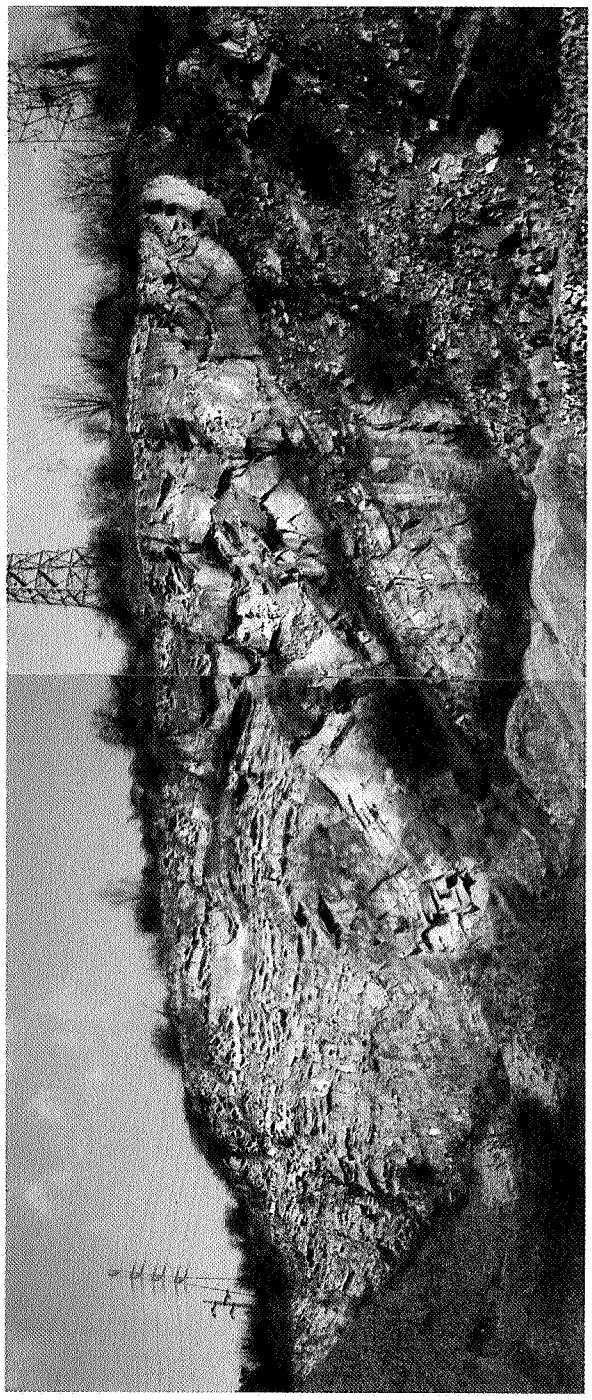

b


c
1
2

Planche 13

Pl. 13a : Vue d'ensemble du pli couché dans le V3b de la partie septentrionale de la Carrière Dullière (Monceau–sur–Sambre) (cliché E. Mercier).

Pl. 13b : Vue de détail du pli de la pl. 13a, montrant les dysharmonies localisées dans la charnière de ce dernier. Carrière Dullière (Monceau–sur–Sambre) (cliché E. Mercier).



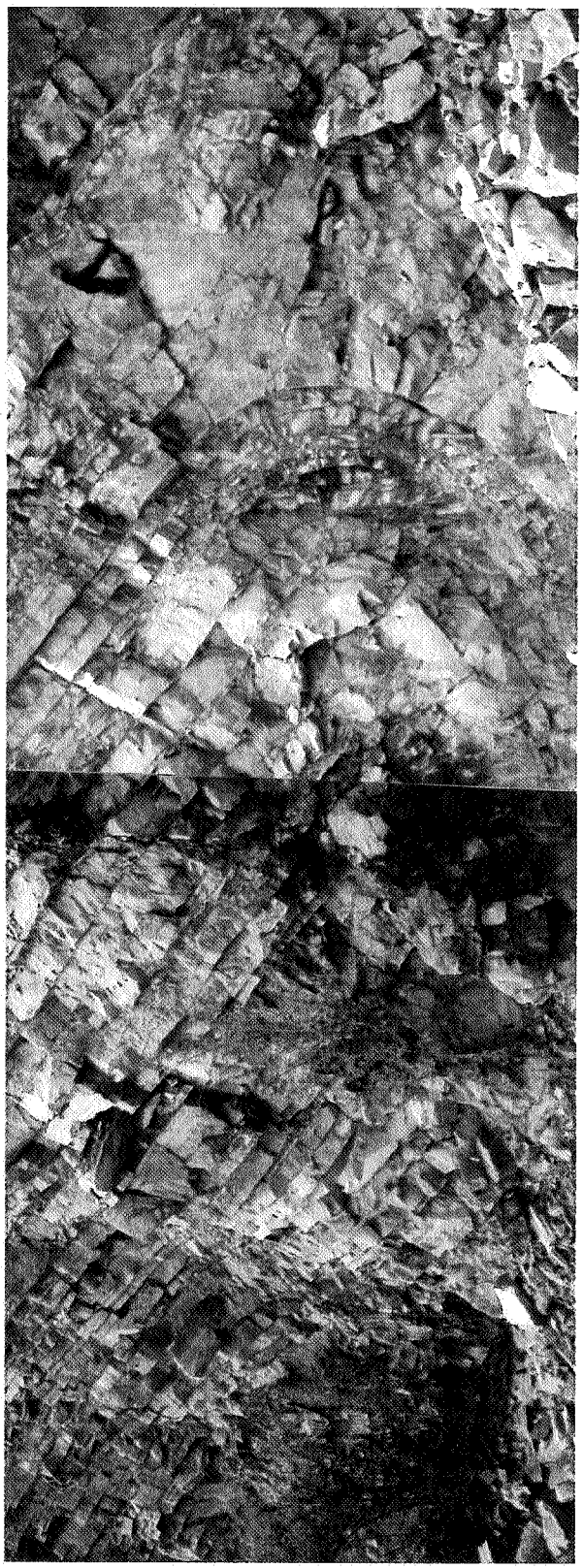


Planche 14

Pl. 14a : Vue au télé–objectif du contact brèche–V3b en position renversée, dans la partie septentrionale de la Carrière Dullière (Monceau–sur–Sambre) (cliché E. Mercier).

Pl. 14b : Vue au télé–objectif du contact brèche–V2b dans la partie méridionale de la Carrière Dullière (Monceau–sur–Sambre) (cliché E. Mercier).


a


b

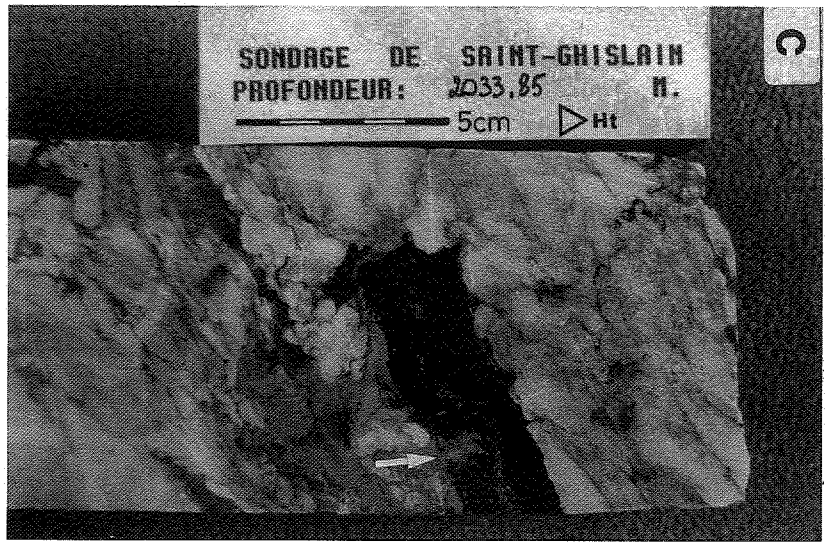
Planche 15

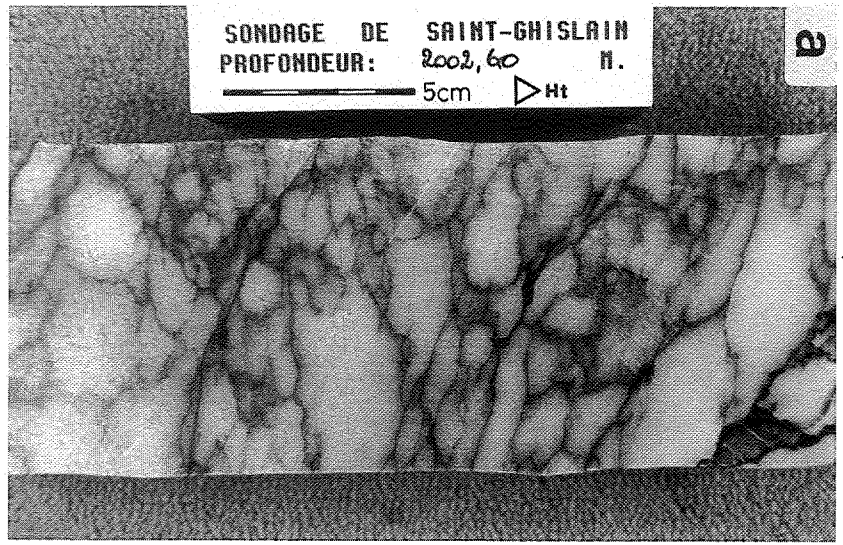
Pl. 15a : Anhydrite nodulaire (structure en «chicken-wire»). Sondage de Saint–Ghislain, cote 2002,60m.

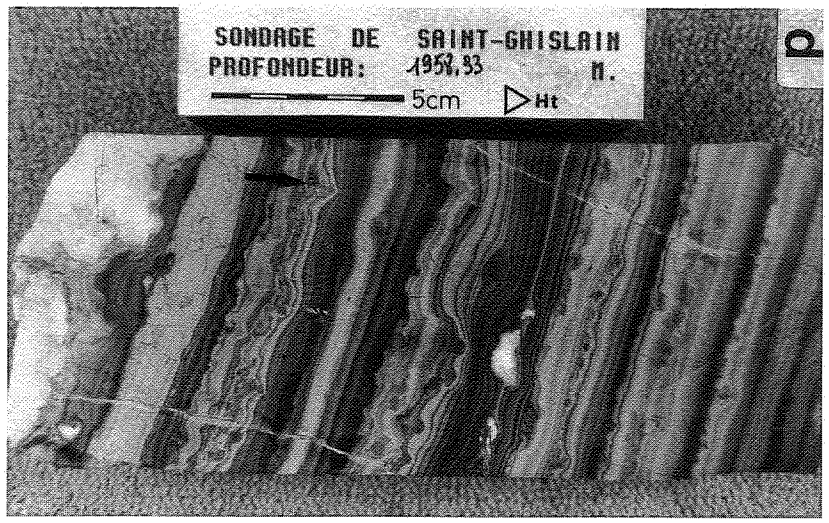
Pl. 15b : Pseudomorphoses anhydritiques de monocristaux de gypse sélénitique se développant perpendiculairement à leur substrat. Le tireté noir souligne la persistance de l'orientation originelle du cristal de gypse après pseudomorphose. Sondage de Saint–Ghislain, cote 2080,40m, échelle = env. 1,75 cm.

