

50376
1993
358-1

50376
1993
358-1

n° d'ordre : 1062

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES
DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ EN GÉOSCIENCES

par

Anne HUYGHE BUISSART



SÉDIMENTOLOGIE DU VISÉEN MOYEN ET
SUPÉRIEUR DE L' AVESNOIS.
(NORD DE LA FRANCE)

VOLUME 1

Soutenu le 28 Janvier 1993 devant la commission d'examens :

H.	Chamley	Professeur U.S.T. Lille. Examineur.
J.-J.	Chauvel	Professeur Université de Rennes. Rapporteur.
J.-L.	Mansy	Professeur U.S.T. Lille. Directeur de thèse.
P.	Overlau	Professeur Université de Namur (Belgique). Examineur.
J.-M.	Rouchy	Directeur de Recherche CNRS Mus. Hist. Nat. Paris. Rapporteur.
F.	Thiebault	Professeur U.S.T. Lille. Examineur.
D.	Vachard	Chargé de Recherche C.N.R.S., U.S.T. Lille. Examineur.



25 18 3

V

O

L

U

M

E

1

AVANT-PROPOS

Avant de présenter les résultats de quatre années passées au sein du laboratoire de dynamique sédimentaire et structurale, je tiens à rendre hommage à toutes les personnes qui m'ont aidée et soutenue moralement.

Je remercie Monsieur le Professeur H. Chamley de m'avoir accueilli dans son laboratoire et d'avoir participé au jury.

Je remercie Monsieur le Professeur J.L. Mansy de m'avoir proposé ce sujet qui m'a permis de développer mes connaissances des carbonates et de mieux connaître cette belle région de l'Avesnois.

Un grand merci à Monsieur le Professeur J.M. Rouchy pour sa disponibilité, sa gentillesse et les discussions très fructueuses. Grâce à lui, j'ai appris à reconnaître les pseudomorphoses d'évaporites et à les comprendre.

Je suis reconnaissante envers Monsieur le Professeur Chauvel pour sa participation au jury et ses remarques constructives.

Je remercie Monsieur le Professeur Overlau pour tout le temps qu'il m'a consacré, malgré un emploi du temps chargé, que ce soit pour voir des affleurements ou pour relire le texte.

Que Monsieur D. Vachard trouve ici toute ma reconnaissance. Sans datation, ce travail n'aurait pu aboutir. Je le remercie vivement d'avoir accepté de relire le manuscrit dans son intégralité et rapidement. Son aide m'a été très précieuse tout au long de ce travail et plus particulièrement à la fin.

Je remercie Monsieur le Professeur Thiebault pour sa participation au jury et pour ses remarques concernant l'analyse des argiles.

Merci à Madame C. Pierre pour le temps qu'elle m'a consacré lors des analyses isotopiques et pour les suggestions qui ont permis d'améliorer ce manuscrit.

Je remercie Monsieur F. Arbey qui m'a guidée dans la reconnaissance des formes siliceuses.

Tous mes remerciements à Monsieur J.F. Deconinck qui a contribué à l'analyse des cortèges argileux, malgré un emploi du temps surchargé.

Je tiens à remercier les différentes personnes qui m'ont aidée à travailler sur le terrain en me donnant accès aux carrières ou en prêtant une barque pour échantillonner des fronts de taille inaccessibles par la terre ferme. Merci beaucoup à Messieurs Chavet, Legrand, Noquet, Vandois et aux établissements Bocahut et des carrières du Bassin de la Sambre.

Toute ma gratitude à Messieurs Ph. Recout, J. Carpentier, Ph. Rouzé, R. Ballenghien et Dorn et à Madame M. Bocquet pour leur assistance technique. Je remercie plus particulièrement Madame E. Hanton sans qui la frappe du manuscrit n'aurait pu être aussi rapide et sans qui, notre laboratoire ne serait pas aussi sympathique.

Merci à Alain Trentesaux qui m'a prêté le matériel de son D.E.A. et qui a ramé pour me permettre de finir l'échantillonnage de la carrière de la Queue-Noir-Jean; à Agnès Prud'homme, pour la visite guidée des carrières du Boulonnais et les discussions profitables que nous avons pu avoir; à Thierry de Putter qui m'a présenté des affleurements en Belgique pour que j'appréhende mieux le problème de la 'Grande Brèche'. Je regrette simplement que nous n'ayions pas pu avoir davantage de discussions; à Amar Khatir, qui a toujours été disponible pour discuter et qui m'a

aidée dans les derniers moments de l'élaboration du manuscrit. Je le remercie vivement.

Je remercie J. Terry, J.-L. Potdevin, A. Herbosch, A. Préat, B. Delcambre, A. Anceau pour leur collaboration.

Je voudrais rendre hommage à celui qui m'a initiée à la sédimentologie des carbonates et au travail de terrain dans ce type de dépôts, Monsieur le Professeur B.H. Purser. Les cours qu'il dispense en D.E.A. m'ont été d'une très grande utilité.

Je profite de l'occasion qui m'est donnée pour saluer toutes les personnes avec qui j'ai passé de bons moments durant toutes mes études et plus spécialement Véronique, Christine, Claire, Olivier, Yourgos, Lázslò, Marc, Pierre, Anne B., Anne L., Stéphane, Annie, Hervé, Irfan,...

Enfin, je dédie ce travail à toute ma famille, plus particulièrement à mes grands-parents, à mes parents, à Hubert qui a ramé, a donné des coups de masse et m'a soutenue moralement, à Amandine qui a été un super-bébé, à Charlotte qui était presque là quand j'ai soutenu ma thèse et à mes frères et belles-sœurs.

VOLUME 1

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	p. 1
TABLE DES MATIÈRES	p. 3
Liste des figures	p. 13

PARTIE I INTRODUCTION

CHAPITRE 1 LE VISÉEN

I- LE VISÉEN EN BELGIQUE	p. 17
I-1- Historique	p. 17
I-2- Description lithologique	p. 19
I-2-a- Calcaire et Dolomie de Sovet	p. 19
I-2-b- La Formation de Terwagne	p. 19
I-2-c- La Formation de Neffe	p. 19
I-2-d- La Formation de Lives	p. 20
I-2-e- La Grande Brèche / Calcaire de Seilles	p. 21
I-2-f- Le Calcaire de Thon-Samson	p. 21
I-2-g- Les couches de Warnant	p. 21
I-3- Milieu de dépôt / climat	p. 22
II- LE VISÉEN EN ALLEMAGNE, EN ANGLETERRE ET EN IRLANDE	p. 23
II-1- En Allemagne	p. 23
II-2- En Angleterre	p. 24
II-3- En Irlande	p. 25
III- LE VISÉEN DANS LE NORD DE LA FRANCE	p. 25
III-1- Le Boulonnais	p. 25
III-2- L'Avesnois	p. 28
III-2-a- Généralités	p. 28
III-2-b- Le Viséen à l'affleurement	p. 28

III-2-c- La série viséenne dans l'Avesnois	p. 29
IV- PALÉOGÉOGRAPHIE ET STRUCTURE	p. 32
IV-1- Paléogéographie	p. 32
IV-2- La tectonique	p. 33

CHAPITRE 2 BUT DU TRAVAIL

I- BUT DU TRAVAIL ET PROBLÈMES	p. 35
II- PRÉSENTATION DU SECTEUR D'ÉTUDE	p. 36
II-A- La bande de Bachant - Ferrière-la-Petite	p. 36
II-A-1- Les carrières de Bachant	p. 38
II-A-1-a- La Carrière de l'Horipette	p. 38
II-A-1-b- La Carrière Malakoff	p. 39
II-A-2- La carrière de Limont-Fontaine	p. 40
II-B- La bande de Taisnière - Solre-le-Château	p. 41
II-B-1- La carrière du Pont des Loups	p. 42
II-B-2- La carrière de la Queue-Noir-Jean	p. 43
II-C- La bande de Marbaix-Avesne	p. 43

CHAPITRE 3 MATÉRIEL ET MÉTHODOLOGIE

I- MATÉRIEL D'ÉTUDE	p. 45
I-A- Secteur de Bachant - Limont-Fontaine	p. 45
I-A-1- Carrière de l'Horipette	p. 45
I-A-2- La carrière Malakoff	p. 46
I-A-3- Carrière CBS	p. 46
I-B- Site de Saint-Aubin	p. 46
I-B-1- Carrière du Pont des Loups	p. 46
I-B-2- Carrière de la Queue-Noir-Jean	p. 46
I-C- Site d'Avesnes	p. 46
II- MÉTHODOLOGIE	p. 47
II-1- Méthodes propres à l'étude des carbonates	p. 47
II-2- Etude des argiles par diffractométrie des Rayons X	p. 47
II-3- Cathodoluminescence	p. 47
II-4- Etude sur les isotopes stables de l'oxygène (^{18}O) et du carbone (^{13}C)	p. 48

PARTIE II

SÉDIMENTATION VISÉENNE A L'EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DU SYNCLINORIUM DE DINANT

CHAPITRE 1

LE VISÉEN MOYEN À BACHANT

I- LA FORMATION DE NEFFE	p. 51
I-A. Présentation de la Formation de Neffe à l'affleurement	p. 51
I-B- L'étude microscopique	p. 51
I-B-1- Les pellétoïdes	p. 51
I-B-2. Les agrégats	p. 52
I-B-3. Les ooïdes	p. 53
I-B-4. Les intraclastes	p. 53
I-C. Le milieu de dépôt	p. 54
I-D. Evolution verticale	p. 56
I-E- Conclusion	p. 57
II - LE BANC D'OR DE BACHANT	p. 57
II-A- Historique et définition	p. 57
II-B- Le Banc d'Or à l'affleurement	p. 58
II-B-1- Carrière de l'Horipette	p. 58
II-B-2- La carrière Malakoff	p. 60
II-C- Etude microscopique : description et interprétation	p. 61
II-C-1- Carrière de l'Horipette	p. 61
II-C-1-a- Description	p. 61
II-C-1-b. Interprétation	p. 63
II-C-2- La carrière Malakoff	p. 63
II-C-2-a- Description	p. 63
II-C-2-b- Interprétation	p. 64
II-C-3- Conclusion	p. 64
II-D- La nature du niveau argileux	p. 64
II-E. Interprétation et genèse du Banc d'Or	p. 66
II-E-1- Discussion	p. 66
II-E-2- Interprétation du Banc d'Or de Bachant	p. 73
II-F- Paléoclimat et taux de dépôt	p. 74
II-G- Conclusions	p. 75

III- LA FORMATION DE LIVES	p. 75
III-A- Description de l'affleurement	p. 75
III-B- Etude microscopique	p. 76
III-B-1- Description et interprétation des microfaciès	p. 76
III-B-2- Microcodium : définition et signification	p. 81
III-B-3- Carbonates cristallins et brèches	p. 82
III-B-3-a- Les carbonates cristallins	p. 82
III-B-3-b- Les brèches	p. 82
III-B-4- Interprétation de la succession des microfaciès : la séquence standard	p. 82
III-C- Analyse séquentielle : évolution verticale	p. 84
III-C-1- Description des séquences	p. 84
III-C-2- Interprétation	p. 88
III-C-3- Conclusion	p. 88
III-D- Les particularités de la carrière Malakoff	p. 88
III-D-1- Le niveau argileux	p. 89
III-D-2- La brèche	p. 90
III-E- Conclusion	p. 90
IV- CONCLUSIONS SUR LE SITE DE BACHANT	p. 90

CHAPITRE 2

LE VISÉEN MOYEN DANS LES AUTRES SITES

I- LE VISÉEN MOYEN À LIMONT-FONTAINE	p. 93
I-A- L'affleurement	p. 93
I-B- Limite V2a/V2b	p. 94
I-C- La Formation de Neffe	p. 95
I-C-1- Etude microscopique	p. 96
I-C-2- L'évolution verticale	p. 96
I-C-3- Conclusion	p. 98
I-D- Le Pédoderme de Bachant	p. 98
I-D-1- Description et interprétation	p. 98
I-D-2- Conclusion	p. 99
I-E- La Formation de Lives	p. 100
I-E-1- Description	p. 100
I-E-2- L'analyse séquentielle	p. 100
I-E-3- Conclusion	p. 100
I-F- Conclusions sur le site de Limont-Fontaine	p. 101

I-G- Comparaison avec Bachant	p. 102
II- LE VISÉEN MOYEN AU PONT-DES-LOUPS	p. 102
II-1- Etude de la Formation de Neffe	p. 102
II-2- Etude de la Formation de Lives	p. 103
II-3- Comparaison avec Bachant et Limont-Fontaine	p. 104
III- LE VISÉEN MOYEN À LA QUEUE-NOIR-JEAN	p. 105
III-A- Analyse stratigraphique	p. 105
III-B- Etude microscopique	p. 107
III-C- Analyse séquentielle	p. 108
III-D. Conclusion et comparaisons avec d'autres sites	p. 109
IV- LE VISÉEN MOYEN D'AVESNES	p. 109
IV-A- Affleurement	p. 109
IV-B- La Formation de Neffe	p. 110
IV-B-1- Etude microscopique et milieu de dépôt	p. 110
IV-B-2- Evolution verticale	p. 112
IV-B-3- Conclusion	p. 112
IV-C- Le Pédoderme de Bachant	p. 113
IV-D- La Formation de Lives	p. 113
IV-D-1- Etude microscopique	p. 114
IV-D-2- Analyse séquentielle	p. 115
IV-D-3- Conclusions	p. 116
IV-E- COMPARAISONS AVEC LES AUTRES SITES	p. 117
V- CONCLUSIONS	p. 117
V-A- La Formation de Neffe	p. 117
V-B Le Pédoderme de Bachant	p. 119
V-C La Formation de Lives	p. 120
V-D Conclusion	p. 121

CHAPITRE 3

LE VISÉEN SUPÉRIEUR

I- DESCRIPTION DE LA COUPE	p. 123
II- LE V3a ET LA "GRANDE BRÈCHE"	p. 124
II.A- Historique	p. 125
II.B- Les dix dernières années	p. 126
II-C- Le V3a à la Queue-Noir-Jean	p. 131
II-C-1- Les microfaciès	p. 131
II-C-2- Les pseudomorphoses d'évaporites	p. 132
II-C-2-a- Les pseudomorphoses de gypse	p. 132

II-C-2-b- Cristaux enhédraux à section carrée	p. 133
II-C-2-c- Monocristal constituant une plage aux contours en domino	p. 133
II-C-2-d- Veinules "gainées" d'un manchon micritique	p. 134
II-C-2-e- Fissures à remplissage sparatique et fissures à cristaux perpendiculaires aux épontes	p. 134
II-C-2-f- Pseudomorphoses siliceuses d'évaporites	p. 135
II-C-3- Observations complémentaires	p. 135
II-C-4- Discussion générale sur les brèches et les pseudomorphoses d'évaporites	p. 136
II-C-4-a- Les brèches du V2b	p. 136
II-C-4-b- Les autres pseudomorphoses d'évaporites	p. 137
II-C-4-c- Conclusion	p. 137
II-C-5- La transformation sulfates → carbonates	p. 137
II-C-6- Interprétation	p. 138
II-C-7 - Conclusion	p. 140
III- LE V3b ET LE V3c	p. 141
III-A- La Formation de Saint-Hilaire et Saint-Rémy-Chaussée : le V3b	p. 141
III-A-1- Stratigraphie	p. 141
III-A-2- Etude microscopique	p. 142
III-A-3 Le milieu de dépôt	p. 143
III-A-4- Evolution verticale	p. 143
III-A-5- Conclusion	p. 144
III.B- Le V3c de la Queue-Noir-Jean	p. 144
III-C- Conclusion	p. 145

CHAPITRE 4

CONCLUSION SUR LA SÉDIMENTATION DU VISÉEN MOYEN ET SUPÉRIEUR

I- LE VISÉEN MOYEN	p. 147
I-1- La Formation de Neffe	p. 147
I-2- Le Pédoderme de Bachant	p. 149
I.3- La Formation de Lives	p. 150
II- LE VISÉEN SUPÉRIEUR	p. 151
II-1- Le V3a et la "Grande Brèche"	p. 151
II-2- Le V3b et le V3c	p. 153
III- ÉVOLUTION GÉNÉRALE	p. 153

IV- OBSERVATIONS COMPLÉMENTAIRES	p. 154
IV-1- Les cinérites	p. 154
IV.2- Les évaporites	p. 154
IV-3- La dynamique de la plate-forme	p. 156
IV-3-a- Les processus autocycliques	p. 156
IV-3-b- Les processus allocycliques	p. 156
IV-3-c- La plate-forme viséenne	p. 156

PARTIE III

ÉVOLUTION DIAGÉNÉTIQUE DE QUELQUES COMPOSANTS LITHOLOGIQUES

CHAPITRE 1 LES ÉVAPORITES

I- LEUR RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE ET GÉOGRAPHIQUE	p. 159
I.1- Généralités	p. 159
I.1.a- Répartition stratigraphique des évaporites	p. 159
I.1.b- Répartition géographique	p. 160
I.2- Les évaporites dans l'Avesnois	p. 160
II- LES DIFFÉRENTS TYPES D'ÉVAPORITES ET LEUR INTERPRÉTATION	p. 162
II-1- Les types d'évaporites	p. 162
II-2 Interprétation	p. 163
III- TRANSFORMATION SULFATES → CARBONATES	p. 163
III.1- Présentation des résultats	p. 164
III.2- Interprétation	p. 164
III- CONCLUSION	p. 166

CHAPITRE 2 DOLOMITISATION ET DÉDOLOMITISATION DES SÉDIMENTS D'ÂGE VISÉEN MOYEN ET SUPÉRIEUR

I- GÉNÉRALITÉS	p. 167
I-A- La dolomitisation	p. 167

I-A-1- La dolomitisation en milieu hypersalin	p. 167
I-A-1-a- Dolomitisation par évaporation	p. 167
I-A-1-b- Dolomitisation par infiltration de saumures et reflux	p. 168
I.A.2- La dolomitisation par dilution avec de l'eau douce	p. 168
I-B- La dédolomitisation	p. 169
II- DESCRIPTION ET RÉPARTITION DE LA DOLOMITE	p. 170
III- INTERPRÉTATION	p. 172
IV- LA DÉDOLOMITISATION	p. 174
V- CONCLUSIONS	p. 175

CHAPITRE 3

ANALYSE DE LA FRACTION ARGILEUSE

I- INTRODUCTION	p. 177
II- MINÉRALOGIE DES ARGILES	p. 177
II-A- La Formation de Neffe	p. 177
II-B- Le Pédoderme de Bachant	p. 177
II-C- La Formation de Lives	p. 179
III- DISCUSSION - ORIGINE ET SIGNIFICATION DES CORTÈGES MINÉRALOGIQUES	p. 179
III-A- Rôle de la diagenèse	p. 179
III-B- L'influence détritique	p. 182
III-C- L'influence de la pédogenèse	p. 182
III-D- La marque du volcanisme	p. 183
IV- CONCLUSION	p. 184

CHAPITRE 4

COMPARAISONS AVEC DES ÉTUDES ANTÉRIEURES ET CONCLUSIONS

I- COMPARAISONS AVEC DES ÉTUDES ANTÉRIEURES	p. 187
I.1- Les évaporites	p. 187
I.2- La dolomitisation et la dédolomitisation	p. 187
I.3- La fraction argileuse	p. 188
II- CONCLUSIONS	p. 189

PARTIE IV CONCLUSIONS GÉNÉRALES

I- LITHOSTRATIGRAPHIE	p. 191
II- MILIEU DE DÉPÔT	p. 191
III- ÉVOLUTION VERTICALE ET EXTENSION LATÉRALE DES FORMATIONS	p. 195
IV- DIAGENÈSE	p. 197
V- PERSPECTIVES	p. 198
 BIBLIOGRAPHIE	 p. 199

LISTE DES FIGURES

- Fig. 1 - Carte des affleurements viséens dans le Nord de la France et en Belgique et localisation du secteur d'étude. p. 18
- Fig. 2 - Log lithostratigraphique synthétique du Viséen moyen et supérieur du Bassin de Dinant (Auge Dinantaise). p. 20
- Fig. 3 - Schéma paléogéographique : position de la plate-forme carbonatée dinantienne ("Kohlenkalk platform") au Carbonifère inférieur p. 23
- Fig. 4 - Log lithostratigraphique du Viséen moyen et supérieur d'Allemagne p. 24
- Fig. 5 - Tableau de corrélation du Viséen de Belgique, de l'Avesnois et du Boulonnais. p. 26
- Fig. 6 - Le Viséen exploité aux Carrières du Boulonnais et une séquence virtuelle du Viséen p. 27
- Fig. 7 - Carte géologique simplifiée de l'Avesnois p. 29
- Fig. 8 - La série paléozoïque de l'Avesnois p. 30
- Fig. 9 - Correspondance entre les différentes nomenclatures employées pour le Dinantien p. 31
- Fig. 10 - Esquisse de répartition des faciès du Moliniacien p. 33
- Fig. 11 - Coupe géologique de Bachant à Etrœungt. p. 34
- Fig. 12 - Carte et coupe géologiques du secteur de Bachant et Limont-Fontaine p. 36
- Fig. 13 - Légende des cartes et des coupes géologiques. p. 37
- Fig. 14 - Localisation des carrières de Bachant. p. 38
- Fig. 15 - Plan des carrières de Bachant. p. 39
- Fig. 16 - Localisation de la carrière C.B.S. de Limont-Fontaine et coupe géologique. p. 40
- Fig. 17 - Plan de la carrière CBS de Limont-Fontaine p. 40
- Fig. 18 - Carte et coupe géologiques du secteur de Saint-Aubin p. 41
- Fig. 19 - Localisation des carrières du Pont des Loups et de la Queue-Noir-Jean. p. 42
- Fig. 20 - Le secteur d'Avesnes - carte et coupe géologiques p. 43
- Fig. 21 - Avesnes : localisation des carrières des Etablissements Bocahut ; plan des carrières Bocahut. p. 44
- Fig. 22 - Nombre d'échantillons prélevés par Formation et par carrière. p. 45

Fig. 23 - Schéma de l'appareil utilisé en cathodoluminescence.	p. 48
Fig. 24 - Conditions expérimentales de la cathodoluminescence.	p. 48
Fig. 25 - Log synthétique de la Formation de Neffe à Bachant et courbe de fluctuation de l'influence marine.	p. 55
Fig. 26 - Front de taille de la carrière de l'Horipette.	p. 58
Fig. 27 : Le Banc d'Or dans la carrière de l'Horipette.	p. 59
Fig. 28 : Succession de faciès observée dans l'échantillon BH 125	p. 62
Fig. 29 : Description et interprétation des différents types de glébules	p. 65
Fig. 30 : Composition de la fraction inférieure à 2 μm des échantillons du Banc d'Or.	p. 66
Fig. 31 : Corrélacion entre les deux carrières de Bachant.	p. 67
Fig. 32 : Le Banc d'Or de Bachant à Bachant remis à l'horizontale.	p. 69
Fig. 33 : Evolution des sédiments du Banc d'Or dans chaque carrière	p. 70
Fig. 34 : Séquence standard de la Formation de Live.	p. 83
Fig. 35 : Analyse séquentielle de la Formation de Lives à Bachant.	p. 85
Fig. 36 : Coupes des fronts de taille de la carrière C.B.S. à Limont-Fontaine	p. 93
Fig. 37 : A - Corrélacion entre les sites de Bachant et Limont-Fontaine établie d'après la position de la première cinérite. B - Corrélacion entre les sites de Bachant et de Limont-Fontaine établie d'après la position du paléosol.	p. 95
Fig. 38 : Log synthétique de la Formation de Neffe à Limont-Fontaine et courbe de fluctuation de l'influence marine.	p. 97
Fig. 39 : Coupe détaillée du front de taille oriental montrant la Formation de Lives.	p. 99
Fig. 40 : Analyse séquentielle de la Formation de Lives à Limont-Fontaine.	p. 101
Fig. 41 : Front de taille de la carrière de la Queue-Noir-Jean (Saint-Aubin).	p. 106
Fig. 42 : Analyse séquentielle de la Formation de Lives à la Queue-Noir-Jean.	p. 108
Fig. 43 : Coupe du front de taille échantillonné dans les carrières des Etablissements Bocahut.	p. 110
Fig. 44 : Log de la Formation de Neffe à Avesnes.	p. 112
Fig. 45 : Analyse séquentielle de la Formation de Lives à Avesnes.	p. 116
Fig. 46 : Tableau synoptique de la Formation de Neffe, du Pédoderme de Bachant et de la Formation de Lives de l'Avesnois.	p. 118
Fig. 47 : Les séquences de la Formation de Lives dans l'Avesnois.	p. 121
Fig. 48 : Plan de la carrière de la Queue-Noir-Jean.	p. 123
Fig. 49 : Hypothèse de bréchification du V3a de la Brèche des Grands	

Malades (Belgique).	p. 128
Fig. 50 : Modèle de bréchification du V3a du sondage de Corenne (Belgique).	p. 130
Fig. 51 : 18O/13C de quelques échantillons de la Grande Brèche.	p. 138
Fig. 52 : Eléments sédimentologiques au V2a, à la limite V2a/V2b, au V2b et au V3a	p. 148
Fig. 53 : Scénario de genèse de la "Grande Brèche" de la Queue-Noir-Jean.	p. 152
Fig. 54 : Répartition géographiques des évaporites viséennes.	p. 155
Fig. 55 : Une paléogéographie du Carbonifère.	p. 155
Fig. 56 : Stratigraphie et courbes eustatiques du Carbonifère.	p. 157
Fig. 57 : Répartition stratigraphiques des évaporites viséennes en Belgique.	p. 159
Fig. 58 : Carte de localisation des principaux sites où ont été observés des évaporites.	p. 161
Fig. 59 : Répartition stratigraphique des évaporites dans l'Avesnois.	p. 161
Fig. 60 : 18O/13C d'échantillons d'âge différent.	p. 165
Fig. 61 : Modèle de dolomitisation par infiltration et reflux.	p. 168
Fig. 62 : Schéma illustrant le processus de dédolomitisation.	p. 171
Fig. 63 : Répartitions stratigraphique et géographique de la dolomitisation et de la dédolomitisation dans l'Avesnois	p. 173
Fig. 64 : Composition de la fraction argileuse de certains échantillons du Viséen moyen de l'Avesnois.	p. 178
Fig. 65 : Comparaison entre les associations minérales, le potentiel en hydrocarbures et la réflectance de la vitrinite.	p. 181
Fig. 66 : Pourcentage des espèces argileuses des niveaux cinéritiques du Viséen moyen de l'Avesnois.	p. 184
Fig. 67 : Evolution diagénétique de quelques composants lithologiques du Viséen moyen et supérieur de l'Avesnois.	p. 189
Fig. 68 - Reconstitution du milieu de dépôt.	p. 192
Fig. 69 - Coupe de corrélations des sites de l'Avesnois.	p. 193
Fig. 70 - Tableau de corrélation entre les formations du Massif Armoricaïn et du Massif Ardennais.	p. 196

PARTIE I

INTRODUCTION

CHAPITRE 1

LE VISÉEN

I- LE VISÉEN EN BELGIQUE

I-1- Historique

Le Viséen, partie supérieure des calcaires carbonifères du Dinantien, est un étage qui tire son nom de celui d'une bourgade du NE de la Belgique, Visé, située non loin de la frontière avec les Pays-Bas.(fig. 1).

De Koninck, en 1842, fut le premier à faire référence à cette localité en distinguant la faune de Tournai de celle de Visé sans savoir laquelle succède à l'autre. En 1863, Dupont introduit le terme "Viséen"; en effet, il subdivise le Calcaire carbonifère en six assises et baptise deux de ces grandes subdivisions "Tournaisien" et "Viséen".

Les travaux de Delépine (1911) et de Demanet (1958) contribuent à la connaissance stratigraphique du Dinantien. Le Viséen est alors subdivisé en deux puis en trois assises ; du bas vers le haut :

- Assise de Dinant (V1) regroupant le Marbre noir de Dinant (V1a) et le Calcaire et la Dolomie de Sovet (V1b) ;
- Assise de Namèche (V2) qui débute par le Calcaire de Neffe (V2a) et se termine par le calcaire inférieur d'Anhée, actuellement dénommé Calcaire de Lives (V2b) ;
- Assise de Bioul et Warnant (V3, ancien V2c), débutant par la Grande Brèche (V3a), à laquelle succède le Bleu belge (V3b) et enfin les couches de passage (V3c), les calcaires supérieurs d'Anhée.

Ensuite, une nouvelle approche, fondée sur l'étude micropaléontologique, voit le jour et les premiers résultats de Conil sont présentés à l'Académie Royale de Belgique en 1958. En 1964, le même auteur en collaboration avec Lys publie une première biozonation par les Foraminifères du Dinantien type. Puis, des études palynologiques sont menées par Streel (1969) et par Groessens (1975) qui travaille sur les Conodontes. En 1976, paraît la "nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de Belgique" (Conil, Groessens et Pirlet, 1977) basée sur les Foraminifères, les Conodontes et la palynologie. Dans cette nouvelle biostratigraphie, apparaissent les termes de "Moliniacien" (V1-V2a), "Livien" (V2b-V3a) et "Warnantien" (V3b-V3c). Enfin, une révision complète de la bio- et lithostratigraphie du Dinantien, réalisée par 33 auteurs belges, français, néerlandais, anglais et allemands, a été publiée par Paproth *et al.* en 1983. Celle-ci permet de mieux connaître les équivalents latéraux du Synclinorium de

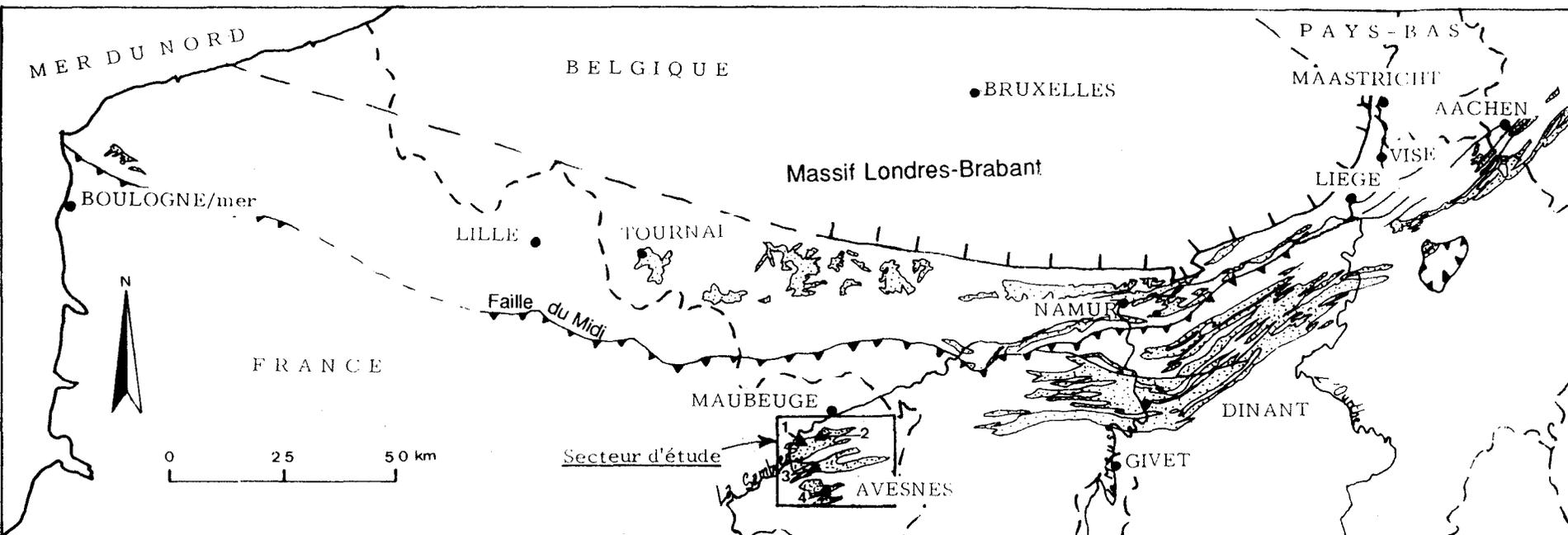


Fig. 1 - Carte des affleurements viséens dans le Nord de la France et en Belgique et localisation du secteur d'étude; Aachen = Aix-la-Chapelle), d'après Hoyez (1970).
 1. Bachant ; 2. Limont Fontaine ; 3. Saint Aubin ; 4. Avesnes (Godin).

Dinant dans le Synclinorium de Namur, le Bassin de Campine et en Allemagne. C'est cette nouvelle nomenclature qui a été adoptée pour ce travail.

Les formations viséennes qui nous intéressent affleurent dans toute la Belgique, depuis le Tournaisien jusqu'à la frontière allemande (région d'Aix-la-Chapelle). La majorité des affleurements s'étend depuis l'Est de la Vallée de la Meuse jusqu'à la Vallée de l'Ourthe, en bandes orientées Est-Ouest (fig. 1).

Il importe de signaler l'existence de zones de subsidence accélérée à certaines époques telles l'Auge Dinantaise dans le centre du Synclinorium de Dinant au cours du Tournaisien et l'Auge Hennuyère dans l'Ouest du Synclinorium de Namur au Tournaisien et surtout au Viséen inférieur et moyen.

I-2- Description lithologique du bas vers le haut (d'après Paproth *et al.*, 1983)

La plupart des stratotypes se situe en Belgique. Etant donné la complexité des corrélations entre chaque bassin et à l'intérieur même des bassins, j'ai choisi de décrire en détail la lithostratigraphie du Bassin de Dinant dans l'Auge Dinantaise (fig. 2) car c'est là qu'on rencontre les successions les plus proches de celles de l'Avesnois.

I-2-a- Calcaire et Dolomie de Sovet (équivalent à l'ancien V1a)

La localité type se situe dans le Synclinorium de Dinant. C'est un ensemble comportant deux parties. L'unité inférieure, épaisse de 88m, est principalement calcaire alors que l'unité supérieure est dolomitique (39 m).

I-2-b- La Formation de Terwagne (équivalent au V1b)

La localité type se situe dans le centre Nord du Bassin de Dinant (Condroz). La Formation de Terwagne (110 m) a été définie, pour la première fois par Conil en 1967. Elle est constituée de bas en haut d'une dolomie bréchoïde, de lutites et calcaires foncés à oolithes et pellets fécaux bien stratifiés et enfin d'un calcaire plus clair et plus massif.

I-2-c- La Formation de Neffe (ancien V2a)

La localité type se situe dans le Synclinorium de Dinant près de la ville éponyme (coupe de la Gare de Dinant). La Formation de Neffe, puissante de 103 m, est un calcaire clair, massif, souvent oolithique. Elle a été définie par Conil et Naum en 1977: 4 séquences y ont été distinguées : une séquence inférieure très dolomitique avec silicifications claires, puis une séquence très riche en macrofaune (Coraux, Brachiopodes), une séquence de calcaire à lumachelles de Brachiopodes et enfin, une séquence constituée de calcilutite.

Cette Formation est séparée de la suivante par un niveau particulier, appelé le Banc d'Or de Bachant.

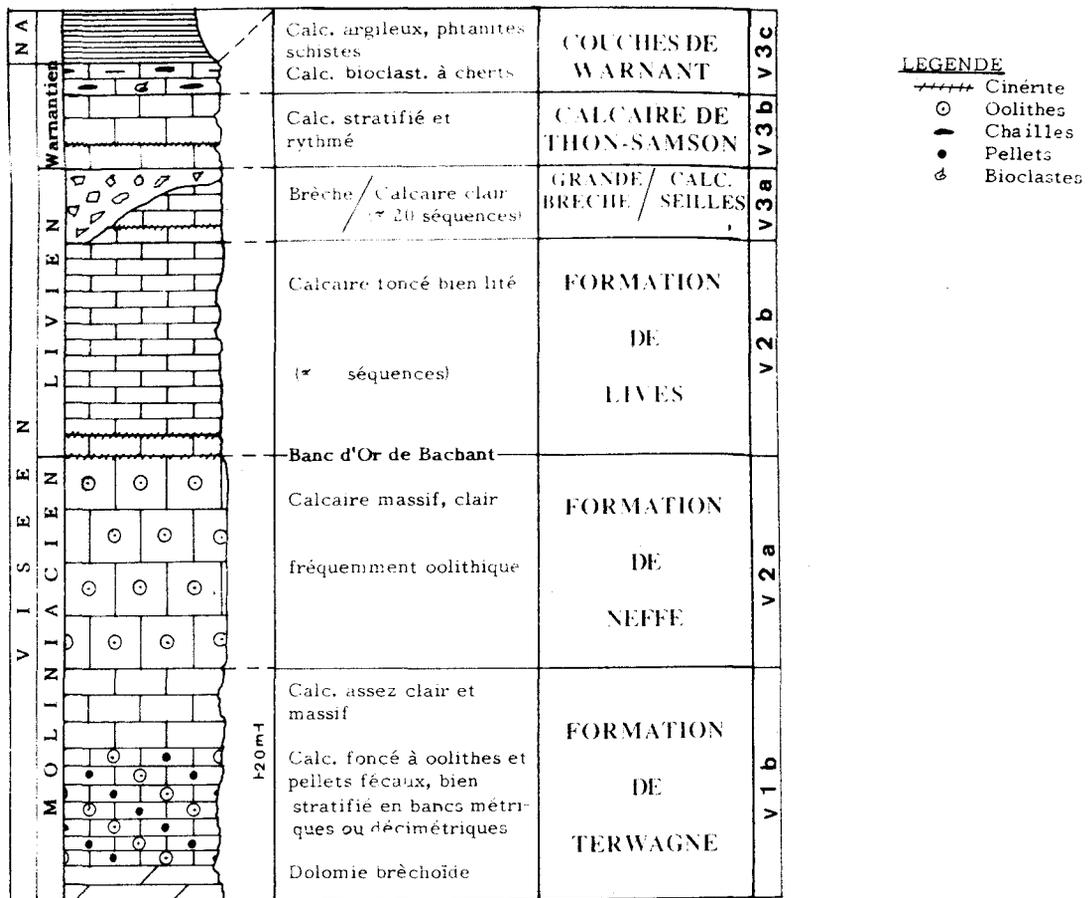


Fig. 2 - Log lithostratigraphique synthétique du Viséen moyen et supérieur du Bassin de Dinant (Auge Dinantaise).

I-2-d- La Formation de Lives (ancien V2b et anciens calcaires inférieurs d'Anhée).

La localité type est située à l'Est et au voisinage de Namur sur le bord Nord du Synclinorium de Namur, sur la rive droite de la Meuse en aval de Lives. Cette formation a été définie par Demanet en 1923 comme étant composée d'un calcaire foncé, bien lité, constitué de séquences bioclastiques parfois grossières passant à des calcilutites et des stromatolithes au sommet. 5 sous-divisions ont été distinguées (Paproth *et al.*, 1983) :

- V2ba : 13 à 15 séquences avec présence locale d'une brèche vers le bas (Petite Brèche¹) ;
- V2bb : séquence de 20 mètres avec lit kaolinique dans sa partie supérieure ;
- V2by : 6 séquences à faune très riche ;

¹Niveau de brèche apparaissant vers la base du Calcaire de Lives à plusieurs endroits, mentionnée V2bx sur la carte géologique officielle de 1922.

- V2bδ : unité entièrement bioclastique à nombreux cherts ;
- V2be : 4 séquences, plus claires, avec stromatolithes.

Localement, ce calcaire renferme des lentilles construites (à Bomel (Overlau, réf. A. Lauwers, comm. pers.); gazomètre de Dinant; citadelle de Dinant, (Pirlet, inédit)). L'épaisseur de la Formation de Lives est de 100 m.

Elle est identique dans les synclinoria de Dinant et de Namur depuis la région d'Aix-la-Chapelle à l'Est jusqu'à la Province SW de l'Angleterre (Avon Gorge à Bristol) au Sud de l'axe Brabant-Pays de Galles. Dans l'Auge Hennuyère au Nord (Synclinorium de Namur), la formation contemporaine contient des niveaux anhydritiques (Saint-Ghislain).

I-2-e- La Grande Brèche / Calcaire de Seilles (V3a ou ancien V2c de la carte)

A ce niveau, en Belgique, existent de fortes épaisseurs (jusque 30 à 50 m) de brèches. Elle a été définie par Pirlet en 1972 et interprétée par ce même auteur comme un olisthostrome. Elle est sous-jacente au Warnantien et présente les particularités suivantes :

- blocs d'âges très variables ;
- ravinement du toit et du mur ;
- ciment ou matrice ne présentant aucun caractère sédimentaire ;
- pseudomorphoses de gypse.

L'origine de cette brèche est encore très discutée. En 1986, Mamet *et al.* l'ont interprétée comme une "collapse breccia" ou brèche de dissolution.

I-2-f- Le Calcaire de Thon-Samson (V3b ou ancien V2c)

La localité type se situe sur le Bord Nord du Synclinorium de Namur. C'est Pirlet (1963) qui a défini le Calcaire de Thon-Samson. Il s'agit d'un calcaire stratifié et rythmé, la partie stromatolithique des séquences devenant de plus en plus importante vers le sommet.

Cet ensemble, épais de 35 m environ, est transgressif sur les formations algaires et évaporitiques du V3a et représente une nette ouverture marine après un confinement assez long.

I-2-g- Les couches de Warnant (V3c)

Redécrites en 1983 par Conil (inédit), les couches de Warnant, dans l'Auge dinantaise, comportent deux membres :

- un membre inférieur, épais de 7 m, composé de calcaire bioclastique bleu foncé à cherts, avec des intercalations schisteuses;
- un membre supérieur, épais de 8 m, qui est une alternance de calcaire argileux, de phtanites et de schistes et qui se termine par des schistes à nodules phosphatés.

Les couches de Warnant sont caractérisées par des pics de radioactivité accrue (uranium).

I-3- Milieux de dépôt et climats (d'après Michot, 1980 et Paproth *et al.*, 1983)

La plate-forme dinantienne occupait la partie méridionale d'un vaste domaine à sédimentation carbonatée (fig. 3). A la fin du Tournaisien, la baisse du niveau de la mer entraîne l'émersion des marges de l'Auge Hennuyère. La transgression du Viséen se fait en **trois étapes majeures** avec le développement de faciès principalement oolithiques, algaires, rythmiques et évaporitiques.

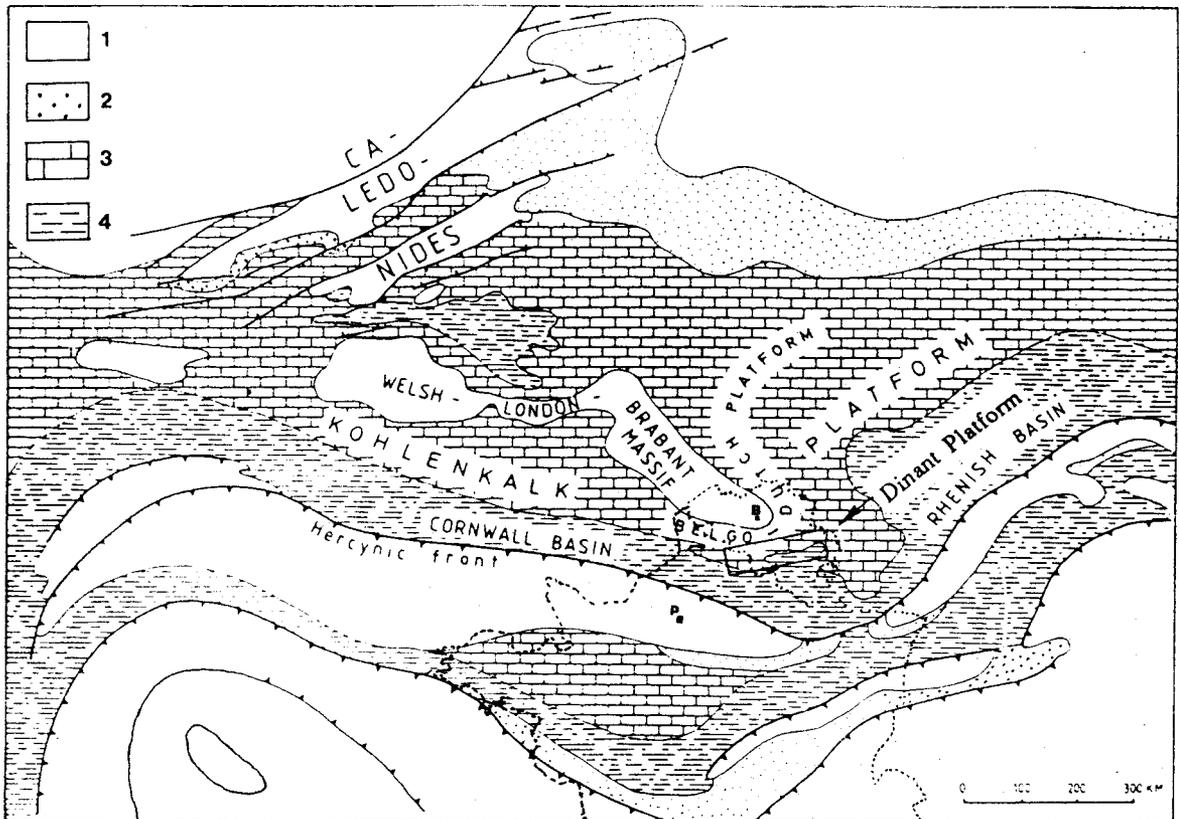


Fig. 3 - Schéma paléogéographique : position de la plate-forme carbonatée dinantienne ("Kohlenkalk platform") au Carbonifère inférieur (d'après Van Steenwinkel, 1988, modifié d'après Ziegler, 1982 et Paproth *et al.*, 1984).

B : Bruxelles ; P : Paris ; 1 : massifs calédoniens ; 2 : dépôts siliciclastiques ; 3 : carbonates ; 4 : dépôts de bassin.

Une **première transgression** a lieu au V1 avec plusieurs oscillations. Elle est suivie d'une émergence et aboutit à la formation de lagons évaporitiques (V2a). Dans l'Auge Hennuyère, il y a dépôt de carbonates et d'évaporites et dans l'Auge Campine, de calcaires. Le comblement de ces zones sera presque total après les dépôts du V2a. Le Banc d'Or de Bachant (banc argileux contenant des galets) termine la séquence (Paproth *et al.*, 1983).