Pl. 15c : Arborescence centimétrique de cristaux de sulfate dans une passée carbonatée laminaire (en noir sur la photo), déformée plastiquement par le développement précoce des sulfates. Sondage de Saint–Ghislain, cote 2033,85m.

Pl. 15d : Calcaire finement laminaire gris à cristaux sélénitiques millimétriques à centimétriques de gypse pseudomorphosé en anhydrite (flèche). Sondage de Saint–Ghislain, cote 1958,93m.


SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: 2033,85 M.
5cm
Ht
c


SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: 2002,60 M.
5cm
Ht
a


SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: 1952,83 M.
5cm
Ht
d

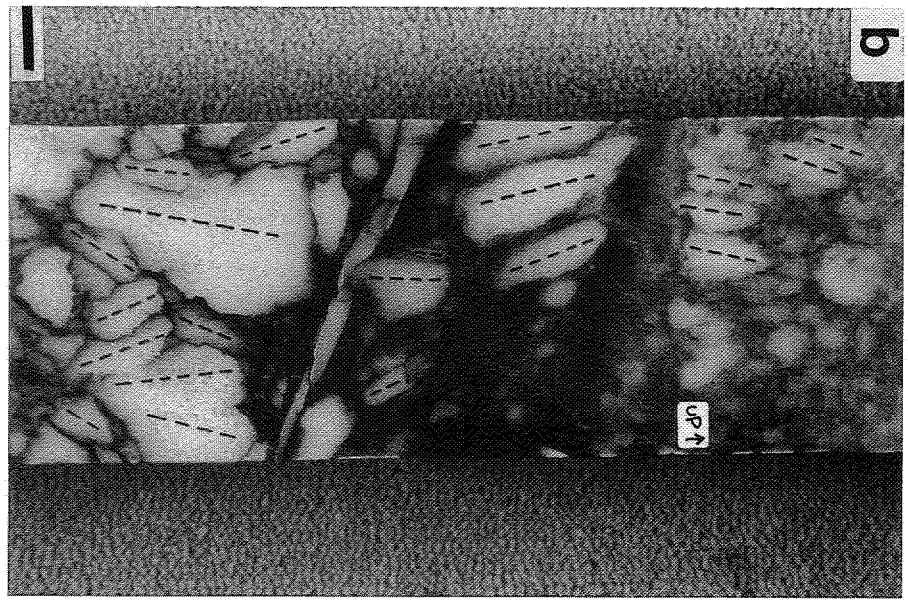

b
sp 1

Planche 16

Pl. 16a : Anhydrite nodulaire fortement affectée par une déformation secondaire : faciès laminaire. Sondage de Saint–Ghislain, cote 2026,90m.

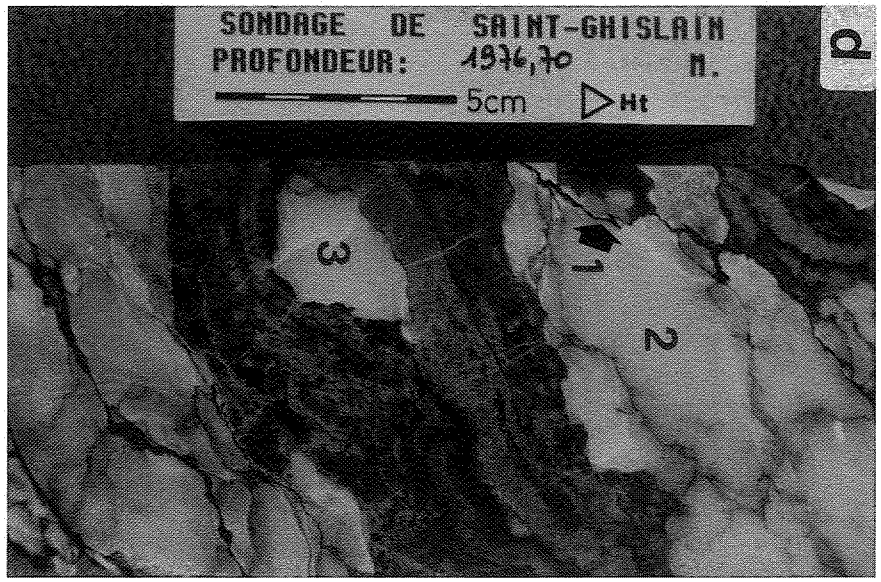
Pl. 16b : Plissement en S d'un lit carbonaté (en noir sur la photo) inclus dans l'anhydrite nodulaire dont il souligne la déformation. Sondage de Saint–Ghislain, cote 2023,40m.

Pl. 16c : Contact ravinant (flèche) entre anhydrite nodulaire peu déformée (en-dessous) et anhydrite nodulaire à petits nodules déformés (au-dessus). Sondage de Saint–Ghislain, cote 2053,70m

Pl. 16d : Nodules anhydritiques non déformés recoupés par une génération de stylolithes (1); anhydrite chicken-wire (2) et nodules anhydritiques déformant l'encaissant carbonaté par leur croissance (3). Sondage de Saint–Ghislain, cote 1976,70m


SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: 2053,70 M.
5cm
Ht
c


SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: 2026,30 M.
5cm
Ht
a


SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: 1976,70 M.
5cm
Ht
d
3
1
2


SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: 2023,40 M.
5cm
Ht
b

Planche 17

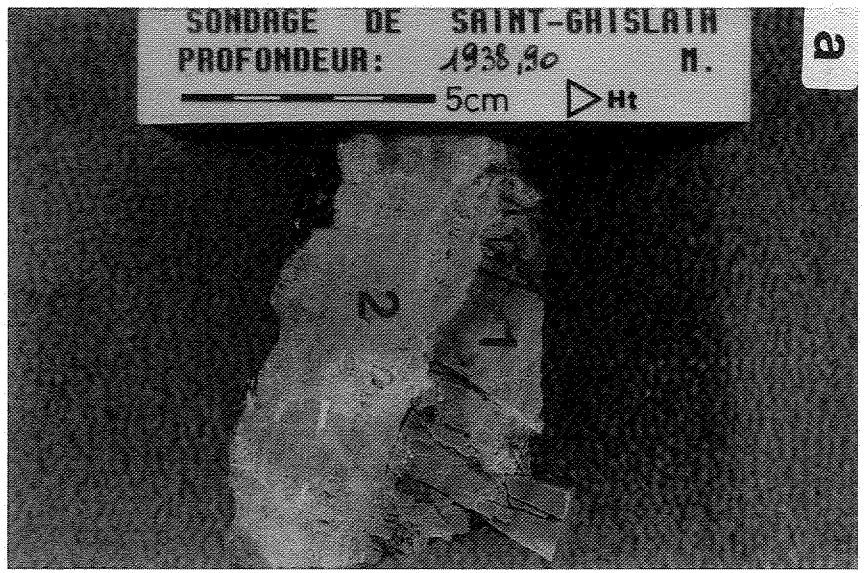
Pl. 17a : Bandes centimétriques de chert beige (1) dans un calcaire gris très altéré, poreux et friable (2). Sondage de Saint–Ghislain, cote 1938,90m.

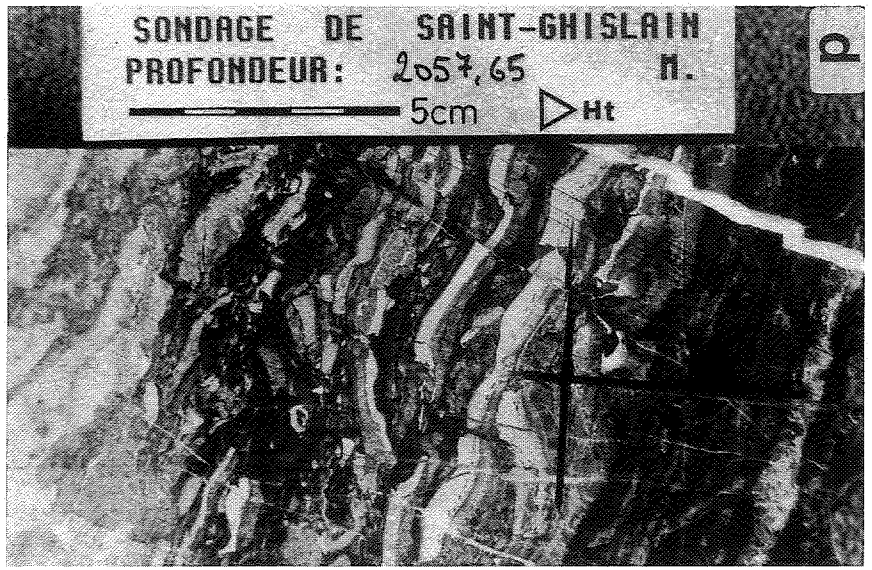
Pl. 17b : Lamine carbonatée beige tronçonnée par de nombreuses fissures de dessication sub-verticales (perpendiculaires par rapport à l'allongement de la lamine); la croissance de nodules de sulfate (1) provoque un début de bréchification à faible déplacement. Sondage de Saint–Ghislain, cote 1973,45m.

Pl. 17c : Brèche à petits éléments d'anhydrite et de calcaire. Le bloc visible en bas à gauche contient un nodule anhydritique limité à son enveloppe (flèche), dans une matrice fine, noire. Sondage de Saint–Ghislain, cote 2062,60m.

Pl. 17d : Brèche *in situ* constituée de copeaux centimétriques de calcaire laminaire gris clair, subparallèles à la stratification, dans une matrice carbonatée fine, noire; nombreuses plages poecilotopiques de sulfate peu visibles sur la photo (trait de scie en haut). Sondage de Saint–Ghislain, cote 2057,65m.


SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: 2062,60 M.
5cm Ht
c


SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: 1938,90 M.
5cm Ht
a


SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: 2057,65 M.
5cm Ht
d

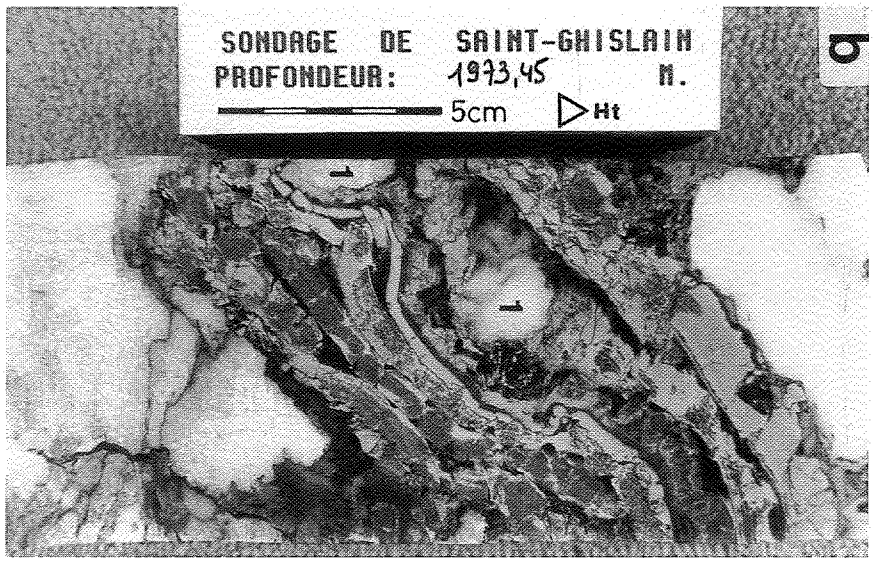

SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: 1973,45 M.
5cm Ht
b

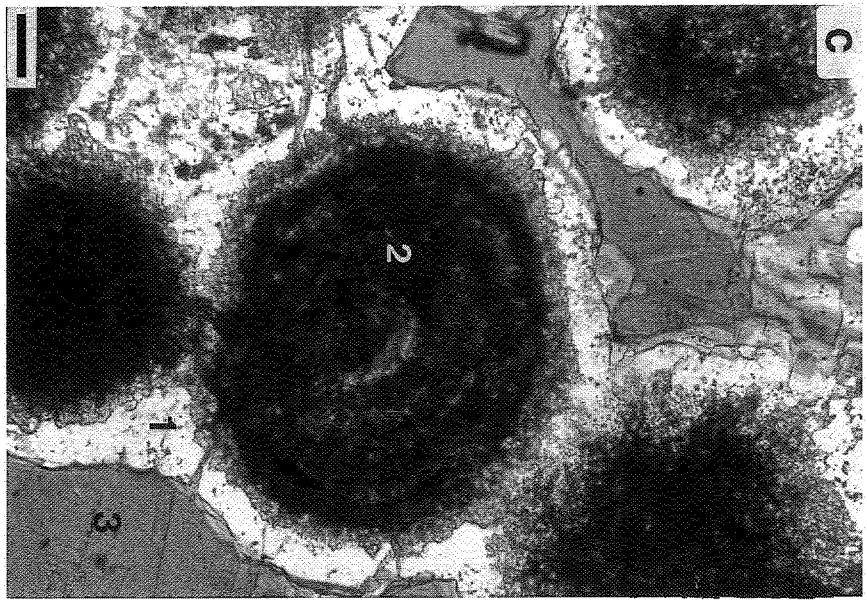
Planche 18

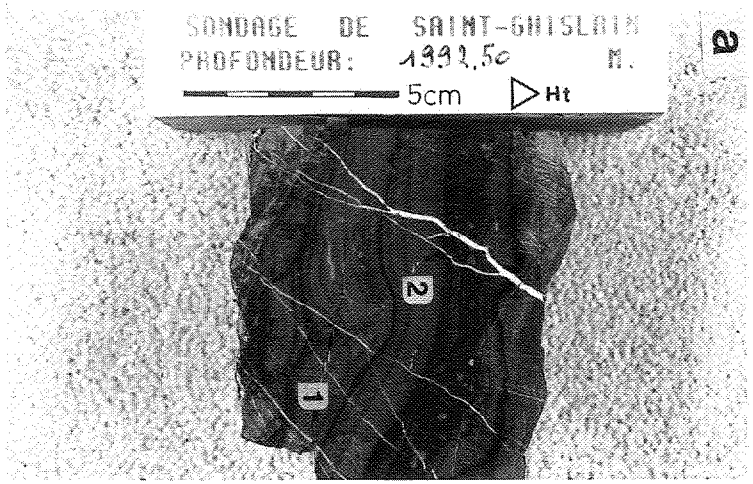
Pl. 18a : Structure en teepee (1) et fentes de dessication (2) dans une passée calcaire finement laminaire gris foncé à noir. Sondage de Saint–Ghislain, cote 1992,50m.

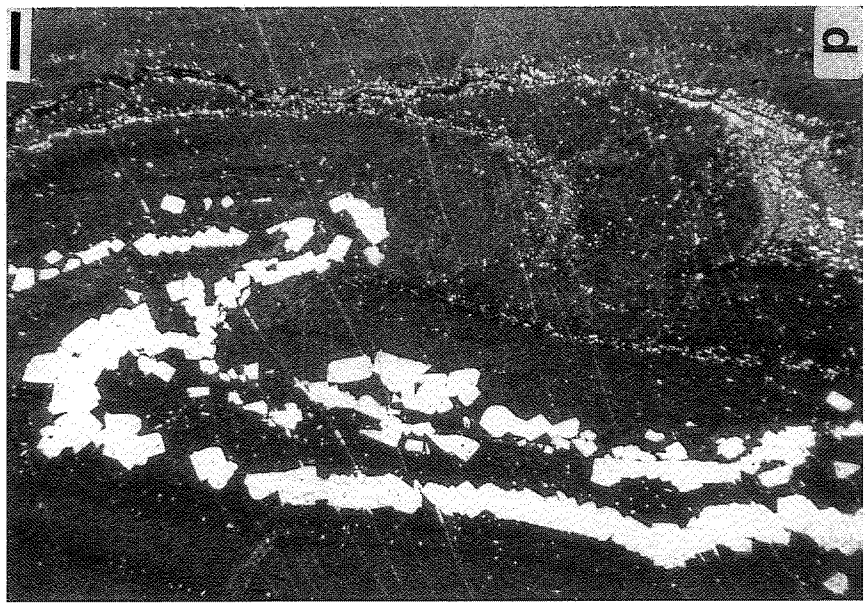
Pl. 18b : Fissure subverticale d'ouverture décimétrique cimentée par des lattes centimétriques de sulfate (1), un carbonate blanc laiteux (2) et du soufre natif en veinules (3). Sondage de Saint–Ghislain, cote 2054,30m.

Pl. 18c : Ciment siliceux isopaque [1] autour d'un ooïde calcitique (LMC) [2]; le ciment apparaissant en gris sur la photo est constitué d'anhydrite [3]. Sondage de Saint–Ghislain, lame 2054,60m, échelle = env. 40µ.

Pl. 18d : Porphyrotopes anhydritiques (en blanc sur la photo) inclus dans la charnière d'un microplis. Sondage de Saint–Ghislain, lame SGB 2036,90m, échelle = env. 550µ.


c
1
2
3


SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: 1992,50 M.
5cm
Ht
a
1
2

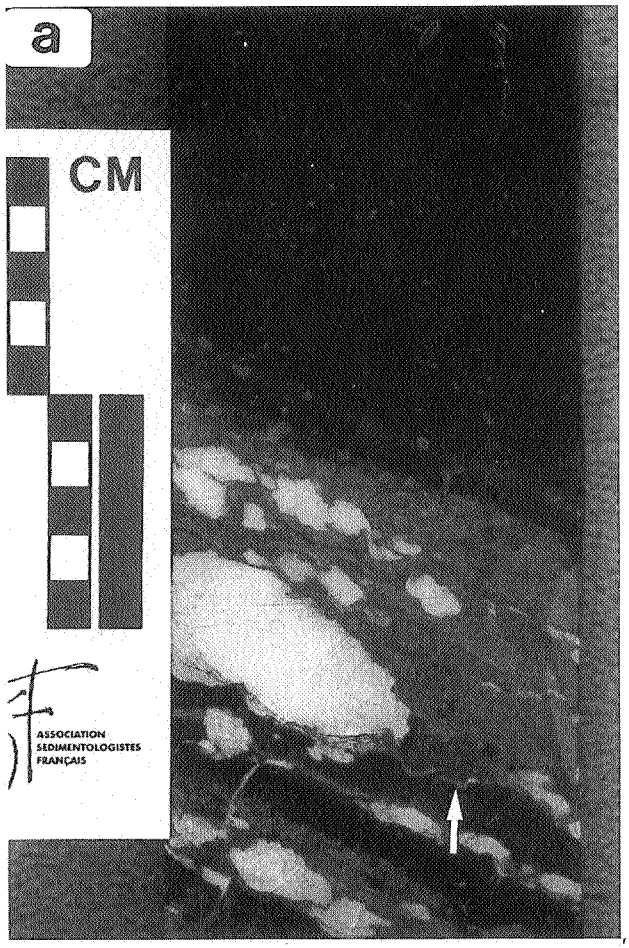

d


SONDAGE DE SAINT-GHISLAIN
PROFONDEUR: 2054,30 M.
5cm
Ht
b
1
2
3

Planche 19

Pl. 19a : Concentration et granuloclassement de porphyrotopes anhydritiques (apparaissant en gris sur la photo) au–dessus d'un joint stylolithique (flèche). Sondage de Saint–Ghislain, cote 2100,63m.

Pl. 19b : Concentration de porphyrotopes anhydritiques (apparaissant en noir sur la photo) à proximité d'un joint stylolithique (flèche). Section de carotte d'un sondage effectué dans le Trias évaporitique de la Bresse (France); échantillon reproduit avec l'aimable autorisation de J.–M. Rouchy.


a
CM
ASSOCIATION
SEDIMENTOLOGISTES
FRANÇAIS

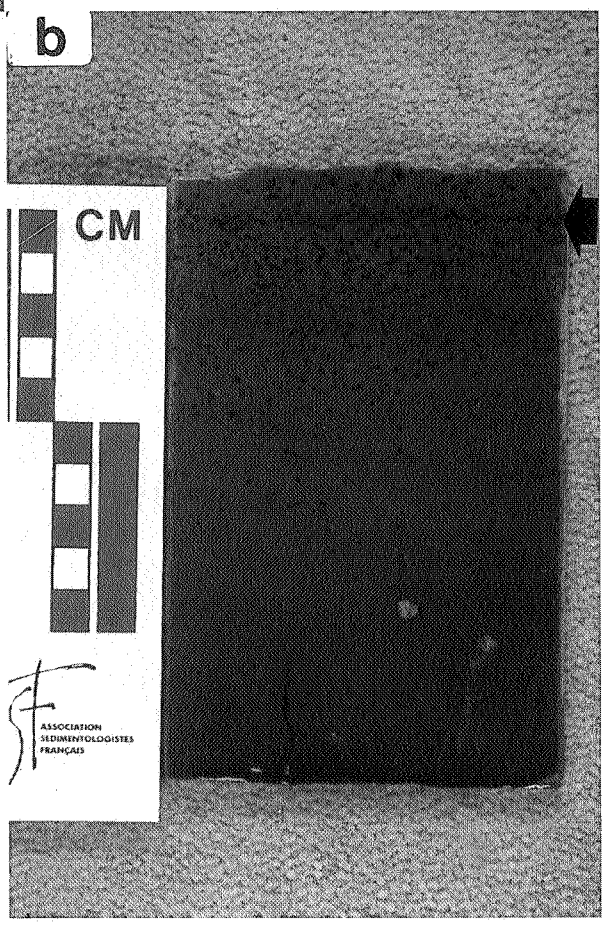

b
CM
ASSOCIATION
SEDIMENTOLOGISTES
FRANÇAIS

Planche 20

Pl. 20a : Surface bosselée et perforée du *hardground* du sommet de la série viséenne de la coupe de Tramaka (la flèche indique le bas; la partie blanche du dessus est le baume de préparation de la lame). Coupe de Tramaka, lame TRA 75, échelle = env. 700µ.

Pl. 20b : Brèche rouge de Landelies : vue en cathodoluminescence des blocs (apparaissant en clair sur la photo) et du ciment (apparaissant en noir). La première et principale phase de cimentation de la brèche est constituée de cristaux (hyp–)idiotopiques de quelques dizaines de microns de calcite éteinte (apparaissant en noir sur la photo). Carrière Dullière (Monceau–sur–Sambre), lame La 18, échelle = env. 180µ.

Pl. 20c : Brèche d'Anhée–Moulins : vue en cathodoluminescence du ciment terne zoné qui constitue la première et unique phase de cimentation de la brèche. Coupe d'Anhée–Moulins, lame AM 152, échelle = env. 100µ.