La **deuxième séquence** couvre le V2b et le V3a. Avec les dépôts du V2b, l'aplanissement semble total et permet le développement de stromatolithes sur toute la plate-forme. L'extension générale des faciès rythmiques se suit d'Aix-la-Chapelle (Allemagne) au

Sud-Ouest de l'Angleterre. Les faciès marins francs atteignent leur expansion maximale au V2b β et γ . Ensuite, le passage aux faciès restreints et évaporitiques (V3a) est progressif.

C'est à la fin du V2b que commence la régression généralisée qui se poursuit jusqu'à la fin du V3a. On observe ainsi, localement, des milieux très confinés.

Enfin, la troisième séquence, au V3b, voit apparaître les calcaires crinoïdiques de Thon-Samson avec la réapparition rapide des faciès stromatolitiques et évaporitiques. Au milieu du V3b (V3b β), apparaissent des couches houillères. Les marqueurs argileux deviennent abondants. Au V3c, le changement de faciès est total. Au sommet de la formation, les shales à nodules phosphatiques s'intercalent dans les bancs de calcaires argileux. Le V3c voit donc le passage des carbonates aux dépôts détritiques du Carbonifère houiller.

La série viséenne supérieure (V2b-V3b et peut-être le V3a avant d'avoir été bréchifié) se caractérise donc par un rythme zoo-phytogène (Michot, 1980). Les rythmes d'épaisseur métriques à plurimétriques débutent par une phase zoogène et terminent par une phase phytogène. On observe du bas vers le haut de chaque rythme une granodécroissance. La phase phytogène est composée de bancs construits de type algaire entre lesquels s'est déposé de la micrite. La fin d'un rythme est soulignée par une rupture sédimentologique très nette, souvent le ravinement de la fraction phytogène par le banc zoogène sus-jacent. Les formations qui présentent un rythme standard sont le V1b, le V2b et le V3b inférieur. Dans ce rythme standard, peuvent s'intercaler des calcaires oolithiques : c'est le cas du V2a. L'ensemble de la sous-phase rythmique zoo-phytogène se caractérise par des conditions de très faible profondeur d'eau, voire à fleur d'eau et intertidales.

La plate-forme était d'une grande stabilité; la subsidence était homogène sur toute l'étendue qu'on lui connaît avec des saccades dans la sédimentation (faciès zoogène marin / faciès algaire confiné). De plus, la présence d'évaporites a été notée en divers endroits. Cette sédimentation a recouvert le seuil paléobrabançon. La plate-forme néritique s'étend depuis le seuil paléobrabançon jusqu'à la partie centrale du Synclinorium de Dinant.

II- LE VISÉEN EN ALLEMAGNE, EN ANGLETERRE ET EN IRLANDE

II-1- En Allemagne

Les affleurements viséens en Allemagne sont dans le prolongement des coupes belges, notamment celles du Massif de la Vesdre.

Le Viséen inférieur (V1a), appelé "Vaughanites Oolith" (fig. 4), est composé d'un calcaire oolithique et algaire d'une épaisseur de 20 m (Kasig, 1980). A ce niveau, succèdent des calcarénites et calcilutites avec un horizon brèchique, épais de 15 m : "Untere Zyklen-folge" (V2a). Celui-ci est séparé de l'"Obere Zyklen-folge" (V2b) par un niveau argileux considéré jusqu'alors comme le Banc d'Or de Bachant. Mais Delcambre (1989) pense

que ce lit ne peut être admis comme tel car la typologie des zircons n'est pas la même que celle observée dans la cinérite du Banc d'Or. L'"Obere Zyklen-folge" présente les mêmes sédiments que l'"Untere Zyklen-folge" mais avec plusieurs horizons bréchoïdes et atteint une puissance de 85 m.

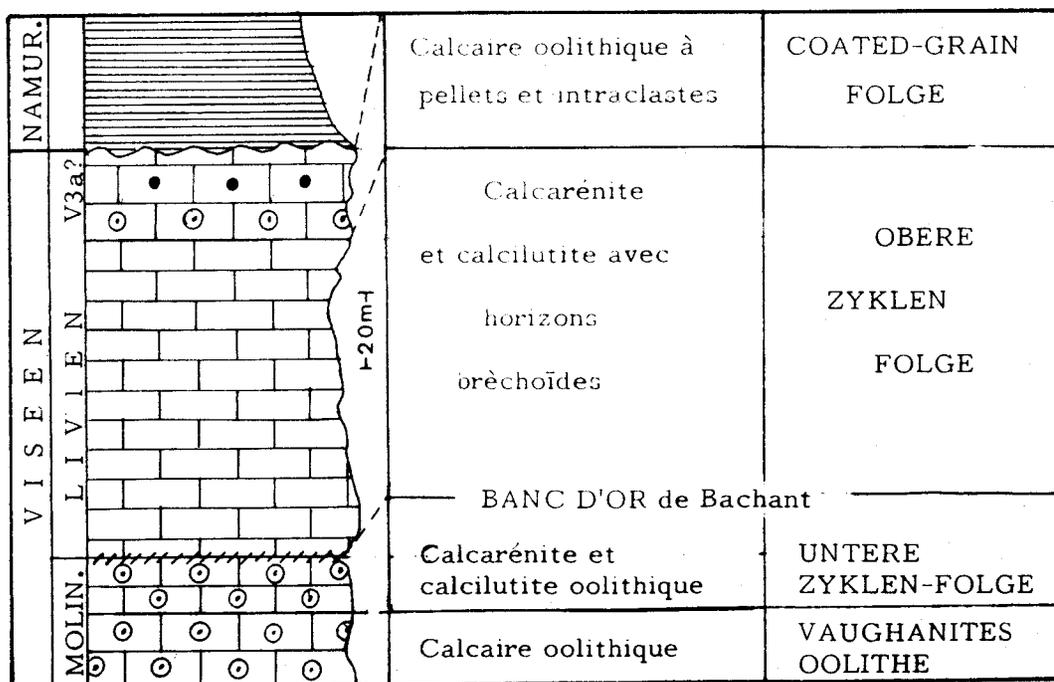


Fig. 4 - Log lithostratigraphique du Viséen moyen et supérieur d'Allemagne (d'après Kasig, 1980).

Le V3a, ou "Coated-Grain-Folge", est un ensemble de calcaires oolithiques avec intraclastes, pellets, pseudo-ooïdes et bioclastes. Une incertitude demeure cependant sur son âge en raison de la pauvreté de la faune.

Le Namurien vient en discordance sur ces niveaux oolithiques. Le V3b et le V3c n'ont donc pas été identifiés dans la région d'Aix-la-Chapelle. Il en va de même pour le V1b.

La sédimentation rythmique est du même type que celle décrite en Belgique (rythme zoo-phytogène) durant le Livien (Boonen et Kasig, 1979, fig. 3, p. 133).

II-2- En Angleterre

Les carbonates de plate-forme affleurent principalement dans le SW de l'Angleterre. Ils atteignent plus de 1000 m d'épaisseur dans la région de Bristol. Au Viséen inférieur se sont déposés des carbonates de plate-forme peu profonde renfermant des récifs waulsortiens. Le Viséen moyen débute par des calcaires oolithiques plus ou moins bien développés puis se déposent des carbonates d'eaux très peu profondes jusqu'au Namurien qui est discordant sur les dépôts sous-jacents (Ramsbottom, 1980).

Il faut signaler la présence de niveaux pédologiques dans cette série viséenne. Wright (1982) a décrit un de ces horizons dans la Formation de Llanelly au Sud du Pays de Galles.

II-3- En Irlande

Dans la région centrale, la série viséenne semble mieux développée qu'en Angleterre. Elle débute par 200 m environ de grès qui passent verticalement à des calcaires purs (250 m) ou des calcaires argileux (250 m). Quelques passées gréseuses sont intercalées dans ces derniers. Au Viséen moyen et supérieur, sédimentent des calcaires à cherts (350 m) puis des niveaux d'évaporites auxquelles succèdent des calcaires argileux.

On remarque une activité volcanique entre l'Arundien et l'Asbien qui a donné naissance à des laves basaltiques ainsi que la présence d'un conglomérat non marin (Lane Conglomerate) entre le Chadien et l'Arundien sur des calcaires chadiens karstifiés, suivi par des calcaires oolithiques et bioclastiques (Naylor *et al.*, 1980).

III- LE VISÉEN DANS LE NORD DE LA FRANCE

III-1- Le Boulonnais

Le Viséen affleure dans le Massif de Ferques. Il est traditionnellement rattaché au Viséen du Bassin de Namur. D'autres noms de formations sont employés; d'une part par rapport à la Belgique, d'autre part selon la situation par rapport à la faille de Ferques (fig. 5).

Tout le Viséen inférieur (V1a-V1b) et le V2a constituent une seule formation : la Dolomie de Huré (épaisse de plus de 100 m). Puis on rencontre le Banc d'Or de Bachant qui est selon Vachard (Huyghe *et al.*, 1991), dans le Boulonnais, intra-V2a. A ce niveau, succède le Calcaire du Haut-Banc (V2a pro parte, V2b α - β) qui est semblable, sédimentologiquement, au Calcaire de Lives. Un banc argileux rouge, épais de 20 à 60 cm, sépare la formation précédente de la Dolomie à *Lithostrotion martini* (V2b γ - δ).

Fig. 5 - Tableau de corrélation du Viséen de Belgique, de l'Avesnois et du Boulonnais.

Carte géologique 1922	Belgique auct.	BELGIQUE Auge dinantaise	AVESNOIS (Nord)	B O U L O N N A I S		Belgique auct.
				ALLOCHTONE	AUTOCHTONE	
V2c	V3c	Couches de Warnant	Sh. de la Queue-Noir-Jean	Calcaire noir de Réty	Calcaire noir de Réty	V3c
	V3b γ	Calcaire d'Anhée	Calcaire de St-Hilaire et St-Rémy-Chaussée	Calcaire Joinville	Calcaire "Joinville"	V3b γ
	V3b β	Calcaire de Poilvache			Calcaire "Napoléon"	V3b β
	V3b α	Petit granite de Thon-Samson		V3b α		
(V2cx)	V3a γ	(Calcaires à pâte fine)	Calcaire de Limont ou Grande Brèche	Napoléon	Calcaire Lunel	V3a γ
	V3a β	Grande Brèche		Grand Mélange		V3a β
	V3a α	Calcaire de Seilles		Calcaire Lunel		V3a α
V2b (V2bx)	V2b	Formation de Lives (Petite Brèche)	Formation de Lives	Dolomie * à <i>Siphonodendron sp.</i>	Dolomie * à <i>Siphonodendron sp.</i>	V2b
				Niveau argileux rouge		
V2a	V2a	Formation de Neffe	Formation de Neffe	Calcaire du Haut Banc	Calcaire du Haut Banc	V2a-V2b
				BANC D'OR DE BACHANT		
V1b	V1b	Calcaire de Salet	Formation du Grimour	Dolomie du	Dolomie du	V1b
V1a	V1a	Calcaire noir de la Molinee	Calcaire noir de la Molinee	Huré	Huré	V1a

(*) Dolomie à *Siphonodendron sp.* (*Lithostrotion martini auct.*)

Puis, si l'on s'en tient à l'allochtone, vient le Calcaire de Lunel (V3a α) qui est un calcaire à rythmes zoo-phytogènes, épais de 60 m. C'est dans ce niveau que Hoyez (1970-1971) a défini la séquence virtuelle du Viséen (fig. 6).

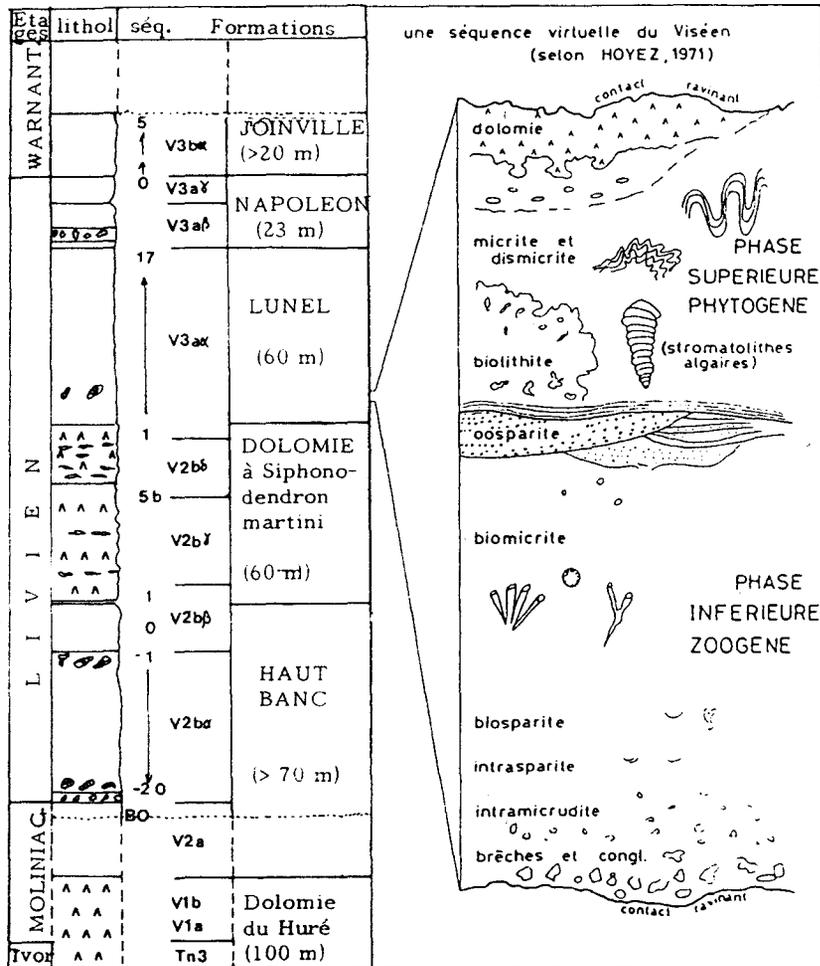


Fig. 6 - Le Viséen exploité aux Carrières du Boulonnais dans l'allochtone et une séquence virtuelle du Viséen (d'après Colbeaux et Robaszynski, 1981 et Hoyez, 1971). Les âges ont été sensiblement modifiés (cf. fig. 5 et Pud'homme *et al.*, 1992).

Le V3a β - γ , épais de 23 m, est un calcaire algaire ne ressemblant à aucune formation belge, que ce soit du Bassin de Namur ou du Bassin de Dinant. Le Calcaire de Joinville (V3b α), de plus de 20 m d'épaisseur, est un calcaire algaire (rubané) comprenant de nombreux niveaux argileux. Le sommet du Viséen est marqué par un calcaire noir, le Calcaire de Réty, qui assure le passage avec les terrains houillers (Colbeaux et Robaszynski, 1981). Une étude complémentaire a permis de préciser les différences existant entre l'Allochtone et l'Autochtone (fig. 5; Prud'homme *et al.*, 1992). Le Banc d'Or apparaît diachrone entre le Boulonnais et la Belgique.

III-2- L'Avesnois

III-2-a- Généralités

L'Avesnois correspond à l'extrémité occidentale du Bassin de Dinant. Il y aura donc une grande similitude avec les formations de ce bassin. Les formations viséennes s'étendent de l'Ouest d'Epinoy à Jeumont. Le forage d'Epinoy (3952 m) a traversé 1058 m de Dinantien dont 690 m de Viséen (dont l'épaisseur est exagérée par les écaillages intra-viséens) tandis que le forage de Jeumont (4938,10 m) a rencontré 675 m de Dinantien. Entre ces deux sites, le Viséen affleure, notamment dans les carrières qui exploitent le calcaire viséen pour la fabrication de la chaux, du ciment, ...

III-2-b- Le Viséen à l'affleurement

Les principaux sites sont répartis dans les différentes bandes synclinoriales au cœur desquelles affleurent le Viséen (fig. 7). Du Nord au Sud :

- la bande de Bachant-Ferrière (1)

On y observe le Viséen inférieur, moyen et supérieur (parfois incomplet). Les carrières n'ont été ouvertes que dans le Viséen inférieur et moyen (Limont-Fontaine, Bachant).

- La bande de Taisnières-Solre -le-Château (2)

Tout le Viséen y affleure. On observe le Viséen inférieur et moyen dans l'ancienne carrière du Pont-des-Loups et le Viséen moyen et supérieur au lieu-dit de la Queue-Noir-Jean.

- La bande de Marbaix-Avesnes(3)

C'est dans ce secteur qu'affleurent le mieux les terrains du Viséen inférieur (Marbaix-Godin). Le Viséen moyen est visible dans les carrières Bocahut (Godin) encore en exploitation. Néanmoins, le V2b n'y est pas complet par lacune ou tronqué par érosion. Le Viséen supérieur est totalement absent dans cette bande.

- La bande d'Etrœungt (4)

Seul le V1a y est représenté.

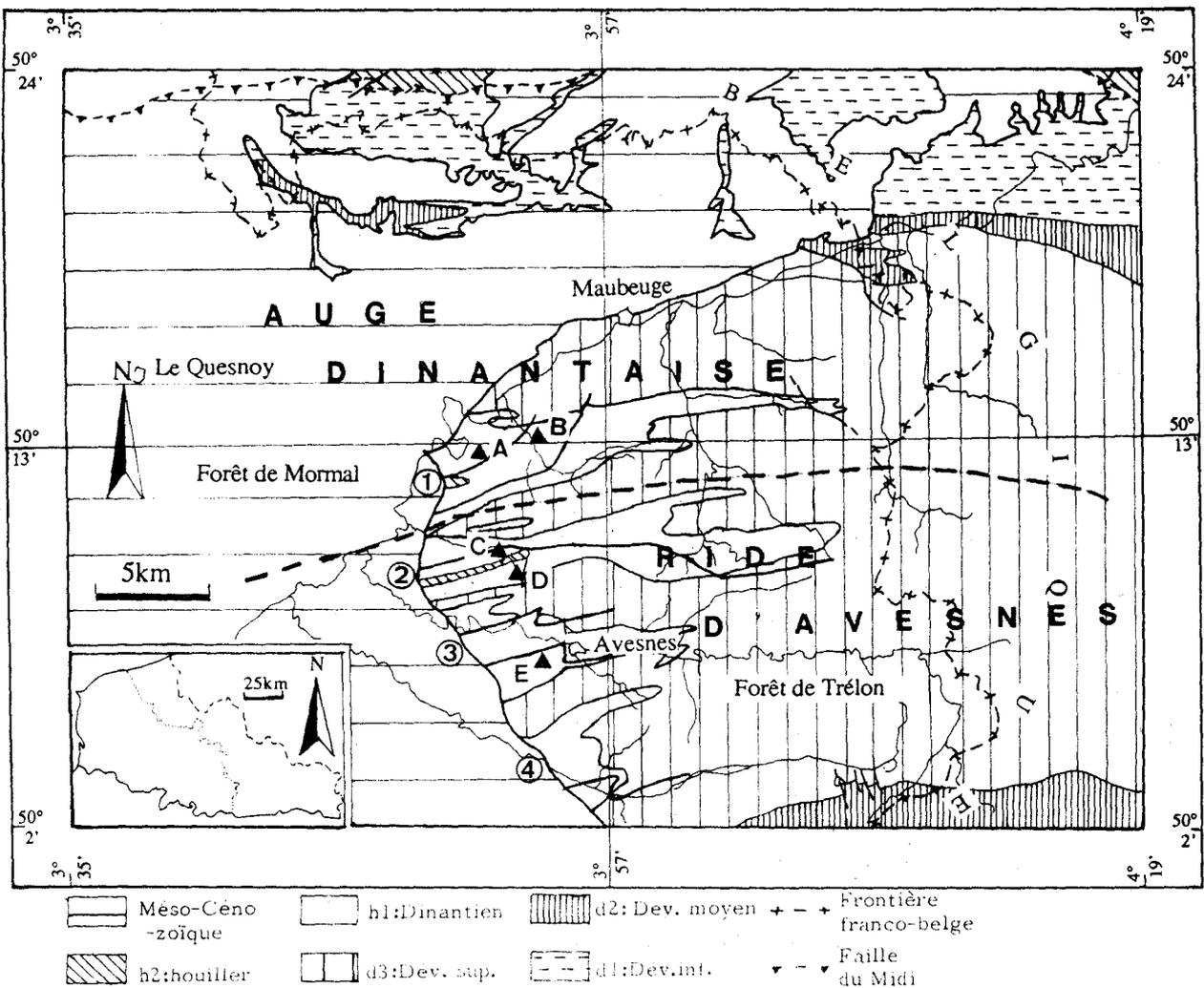


Fig. 7 - Carte géologique simplifiée de l'Avesnois (d'après Khatir, 1989, modifiée).

1 : Synclinorium de Bachant ; 2 : Synclinorium de Taisnière-en-Thiérache ; 3 : Synclinorium d'Avesnes ; 4 : Synclinorium d'Etrœungt ; A : Bachant ; B : Limont-Fontaine ; C : Queue-Noir-Jean ; D : Pont des Loups ; E : Avesnes (Godin).

III-2-c- La série viséenne dans l'Avesnois (fig. 8)

Les formations ont été étudiées par Waterlot (1969), Trentesaux (1989) et Mansy *et al.* (1989).

Ces derniers ont établi une correspondance entre les différentes nomenclatures employées dans le Dinantien de l'Avesnois (fig. 9). Pour faire le parallèle avec la Belgique, il suffit de se reporter au tableau de corrélation (fig. 5).

SERIES	ETAGES	ZONES MICROPAL.	LITHOSTRATIGRAPHIE		BELGIQUE <small>aucr.</small>	CARTE GEOL.	ZONES BRACHIOPODES (auctores)	
			SYNCLINAUX SUD	SYNCLINAUX NORD				
VISEEN	WARNANTEN <small>sup.</small>	δ Cf6 Gnathodus bilineatus	?	SCH.,PHT. DE LA QUEUE NOIR-JEAN	V3c	h2b2	Latiproductus latissimus	
				CALCAIRES DE ST-HILAIRE ET DE ST-REMY-CHAUSSEE	V3b		Gigantoproductus giganteus	
	LIVIEN	Cf5	?	CALCAIRE DE LIMONT	V3a		Fluctuaris undata	
				FORMATION DE LIVES	V2b	h2b1	"P oductus cora"	
	MOLINIACIEN	δ Cf4	Mestognathus prebeckmanni-beckmanni		BANC D'OR		V2a	h2a
					FORMATION DE NEFFE	V2a	Levitusia sublaevis	
				FORMATION DE TERWAGNE	FORMATION DU GRIMOIR	V1b	Delepinea comoides	
				FORMATION DE GODIN	Fm. DE MOLIGNEE ("CALC. NOIR DE BACHANT")	V1a		
TOURNAISIEN	IVORIEN	Cf3 Cf2	FORMATION DU GRIVES	FACIES DE LEFFE	Tn3	h1b	Spirifer (?) subcinctus	
			FACIES DU CAMP DE CESAR	WALSORTIEN				Spirifer (?) konincki
	HASTARIEN	Cf1	Siphonodella ?		?		Tn2c	Unispirifer gr. tornacensis
					CALCAIRE DE LANDELIES ("PETIT-GRANIT D'AV. ET DE MARBAIX")		Tn2b	
					Fm. DU PONT D'ARCOLE ("SCH./ D'AVESNELLES A Sp. peracuta")		Tn2a	
DEV. SUP.	FA STRUNIEN	Df3 LV		Fm. D'AVESNELLES ("CALC. NOIR D'AVESNELLES")	Tn1b	Spinocarinifera nigra		
				FORMATION D'ETROEUNGT	Tn1a	h1a		
				FORMATION DE L'EPNETTE	Fa2d	d6b		

Fig. 9 - Correspondance entre les différentes nomenclatures employées pour le Dinantien de l'Avesnois (d'après Mansy *et al.*, 1989).

- la Formation de Godin (V1a) : 70 m.

Il s'agit d'une formation oolithique assez monotone. Deux niveaux bréchiques ont été repérés mais ils ne se poursuivent pas latéralement.

- la Formation de Terwagne (V1b) : 92 m

La sédimentation rythmique de cette formation est marquée par une alternance de calcaires ou de dolomies plus ou moins sombres (Trentesaux, 1989).

- la Formation de Neffe (V2a) : 50 m

La Formation de Neffe, épaisse de 50 m, est calcaire, oolithique et arythmique (Trentesaux, 1989). Elle est divisée en 3 membres :

- Neffe 1 : 16 m Calcaire clair massif contenant d'assez nombreux Gastéropodes *Straparollus*;

- Neffe 2 : 22 m. Calcaires et dolomies plus sombres à niveaux de *Chonetes*;
 - Neffe 3 : 12 m. Calcaire riche en Crinoïdes et en Coraux.
- Le Banc d'Or de Bachant, qui sépare le V2a du V2b, est épais de 7 cm à Godin.

- La Formation de Lives (V2b)

A Avesnes, la Formation de Lives n'est visible que sur 28 m ; elle est rythmique, calcaire ou dolomitique, de couleur sombre (Trentesaux, 1989).

- La Grande Brèche ou Calcaire de Limont (V3a)

Dans l'Avesnois, cette brèche affleure dans la carrière de la Queue-Noir-Jean près de Saint-Rémy-Chaussée. Elle a une épaisseur d'environ 35 m (Carpentier, 1913) et prend le nom de Calcaire bréchiforme de Limont (Waterlot, 1969).

- Le Calcaire de Saint-Hilaire et de Saint-Rémy-Chaussée (V3b)

Le Calcaire de Saint-Hilaire et de Saint-Rémy-Chaussée a une épaisseur variable de 7 m (Avesnes) à 30 m (Bachant, Taisnière) (Waterlot, 1969). Il correspond au Calcaire de Thon-Samson. C'est un calcaire bleu noir, plus ou moins dolomitique, compact ou oolithique, à grain fin.

- Schistes de la Queue Noir Jean (V3c) : 7m

Il s'agit de l'équivalent latéral des couches de Warnant. Ce sont des schistes noirs et des phtanites en bancs continus avec quelques calcaires à phtanites.

IV- PALÉOGÉOGRAPHIE ET STRUCTURE

IV-1- Paléogéographie

L'Avesnois se situait à l'extrémité occidentale de la plate-forme dinantienne. Au Moliniacien, on distingue plusieurs zones paléogéographiques (fig. 10)

- le Bassin de Campine ;
- l'Auge Hennuyère, dans l'Ouest du Synclinorium de Namur ;
- le Condroz et l'Auge Dinantaise dans le Synclinorium de Dinant ;
- la ride d'Avesnes.

L'Avesnois est divisée en deux domaines :

- la partie septentrionale fait partie de l'Auge Dinantaise ;
- la partie méridionale est située sur la ride d'Avesnes (fig. 7).

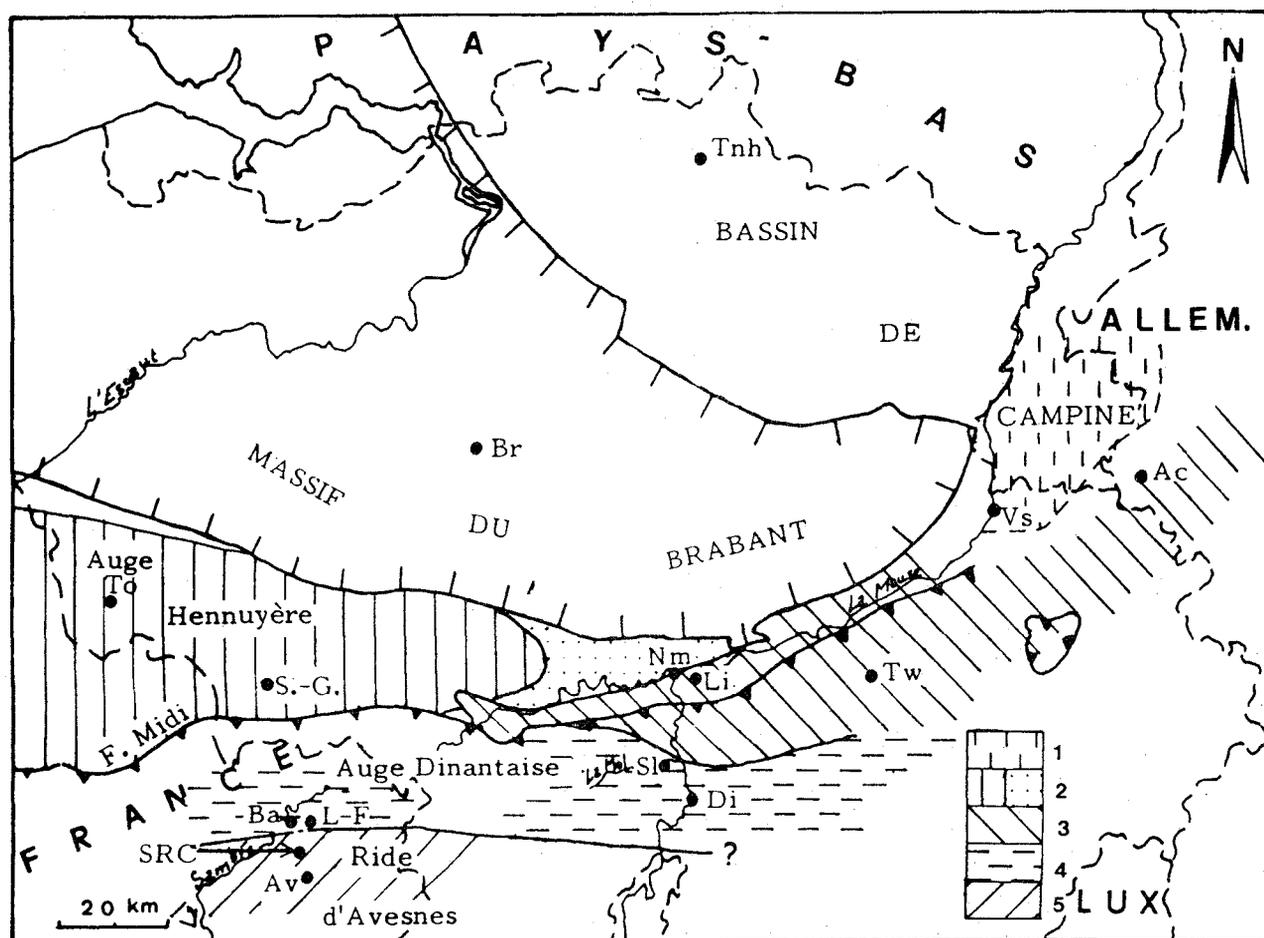


Fig. 10 - Esquisse de répartition des faciès du Moliniacien (d'après Mansy *et al.*, 1989).

1 : Bassin de Campine ; 2 : Auge Hennuyère et marge ; 3 : Condroz et faciès orientaux ; 4 : Auge Dinantaise ; 5 : Ride d'Avesnes.

Aa : Aachen (Aix-la-Chapelle) ; Av : Avesnes ; Ba : Bachant ; Br : Bruxelles ; Di : Dinant ; L.-F. : Limont-Fontaine ; Li : Lives ; Nm : Namur ; S.-G. : Saint-Ghislain ; Sl : Salet ; SRC : Saint-Rémy-Chaussée ; To : Tournai ; Tnh : Turnhout ; Tw : Terwagne ; Vs : Visé.

IV-2- La tectonique

Après le cycle hercynien, dont l'événement majeur, dans nos régions, est la phase asturienne, les terrains viséens ont acquis leurs grands traits structuraux. Le plus important est le chevauchement, appelé Faille du Midi, qui fait reposer la Nappe de Dinant ou Allochtone Ardennais (Bassin de Dinant) sur le Parautochtone Brabançon (Bassin de Namur). Ce déplacement serait de l'ordre de la centaine de kilomètres (Meilliez et Raoult, 1987).

Le style tectonique de l'Avesnois avait été décrit en plis droits et ouverts, affectés de failles verticales (Delattre *et al.*, 1967). Khatir (1990) a repris la cartographie de ce secteur et en a proposé une nouvelle interprétation structurale. C'est sur ses travaux que je me base. Toutes les cartes géologiques de mon travail sont tirées de la carte récemment établie par Khatir (1990 ; pl. HT n°1).

La figure 11 donne une idée du style tectonique tel qu'il est perçu actuellement.
Le taux de raccourcissement a été estimé à 40%.

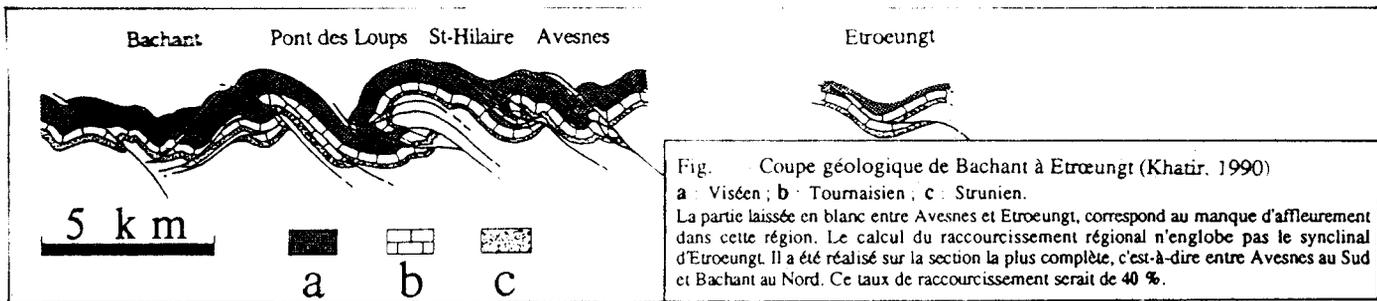


Fig. 11 - Coupe géologique de Bachant à Etrœungt (d'après Khatir, 1990).

Le Viséen de l'Avesnois affleure donc à la faveur d'une succession synclinoriale affectée de failles transversales et subparallèles à la direction générale.

CHAPITRE 2

BUT DU TRAVAIL

I- BUT DU TRAVAIL ET PROBLÈMES

Même si elle apparaît bien connue, la sédimentologie des calcaires viséens de l'Avesnois n'avait pas été étudiée précisément depuis Carpentier (1911). Les successeurs ont effectué des observations générales ou ponctuelles. C'est en 1988 qu'un regain d'intérêt apparaît et de nouveaux travaux voient le jour (Mansy *et al.*, 1989 ; Trentesaux, 1989). Dans ce cadre précis, s'inscrit cette étude : des levés de coupe sont devenus indispensables pour une meilleure compréhension des phénomènes sédimentologiques et/ou tectoniques.

Le but de ce travail est de préciser la nature des sédiments des coupes choisies, ainsi que leur évolution verticale et latérale. Une datation, basée sur les foraminifères, contribue à établir des corrélations, d'une part à travers l'Avesnois, d'autre part avec les coupes belges.

Dans un premier temps, les formations seront examinées sous l'aspect lithologique en respectant l'ordre chronologique dans un "site-référence". Les autres sites sont ensuite comparés à ce dernier. Les milieux de dépôts et leur évolution en seront déduits ainsi que quelques éléments sur la diagenèse.

La deuxième partie sera consacrée à l'aspect diagénétique des carbonates viséens. Trois centres d'intérêt sont retenus : l'association avec des évaporites, la dolomitisation et l'étude de la fraction argileuse. La méthodologie est présentée dans le chapitre suivant.

Pour conclure ce travail, les résultats sont intégrés aux connaissances antérieures pour proposer une reconstitution à l'échelle du bassin.

Deux cibles apparaissent importantes :

Le Banc d'Or de Bachant (qui forme la limite de terrain entre la Formation de Neffe et la Formation de Lives). Des hypothèses seront émises.

La Grande Brèche (V3a) : plusieurs hypothèses de genèse ont déjà été proposées mais aucune ne fait l'unanimité. Un examen plus approfondi des évaporites est réalisé pour tenter de faire la part des choses entre la sédimentologie et la tectonique.

Dans l'ensemble du texte, les notations V2a, V2b, V3a,... sont considérées comme des indicateurs chronologiques et ne sont donc pas mises entre guillemets.

II- PRÉSENTATION DU SECTEUR D'ÉTUDE

Le Viséen affleure dans quatre bandes (fig. 7) et seules les bandes de Bachant, Ferrière-la-Petite, Taisnières-en-Thiérache et Marbaix-Avesnes présentent des terrains du Viséen moyen et supérieur.

II-A- La bande de Bachant - Limont-Fontaine (fig. 12 et 13)

Trois carrières sont échantillonnées, deux à Bachant, situé à 11 km au NW d'Avesnes et la troisième à Limont-Fontaine, à 10 km au Nord d'Avesnes.

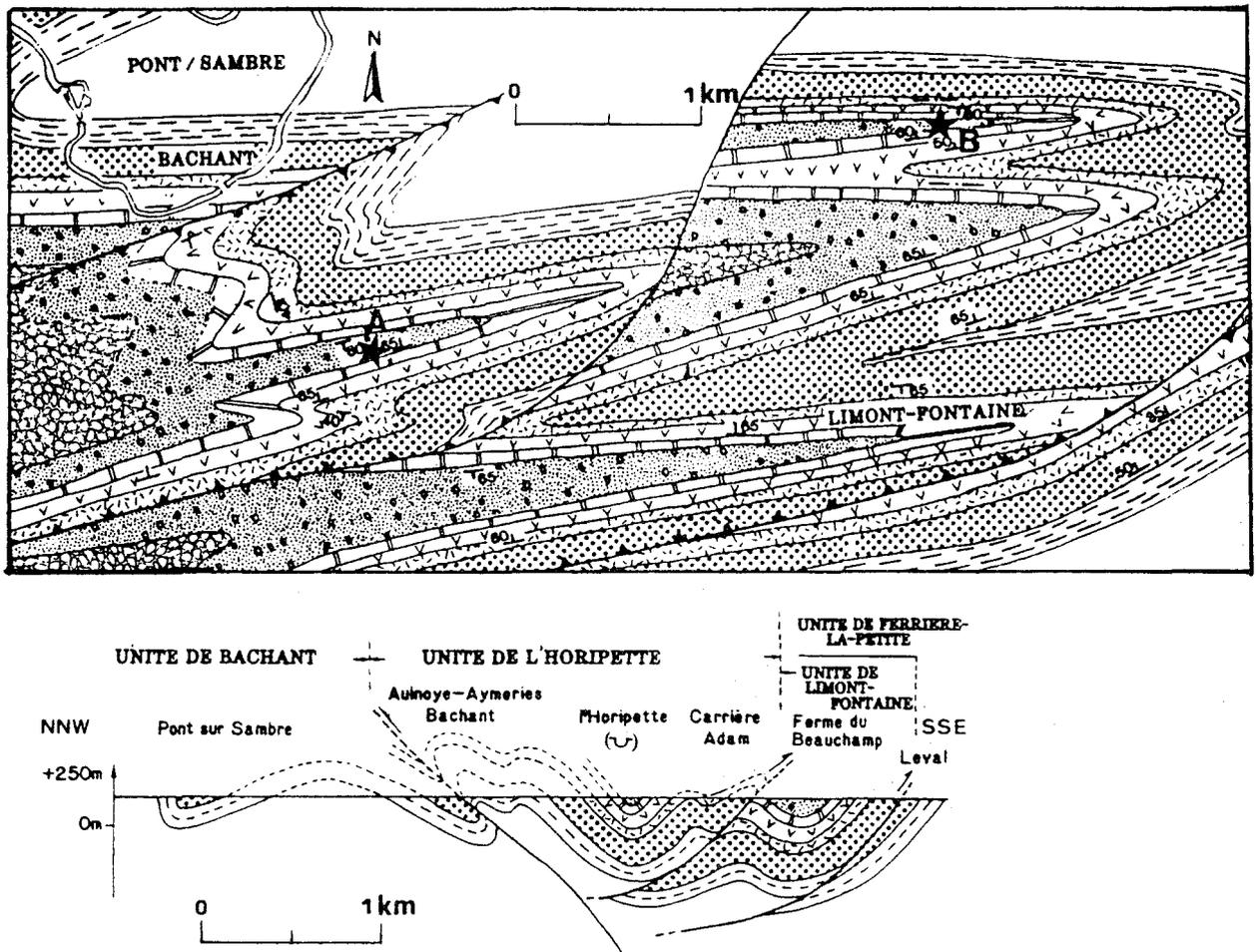


Fig. 12 - Carte et coupe géologiques du secteur de Bachant et Limont-Fontaine (d'après Khatir, 1990). A : carrières de Bachant ; B : carrière de Limont-Fontaine. voir légende fig. 13.

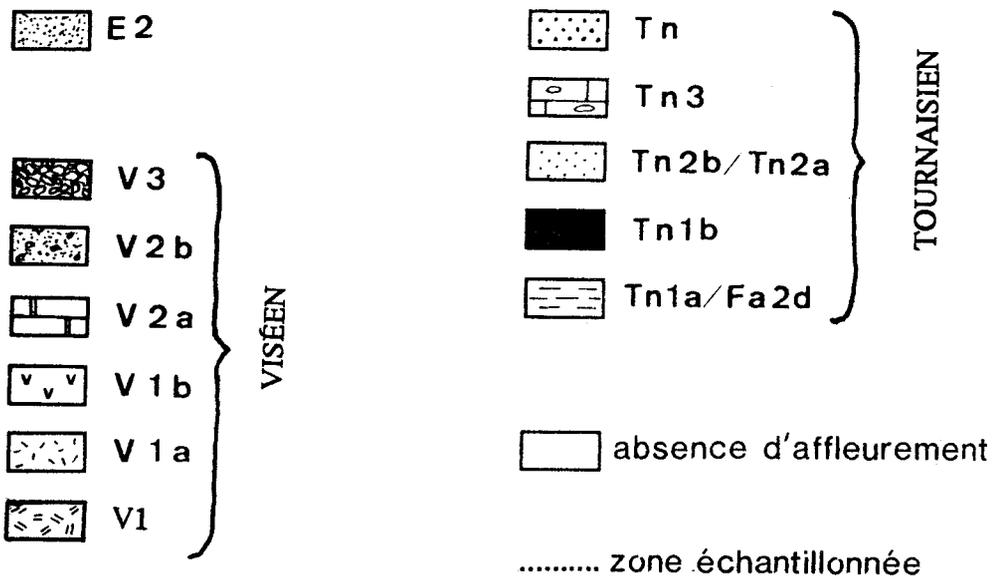


Fig. 13 - Légende des cartes et des coupes géologiques.

II-A-1- Les carrières de Bachant (fig. 14)

Les terrains viséens affleurent à Bachant dans les anciennes carrières Boschetti : les carrières de l'Horipette et Malakoff qui ne sont plus en exploitation depuis une vingtaine d'années.

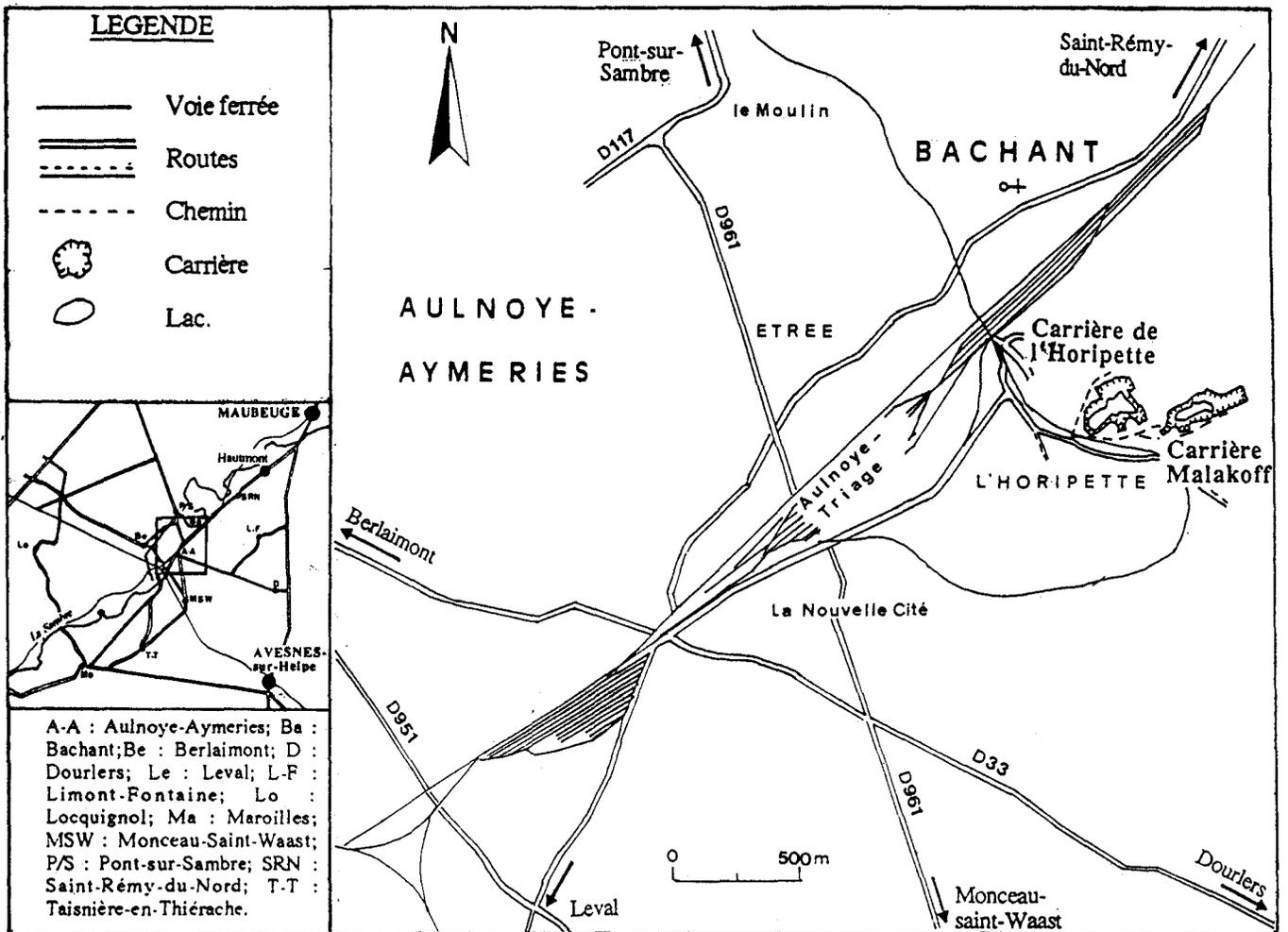


Fig. 14 - Localisation des carrières de Bachant.