Pl. 20d : Brèche des Petons (Yves–Gomezée) : vue en cathodoluminescence des cristaux hypidiotopiques et idiotopiques de calcite éteinte, qui se sont développés à partir des épontes des fissures et constituent ainsi la première phase de cimentation de ces dernières. Carrière des Petons, lame Pe 72, échelle = env. 100µ.

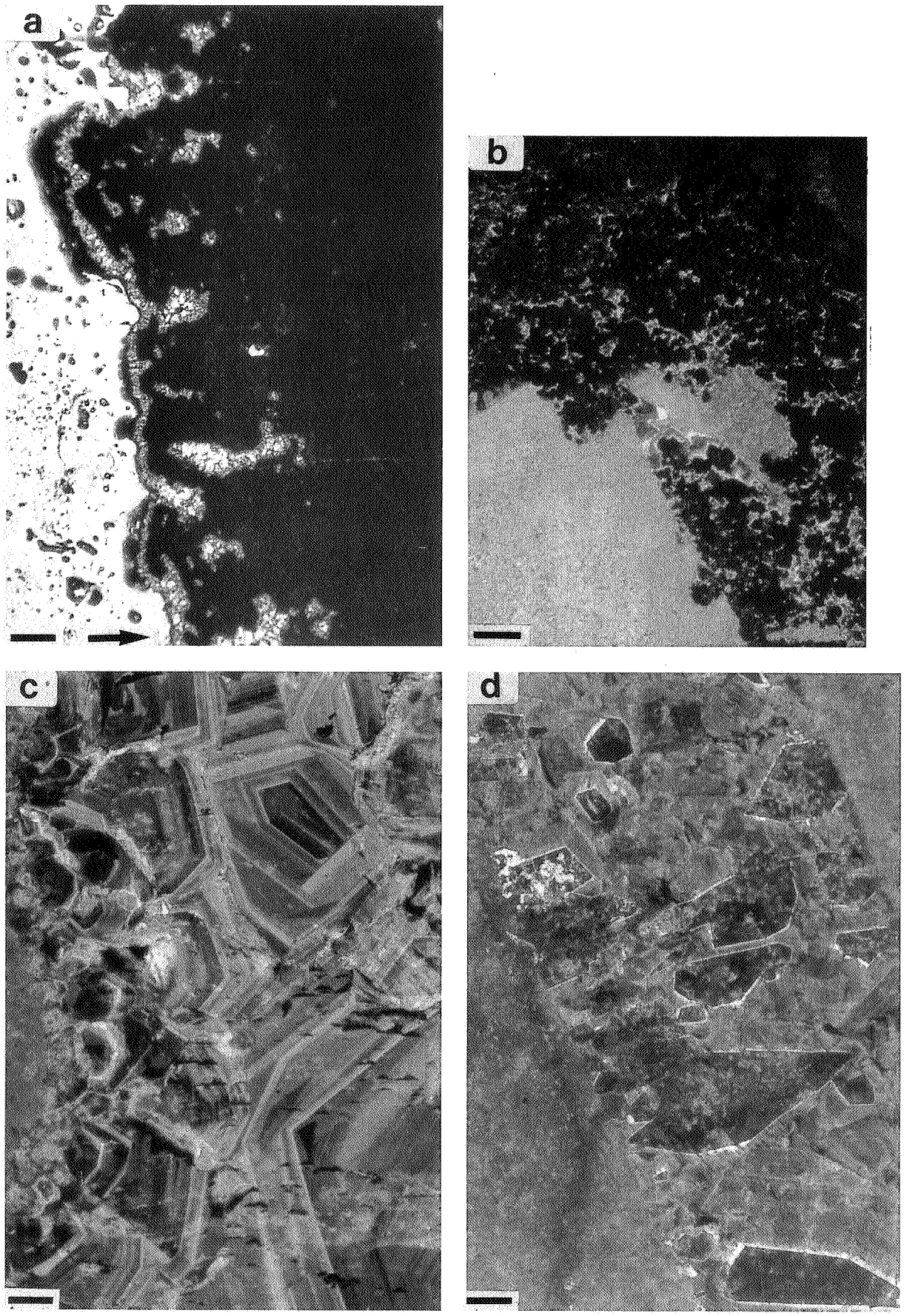
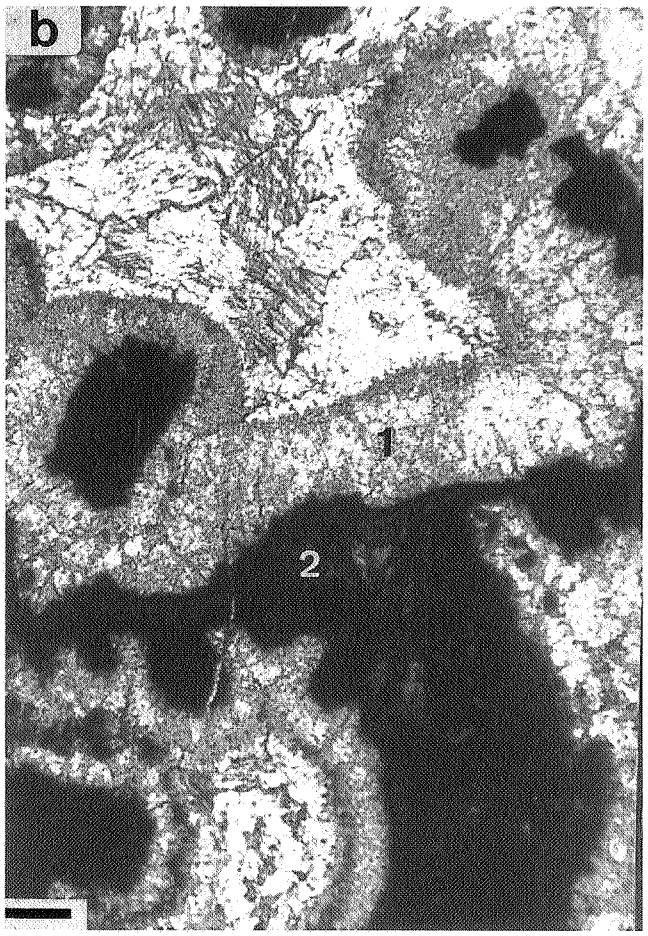

a
b
c
d

Planche 21

Pl. 21a : Fissures dans les calcaires liviens de la coupe de Thon–Samson : vue en cathodoluminescence de la phase de cimentation sparitique à luminescence terne; on note la présence de très nombreuses et fines zonations et l'alternance de plages de luminescence terne foncé et de luminescence terne clair. Coupe de Thon–Samson, lame TS 24, échelle = env. 100µ.

Pl. 21b : Frange isopaque de calcite fibreuse [1] sur les ramifications des buissons «algaires» (à «*Corypodium*») [2] du faciès «Pattes d'Alouettes» du Marbre Napoléon Tigré. Boulonnais (France), lame Boul 4, échelle = env. 550µ.


a


b
1
2

Références bibliographiques

AIGNER, T., 1982. Calcareous tempestites : Storm–dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW–Germany) *in* Einsele, G., Seilacher, A. (eds), Cyclic and event stratification, Springer : 180–198.

AIGNER, T., 1985. Storm depositional systems (Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow–marine sequences). Lect. notes in Earth Sciences, 3, 174 pp.

AITKEN, J.D., 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta. J. Sed. Petr., 37 (4) : 1163–1178.

AMIEUX, P.,1982. La cathodoluminescence : méthode d'étude sédimentologique des carbonates. Bull. centres Rech. Explor.–Prod. Elf Aquitaine, 6 : 437–483.

ANGELIER, J. ET MECHLER, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. géol. France, 19 :1309–1318.

ANTHOINE, R., 1922. Contribution à l'étude de la brèche de Landelies. Ann. Soc. géol. Belg., 46 : M3–M15.

ARAKEL, A.V., 1980. Genesis and diagenesis of Holocene evaporitic sediments in Hutt and Leeman lagoons, Western Australia. J. Sed. Petr., 50 (4) : 1305–1326.

ARBEY, F., 1980. Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. Bull. centres Rech. Explor.–Prod. Elf Aquitaine, 4 (1) : 309–365.

ARBEY, F., 1989. Développement de voiles «algobactériens» dans des microkarsts silicifiés de la Hamada du Guir (Sahara algérien nord occidental). 2ème Congrès français de Sédimentologie, Livre des résumés : 9–10.

BADIOZAMANI, K., 1973. The Dorag dolomitization model – application to the Middle Ordovician of Wisconsin. J. Sed. Petr., 43 (4) : 965–984.

BATES, R.L., JACKSON, J.A., 1980. Microfacies *in* Glossary of geology. Amer. Geol. Inst. : 397.

BEUGNIES, A., 1976. Le lambeau de poussée hercynien de la Tombe. Ann. Soc. géol. Nord, XCVI : 27–74.

BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., PAPROTH, E., 1980. Environmental aspects of some Pre–Permian deposits in NW Europe. Meded. Rijks Geol. Dienst, 32 (1) : 3–13.

BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., PAPROTH, E., 1984. Migration of facies belts as a response to continental drift during the late Devonian and Carboniferous. Bull. Soc. belge Géol., 93 (1–2) : 189–195.

BONTE, A., 1969. Le Boulonnais. Ann. Soc. géol. Nord, 89 (1) : 23–46.

BOUCKAERT, J., 1967. Namurian transgression in Belgium. Ann. Soc. géol. Pologne, 37 (1) : 145–150.

BOULVAIN, F., 1989. Origine microbienne du pigment ferrugineux des monticules micritiques du Frasnien de l'Ardenne. Ann. Soc. géol. Belg., 112 (1) : 79–85.

BOULVAIN, F., 1990. Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques frasniens «F2j» de Belgique. Thèse doct. inédite U.L.B. (2 vol.), 535 pp.

BOUQUILLON, A., 1984. Stratigraphie, paléoenvironnement et diagenèse dans le Primaire sédimentaire des forages profonds du Nord de la France. Mém. DEA inédit USTLille, 51 pp.

BOURGEAT, A., 1902. Sur la brèche de Bachant et les formations analogues. Ann. Soc. scient. Bruxelles, 27 : 205–215.

BOURGUIGNON, P.,1946. Sur l'âge viséen de la Grande Brèche des Fonds de Leffe à Dinant. Ann. Soc. géol. Belg., 69 :281–284.

BOURGUIGNON, P.,1951. Etude géologique et sédimentologique des brèches calcaires viséennes de Belgique. Ann. Soc. géol. Belg., 74 : M105–M200.

BRIARD, A., 1893. Géologie des environs de Fontaine–l'Evêque et de Landelies. Ann. Soc. géol. Belg., 21 : 35–104.

BRIEN, V., 1904. Note sur un fait intéressant au point de vue de l'origine de la dolomie. Ann. Soc. géol. Belg., 32 : B51–B53.

BRIEN, V, 1909. La coupe de calcaire carbonifère de la gare de Dinant. Ann. Soc. géol. Belg., 37 : M3–M11.

BRIEN, V, 1912. Un mot sur les brèches rouges carbonifères. Ann. Soc. géol. Belg., 39 : 69–74.

BROQUET, P., 1978. Olistostrome, olistolite *in* FAIRBRIDGE, R.W., BOURGEOIS, J., The Encyclopedia of Sedimentology, Encyclopedia of Earth Sciences Series, vol. 6 : 508–510.

BURCHETTE, T.P., RIDING, R.,1977. Attached vermiform gastropods in Carboniferous marginal stromatolites and biostromes. *Lethaia*, 10 : 17–28.

CAHEN, L., 1989. Etude sédimentologique du «V2b» et du «V3a» de la région de Thon–Samson. Mém. licence ULB inédit, 152 pp.

CAUCHY, P.F., 1825. Mémoire couronné en reponse à la question proposée par l'Académie royale des Sciences et Belles–Lettres de Bruxelles : «Décrire la constitution géologique de la Province de Namur, les espèces minérales et les fossiles accidentels que les divers terrains renferment, avec l'indication des localités et la synonymie des auteurs qui en ont déjà traité». De Mat, P.J., Bruxelles, 148 pp.

CAYEUX, L., 1894. Dualité d'origine des Brèches du Carbonifère franco–belge. Ann. Soc. géol. Nord, 22 : 94–100.

CAYEUX , L., 1935. Les roches sédimentaires de France. Les roches carbonatées. Masson, Paris, 447 pp, XXVI pl.

CAZES, M., BOIS, C., TORREILLES, G., DAMOTTE, B., GALDEANO, A., HIRN, A., MASCLE, A., MATTE, P., PHAM VAN NGOC, RAOULT, J.–F., 1985. Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil ECORS. Bull. Soc. géol. France, 8e série, t. 1, n° 6 : 925–941.

CHOQUETTE, P.W., JAMES, N.P., 1990. Limestones – The burial diagenetic environment *in* MCILREATH, I.A., MORROW, D.W.(ed.), Diagenesis, Geoscience Canada, reprint series 4 : 75–111.

CLAEYS, PH., HERBOSCH, A., PRÉAT, A., 1988. Collapse breccia : a possible explanation for the «Grande Brèche viséenne» of the Dinant and Namur Basins (Belgium) *in* HERBOSCH, A. (ed.), IAS 9th European Regional Meeting Excursion Guidebook (Leuven, Belgium) : 273–286.

CLARKE, M.W.H., KEIJ, A.J.,1973. Organisms as producers of carbonate sediments and indicators of environment in the southern Persian Gulf *in* PURSER, B.H. (ed.), The Persian Gulf, Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea, Springer : 33–56.

CLAYPOOL, G.E., HOLSER, W.T., KAPLAN, I.R., SAKAI, H., ZAK, I., 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. Chem. Geol., 28 : 199–260.

COLLINSON, J.D., THOMPSON, D.B.,1982. Sedimentary structures. George Allen & Unwin, London, 194 pp.

CONIL, R., 1959. Recherches stratigraphiques sur les terrains dinantiens dans le bord nord du Bassin de Namur. Mém. Acad. roy. Belg. (cl. Sci.), 2e série, tome XIV, fasc. 5, 159 pp.

CONIL, R., 1967. Problèmes du Viséen inférieur dans le Condroz. Ann. Soc. géol. Belg., 90 : 413–429.

CONIL, R., GROESSENS, E., 1983. Le Dinantien dans la région–type de Dinant *in* ROBASZYNSKI, F., DUPUIS, C., Belgique. Guides géologiques régionaux Masson, : 138–146.

CONIL, R., GROESSENS, E., LALOUX, M., POTY, E., TOURNEUR, F., 1990. Carboniferous guide foraminifera, corals and conodonts in the Franco–belgian and Campine Basins : their potential for widespread correlation. Courier Forsch.–Inst. Senckenberg, 130 : 15–30.

CONIL, R., LONGERSTAEY, P.J., RAMSBOTTOM, W.H.C., 1979. Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de Grande–Bretagne. Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 30 : 186 pp.

CONIL, R., LYS, M., 1964. Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois). Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 23 : 296 pp.

CONIL, R., PIRLET, H., 1974. Middle and upper Visean *in* BOUCKAERT, J., STREEL, M. (ed.), Guidebook of the international symposium on Belgian micropaleontological limits : 1–4.

CORIN, F., 1942. Découverte de brèche polygène à ciment rouge dans le calcaire viséen de Bouffioulx. Ann. Soc. géol. Belg., 66 : 133–142.

CREUZOT, G., MERCIER, E., 1992. Témoins d'une tectonique cassante, preuve d'une distension anté–varisque dans l'Allochtone ardennais (Synclinal de Walgrappe, Belgique). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 314, série II : 1227–1231.

DAHANAYAKE, K., 1983. Depositional environments of some Upper Jurassic oncoids *in* PERYT, T.M. (ed.), Coated grains. Springer : 377–385.

DAHANAYAKE, K., KRUMBEIN, W.E., 1986. Microbial structures in oolitic iron formations. *Mineral. deposita*, 21 (2) : 85–94.

DAVIES, P.J., BUBELA, B., FERGUSON, J., 1978. The formation of ooids. Sedim., 25 : 703–730.

DE DORLODOT, H., 1895. Le Calcaire carbonifère de la Belgique et ses relations stratigraphiques avec celui du Hainaut français. Ann. Soc. géol. Nord, 23 : 201–313.

DE DORLODOT, H., 1900. Compte–rendu des excursions sur les deux flancs de la crête du Condroz. Bull. Soc. belge Géol., 14 : 113–191.

DE DORLODOT, H., 1908a. Sur l'origine de la grande brèche viséenne et sa signification tectonique. Bull. Soc. belge Géol., 22 : 29–38.

DE DORLODOT, H., 1908b. Sur la présence de blocaux «impressionnés» dans la grande brèche viséenne. Bull. Soc. belge Géol., 22 : 116–118.

DE DORLODOT, H., 1909. Description succincte des assises du calcaire carbonifère de la Belgique et de leurs principaux faciès lithologiques. Bull. Soc. belge Géol., 23 : 175–193.

DE DORLODOT, H., 1910. Relations entre l'échelle stratigraphique du Calcaire carbonifère de la Belgique et les zones paléontologiques d'Arthur Vaughan, d'après les recherches les plus récentes. Bull. Soc. belge Géol., 24 : 247–290.

DEJONGHE, L., DELMER, A., GROESSENS, E., 1976. Découverte d'anhydrite dans les formations anté–namuriennes du sondage de Saint–Ghislain. Bull. Acad. roy. de Belg. (cl. Sci.), séance du 10 Janv. 1976 : 80–83.

DEJONGHE, L., DELMER, A., HANCE, L., 1992. Les enseignements d'une campagne sismique conduite en Belgique, dans le Hainaut, selon l'axe Erquelinnes–Saint–Ghislain. Ann. Soc. géol. Nord, 2e série, 1 : 135–142.

DELEPINE, G., 1909a. Note sur des fossiles recueillis dans le calcaire carbonifère de Belgique. Ann. Soc. géol. Nord, 38 : 88–89.

DELEPINE, G., 1909b. Les caractères stratigraphiques du calcaire carbonifère sur la bordure septentrionale du Bassin de Namur. Ann. Soc. géol. Nord, 38 : 126–153.

DELEPINE, G., 1910a. Etude sur le calcaire carbonifère de Belgique (Hainaut et région de Namur). Comparaison avec le Sud–Ouest de l'Angleterre. Bull. Soc. belge Géol., 24 : 3–24.

DELEPINE, G., 1910b. Quelques observations sur le calcaire carbonifère : Bassin de Namur et Nord–Est du Condroz. Ann. Soc. géol. Belg., 37 : 99–107.

DELEPINE, G., 1911. Recherches sur le Calcaire carbonifère de la Belgique. Thèse doct. Fac. Sci. Univ. Lille, Lefebvre–Ducrocq, Lille, 419 pp.

DELEPINE, G., 1912. Note à propos de la brèche rouge de Landelies. Ann. Soc. géol. Belg., 39 : 108–111.

DELMER, A., 1972. Origine du Bassin crétacique de la Vallée de la Haine. Serv. géol. Belg., *Prof. paper* 1972, n° 5.

DELMER, A., 1977. Le Bassin du Hainaut et le sondage de Saint–Ghislain. Serv. géol. Belg., *Prof. paper* 1977/6, n° 143.

DE MAGNEE, I., DELMER, A., CORDONNIER, M., 1986. La dissolution des évaporites du Dinantien et ses conséquences. Bull. Soc. belge Géol., 95 (2–3) : 213–220.

DEMANET, F., 1958. Contribution à l'étude du Dinantien de la Belgique. Mém. Inst. roy. Sci. Nat. Belg., 141 : 152 pp.

DE PUTTER, TH., 1991a. Découverte de ciments siliceux isopaques dans les séries carbonatées et anhydritiques du Viséen Supérieur du sondage de Saint–Ghislain (Bassin de Namur, Belgique). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 312, série II : 1183–1188.

DE PUTTER, TH., 1991b. Sédimentologie et paléo–environnement de la Formation anhydritique du Viséen supérieur franco–belge. 3e Congrès français de Sédimentologie, livre des résumés : 99–100.

DE PUTTER, TH., BOULVAIN, F., 1990. Découverte de microstromatolithes ferro–oxydants columnaires dans le sondage n° 3 de Yves–Gomezée (Bassin de Dinant, Belgique). Ann. Soc. géol. Belg., 113 (2) : 241–245.

DE PUTTER, TH., GROESSENS, E., HERBOSCH, A., 1991. Le «V3a» anhydritique du sondage de Saint–Ghislain (150E387, Province du Hainaut, Belgique) : description macroscopique et structures sédimentaires. Serv. géol. Belg., *Prof. Paper* 91/6, n° 250.

DE PUTTER , TH., HERBOSCH, A., 1990. Le V3a du sondage de Corenne (Synclinorium de Dinant, Belgique) : 110 mètres de brèche grise. Ann. Soc. géol. Belg., 113 (2) : 247–265.

DE PUTTER, TH., MERCIER, E., sous presse. La brèche rouge de Landelies (Massif de la Tombe) : Grande Brèche (Livien supérieur, ex–«V3a») ou brèche post–viséenne ? Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, vol. mém. R. Conil, à paraître.

DE PUTTER, TH., PREAT, A., 1989. Sédimento–diagenèse de séquences émersives de type «shallowing–upward» dans la «Grande Brèche» calcaire du Viséen supérieur de Belgique. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 309, série II : 1827–1831.

DE PUTTER, TH., ROUCHY, J.-M., GROESSENS, E., HERBOSCH, A., KEPPENS, E., PIERRE, C., sous presse. Sedimentology and paleo–environment of the Upper Visean anhydrite series of the Franco–belgian Basin. Sedim. Geol.

DERVILLE, H., 1931. Les Marbres du Calcaire Carbonifère en Bas–Boulonnais. Boehm, Strasbourg, 322 pp.

DE SOUZA, H.A.F., 1982. Age data from Scotland and the Carboniferous time scale *in* ODIN, G.S. (ed.), Numerical dating in stratigraphy, Wiley : 455–465.

D'OMALIUS D'HALLOY, J.J., 1809. Essai sur la géologie du Nord de la France. Bossange et Masson, Paris, 154 pp.

D'OMALIUS D'HALLOY, J.J., 1842. Coup d'oeil sur la géologie de la Belgique. Hayez, Bruxelles, 132 pp.

DURAND, J., GUILLOCHEAU, F., 1991. Atelier de stratigraphie séquentielle haute résolution – Application aux plate–formes dominées par les vagues. Doc. inédit ASF – Elf Aquitaine sédimentologie.