II-A-1-a- La Carrière de l'Horipette (fig. 15)

Cette carrière, en partie inondée, est ouverte dans la Formation de Lives (V2b) qui affleure au cœur du "synclinal de l'Horipette". Le Banc d'Or de Bachant, niveau repère depuis le SW de l'Angleterre jusqu'à Aix-la-Chapelle, en Allemagne, y est bien développé. A l'extrémité SSE du front de taille est exposée la Formation de Neffe (V2a).

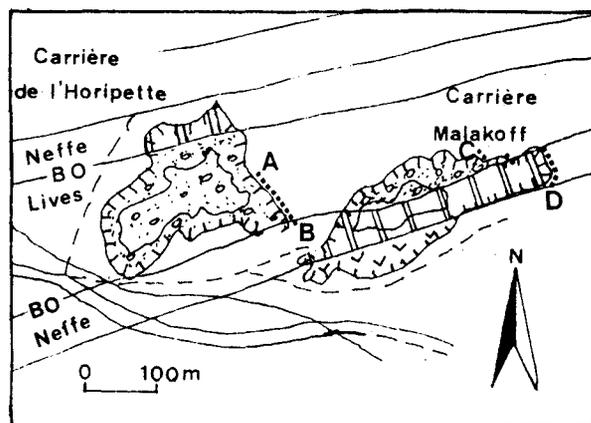
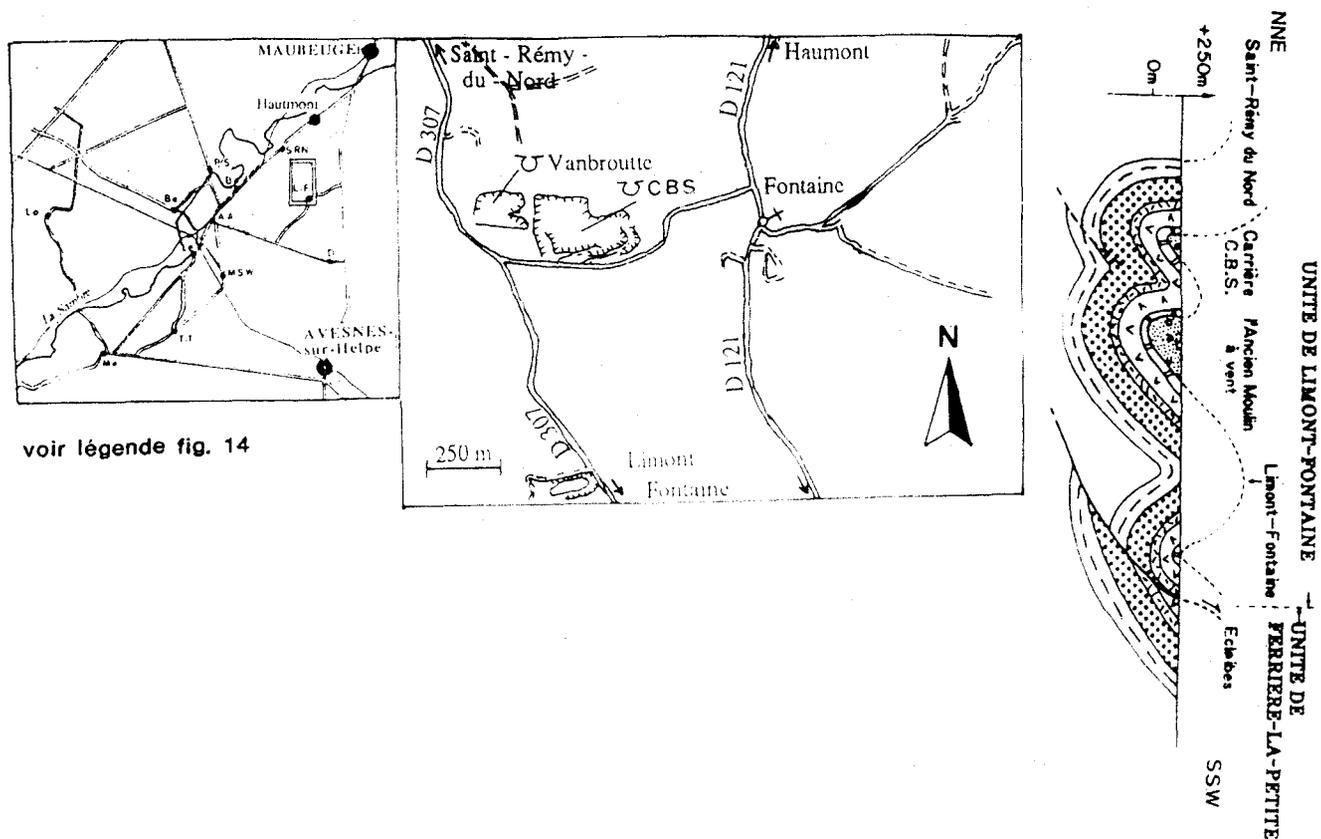


Fig. 15 - Plan des carrières de Bachant (voir légende fig. 13). Log de la zone échantillonnée A-B, Vol. 2, Part. III, pl. XIV-1, 2, 3 et log de la zone échantillonnée C-D, Vol. 2, Part. III, pl. XV-1, 2, 3, 4.

II-A-1-b- La Carrière Malakoff (fig. 15)

Elle est située 200 m à l'Est de la précédente. La Formation de Neffe (≈ 50 m) affleure dans la plus grande partie de l'excavation, la Formation de Lives dans le secteur Nord. Le banc d'Or de Bachant peut être suivi dans toute la carrière.

II-A-2- La carrière de Limont-Fontaine (fig. 16)



voir légende fig. 14

Fig. 16 - Localisation de la carrière C.B.S. de Limont-Fontaine et coupe géologique (d'après Khatir, 1990).

La carrière échantillonnée est la carrière C.B.S. (carrières du Bassin de la Sambre) actuellement en exploitation (fig. 17).

C'est la paroi occidentale qui est étudiée. Elle présente du Nord vers le Sud les terrains suivants : la Formation de Terwagne (*pro parte*), la Formation de Neffe (≈ 55 m), la Formation de Lives (*pro parte*). Le Banc d'Or qui sépare les deux dernières y est visible.

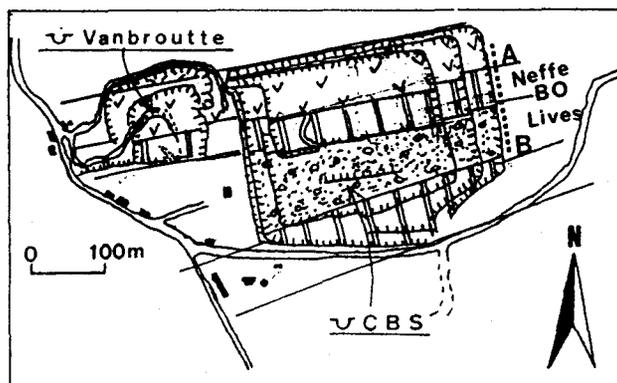


Fig. 17 - Plan de la carrière CBS de Limont-Fontaine (voir légende fig. 13). Log de la zone échantillonnée A-B, Vol. 2, Part. III, pl.XVI-1, 2, 3, 4.

II-B- La bande de Saint-Rémy-Chaussée - Saint-Aubin (fig. 18)

Dans cette bande, deux carrières sont examinées.

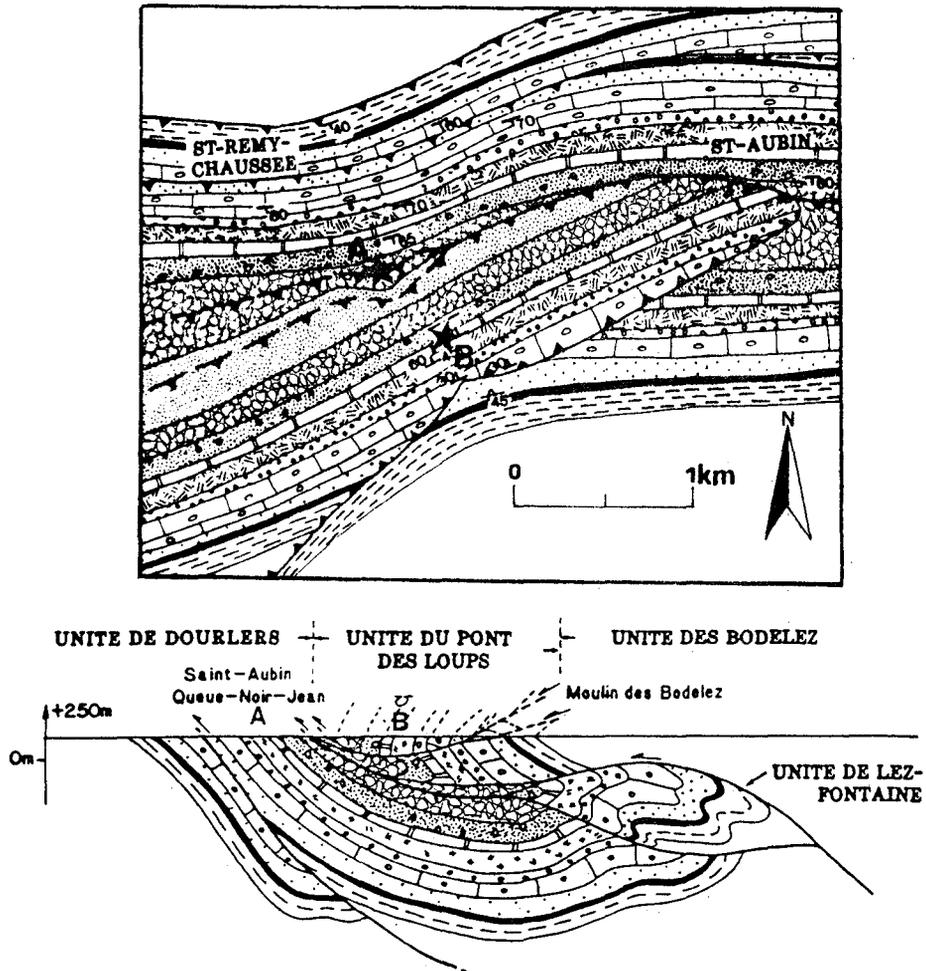
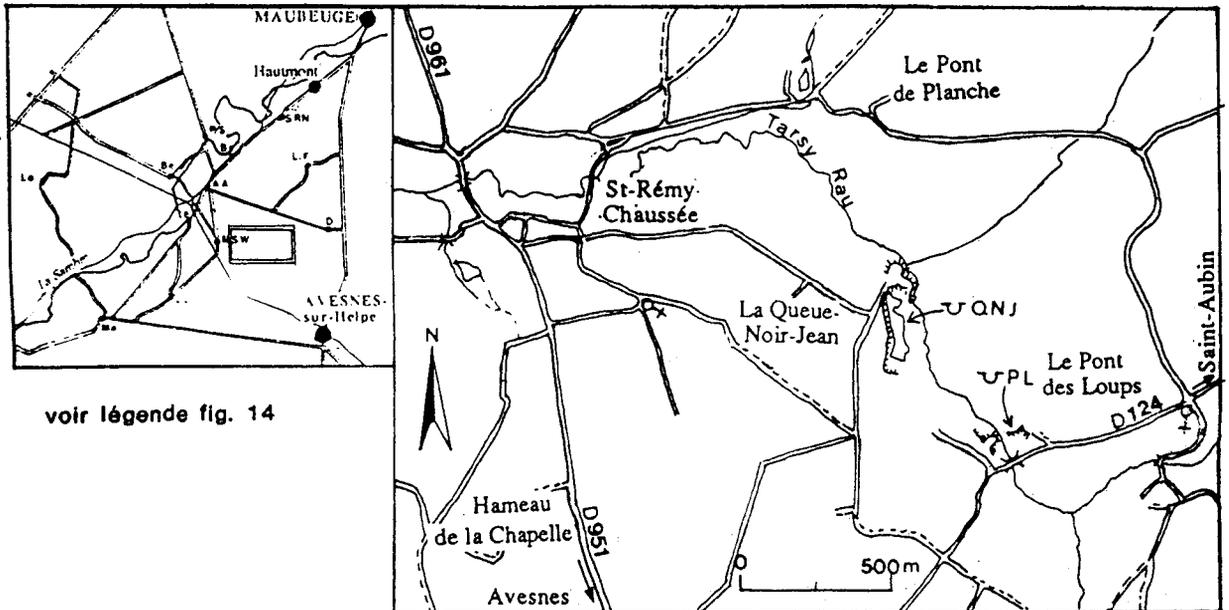


Fig. 18 - Carte et coupe géologiques du secteur de Saint-Aubin (d'après Khatir 1990) (voir légende fig. 13).

A : carrière de la Queue-Noir-Jean ; B : carrière du Pont des Loups.

II-B-1- La carrière du Pont des Loups (Saint-Aubin, 5 km au NNW d'Avesnes).

La carrière du Pont des Loups (fig. 19) est une ancienne petite exploitation qui expose la Formation de Neffe. La Formation de Lives affleure le long de la rivière Tarsis. Le Banc d'Or n'apparaît pas.



voir légende fig. 14

Fig. 19 - Localisation des carrières du Pont des Loups et de la Queue-Noir-Jean.

II-B-2- La carrière de la Queue-Noir-Jean (Saint-Aubin) (fig. 19)

Une carrière abandonnée, au lieu-dit de la Queue-Noir-Jean à 6 km au NNW d'Avesnes, permet d'observer la série viséenne du V2b au V3c. A l'extrémité septentrionale de l'excavation affleure la Formation de Lives (le Banc d'Or n'est pas observé) puis, vers le Sud, le Calcaire de Limont (Grande Brèche, V3a), Queue-Noir-Jean (V3b, voire V3c).

II-C- La bande d' Avesnes (fig. 20)

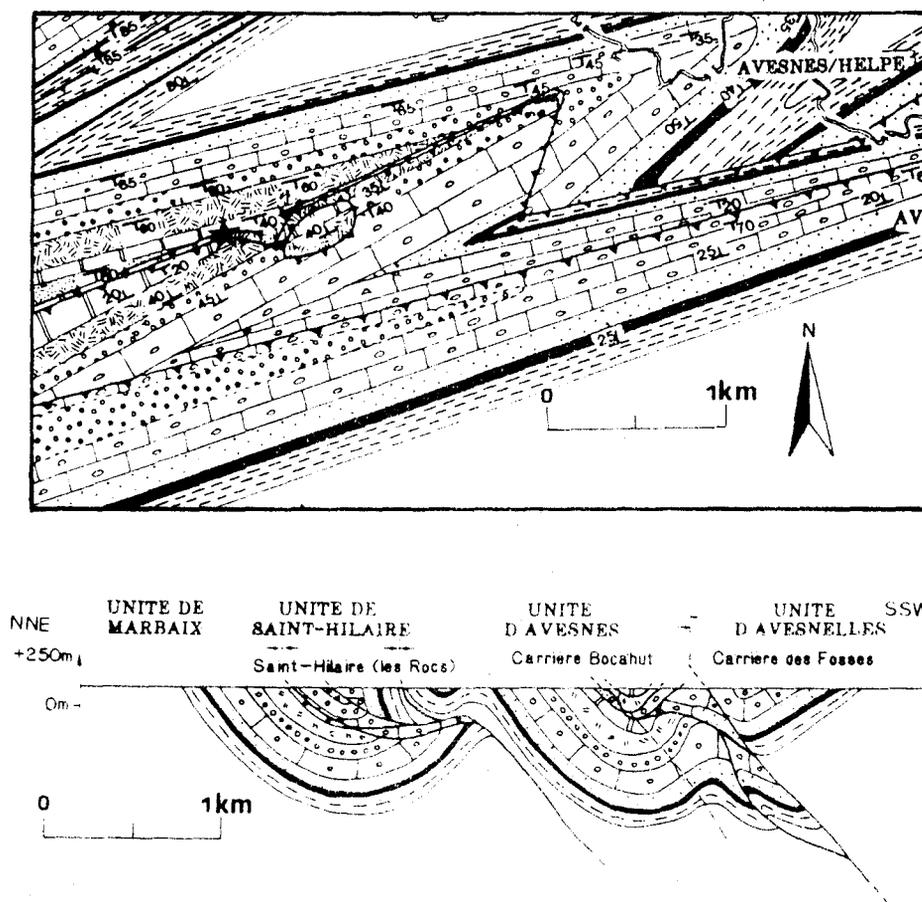


Fig. 20 - Le secteur d'Avesnes - carte et coupe géologiques (d'après Khatir, 1990) (voir légende fig. 13).

Aucune carrière n'est échantillonnée. Les terrains viséens et le Banc d'Or affleurent dans les carrières Bocahut (fig. 21) à Godin à 1 km au SW d'Avesnes. Ce sont les résultats de Trentesaux (1989) qui seront pris comme base de travail.

L'ensemble des carrières apporte des informations sur le Viséen moyen, pour lequel une comparaison latérale est possible, et sur le Viséen supérieur dont il n'existe qu'une coupe dans l'Avesnois.

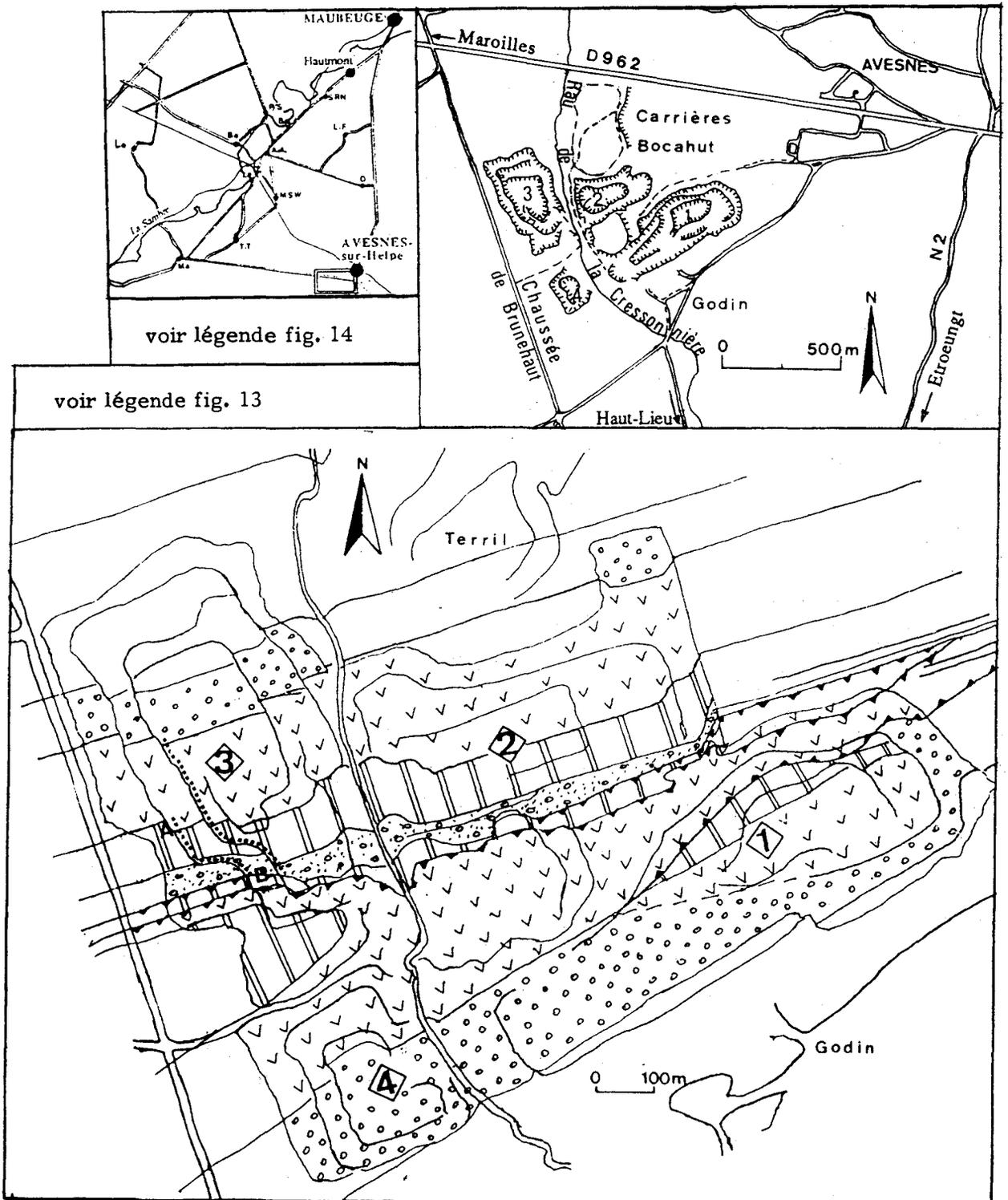


Fig. 21 - Avesnes : localisation des carrières des Etablissements Bocahut (A); plan des carrières Bocahut (B) (d'après Khatir, 1989) (voir légende fig. 15).
 1, 2, 3, 4 : numéros des carrières

CHAPITRE 3

MATÉRIEL ET MÉTHODOLOGIE

I- MATÉRIEL D'ÉTUDE

Pour chaque carrière, le nombre d'échantillons prélevés dans chaque formation, et l'épaisseur de cette dernière, figure dans le tableau ci-contre (fig. 22).

	Formation de Neffe	Banc d'Or et F. de Lives	"V3"
Carrière de l'Horipette	7 4 m	135 55 m	—
Carrière Malakoff	101 50 m	28 16 m	—
Carrière C.B.S.	28 45 m	22 18 m	—
Carrière du Pont des Loups	9 56 m	11 90 m	—
Carrière Queue-Noir-Jean	—	35 138 m	103 127 m
Carrière Bocahut	10 50 m	47 27 m	—

Fig. 22 - Nombre d'échantillons prélevés par Formation et par carrière.

En complément est indiqué ci-dessous le pas de prélèvement adopté en fonction d'une part de la formation concernée, d'autre part du site.

I-A- Secteur de Bachant - Limont-Fontaine

I-A-1- Carrière de l'Horipette (échantillons BH)

Pour la Formation de Lives et de Neffe, l'échantillonnage a été réalisé de la façon suivante :

- 1 échantillon par banc épais de 0 à 20 cm ;
- 2 échantillons par banc épais de 20 à 50 cm (un à la base et un au sommet) ;

- 3 échantillons par banc épais d' 1 mètre ou plus (un à la base, un au milieu et un au sommet).

Les échantillons ont en général une taille d'environ 10 x 10 cm ; ils sont représentatifs et orientés bas-haut. L'inaccessibilité des certains bancs a entraîné des lacunes dans l'échantillonnage.

I-A-2- La carrière Malakoff (échantillons BM)

Pour la Formation de Lives, la méthode de prélèvement est la même que celle décrite ci-dessus. Le pas d'échantillonnage est de 50 cm dans la Formation de Neffe.

I-A-3- Carrière CBS (échantillons LF)

Pour l'ensemble de la carrière, étant donné la ressemblance avec le site de Bachant, deux mètres séparent chaque échantillon ; localement, cet intervalle peut se réduire si une particularité se présente.

I-B- Site de Saint-Aubin

I-B-1- Carrière du Pont des Loups (échantillons PL)

L'échantillonnage a été fait dans le cadre d'un mémoire de maîtrise (Abdelmoumni, 1990) qui s'intéressait à toute la série viséenne de ce secteur (du V1a au V2b). Il a été réalisé avec un pas supérieur à deux mètres et irrégulier. Il apporte néanmoins quelques informations.

I-B-2- Carrière de la Queue-Noir-Jean (échantillons QNJ)

De l'échantillon QNJ 1 à QNJ 35, la méthode adoptée est celle décrite pour la Formation de Lives à Bachant (Vol. 1, Part. I, chap. 3, I-A). Pour le reste, le prélèvement s'effectuant en barque, la distance séparant 2 échantillons est variable.

I-C- Site d'Avesnes

C'est Trentesaux qui a effectué l'échantillonnage dans le cadre de son D.E.A. (1989).

II- METHODOLOGIE

II-1- Méthodes propres à l'étude des carbonates.

Sur tous les échantillons carbonatés, des lames minces ont été confectionnées en vue d'une datation et d'une étude microscopique.

Les classifications employées pour la description pétrographique au microscope sont celles de Dunham (1962) et Folk (1959 et 1962). Quelques termes sont définis en annexe (Vol. 2, Part. I) pour éviter toute confusion quant à leur signification. La description macroscopique s'inspire de la classification de Pirlet (1965, 1968).

Une coloration systématique, combinaison de l'alizarine et du ferricyanure de potassium, est pratiquée sur chaque lame mince pour différencier la dolomite de la calcite et pour évaluer la teneur en Fe_2O_3 .

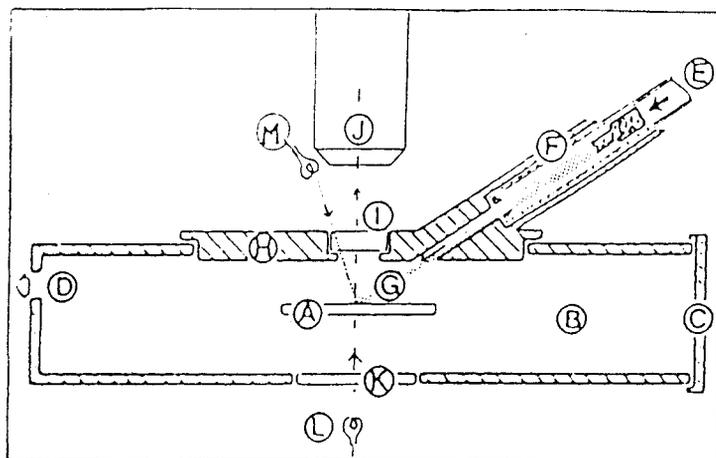
II-2- Etude des argiles par diffractométrie des Rayons X

Cette technique concerne un très faible nombre d'échantillons. Elle est la même que celle décrite par Holtzapffel (1985). Les analyses sont effectuées sur roche totale ou sur la fraction inférieure à $2 \mu m$.

II-3- Cathodoluminescence

La cathodoluminescence (notée CL dans la suite du texte) est la lumière émise par un échantillon de roche lorsqu'il est excité par un faisceau électronique. Les électrons sont accélérés sous une tension de 5 à 30 kV (kilovolts). Pour un activateur donné (qui est un cation), la radiation de luminescence est caractéristique du minéral excité. L'activateur commun est le manganèse (de la calcite ou de la dolomite pour les échantillons étudiés) ; le fer est un inhibiteur. Cette méthode est exploitée pour l'étude de la diagenèse (différenciation des phases de cimentation, dolomitisation, ...).

L'appareil utilisé est le TECHNOSYN 8200 MK (fig. 23).



A : lame mince. B : chambre à échantillons. C : porte. D : vers la pompe à vide. E : alimentation haute tension. F : canon électronique à cathode froide. G : faisceau électronique. H : couvercle de la chambre à échantillon. I : fenêtre d'observation. J : axe optique du microscope pétrographique. K : fenêtre d'éclairage en lumière transmise. L : lampe à incandescence pour la lumière transmise. M : lampe à incandescence pour la lumière réfléchie.

Fig. 23 - Schéma de l'appareil utilisé en cathodoluminescence (in Amieux, 1987; modifié par Trentesaux, 1989)

Les conditions expérimentales adoptées sont indiquées ci-dessous (fig. 24) :

Type du canon électronique : cathode froide
Lame mince : épaisseur de 30 μm , polie et non recouverte
Tension du faisceau électronique : 12 à 15 kV
Intensité : 250 à 300 μA
Gaz résiduel : Hélium
Pression de travail : 0,06 à 0,07 Torr.

Fig. 24 - Conditions expérimentales de la cathodoluminescence.

II-4- Etude sur les isotopes stables de l'oxygène (^{18}O) et du carbone (^{13}C).

Les analyses sont réalisées au Laboratoire d'Océanographie dynamique et de Climatologie de Paris VI en collaboration avec Mme C. Pierre.

L'étalon de référence pour les carbonates sédimentaires (^{18}O , ^{13}C) est le PDB 1 (Pee Dee Belemnite) qui correspond à la calcite du rostre d'une bélemnite de la "Pee Dee Formation" du Crétacé supérieur de la Caroline du Sud (Craig, 1957).

La méthode de préparation utilisée est l'extraction à l'acide phosphorique 100% du CO_2 du carbonate à 50°C (Mc Crea, 1950). Le rapport isotopique d'un composé est comparé à celui d'un étalon de référence PDB et la composition isotopique, δ , d'un échantillon est la

différence relative entre les rapports isotopiques de l'échantillon et l'étalon de référence (exprimée en ‰).

$$\delta = ((R_e/R_r) - 1) \cdot 10^3$$

avec R = isotopes lourds / isotopes légers

e : échantillon

r : référence

si δ est positif, l'échantillon est enrichi en isotopes lourds par rapport à la référence; s'il est négatif, c'est l'inverse.

Dissolution et cristallisation d'un carbonate sont contrôlées par la température, le pH et la pression partielle de gaz carbonique (p_{CO_2}) des solutions. Dans les changements de phases (liquide - carbonate solide) sont impliqués des transferts des isotopes de l'oxygène et du carbone. Les carbonates de calcium sédimentaires présentent des valeurs de $\delta^{18}O$ proches de 0, dans l'échelle PDB, s'il a cristallisé en eau marine, et des $\delta^{18}O < -4 ‰$ si sa cristallisation s'est effectuée en eau continentale non évaporée. S'il y a évaporation, les valeurs de $\delta^{18}O$ sont nettement positives. Le fractionnement isotopique de l'oxygène entre la dolomite précipitée aux températures de la surface et l'eau est supérieur d'environ 3 à 4 ‰ à celui de la calcite et de l'eau (Fritz et Omith, 1970; Matthews et Katz, 1977; Pierre, 1986). Pour d'autres auteurs, il pourrait être de 6 à 7 ‰ (Northrop et Clayton, 1966; O'Neil et Epstein, 1966).

Les très basses valeurs de $\delta^{13}C$ ($-60 ‰ < \delta^{13}C < -18 ‰$) des carbonates recristallisés associés à des minéralisations en soufre ou en sulfure sont dues à la réduction sulfaro-bactérienne en présence d'hydrocarbures ou à une oxydation bactérienne de méthane. Des valeurs de $\delta^{13}C$ très positives témoignent d'une méthanogenèse intense dans le milieu interstitiel. Comme le fractionnement isotopique entre carbonate solide et carbone total dissous est peu sensible à la température, les teneurs en ^{13}C des carbonates ne sont pas modifiées au cours de l'enfouissement sauf si du CO_2 diagénétique est introduit dans le système. La diagenèse superficielle, précoce ou tardive, implique généralement des valeurs de $\delta^{13}C$ négatives (Pierre, 1986). Si le réservoir de carbone total inorganique dissous est issu de la dissolution du CO_2 atmosphérique, la valeur de $\delta^{13}C$ du carbone qui précipite à l'équilibre isotopique est positive, proche du zéro. S'il y a apport de ^{13}C provenant de l'oxydation de matières organiques, la valeur de $\delta^{13}C$ du carbonate devient négative.

$\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ sont donc des marqueurs des conditions de milieu de cristallisation.

L'analyse pétrographique des échantillons a montré que les carbonates analysés remplacent des sulfates de calcium. Cette réaction chimique est de deux types :

- 1 : réduction bactérienne des sulfates dans un sédiment riche en matière organique : $2CH_2O + CaSO_4 \rightarrow CaCO_3 + CO_2 + H_2O + H_2S$

- 2 : dissolution du sulfate par des eaux bicarbonatées :



L'origine des ions bicarbonates varie avec la profondeur et ils peuvent survenir à différents moments de la diagenèse, ce qui implique une origine (météorique ou non) différente des eaux où les transformations minérales ont lieu.

PARTIE II

**SÉDIMENTATION VISÉENNE A
L'EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DU
SYNCLINORIUM DE DINANT**

CHAPITRE 1

LE VISÉEN MOYEN À BACHANT

Les deux carrières de Bachant exposent la Formation de Neffe (V2a), le Banc d'Or de Bachant (limite V2a/V2b) et la Formation de Lives (V2b).

I- LA FORMATION DE NEFFE

I-A. Présentation de la Formation de Neffe à l'affleurement

C'est dans la carrière Malakoff qu'est le mieux exposé la Formation de Neffe (fig. 15). Elle affleure sur une cinquantaine de mètres de puissance. Sa base n'est pas atteinte par l'exploitation. C'est un calcaire gris clair à gris foncé, graveleux, plus ou moins oolithique, parfois dolomitisé, en bancs plurimétriques très diaclasés. Quelques lumachelles de Brachiopodes, concentrées dans des lamines horizontales, viennent rompre la monotonie de cette formation couronnée par le Banc d'Or de Bachant (niveau argileux surmonté par un "conglomérat").

Les principaux macrofaciès (cf Vol. 2, Partie I) sont des lithoclastites, souvent grossières et des oolithites. Au sommet, apparaissent des calcaires laminaires, des bioclastites algaires et fines. Ce sont ces derniers macrofaciès qui sont reconnaissables dans la carrière de l'Horipette où seuls les derniers mètres de la Formation de Neffe affleurent.

I-B- L'étude microscopique

L'élément dominant est le pellétoïde accompagné en proportion variable d'oolithes, agrégats, intraclastes et bioclastes.

I-B-1- Les pellétoïdes

Lorsqu'ils sont de petite taille (150 μm maximum), sphériques ou elliptiques, l'origine peut être fécale. Très souvent, ce sont des éléments préexistants qui, par micritisation, sont transformés en pellétoïdes. Dans la Formation de Neffe, ceux-ci sont de grande taille (250 μm à 2 mm), de forme quelconque (Vol. 2, Part. II, Pl. I, ph. I-1). Ils sont crypto- à microcristallins avec, parfois, de petites plages de sparite fine.

Le processus de micritisation, qui affecte aussi bien des oolithes que des agrégats et des bioclastes, est centripète. Plusieurs interprétations ont été proposées.

1) Bathurst (1971) propose le mécanisme suivant : le bioclaste est perforé par des algues qui le colonisent. Elles meurent et laissent un tube vide. Celui-ci est rempli par de l'aragonite ou de la calcite magnésienne, formant l'enveloppe micritique. Si le processus est plus important, c'est la totalité du bioclaste qui est micritisé.

La mise en place de la micrite est un processus mal connu. Il est relié à la croissance bactérienne. En effet, dans les microcavités formées par les algues, les conditions physico-chimiques sont particulières et favorisent la précipitation d'aragonite micritique ou de calcite magnésienne. Le métabolisme des algues pourrait être partiellement responsable de la précipitation de la micrite.

2) Dans les sédiments actuels, la précipitation chimique débute sur les parois et le remplissage des vides est une accumulation de petits cristaux (Purser, 1975), qui peuvent être détritiques et sont piégés dans les vides intergranulaires des agrégats.

3) Purser (1975) envisage un autre processus : la recristallisation. Elle débute par une dissolution dans la particule et se poursuit par le développement d'un ciment micritique interne qui n'est pas toujours syn-sédimentaire. Ce processus est vaguement centripète mais affecte tout le grain à des degrés divers.

Actuellement, de tels grains micritisés se forment dans des milieux tropicaux, peu profonds (< 10 m) et se concentrent dans les lagunes et les tidal-flats de faible énergie où la microflore perforante est abondante (Purser, 1975). Pour la majorité des échantillons, il est difficile de trouver une origine évidente aux pellétoïdes. Néanmoins, dans certains échantillons (BM51, BM53), les agrégats (Vol. 2, Part. II, Pl. I, ph. I-2) sont en partie micritisés. C'est un stade intermédiaire entre les agrégats et les pellétoïdes. Leur morphologie correspond à celle des pellétoïdes. Les agrégats constituent probablement l'essentiel des grains originels mais les débris algaires ne sont pas à exclure.

Afin de préciser ce point, une étude en cathodoluminescence a été menée mais elle n'a rien apporté. Quant au processus de micritisation responsable de la formation des pellétoïdes, il est difficile d'opter pour l'un plutôt que pour l'autre. Aucune microperforation n'apparaît nettement mais elles ne sont peut-être pas préservées dans les calcaires viséens.

I-B-2. Les agrégats

Leur taille est assez hétérogène (450 μm à plus de 2 mm) mais généralement comprise entre 1,4 et 1,7 mm (Vol. 2, Part. II, Pl. I, ph. I-2).

Ils regroupent des oolithes, des bioclastes ou des pellétoïdes cimentés et correspondent aux agrégats granulaires de Purser (1975). Un autre type existe mais est très rare dans la Formation de Neffe : l'agrégat de boue (surface concave d'un mollusque remplie de carbonate micritique d'origine sédimentaire ; échant. BM 40).

Les agrégats sont les témoins d'une lithification syn-sédimentaire. Actuellement, ils sont révélateurs de milieux d'énergie modérée. Ils se forment sur un substrat sableux

relativement stable sous un régime hydrodynamique temporairement assez agité pour que l'accumulation de boue ne soit pas trop importante, probablement donc dans un milieu très peu profond. Beaucoup de ces agrégats sont, nous l'avons dit, transformés en pellétoïdes, par micritisation complète.

I-B-3. Les ooïdes

Ils sont de taille très variable : de 150 μm à 1,8 mm. Cependant, la plupart ont une taille comprise entre 500 et 600 μm avec un cortex épais de 100 à 200 μm . Le nucléus conditionne la forme de l'ooïde : ce sont des ooïdes de type β d'après la classification de Purser (1983), qu'on appelle plus communément oolithes vraies.

Les ooïdes rencontrés dans la Formation de Neffe se rangent aussi dans deux des catégories de l'ancienne classification de Purser (1975):

- a- les pseudo-ooïdes cristallins : grains dont la morphologie dépend de celle du nucléus et dont le cortex est composé de carbonate cristallin à laminations, fibro-radiaire ;
- b- les pseudo-ooïdes micritiques (Vol. 2, Part. II, Pl. I, ph. I-3) se différencient des précédents par le cortex micritique.

Les pseudo-ooïdes cristallins sont rares et se forment en milieu intertidal protégé de faible énergie. Ils ne sont pas le composant essentiel du sédiment. Ils sont associés aux pellétoïdes, aux bioclastes et aux agrégats. La microfaune et la macrofaune sont assez diversifiées, relativement abondantes et marines. Les pseudo-ooïdes sont parfois brisés (échant. BM 44).

Les pseudo-ooïdes micritiques constituent la quasi-totalité du sédiment. Le nucléus est parfois bien conservé. Les calcisphères (échant. BM 35, BM 36) sont les seuls fossiles associés. La faune est donc absente et la microflore est typique d'un milieu restreint. Des pseudo-ooïdes se forment sur des "tidal-flats" actuels en milieu très confiné pouvant renfermer des évaporites. Ceci cadre bien avec la microflore observée et les pseudomorphoses d'évaporites présentes dans l'échantillon BM 36. Parfois, la micritisation est très importante et masque le nucléus.

Les pseudo-ooïdes sont donc caractéristiques d'un milieu intertidal de faible énergie. S'ils sont micritiques, ils indiquent un certain confinement du milieu de dépôt.

I-B-4. Les intraclastes

Leur taille est comparable à celle des pellétoïdes. Ils présentent une vague structure interne ou sont totalement crypto- à microcristallins. Ils se différencient des pellétoïdes par leur bordure qui n'est pas lisse. Ils sont issus d'un tapis stromatolithique démantelé ou d'une boue micritique.

Actuellement, les intraclastes sont fréquents en milieu sous-marin et en milieu intertidal. Ils sont présents sur des "tidal-flats" boueux subissant une forte dessiccation (Purser, 1975).

Les intraclastes ne sont pas de bons indicateurs de milieu. Ils suggèrent, par leur association avec les pseudo-ooïdes et les agrégats ainsi que par leur éventuelle structure interne, un milieu de paléotidal-flat ou de plate-forme marine très peu profonde.

I-C. LE MILIEU DE DÉPÔT

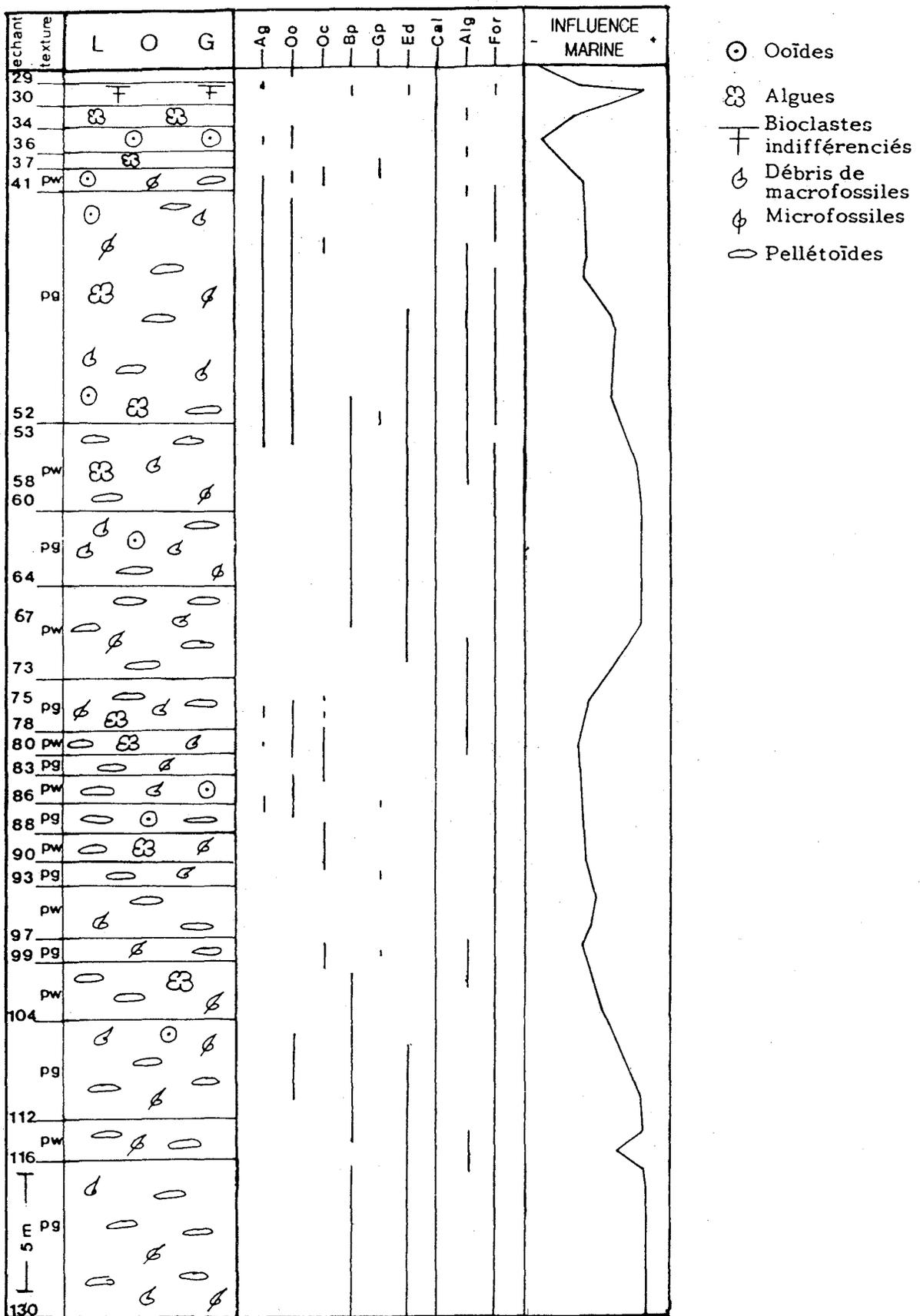
L'interprétation des éléments figurés indique un dépôt en milieu intertidal sur un "tidal-flat" (pellétoïdes, pseudo-ooïdes, agrégats, ...) ou dans une lagune (pseudo-ooïdes micritiques).

Les textures des carbonates, établies d'après la classification de Dunham (1962) sont de type wackestone, grainstone et surtout packstone. Ce dernier caractérise plutôt un milieu d'énergie modérée. L'apport de boue peut être dû à des dépôts de tempêtes ou de fortes marées (Purser, 1975) masquant ainsi un milieu de forte énergie (grainstone) est peu probable dans le cas de la Formation de Neffe car toutes les observations sont en faveur d'une énergie modérée.

Quelques structures sédimentaires telles que les fentes de dessiccation (observées au microscope polarisant) et les brèches formées *in situ* sont les témoins d'un milieu intertidal voire supratidal. Des fentes de dessiccation affectent les tapis stromatolithiques (échant. BM 37, 33), et la bréchification d'une boue partiellement cohérente (échant. BM 34) provient d'une dessiccation intense. Aucune stratification oblique n'a été remarquée, mais la qualité de l'affleurement n'est pas favorable. Bien que les éléments rencontrés soient typiques d'un milieu intertidal, aucune figure d'érosion (chenaux, par exemple) associée à ce milieu n'est visible. Ceci peut s'expliquer par une absence ou une très faible action des courants de marée sur la plate-forme.

Enfin, au sommet de la formation, on note la présence de stromatolithes horizontaux. Les laminations sont dispersées, séparées par des sédiments peu bioclastiques (échant. BM 33). Ces stromatolithes se forment en milieu très peu profond (0 à 5 m ; Purser, 1975).

L'ensemble du Calcaire de Neffe (s.l.) se serait donc probablement déposé en milieu subtidal de faible profondeur ou intertidal d'énergie faible à modérée, sur un "tidal-flat" associé à un complexe de ride-barrière (non observé) qui isole certaines lagunes, en climat tropical. La variation des textures reflète le changement d'énergie du milieu de dépôt (cf. paragraphe suivant). Il faut noter l'absence de courants de marée sur la plate-forme durant le V2a dans cette région.