EVAMY, B. D., 1967. Dedolomitization and the development of rhomboedral pores in limestones. J. Sed. Petrol., 37 (4) : 1204–1215.

FINKEL, E.A., WILKINSON, B.H., 1990. Stylolitization as source of cement in Mississippian Salem Limestone, West–Central Indiana. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., 74 (2) : 174–186.

FLÜGEL, E., 1982. Microfacies analysis of limestones. Springer, 633 pp.

FOLK, R. L., LAND, L. S., 1975. Mg/Ca ratio and salinity : two controls over crystallization of dolomite. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 59 (1) : 60–68.

FOLK, R. L., PITTMAN, J.S., 1971. Length–slow chalcedony : a new testament for vanished evaporites. J. Sed. Petr., 41 (4) : 1045–1058.

FOURMARIER, P.,1911. Observations sur le Massif de charriage de Fontaine–l'Evêque–Landelies. Ann. Soc. géol. Belg., 39 : M3–M24.

FOURMARIER, P.,1913. Les phénomènes de charriage dans le bassin de Sambre–Meuse et le prolongement du terrain houiller sous la Faille du Midi dans le Hainaut. Ann. Soc. géol. Belg., 40 : 192–235.

FOURMARIER, P.,1922. Découverte de brèche dite de Waulsort dans la vallée du Néblon. Ann. Soc. géol. Belg., 46 : 154–156.

FOURMARIER, P.,1946. Deux faits d'observation sur la brèche de Landelies. Ann. Soc. géol. Belg., 69 : 300–312.

FRANSOLET, A.-M., PIRLET, H., 1972. Compte–rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrogéologie, tenue dans le Synclinorium de Dinant et à Landelies. Ann. Soc. géol. Belg., 95 : 135–163.

FRIEDMAN, G.M.,1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. J. Sed. Petr., 35 (3) : 643–655.

FRITZ, P., SMITH, D.G.W., 1970. The isotopic composition of secondary dolomites. Geochim. Cosmochim. Acta, 34: 1161-1173.

GARRISON, R.E., SCHREIBER, B.C., BERNOULLI, D., FABRICIUS, F.H., KIDD, R.B., MELIERES, F., 1978. Sedimentary petrology and structures of Messinian evaporitic sediments in the Mediterranean sea, leg 42A. Initial Reports, Deep Sea Drilling Projects, 42 : 571–611.

GAVISH, E., 1980. Recent sabkhas marginal to the southern coasts of Sinai, Red Sea *in* NISSEMBAUM, A. (ed.), Hypersaline brines and evaporitic environments. Elsevier, Amsterdam : 233–251.

GOSSELET, J., 1888. L'Ardenne. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Baudry et cie, Paris, 889 pp.

GROESSENS, E., 1983. Considérations sur l'âge de l'Encrinite de Tramaka. Bull. Soc. belge Géol., 92 (3) : 225–235.

GROESSENS, E., CONIL, R., HENNEBERT, M., 1979. Le Dinantien du sondage de Saint–Ghislain. Mém. expl. cartes géologiques et minières de la Belgique, 22, 137 pp.

GROVER , G. (JR), READ, J.F.,1983. Paleoaquifer and deep burial related cements defined by regional cathodoluminescent patterns, Middle Ordovician carbonates, Virginia. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull. 67 (8) : 1275–1303.

GUELORGET, O., PERTHUISOT, J.P., 1983. Le domaine paralique. Expressions géologiques, biologiques et économiques du confinement. Presses Éc. Norm. Sup., Paris, 136 pp.

GÜRICH, G., 1906. Les spongiostromides du Viséen de la Province de Namur. Mém. Mus. Hist. Natur. Belg., 55 pp.

HABICHT, J.K.A., 1979. Paleoclimate, paleomagnetism and continental drift. Amer. Assoc. Petr. Geol. Studies in Geol., n°9, 31 pp.

HANCE, L., 1988. Le Moliniacien du Synclinorium de Dinant (Belgique) de la région dinantaise à la vallée de l'Ourthe. Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 33, 91 pp.

HARDIE, L.A., 1977. Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas. John Hopkins Univ. Studies in Geol., 22, 202 pp.

HARRISON, J.V., FALCON, N.L., 1934. Collapse structures. Geol. Mag., 71 (12) : 529–539.

HENNEBERT, M., LEES, A., 1991. Environmental gradients in carbonate sediments and rocks detected by correspondence analysis : examples from the Recent of Norway and the Dinantian of southwest England. Sedim., 38 : 623–642.

HITE, R.J., ANDERS, D.E., 1991. Petroleum and evaporites *in* MELVIN, J. L. (ed.), Evaporites, petroleum and mineral resources. Developments in sedimentology, 50, Elsevier : 349–411.

HOLLIDAY, D.W.,1971. Origin of Lower Eocene gypsum–anhydrite rocks, southeast St Andrew, Jamaica. Trans./ sect B Inst. Mining & Metallurgy, 80 : B 305–B 315.

HOYEZ, B., 1971. Le Viséen du Boulonnais : analyse et corrélations séquentielles. Ann. Soc. Géol. Nord, 91 (2) : 113–128.

HURLEY, N.F., LOHMANN, K.C., 1989. Diagenesis of Devonian reefal carbonates in the Oscar Range, Canning Basin, Western Australia. J. Sed. Petr., 59 (1) : 127–146.

HUYGHE, A., PRUD'HOMME, A., VACHARD, D., 1991. Nouvelle interprétation sédimentologique du Banc d'Or (Bassin franco–belge, Viséen). 3e Congrès français de Sédimentologie, livre des résumés : 165–166.

HUYGHE, A., TRENTESAUX, A., 1992. Analyse des microfaciès et minéralogie des argiles du Viséen de l'Avesnois (Nord de la France) : conséquences sédimentologiques et diagénétiques. Ann. Soc. géol. Nord, t. 1 (2e série) : 159–169.

JEFFERY, D., AIGNER, T., 1982. Storm sedimentation in the Carboniferous Limestones near Weston–Super–Mare (Dinantian, SW–England) *in* Einsele, G., Seilacher, A. (eds), Cyclic and event stratification, Springer : 240–247.

KAISIN, F., 1925. Les brèches Dinantiennes de Belgique. C.R. XIIIe Congr. Géol. Intern. (1922) : 1271–1301.

KAISIN, F.,1935. Analogies tectoniques entre trois coupes de l'étage Viséen à Landelies, à Denée–Maredsous et à la station de Dinant. Bull. Soc. belge Géol., 45 : 184–190.

KAISIN, F.,1936. Le problème tectonique de l'Ardenne. Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 11 : 368 pp.

KAISIN, F.,1942a. La brèche dynamique de la Station de Dinant. Bull. Soc. belge Géol., 51 : 71–80.

KAISIN, F.,1942b. Sur la signification tectonique d'une brèche dynamique observée au contact du Viséen supérieur et d'un «paquet» de schistes houillers dans la Station de Dinant. Bull. Soc. belge Géol., 51 : 80–84.

KAISIN, F.,1942c. Âge géologique et «milieu générateur» de la Grande Brèche. Bull. Soc. belge Géol., 51 : 84–92.

KASIG. W., 1980. Dinantian carbonates in the Aachen region, F.R.G. Meded. Rijks Geol. Dienst, 32 (6) : 44–52.

KHATIR, A., MANSY, J.–L., MEILLIEZ, F., 1992. Structuration varisque en Ardenne occidentale : une hiérarchie des niveaux de décollement. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 314, série II : 365–371.

KINSMAN, D. J. J., 1969. Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic features of shallow–water and supratidal evaporites. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 53 (4) : 830–840.

KNOLL, A.H., 1985. A paleobiological perspective on sabkhas *in* FRIEDMAN, G.M., KRUMBEIN, W.E. (eds). Hypersaline ecosystems : the Gavish sabkha. Springer : 407–425.

KRUMBEIN, W.E. (ed.), 1983. Microbial geochemistry. Blackwell Scient. Publ., 330pp.

LAUMONDAIS, A., ROUCHY, J.-M., GROESSENS, E., 1984. Importance des formations anhydritiques dinantiennes pour l'interprétation paléogéographique et structurale du domaine varisque d'Europe septentrionale. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 298, série II : 411–414.

LECLERCQ, V., 1980. Le sondage de Douvrain. Serv. géol. Belg., *Prof. Paper* 1980/3, n° 170.

LEEDER, M.R., 1988. Devono–Carboniferous river systems and sediment dispersal from the orogenic belts and cratons of NW Europe *in* HARRIS, A.L., FETTES, D.J. (eds), The Caledonian–Appalachian Orogen, Geol. Soc. Spec. Publ., 38 : 549–558.

LEES, A., HALLET, V., HIBO, D., 1985. Facies variation in Waulsortian buildups, part 1; a model from Belgium. Geol. J., 20 : 133–158.

LEES, A., MILLER, J., 1985. Facies variation in Waulsortian buildups, part 2; Mid–Dinantian buildups from Europe and North America. Geol. J., 20 : 158–180.

LE GALL, B., LOBOZIAK, S., LE HERISSE, A., 1992. Le flanc sud du synclinorium carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France) : une bordure de bassin réactivée en contexte décro–chevauchant. Bull. Soc. géol. France, t. 163, n° 1 : 13–26.

LEGRAND, R., 1960. Les récents forages profonds et la question du pétrole en Belgique. Ann. Mines de Belg., 9 : 873–883.

LOGAN, B.W., 1987. The MacLeod evaporite basin, Western Australia. Amer. Ass. Petr. Geol. Mem., 44, 140 pp.

LOHEST, 1911. À propos des brèches carbonifères. Ann. Soc. géol. Belg., 38 : 220–228.

LOHEST, M., 1912. À propos de l'origine des brèches. Ann. Soc. géol. Belg., 39 : 65–69.

LOMBARD, A., 1972. Séries sédimentaires : genèse – évolution. Masson, 425 pp.

LONGMAN, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 64 (4) : 461–487.

LOUCKS, R.G., LONGMAN, M.W., 1982. Lower Cretaceous Ferry Lake anhydrite, Fairway Field, East Texas : product of shallow–subtidal deposition *in* HANDFORD, C.R., LOUCKS, R.G., DAVIES, G.R. (eds), Depositional and diagenetic spectra and evaporites. S.E.P.M. Core Workshop, 3 : 130–137.

MAIKLEM, W.R., BEBOUT, D.G., GLAISTER, R.P., 1969. Classification of anhydrite : a practical approach. Bull. Can. Petrol. Geol., 17 : 194–233.

MAILLEUX, E., DEMANET, F., 1928. L'échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique. Bull. Soc. belge Géol., 38 : 124–131.

MAMET, B.,1973a. Remarques sur la microfaune des brèches viséennes de la Belgique et du Nord de la France. Ann. Soc. géol. Belg., 96 : 469–473.

MAMET, B.,1973b. Microfaciès viséens du Boulonnais (Nord, France). Rev. micropal., 16, n° 2 : 101–124.

MAMET, B.L.,1979. Carboniferous small foraminifers and stratigraphy. C.R. 9e Congrès Intern. Strat. et Géol. du Carbonifère, vol. 2 : 3–18.

MAMET, B., BOULVAIN, F., 1988. Remplissage bactériens de cavités biohermales frasniennes. Bull. Soc. belge Géol., 97 (1) : 63–76.