- ⊙ Ooïdes
- ⊗ Algues
- ⊕ Bioclastes indifférenciés
- ⊗ Débris de macrofossiles
- ⊗ Microfossiles
- ⊗ Pellétoïdes

Fig. 25 - Log synthétique de la Formation de Neffe à Bachant et courbe de fluctuation de l'influence marine.

pw : packstone/wackestone ; pg : packstone/grainstone ; Ag : Agrégats ; Oo : Oolithes ; Oc : Ostracodes ; Bp : Brachiopodes ; Gp : Gastéropodes ; Ed : Echinodermes ; Cal : Calcispères ; Alg : Algues ; For : Foraminifères.

I-D. Évolution verticale.

Le log synthétique (fig. 25) rassemble les principales données : texture (pg : packstone à grainstone ; pw : packstone à wackestone), les éléments figurés inscrits dans le log détaillé (Vol. 2, Part. III), puis des renseignements sur les assemblages fauniques et la flore. La synthèse de ces résultats permet d'établir une courbe reflétant les tendances, confinées ou marines, du milieu intertidal.

Les sept premiers mètres, partiellement dolomités (échant. BM 130 à BM 115) se sont déposés en milieu intertidal ouvert : la faune est diversifiée et abondante (Echinodermes, Brachiopodes, Foraminifères, Calcisphères, localement Trilobites et Polypiers). Après une petite hésitation (BM 116 à BM 104), l'influence marine est plus faible (BM 113 à BM 74), les Echinodermes disparaissent, suivis par les Brachiopodes. Les Ostracodes font leur apparition et très épisodiquement les Gastéropodes s'y associent. On constate la présence sporadique d'agrégats et de pseudo-ooïdes. Les alternances packstone-grainstone et packstone-wackestone sont plus rapides. Malgré ces changements de texture, l'énergie de dépôt varie peu. En effet, le grainstone, comme le wackestone, sont rarement représentés. D'autre part, on connaît des grainstones qui se forment dans des milieux d'énergie modérée (Purser, 1975). Par conséquent, les différences de texture ne représentent pas des variations considérables de l'énergie. Un wackestone indique une énergie plus faible que le packstone, et un grainstone une énergie un peu plus forte.

Ensuite, le milieu de dépôt devient plus marin (BM 73 à BM 59) : les Echinodermes, suivis des Brachiopodes, reviennent aux dépens des Ostracodes. Il faut signaler la présence d'une nouvelle passée dolomitique dans cet intervalle (échant. BM 72 à BM 67). Il n'y a ni oolithes, ni agrégats. Ceux-ci sont largement présents dans les douze mètres suivants (BM 58 à BM 37). La faune de milieu marin ouvert, qui disparaît progressivement, laisse place aux Ostracodes. La réduction progressive de l'abondance et la diversité des organismes indique une augmentation du confinement.

Les 4,5 derniers mètres présentent une sédimentation totalement différente : c'est une alternance de calcaires algaires, oolithiques et bioclastiques qui annonce le Calcaire de Lives (V2b). Conjointement à ce changement, la stratification est plus nette. L'épaisseur des bancs est décimétrique. Dans la carrière de l'Horipette, les 4 derniers mètres de la Formation de Neffe sont identiques à ceux de la carrière Malakoff qui a servi à la description. Aucun faciès oolithique n'a été remarqué mais il n'a peut être pas été échantillonné.

Du bas vers le haut, on observe une alternance de l'influence marine dans le milieu intertidal d'énergie faible à modérée, qui constitue l'environnement de dépôt de la Formation de Neffe.

Au sommet de celle-ci, le confinement est de plus en plus important et la sédimentation change. L'alternance de phases zoogènes et phytogènes caractéristiques du V2b se met en place dès la fin du V2a à Bachant. C'est-à-dire que le **Banc d'Or, limite lithostratigraphique de terrain conventionnellement adoptée comme limite V2a-**

V2b, est un phénomène postérieur au changement d'environnement (P. Overlau, comm. pers.).

I-E- Conclusion

La Formation de Neffe à Bachant se caractérise par la présence majoritaire des pellétoïdes, associés en proportion variable aux agrégats, aux ooïdes et aux bioclastes. L'ensemble des éléments figurés et les figures sédimentaires suggérerait un dépôt en milieu très peu profond, d'énergie faible, sous climat chaud, sur un "tidal-flat" associé à un complexe de rides-barrières sur lequel les courants de marée sont faibles. Le dépôt commence en milieu franchement marin puis la série montre un confinement de plus en plus important. Le sommet se caractérise par un changement de sédimentation qui annonce la Formation de Lives.

II - LE BANC D'OR DE BACHANT

II-A- Historique et définition

Gosselet définit en 1884 ce niveau particulier, dans la carrière de l'Horipette à Bachant, de la manière suivante : "plus au Nord, nous voyons une espèce de poudingue formé par des cailloux provenant du dépôt Carbonifère immédiatement inférieur à la zone à *Productus giganteus*, cailloux cimentés par une pâte argileuse. Le calcaire bleu veiné de jaune que nous venons de décrire est connu sous le nom de Banc d'Or".

En 1888, il apporte cette précision : "vers la base de ce calcaire noir (partie inférieure de l'assise de Saint Hilaire), il y a une couche spéciale, le Banc d'Or, formé de blocs roulés de calcaire noir ou bleu foncé, empâtés dans du calcaire argileux rougeâtre. Le Banc d'Or n'occupe pas exactement la base du calcaire noir : il est superposé à deux ou trois mètres de calcaire noir ou brun foncé, semblable au calcaire des galets qu'il contient".

Puis, ce niveau est décrit par H. de Dorlodot (1895) en Belgique et Carpentier (1911). Le "Banc d'Or" est un terme de carrières désignant un horizon conglomératique à matrice argileuse et pyriteuse. Il est pris comme niveau repère et sépare la Formation de Neffe de celle de Lives. Il est connu depuis la province SW de l'Angleterre jusqu'à Aix-la-Chapelle (Allemagne) où il est très bien développé (Paproth *et al.*, 1983). Wautelet (1984) étudie ce niveau entre Avesnes et Dinant et montre qu'il s'agit d'un paléosol. Dans l'Avesnois, à Godin (près d'Avesnes), il est épais de 7 cm (Trentesaux, 1989).

Il est indispensable de préciser les termes qui vont être utilisés dans ce qui suit : seront distingués d'une part le niveau "conglomératique" décrit précédemment, d'autre part le lit argileux qui occupe la base du "conglomérat". Delcambre (1989)¹ a étudié la typologie des zircons du banc argileux dans plusieurs sites (France, Belgique, Allemagne). Il conclut ceci :

¹ Delcambre appelle "Banc d'Or" le niveau argileux.

"L'étude de la typologie du zircon permet de caractériser stratigraphiquement les niveaux de bentonite ... La typologie du zircon et l'extension considérable de chaque bentonite s'accorde bien avec l'hypothèse de leur origine volcano-sédimentaire. Ces bandes argileuses sont des cinérites.

Puisque le Banc d'Or de Bachant s'étale sur tout le bassin franco-belge, y compris la Campine orientale, et qu'il marque ponctuellement la résultante d'événements multiples : cinérites, émergence, karsts, il pourrait constituer un marqueur lithostratigraphique précis associé à la limite biostratigraphique Livien-Molimiécien".

Aux vues des nouvelles données stratigraphiques, cette conclusion sera remise en question.

A Bachant, localité-type du Banc d'Or, le niveau argileux et le "conglomérat" affleurent dans les deux carrières.

II-B- Le Banc d'Or à l'affleurement

II-B-1- Carrière de l'Horipette

Situé à l'extrémité méridionale du front de taille (fig. 26) le Banc d'Or de Bachant apparaît d'emblée très complexe. L'ensemble du banc, dont l'épaisseur varie considérablement (de 2,60 m à 1,70 m sur une distance de un mètre) présente un aspect conglomératique à bréchiique.

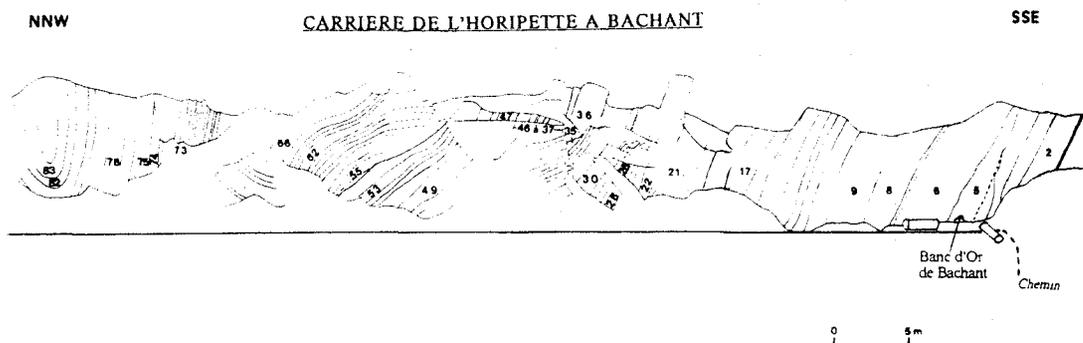


Fig. 26 - Front de taille de la carrière de l'Horipette (seule la partie échantillonnée est représentée).

Sa limite inférieure, plane, est assez nette. La base du banc est composée de calcaire noir, en bancs plus ou moins nets, d'épaisseur décimétrique (fig. 27). On y observe une poche d'argile (éch. BH8 et BH8') notée "2" sur la figure 27. Le niveau argileux (noté "NA" sur la figure 27), rouge et vert, est situé (à un mètre du sol) à environ 75 cm au-dessus de

celle-ci (fig. 27), il n'est pas continu et il n'est plus visible en haut du front de taille. Immédiatement au-dessus, une surface plane vient tronquer ce qui précède. Son origine, sédimentaire ou tectonique, reste à préciser. Au-dessus, le "conglomérat" est très bien développé. Il est formé de blocs de forme et de taille variables (quelques centimètres à un mètre) facilement extractibles et ne présente aucun granoclassement. Tous les "galets" sont

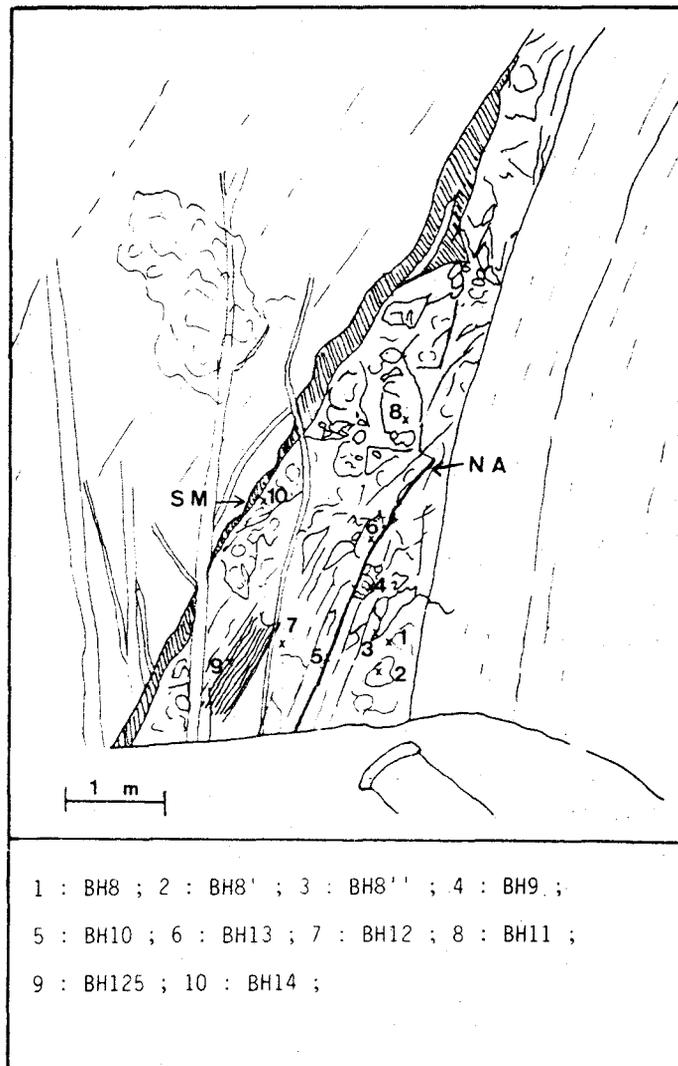


Fig. 27 : Le Banc d'Or dans la carrière de l'Horipette.

NA : niveau argileux ; SM : surface mamelonnée.

enrobés dans une matrice argileuse rouge et jaune qui donne un aspect luisant aux blocs. Les macrofaciès observés dans les blocs sont variés : les uns sont micritiques, les autres sont stromatolithiques tandis que certains sont composés de "perles" accolées les unes aux autres. Deux niveaux de ce type ont été remarqués entre la cinérite et la limite supérieure du banc. La formation du conglomérat sera discutée ultérieurement. La surface supérieure est mamelonnée à

la base du front de taille ; elle est plane au sommet où l'aspect conglomératique semble disparaître.

II-B-2- La carrière Malakoff

Son aspect est plus homogène que dans la carrière précédente. Son épaisseur est constante, entre 1,80 et 2 m. La stratification est plus nette. La cinérite occupe la base du banc, elle est apparemment continue, la limite inférieure semble normale. Il n'est pas possible de voir si la surface supérieure est mamelonnée. Il y a une fissure perpendiculaire à la stratification et c'est à son contact que les blocs sont les plus nombreux. Leur taille varie de 5 mm à 20 cm ; elle est plus petite et plus homogène que celle des galets décrits dans la carrière de l'Horipette, où ils étaient plus abondants. Aucun granoclassement n'apparaît. Macroscopiquement, ce sont des calcaires assez fins contenant des intraclastes plus ou moins bien différenciés. Quelques bancs peu épais se suivent latéralement sur quelques dizaines de centimètres.

II-C- Etude microscopique : description et interprétation

II-C-1- Carrière de l'Horipette

Les échantillons prélevés présentent presque tous des microfaciès différents : micrite à Ostracodes, lamines stromatolithiques, micrite, ...

II-C-1-a- Description

Du bas vers le haut, la succession est la suivante : l'échantillon BH8 est un calcaire dans lequel s'insinuent des argiles ; ces veines argileuses isolent des lithoclastes, dont la taille atteint 850 μm , à l'intérieur desquels de la micrite (de 25 à 50 μm) dessine un réseau (Vol. 2, Part. II, Pl. II, ph. II-1). Celui-ci s'apparente à la structure décrite par Esteban (1974) ou Wright (1982) : structure de type alvéolaire, "alveolar structure". Il s'agit de plages de sparite irrégulières (microvides cimentés) délimitées et subdivisées par des cloisons arquées de micrite qui sont un enduit ("cutan") micritique. Ces fenestrées irrégulières se forment par dissolution de grands péllétoïdes (Wright, 1982). D'autres sont concentriques : ce sont des fenestrées tubulaires (Vol. 2, Part. II, Pl. II, ph. II-2) qui représentent des rhizocrétions .

Un prélèvement réalisé un peu plus haut (échant. BH8') montre une pelmicrite contenant des débris de microfaunes. Ce type de sédiment existe dans les sols. Les pellets, très nombreux, sont localement compactés. Ils forment les cloisons des fenestrées qui peuvent être subdivisées par des arcs de pellets (cf. Wright, 1982). Les pellets fécaux sont des composants importants des sols développés sur du matériel carbonaté (Bridges, 1978). Ils sont produits dans la partie supérieure du sol, riche en matière organique, puis sont lessivés vers le bas. Dans

l'échantillon étudié, les pellets sont très agglomérés et forment des masses compactes dans lesquelles on ne les différencie plus. Dans les sols récents, ce genre de concentration est commun (Bal, 1970 *in* Wright, 1982). En général, ces agglomérats sont dus à la décomposition des pellets. Leur préservation suggère une calcification précoce. BH8' présente donc des éléments typiques d'un sol.

Une des poches d'argiles a été échantillonnée (échant. BH8") : ces argiles contiennent quelques minéraux plus biréfringents, de petits nodules d'oxyde de fer et des fissures, soulignées par un enduit noirâtre, semblables à des traces de racines.

Juste sous la cinérite, l'échantillon BH9 montre une micrite à Ostracodes contenant quelques Gastéropodes. Le milieu n'est pas franchement marin mais subit néanmoins une influence marine (intercalation de calcaire algaire).

La cinérite (échant. BH10) sera étudiée ultérieurement (Vol. 1, Part. III, Chap. 3).

Le premier échantillon situé quelques décimètres au-dessus de celle-ci (échant. BH13) est un exemple de micrite à Ostracodes entiers (Vol. 2, Part. II, Pl. II, ph. II-3) remplis par un silt vadose avec des fenestrées obliques parfois parallèles à la stratification qui sont les témoins d'un tassement par dessiccation et/ou d'un lessivage. Il s'agit d'un sédiment de milieu intertidal ayant subi des processus diagénétiques intertidaux à supratidaux.

Le prélèvement suivant (échant. BH12) est une biomicrosparite (wackestone) bioturbée. Les terriers, dont l'un deux contient un silt vadose, sont assez nombreux. L'environnement est intertidal.

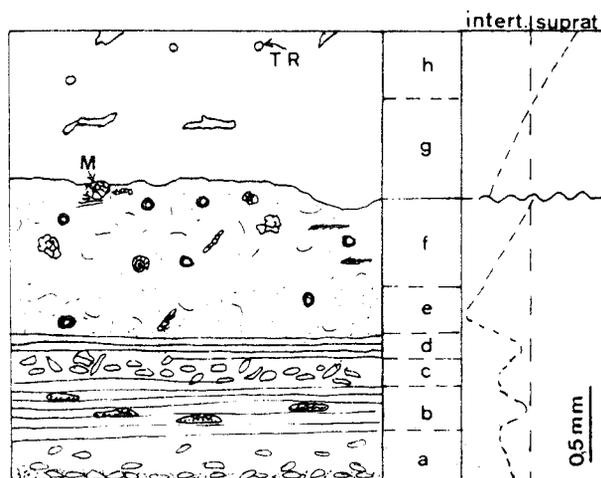
L'échantillon BH11 présente un microfaciès totalement différent : il est formé d'intraclastes composés de calcaire micritique à débris bioclastiques dont le contour est franc. Leur forme est quelconque et peu arrondie. Le degré d'arrondi étant faible, le transport subi par les intraclastes est faible, voire nul. Ils sont enveloppés dans une matrice de fine microsparite avec de rares débris bioclastiques. De plus, un réseau de fissures est rempli de quartz fibreux, surtout autour des intraclastes. Leur forme courbe suggère qu'il s'agit de fentes de dessiccation remplies soit par des argiles remplacées ensuite par une forme fibreuse du quartz (quartzine dans ce cas ; F. Arbey, comm. pers.), soit directement par cet habitus quartzeux.

L'échantillon BH125 est prélevé dans un bloc de calcaire à laminations.

Du bas vers le haut, on observe (fig. 28) :

- (a) un grainstone à pellets algaires ;
- (b) des lamines stromatolithiques à bird-eyes planaires remplis de silt vadose ;
- (c) un grainstone à pellets algaires plus ou moins agglomérés ;
- (d) des lamines stromatolithiques ;
- (e) un sédiment micritique avec microfaune et terriers ;

- (f) un packstone à nombreux microfossiles (débris d'Ostracodes, Calcisphères, débris indéterminables) et quelques pellets, présence d'oxyde de fer au sommet et de *Microcodium*¹ (M). Contact légèrement ravinant puis ;
- (g) une boue calcaire azoïque contenant quelques birds-eyes planaires (avec silt vadose) et irréguliers. Quelques passées plus riches en fossiles sont intercalées à cette boue ;
- (h) au sommet, sections circulaires ou de forme quelconque composées de microsparite entourée de dolomite et de quartz, il s'agit probablement de traces de racines (TR), avec présence d'oxydes de fer.



- (a) un grainstone à pellets algaires ;
- (b) des lamines stromatolithiques à bird-eyes planaires ;
- (c) un grainstone à pellets algaires plus ou moins agglomérés ;
- (d) des lamines stromatolithiques ;
- (e) un sédiment micritique avec microfaune et terriers ;
- (f) un packstone à nombreux microfossiles et quelques pellets, présence d'oxyde de fer au sommet et de *Microcodium*² (M) ;
- (g) une boue calcaire azoïque contenant quelques birds-eyes planaires et irréguliers ;
- (h) au sommet, sections circulaires ou de forme quelconque composées de microsparite entourée de dolomite et de quartz (traces de racines (TR)).

Fig. 28 : Succession de faciès observée dans l'échantillon BH 125

TR : trace de racine; M : *Microcodium*

¹ *Microcodium* (algue codiacée hypothétique) : prismes de calcite en pétales d'environ 1mm de long ayant des sections hexagonales. Les prismes sont groupés en amas sphériques ou elliptiques comme des feuilles ou des épis de maïs. Ici, il s'agit d'une forme plus petite à section quadrangulaire : elle pourrait correspondre à des stades plus tardifs de croissance, ou bien à une adaptation à un stade diagenétique d'une roche hôte (Esteban, 1974).

² *Microcodium* (algue codiacée hypothétique) : prismes de calcite en pétales d'environ 1mm de long ayant des sections hexagonales. Les prismes sont groupés en amas sphériques ou elliptiques comme des feuilles ou des épis de maïs. Ici, il s'agit d'une forme plus petite à section quadrangulaire : elle pourrait correspondre à des stades plus tardifs de croissance, ou bien à une adaptation à un stade diagenétique d'une roche hôte (Esteban, 1974).

Cet échantillon correspond à la base à une alternance de milieux de forte et faible énergie témoignant des conditions fluctuantes du tidal-flat sur lequel se développeraient les stromatolithes laissant place à un dépôt de boue caractérisant un milieu de faible énergie. BH 125 révèle également un processus de pédogenèse (traces de racine, *Microcodium*).

L'échantillon BH 14 est identique au BH 11 avec des fibres de quartzine mieux développées.

II-C-1-b. Interprétation

Les échantillons pris sous la cinérite montrent indéniablement des structures caractéristiques d'une pédogenèse : rhizocrétions (BH8), structure alvéolaire (BH8), pellets fécaux caractéristiques des sols (BH8). Ce premier ensemble est attribué aux zones inter- à supratidales. L'échantillon BH9 ne présente aucune trace de pédogenèse mais ne caractérise pas un milieu marin franc (grande richesse en Ostracodes).

Au-dessus de la cinérite, d'autres témoins de pédogenèse existent : traces de racines (échant. BH125), présence de *Microcodium* (BH125). Les traces de dessiccation (échant. BH11 et BH14) témoignent également d'une émergence. La présence d'oxydes va dans le même sens. Dans les échantillons BH125, BH12 et BH13, le silt vadose observé dans les fenestres et les terriers indique un environnement diagénétique proche de la surface et subaérien. Dans les échantillons BH11 et BH14, la matrice microsparitique est le résultat d'une transformation du sédiment originel. Cette dernière peut s'effectuer sous l'influence de phénomènes pédologiques.

Dans ce deuxième groupe, les environnements de dépôts sont intertidaux et les processus diagénétiques inter- à supratidiaux.

II-C-2- La carrière Malakoff

II-C-2-a Description

Dans la carrière Malakoff, trois échantillons ont été prélevés dans le Banc d'Or. La cinérite (échant. BM 28), qui occupe la base du banc, est recouverte par un calcaire (échant. BM27) à intraclastes de micrite ou de biomicrite qui sont des wackestones (Vol. 2, Part. II, Pl. III, ph. III-1). La matrice est microsparitique. Les fentes de dessiccation et les fissures qui évoquent des rhizomes sont parfois associées à des oxydes de fer. Localement la matrice sparitique "ronge" les intraclastes. Le quartz fibreux entoure parfois ces derniers. L'échantillon suivant (BM26) montre encore des reliques du sédiment préexistant (micrite à Ostracodes et pseudomorphoses de gypse) entourées d'un halo de microsparite, il s'agit d'un halo glébulaire (Vol. 2, Part. II, Pl. III, ph. III-2). De nombreuses fentes de dessiccation isolent des

nodules¹ (fig. 29) de microsparite dans lesquels on devine parfois une ancienne fabrique concentrique. D'après les observations, il semble que ces nodules microsparitiques sont issus d'un remplacement du sédiment préexistant de l'extérieur vers l'intérieur.

Enfin, le dernier prélèvement, BM25, présente de rares nodules dans une matrice microsparitique. Par contre, il y a de nombreuses plages de sparite finement grenue dans lesquels apparaissent des fantômes de nodules parfois entourés de fibres de quartzine (Vol. 2, Part. II, Pl. III, ph. III-3). Le remplacement du matériel originel qui n'est plus reconnaissable est plus important que dans le cas précédent.

II-C-2-b- Interprétation

Les structures pédogénétiques sont nombreuses et semblables à celles décrites dans la carrière précédente. Fentes de dessiccation, glébules et traces de racines sont autant de témoins d'une évolution pédogénétique. La présence de pseudomorphoses carbonatées de cristaux de gypse non affectées par les processus pédogénétiques, indique des influences évaporitiques au moment du dépôt. La présence de halos glébulaires suggère le changement des paramètres physico-chimiques; le remplacement du matériel originel par de la sparite fine serait dû à une recristallisation révélatrice de transferts de matériaux (Arrondeau *et al.*, 1985).

Le Banc d'Or, dans cette carrière, s'est déposé en milieu intertidal à supratidal et a subi une action pédogénétique assez importante qui décroît vers le bas du profil (processus pédogénétiques *per descensum*).

II-C-3- Conclusion

L'étude microscopique des échantillons permet de conclure à un dépôt en milieu intertidal à supratidal, présentant des indices de confinement qui peut aller jusqu'à la précipitation de gypse. Ces sédiments auraient subi une pédogenèse dont on retrouve les traces dans les lames minces (texture alvéolaire, rhizocrétions, glébules, ...). Le sol se développerait sur une roche hôte carbonatée et serait un dépôt de caliche ("caliche deposit"; cf. Vol. 2, Part. I). **Le Banc d'Or correspondrait donc à une calcrète.**

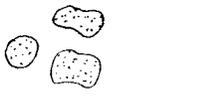
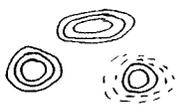
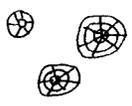
Avant d'envisager des hypothèses de formation du Banc d'Or, il est important de mieux connaître le niveau argileux.

II-D- La nature du niveau argileux

Le but de ce paragraphe n'est pas d'expliquer la composition du cortège argileux (Vol. 1, Part. III, Chap. 3) mais de connaître l'origine du niveau argileux.

¹ glébule à fabrique indifférenciée, au contour franc et à distinction nette sans orientation (Brewer et Sleeman, 1964)

Fig. 29 : Description et interprétation des différents types de glaebules (d'après Brewer et Sleeman, 1964).

TYPES	NODULES	CONCRÉTIONS	SEPTARIA	PÉDODES	HALOS GLÉBULAIRES	PAPULES
FABRIQUE INTERNE	indifférenciée	concentrique autour d'un point ou d'un plan	réseaux de vides radiaux et concentriques	réseau de vides centraux	indifférenciée	continue et/ou lamellaire
NATURE MINÉRALOGIQUE	à préciser	à préciser	à préciser	à préciser	à préciser	à préciser (souvent matériel argileux)
DISTINCTION DES LIMITES	nette surface constituée de courbes relativement lisses	à préciser	nette	discrète	très diffuses à diffuses	nette
FORME	à préciser	à préciser	sphérique	sphérique	dépend du glébule qu'il entoure	grains assez arrondis et équidimensionnels
INTERPRÉTATION	—formé in situ par accréation; parfois pédo- ou litho-reliques* —degré d'arrondi permet de différencier les nodules transportés	—surtout accréationnaire —forme normale et diffuse: formée in situ (orthique** ou hérité) —si transport, pédo-ou litho-reliques*	—accréationnaire, —formé in situ —litho- ou pédo-reliques*	—accréationnaire, —formé in situ —pédoreliques*	—toujours accréationnaire —formé in situ —les glébules associés sont également formés par accréation in situ —indique des changements de condition de formation entre le glébule et le halo	pas accréationnaire ; fabrique continue lamellaire —hérités : lithoreliques* —pédoreliques* —ou reliques sédim. —in situ : figures pédologiques orthiques** ou reliques sédimentaires fragmentées —figures sédimentaires la forme donne l'origine : -discoïdale: figure sédim. -arrondie : transport -anguleuse : fragmentation de figures in situ
ILLUSTRATION						

* -Lithoreliques : nodules hérités de roches parent ou de roches transportées

-Pédoreliques:nodules de matériel de sol enfoui sous-jacent

** orthique : formé in situ dans le matériel de sol par processus pédogénique

La fraction argileuse est composée dans les échantillons BH 10 et BM 28 respectivement de 55/60% d'illite, 30/20% de chlorite, 10/10% de kaolinite et 5/10% de (14c-14s). Ces résultats sont consignés dans le tableau ci-contre (fig. 30) où figurent les compositions de la fraction inférieure à $2\mu\text{m}$ d'autres échantillons, calcaires ou argileux, prélevés dans le Banc d'Or.

Numéro d'échantillon	pourcentage d'illite	pourcentage de chlorite	pourcentage de kaolinite	pourcentage de (14c-14s)	pourcentage de (14v-14a)	pourcentage de 14c-14g	pourcentage de 14c-14v
BH8	—	100	—	—	—	—	—
BH8''	—	100	—	—	—	—	—
BH9	—	—	—	—	—	100	—
BH10	55	30	10	5	—	—	—
BM28	60	20	10	10	—	—	—
BH124	65	—	15	20	—	—	—
BH11	70	10	—	—	—	—	20
BH14	—	—	—	—	—	—	—

BH8 : échantillon calcaire
BH8'' : échantillon argileux

Fig. 30 : Composition de la fraction inférieure à $2\mu\text{m}$ des échantillons du Banc d'Or.

A Bachant, les cortèges argileux sont très différenciés. Ce niveau argileux est considéré comme une cinérite (Delcambre, 1989). Mais à Bachant, l'altération du matériel volcanique en smectite est difficile à apprécier car aucun interstratifié 10-14s n'est visible. Le seul indice de smectite est l'interstratifié 14c-14s, en très faible quantité (5 à 10%).

Dans le Carbonifère anglais, de nombreux niveaux argileux sont associés à des calcrètes. Dans la Formation de Llanelly (Arundien, soit Moliniacien supérieur) au Pays de Galles, Wright (1982) décrit un niveau d'argiles plastiques vert-olive clair ou bariolées rouges et vertes. L'analyse de la fraction argileuse révèle un interstratifié illite-smectite (presque régulier), un peu d'illite, de chlorite et de quartz. Les argiles sont interprétées comme un dépôt de plaine d'inondation; l'épaisseur atteint plusieurs mètres. A Bachant, la puissance de l'argile n'est que de 5 cm. Si l'on inclut l'ensemble de blocs enduits d'argiles, elle est de deux mètres en moyenne.

A Bachant, la fraction argileuse n'est pas caractéristique de celle d'une cinérite. Ceci peut être dû à l'éloignement des centres explosifs par rapport au bassin. En effet, en Bretagne, le volcanisme est très développé durant le Viséen (bassin de Châteaulin et bassin de Morlaix; Chauvel, comm. orale). Il en est de même dans les Vosges.

II-E- Interprétation et genèse du Banc d'Or

II-E-1- Discussion

Avant d'envisager toute interprétation du Banc d'Or, il est nécessaire d'en discuter certaines particularités.

Quatre points essentiels sont à éclaircir :

α - les sédiments sous-jacents à la cinérite ;

β - la surface qui tronque la cinérite dans la carrière de l'Horipette ;

γ - la présence de blocs dans la carrière de l'Horipette ;

δ - la signification de la matrice argileuse.

Tous ces problèmes doivent être résolus dans un contexte de paléosols et de lagons comme l'a montré l'étude microscopique.

α - les sédiments sous-jacents à la cinérite (fig. 31).

Dans la carrière Malakoff, la cinérite occupe la base du banc alors qu'elle est située 75 cm au-dessus de cette dernière dans la carrière de l'Horipette. Les types de sédiment, d'une excavation à l'autre, ne sont pas les mêmes à un temps donné.

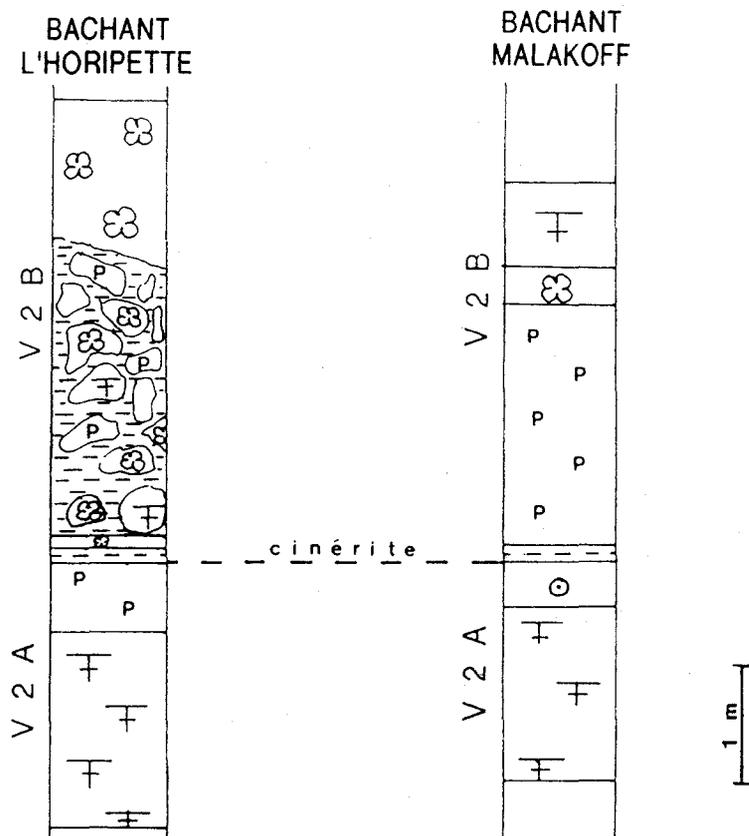


Fig. 31 : Corrélation entre les deux carrières de Bachant.

BH : carrière de l'Horipette ; BM : carrière Malakoff.

P : paléosol

Des dépôts oolithiques (échant. BM29) sédimentant au niveau de la carrière Malakoff, correspondent à des sédiments subissant une pédogenèse (échant. BH8 - BH8' - BH8") puis à des sédiments de milieu lagunaire (échant. BH9) dans la carrière de l'Horipette. Les calcrètes se développent de préférence sur les flancs des dunes ou des bioconstructions (Adams, 1980). La cinérite recouvre les deux sites puis les paléosols se développent largement. Cette différence suggère que la carrière de l'Horipette pourrait être sur les flancs d'une dune ou plus proximale par rapport à une zone émergée. De plus, la pédogenèse a atteint plus tardivement la partie orientale de ce secteur (carrière Malakoff). D'une façon plus générale, la pédogenèse a donc d'abord influencé l'Ouest du secteur avant de progresser vers l'Est.

β- Surface tectonique ou sédimentaire dans la carrière de l'Horipette.

Si cette surface (notée "se" sur la fig. 32) était d'origine tectonique, les échantillons étudiés présenteraient des figures de déformation. Ces dernières n'ont jamais été observées dans les lames minces. L'hypothèse tectonique est donc à rejeter.

Il reste à envisager l'origine sédimentaire sous différents aspects : la surface d'érosion peut être aérienne ou sous-aquatique. Dans ce dernier cas, il s'agirait d'un chenal dû à un courant mais il a été montré que la plate-forme n'est pas soumise à l'action de courants (Vol. 1, Part. II, Chap. 1, I-C). Cette surface peut aussi être due à une exposition subaérienne mais elle ne semble pas assez nette pour être attribuée à une telle cause.

Enfin, cette surface résulte peut-être de la limite de l'influence d'une bréchification pouvant être liée à des processus pédogénétiques (cf paragraphe suivant).

La qualité médiocre de l'affleurement ne permet pas de conclure sur la signification de cette surface.

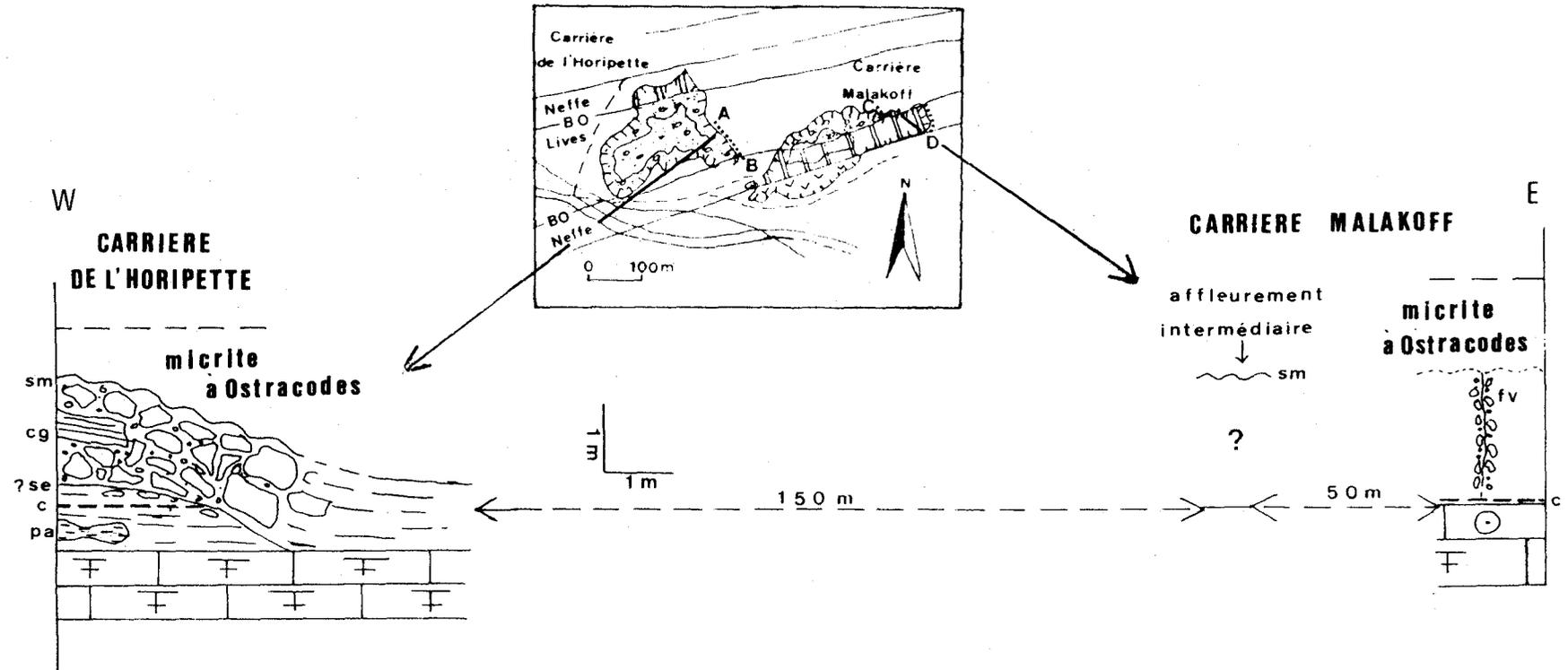
γ- Présence de blocs dans la carrière de l'Horipette.

Les blocs sont plus nombreux et plus grands dans la carrière de l'Horipette que dans celle de Malakoff où ils sont surtout localisés le long d'une fissure.

Si l'on remet l'affleurement à l'horizontal (fig. 32) les blocs apparaissent disposés sur une "pente" qui correspond à la surface discutée précédemment.

Dans la littérature, un niveau similaire au Banc d'Or est décrit par Riding et Wright (1981) dans le Carbonifère inférieur du Sud-Ouest de l'Angleterre. Il s'agit d'un niveau de brèche-conglomérat, le Caswell Bay Mudstone, constitué de lithoclastes d'oolithites dans une matrice argileuse. La grande taille des blocs (jusqu'à deux mètres de long) dont le faciès est homogène, oblige à conclure à une altération et une dissolution *in situ.*, et à considérer ces lithoclastes comme un matériel régothique (roches ou sédiments altérés sur place) formé dans un profil d'altération de sol.

A Bachant, les blocs sont de grande taille et souvent anguleux. Il est donc difficile d'envisager un transport. Néanmoins, les faciès diffèrent d'un bloc à l'autre et il n'est pas aisé de les suivre latéralement.



c : cinérite - cg : conglomérat - fv : fissure verticale -

pa : poches d'argiles - se : surface d'érosion? - sm : surface mamelonnée

Fig. 32 : Le Banc d'Or de Bachant à Bachant remis à l'horizontale.

Deux hypothèses sont donc envisagées :

- les blocs sont issus d'une bréchification *in situ* ;
- les blocs ne sont pas en place.

1ère hypothèse : les blocs sont issus d'une bréchification *in situ*.

Dans ce cas, la succession verticale des blocs correspond à l'évolution verticale des faciès. Ceci est particulièrement intéressant dans la carrière de l'Horipette où les faciès originels sont reconnaissables et différents d'un bloc à l'autre. La figure 33 montre comment évoluent les sédiments dans chaque carrière au-dessus du niveau argileux considéré comme une ligne-temps. Les informations recueillies dans la carrière Malakoff sont plus succinctes car le pas d'échantillonnage est moins serré et la pédogenèse plus active.

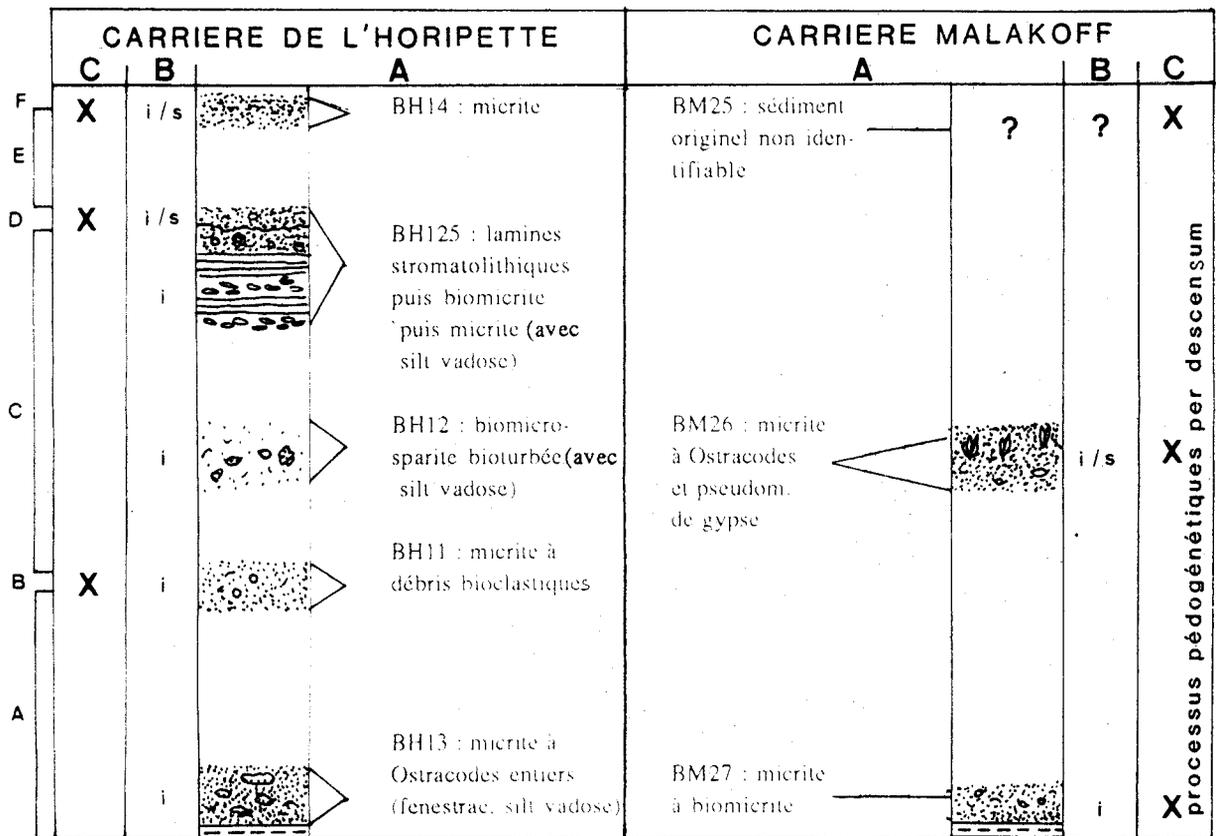


Fig. 33 : Evolution des sédiments du Banc d'Or dans chaque carrière (voir légende dans le texte).

Sur la figure 33, la colonne A indique le type de sédiment avant la pédogenèse. Dans la colonne B, figure le milieu de dépôt (intertidal ou supratidal) et les croix de la colonne C sont placées devant les échantillons qui présentent des traces de pédogenèse.

Dans la carrière Malakoff, le milieu de dépôt intertidal à la base (échant. BM 27) évolue vers un environnement de plus en plus confiné pouvant devenir supratidal (échant. BM 26). Au sommet, la pédogenèse a effacé les traces du sédiment original (échant.

BM 25) puis son influence diminue vers le bas du profil (processus *per descensum*). Les traces de pédogenèse sont visibles sur toute la hauteur.

Dans la carrière de l'Horipette, les observations sont différentes ; le milieu de dépôt est sensiblement le même : intertidal à la base évoluant vers un environnement intertidal à supratidal au sommet. Par contre, aucun confinement du milieu n'est décelable (pas de vestiges d'évaporites). De plus, la pédogenèse ne se manifeste pas dans tous les blocs. Dans une série continue, il faut envisager plusieurs étapes :

- A. dépôt en milieu intertidal (échant. BH 13 et BH 11) ;
- B. pédogenèse ;
- C. dépôt en milieu intertidal pouvant devenir supratidal ;
- D. pédogenèse ;
- E. dépôt en milieu inter- à supratidal ;
- F. pédogenèse suivie d'une émergence prolongée.

Par contre dans la carrière Malakoff, il semblerait plutôt que la pédogenèse soit une étape finale et unique.

Environ 200 mètres séparent les deux excavations. Dans le type d'environnement de dépôt envisagé, de très faibles fluctuations du niveau de la mer ou des variations topographiques suffiraient à provoquer des changements dans l'évolution des sédiments de ces deux sites. D'autre part, les blocs sont imbriqués les uns dans les autres comme s'il s'agissait des pièces d'un puzzle. Néanmoins, pourquoi y aurait-il des blocs bien développés dans la carrière de l'Horipette et peu nombreux, localisés le long d'une fissure, dans la carrière Malakoff ?