MAMET, B., CLAEYS, PH., HERBOSCH, A., PRÉAT, A., WOLFOWICZ, PH.,1986. La «Grande brèche» viséenne (V3a) des Bassins de Namur et Dinant (Belgique) est probablement une brèche d'effondrement. Bull. Soc. belge Géol., 95 : 151–166.

MAMET, B., MIKHAILOFF, N., MORTELMANS, G., 1970. La stratigraphie du Tournaisien et du Viséen inférieur de Landelies. Comparaison avec les coupes du Tournaisis et du bord nord du Synclinal de Namur. Mém. Soc. belge de Géol., série in–8°, n° 9, 81 pp.

MANSY, J.-L., CONIL, R., MEILLIEZ, F., KHATIR, A., DELCAMBRE, B., GROESSENS, E., LYS, M., POTY, E., SWENNEN, R., TRENTESAUX, A., WEYANT, M., 1989. Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Dinantien dans l'Avesnois. Ann. Soc. géol. Nord, 108 : 125–142.

MARRETT, R. ET ALLMENDINGER, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault–slip data. J. struct. Geol., 12 : 973–986.

MARSHALL, D.J.,1988. Cathodoluminescence of geological materials. Unwin Hyman, 146 pp.

MATTHEWS, A., KATZ, A., 1977. Oxygen isotope fractionation during the dolomitization of calcium carbonate. Geochim. Cosmochim. Acta, 41: 1431-1438.

MEILLIEZ, F., 1991. Ardenne–Brabant. Sci. Géol., Bull., 44 (1–2) : 3–29.

MEILLIEZ, F., MANSY, J.–L., 1990. Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène : le Dévono-Dinantien de l'Ardenne. Bull. Soc. géol. France, 8e série, t. 6, n° 1 : 177–188.

MEILLIEZ, F., RAOULT, J.–F., 1987. Le chevauchement frontal Nord–Varisque : bilan et perspectives. Géologie profonde de la France, Doc. B.R.G.M., n° 139 : 9–17.

MEISSNER, R., BARTELSEN, H., MURAWSKI, H., 1981. Thin–skinned tectonics in the Northern Rhenish Massif, Germany. Nature, 290 : 399–401

MERCIER, E., sous presse. Une évolution possible des chevauchements associés aux «fault–propagation folds» après blocage du pli : le transport sur le plat (modélisation et exemple). Bull. Soc. géol. France.

MERCIER, E., DE PUTTER, TH., KEPPENS, E., 1992. Données structurales et sédimentologiques nouvelles sur le «Massif de la Tombe» (Province du Hainaut, Belgique). Serv. géol. Belg., *Prof. Paper* 1992/3, n° 253.

MERCIER E., DE PUTTER, TH., KEPPENS, E., MANSY, J.–L., HERBOSCH, A. (a), sous presse. La brèche rouge de Landelies («Massif» de la Tombe, région de Charleroi, Belgique) : une brèche tectono–sédimentaire varisque précoce. C.R. Acad. Sci. Paris.

MERCIER E., DE PUTTER, TH., MANSY, J.–L., HERBOSCH, A. (b), sous presse. L'écaille des Gaux (Ardennes belges) : un exemple d'évolution tectono–sédimentaire complexe lors du développement d'un pli de propagation. Geol. Rundsch.

MERCIER, E., MANSY, J.–L., en préparation. Les conditions de blocage du transport sur le plat d'un pli de propagation. Aspects théoriques et application au Paléozoïque du Boulonnais.

MICHOT, P., 1980. Belgique *in* LORENZ, C. (ed.), Géologie des pays européens. Dunod : 485–576.

MICHOT, P., GERARDS, J., MONTY, C., PIRLET, H., 1963. sédimentologie des formations viséennes du Synclinorium de Namur, dans la Vallée de la Meuse. 6e Congr. Intern. Sédim. Belg. et Pays–Bas, excursion G, 1ère partie : 1–23.

MONTAGGIONI, L.F., 1978. Recherches géologiques sur les complexes récifaux de l'Archipel des Mascareignes (Océan Indien occidental). Thèse doct. Univ. Aix–Marseille (2 vol.), inédite.

MONTY, C.L.V., BERNET–ROLLANDE, M.C., MAURIN, A.F., 1982. Reinterpretation of the Frasnian classical «reefs» of the southern Ardennes, Belgium (extended abstract). Ann. Soc. géol. Belg., 105 : 339–341.

MOORE, C.H.,1989. Carbonate diagenesis and porosity. Developments in sedimentology, 46, Elsevier, 338 pp.

MORROW, D.W.,1982. Descriptive field classification of sedimentary and diagenetic breccia fabrics in carbonate rocks. Bull. Can. Petr. Geol., 30 : 227–229.

MORTELMANS, G., BOURGUIGNON, P., 1954. Le Dinantien *in* FOURMARIER, P. *et al.*, Prodrome d'une description géologique de la Belgique (vol. 1) : 217–310.

MUCHEZ, PH., DE PUTTER, TH., PEETERS, C., HERBOSCH, A., VIAENE, W., sous presse. Comparison of the diagenetic evolution of the lower Visean Belle Roche breccia and the middle Visean Grande Brèche. Bull. Soc. belge Géol., vol. mém. R. Conil.

MÜLLER, D., 1986. Les brèches du Purbeckien de La Dôle (Jura suisse) : effondrement par dissolution d'évaporites. *Eclogae geol. Helv.*, 79 (1) : 33–39.

MURRAY, R. C., 1964. Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. J. Sed. Petrol., 34 (3) : 512–523.

OERTLI, H.J.,1971. The aspect of ostracode faunas – a possible new tool in petroleum sedimentology. Bull. Centre Rech. Pau – SNPA, 5 : 137–151.

ORTI CABO, F., PUEYO MUR, J.J., TRUC, G., 1984. Las salinas maritimas de Santa Pola (Alicante, Espana). Breve introduccion al estudio de un medio natural de controlado de sedimentacion evaporitica somera. Rev. Inv. Geol., 38/39 : 9–29.

OVERLAU, P., 1966. La sédimentation viséenne dans l'Ouest du Hainaut belge. Thèse doct. inédite Univ. Louvain.

PAPROTH, E., CONIL, R., BLESS, M.J.M., BOONEN, P., BOUCKAERT, J., CARPENTIER, N., COEN, M., DELCAMBRE, B., DEPRIJCK, CH., DEUZON, S., DREESEN, R., GROESSENS, E., HANCE, L., HENNEBERT, M., HIBO, D., HAHN, G., HAHN, R., HISLAIRE, O., KASIG, W., LALOUX, M., LAUWERS, A., LEES, A., LYS, M., OP DE BEEK, K., OVERLAU, P., PIRLET, H., POTY, E., RAMSBOTTOM, W., STREEL, M., SWENNEN, R., THOREZ, J., VANGUESTAINE, M., VAN STEENWINKEL, M., VIESLET, J.L., 1983. Bio– and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium, a review. Ann. Soc. géol. Belg., 106 : 185–239.

PEETERS, C., 1990. De genese van breccies, palisade calcieten en paleosols uit het onder-Viseaan ten zuidoosten van het Brabant Massief en hun implikaties voor de paleogeografie. Thèse doct. KUL inédite, 228 pp.

PEETERS, C., MUCHEZ, PH., VIAENE, W., 1992 (sous presse). Paleogeographic and climatic evolution of the Moliniacian (lower Visean) in southeastern Belgium. Geol. Mijnbouw.

PERRIN, C.,1989. Rôle des organismes dans l'édification et l'évolution de l'atoll de Mururoa (Polynésie française). Thèse doct. inédite Univ. Paris–Sud (Orsay) n° 884, 301 pp.

PERYT, T.M.,1983. Oncoids : comment to recent developments in PERYT, T.M. (ed.), 1983. Coated grains. Springer : 273–275.

PHILIP, H., 1983. Thèse *ès* Sciences, U.S.T.L, Montpellier (inédite).

PIERRE, C.,1986. Données de géochimie isotopique sur les anhydrites (18O, 34S) et les carbonates (18O, 13C) des évaporites givétiennes et viséennes du Nord de la France et de la Belgique. Bull. Soc. belge Géol., 95 (2 & 3) : 129–137.

PIERRE, C., ROUCHY, J.-M., 1986. Oxygen and sulfur isotopes in anhydrites from Givetian and Visean evaporites of Northern France and Belgium. Chem. Geol (Isot. Geosci. Sect.), 58 : 245–252.

PIERRE, C., ROUCHY, J.– M., LAUMONDAIS, A., GROESSENS, E., 1984. Sédimentologie et géochimie isotopique (18O, 34S) des sulfates évaporitiques givétiens et dinantiens du Nord de la France et de la Belgique; importance pour la stratigraphie et la reconstruction des paléomilieux de dépôt. C.R. Acad. Sci. Paris, 299 (série II) : 21–26.

PIQUE, A., HUON, S., CLAUER, N., 1984. La schistosité hercynienne et le métamorphisme associé dans la Vallée de la Meuse, entre Charleville–Mézières et Namur (Ardennes franco–belges). Bull. Soc. belge Géol., 93 (1–2) : 55–70.

PIRLET, H.,1961. Un calcaire à texture varvaire dans le Viséen supérieur de Lives (Prov. de Namur, Belgique). Ann. Soc. géol. Belg., 84 : b251–b254.

PIRLET, H.,1964. La sédimentation rythmique de la partie inférieure du V3a dans le Bassin de Namur; les relations entre le Dinantien et le Namurien de Namèche à Moha. Ann. Soc. géol. Belg., 86 : b461–b468.

PIRLET, H.,1968. La sédimentation rythmique et la stratigraphie du Viséen supérieur V3b, V3c inférieur dans les synclinoriums de Namur et Dinant. Acad. roy. Belg. (Cl. Sci.), mémoires 2e série, t. 17, fasc. 4, 98 pp.

PIRLET, H.,1972. La «Grande Brèche» viséenne est un olisthostrome : son rôle dans la constitution du géosynclinal varisque en Belgique. Ann. Soc. géol. Belg., 95 : 53–134.

PIRLET, H., 1973. Réponse à la note de Monsieur B. Mamet : «Remarques sur la microfaune des brèches viséennes de la Belgique et du Nord de la France». Ann. Soc. géol. Belg., 96 (3) : 475–481.

POTY, E., 1991. Tectonique de blocs dans le prolongement oriental du Massif du Brabant. Ann. Soc. géol. Belg., 114 (1) : 265–275.

POTY, E., 1992. Distribution des tétracoralliaires et des faciès du Dinantien de la Belgique et des régions limitrophes. Implications paléogéographiques. Congrès GPF–SGF, Paléogéographies et biogéographies de l'Europe occidentale au Paléozoïque, livre des résumés : 67–68.

PRATT, B.R., JAMES, N.P., 1982. Cryptalgal–metazoan bioherms of early Ordovician age in the St George Group, western Newfoundland. Sedim., 29 (4) : 543–569.

PRÉAT, A., MAMET, B.,1989. Sédimentation de la plate–forme carbonatée givétienne franco–belge. Bull. Centres Rech. Explor.- Prod. Elf–Aquitaine, 13 (1) : 47–86.