2ème hypothèse : les blocs correspondent à un éboulis.

Les blocs sont localisés sur la pente. Ils n'ont pas le même faciès car ils correspondent à des niveaux éboulés différents. Leur forme est anguleuse, rarement arrondie, le transport est quasiment nul.

Les blocs seraient issus d'un petit relief situé à l'Ouest de la carrière. Cette hypothèse explique la différence morphologique entre les deux affleurements mais implique une surface inclinée antérieure à l'éboulis. Cependant, les galets et petits blocs de la carrière Malakoff ne peuvent pas s'expliquer par un éboulis mais plutôt par une dissolution, pendant la pédogenèse, qui a profité d'une fente préexistante. De plus, les blocs de la carrière de l'Horipette semblent être trop bien imbriqués pour correspondre à un éboulis.

Aucune des deux hypothèses n'est pleinement satisfaisante. Les différences et variations topographiques entre les deux carrières ont sans doute joué un rôle important.

δ- La matrice argileuse.

Les blocs de carbonates sont enveloppés par une matrice argileuse qui leur donne un aspect brillant. Wright (1982) a décrit des nodules de carbonates aux faces brillantes. Celles-ci sont attribuées à une pellicule d'argile ayant subi des contraintes. Ces dernières ne sont pas d'origine tectonique car les faces des nodules ne sont ni planes, ni striées. Elles seraient liées aux alternances de gonflement et de rétraction : ceci est un phénomène d'argillipédoturbation et nécessite la présence de matériel argileux gonflant. Lors de la saison sèche, le matériel argileux se rétracte et d'autres minéraux tombent dans les fentes ; à la saison humide, le matériel amené ajouté aux argiles qui gonflent crée des contraintes donnant naissance à des surfaces brillantes. Ce phénomène peut parfaitement bien s'appliquer à la matrice argileuse des blocs.

Une étude de la composition de la fraction inférieure à $2\mu\text{m}$ de la matrice argileuse a été entreprise. La matrice argileuse est composée de 65% d'illite, 20% d'interstratifiés (14c-14s) et 15% de kaolinite. La ressemblance avec le niveau argileux sous-jacent (échant. BH 10 ou BM 28) est très nette (fig. 30). Leur composition est par contre totalement différente de celle des autres échantillons du Banc d'Or. Cette similitude de la fraction inférieure à $2\mu\text{m}$ suggère une similitude d'origine. L'origine de la matrice argileuse se pose donc dans les mêmes termes que celle du niveau argileux.

Toute origine détritique est écartée car aucune trace de quartz détritique n'a été observée, que ce soit en lame mince ou par diffractométrie des rayons X sur roche totale ou sur la fraction inférieure à $2\mu\text{m}$.

La matrice argileuse peut être une K-bentonite, qui se serait infiltrée entre les blocs. Dans ce cas, il est étonnant de ne pas retrouver davantage de smectite dans le cortège argileux de la matrice des blocs ou du niveau argileux. Un dépôt de plaine d'inondation, comme celui connu près de Abergavenny, peut être envisagé (Vol. 1, Part. II, Chap. 1, II-D) mais aucun argument ne confirme cette hypothèse.

La matrice argileuse et le niveau argileux sous-jacent ont probablement la même origine. Le dépôt de plaine d'inondation semble peu probable car l'épaisseur est très faible, quoiqu'une partie du dépôt ait pu être érodée. S'il s'agit d'une cendre volcanique, la diversité du cortège argileux est surprenante surtout que les vestiges de smectite y sont quasiment absents. Que ce soit dans le niveau argileux ou dans la matrice des blocs, la pédogenèse a probablement été active et, par conséquent, a pu modifier la composition originelle. De plus, l'illite est abondante (55 à 70%) et ceci est observé dans les paléosols du Purbeckien (Deconinck, comm. pers.). Le rôle de la pédogenèse est sans doute important. L'attribution du niveau argileux et de la matrice des blocs à une cinérite n'en demeure pas moins incertaine. L'étude des autres sites apportera peut-être des arguments plus décisifs.

II-E-2- Interprétation du Banc d'Or de Bachant

Dans la carrière de l'Horipette, les sédiments (échant. BM 8, BM 8' et BM 8") subiraient une pédogenèse alors que dans la carrière Malakoff se déposeraient des sables oolithiques. Ceux-ci formeraient une barrière isolant un lagon confiné (échant. BM 9), lorsque le niveau marin remonte. Les calcrètes pouvant se développer sur les flancs des dunes, le site occidental n'aurait pas été obligatoirement émergé plus précocement.

Ensuite, le niveau argileux, qui pourrait être une cinérite, se déposerait sur l'ensemble du secteur de Bachant. Son origine cinéritique est discutable (cf. discussion précédente) mais l'hypothèse d'un dépôt de plaine d'inondation n'est guère plus étayée compte tenu de la faible épaisseur des argiles.

Dans la carrière Malakoff, les sédiments (échant. BM 27 à BM 25) se déposeraient dans un milieu intertidal à supratidal puis subiraient l'action de processus pédogénétiques *per descensum*. Dans la carrière de l'Horipette, deux hypothèses sont envisagées :

1er cas : les sédiments se déposeraient dans un milieu intertidal puis subiraient une émergence, ce "cycle" étant répété au moins trois fois, puis les sédiments seraient bréchifiés. La bréchification est un phénomène fréquent dans les profils d'altération. Esteban et Klappa (1983) situent ce stade au tout début de l'évolution du profil : c'est un stade de préparation du matériel hôte qui génère un régo-lite sur lequel agit la pédogenèse. Dans le cas du Banc d'Or, la pédogenèse aurait opéré épisodiquement avant la bréchification, dans la carrière de l'Horipette; dans la carrière Malakoff, la bréchification serait quasiment nulle et se limiterait à la fissure le long de laquelle se trouvent les galets. Une autre explication serait plus satisfaisante dans le cas du Banc d'Or, c'est celle proposée par Wright (1982) : la bréchification des nodules indiquerait une argillipédoturbation. Dans ce cas, la bréchification augmente vers le haut du profil. C'est ce qui est observé dans la carrière de l'Horipette. C'est cette hypothèse qui serait la plus probable. Cette bréchification *in situ* explique bien la disposition du puzzle des blocs et elle déterminerait une limite fictive au-dessus du niveau argileux.

2ème cas : les blocs ne seraient pas considérés comme des sédiments en place. Ils seraient la conséquence d'un éboulis au pied d'un petit relief. L'éboulis serait précédé par une érosion produisant une surface inclinée sur laquelle se sont déposés les blocs. Le transport serait quasiment nul car ils sont anguleux. Mais la disposition en puzzle s'explique mal dans un tel contexte.

Sur cet ensemble, qui aurait peut-être déjà subi une érosion, se déposerait une argile, similaire à celle du niveau argileux, dont l'origine est aussi incertaine et qui constitue la matrice des blocs. Pour former ces deux corps argileux, une cinérite se serait déposée sur des carbonates émergés ou sous une très faible profondeur d'eau. Elle aurait ensuite subi une pédogenèse qui aurait fortement modifié son cortège argileux initial. La deuxième arrivée de

cinérite se serait progressivement infiltrée entre les blocs pour former cette matrice argileuse et donner un aspect brillant aux faces des blocs.

Une autre hypothèse est envisageable : un dépôt de plaine d'inondation. Cependant, la faible épaisseur des argiles et l'absence d'argiles dans la carrière Malakoff (excepté autour des blocs) infirmeraient cette éventualité. Néanmoins, l'origine cinéritique des argiles n'est pas établie et il conviendrait de faire des analyses plus complètes (géochimie, datation des zircons, étude des autres minéraux, ...).

Enfin, tout cet ensemble pourrait être érodé (différence d'épaisseur et morphologie de la limite supérieure du Banc d'Or).

Les blocs de la carrière Malakoff auraient pu se former lors de ce stade final, les eaux s'infiltrant dans la fissure et dissolvant les carbonates de part et d'autre.

Dans le Carbonifère anglais, plusieurs exemples de surfaces paléokarstiques sont décrits (Somerville, 1978 ; Wright, 1981 ; Riding et Wright, 1981). A Bachant, aucune trace de karstification n'est franchement visible. La limite supérieure du Banc d'Or n'est donc pas attribuée à une surface karstique mais à une surface d'exposition subaérienne permettant le développement de calcrète mais ne connaissant pas un changement climatique qui autoriserait des processus de karstification.

Pour que ces calcrètes se développent, il faut une source de carbonate. Celle-ci peut être de différente nature (Wright, 1982) :

- poussière éolienne ;
- eau de pluie ;
- ruissellement en nappe ;
- embruns de la mer ;
- désintégration du matériel parent calcaire et montée capillaire de l'eau souterraine.

Dans le cas du Banc d'Or, les processus pédogénétiques *per descensum* s'expliquent par une source carbonatée venant du sommet. Les apports éoliens sont probablement une source majeure.

Les carrières de Bachant montrent des différences paléotopographiques locales qui expliquent la différence d'évolution des sédiments entre les deux sites. La carrière Malakoff aurait occupé une position moins sensible aux variations du niveau marin, si l'on accepte l'hypothèse d'une bréchification *in situ* ; elle devait être plus élevée topographiquement que la carrière de l'Horipette.

II-F- Paléoclimat et taux de dépôt

Le climat sous lequel se développent les calcrètes est un climat chaud aride à semi-aride, avec des précipitations concentrées au cours d'une saison marquée (Vol 2, Part. I). L'humidité est déficiente et la saison des pluies marquée. Les observations réalisées sont en

accord avec ces conditions climatiques (l'échantillon BM 26 montre des pseudomorphoses d'évaporite).

La présence de calcrètes est révélatrice d'une longue période d'apport faible ou nul de sédiment mais il est très difficile d'en estimer la durée. Pour développer une unité jusqu'au stade 4, stade qui correspond à la lithification, à la fossilisation du profil, il faut environ 10 000 ans (Wright, 1982) mais ce n'est pas vrai pour toutes les calcrètes. En effet, quelques milliers d'années suffisent si la source de carbonate est importante.

La durée de l'exposition subaérienne ne peut être mesurée par l'épaisseur du profil d'altération ou par l'intensité de la transformation diagénétique. Le réseau hydrologique, la lithologie de la roche hôte et le climat sont autant de facteurs qui contrôlent l'épaisseur et l'intensité des processus diagénétiques (Esteban et Klappa, 1983). La durée de l'exposition subaérienne ne peut pas être estimée pour le Banc d'Or, et ceci est d'autant plus vrai qu'une partie des sédiments est probablement érodée.

II-G- Conclusions

Le Banc d'Or de Bachant présente des marques de pédogenèse. Dans la carrière Malakoff, où les processus pédogénétiques sont homogènes, le Banc d'Or constitue une unité de paléosol.

Des dépôts de milieux inter- à supratidaux subissent une pédogenèse durant une phase d'exposition subaérienne.

La minéralogie des argiles n'est pas caractéristique d'une origine cinéritique. Les argiles du Banc d'Or seraient peut-être des cinérites ayant subi une pédogenèse ou bien un dépôt de plaine d'inondation.

Le Banc d'Or montre une accumulation de carbonate indispensable à la formation de calcrète, une pédoturbation due aux argiles (argillipédoturbation) et une dissolution locale.

Aucune preuve de processus karstiques n'a été clairement reconnue et aucune estimation de la durée de l'exposition subaérienne ne peut être établie.

III- LA FORMATION DE LIVES

III-A- Description de l'affleurement

La Formation de Lives affleure principalement dans la carrière de l'Horipette. Sa base est représentée par le Banc d'Or de Bachant (fig. 26). Le sommet n'est pas atteint par l'exploitation. Elle est puissante d'une cinquantaine de mètres et se termine au cœur du Synclinal de l'Horipette (fig. 26). C'est un ensemble calcaire, bien stratifié en bancs décimétriques à métriques, de couleur sombre, localement beige (quelques niveaux stromatolithiques) ou violacé (calcaire recristallisé). Quelques failles viennent interrompre la

série. Cette formation, rythmique, se caractérise par une alternance de bioclastites fines à grossières (Vol. 2, Part. I), de lithoclastites et de biolithites et micrites. Les biolithites sont des stromatolithes, des constructions d'algues buissonnantes et des "récifs" à serpules. Quelques brèches de faible épaisseur (< 10 cm) sont visibles.

Dans la carrière Malakoff, la Formation de Lives affleure peu (\approx 20 m) et est conforme à la description précédente. Il existe cependant deux différences importantes : la présence d'une deuxième cinérite (14 m au-dessus de la première) et d'un niveau assez épais de brèche, puissant de 60 cm, assimilable à la "Petite Brèche".

III-B- Etude microscopique

L'étude sédimentologique des lames minces a permis de distinguer 8 microfaciès. Pour chaque échantillon, les caractères structuraux et corpusculaires sont reportés dans les tableaux analytiques (Vol. 2, Part. IV). Les éventuelles figures sédimentaires, le microfaciès et quelques remarques sont également signalés.

Pour chaque microfaciès, sont notés son appellation dans la classification de Folk (1962) et de Dunham (1962), la description des éléments figurés et l'inventaire paléontologique (les bioclastes sont cités par ordre d'abondance décroissante) et enfin, l'interprétation en terme de paléoenvironnement.

III-B-1- Description et interprétation des microfaciès

Microfaciès 1 (MF 1) - Intrasparite - Grainstone (Vol. 2, Part. II, Pl. IV, ph. IV-1)

Les intraclastes sont essentiellement constitués de micrite et de calcaire algair. Leur forme est quelconque et leur taille est variable : 1500 μ m en moyenne. Les bioclastes sont nombreux : Echinodermes, Foraminifères, Calcisphères, Lamellibranches, Brachiopodes et Ostracodes. Ils sont brisés et légèrement roulés. Le classement est médiocre. Les débris algaires sont fréquents.

La proportion de bioclastes est variable. Dans la plupart des échantillons, elle est inférieure à celle des intraclastes. Quelques cas cependant font exception et il s'agit alors davantage d'une biosparite.

La texture dominante est le grainstone, révélateur d'un milieu de forte énergie; occasionnellement, on observe des packstones. Le ciment est une sparite en mosaïque.

Aucune figure sédimentaire typique de la zone intertidale n'est observée. Des traces de bioturbation ont été localement remarquées.

La diversité des assemblages paléontologiques montre que le milieu est franchement marin. Les intraclastes, arrachés à des mattes algaires ou à des "mud-flats", recouvrent fréquemment des surfaces durcies, légèrement érodées, de boue micritique. Ils

affectent les microfaciès de milieux plus restreints. Ce microfaciès caractérise les milieux marins ouverts, d'énergie assez forte : il se dépose en milieu infratidal, proche de la zone intertidale (proximité des mattes algaires).

Dans les faciès standards de Wilson (1975), il se rapproche du SMF 4 : "microbreccia or bioclastic-lithoclastic packstone" : "Grains are commonly worm and of originally robust character. They may consist of both locally derived bioclasts and previously cemented lithoclasts ; commonly they are graded. Grains may be either polymictic in origin or of uniform composition".

Microfaciès 2 (MF 2) Biomicrite - Packstone/Wackestone (Vol. 2, Part. II, Pl. IV, ph. IV-2)

L'assemblage faunique est diversifié : Echinodermes, Brachiopodes, Foraminifères, débris d'Ostracodes, de Lamellibranches et de Polypiers. La microflore conventionnelle est représentée par de nombreuses Calcisphères, des Issinelles et des débris algaires. Les bioclastes sont brisés et usés. Viennent s'ajouter quelques pellets dont la proportion est variable et de nombreux débris non identifiables. Le tri de toutes ces particules n'est pas constant : plus les particules sont petites, meilleur est le classement. Aucune fenestrée ou fente de dessiccation n'est remarquée. La bioturbation est assez importante.

La diversité de la faune et de la flore montre que la salinité du milieu est normale. L'énergie est faible à modérée (texture de type packstone à wackestone). Ce microfaciès caractérise un milieu ouvert, peu profond, appartenant à la zone infratidale qui correspond au SMF 9 de Wilson (1975), typique d'un dépôt de lagon ouvert : "bioclastic wackestone" : "Almost invariably the sediment contains fragments of diverse organisms jumbled and homogenized through burrowing. It is formed in shallow neritic water of open circulation at or just below wave base. Bioclasts may be micritized".

Microfaciès 3 (MF 3)- Pelsparite-Packstone (Vol. 2, Part. II, Pl. IV, ph. IV-3)

Les pellets sont l'élément dominant de ce microfaciès. Leur taille est assez homogène (150 μm en moyenne) et leur forme est subsphérique. Quelques intraclastes de boue micritique et des copeaux algaires y sont associés. Les bioclastes sont diversifiés : Foraminifères, Calcisphères, Echinodermes, Lamellibranches, Brachiopodes, Trilobites et Ostracodes. Quelques "algues" des genres *Girvanella* ou *Koninckopora* sont également présentes. C'est un sédiment moyennement bien classé. Les bioclastes sont assez usés et micritisés.

La texture est révélatrice d'un milieu d'énergie modérée. Aucune figure sédimentaire de la zone intertidale n'est observée. Localement, la bioturbation a homogénéisé le sédiment.

Ce microfaciès s'est formé dans la zone infratidale à intertidale inférieure, dans un milieu ouvert d'agitation modérée.

Microfaciès 4 (MF 4) Oosparite-Grainstone/Packstone (Vol. 2, Part. II, Pl. V, ph. V-1)

Ce microfaciès est très rarement observé dans la Formation de Lives. C'est un sédiment composé essentiellement d'oolithes vraies ou d'ooïdes de type β (Purser, 1980). Elles sont associées à quelques pellets de petite taille (100 μm) et à de rares agrégats granulaires. Les fossiles sont peu nombreux mais diversifiés : débris de Brachiopodes, de Lamellibranches et d'Echinodermes, Calcsphères, Foraminifères et quelques débris algaires. Les bioclastes sont souvent micritisés. Des agrégats de boue accompagnent ce cortège de particules ainsi que quelques lithoclastes de boue calcaire (contenant parfois des pseudomorphoses d'évaporites).

Les ooïdes ont une forme conditionnée par celle du nucléus : ce sont des pseudo-ooïdes cristallins dont la taille est, en moyenne, de 300 μm . Ce sont des éléments à cortex formés en milieu modérément agité dans la zone infralittorale (Purser, 1975).

Les textures observées, grainstones et packstones, ne sont pas en contradiction avec un faible régime hydrodynamique. En effet, actuellement, des sables non bioclastiques se formant dans des milieux protégés, calmes, présentent des textures de ce type (Purser, 1975). Les autres éléments corpusculaires associés sont caractéristiques de la zone infralittorale mais d'agitation modérée (agrégats, lithoclastes, bioclastes). Ceux-ci ont pu migrer d'une zone plus agitée vers le lieu de formation des oolithes.

Ce microfaciès caractérise donc un milieu ouvert, d'énergie modérée, de la zone infralittorale. Il correspond au SMF 15 de Wilson (1975) : "oolite (Flügel, 1972), ooid grainstone" : "Well-sorted, well formed, multiple-coated ooids ranging commonly from 0,5 to 1,5 mm in diameter ; commonly the fabric is overpacked. The sediment is always crossbedded. It originates trough water movement on oolite shoals, beaches and tidal bars. The best-formed ooids are typically produced on tidal-bars".

Microfaciès 5 (MF 5)- Biomicrite à *Paleobesellinae*-Packstone (Vol. 2, Part. II, Pl. V, ph. V-2)

C'est une biomicrite dominée par les *Paleobesellinae* qui sont des algues dasycladales. Elles sont affectées par une recristallisation importante. Divers bioclastes et des Calcisphères sont associés aux *Paleobesellinae*, mais constituent une très faible proportion du sédiment. La bioturbation est absente. Quelques fenestrées sont visibles.

La quasi-monospécificité de ce microfaciès suggère un dépôt en milieu restreint.

Microfaciès 6 (MF 6)-Micrite à bioclastes-Wackestone (Vol. 2, Part. II, Pl. V, ph. V-3)

Dans ce microfaciès, les fossiles, souvent brisés, sont peu diversifiés : Ostracodes, Calcisphères, débris non identifiables. Les accumulations monospécifiques d'Ostracodes ou de Calcisphères sont les plus fréquentes. Les débris d'algues sont rares. La monotonie de ce microfaciès est parfois rompue par un dépôt de tempête. Une légère bioturbation contribue à l'homogénéisation du sédiment qui est moyennement bien classé. Les fentes de dessiccation sont bien développées et les fenestrées sont assez fréquentes.

La monospécificité des assemblages fauniques indique un milieu restreint avec probablement des salinités anormales. Les figures sédimentaires sont caractéristiques d'un milieu intertidal. MF 5 s'est formé en milieu intertidal restreint à énergie faible, occasionnellement forte comme en témoignent les dépôts de tempête. La présence sporadique de *Microcodium* témoigne d'une émergence. (cf. Vol. I, Part. II, Chap. I, III-B-2). Ce microfaciès correspondrait au microfaciès standard SMF 19 : "laminated to bioturbated pelleted lime mudstone-wackestone grading occasionally into pelsparite with fenestral fabric, Loferite" : "An ostracod - peloid assemblage is common within these mudstones. Micrite with scattered foraminifera, gastropods and algae also occur. This biota represents deposition in very restricted bays and ponds".

Microfaciès 7 (MF 7) - Biolithite-Boundstone à Spongiostromides (Vol. 2, Part. II, Pl. VI, ph. VI-1)

Les Spongiostromides se caractérisent par des zones sparitiques claires et des zones micritiques (sédiment piégé) sombres. C'est une succession de laminae micritiques, pellétoïdales, sparitiques, à fenestrées due à l'activité de Cyanobactéries. Les Stromatolithes

sont la forme présente dans ce microfaciès. La structure la plus fréquente est la structure LLH, *i.e.* les hémisphéroïdes sont reliés latéralement à d'autres hémisphéroïdes (Logan *et al.*, 1964). Ce genre d'organismes témoigne d'une sédimentation peu abondante. Gürich (1906) a décrit les Spongiostromides du Bassin de Namur. Il a distingué cinq "genres" : *Aphrostroma*, *Pycnostroma*, *Spongiostroma*, *Malacostroma* et *Chondrostroma*. Ceux-ci, à l'exception du premier, ont été reconnus dans la Formation de Lives.

Des ensembles de péllétoïdes, souvent de forme allongée mais de taille irrégulière (en moyenne 180 μm), sont associés aux laminae de Spongiostromides : ce sont les "stercomes" définis par Gürich (1906). Ils font partie du genre *Chondrostroma*. Leur origine est encore floue. Il peut s'agir de pellets algaires. Ils sont toujours groupés et constituent un grainstone à stercomes.

Les organismes associés aux Spongiostromides sont peu nombreux : ce sont des Ostracodes, des Gastéropodes ou des Serpules, très exceptionnellement des Calcisphères et des Foraminifères. Les fenestrées et les fentes de dessiccation sont nombreuses. Les pseudomorphoses calcitiques d'évaporites et le quartz authigène (micro-aiguilles), sont souvent associées aux Spongiostromides.

Actuellement, les Spongiostromides occupent principalement la zone intertidale. On les rencontre aussi dans la zone supratidale ou infratidale [Bahamas, Logan *et al.* (1964) ; Golfe Persique, Purser (1980)]. L'ensemble des observations montrent que les Spongiostromides se forment probablement dans la zone intertidale (fentes de dessiccation, fenestrées) dans un milieu à circulation restreinte (évaporites, organismes associés).

C'est le SMF 20 de Wilson (1975) : "algal stromatolite mudstone" : "dense and closely-spaced growth laminations swelling over protuberances characterize this sediment. Fine lime mud is preferentially trapped on the highest areas resulting in a lamination contrary to gravity. Such stromatolitic structure is commonest in the intertidal zone".

Microfaciès 8 (MF8) - Micrite - Mudstone (Vol. 2, Part. II, Pl. VI, ph. VI-2)

Ce microfaciès est représenté par une micrite azoïque. Elle présente de nombreuses fentes de dessiccation et parfois des traces de racines. Les fenestrées à remplissage géotrope sont fréquentes. Les *Microcodium* peuvent y être observés.

Souvent, des pseudomorphoses de calcite ou de quartz remplaçant le gypse ou l'anhydrite sont observables. Les différentes formes d'évaporites seront décrites en détail dans la dernière partie de ce travail consacrée à la diagenèse.

La micrite est caractéristique d'un milieu de très faible énergie. Toutes les figures sédimentaires mentionnées précédemment sont les témoins d'un milieu intertidal à supratidal. L'absence de fossiles et la présence éventuelle d'évaporites impliquent un milieu confiné. MF8

caractérise un milieu confiné de la zone intertidale haute à supratidale, de très faible énergie. Il peut être interrompu par un contact ravinant, il est l'équivalent du SMF 23 de Wilson (1975) : "unlaminated homogenous unfossiliferous pure micrite" : "This lime mudstone is mainly deposited in somewhat saline or evaporite tidal ponds. Selenite crystals may form at random or in rosettes in this sediment".

III-B-2- *Microcodium* : définition et signification

Décrits pour la première fois par Glück (1912), leur position systématique et leur interprétation écologique ont été très discutées. Glück (1912) les considère comme des algues Codiacées. Bodergat (1974) décrit 3 types de *Microcodium* qu'il considère comme des micro-organismes (actinomycètes ?).

- type I : en "épis de maïs" ; la section transversale est une rosette ;
- type II : "laminaire" la section transversale est palissadique ;
- type III : "vermiforme", assemblages plus ou moins réguliers.

L'auteur pense que *Microcodium* se développe dans des milieux continentaux et qu'il peut contaminer le substrat sous-jacent par une migration *per descensum*. Esteban (1973) les étudie dans des caliches éocènes. Il envisage une origine bactérienne puis en 1974, une origine algale (algues bleu-vert).

Klappa (1978) associe les *Microcodium* aux environnements pédologiques. Il attribue leur origine à une calcification de mycorrhizes¹ Leur étroite association avec un système de racines contribue à en faire des témoins de paléosols.

Plaziat (1984) considère que les *Microcodium* indiquent toujours un milieu subaérien.

Enfin, quelques auteurs ont cité des exemples de *Microcodium* observés dans des sédiments marins peu profonds (Mamet et Roux, 1982). Mais actuellement, il y a un certain consensus sur leur écologie : les *Microcodium* sont caractéristiques de milieux ayant subi au moins temporairement une évolution pédologique. La contamination peut s'effectuer *per descensum* par les joints, diaclases, réseaux karstiques,...

Les *Microcodium* (Vol. 2, Part. II, Pl. VI, ph. VI-3) sont parfois présents dans les microfaciès MF7 et MF8 qui correspondent à des sédiments intertidaux à supratidaux. La présence de *Microcodium* implique une évolution pédologique de ces sédiments et une pause suffisamment longue de la sédimentation.

¹mycorrhizes : racines associées à des champignons symbiotiques.

III-B-3- Carbonates cristallins et brèches

Dans la Formation de Lives, il est assez fréquent de rencontrer des carbonates dont le faciès originel n'est pas reconnaissable et plus rarement, des brèches.

III-B-3-a- Les carbonates cristallins

Ce microfaciès rassemble les calcaires recristallisés, les calcaires totalement dolomités ou l'anhydrite de remplacement transformée en calcite (échant. BH 47). Dans tous les cas, le faciès originel a disparu. Il n'est donc pas possible d'interpréter l'environnement de dépôt. Néanmoins, lorsqu'il s'agit d'anhydrite de remplacement, le banc était, à l'origine, probablement constitué d'anhydrite précoce (Rouchy, comm. pers.) et l'environnement de dépôt correspond alors au MF 8.

III-B-3-b- Les brèches

Ce sont des brèches le plus souvent polygéniques à ciment sparitique. Les éléments sont constitués de micrite, de biolithite ou de biomicrite. Ils sont parfois affectés de fissures tectoniques, indépendantes d'un élément à l'autre. Ceci implique une bréchification assez tardive, postérieure à une ou deux phases de fracturation. Quelques éléments semblent recristallisés en microsparite. Les stylolithes sont fréquents. Ces brèches présentent des caractères de la Grande Brèche mais la relation entre bréchification et évaporites est beaucoup moins nette. Ces niveaux bréchiques pourraient être attribués à la "Petite Brèche".

Ces deux groupes de carbonates ne sont pas intégrés à la séquence standard car ils ne caractérisent pas un environnement de dépôt.

III-B-4- Interprétation de la succession des microfaciès : la séquence standard (fig. 34)

Les premiers microfaciès (MF 1, MF 2) sont caractérisés par des assemblages fauniques très diversifiés et la bioturbation y est fréquente. Ils se sont déposés en domaine marin ouvert, subtidal.

Le MF 1 se situe sur l'avant pente. Quant au MF 2, il peut caractériser le milieu marin ouvert ou la plate-forme externe.

Le microfaciès MF 3 (pelsparite) caractérise un dépôt de milieu infratidal à intertidal.

Dans le domaine intertidal, se déposent le MF 4 (oosparite), MF 5 (wackestone à bioclastes), MF 6 (packstone à *Paleoberesellinae*), MF 7 (boundstones à Spongiostromides) et MF 8 (micrite).

Le microfaciès MF 4 comporte des faunes variées et des algues vivant dans des eaux à salinité normale. Il est caractéristique d'un milieu marin ouvert et appartient à la plate-forme externe. Par contre, les microfaciès MF 5, MF 6, MF 7 et MF 8 montrent des

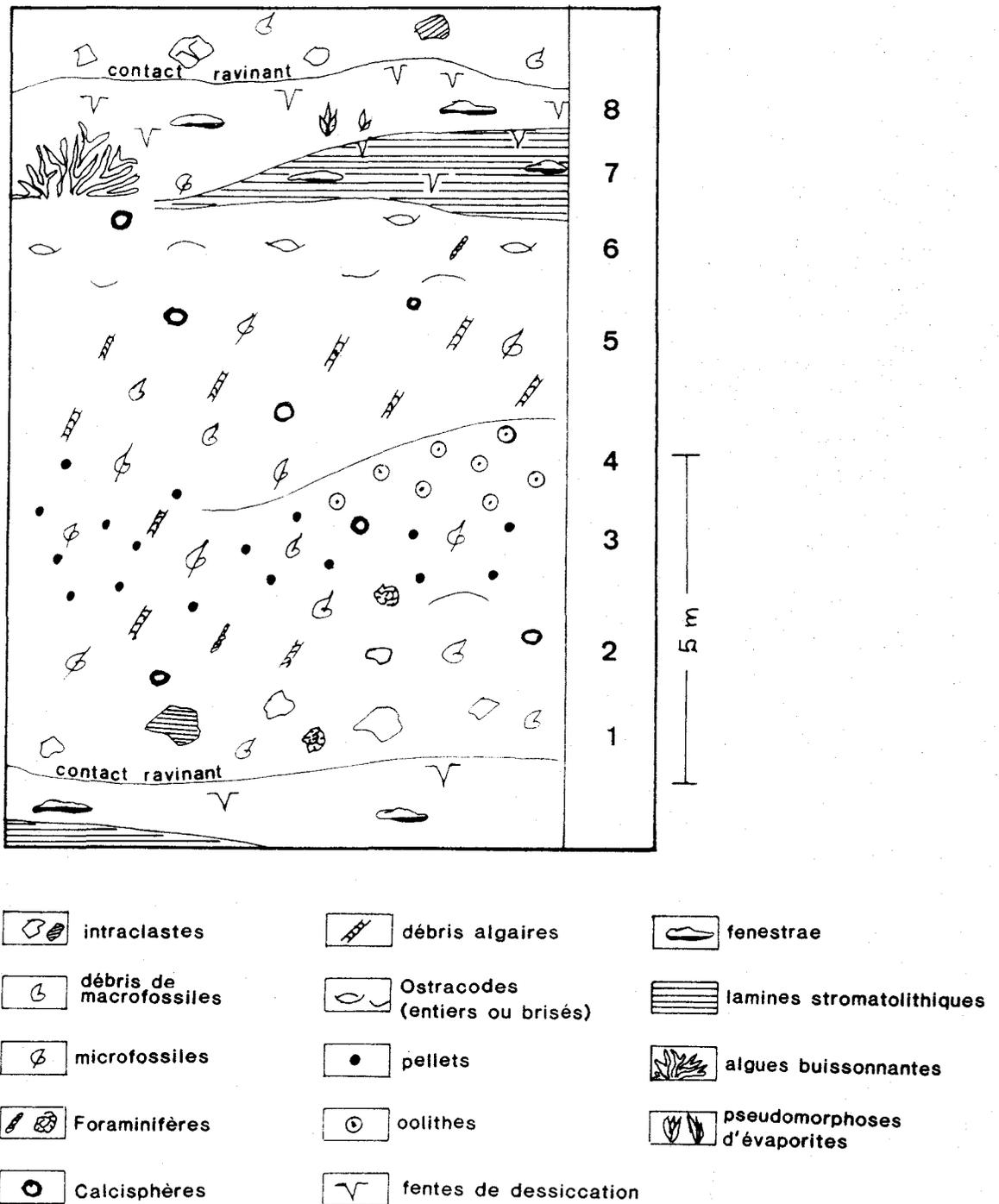


Fig. 34 : Séquence standard de la Formation de Lèves.

assemblages monospécifiques ou l'absence totale de bioclastes. Ce sont des microfaciès de la plate-forme interne où la circulation de l'eau est restreinte. MF 7 et MF 8 peuvent aussi se déposer dans le domaine supratidal.

La présence de *Microcodium* témoigne de l'émersion occasionnelle des sédiments.

Cette succession de microfaciès montre une évolution du domaine subtidal au domaine supratidal, des milieux marins ouverts vers les milieux restreints, de plus en plus continentaux (séquence de type "shallowing-upward"). Cet ensemble évolutif constitue la séquence standard de la Formation de Lives à Bachant.

Sur les logs détaillés de la Formation de Lives dans les carrières de Bachant (Vol. 2, Part. III), sont reportés les microfaciès pour chaque échantillon. Le log lithologique a été simplifié de manière à faire apparaître les phases du milieu marin ouvert (MF 1 à MF 4) et les phases dominées par le confinement progressif du milieu (MF 5 à MF 8). Le microfaciès MF 4 est représenté par le symbole habituellement utilisé pour les oolithes.

L'ensemble des microfaciès constitue la séquence standard, qui se répète plus ou moins complètement.

III-C- Analyse séquentielle : évolution verticale

L'analyse de l'évolution verticale des sédiments contribue à avoir une approche dynamique et à mieux connaître la paléogéographie.

La figure 35 rassemble les logs synthétiques de la carrière de l'Horipette et la portion équivalente de la carrière Malakoff. Il a été montré que le sommet de la Formation de Neffe se caractérisait par une sédimentation rythmique comparable à celle de Lives (Vol. 1, Part. II, Chap. I, I-D). C'est pourquoi le sommet du V2a est reporté sur les logs synthétiques. Il est ainsi possible de voir l'évolution de la plate-forme dès le changement d'environnement.

Le sommet de la Formation de Neffe, le Banc d'Or et la Formation de Lives (qui n'est pas complète à Bachant) se subdivisent en 9 séquences d'épaisseur variable, d'ordre plurimétrique.

III-C-1- Description des séquences

Du bas vers le haut, 9 séquences, notées de S1 à S9, témoignent du changement dynamique de la plate-forme et de la paléogéographie.

Séquence S1 : plurimétrique (3 à 4 mètres)

Carrière de l'Horipette : échant. BH1 à BH7

Carrière Malakoff : échant. BM35 à BM29

Cette séquence est comparable dans les deux carrières et montre des alternances rapides de sédiments de milieux marins ouverts et restreints, voire confinés. Le passage d'un

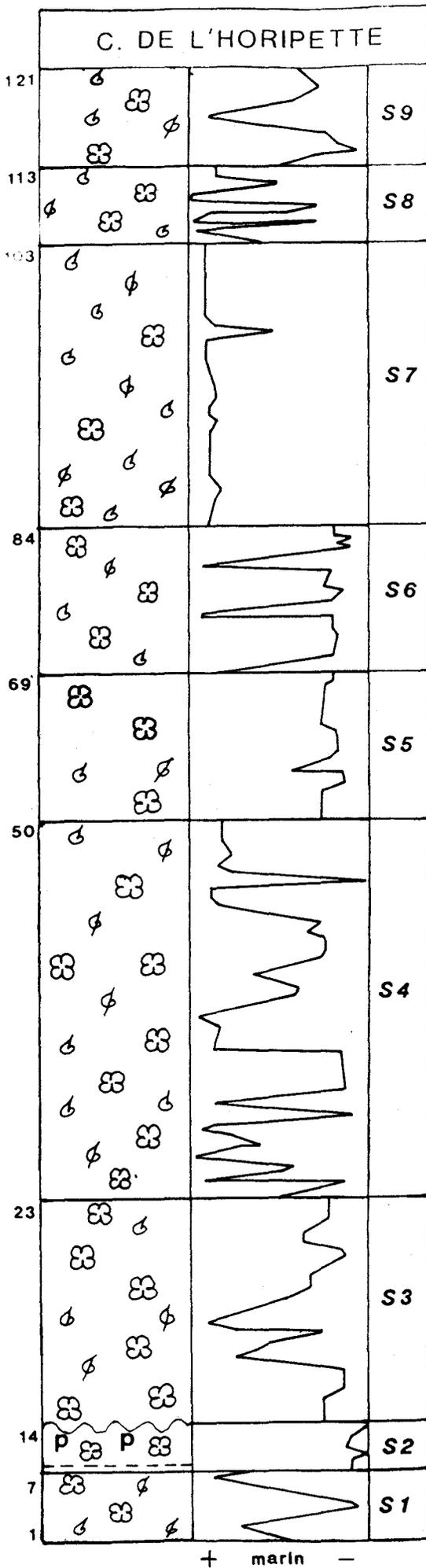
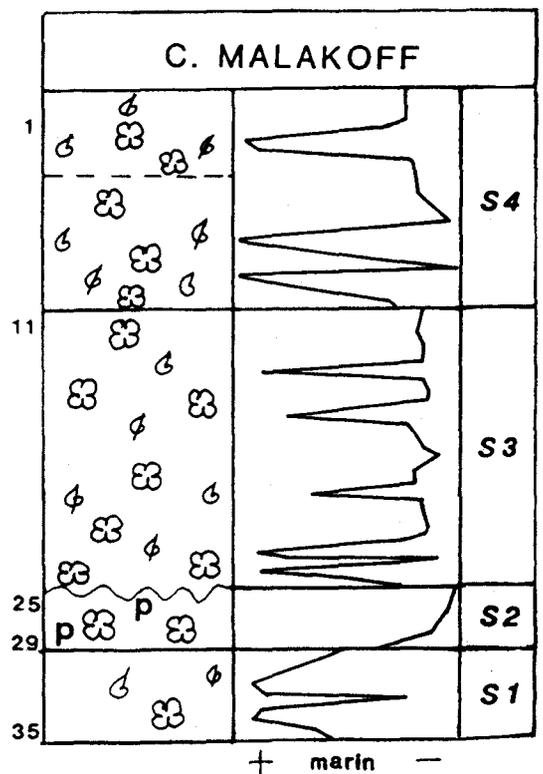


Fig. 35 : Analyse séquentielle de la Formation de Lives à Bachant.

LÉGENDE

- ☼ Algues
- ♁ Débris de macrofossiles
- ♂ Microfossiles
- ⊙ Oïdes
- P Paléosol
- △ Brèche
- Cinérite



environnement confiné (MF7-MF8) à un environnement marin ouvert (MF1-MF2) est rapide. L'ouverture de la plate-forme est brutale alors que sa fermeture est progressive (termes de transition, MF4 notamment).

La séquence S1 est oscillante et caractérise une plate-forme très instable.

Séquence S2 : plurimétrique (2 m en moyenne)

Carrière de l'Horipette : BH11 à BH14

Carrière Malakoff : BM27 à BM25

Cette séquence correspond au Banc d'Or de Bachant (Vol 1, Part. II, Chap. I, II). Elle est caractérisée par le confinement du milieu et la pédogenèse. De petites fluctuations du niveau marin sont perceptibles (Banc d'Or de la carrière de l'Horipette) mais les variations topographiques auraient joué un rôle non négligeable (Vol. 1, Part. II, Chap. I, II-6).

La séquence S2 caractérise une plate-forme assez stable restreinte subissant des émergences épisodiques locales et restant émergée au sommet de la séquence.

Séquence S3 : plurimétrique ($\approx 8m50$).

Carrière de l'Horipette : BH15 à BH23

Carrière Malakoff : BM24 à BM11/10

La séquence S3 a la même épaisseur dans les deux carrières. Elle se caractérise par l'abondance du microfaciès MF7 (milieu restreint) et plusieurs passées plus marines. Celles-ci sont plus nombreuses et plus brèves dans la carrière Malakoff. La topographie locale pourrait être responsable de cette différence. Les microfaciès intermédiaires (MF3, MF6) sont assez bien représentés.

La séquence S3 correspond à une plate-forme légèrement instable (les oscillations existent mais ne sont pas franches) et plutôt restreinte (MF7 domine).

Séquence S4 : décamétrique ($\approx 14,50$ m).

Carrière de l'Horipette : BH24 à BH50

Carrière Malakoff : BM10 à BM11 (séquence incomplète).

Cette séquence se caractérise par de fortes oscillations comparables à celle de la séquence S1. Les fluctuations sont très importantes à la base de la séquence puis elles deviennent moins rapides. Les milieux très confinés de sabkhas sont représentés notamment par l'échantillon BH47 qui constitue la dernière passée restreinte de la séquence. Cette dernière s'achève en milieu marin ouvert.

La séquence S4 est oscillante. La plate-forme est très instable, surtout à la base de la séquence.

Séquence S5 : plurimétrique (5,50 m environ).

Carrière de l'Horipette : BH51 à BH69.

L'environnement est constant. Les sédiments se déposent en milieu restreint, avec une abondance de calcaires stromatolitiques et des boues micritiques présentant parfois des pseudomorphoses d'évaporites. Les micrites à Ostracodes ou Calcisphères (MF6) sont également très abondantes.

La séquence S5 est caractéristique d'une plate-forme stable restreinte.

Séquence S6 : plurimétrique ($\approx 5,50$ m environ).

Carrière de l'Horipette : BH69' à BH84.

Cette séquence est comparable à la séquence S3. Elle est caractérisée par les microfaciès MF7 et MF6 avec quelques incursions plus marines.

La plate-forme est légèrement instable, le milieu de sédimentation est plutôt restreint, les Stromatolithes jouant un rôle important dans le confinement du milieu.

Séquence S7 : décamétrique (10,7 m environ).

Carrière de l'Horipette : BH85 à BH103.

La séquence S7 est caractérisée par la prédominance du microfaciès MF2 (biomicrite) qui caractérise un milieu marin ouvert. De rares passées vers les microfaciès restreints sont observées (MF6).

La plate-forme est très stable et le milieu est franchement ouvert.

Séquence S8 : plurimétrique (3 m environ).

Carrière de l'Horipette : BH104 à BH111.

Cette séquence est aussi dominée par les microfaciès marins francs mais les passées du milieu restreint sont plus nombreuses et plus marquées.

La plate-forme est instable mais l'enneigement demeure important.

Séquence S9 : plurimétrique (3,60 m environ) incomplète.

Carrière de l'Horipette : BH112 à BH120.

La séquence S9 est comparable à la précédente mais ce sont les microfaciès de milieu restreint qui dominent. Les incursions marines sont peu nombreuses dans la partie échantillonnée. L'instabilité de la plate-forme n'est pas très importante et le milieu de sédimentation est restreint.

III-C-2- Interprétation

Après la sédimentation monotone de la Formation de Neffe, la plate-forme serait instable (séquence S1 oscillante). Le milieu deviendrait ensuite de plus en plus confiné et les sédiments seraient transformés par des processus pédogénétiques : c'est la séquence S2 qui correspondrait à une certaine stabilité de la plate-forme. Celle-ci resterait ensuite émergée durant une période assez longue.

La séquence S3 représenterait une reprise de l'instabilité de la plate-forme avec une prédominance du confinement du milieu, puis l'instabilité deviendrait très importante dans la séquence S4.

Les passages du milieu restreint au milieu ouvert sont brutaux. La fermeture de la plate-forme s'effectue progressivement. Après cette longue période d'instabilité, la plate-forme retrouverait une grande stabilité en milieu restreint qui contrôleraient la sédimentation (séquence S5).

L'instabilité reprendrait modérément dans la séquence S6 avec des incursions marines nettes et plus nombreuses. Cette séquence constituerait un terme de passage entre les séquences S5 et S7. En effet, S7 caractériserait une plate-forme stable en milieu marin ouvert et témoignerait donc d'un ennoyage de la plate-forme.

Après cette importante période de stabilité, la plate-forme subirait de nouvelles oscillations d'abord en milieu marin ouvert, séquence S8, puis en milieu de plus en plus restreint, séquence S9. Les séquences S8 et S9 montreraient alors le passage du milieu marin franc au milieu restreint mais le terme ultime de cette évolution n'est pas connu.

III-C-3- Conclusion

L'analyse séquentielle met en évidence des changements dynamiques agissant sur la plate-forme.

Celle-ci aurait donc connu deux épisodes de très grande instabilité, séquence S1 et S4. La première suivrait une longue période de très grande stabilité de la plate-forme (Formation de Neffe).

Deux autres épisodes de grande stabilité sont observés dans la Formation de Lives : la séquence S5 qui représenterait un confinement du milieu et la séquence S7 qui témoignerait d'un ennoyage de la plate-forme.

Les autres séquences seraient des termes de passage entre ces différents ensembles.

III-D- Les particularités de la carrière Malakoff

L'analyse séquentielle montre que l'évolution générale des deux carrières est comparable. Les variations locales de sédiments peuvent s'expliquer par des variations

topographiques. Néanmoins, deux différences observées ne peuvent se comprendre de cette manière :

- l'existence d'un deuxième niveau argileux ;
- une brèche de 60 cm d'épaisseur.