PREZBINDOWSKI, D.R., 1985. Burial cementation – Is it important ? A case study, Stuart City Trend, South Central Texas *in* SCHNEIDERMANN, N., HARRIS, P.M. (eds), Carbonate cements. SEPM Spec. Publ., n° 36 : 241–264.

PRUD'HOMME, A., VACHARD, D., MANSY, J.-L., 1991. Ciments sous–marins et biosédimentologie des calcaires viséens de la Formation Napoléon, Boulonnais (Nord de la France). 3e Congrès français de Sédimentologie, livre des résumés : 229–230.

PURSER, B.H., 1980. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents (tome 1). Technip, 366 pp.

PURSER, B.H.,1983. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents (tome 2). Technip, 389 pp.

RAMSAY, A.T.S., 1991. Sedimentation and tectonics in the Dinantian limestones of South Wales. Spec. Publs. Int. Ass. Sedim., 12 : 485–511.

RAMSAY, J.G., HUBER, M.I., 1987, The techniques of modern structural geology, vol. 2, Academic Press, London, 700 pp.

READ, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull., 69 (1) : 1–21.

RENIER, A., 1921. Les gisements houillers de la Belgique. Ann. Mines Belg., 22 : 472–473.

RICKEN, W., EDER, W., 1991. Diagenetic modification of calcareous beds – an overview *in* EINSELE, G., RICKEN, W.,

SEILACHER, A. (eds), Cycles and events in stratigraphy, Springer Verlag, 955 pp : 430–449.

ROBASZYNSKI, F., DUPUIS, C., 1983. Belgique. Guides géologiques régionaux. Masson, 204 pp.

ROSS, C.A., ROSS, J.R.P., 1985. Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. Geol., 13 : 194–197.

ROUCHY, J.–M.,1980. The evaporitic sequences of the terminal Miocene of Sicily and of southern Spain. Evaporite deposits. Technip : 33–39.

ROUCHY, J.–M.,1982. La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. Mém. Mus. Nat. Hist. Natur., série C (Sci. de la Terre), t. 50, 267 pp.

ROUCHY, J.–M.,1984. Rapport d'étude du sondage d'Epinoy. Document inédit.

ROUCHY, J.–M.,1986. Sédimentologie des formations anhydritiques givétiennes et dinantiennes du segment varisque franco–belge. Bull. Soc. belge Géol., 95 (2–3) : 111–127.

ROUCHY, J.–M., GROESSENS, E., CONIL, R., 1986b. Signification des pseudomorphoses d'évaporites associées aux brèches viséennes dans les sondages de Yves Gomezée (Synclinorium de Dinant, Belgique). Bull. Soc. belge Géol., 95 (2–3) : 167–175.

ROUCHY, J.–M., GROESSENS, E., LAUMONDAIS, A.,1984. Sédimentologie de la formation anhydritique viséenne du sondage de Saint–Ghislain (Hainaut, Belgique) : implications paléogéographiques et structurales. Bull. Soc. belge Géol., 93 (1–2) : 105–145.

ROUCHY, J.–M., LAUMONDAIS, A., GROESSENS, E.,1987a. The Lower Carboniferous (Visean) evaporites in Northern France and Belgium : depositional, diagenetic and deformational guides to reconstruct a disrupted evaporitic basin. Lect. Notes in Earth Sci, 13 : 31–67.

ROUCHY, J.–M., PIERRE, C., GROESSENS, E., MONTY, C., LAUMONDAIS, A., MOINE, B., 1986a. Les évaporites pré–permiennes du segment varisque franco–belge : aspects paléogéographiques et structuraux. Bull. Soc. belge Géol., 95 (2–3) : 139–149.

ROUCHY, J.–M., PIERRE, C., LAUMONDAIS, A., GROESSENS, E., MOINE, B., 1987b. Les évaporites paléozoïques du domaine varisque franco–belge : importance paléogéographique et structurale. Doc. BRGM, 139 : 75–82.

ROUX, A., 1985. Introduction à l'étude des algues fossiles paléozoïques (de la bactérie à la tectonique des plaques). Bull. Centres Rech. Explor.–Prod. Elf–Aquitaine, 9 (2) : 465–699.

SALLER, A.H., MOORE, C.H.,1991. Geochemistry of meteoric calcite cements in some Pleistocene limestones. Sedim, 38 (4) : 601–621.

SANDBERG, P.A., 1975. New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient non–skeletal carbonate mineralogy. Sedimentology, 22 : 497–537.

SCHNEIDER, J.–L., MAASS, R., GALL, J.–C., DURINGER, P., 1989. L'événement intraviséen dans la zone moldanubienne de la chaîne varisque d'Europe : les données des formations volcano–sédimentaires dévono–dinantiennes du Massif Central Français, des Vosges du Sud (France) et de la Forêt–Noire (R.F.A.). Geol. Rundsch., 78 (2) : 555–570.

SCHREIBER, B.C., 1988. Subaqueous evaporite deposition *in* SCHREIBER, B.C.(ed.), Evaporites and Hydrocarbons. Columbia Univ. Press, New–York : 182–255.

SCHWARZACHER, W., 1991. Milankovitch cycles and the measurement of time *in* EINSELE, G., RICKEN, W., SEILACHER, A. (eds), Cycles and events in stratigraphy, Springer : 855–863.

SCOTESE, C.R., MCKERROW, W.S., 1990. Revised world maps and introduction in SCOTESE, C.R., MCKERROW, W.S. (ed.), Palaeozoic palaeogeography and biogeography. Geol. Soc. Mem., 12 : 1–21.

SELLIER, R., 1979. Contribution à l'étude pétrologique expérimentale de la genèse des stylolithes dans les formations calcaires du Bassin d'Aquitaine. Thèse (inédite) Univ. Bordeaux III, 300 pp.

SHEARMAN, D.J., 1983. Syndepositional and late diagenetic alteration of primary gypsum to anhydrite. Sixth Intern. Symp. on Salt, vol. 1 : 41–50.

SHEARMAN, D.J., ORTI–CABO, F., 1978. Upper Miocene gypsum : San Miguel de Salinas, SE Spain. Mem. Soc. Geol. Ital., XVI : 327–339.

SHINN, E.A.,1968. Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. J. Sed. Petrol., 38 (1) : 215–223.

SIBLEY, D.F., 1991. Secular changes in the amount and texture of dolomite. Geol., 19 : 151–154.

SIEDLECKA, A., 1972. Length–slow chalcedony and relicts of sulphates – evidences of evaporitic environments in the Upper Carboniferous and Permian beds of Bear Island, Svalbard. J. Sed. Petr., 42 (4) : 812–816.

SIMOENS, G., 1908. Quelques mots au sujet des cailloux dits impressionnés de la brèche du Viséen supérieur. Bull. Soc. belge Géol., 22 : 118–121.

SIMONE, L., 1981. Ooids : a review. Earth Sci. rev., 16 : 319–355.

SPÖTL, C., BURNS, S.J., 1991. Formation of ^{18}O–depleted dolomite within a marine evaporitic sequence, Triassic Reichenhall Formation, Austria. Sedim., 38 : 1041–1057.

STAINIER, X., 1910. Du mode de formation de la grande brèche du Carbonifère. Bull. Soc. belge Géol., 24 : 188–196.

STRASSER, A., 1986. Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. Sedim., 33 : 711–727.

STRASSER, A., 1991a. Lagoonal–peritidal sequences in carbonate environments : autocyclic and allocyclic processes *in* EINSELE, G., RICKEN, W., SEILACHER, A. (eds), 1991. Cycles and events in stratigraphy, Springer Verlag, 955 pp : 709–721.

STRASSER, A., 1991b. Workshop on high–resolution sequence stratigraphy in shallow–water carbonates. Doc. inédit.

SWENNEN, R., VIAENE, W., CORNELISSEN, C., 1990. Petrography and geochemistry of the Belle Roche breccia (lower Viséan, Belgium) : evidence for brecciation by evaporite dissolution. Sedim., 37 : 859–878.

TUCKER, M.E.,1981. Sedimentary geology : an introduction. Geoscience texts, vol. 3, Blackwell Sci. publ., 252 pp.

TUCKER, M.E., BATHURST, R.G.C., 1990. Marine diagenesis : modern and ancient *in* TUCKER, M.E., BATHURST, R.G.C. (ed.), Carbonate diagenesis. Reprint series of the Intern. Assoc. Sedimentologists, vol. 1 : 1–9.

VAIL, P.R., 1989. Advances in sequence stratigraphy. Renard Centre of Marine Geology Short Course, doc. inédit.

VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N., PEREZ–CRUZ, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview *in* EINSELE, G., RICKEN, W., SEILACHER, A. (eds), 1991. Cycles and events in stratigraphy, Springer Verlag, 955 pp : 617–659.

VAIL, P.R., COLIN, J.-P., DU CHENE, R.J., KUCHLY, J., MEDIAVILLA, F., TRIFILIEFF, V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. Bull. Soc. géol. France, 8, t. 3, n° 7 : 1301–1321.

VAN LECKWIJK, W.P., 1964. Le Namurien en Belgique et dans les régions limitrophes. Acad. roy. Belg. (Cl. Sci.), mémoires, 2e série, t. 16, fasc. 2, 58 pp.

VAN TASSEL, R., 1960. Anhydrite, célestine et barytine du Givétien au sondage de Tournai. Bull. Soc. belge Géol., 69 : 351–361.

VOGEL, K., MUCHEZ, PH., VIAENE, W., 1990. Collapse breccias and sedimentary conglomerates in the Lower Visean of the Vesdre area (E–Belgium). Ann. Soc. géol. Belg., 113 : 359–371.

WARREN, J.K., 1982. The Hydrological setting, occurrence, and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. Sedim., 24 : 609–637.

WARREN, J.K.,1991. Sulfate–dominated sea–marginal and platform evaporative settings : sabkhas ans salinas, mudflats and salterns *in* MELVIN, J.L. (ed.), Evaporites, petroleum and mineral resources. Developments in sedimentology, 50, Elsevier : 69–187.

WARREN, J.K., KENDALL, C.G.ST.C.,1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings – Modern and Ancient. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull., 69 (6) : 1013–1023.

WEST, I.M., 1969. Examination of the Grande Brèche of Belgium. Unpublished report to the British Association for the Advancement of Science, 10 pp.

WEST, I.M., BRANDON, A., SMITH, M., 1968. A tidal flat evaporitic facies in the Visean of Ireland. J. Sed. Petr., 38(4) : 1079–1093.

WILSON, J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history. Springer, 469 pp.

WOLFOWICZ, PH., 1983. Etude sédimentologique de la Grande brèche viséenne (V3a) des Rochers des Grands Malades à Namur. Mém. licence inédit U.L.B., 123 pp.

WRIGHT, V.P., 1983a. Morphogenesis of Oncoids in the Lower Carboniferous Llanely Formation of South Wales *in* PERYT, T.M. (ed.), Coated grains. Springer : 424–434.

WRIGHT, V.P., 1983b. A rendzina from the Lower Carboniferous of South Wales. Sedim., 30(2) : 159–179.

WRIGHT, V.P.(ed.), 1986. Paleosols – Their recognition and interpretation. Blackwell, 315 pp.

ZIEGLER, P.A., 1982. Geological atlas of western and central Europe. Shell Intern. Petr. Maatschappij, 130 pp.

ZIEGLER, P.A., 1990. Geological atlas of western and central Europe (2nd rev. ed.). Shell Intern. Petr. Maatschappij, 239 pp.