III-D-1- Le niveau argileux (échant. BM2)

Il est puissant d'une dizaine de centimètres et est communément appelé "doublet du Banc d'Or". Ce sont des argiles plastiques pourpres. Il est distant du premier (base du Banc d'Or) de quatorze mètres environ. Il correspond au niveau L2 de Delcambre (1989).

La composition de sa fraction inférieure à $2\mu\text{m}$ est la suivante : 35% (10-14s), 60% (1080¹-14s) et 5% de kaolinite. Ce niveau argileux est considéré par Thorez *et al* (1979) et Delcambre (1989) comme une cinérite. Le premier auteur a étudié cette bande argileuse, notée V2ba, en Belgique et en Allemagne. Thorez *et al* (1979) ont étudié plusieurs niveaux argileux viséens et tournaisiens. Ils ont échantillonné ce lit dans la vallée de la Molignée, à Ben Akim et Trooz (Belgique) et à Aix-La-Chapelle (Allemagne). La composition et la texture impliquent une origine volcanique et Thorez qualifie ces niveaux de K-bentonite² par extension du terme. Les cortèges argileux qu'ils ont trouvés sont les suivants :

- illite et (10-14c) ;
- illite - montmorillonite et (10-14c).

La présence d'interstratifiés (10-14s) est un point commun avec le doublet du Banc d'Or de Bachant. Celui-ci pourrait être attribué à une cinérite puisque la smectite y est encore bien représentée.

Les échantillons qui précèdent ce niveau argileux montrent que le milieu est proche de l'émersion. L'échantillon BM3 est un bel exemple de calcaire stromatolithique contenant beaucoup de quartz authigène et un galet mou de kaolinite (Vol. 2, Part. II, Pl. VII, ph. VII-2) qui témoigne de la proximité de zones émergées. Le prélèvement BM4 montre des vestiges d'évolution pédogénétique (nodulisation, texture alvéolaire, ...). Un contexte de paléosols, de secteurs proches de l'émersion ou émergées précède donc le dépôt de la cinérite.

Le niveau argileux (doublet du Banc d'Or) correspondrait à une cendre volcanique déposée en milieu très peu profond (voire émergé) qui subirait une pédogenèse.

Ce niveau argileux n'est pas visible dans la carrière de l'Horipette. Cette absence peut s'expliquer par une lacune de sédimentation ou par une disparition suite à la tectonique.

¹Minéral contenant 80 % de feuillets d'illite et 20 % de feuillets smectitiques.

²Ross et Shabbon (1926) définissent une bentonite comme une roche composée essentiellement d'un minéral argileux cristallin formé par la dévitrification et accompagnant l'altération d'un matériel volcanique vitreux, généralement un tuf ou des cendres volcaniques. Une bentonite se forme *in situ*. L'espèce argileuse est une montmorillonite.

III-D-2- La brèche

Le niveau de brèche observé dans la carrière Malakoff est épais de 60 cm (échant. BM1). Ce type de sédiment est décrit ci-dessus (vol. 1, part. II, chap. I, III-B-3). Dans la carrière de l'Horipette, il y a un niveau de brèche puissant de 20 cm (échant. BH36) qui se situe 50 cm plus haut et présente les mêmes caractères que l'échantillon BM1. BH36 montre des cristaux fibreux lamellaires de calcite. Ils suggèrent une pseudomorphose d'anhydrite. C'est le seul vestige d'évaporites remarqué. Les évaporites ont peut-être joué un rôle dans la bréchification, mais il n'est pas facile de le définir.

Ce niveau de brèche pourrait être apparenté à la "Petite Brèche", connu principalement dans l'Auge Dinantaise (Paproth *et al.*, 1983). Son épaisseur et sa position stratigraphique peuvent varier rapidement. Il n'est donc pas surprenant d'observer une différence d'épaisseur de la brèche entre les deux carrières. Quant à sa position stratigraphique, elle est identique.

III-E- Conclusion

1-Les carbonates rythmiques de la Formation de Lives se caractérisent par huit microfaciès majeurs qui déterminent une séquence standard. Celle-ci témoigne de l'évolution des sédiments de milieux marins ouverts vers des milieux restreints et de moins en moins profonds.

2-La Formation de Lives (sans tenir compte du Banc d'Or) se subdivise en 7 séquences dont S5 qui est une séquence de plate-forme très stable en milieu restreint et S7 qui représente un ennoisement de la plate-forme. Une autre séquence est remarquable car elle témoigne d'une période de très grande instabilité de la plate-forme : il s'agit de S4.

3-Un niveau de brèche, d'épaisseur variable, correspondrait à la Petite Brèche.

4-Une cinérite (doublet du Banc d'Or) est observée uniquement dans la carrière Malakoff. Son absence dans la carrière de l'Horipette serait due soit à une lacune de sédimentation, soit à une disparition suite à la tectonique.

5-La Formation de Lives est typique d'un milieu de sédimentation de plate-forme carbonatée en climat aride à semi-aride. Les carbonates sont très purs : aucun grain de quartz détritique n'est présent. La rythmicité de la sédimentation trouve son origine dans la dynamique de la plate-forme dont les causes seront étudiées ultérieurement (vol. I, Part. II, Chap. IV, IV-3).

IV- CONCLUSIONS SUR LE SITE DE BACHANT

La **Formation de Neffe** se caractérise par sa monotonie. La sédimentation est dominée par les packstones à péllétoïdes. Localement, la richesse en oolithes ou en algues

montrent de petites évolutions du milieu de dépôt intertidal d'énergie faible à modérée.

Le Banc d'Or de Bachant présente des sédiments de milieu intertidal à supratidal. Ils subiraient des processus pédogénétiques assez importants. **Le Banc d'Or serait une calcrète.**

La Formation de Lives se caractérise par sa rythmicité. **Huit microfaciès majeurs** sont reconnus et condensés dans une **séquence standard** qui montre une évolution des sédiments de milieux marins francs vers des milieux restreints, de moins en moins profonds.

L'évolution verticale du Viséen moyen à Bachant montre que, dans la **Formation de Neffe**, l'influence marine varierait légèrement au cours de la sédimentation mais l'environnement changerait peu. **La plate-forme serait très stable. Le sommet de cette formation se marquerait par un changement brutal de la stabilité de la plate-forme.** Cette dernière deviendrait très instable et c'est une sédimentation oscillante (séquence 1) comparable à celle de la Formation de Lives qui vient rompre la monotonie de la Formation de Neffe.

Le Banc d'Or, qui constitue la séquence S2, témoignerait d'une **plate-forme assez stable en milieu restreint, affectée d'une émergence** dont la durée ne peut être quantifiée. Aucune activité karstique n'est clairement reconnue.

La sédimentation, durant la **Formation de Lives**, montrerait des **phases d'instabilité importantes (séquence S4), de grande stabilité (séquences S5 et S7) et des phases intermédiaires (séquences S3, S6, S8 et S9).** La plate-forme connaîtrait un confinement durable lors de la séquence S5 alors que S7 témoignerait de son ennoyage.

Les variations paléotopographiques locales ont influencé la sédimentation qui présente de petites différences d'une carrière à l'autre.

Un niveau de brèche présentant des caractères de bréchification tardive est reconnu : il pourrait être l'équivalent de la "Petite Brèche".

Deux lits argileux existent. Le premier, à la base du Banc d'Or, ne présente pas un assemblage argileux caractéristique d'une cinérite. Le deuxième, présent dans la carrière Malakoff, pourrait être une cinérite. Néanmoins, **si les deux niveaux argileux étaient des cinérites, elles se déposeraient en milieu très peu profond ou émergé et elles subiraient une pédogenèse qui transformerait leur cortège initial.**

Le climat est aride à semi-aride comme le prouve la présence de calcrète, de pseudomorphoses d'évaporites,... et il n'a pas évolué durant le Viséen moyen. Les sédiments étudiés sont semblables aux dépôts actuels du Golfe Persique ou des Bahamas.

CHAPITRE 2

LE VISÉEN MOYEN DANS LES AUTRES SITES

I- LE VISÉEN MOYEN À LIMONT-FONTAINE

I-A- L'affleurement

Au-dessus d'un ensemble dolomitique, équivalent de la Formation de Terwagne (V1b), affleure la Formation de Neffe (V2a) monotone, de couleur grise, en bancs plurimétriques (fig. 36).

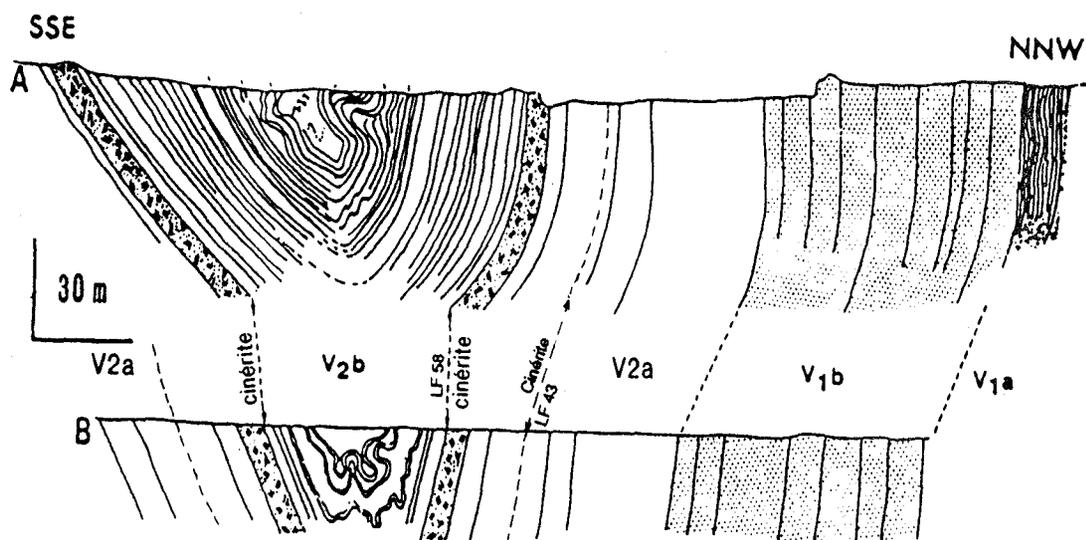


Fig. 36 : Coupes des fronts de taille de la carrière C.B.S. à Limont-Fontaine (d'après Khatir, 1990).

Quelques lumachelles de Brachiopodes et de Coraux sont remarquables ainsi que quelques Gastéropodes du genre *Straparollus*. Un premier niveau argileux vert (échant. LF 43) marque, selon Delcambre (1989), la limite entre le V2a et le V2b et est cinéritique. Au-dessus de la cinérite, la sédimentation reste la même. Une importante lumachelle de Brachiopodes, 6 mètres au-dessus de LF 43, atteint une épaisseur de 1,60 mètre environ. La sédimentation se modifie très nettement un mètre avant la deuxième cinérite (Delcambre, 1989) de couleur rouge, située 24 m au-dessus de la première : il s'agit d'une micrite qui

s'individualise en nodules. C'est vraisemblablement un niveau de paléosols. La deuxième cinérite est surmontée d'un calcaire algaire et d'une micrite en nodules sur plusieurs mètres, puis une micrite noire laisse la place à des stromatolithes, des algues buissonnantes, pour finir, au cœur du synclinal, avec une brèche qui pourrait être la "Petite Brèche".

La Formation de Neffe a une épaisseur très réduite puisqu'elle n'est que de 19 mètres¹ et la Formation de Lives est puissante d'une cinquantaine de mètres. Le Banc d'Or est réduit à l'épaisseur de la cinérite, soit dix centimètres.

Ces épaisseurs sont très différentes de celles observées à Bachant, surtout pour la Formation de Neffe et le Banc d'Or.

I-B- Limite V2a/V2b

A l'affleurement, l'épaisseur de la Formation de Neffe et la similitude de sédimentation de part et d'autre de la première cinérite sont étonnantes. Pour comparer avec le site de Bachant, une coupe de corrélation simplifiée est établie entre la carrière C.B.S. de Limont-Fontaine et le site de Bachant (fig. 37A). Trois grandes unités sont distinguées : la sédimentation de type "Neffe", celle de type "Lives" et le niveau de paléosol. La première cinérite sert de base à la corrélation puisqu'il s'agit du Banc d'Or. Les niveaux de paléosols ne sont pas corrélables. Pourtant, les paléosols sont considérés comme de bons repères chronostratigraphiques car ils ont généralement une grande étendue.

D'autre part, alors qu'à Bachant, la sédimentation rythmique se met en place dès la fin du Moliniacien, à Limont-Fontaine, distant actuellement de 7 kilomètres, elle ne débiterait que beaucoup plus tard.

Pour tenter d'expliquer ces différences entre les deux sites, les échantillons compris entre les deux cinérites ont été soumis à une datation basée sur les Foraminifères. Elle révèle un âge V2a certain pour les échantillons LF44 et LF48 (fig. 37B) qui contiennent un assemblage faunique typique du Moliniacien supérieur (Vachard, comm. pers.; Vol. 2, Part. IV).

Cette information contribue à l'élaboration d'une nouvelle corrélation basée sur le paléosol. Dans ce cadre, la sédimentation rythmique est synchrone dans les deux sites. Par contre, la cinérite perd son caractère de marqueur chronostratigraphique et le terme de Banc d'Or n'a plus de signification. Pour éviter toutes confusions, il semble nécessaire de changer de terminologie. Puisque le niveau pédologique semble être un bon marqueur pour matérialiser la limite entre le V2a et le V2b, le terme de "Pédoderme de Bachant" pourrait être utilisé pour nommer le paléosol. Un pédoderme est une unité cartographiable ; c'est une couverture de sol, entièrement ou partiellement tronquée par la surface de la terre ou partiellement ou totalement enfouie, qui a des caractéristiques physiques et des relations stratigraphiques qui permettent sa reconnaissance et sa cartographie (Brewer *et al.*, 1970).

¹Quelques mètres de la dolomie sous-jacente appartient peut-être à la Formation de Neffe.

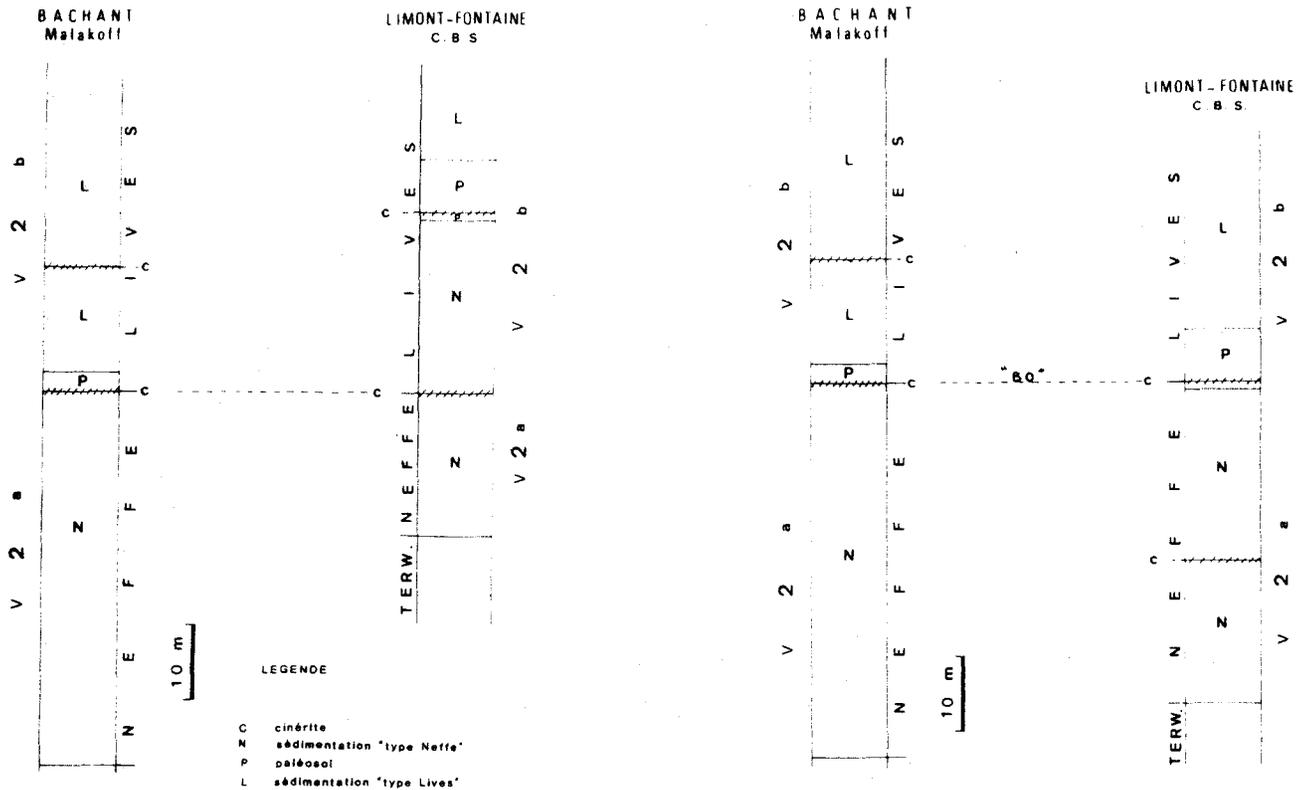


Fig. 37 : A - Corrélation entre les sites de Bachant et Limont-Fontaine établie d'après la position de la première cinérite.

B - Corrélation entre les sites de Bachant et de Limont-Fontaine établie d'après la position du paléosol.

L'étude d'autres sites devrait permettre de confirmer cette nouvelle appellation ou au contraire, de l'infirmier. Désormais, le niveau pédologique proche de la limite Moliniacien /Livien sera nommé "Pédoderme de Bachant".

Dans ce nouveau contexte, la Formation de Neffe est puissante de 43 mètres, le Pédoderme de Bachant, 8 à 9 mètres et la Formation de Lives, une vingtaine de mètres.

I-C- La Formation de Neffe (vol. 2, Part. III)

A l'affleurement, elle est similaire à celle étudiée à Bachant. La qualité de celui-ci contribue à une meilleure observation des lumachelles, des niveaux à Coraux ou à Gastéropodes et des éventuelles figures sédimentaires. Des stratifications entrecroisées sont remarquées dans l'intervalle situé entre les échantillons LF43 et LF44.

I-C-1- Etude microscopique

L'étude microscopique porte sur 28 échantillons. Elle n'a pas la même précision que l'analyse réalisée sur la Formation de Neffe à Bachant. Les carbonates sont très purs (98 à 100% de calcite et dolomite).

Les principaux constituants sont les mêmes : pellétoïdes (850 μm en moyenne), agrégats (900 μm en moyenne), intraclastes et ooïdes (100 μm). Ces derniers sont peu nombreux. Comme à Bachant, la micritisation est importante et masque parfois les structures internes des éléments figurés.

Les textures sont grossières : packstones et grainstones. L'hydrodynamisme serait assez élevé. L'échantillon LF41" montre des fentes de dessiccation, témoins d'émersion temporaire. Aucune brèche intraformationnelle n'a été observée. Le prélèvement LF42' présente un ciment pendant fibreux, révélateur d'une cimentation en milieu de vadose marine (Vol. 2, Part. II, Pl. VII, ph. VII-3).

Le milieu de dépôt serait sensiblement le même que celui décrit à Bachant : ce serait un milieu de tidal-flat pouvant être isolé localement par des rides-barrières contribuant au développement de lagunes. L'énergie serait un peu plus forte à Limont-Fontaine, comme en témoignent les textures et les rares stratifications entrecroisées.

I-C-2- L'évolution verticale (fig. 38)

Les six premiers mètres sont des grainstones localement dolomités, constitués de pellétoïdes, de macrofaune et de microfaune. Une petite passée à ooïdes complète cet inventaire (échant. LF34). Puis un mètre de dolomie calcaire (échant. LF36 et LF36') interrompt cet ensemble. Les 4,5 mètres suivants sont semblables à la base : pelsparites et biopelsparites (échant. LF36' à LF39). L'échantillon LF38 (packstone) témoignerait d'une énergie de dépôt moins élevée que précédemment. Les grainstones dominant la sédimentation et les algues font leur apparition (échant. LF39 à LF40). Les textures se modifient : de LF40 à LF42 (4 mètres), ce sont les packstones qui dominent. LF41 montre le passage à un mudstone. Les algues réapparaissent au LF41' et la monotonie de la Formation de Neffe est brutalement interrompue par un calcaire algaire (échant. LF41") accompagné d'Ostracodes, de Serpules et de Gastéropodes ; le milieu serait épisodiquement colonisé par une matre algaire, témoin du confinement de l'environnement de dépôt. Après cet épisode algaire, se déposent des oosparites (échant. LF42) et les textures grossières réapparaissent. L'échantillon LF42' (biopelsparite) présente un ciment pendant fibreux (Vol. 2, Part. II, Pl. VII, ph. VII-2), typique d'une cimentation en vadose marine. Les sédiments seraient proches de l'émersion. Le milieu de dépôt, moins profond serait recouvert d'une cendre volcanique (échant. LF43), dont la composition de la fraction inférieure à 2 μm est la suivante : 60% d'illite, 20% de kaolinite et 20% de smectite. Elle sera étudiée ultérieurement (Vol. 1, Part. III, Chap. 3). La sédimentation reprend semblable aux dépôts précédents avec une énergie modérée (échant.

LF43 à LF46 sur 6 mètres). Une importante lumachelle de Brachiopodes s'intercale dans ces

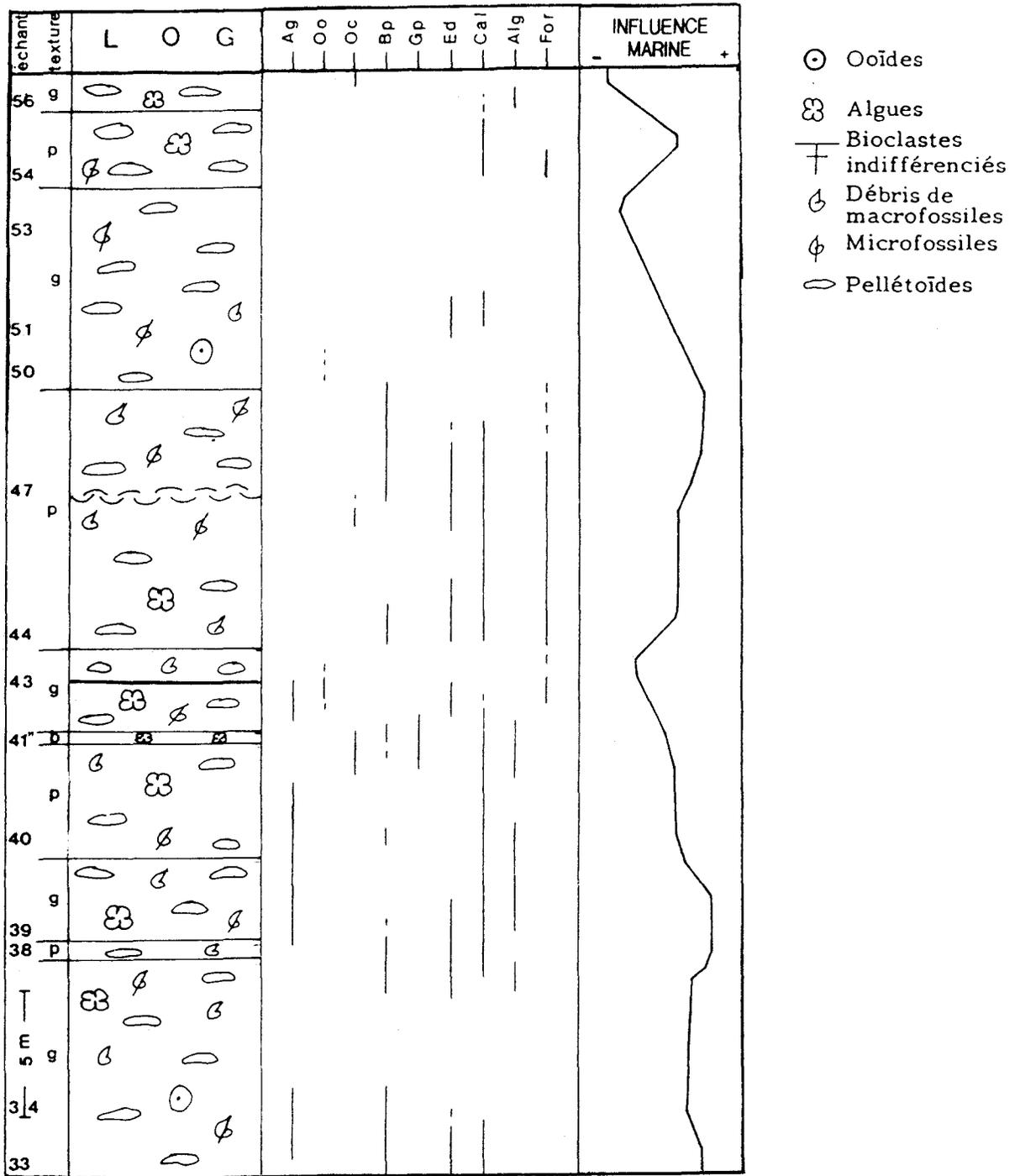


Fig. 38 : Log synthétique de la Formation de Neffe à Limont-Fontaine et courbe de fluctuation de l'influence marine

pw : packstone/wackestone ; pg : packstone/grainstone ; Ag : Agrégats ; Oo : Oolites ; Oc : Ostracodes ; Bp : Brachiopodes ; Gp : Gastéropodes ; Ed : Echinodermes ; Cal : Calcisphères ; Alg : Algues ; For : Foraminifères.

biopelsparites qui occupent encore les quatre mètres suivants puis laissent place à des grainstones dépourvus localement de faune et de flore (échant. LF50), et qui s'enrichissent en ooïdes (échant. LF51). La pelsparite LF53 voit la disparition totale de la faune et de la flore qui reviennent ensuite sur trois mètres environ puis un grainstone pellétoïdique azoïque s'installe (échant. LF56).

Les disparitions et réapparitions successives de la faune et de la flore témoigneraient de changements répétés dans l'environnement de dépôt qui passerait de conditions marines ouvertes à des conditions plus restreintes.

L'échantillon LF57 marque la base d'un niveau pédologique se situant 60 cm environ sous la deuxième cinérite. Il représente la base du Pédoderme de Bachant qui couronne la Formation de Neffe.

I-C-3- Conclusion

Le site de Limont-Fontaine est comparable à celui de Bachant. Le milieu de dépôt serait un tidal-flat. A Limont-Fontaine, il subirait un léger confinement plus précocement qu' à Bachant. Avant le dépôt de la première cinérite, les sédiments sont proches de l'émersion. Puis, après remise en eau, l'environnement de dépôt est plus ou moins favorable à la flore et à la faune.

Dans l'ensemble, l'énergie de dépôt serait assez forte et ce sont les pelsparites plus ou moins riches en bioclastes qui dominent l'ensemble de la sédimentation. Les biolithites algaires, oosparites et lumachelles sont assez rares.

I-D- Le Pédoderme de Bachant (vol. 2, Part. III)

I-D-1- Description et interprétation

Il débute avec l'échantillon LF57 qui est un calcaire algair ou micritique ayant subi une pédogenèse. La nodulisation du calcaire est perturbée par la déformation tectonique. Les nodules de micrite comportent de nombreuses fentes de dessiccation. Cependant, ils n'ont pas subi des phénomènes pédogénétiques aussi intenses que ceux qui ont affecté les carbonates des carrières de Bachant.

Ce sédiment est ensuite recouvert d'une cinérite (échant. LF58) dont la composition est très différente de la précédente. Le cortège argileux se compose de 40% d'illite et 60% de chlorite, ainsi qu'un peu de quartz. Elle est précédée d'une surface mamelonnée.

Les échantillons LF59 (boundstone de Spongiostromides) et LF60 (micrite à fenestrées et à débris bioclastiques) ne présentent pas de traces de pédogenèse. Dans le deuxième échantillon, les fentes de dessiccation sont nombreuses et quelques fenestrées sont remplies de silt vadose. Dans le prélèvement LF61, la pédogenèse est très nette. La

nodulisation agit sur un calcaire algaire. Les fentes de dessiccation sont encore fréquentes. Des prismes de calcite brune évoquent la présence de *Microcodium* quoiqu'aucun de leur habitus en rosettes ou en filaments ne soit observé. Les microstalactites et microstalagmites remarquables dans les fenestrées (vol. 2, Part. II, Pl. VIII, ph. VIII-1) plaident en faveur d'une vadose marine.

Les nodules sont parfaitement bien développés dans l'échantillon LF62. Ils sont composés de micrite et sont entourés d'une matrice microsparitique. Les stylolithes sont nombreux. L'échantillon LF63 présente également des marques pédogénétiques très prononcées. Il est semblable à l'échantillon BM25 (vol. 1, part. II, chap. I, II-C-2) de la carrière Malakoff à Bachant.

Il importe de noter l'existence d'un système de failles en extension (fig. 39) sur le flanc Sud du synclinal. Il n'affecte que le Pédoderme de Bachant et quelques dizaines de centimètres sous-jacents. Ces failles sont contemporaines du paléosol.

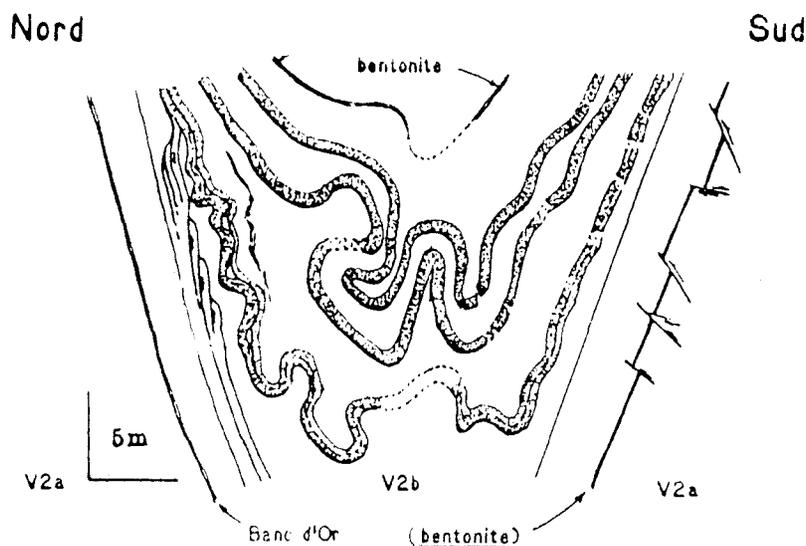


Fig. 39 : Coupe détaillée du front de taille oriental montrant la Formation de Lives (d'après Khatir, 1990).

I-D-2- Conclusion

Le Pédoderme débiterait par une micrite en nodules typique des dépôts de caliche. Une cinérite se déposerait sur ces sédiments qui auraient été émergés comme en témoigne la surface mamelonnée.

Ensuite se déposeraient des sédiments intertidaux (échant. LF59 à LF63). La pédogenèse qui se manifeste par des processus *per descensum* aurait complètement transformé LF63, LF62 étant un peu moins affecté et LF61 ne présentant qu'un début de nodulisation. Ce dernier a préservé des vestiges d'une cimentation vadose marine dans les fenestrées et le début d'une colonisation du sédiment par *Microcodium*, caractéristique des émergences.

L'émersion n'aurait pas été assez longue pour que la pédogenèse affecte tous les sédiments compris entre le sommet du Pédoderme et la deuxième cinérite (échant. LF58). Cette dernière aurait aussi été affectée par des processus pédogénétiques.

I-E- La Formation de Lives (vol. 2, Part. III)

Son épaisseur est assez faible à Limont-Fontaine, une vingtaine de mètres, car elle est interrompue tectoniquement. La position des échantillons prélevés au cœur du synclinal est assez imprécise. La stratification n' est pas continue. Les bancs sont cassés et contribuent à donner un aspect bréchiq.

I-E-1- Description

Le Pédoderme de Bachant est recouvert par une micrite à Ostracodes (MF6) surmontée par un calcaire micritique, dans lequel il faut noter la présence d'un microorganisme problématique rare dans le Viséen, *Moravamina*, qui caractérise les milieux de lagon de pleine eau. Lorsque l'on monte dans la série, après un niveau stromatolithique bien visible sur le terrain, des algues digitées précèdent le cœur perturbé du synclinal dans lequel alternent rapidement calcaires bioclastiques et algaires. Trois niveaux de brèches sont intercalés à des bioclastites fines ou des biolithites algaires. Une troisième cinérite, douze mètres au-dessus de la précédente, est visible au sommet du front de taille.

Une partie des calcaires est dolomitisée.

I-E-2- L'analyse séquentielle

Sur la figure 40 est reportée l'évolution des microfaciès afin de définir des séquences. La séquence "S2" est constituée du Pédoderme de Bachant. La séquence "S3", plurimétrique (6,60 m environ) occupe surtout le domaine restreint mais présente des incursions marines bien marquées. La plate-forme est assez stable avec une prédominance de la sédimentation restreinte. La séquence suivante, "S4", plurimétrique (4 m visibles) n'est pas complète. Elle se caractérise par de fortes oscillations du niveau marin. C'est une plate-forme très instable.

I-E-3- Conclusion

Les microfaciès sont ceux de la séquence standard. Au-dessus du Pédoderme de Bachant, la séquence "S3" montre des sédiments de milieu restreint dans lesquels s'intercalent des phases marines. La plate-forme, assez stable, est ensuite très instable ce qui engendre une séquence oscillante "S4".

Les niveaux de brèche intercalés dans un ensemble mieux stratifié, mais dont les bancs sont cassés, pourraient correspondre à la Petite Brèche.

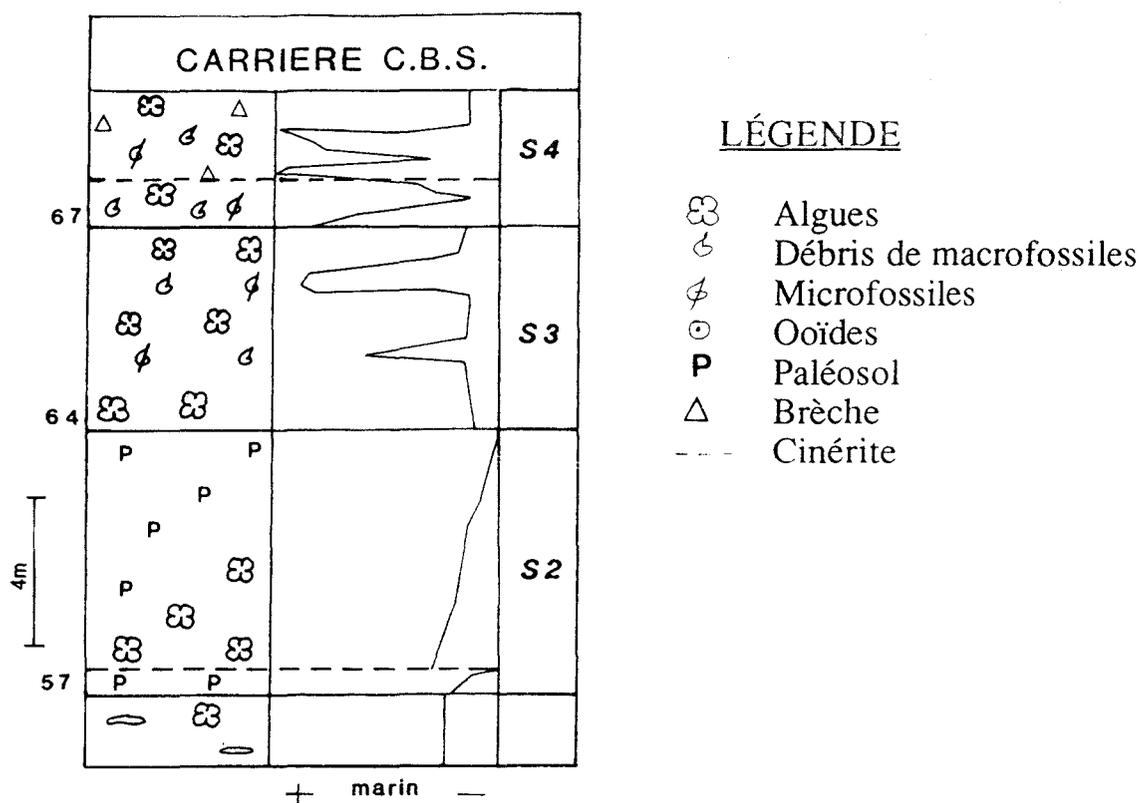


Fig. 40 : Analyse séquentielle de la Formation de Lives à Limont-Fontaine

I-F- Conclusions sur le site de Limont-Fontaine

La Formation de Neffe se déposerait sur un "tidal-flat" sur lequel se développeraient des rides-barrières pouvant isoler des lagunes. L'ensemble de la sédimentation est très homogène. Un léger confinement serait cependant visible vers le milieu de la formation. Ensuite, l'environnement redeviendrait franchement marin puis subirait une petite phase où il serait proche de l'émersion, avant d'être recouvert par une cendre volcanique. La sédimentation monotone reprendrait. Le haut de la Formation de Neffe est très pauvre en faune et en flore : ceci pourrait traduire un nouveau confinement du milieu.

Le Pédoderme de Bachant, qui constitue la séquence "S2", débute quelques centimètres avant la deuxième cinérite. Il est très bien développé et comporte deux à trois mètres de calcaire algaire n'ayant pas subi une pédogenèse remarquable.

La Formation de Lives commence par la séquence "S3", essentiellement restreinte, caractérisant une plate-forme assez stable suivie par une séquence "S4" oscillante de plate-forme très instable. Les niveaux de brèches seraient probablement syn- ou post-tectoniques.

I-G- Comparaison avec Bachant

Le type de sédimentation est comparable dans les deux sites quelle que soit la formation concernée.

La Formation de Neffe montre trois différences essentielles : 1) le confinement du milieu de sédimentation est plus précoce à Limont-Fontaine ; 2) des sédiments proches de l'émersion y sont observés, suivis par une cinérite non remarquée à Bachant ; 3) aucune rythmicité de la sédimentation n'est observée à Limont-Fontaine au sommet mais un pas d'échantillonnage plus serré aurait peut-être pu témoigner de variations nuancées.

Le Pédoderme de Bachant se caractérise par trois différences avec celui de la localité type : 1) il est plus développé (8 m environ à Limont-Fontaine contre 2 m à Bachant) ; 2) la surface mamelonnée est anté-cinéritique dans la carrière C.B.S., post-Pédoderme à Bachant ; 3) aucune particularité du contact n'est visible entre le Pédoderme de Bachant et la Formation de Lives à Limont-Fontaine.

La Formation de Lives semble comparable dans les deux sites. Les séquences "S3" et "S4" y sont repérées. En revanche, les niveaux de brèche sont plus nombreux dans la carrière C.B.S.; et si l'on considère que l'ensemble constitue la Petite Brèche, elle y est beaucoup plus épaisse (environ 3 m au lieu de 0,60 m). Enfin, la Formation de Lives est partiellement dolomitisée à Limont-Fontaine alors qu'elle ne l'est pas à Bachant.

II- LE VISEEN MOYEN AU PONT-DES-LOUPS

L'échantillonnage réalisé ne permet pas une étude détaillée des terrains viséens. Néanmoins, il permet de préciser la paléogéographie de ce site. Les limites entre les différentes formations ne sont pas connues précisément. L'aspect des formations étudiées, à l'affleurement, est le même que celui décrit dans le chapitre précédent.

II-1- Etude de la Formation de Neffe (vol. 2, Part. III)

Elle affleure dans une petite carrière au Nord du Pont au lieu-dit "Pont des Loups". La Formation de Neffe a une puissance d'environ 36 mètres. Sa base et son sommet ne sont pas bien repérés : à la base, la limite entre le V1b et le V2a est très dolomitisée et les Foraminifères y sont très peu abondants; au sommet, le Pédoderme de Bachant n'est pas visible.

L'étude microscopique montre, comme dans les sites précédents, des pellétoïdes, des agrégats, des ooïdes et des bioclastes. Dans le tiers inférieur de la formation (échant. PL13 à PL19), les pellétoïdes dominent largement. Tous les éléments figurés sont très micritisés. La faune très peu abondante à la base s'enrichit dans les échantillons PL18 et PL19 où elle est bien diversifiée et assez abondante. La texture dominante est le packstone.

Dans les deux tiers supérieurs (échant. PL20 à PL26), les ooïdes sont largement représentés. Les grains sont moins micritisés et mieux conservés. Les ooïdes sont d'assez grande taille, 600 μm en moyenne, avec un nucléus de 150 μm . Ce sont des ooïdes subsphériques cristallins. Par analogie avec les oolithes actuelles, ils se formeraient en milieux peu profonds, modérément à fortement agités, sur les rides et les barres (Purser, 1975). Mais ici, les ooïdes sont mélangés aux pellétoïdes ($\approx 700 \mu\text{m}$), aux agrégats granulaires ($\approx 950 \mu\text{m}$) et aux bioclastes (Foraminifères, Echinodermes, Calcisphères, Algues, Lamellibranches). Ce mélange suggère une dispersion à partir de leur milieu de formation, ce qui compromet leur signification en terme de paléoenvironnement.

Dans certains échantillons, les agrégats très micritisés ressemblent beaucoup aux pellétoïdes. Ceci confirmerait l'hypothèse émise précédemment (vol. 1, part. II, chap. I, I-B) c'est-à-dire que les pellétoïdes seraient des agrégats micritisés. Les textures de ces deux tiers supérieurs sont des packstones et des grainstones. L'énergie du milieu serait assez élevée.

La dolomite est fréquente, entre 3 et 50% du sédiment, et dissoute dans les échantillons PL17 à PL22. La dolomitisation est très importante vers le sommet (25 à 50%) masquant presque totalement le faciès originel (échant. PL24). Le dernier prélèvement (échant. PL26) montre un appauvrissement de la faune et de la flore : seuls les Calcisphères et de rares Ostracodes subsistent suggérant un milieu de dépôt plus confiné.

La Formation de Neffe du Pont des Loups se serait déposée dans un milieu tropical, peu profond, d'énergie modérée à proximité des rides sur lesquelles se développeraient des ooïdes d'assez grande taille, cristallins et bien préservés qui subissent une légère dispersion. La micritisation est plus importante dans le tiers inférieur. La dolomitisation est présente dans la quasi-totalité des échantillons.

Il n'est pas possible d'établir une évolution verticale précise sur ce trop faible nombre de prélèvements. Il semble cependant que le milieu serait peu ouvert à la base de la Formation, puis l'influence marine croîtrait (échant. PL17, PL23, PL25) avant de s'estomper. Au sommet (échant. PL26), l'environnement de dépôt serait assez confiné. Les pellétoïdes seraient des agrégats très micritisés.

Le Pédoderme n'affleure pas dans la petite carrière du Pont des Loups.

II-2- Etude de la Formation de Lives (vol. 2, Part. III)

Elle atteint une puissance de 97 m et l'essentiel des échantillons est prélevé le long de la rivière, le Tarsis. 16 mètres de sédiments bioclastiques et algaires précèdent une importante lacune d'affleurement. Ils sont semblables à ceux de la Formation de Lives. Les microfaciès les plus fréquents sont les MF7 (biolithite à Stromatolithes) et MF8 (micrite). Il importe de noter la présence de quartz détritique (1 à 2%) dans l'échantillon PL28. Les autres prélèvements contiennent du quartz authigène.

Les prélèvements PL34 et PL36 sont des calcaires de sparite fine dont certains éléments rappellent les fantômes de nodules observés dans l'échantillon BM25¹ et suggèrent donc une évolution pédogénétique assez poussée.

Les échantillons PL29, PL30, PL35, PL39, PL40 et PL41 sont autant d'indices d'une émergence plus ou moins longue et de processus pédogénétiques. Le prélèvement PL30 contient des *Microcodium* ; quant aux autres, ils présentent des traces de nodulisation, de texture alvéolaire, ... Des traces d'évaporites sont remarquées dans les échantillons PL40, PL38, PL36 (?).

Les fissures tectoniques qui traversent ces sédiments présentent des vestiges d'anhydrite parfois très bien conservée.

Aucune analyse séquentielle n'a pu être entreprise. Cependant des conclusions intéressantes peuvent être dégagées :

- 1) la présence de quartz détritique en quantité non négligeable dans l'échantillon PL28 suggérerait un environnement momentanément différent (proximité de terres émergées) ;
- 2) ce sont les faciès stromatolithiques (MF7) et les micrites azoïques (MF8) qui dominent. Ceci reflèterait le confinement du milieu de dépôt ;
- 3) la fréquence des structures témoignant d'une pédogenèse plus ou moins active (*Microcodium*, nodulisation, texture alvéolaire, ...) ;
- 4) la présence d'anhydrite pouvant être bien conservée, dans les fissures tectoniques.

Au Pont des Loups, la Formation de Lives se serait déposée dans un milieu dont le confinement revient souvent et qui subit fréquemment des émergences plus ou moins longues et des processus pédogénétiques parfois très actifs.

Un échantillonnage plus serré serait intéressant même si les lacunes d'observation restent nombreuses.

II-3- Comparaison avec Bachant et Limont-Fontaine

La Formation de Neffe est fondamentalement comparable à celle des deux autres sites. Les éléments à cortex différent et permettent de situer le site du Pont des Loups à proximité des rides sur lesquelles se forment les oïdes cristallins décrits précédemment. La dolomitisation de la Formation de Neffe semble moins bien localisée qu'à Bachant et Limont-Fontaine mais le pas d'échantillonnage modifie peut-être la réalité. Le milieu de dépôt serait plus confiné au sommet comme cela est observé dans les sites septentrionaux mais le manque d'information ne permet pas d'être plus précis.

Le Pédoderme de Bachant n'est pas observé au Pont des Loups.

La Formation de Lives est semblable en terme de microfaciès. Parmi ces derniers, ce sont ceux qui caractérisent les milieux confinés qui sont les mieux représentés. Il faut noter qu'au Pont des Loups, on monte plus haut stratigraphiquement dans la Formation de

¹Carrière Malakoff à Bachant (Vol. 1, Part. II, Chap. 1-II-3-b)

Lives. Mais en l'absence de Foraminifères, aucune datation précise ne peut être effectuée et une corrélation avec Bachant ne peut donc pas être réalisée. Néanmoins, le confinement, les émergences et la pédogenèse semblent très fréquents. Le Pont des Loups serait en situation plus élevée que Bachant et Limont-Fontaine.

Les cinérites et la Petite Brèche ne sont pas observées.

III- LE VISÉEN MOYEN À LA QUEUE-NOIR-JEAN

III-A- Analyse stratigraphique

L'étude de la carrière débute par une analyse stratigraphique afin de mieux connaître les limites entre les formations. De nombreuses incertitudes demeurent en raison de la dolomitisation, de la bréchification et du type de sédiment. La série comporte un certain nombre de failles et de niveaux argileux. La datation est basée sur les Foraminifères et concerne toute la carrière. Seuls les résultats obtenus pour le V2b sont mentionnés dans ce paragraphe.

La partie Nord de la carrière (fig. 41) présente des terrains du Viséen moyen appartenant à la Formation de Lives. En se déplaçant vers le Sud, on rencontre les formations sus-jacentes dont la Grande Brèche (V3a). Les limites ne sont pas définies précisément mais des distinctions sont faites entre le V2b α , β , γ et δ . Le passage du V2b au V3a est difficile à bien connaître car les sédiments contiennent peu de Foraminifères et beaucoup d'entre eux sont recristallisés ou dolomitisés.

Le Pédoderme de Bachant n'affleure pas observé. C'est un ensemble bréchi que gris composé de calcaires stromatolithiques et micritiques qui affleure. Ensuite, les calcaires sont gris foncé à gris clair, rythmiques, et forment des alternances de biolithites de biosparites souvent fines et de micrites en bancs décimétriques. La rythmicité des sédiments suggère leur appartenance au V2b α . Aucune faune caractéristique n'a été trouvée.

Les échantillons QNJ 19 et QNJ 31 ont révélé des assemblages faunistiques d'âge V2b δ (vol. 2, Part. V). Les échantillons suivants ne permettent pas de donner un âge précis.

La Formation de Lives observée à la Queue-Noir-Jean a une puissance d'au moins 23 m (échant. QNJ 1 à QNJ 40) mais elle peut atteindre 49 mètres si l'on considère les échantillons QNJ 1 à QNJ 55.

CARRIERE DE LA QUEUE-NOIR-JEAN

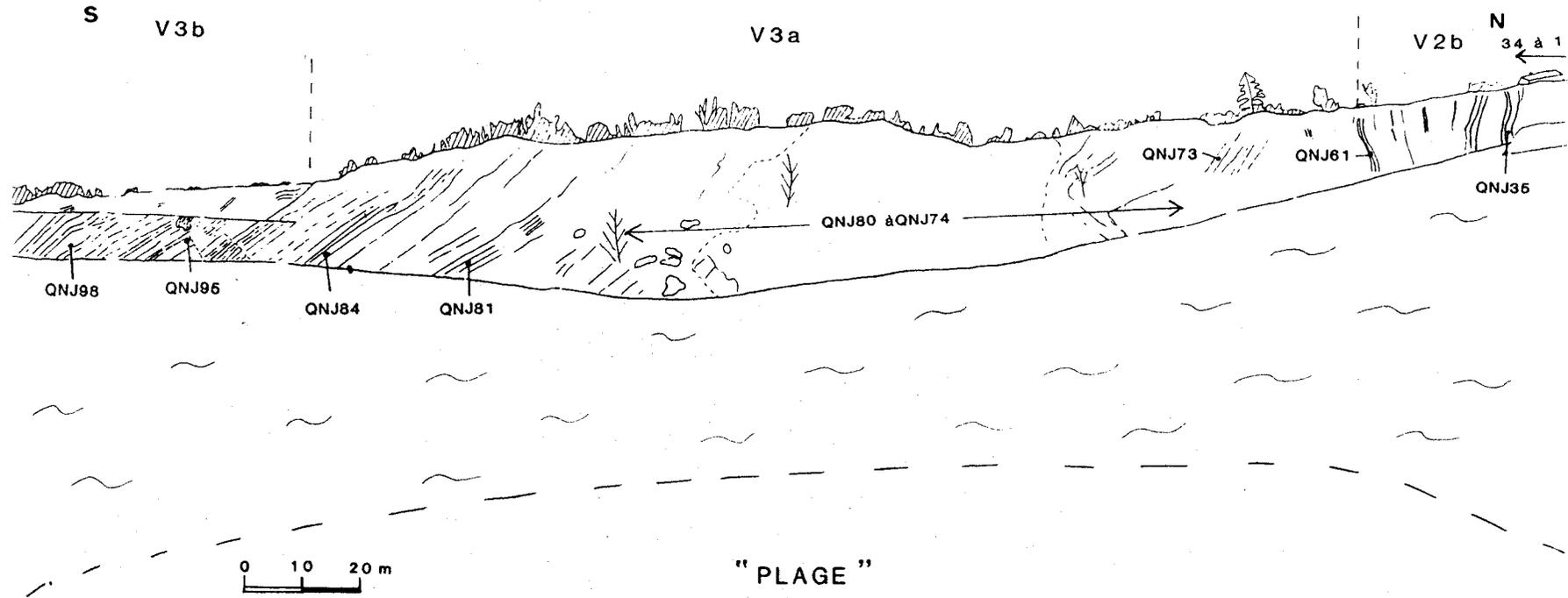


Fig. 48 : Plan de la carrière de la Queue-Noir-Jean.

III-B- Etude microscopique

Les microfaciès observés sont semblables à ceux de la séquence standard établie à Bachant. Quelques particularités sont à noter.

L'ensemble bréchique situé dans la partie septentrionale de la carrière (échant. QNJ 6 à QNJ 8, QNJ 10), ainsi qu'une partie des échantillons QNJ 12, QNJ 13 et QNJ 18, montre les mêmes caractéristiques que les brèches décrites précédemment (vol. 1, part. II, chap. 1, III-B-3-b). Elles sont issues d'une bréchification post-tectonique (fissures tectoniques antérieures à la bréchification). Dans ces niveaux à aspect bréchique, ce sont les microfaciès MF 7 et MF 8 qui dominent. Le milieu de dépôt serait donc assez restreint et très peu profond. La proximité de l'émersion est plus nette dans les échantillons QNJ 23, QNJ 31 à QNJ 33. QNJ 23 et QNJ 32 montrent les traces d'une activité pédogénétique (texture alvéolaire). Les vestiges d'anhydrite sont nombreux dans le QNJ 23. Les prélèvements QNJ 31 et QNJ 33 présentent des *Microcodium* particulièrement bien développés et de grande taille (prismes de 400 μm x 400 μm ou rosettes de 950 μm de diamètre ou filament de 3 à 3,5 μm d'épaisseur) dans ce dernier (Vol. 2, Part. II, Pl. VIII, ph. VIII-2). Tous ces témoins de processus pédogénétiques ou d'émersion ont déjà été observés dans le Pédoderme de Bachant (vol. 1, part. II, chap. 1, II-C). Ils témoignent de processus pédogénétiques actifs.

L'échantillon QNJ 26 contient des oncolithes (d'un diamètre de 2,5 mm) développés autour de débris algaires. Selon la classification de Logan *et al.* (1964), il s'agit du type SS (structures sphéroïdales), mode C (sphéroïdes empilés de façon concentrique). Il caractérise les eaux peu profondes mais submergées en permanence ou les zones intertidales inférieures. Le mode C est le témoin d'une agitation plus ou moins continue qui contribue à la croissance de lamines concentriques.

De l'anhydrite de remplacement (contours en dominos) est transformée en calcite dans l'échantillon QNJ 10; et le QNJ 12 présente de l'anhydrite préservée dans les fissures. Ceci témoigne de la circulation de fluides sulfatés lors de la tectonique ou après cette dernière.

De l'échantillon QNJ 12 à QNJ 34, les alternances du milieu marin ouvert (MF 1 à MF 4) et du milieu plus confiné (MF 5 à MF 8) sont rapides. Les microfaciès de chacun des échantillons sont reportés sur le log détaillé (vol. 2, Part. III). La présence d'anhydrite dans les fissures est fréquente.

III-C- Analyse séquentielle

De la base (échant. QNJ 1) vers le sommet (échant. QNJ 45), trois ensembles sont distingués jusqu'à l'échantillon QNJ 34 (fig. 42). Au-dessus, le manque d'observations empêche toute interprétation en terme d'analyse séquentielle. De plus, il n'est pas rare de rencontrer des calcaires recristallisés ou dolomités. Sur le log détaillé (vol. 2, Part. III), les points d'interrogation figurent les zones d'incertitudes.

Les séquences sont appelées S_A, S_B et S_C (fig. 42). Seule la séquence S_B est complète.

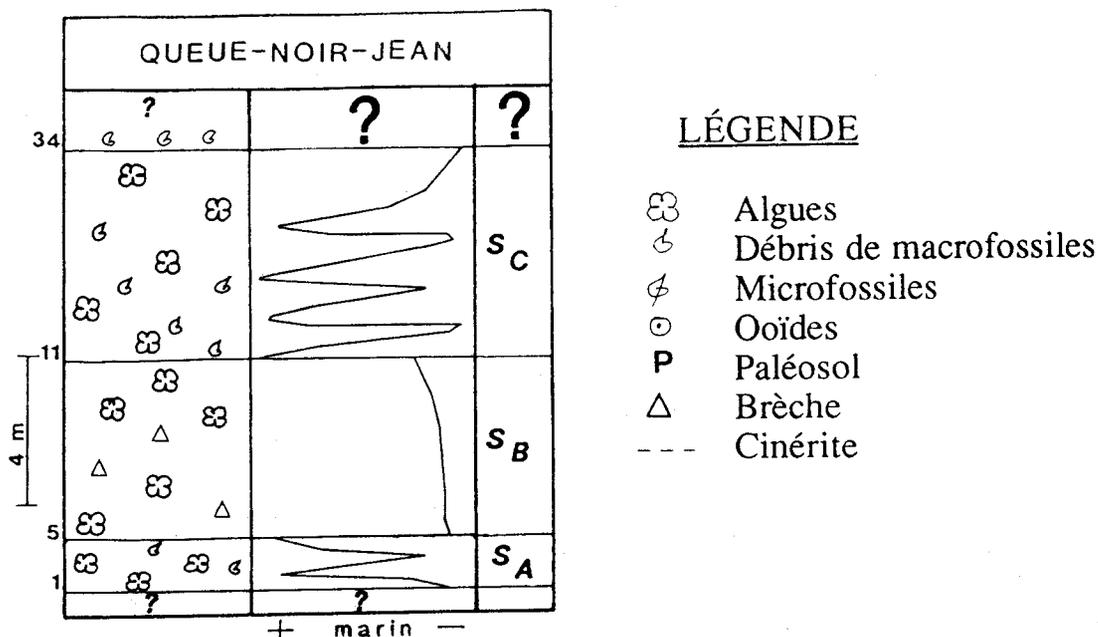


Fig. 42 : Analyse séquentielle de la Formation de Lives à la Queue-Noir-Jean.

Séquence S_A : QNJ 1 à QNJ 4 - son épaisseur est probablement plurimétrique mais 1,50 m seulement est visible.

Cette séquence débute en milieu marin ouvert. S_A est oscillante et caractériserait une plate-forme assez instable.

Séquence S_B : QNJ 5 à QNJ 10 - plurimétrique (≈ 5,30 m)

Elle montre des faciès de milieu restreint uniquement (microfaciès MF7 et MF8). La plate-forme serait stable en milieu confiné.

Séquence S_C : QNJ 11 à QNJ 33 - plurimétrique (au moins 6 m)

Cette séquence montre de fréquents passages du milieu ouvert à un milieu restreint. Les ouvertures du système pourraient être brutales alors que les fermetures seraient progressives. Le sommet de la séquence semblerait plus confiné (échant. QNJ 29' à QNJ 33). Il présente des traces de pédogenèse. La séquence se terminerait avec le prélèvement QNJ 33 qui est le dernier échantillon à contenir des vestiges de paléosol.

S_C est une séquence très oscillante qui se terminerait par une émergence. La plate-forme très instable retrouverait une certaine stabilité, à la fin de la séquence en domaine subémergé.

III-D. Conclusion et comparaisons avec d'autres sites

L'étude de cette coupe permet de mieux connaître les subdivisions de la Formation de Lives à la Queue-Noir-Jean. Les microfaciès observés sont semblables à ceux de Bachant. Une pédogenèse active est remarquable vers le sommet. Les indices d'émersions ou d'approche de l'émersion sont nombreux (texture alvéolaire, *Microcodium*, oncolithes, ...). Il importe de noter la présence d'une brèche post-tectonique peu développée (comparée à la Petite Brèche ou à la Grande Brèche) et la préservation d'anhydrite dans diverses fractures.

La comparaison avec les sites septentrionaux (Bachant et Limont-Fontaine) est assez sommaire puisque les niveaux stratigraphiques ne sont pas les mêmes. Les conclusions restent donc générales. Les microfaciès sont semblables. Ceci implique un environnement de dépôt homogène dans toute la Formation de Lives mais aucune analyse séquentielle comparative ne peut être entreprise. Il apparaît d'ores et déjà que durant le V2b, les émersions seraient fréquentes comme le prouvent les différentes traces de pédogenèses observées dans toute la Formation de Lives, que ce soit à Bachant, à Limont-Fontaine, au Pont des Loups ou à la Queue-Noir-Jean.

D'autre part, dans l'Auge Hennuyère, les niveaux du V2bd sont entièrement bioclastiques et contiennent de nombreux cherts (Paproth et al., 1983). A la Queue-Noir-Jean, les séquences sont assez nombreuses, le V2bd n'est donc pas composé exclusivement de sédiments bioclastiques. De plus, la seule trace de silicification se trouve dans l'échantillon QNJ 28' mais ne constitue en rien des cherts. Il semblerait donc que la partie supérieure de la Formation de Lives à la Queue-Noir-Jean soit différente de celle du Synclinorium de Namur où elle a été définie.

IV- LE VISÉEN MOYEN D'AVESNES

L'étude a été menée par Trentesaux (1989) lors de son D.E.A. Une étude complémentaire est effectuée dans le cadre de ce travail.

IV-A- Affleurement

Les carrières des établissements Bocahut exposent largement le Calcaire de Neffe qui a une puissance de 50 mètres. Ce sont des calcaires oolithiques, parfois dolomitiques, arythmiques. Les bancs sont plurimétriques (5 à 15 mètres; fig. 43).

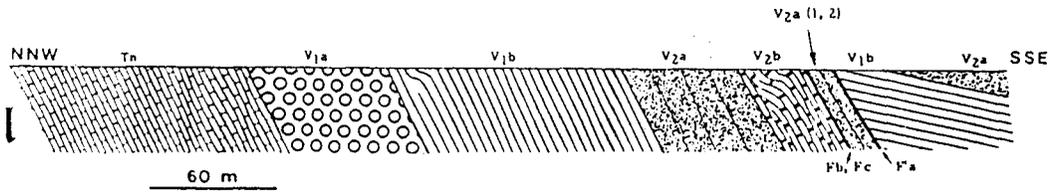


Fig. 43 : Coupe du front de taille échantillonné dans les carrières des Etablissements Bocahut.

Trentesaux (1989) a divisé la formation en trois membres :

- Neffe 1 : 16 m de calcaire clair et massif, reconnaissable par la présence d'assez nombreux Gastéropodes (*Straparollus*). Bancs Ne1 à Ne7 ;
- Neffe 2 : 22 m de calcaires et de dolomies plus sombres avec des niveaux à *Chonetes*. Bancs Ne8 à Ne14 ;
- Neffe 3 : 12 m de calcaire riche en Crinoïdes et en Coraux. Bancs Ne15 à Ne22.

Cette formation est couronnée par le Banc d'Or ou Pédoderme de Bachant dont la puissance n'est que de 7 cm.

La Formation de Lives, épaisse de 28 m, est rythmique, calcaire ou dolomitique. Elle montre une alternance de bioclastites fines et grossières, de biolithites et de micrites et de très rares oolithites. Ce sont des carbonates généralement gris ou noirs. Un deuxième niveau argileux est observé 12 m au-dessus de celui du Pédoderme de Bachant. Elle se termine par faille dans des niveaux de dolomie blanche (Trentesaux, 1989).

IV-B- La Formation de Neffe (Vol. 2, Part. III)

Cette formation semble oolithique ou graveleuse et présente des stratifications entrecroisées. Ces carbonates sont très purs (1 à 2% de résidus).

IV-B-1- Etude microscopique et milieu de dépôt

Dix lames minces sont observées (vol. 2, Part. IV). Dans la partie inférieure (de l'échant. Ne2 à Ne11), ce sont les pellétoïdes qui dominent, accompagnées d'une faune et d'une flore peu diversifiées : Calcisphères, Algues, Foraminifères. Ces assemblages suggèrent un milieu un peu restreint. Les textures sont de type packstone et témoignent d'une énergie modérée. Les pellétoïdes de ces pelsparites ont une taille variable (de 250 à 1650 μm avec une moyenne de 750 μm). La micritisation des bioclastes est importante.

Après une passée cristalline composée de calcaire dolomitique et de dolomie (échant. Ne14 et Ne14e), ce sont les oosparites qui composent l'essentiel de la sédimentation. Les oolithes ne sont pas très bien conservées mais toutefois reconnaissables (Vol. 2, Part. II, Pl. VIII, ph. VIII-3). Selon la classification de Purser (1975), il s'agit de pseudo-ooïdes cristallins et d'ooïdes cristallins plus ou moins micritisés. Leur taille est de 550 μm en moyenne. Leur cortex a une épaisseur d'environ 150 à 250 μm . Le nucléus est difficilement identifiable. La faune et la flore tendraient à montrer un milieu plus ouvert que précédemment : Echinodermes, Foraminifères, Lamellibranches, Algues, Calcisphères, ... Les textures grainstones seraient les témoins d'une forte agitation du milieu quoique ceci ne soit pas toujours vrai (cf. vol. 1, part. II, chap. I, I-D).

Les ooïdes cristallins n'étant pas mélangés à d'autres éléments figurés, il est possible d'en déduire le milieu de dépôt. Ils caractériseraient les milieux peu profonds, modérément ou fortement agités. On les rencontre actuellement sur les rides et les barres. Les ooïdes micritiques caractériseraient les milieux calmes. Quant aux pseudo-ooïdes, ils indiqueraient des environnements relativement calmes.

Vers le sommet de la Formation, les assemblages fossiles présentent de nouveau un appauvrissement de la diversité spécifique ; Ostracodes, Calcisphères et parfois un peu d'Algues et de Foraminifères.

Enfin, l'étude microscopique a révélé la présence d'anhydrite (sous forme de calcite) dans les fractures.

Les éléments figurés indiqueraient un dépôt en milieu intertidal sur un "tidal-flat" (pellétoïdes, pseudo-ooïdes, agrégats, ...) ou sur les rides (ooïdes). Les textures rencontrées impliqueraient une énergie de dépôt modérée à forte.

La Formation de Neffe à Avesnes s'est déposée en milieu intertidal d'assez forte énergie, sur un "tidal-flat" associé à des rides qui peuvent isoler des lagunes. Le milieu était plus ou moins ouvert, comme le montrent les assemblages fossiles, sans atteindre un confinement prononcé, d'après les échantillons étudiés.

IV-B-2- Evolution verticale (fig. 44)

La sédimentation débute par des pelsparites, voire des biosparites à pellétoïdes, caractérisant un dépôt sur des "tidal-flats". La faune et la flore observées dans les premiers échantillons indiqueraient que le milieu n'est pas franchement marin. L'énergie de dépôt serait plutôt modérée (texture packstone et micritisation intense).

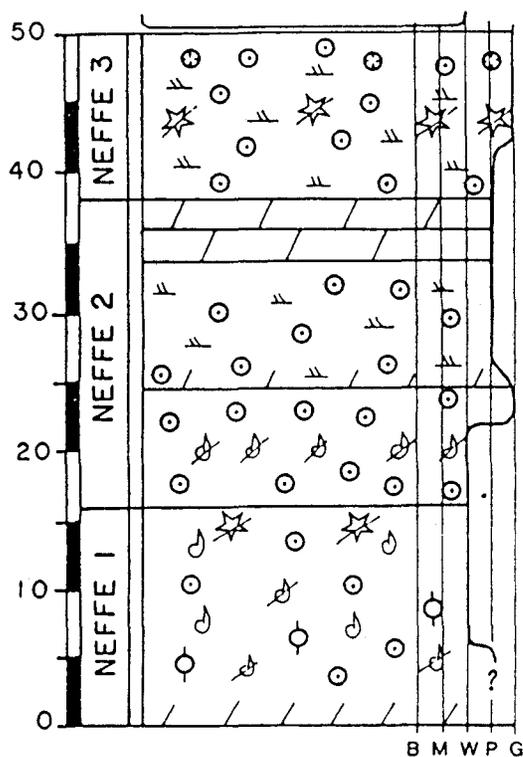


Fig. 44 : Log de la Formation de Neffe à Avesnes (d'après Trentesaux, 1989).

Après une passée dolomitique qui masque le faciès originel, les oosparites dominent largement la sédimentation. Elles caractériseraient des rides, une énergie forte et les assemblages fossiles montreraient que le milieu est ouvert.

IV-B-3- Conclusion

Les éléments dominants sont dans un premier temps les pellétoïdes, caractéristiques d'un "tidal-flat", puis les ooïdes, témoins de rides-barrières. Les textures sont relativement homogènes mais le pas d'échantillonnage n'autorise aucune précision. Les assemblages fossiles montrent la variation de l'influence marine. La Formation de Neffe se terminerait par un milieu un peu restreint sur lequel se déposerait une cinérite.

IV-C- Le Pédoderme de Bachant

Il est constitué d'un niveau argileux contenant des cailloux calcaires. Son épaisseur n'est que de 7 cm. La fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ du niveau argileux (échant. BO) est composée de 40 % d'interstratifiés (10_{80-14s})¹, 30 % d'interstratifiés (10-14s), 15 % de kaolinite et 15 % d'illite. Ce serait une cinérite (Delcambre, 1989). La diversité du cortège argileux n'est pas caractéristique d'une cendre volcanique mais elle pourrait avoir subi une pédogénèse qui aurait modifié sensiblement son cortège argileux.

L'échantillon calcaire (échant. BO) montre un début de nodulisation d'une micrite à fentes de dessiccation. Quelques septarias sont observées : ce sont des éléments pédogénétiques constitués d'un réseau de vides radiaux et concentriques, formés de calcite, aux limites nettes, de forme sphérique. Leur origine serait surtout accréionnaire (fig. 29). Les septarias se formeraient *in situ*. Nodules et septarias témoigneraient de processus pédogénétiques. La faible épaisseur du Pédoderme trouve trois origines :

- l'absence de développement de la calcrète ;
- l'érosion du paléosol ;
- la dolomitisation du paléosol.

Si le paléosol a été érodé, il ne reste pas de trace de cette érosion. En effet, la limite de banc est plane, elle ne présente aucune particularité. Les six premiers mètres sont largement dolomitisés. La dolomitisation masque le faciès originel. Elle pourrait cacher la présence de caractères pédologiques.

Il convient donc d'être prudent dans l'interprétation du Pédoderme. Absence de développement de la calcrète ou dolomitisation de celui-ci, il n'est pas possible de trancher. Un échantillonnage très serré permettrait peut être de trouver des vestiges de paléosol dans des portions moins dolomitisées.

A Avesnes, le Pédoderme de Bachant a, *a priori*, une épaisseur très réduite mais rien ne prouve que celle-ci soit représentative. La dolomitisation pourrait masquer une grande partie du paléosol.

IV-D- La Formation de Lives (vol. 2, Part. III)

Elle est constituée de carbonates très purs. A Avesnes, la dolomitisation est fréquente et oblitère souvent le faciès originel. Néanmoins, dans de nombreux cas, ce dernier est reconnaissable.

¹"10 80" signifie qu'il ne s'agit pas d'un illite pure. Elle contient 20 % de feuillets de smectite.

IV-D-1- Etude microscopique

Globalement, les microfaciès reconnus à Avesnes sont fidèles à la description faite dans le cadre du site de Bachant. Celle-ci a donc été conservée. Il importe toutefois de noter quelques différences :

- a- la dolomite ;
- b- les intrasparites
- c- les indices de pédogenèse.

a- Les causes de la dolomitisation ne sont pas étudiées dans ce paragraphe. Elles le seront dans la troisième partie. Cependant, il faut remarquer que la dolomite est fréquente, qu'elle n'est pas remplacée par de la calcite comme c'est le cas à Bachant. Son habitus est différent. Enfin, elle affecte tous les microfaciès qui, parfois, ne sont plus reconnaissables.

b- Les intrasparites ne sont pas tout-à-fait identiques. Les bioclastes sont peu représentés et peu diversifiés dans certains échantillons (échant. Li 4d, Li 4q). Il n'est pas rare de voir des intraclastes qui ressemblent à des éléments de paléosols (texture alvéolaire). Il semblerait qu'un paléosol peu éloigné ait été démantelé. L'observation de quelques unes des intrasparites suggère un dépôt de tempête plutôt qu'un sédiment de base de séquence. Cette impression de démantèlement se retrouve aussi dans des biolithites (échant. Li 4j).

c- Les fentes de dessiccation sont très bien développées dans presque tous les microfaciès MF 7 et MF 8. Certains échantillons présentent des *Microcodium* (échant. Li 4f, Li 4h). La nodulisation des sédiments s'observe dans les prélèvements Li 4c et Li 4z. Dès que les dépôts sont caractéristiques d'un milieu très peu profond et plus ou moins restreint, les processus pédogénétiques semblent agir, sans pour autant modifier considérablement les sédiments. Leur durée ne serait pas suffisamment longue pour laisser une empreinte prononcée mais les vestiges de pédogenèse sont cependant reconnaissables.

Ces observations permettent de mieux comprendre la présence d'intraclastes de paléosol dans les intrasparites. L'environnement semblerait très propice au développement de calcrètes.

L'étude microscopique révèle également la présence d'anhydrite dans les fractures tectoniques de nombreux échantillons (voir Vol. 2, Part. IV).

L'analyse microscopique des échantillons montre des microfaciès sensiblement identiques à ceux décrits à Bachant. Seules les intrasparites sont légèrement différentes et pourraient parfois constituer un dépôt de tempête. Leur milieu de dépôt est assez restreint. La dolomite est un minéral bien représenté à Avesnes. Enfin, les indices de pédogenèse sont nombreux dans toute la Formation de Lives et témoigneraient d'un environnement favorable au développement des calcrètes (terres émergées, flancs de haut-fond).

IV-D-2- Analyse séquentielle (fig. 45)

La partie inférieure, correspondant au Pédoderme de Bachant et aux premiers mètres de la Formation de Lives, est dolomitisée. Dans ces conditions, il est difficile de distinguer des séquences. L'échantillon B.O. marquerait la limite inférieure de la séquence S2 mais sa limite avec l'unité S3 n'est pas reconnue. Il en va de même pour cette dernière. L'analyse séquentielle débute réellement avec la séquence S4 et se termine avec S6.

Séquence S4 : elle est plurimétrique (14 m environ) (échant. Li 2' à Li 4y).

Sa limite inférieure est imprécise. C'est une séquence qui montre le passage en microfaciès du milieu ouvert (MF1 et MF2) au milieu restreint (MF7 et MF8). La fermeture du milieu se ferait plus progressivement que les ouvertures qui sembleraient brutales. Les oscillations ne sont pas régulières. Elles sont d'abord assez lentes (échant. Li 2' à Li 4c) puis rapides (échant. Li 4d à Li 4h) dans le tiers inférieur.

Dans le deuxième tiers, le milieu restreint domine (échant. Li 4i à Li 4m). Une cinérite se dépose sur des sédiments très peu profonds. Les dépôts sus-jacents présentent des traces de pédogenèse (échant. Li 4l). Ensuite, il y a une nouvelle oscillation (échant. Li 4m à Li 4p). Après une brève domination du milieu marin (Li 4q à Li 4t), les oscillations reprennent (Li 4u à Li 4y) en s'accélégrant à la fin.

La plate-forme serait très instable. Elle connaîtrait néanmoins des périodes de moyenne stabilité.

Séquence S5 : séquence plurimétrique ($\approx 5,50$ m) (échant. Li 4z à Li 5h).

C'est une séquence qui se caractérise par l'homogénéité des microfaciès : ils témoigneraient d'un milieu restreint.

Cette séquence montrerait une plate-forme très stable en milieu restreint.

Séquence S6 : Seuls les premiers mètres sont visibles (échant. Li 5i à Li 6a).

Il n'est pas possible de définir cette séquence car les informations sont trop peu nombreuses. De plus, la dolomitisation masque les dépôts originaux au sommet.

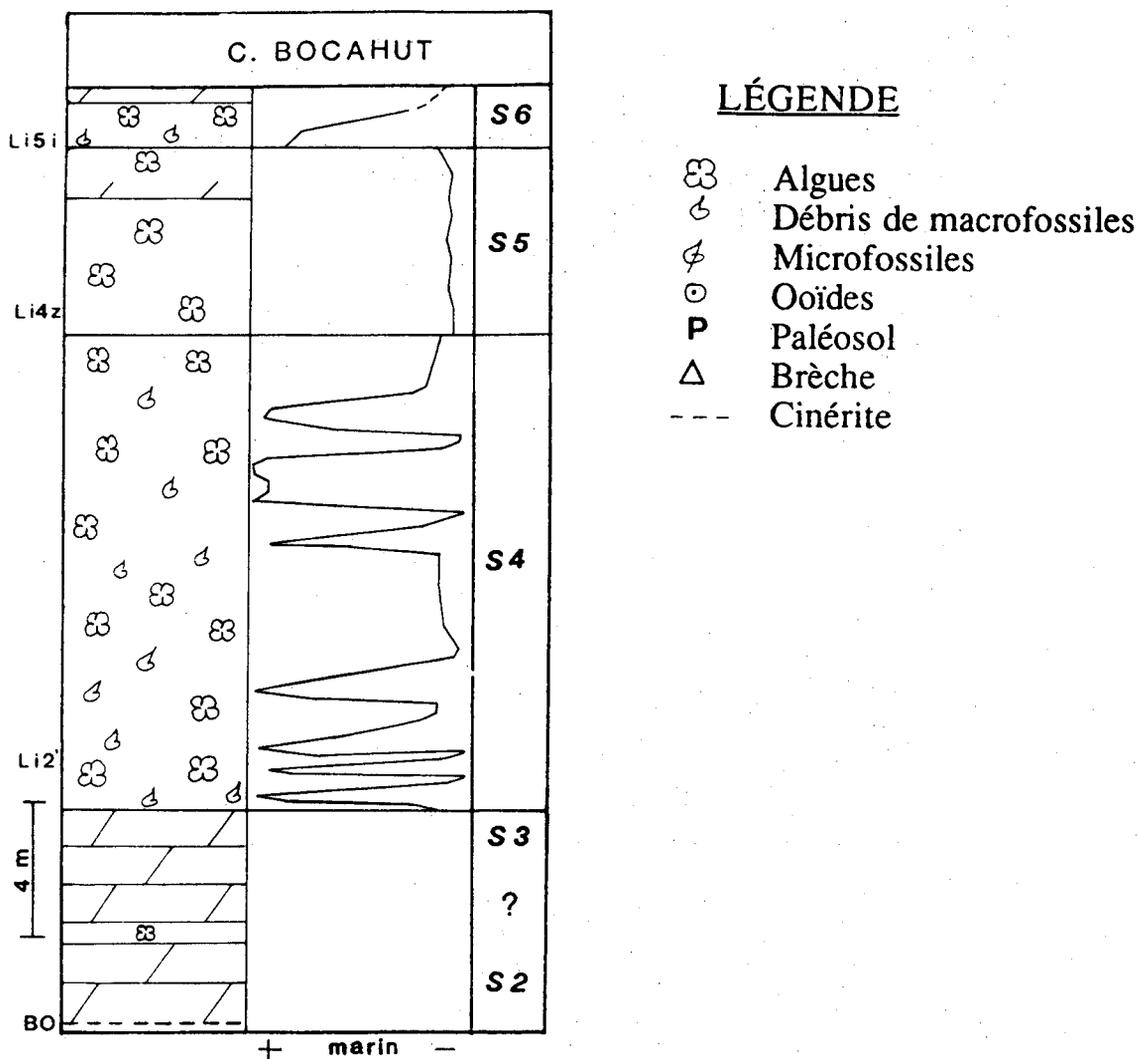


Fig. 45 : Analyse séquentielle de la Formation de Lives à Avesnes (voir légende fig. 35).

Les premiers mètres dolomités ne sont pas analysables en terme de séquence. La première unité reconnue est la séquence S4 qui est oscillante et indiquerait une plate-forme très instable. Ensuite, une grande stabilité en domaine restreint caractériserait la séquence S5, suivie de la S6 qui n'est pas étudiée en raison du manque d'informations.

IV-D-3- Conclusions

La Formation de Lives se caractériserait par les nombreux vestiges de pédogenèse. Cependant, les processus pédogénétiques n'auraient pas pu agir durablement et ils n'ont pas transformé complètement les sédiments. Quelques échantillons suggèreraient des dépôts de tempête. Le site d'Avesnes pourrait être en position topographiquement élevée, le rendant ainsi plus sensible à la pédogenèse et aux tempêtes.

La dolomite est un obstacle dans l'étude de la Formation de Lives. Elle masque une partie importante des sédiments. C'est pourquoi, l'analyse séquentielle ne débute que huit mètres au-dessus de la première cinérite (échant. B.O.). La première séquence reconnue est la séquence S4, de plate-forme très instable qui devient ensuite très stable en milieu restreint (séquence S5).

Les deux cinérites reconnues à Avesnes, distantes de 12 mètres, sont associées à un contexte de paléosols. Aucune brèche n'est observée.

IV-E- COMPARAISONS AVEC LES AUTRES SITES

La Formation de Neffe d'Avesnes présente des faciès franchement oolithiques alors que dans les autres sites, les pelloïdes dominent presque toujours. Ceci impliquerait que le site d'Avesnes se situerait au niveau du complexe de rides tandis que les autres sites seraient sur le "tidal-flat". Comme ailleurs, un léger confinement est observé au sommet de la formation.

Il y a peu d'informations sur le Pédoderme de Bachant mais elles semblent confirmer les observations précédentes. Une cinérite se déposerait en milieu très peu profond et subirait une pédogenèse ainsi que les sédiments sus-jacents.

La Formation de Lives présente les mêmes microfaciès. Les dépôts seraient sensibles aux effets des tempêtes. Les indices de pédogenèse sont très fréquents, comme au Pont des Loups et à la Queue-Noir-Jean. La dolomitisation est répandue contrairement aux autres sites. L'analyse séquentielle permet de reconnaître deux séquences identifiées à Bachant : la séquence S4 (oscillante) et la séquence S5 (stable en milieu restreint).

Comme à Bachant et Limont-Fontaine, deux cinérites sont remarquées à Avesnes. Elles sont associées à un contexte de paléosol. Enfin, aucune brèche n'est visible à Avesnes.

V- CONCLUSIONS

L'étude des différents sites de l'Avesnois contribue à percevoir des variations qui amènent à distinguer des domaines paléogéographiques. Les principaux éléments figurent dans le tableau synoptique ci-contre (fig. 46).

V-A- La Formation de Neffe

Son épaisseur varie de 36 à 50 mètres d'un site à l'autre. Quelques imprécisions demeurent sur sa puissance car les bancs sous-jacents sont dolomités. La Formation de Neffe semble avoir une épaisseur très réduite au Pont des Loups (36 m) mais les limites inférieures et supérieures sont très imprécises. Sa puissance réelle est peut-être plus importante.

		BACHANT	LIMONT-FONTAINE	PONT DES LOUPS	QUEJUE-NOIR-JEAN	AVESNES
N	ÉPAISSEUR	50 m	43 m	≈ 36 m	—	50 m
E	ÉLÉMENTS DOMINANTS	pelletoides	pelletoides	pelletoides (et ooides)	—	pelletoides à la base puis ooides
F	MILIEU DE DÉPOT	intertidal "tidal-flat"	intertidal "tidal-flat"	intertidal "tidal-flat" près des rides	—	intertidal "tidal-flat" puis rides
F	CONFINEMENT	au sommet	au milieu et au sommet	à la base et au sommet	—	au sommet
E	CINÉRITES	0	1	0	—	0
PÉDODERME DE BACHANT	ÉPAISSEUR	1,2 à 2,8 m	≈ 8 m	—	—	7 cm (?)
	MILIEU DE DÉPOT	inter- à supratidal	intertidal	—	—	intertidal
	CINÉRITE	1	1	—	—	1
	PÉDOGÈNESE	nodules, halos glaebulaires, textures alvéolaires, argillipédoturbation	nodules	—	—	nodules, sepatarias
L	ÉPAISSEUR	≈ 50 m V2b α	≈ 20 m (incomplet) V2b κ	?	? m V2b Λ à V2b δ	28 m (incomplet) V2b α'
I	CINÉRITE	1 (Malakoff)	1	?	—	—
V	BRECHE	oui	oui	?	—	non
E	DOLOMITISATION	non	oui	non	—	oui
S	SÉQUENCES OBSERVÉES	S3 à S9	S3 et S4 (pp)	?	SA, SB et SC	S2?, S3?, S4 à S6 (pp)
	REMARQUES	émersion sous la cinérite	—	émersions fréquentes	émersions fréquentes	émersions fréquentes

Fig. 46 : Tableau synoptique de la Formation de Neffe, du Pédoderme de Bachant et de la Formation de Lives de l'Avesnois.

Les éléments dominants sont les pellétoïdes à Bachant et Limont-Fontaine. Au Pont des Loups, ils sont associés à des ooïdes. Enfin, à Avesnes, la base est occupée par des pellétoïdes remplacés ensuite par des ooïdes constituant un véritable sable oolithique. Les pellétoïdes indiqueraient un "tidal-flat" alors que les ooïdes impliqueraient l'existence de rides. L'étude des lames minces montrerait que tous les sites occuperaient un "tidal-flat" à la base de la Formation de Neffe puis au Sud, les rides s'installeraient. Le Pont des Loups constituerait l'intermédiaire entre d'une part Bachant et Limont-Fontaine et d'autre part, Avesnes. Ceci confirmerait partiellement les conclusions de Paproth *et al.* (1983) : à la fin du Molinacien, Bachant et Limont-Fontaine ne sont pas dans le même domaine de sédimentation qu' Avesnes (fig. 10). Ce dernier est situé sur un complexe de rides barrière derrière lequel s'étend un vaste "tidal-flat" vers le Nord. Par contre, le Pont des Loups ne ferait pas partie de la Ride d'Avesnes comme le suggérait Paproth *et al.* (1983) mais plutôt de l'Auge Dinantaise.

Un niveau argileux est observé à Limont-Fontaine au sein de la Formation de Neffe. Il n'est pas remarqué dans les autres sites. Il aurait pu s'y déposer puis être érodé, à moins qu'il n'y ait lacune de sédimentation. Le caractère cinéritique de ces argiles n'est pas évident. Limont-Fontaine pourrait être topographiquement plus élevé que Bachant. De plus, leur utilisation comme marqueur chronostratigraphique (Delcambre, 1989) ne se justifierait plus d'après l'étude du site de Limont-Fontaine (vol. 1, part. II, chap. 2, I-B). Néanmoins, l'origine de ce dépôt reste incertaine : cinérite, dépôt fluvial, argiles de décarbonatation ?

Au sommet de la Formation de Neffe, un confinement généralisé est observé. Les assemblages fossiles sont peu diversifiés et montreraient une fermeture du milieu. A Bachant, le confinement alterne avec des ouvertures du milieu. Ainsi, les quatre derniers mètres témoigneraient d'une grande instabilité de la plate-forme et constitueraient une séquence oscillante, notée S1. Dans les autres sites, la fermeture du milieu est enregistrée mais aucune oscillation n'apparaît. Un pas d'échantillonnage plus petit aurait peut-être mis en évidence une sédimentation rythmique ou, au moins, de petites variations. Les trois ensembles définis à Avesnes (Neffe 1, Neffe 2 et Neffe 3) ne sont pas reconnus dans les autres sites. Leur position paléogéographique différente en est peut-être la cause.

La Formation de Neffe s'achèverait avec des dépôts de milieu marin assez restreint ayant, à Bachant, des caractères pédologiques (vol. 1, part. II, chap. 2, I-D).

V-B- Le Pédoderme de Bachant

Son épaisseur varie considérablement d'un site à l'autre : de 7 cm (Avesnes) à 8 m (Limont-Fontaine). A Bachant, sa morphologie évoquerait une érosion assez importante alors qu'ailleurs, elle serait faible. A Limont-Fontaine, la grande épaisseur du paléosol inciterait à penser qu'il n'est pas érodé. A Avesnes, la dolomitisation interdit toute conclusion quant à la puissance du Pédoderme et, par conséquent, son éventuelle érosion.

Le Pédoderme de Bachant débute par un niveau argileux qui pourrait être une cinérite. A l'origine, les dépôts sont typiques du milieu intertidal, voire supratidal. Les témoins pédogénétiques sont nombreux : nodules, halos glaebulaires, textures alvéolaires, septarias, argillipédoturbation. Les processus pédogénétiques masquent parfois totalement le sédiment originel. Il n'est pas possible de déduire de la puissance du paléosol la durée de l'exposition subaérienne. La différence d'épaisseur de la calcrète des deux sites septentrionaux pourrait s'expliquer de deux façons :

- de meilleures conditions physico-chimiques qui favorisent le développement d'un dépôt de caliche ;
- une érosion moins active, voire nulle, sur le site de Limont-Fontaine.

Toutefois, Limont-Fontaine pourrait être situé topographiquement plus haut que Bachant comme cela est déjà évoqué ci-dessus.

L'existence du Pédoderme de Bachant implique une régression ayant exposé les sédiments de la limite Moliniacien/Livien. Aucune microfaune n'a contribué à dater précisément ce paléosol et la limite entre la Formation de Neffe et la Formation de Lives n'est donc pas établie précisément. Le paléosol est annoncé par une baisse du niveau marin enregistrée dans les sédiments sous-jacents et est précédé, à Bachant, par un changement de sédimentation. Il constitue la séquence S2. L'origine cinéritique du niveau argileux trouvé systématiquement à la base du Pédoderme reste à préciser. L'étude de la minéralogie des argiles apportera peut-être quelques éléments de réponse (vol. 1, part. III, chap.3). Une influence pédologique ne serait probablement pas négligeable.

V-C- La Formation de Lives

Les épaisseurs mesurées sur le terrain ne sont pas représentatives puisque la Formation de Lives n'est jamais complète. Trois sites sont comparables : Bachant, Limont-Fontaine et Avesnes qui exposent les mêmes niveaux stratigraphiques.

L'étude microscopique révèle l'existence de huit microfaciès majeurs regroupés en une séquence standard montrant le passage du milieu marin franc au milieu confiné. La répétition rapide, ou lente de cette séquence et la constance en milieu marin ouvert ou restreint déterminent de grands ensembles appelés séquences, en terme d'analyse séquentielle. Sept séquences sont identifiées dans la Formation de Lives : S3 à S7. Elles présentent les mêmes particularités, quel que soit le site et ont des épaisseurs comparables (fig. 47). Ces carrières ont également en commun la présence d'une deuxième cinérite, une douzaine de mètres au-dessus de celle du Pédoderme de Bachant. Associés à la deuxième cinérite, on trouve des sédiments à caractère pédologique. En revanche, la brèche post-tectonique, comparée à la "Petite Brèche", n'est visible que dans les sites septentrionaux. La

dolomitisation, absente à Bachant, fait quelques apparitions à Limont-Fontaine et est largement représentée à Avesnes.

SÉQUENCES	CARACTÉRISTIQUES	BACHANT	LIMONT-F.	AVESNES
S3	plate-forme assez instable milieu semi-restreint	8,5 m	6,6 m	?
S4	plate-forme instable	14,5 m	incomplète	14 m
S5	plate-forme stable milieu restreint	5,5 m	--	5,5 m
S6	plate-forme assez instable milieu semi-restreint	5,5 m	--	incomplète
S7	plate-forme très stable milieu ouvert	10,7 m	--	--
S8	plate-forme assez instable milieu ouvert	3 m	--	--
S9	plate-forme assez instable milieu semi-restreint	3,6 m	--	--

Fig. 47 : Les séquences de la Formation de Lives dans l'Avesnois.

Les sites de la bande intermédiaire (le Pont des Loups et la Queue-Noir-Jean) montrent des carbonates stratigraphiquement différents. Il n'est donc pas possible de les comparer avec ceux des carrières précédentes. A la Queue-Noir-Jean, trois séquences sont reconnues. Le point le plus important est la présence fréquente de traces d'émersion. De plus, la bréchification post-tectonique des sédiments semble courante.

La Formation de Lives se caractériserait par une sédimentation rythmique reflétant la dynamique de la plate-forme. L'analyse séquentielle met en évidence 7 séquences dont les premières sont reconnues au Nord de l'Avesnois comme au Sud. Qui plus est, les sédiments, quel que soit le site, présentent des caractères pédologiques à proximité des cinérites et, à Avesnes, au Sud, les traces d'émersion sont constamment observées dans la Formation de Lives. Ceci suggérerait que le Sud de l'Avesnois aurait gardé sa position topographiquement plus élevée durant le Livien inférieur tout en ayant enregistré la dynamique de la plate-forme.

V-D- Conclusion

L'étude du Viséen moyen montre que la **plate-forme serait très stable durant le dépôt de la Formation de Neffe**. Quelques variations pourraient être accentuées par la topographie locale.

Des argiles se déposent sur des sédiments subémergés à Limont-Fontaine durant le V2a. Elles ne sont pas observées ailleurs. Il s'agit peut-être d'une cinérite de faible extension. **Au sommet de la Formation de Neffe, une fermeture du milieu marin est**

observée. A Bachant, la sédimentation change et devient rythmique : la séquence S1 est définie. Sur des dépôts peu profonds, sédimente un autre niveau argileux, attribué à une cinérite. Il se retrouve dans tout le secteur d'étude et est associé à plusieurs mètres de dépôts ayant subi des processus pédologiques. **Ce paléosol est appelé Pédoderme de Bachant et est choisi arbitrairement comme limite entre le Moliniacien et le Livien.** Il constitue la séquence S2.

La Formation de Lives présente les mêmes caractères dans tout l'Avesnois. Sept séquences (S3 à S9) y sont définies. Un deuxième lit argileux, 12 mètres au-dessus de celui du Pédoderme, est remarqué et il est associé à des sédiments présentant des vestiges de pédogenèse.

Une brèche post-tectonique, la "Petite Brèche", est observée à Bachant et Limont-Fontaine. Dans les sites méridionaux, les traces d'émersions sont fréquentes.

Les implications paléogéographiques sont les suivantes :

- **au V2a, Bachant et Limont-Fontaine se trouveraient en arrière d'un complexe de rides dont subsistent des témoins à Avesnes ;**

- une régression s'accompagne d'un dépôt de cendre volcanique présumée et un **paléosol se développe largement dans le Nord de l'Avesnois**, mais peut être aussi dans le Sud (la dolomitisation masque les microfaciès). D'une manière générale, les niveaux argileux sont précédés et/ou recouverts par des sédiments à caractère pédologique ;

- **la sédimentation rythmique de la Formation de Lives s'installe et durant le Livien inférieur, les sites de Bachant et Limont-Fontaine sembleraient se trouver en position topographiquement plus basse que le secteur d'Avesnes.**

Dans l'ensemble du Viséen moyen, les fractures contiennent des cristaux d'anhydrite, parfois conservés, le plus souvent remplacés par de la calcite.

CHAPITRE 3

LE VISÉEN SUPÉRIEUR

I- DESCRIPTION DE LA COUPE

Dans l'Avesnois, une seule excavation expose le Viséen supérieur : c'est la carrière de la Queue-Noir-Jean (fig. 48).

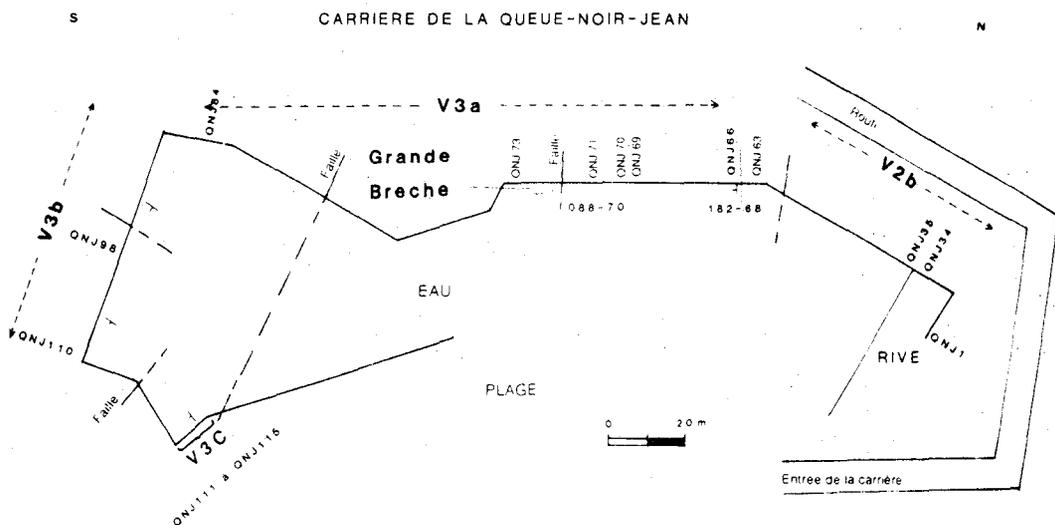


Fig. 48 : Plan de la carrière de la Queue-Noir-Jean.

Les limites stratigraphiques entre les différentes formations sont imprécises. Le pas d'échantillonnage est grand, et la dolomitisation et la recristallisation sont fréquentes. Cette carrière est d'un grand intérêt pour l'étude du V3a car c'est le site le plus occidental qui permet l'observation de la "Grande Brèche" à l'affleurement dans le Synclinorium de Dinant. Néanmoins, comme dans d'autres sites (Landelies, Bouffioux en Belgique), la tectonique est très importante à proximité de cette formation.

La base du V3a est assez bien stratifiée. C'est un calcaire à sédimentation rythmique comparable à la Formation de Lives. La série est interrompue par une faille. Ensuite, quelques bioclastites et oolithites sont remplacées par des biolithites (calcaires stromatolithiques) et des micrites. La stratification disparaît et la dolomitisation est fréquente (échant. QNJ 63, QNJ 65). Les faciès sont confinés. Les échantillons sont de plus en plus bréchiques (échant. QNJ 66, QNJ 68, QNJ 69 et QNJ 70) et les recristallisations importantes (échant. QNJ 70' et QNJ 71). De l'échantillon QNJ 72 à QNJ 73, la stratification réapparaît

(fig. 48). Une lacune d'observation (au moins 3 mètres) précède une zone bien litée (échant. QNJ 74 à QNJ 78) composée de dolomie, de biolithite, de calcaire recristallisé et plus ou moins bréchifié. Une zone broyée interrompt la succession des sédiments de milieu confiné. Six mètres au-dessus, affleure une brèche calcaire. Macroscopiquement, elle est constituée d'éléments centimétriques de micrites et de calcaires stromatolithiques enveloppés dans une matrice rougeâtre. Aucune stratification n'y est visible. Les stylolithes sont assez nombreux. Quelques bancs de biolithites (lamines stromatolithiques) et de micrites succèdent à cet ensemble bréchique et montrent une surface ravinante (échant. QNJ 84). Elle est suivie de deux ou trois bancs d'une vingtaine de centimètres présentant la même particularité. Ce secteur marquerait la limite entre le V3a et le V3b.

Le V3b α (Formation de Thon-Samson) est très bien stratifié en bancs décimétriques. C'est une alternance de bioclastites et de micrites. Il représente un épisode transgressif sur les formations évaporitiques sous-jacentes.

Le V3b β (Formation de Poilvache), dont la base est tronquée par la faille, est également très peu épais : cinq mètres seulement. Un banc charbonneux pourrait marquer la limite avec la formation sus-jacente (échant. QNJ 98).

Le V3b γ (Formation d'Anhée) affleure sur 27 m environ. C'est une formation bien stratifiée en bancs décimétriques à métriques. Les bioclastes sont très bien représentés, notamment les *Gigantoproductus*. Ce sont des calcaires essentiellement marins. Quelques micrites ou bioclastites fines sont observées (échant. QNJ 106 et QNJ 107).

Le "V3c" affleure sur plus de 13 mètres, sur le front de taille opposé (fig. 48). Il est constitué d'une alternance de bioclastites et de phtanites. Il contient un niveau d'argile et inclut une zone faillée. Il s'agit probablement de la base du "V3c".

Sur le front de taille supérieur, quelques échantillons ont été prélevés afin de faire des datations. A l'Ouest, les calcaires semblent appartenir au "V3b β ". Entre les deux, affleure une construction biohermale. Chaque affleurement du front de taille supérieur semble être séparé par des failles et des zones broyées. Ceci rend plus difficile encore la compréhension de cette portion de carrière. La figure 48 montre toute la complexité de cette carrière au point de vue structurale. L'étude du Viséen supérieur est succincte mais apportera néanmoins des éléments d'information non négligeables pour la compréhension de la "Grande Brèche" et pour l'évolution paléogéographique du sud de l'Avesnois.

II- LE "V3A" ET LA "GRANDE BRÈCHE"

Avant d'entreprendre l'étude du "V3a" constitué principalement de la "Grande Brèche", il importe de faire l'historique et de connaître l'état actuel des connaissances de ce niveau.

II.A- Historique

Depuis la première moitié du XIX^{ème} siècle, les niveaux bréchiens viséens ont attiré l'attention des géologues. En 1825, Cauchy, puis d'Omalus d'Halloy (1842) signalent la présence de brèches au Carbonifère et étudient principalement les sites de Bouffioulx et Landelies (Belgique). Dupont (1859) et Gosselet (1860, 1888) vont proposer une origine sédimentaire à la Brèche car elle est interstratifiée, et reconnaître son âge viséen. Une autre école va s'opposer à l'hypothèse sédimentaire : Briart (1894) suggère un mode de formation "dynamique" (lié au broyage et au remaniement par faille). D'autres travaux se succèdent, les uns pour l'origine sédimentaire, les autres pour l'origine dynamique.

En 1908, de Dorlodot revient à l'interprétation sédimentaire. Il pense que les brèches sont issues du choc des vagues sur les zones émergées. Stainier (1910) réfute cette hypothèse considérant que dans de telles conditions, ce type de brèche serait très répandu de nos jours le long des côtes. Il pense que des sédiments consolidés subissant une émergence en climat désertique (grande variation de température entre le jour et la nuit) se fractureraient. Le tout est ensuite accumulé dans des synclinaux lors d'une transgression.

En 1912, Delépine distingue deux types de brèches et deux modes de formation :

- la brèche rouge, subaérienne, d'âge tertiaire, remplit des cavités dans les calcaires dinantiens;
- la brèche grise, fossilifère, d'âge viséen est sédimentaire.

De nombreux autres auteurs travaillent sur la Grande Brèche de 1911 à 1912 (Lohest, Brien, Fourmarier, Carpentier,). En 1935, Cayeux favorise l'origine sédimentaire de la "Grande Brèche" du Carbonifère de Belgique, les matériaux provenant de couches viséennes stratigraphiquement voisines et le ciment étant à l'origine une "gangue-sédiment" recristallisée ou non. Il pense que les matériaux ont été "soumis à un véritable brassage avant leur mise en place". Ensuite, quelques travaux voient le jour et militent en faveur de l'origine sédimentaire (Stainier, 1938; Kaisin, 1942).

En 1951, Bourguignon fait une synthèse des connaissances en faisant une étude systématique des affleurements de brèche. Il établit une cartographie précise et apporte les conclusions suivantes :

- "- association générale de brèche grise et rouge, tant au V2b qu'au V3a, la rouge étant stratigraphiquement inférieure ;
- continuité des gisements en harmonie avec la tectonique hercynienne et interstratification entre le V2b et le V3b de la brèche dite de Waulsort;
- présence d'une faune marine à Goniatites dans la brèche rouge de Dinant;
- amorce du phénomène de la Grande Brèche dans le V2b supérieur."

Pour Bourguignon, le milieu de formation marin et l'âge viséen des brèches ne font aucun doute. La couleur rouge est liée à une oxydation et non à une émergence. Il pense

que les aires d'accumulation et de fragmentation sont différentes et propose l'éventualité d'un glissement en masse pénécontemporain de la sédimentation.

Pour tous ces auteurs, l'origine de la Grande Brèche est sédimentaire.

Pourtant, en 1972, Pirlet relance le débat en proposant une nouvelle hypothèse pour l'origine dynamique de la "Grande Brèche". Il envisage un âge post-namurien. La "Grande Brèche" est alors un olisthostrome qui supporte des olistolithes de dimension variable. Cet olisthostrome est engendré lors d'un mouvement épirogénique majeur entre le Namurien et la fin du Westphalien B.

Mamet (1974) conteste cette hypothèse car il considère que les faunes, jugées du Viséen supérieur et du Namurien par Pirlet, ont une large répartition dans le Viséen.

Beugnies (1976) signale que la brèche rouge de Landelies (Belgique, Synclinorium de Namur) affleure dans la partie septentrionale du "lambeau des Gaux" qui appartient au "Massif de la Tombe".

En 1976, le sondage de Saint-Ghislain révèle une importante formation anhydritifère puissante de 700 m dont une partie est d'âge équivalent à la "Grande Brèche". Depuis dix ans, les travaux consacrés à la "Grande Brèche" se multiplient et les hypothèses s'affinent.

II.B- Les dix dernières années

Ce sont surtout les auteurs belges qui ont travaillé sur la Grande Brèche. De nombreux affleurements sont étudiés ponctuellement lors de mémoires de licence (Wolfowicz, 1983 ; Claeys, 1984 ; Du Roy de Blicquy, 1985 ; Cahen, 1989).

Swennen *et al.* (1981) et Swennen et Viaene (1986) signalent la présence de pseudomorphoses de gypse et d'anhydrite dans le Viséen en Belgique. En 1982, Jacobs *et al.* signalent la présence de nombreuses pseudomorphoses d'évaporites dans les calcaires viséens de l'Est du Synclinorium de Namur et de Dinant. Elles témoignent des conditions évaporitiques qui régnaient au Viséen et sont en accord avec les conclusions du sondage de Saint Ghislain. Les auteurs suggèrent un modèle de brèche de dissolution et d'effondrement pénécontemporain pour la brèche de l'Ourthe datée du Viséen inférieur.

En 1984, Rouchy *et al.* entreprennent une étude sédimentologique de la formation anhydritique du sondage de Saint-Ghislain. Ils envisagent de vastes étendues évaporitiques au Dinantien. La sédimentation évaporitique ne concernait pas uniquement le sillon borain mais occupait un large domaine paralique encadrant le massif du Brabant et se situant dans une partie du domaine paléogéographique que représente l'Allochtone Ardennais. Les évaporites auraient joué un rôle important dans les phénomènes de dissolution, d'halocinèse et de tectonique.

Mamet *et al.* (1986) envisagent un mode de formation par effondrement ou "collapse breccia" pour la "Grande Brèche".

Les principaux arguments des auteurs sont les suivants :

- "- le passage de la brèche aux bancs stratifiés surincombants est graduel et progressif. Ces bancs stratifiés ont également subi une faible bréchification *in situ* ;
- les fragments présentent dans presque tous les cas une forme anguleuse bien nette et un très mauvais classement ;
- la présence quasi-systématique de bancs continus "flottant" dans la brèche. Notons en particulier, et au sommet de la brèche située aux Grands-Malades, la présence d'un banc pouvant se suivre sur une quinzaine de mètres et constitué de grainstones à pisolithes et oncolithes à cimentation vadose ;
- la présence de sédiments internes (grainstones à péloïdes) entre les blocs de la brèche ;
- l'abondance de pseudomorphoses en forme de losanges, de lattes et de carrés, correspondant à d'anciens cristaux de gypse, d'anhydrite et de halite ;
- la présence de lutécite ;
- l'existence de deux phases de recristallisation dans le microspar et d'au moins trois phases de cimentation phréatique ou vadose ;
- l'importance quantitative de faciès supratidaux qui constituent jusqu'à 75% des sédiments formant les blocs de la brèche ;
- l'existence à proximité (Saint-Ghislain) d'importantes masses d'anhydrite, reconnues en sondage dans des niveaux stratigraphiques équivalents ;
- l'importance de la dédolomie."

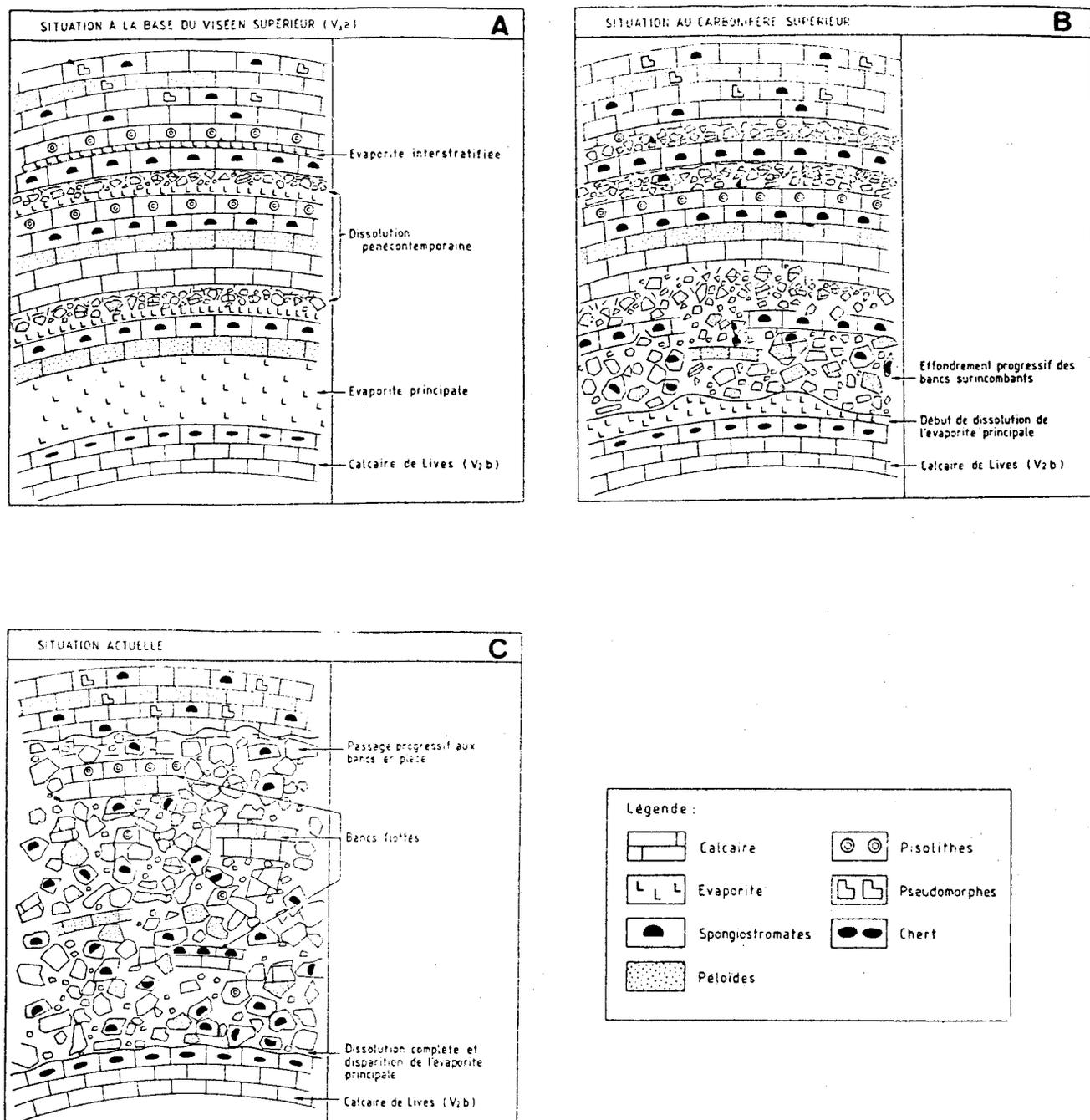


Fig. 49 : Hypothèse de bréchification du V3a de la Brèche des Grands Malades (Belgique; d'après Mamet *et al.*, 1986).

A- Situation à la base du Viséen supérieur : premières phases de bréchification syn-sédimentaires liées à la dissolution locale de petits niveaux évaporitiques interstratifiés. Présence d'une évaporite principale à la base de la série.

B- Situation au Carbonifère supérieur : dissolution de la couche d'évaporite principale et effondrement progressif des bancs surincombants. Présence de bancs "flottants" en position stratigraphique normale.

C- Situation actuelle : les sulfates ont complètement disparu et il ne subsiste plus que des pseudomorphes carbonatés ou siliceux.

Ensuite, ils proposent un modèle de bréchification (fig. 49) :

- " 1- dépôt du calcaire de Lives ;
- 2- dépôt d'une couche principale d'évaporite (épisode non observable) ;
- 3- dépôt d'une série rythmique de calcaires principalement supratidaux (Spongiostromates interstratifiés de fines couches d'évaporites) ;
- 4- la sédimentation supratidale se poursuit. Des niveaux de bréchification locale sont interstratifiés ;
- 5- la sédimentation est de plus en plus complexe avec des intercalations de niveaux de pisolithes - oncolithes - oolithes éclatées et de dédolomie. Quelques passées marines mineures sont cependant observées ;
- 6- reprise de la sédimentation de mudstone - wackestone - packstone à Spongiostromates. La phase évaporitique n'est plus représentée que par quelques cristaux isolés ;
- 7- dissolution progressive de la couche d'évaporite (épisode 2) au Carbonifère et effondrement des couches surincombantes. Cette étape se termine à la fin de l'orogène hercynien. Le processus, lent et régulier, permet la conservation de barres flottantes qui ont gardé leur polarité. "

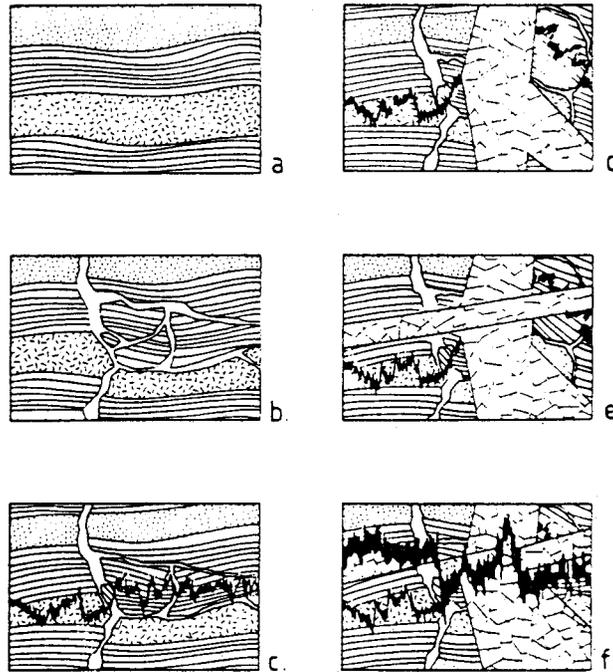
Ils soulignent néanmoins que la faiblesse de leur argumentation est "le postulat de l'existence, puis de la disparition de la couche principale d'évaporite".

En 1989, De Putter et Préat mettent en évidence la présence de séquences émersives de type "shallowing-upward" dans la "Grande Brèche" de Belgique.

Puis, De Putter et Herbosh (1990) étudient le V3a du sondage de Corenne (Synclinorium de Dinant, Belgique), 110 m de brèche grise y sont représentés. L'analyse sédimentologique révèle la prédominance des mudstones à pseudomorphoses, des boundstones à Spongiostromides, des dolostones et des wackestones / packstones à bioclastes marins. Les pseudomorphoses évaporitiques sont très abondantes : pseudomorphoses de lentilles biconvexes et de cristaux triangulaires, porphyrotopes à section rectangulaire ou carrée, fissures et veinules "gainées" d'un manchon micritique et fissures "d'éclatement", plages de calcite pœcilotopique, structures nodulaires et pseudomorphoses siliceuses.

Les auteurs proposent un modèle local de bréchification (fig. 50) :

- 1- bréchification *in situ* due à la précipitation de minéraux évaporitiques ;
- 2- première phase de compaction ;
- 3- bréchification majeure "déplaçante" ;
- 4- fissuration ;
- 5- deuxième phase de compaction.



Synthèse des observations et séquence de bréchification (sondage de Corenne).

3a: sédiment d'origine (p. ex. un boundstone à spongiostromides, schématisé ici); 3b: bréchification *in situ* par la croissance de minéraux évaporitiques au sein d'un sédiment non encore lithifié; 3c: première phase de compaction (stylolithes 1); 3d: bréchification majeure («déplaçante») (la taille du ciment, microsparitique en réalité, a été fortement exagérée dans le dessin pour en préserver la clarté; 3e: fissuration postérieure à la bréchification (ciment équi-granulaire météorique; 3f: deuxième phase de compaction (stylolithes 2, souvent très riches en résidus insolubles).

Fig. 50 : Hypothèse de bréchification du V3a du sondage de Corenne (Belgique; d'après De Putter et Herbosch, 1990).

Ce modèle associe clairement les phénomènes tectoniques et sédimentologiques. C'est la première fois qu'un mode de bréchification envisage une double cause en évoquant "la possibilité d'une superposition de l'effet des contraintes tectoniques à celui de la dissolution des évaporites liviennes".

Actuellement, un certain consensus semble exister sur ce point.

De Putter poursuit ses études sur la "Grande Brèche" en étudiant différents affleurements en Belgique et en affinant l'étude du sondage de Saint-Ghislain.

Mercier *et al.* (1992) pensent que le dépôt de la brèche de Landelies est "sub-synchrone de la déformation. Localement, la "Grande Brèche" est un ensemble tectono-sédimentaire varisque, antérieur aux grands cisaillements westphaliens et probablement très précoce (Namurien) dans l'orogénèse". Pour ces auteurs, la brèche de Landelies constituerait "le premier enregistrement tectono-sédimentaire connu de telles déformations précoces dans la chaîne".

Rouchy *et al.* (1992) considèrent que "la discontinuité actuelle des évaporites est le résultat d'une différenciation paléogéographique originelle suivie d'une fragmentation provoquée par le jeu combiné des déformations hercyniennes et de la dissolution". Pour les auteurs, les évaporites ont pu localement influencer "le style et la cinématique des déformations"; elles constituent "un niveau potentiel de décollement et de glissement".

II-C- Le V3a à la Queue-Noir-Jean

Les premiers mètres sont stratifiés en bancs décimétriques. Ensuite, les niveaux de brèches, de calcaires recristallisés et de dolomies forment un ensemble massif, sans stratification apparente. De plus, la tectonique perturbe beaucoup l'agencement normal des couches pour lesquelles des changements de direction sont observés. Au-dessus de la brèche, la stratification réapparaît en bancs décimétriques à métriques (Vol. 2, Part. III, Pl. XVIII-3, 4).

II-C-1- Les microfaciès

Les microfaciès rencontrés à la base du V3a sont les mêmes que ceux de la Formation de Lives. Si les microfaciès de milieu marin franc sont représentés, MF7 et MF8, caractéristiques d'un confinement de l'environnement de dépôt, dominant la sédimentation. Ils sont souvent dolomitisés.

Les oosparites paraissent plus fréquentes que dans la formation sous-jacente. L'échantillon QNJ 62 montre un bel exemple d'ooïdes associés à des pellets, les ooïdes sont de grande taille (de 750 à 1000 μm) à cortex fibro-radiales. Au sommet, ils atteignent 3 à 4 mm de diamètre et leur cortex est composé essentiellement de laminations concentriques. Ils caractériseraient un environnement de faible énergie. Ils subiraient une dissolution vadose suivie d'une précipitation de croûte de calcite fibro-axiale et de ciments asymétriques (De Putter et Préat, 1989). La présence de *Microcodium* dans l'échantillon QNJ 60, est importante car elle témoigne de l'émersion épisodique des sédiments.

Les microfaciès montrent les mêmes propriétés que ceux de la Formation de Lives. Le V3a, à la Queue-Noir-Jean, débute par une sédimentation en continuité avec la formation sous-jacente, caractérisée par une succession de séquence de type "shallowing-upward".

Les calcaires dolomités (échant. QNJ 63, QNJ 65, QNJ 75) et les calcaires recristallisés (échant. QNJ 67, QNJ 71), dont le faciès originel n'est plus reconnaissable, sont de plus en plus nombreux lorsque l'on approche de la zone nettement bréchifiée. Ceci ne facilite pas l'étude de l'évolution du milieu de sédimentation. Les calcaires bréchifiés montrent de multiples pseudomorphoses d'évaporite.

II-C-2- Les pseudomorphoses d'évaporites

Les traces de minéraux évaporitiques sont abondantes. Elles se caractérisent par :

- a- des pseudomorphoses de gypse ;
- b- des cristaux euhédraux à section carrée ;
- c- des monocristaux constituant une plage aux contours en domino ;
- d- des veinules gainées d'un manchon micritique ;
- e- des fissures à remplissage sparitique et fissures à cristaux perpendiculaires aux épontes ;
- f- des pseudomorphoses siliceuses d'évaporites.

II-C-2-a- Les pseudomorphoses de gypse (vol. 2, part. II, pl. IX, ph. IX-1)

Elles ont une forme losangique ou lenticulaire, une longueur de 1100 μm et une largeur de 500 μm (échant. QNJ 79, QNJ 80, QNJ 84). Leur présence, assez rare, s'observe dans les mudstones micritiques de haut de séquence (microfaciès MF8). Les lentilles sont remplacées par une calcite sparitique.

Les formes lenticulaires correspondent à des lentilles de gypse dont le développement est fréquent dans les environnements intertidaux supérieurs des séquences évaporitiques de type "sabkha" (Bouroullec et Deloffre, 1982) : le gypse est issu de croissances diagénétiques précoces au sein de sédiments de natures diverses. Les saumures-mères interstitielles liées à des phénomènes d'évaporation capillaire au cours de phase d'émersion temporaire du sédiment se concentrent et permettent la précipitation de gypse. Mais celle-ci peut se produire sans phase d'émersion, sous contrôle biologique (Rouchy *et al.*, 1984). L'échantillon QNJ 84, qui présente des caractères pédologiques serait issu du premier mécanisme évoqué.

Les pseudomorphoses de gypse sont rarement observées dans l'ensemble du V3a. Cette rareté est peut-être le fruit d'une transformation du gypse en anhydrite lors de l'enfouissement (diagenèse tardive). Une transformation de ce type peut aussi se produire dans un environnement de type "sabkha" : il s'agit alors d'un phénomène de diagenèse précoce. Aucune donnée pétrographique ne permet d'opter pour l'une ou l'autre des hypothèses.

II-C-2-b- Cristaux euhédraux à section carrée (vol. 2, part. II, pl. IX, ph. IX-2)

Qualifiés de porphyrotopes à section carrée par De Putter *et al.* (1990), les cristaux sont euhédraux à subhédraux avec une section carrée, voire rectangulaire (en moyenne 500 μm de long). Les bordures sont rectilignes ou arrondies. Ils apparaissent isolément ou en agrégat dans les mudstones de type MF8 (échant. QNJ 69 et QNJ 79) essentiellement. Ils contiennent de grande quantité de micrite qui leur donne un aspect sale et une importante opacité. A la périphérie, ils possèdent une frange limpide. Des filonnets y sont associés.

Les cristaux d'anhydrite, actuellement remplacés par de la calcite, sont à l'origine des formes diagénétiques de remplacement. Cette forme est observée dans le sondage de Saint-Ghislain, non pseudomorphosée et dans le sondage d'Epinoy. Rouchy *et al.* (1984) les interprètent comme un remplacement tardif d'un matériel carbonaté hôte. Le remplacement serait contemporain ou postérieur aux principales phases de déformation. Ce serait une cristallisation tardive à partir de fluides issus d'une dissolution d'anhydrite préexistante.

De Putter *et al.* (1990) précisent qu'à Corenne (Synclitorium de Dinant, Belgique) "les pseudomorphoses sont systématiquement recoupées par les stylolithes et donc clairement précompactionnelles". Cette observation pose le problème de la mise en place de l'anhydrite de remplacement.

II-C-2-c- Monocristal constituant une plage aux contours en domino (vol. 2, part. II, pl. IX, ph. IX-3)

Ce sont de grandes plages de calcite limpide, formée d'un monocristal ou de plusieurs grands cristaux. Originellement, ce sont de grandes plages d'anhydrite microcristalline aux contours diffus ou dessinant des saillants et des rentrants qui déterminent des formes en marche d'escalier ou en jeu de dominos (Rouchy *et al.*, 1984). Leur taille, très variable, est d'ordre millimétrique à centimétrique. Cette pseudomorphose est fréquente dans les calcaires stromatolithiques à minipéloïdes (échant. QNJ 69, QNJ 79 et QNJ 84). Parfois, elles semblent remplacer des fenestreae (échant. QNJ 63). Une génération de stylolithes les recoupe.

Les variétés d'anhydrite de remplacement peuvent se former à différentes étapes de l'évolution du sédiment. Selon Murray (1964), il s'agit d'anhydrite de "remplissage de vide" et elle est donc précoce. Elle se développe préférentiellement dans les calcaires très finement grenus, dans les agrégats poreux de calcite finement grenue (pellets) (Clark et Shearman, 1980). Selon ces mêmes auteurs, elle serait plutôt une expression d'environnement diagénétique post-dépôt. Dans le cas du Viséen des sondages de Saint-Ghislain et d'Epinoy, Rouchy *et al.* (1984) considèrent que le remplacement s'est produit tardivement.

II-C-2-d- Veinules "gainées" d'un manchon micritique (vol. 2, part. II, pl. X, ph. X-1)

Dans quelques échantillons (échant. QNJ 83 et QNJ 69), on observe des veinules, des fissures dont l'axe, limpide, est entouré d'un manchon de micrite. La périphérie des veinules est également limpide (microsparite) et en souligne la forme. La zone médiane, étroite ($\approx 25 \mu\text{m}$) est claire, sans inclusion. La zone micritique qui, originellement, contenait des reliques d'anhydrite est sombre ($75 \mu\text{m}$ de large), leurs limites externes sont souvent indentées, ruiniformes.

Selon Clarck et Shearman (1980), la veinule centrale correspondrait à une ancienne fracture, dans le calcaire, le long de laquelle les cristaux d'anhydrite croissent comme un remplissage de fracture, de chaque côté de cette dernière. Actuellement, tout est remplacé par de la calcite. Ces veinules gainées sont aussi observées à Saint-Ghislain et Epinoy, non pseudomorphosées (Rouchy *et al.*, 1984) où leur origine semble commune avec celle des cristaux à section carrée. Rouchy (comm. pers.) considère que les veinules gainées, les plages de calcite pœcilotopique et les porphyrotopes à section carrée sont des pseudomorphoses d'anhydrite de remplacement qui se seraient développées au cours d'un même épisode diagénétique.

II-C-2-e- Fissures à remplissage sparitique et fissures à cristaux perpendiculaires aux épontes

Deux types de fissures sont distinguées dans les échantillons.

Les fissures (dont la taille est variable) à remplissage sparitique (échant. QNJ 63, QNJ 79 et QNJ 80) montrent l'existence d'une ancienne phase anhydritique reconnaissable à des cristaux à biréfringence vive (2^{ème} ordre) et à clivages orthogonaux¹. Tous les cristaux ne présentent pas ces caractéristiques. Il est donc probable que le remplissage de la fracture est polyphasé. A partir de la masse d'anhydrite remplissant les fissures, le sulfate de calcium pénètre le sédiment. Ces pseudomorphoses témoignent de la circulation de fluides sulfatés lors de la déformation ou après celle-ci. Dans les formations sous-jacentes, les circulations de fluides sulfatés ont déjà été signalées en différents sites (vol. 1 part. II, chap. 2).

L'autre type de fissure présente un remplissage de cristaux perpendiculaires aux épontes (échant. QNJ 80, vol. 2, part. II, pl. X, ph. X-2). Leur largeur atteint $150 \mu\text{m}$. Ces veinules pourraient représenter du gypse fibreux ou un autre sulfate fibreux dont la croissance accompagne probablement la transformation de carbonates en sulfates (Rouchy, comm. pers.).

¹Clivages de l'anhydrite qui cristallise dans le système orthorhombique.

II-C-2-f- Pseudomorphoses siliceuses d'évaporites

Plusieurs échantillons présentent des pseudomorphoses siliceuses.

Dans l'échantillon QNJ 79, du mégaquartz isométrique remplace de l'anhydrite dont subsistent des vestiges. Le quartz se développe directement dans l'anhydrite en préservant souvent ses structures originelles et en les protégeant du remplacement par les carbonates.

Le gypse sous forme de cristal trapézoïdal (300 μm de côté) peut également être pseudomorphosé (échant. QNJ 80) (vol. 2, part. II, pl. X, ph. X-3). Le quartz contient beaucoup d'inclusions dont la petite taille empêche l'identification de leur nature. Cette forme de pseudomorphose est un témoin de diagenèse précoce. Au cours de l'enfouissement du sédiment, le gypse subit une déshydratation et se transforme en anhydrite, elle-même remplacée par le quartz. Les pseudomorphoses siliceuses sont fréquentes dans ces sédiments. Folk et Pittman (1971) puis Arbey (1980) les considèrent comme des témoins d'évaporites dissoutes. Elles confirment le caractère évaporitique des sédiments étudiés. Ces pseudomorphoses sont issues d'une diagenèse précoce (Arbey, 1980). La silicification peut parfois être tardive (Rouchy *et al.*, 1984). Elles sont reconnues dans les sondages de Saint-Ghislain, Corenne en Belgique et d'Épinoy en France (Rouchy *et al.*, 1984 ; De Putter et Herbosch, 1990).

L'ensemble des pseudomorphoses décrites est soit de diagenèse précoce (gypse pseudomorphosé en calcite ou en silice), soit considéré comme une phase de remplacement (cristaux euhédraux à section carrée, monocristal aux contours en jeu de domino, veinules gainées d'un manchon micritique, ...). Ces vestiges d'évaporites affectent essentiellement les éléments de la brèche.

II-C-3- Observations complémentaires

La matrice de la brèche, actuellement calcitique a probablement été anhydritique. Les cristaux de sparite montrent les mêmes caractéristiques que ceux décrits dans les fissures à remplissage sparitique (teinte de biréfringence vive, clivages orthogonaux). A la Queue-Noir-Jean, il est probable que toute la matrice de la brèche et les autres témoins évaporitiques contenus dans les éléments de la brèche ont été anhydritiques. Les blocs de la brèche sont parfois limités par des stylolithes.

Les stylolithes ne sont pas aussi abondants que dans les sites tels que Landelies (Belgique). Peu de données sont rassemblées à ce sujet. L'échantillon QNJ 69 montre des stylolithes qui traversent les éléments de la brèche et s'arrêtent aux limites de ceux-ci. Cette phase de compaction est donc antérieure à la bréchification. Une autre phase de stylolithisation (échant. QNJ 81) recoupe l'ensemble de la brèche (éléments et matrice). Elle met en évidence une phase de compaction ou de déformation postérieure à la bréchification. Ces deux phases de compaction, non-synchrones, ont été mises en évidence par De Putter et Herbosch (1990) dans le sondage de Corenne (Belgique).

Les blocs de la brèche montrent des microfaciès différents mais essentiellement de milieu confiné (MF 7 et MF 8). Les éléments sont centimétriques. La présence d'anhydrite de remplacement impliquerait l'existence de couches d'anhydrite sédimentaire avant leur dissolution (Dunham, 1948). Leur petite taille suggère qu'il y avait de fines alternances de micrite, de calcaire algaire et d'évaporites.

A l'intérieur des éléments de la brèche, des fissures parcourent la micrite ou le calcaire stromatolithique et s'arrêtent à l'enveloppe du bloc. L'origine tectonique des veinules laisse peu de doute. Leur présence implique une phase de fracturation antérieure à la bréchification.

II-C-4- Discussion générale sur les brèches et les pseudomorphoses d'évaporites

D'autres brèches sont observées dans la série viséenne étudiée.

II-C-4-a- Les brèches du V2b.

Un niveau bréchiq ue à la base du V2b, attribué à la "Petite Brèche" affleure au cœur du synclinal de Limont-Fontaine. Des monocristaux d'anhydrite pseudomorphosée en calcite dessinent des plages irrégulières dont les contours forment des marches d'escalier (échant. LFC 11b). C'est une forme d'anhydrite de remplacement qui recoupe les péloïdes et les ooïdes mais les tests d'organismes restent intacts. La différenciation de la croissance d'anhydrite selon les éléments figurés est signalée par Clarck et Shearman (1980). Kendall et Walters (1978) avaient déjà souligné le fait que l'anhydrite de remplacement était communément associée aux grainstones oolithiques et que la présence de grainstone semblait conditionner l'existence d'anhydrite de remplacement plus que la proximité de couches d'évaporites. L'anhydrite observée à Limont-Fontaine serait une anhydrite de remplacement qui témoigne du caractère tardif de la circulation de fluides sulfatés. Ceci est d'ailleurs confirmé par la présence de pseudomorphoses d'anhydrite dans les fractures tectoniques de la Formation de Neffe, de la Formation de Lives à Bachant, Limont-Fontaine ou au Pont-des-Loups mais aussi dans le V3b et le V3c de la Queue-Noir-Jean. Dans le V2b de cette dernière carrière, les pseudomorphoses d'évaporites sont fréquentes d'une part dans des fissures, d'autre part dans des niveaux dont l'aspect bréchiq ue, à l'affleurement, est plus ou moins bien développé. Ainsi, l'échantillon QNJ 5 montre de très belles structures d'anhydrite de remplacement dont les grandes plages limpides sont visibles à l'œil nu. Ces ensembles bréchiq ues indiquent aussi que la bréchification s'est produite après une phase de fissuration tectonique.

II-C-4-b- Les autres pseudomorphoses d'évaporites

Dans le V2b de tous les sites, l'anhydrite de remplacement est très souvent présente dans les calcaires à mini-péloïdes associés à la structure stromatolithique. L'échantillon PL 38, prélevé dans la carrière du Pont des Loups (près de Saint Aubin), montre de grandes plages à contours en jeu de domino dans la phase "grossière" (grainstone à péloïdes) et des sections automorphes sales dans la phase fine (micrite). A Bachant, les exemples d'anhydrite de remplacement sont multiples : échantillons BH 1, BH 13, BH 42, BH 69, BH 72, BH 77, BH 79 (fissures gainées), BH 80, BH 15 et BH 3.

Dans la carrière de l'Horipette à Bachant, deux niveaux présentent des calcaires cristallins, dont les minéraux ont des contours en marche d'escalier, une teinte de biréfringence vive et un aspect sale. Le matériel hôte était probablement de l'anhydrite. Les inclusions sont très abondantes. A l'origine, les bancs concernés étaient probablement anhydritiques.

A la Queue-Noir-Jean, de tels niveaux ont été observés dans la "Grande Brèche" (échant. QNJ 67, QNJ 71 et QNJ 76). Des vestiges d'évaporites de diagenèse précoce sont également remarquables dans la Formation de Lives (échant. BH5, PL36) mais restent assez discrets.

II-C-4-c- Conclusion

Clark et Shearman (1980) assignent une origine assez précoce à l'anhydrite de remplacement. En effet, ils considèrent que la croissance d'anhydrite prend place en partie avant la compaction du calcaire hôte et se poursuit après cette dernière. Dunham (1948), Kendall et Walters (1978) pensent au contraire que l'anhydrite de remplacement est tardive (pour Kendall et Walters, l'anhydrite reconnue dans des carbonates mississippiens serait post-triasique et anté-Crétacé supérieur). Dans les sondages de Saint-Ghislain et d'Epinoy, Rouchy *et al.* (1984) leur attribue une formation syn- ou post- déformation hercynienne. A Epinoy, l'anhydrite de remplacement est d'autant plus abondante que la déformation est importante. De telles pseudomorphoses existent aussi à Yves-Gomezée en Belgique (Rouchy *et al.*, 1992).

Les figures observées dans l'Avesnois sont les mêmes que celles d'Epinoy (où l'anhydrite n'est pas pseudomorphosée). Dans les deux sites, la formation à évaporites a probablement subi la même histoire (Rouchy, comm. pers.).

II-C-5- La transformation sulfates → carbonates

L'anhydrite est pseudomorphosée en calcite. Afin de mieux cerner les processus de transformation sulfates → carbonates, une étude des isotopes stables des carbonates de remplacement (calcite et dolomite) ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) a été réalisée. Les résultats sont consignés dans le graphe ci-contre (fig. 51) et concernent les échantillons appartenant au V3a,

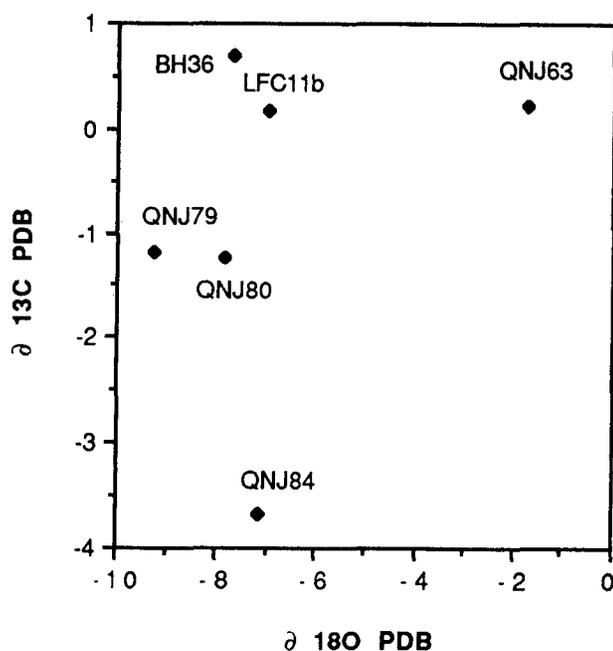


Fig. 51 : $^{18}\text{O}/^{13}\text{C}$ de quelques échantillons de la Grande Brèche.

un échantillon de brèche du V2b de Bachant (échant. BH 36) et du V2b de Limont-Fontaine (LF 69). Les calcites qui remplacent les ciments anhydritiques de la brèche présentent une signature isotopique caractérisée par des valeurs très proches du $\delta^{18}\text{O}$ ($-9,24 < \delta^{18}\text{O} < -7,00$) et des valeurs peu élevées de $\delta^{13}\text{C}$ dispersées entre 0,70 et -3,68. L'ensemble des échantillons montre des compositions voisines à l'exception de l'échantillon QNJ63 dont la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ (-1,71) est nettement plus élevée. Cette différence s'explique par la nature dolomitique de la phase de remplacement. Dans le cas du bicarbonate de calcium et magnésium, un décalage des valeurs relevées est toujours observé (Pierre, 1986a). La valeur de $\delta^{13}\text{C}$ plus faible observée dans l'échantillon QNJ 84 peut s'expliquer par une contribution plus importante de carbone d'origine organique (Pierre, comm. pers.). En effet, QNJ 84 témoigne d'une certaine évolution pédologique.

L'analyse isotopique montre donc une relative homogénéité des valeurs. Les compositions isotopiques montrent que la cristallisation des carbonates qui ont remplacé les sulfates s'est effectuée à partir d'eaux continentales. Est-ce un processus précoce dans le milieu de sédimentation, ou tardif ? Les données pétrographiques ayant montré le caractère tardif de l'anhydrite, le remplacement de celle-ci par les carbonates serait tardif. Il serait survenu au moment de la remise à l'affleurement des terrains, c'est-à-dire à partir du Permien.

II-C-6- Interprétation

L'abondance des pseudomorphoses d'évaporites implique l'existence de niveaux évaporitiques intercalés dans les sédiments de type micrite (MF8) ou stromatolithes (MF7) au moment du dépôt. L'ensemble des observations montre d'ailleurs des formes de **gypse de diagenèse précoce dans la série viséenne et des niveaux constitués entièrement d'anhydrite**. Néanmoins, les principales pseudomorphoses attestent du caractère tardif de l'anhydrite (cristaux euhédriques à section carrée, grandes plages de calcite aux contours en dominos, veinules "gainées" d'un manchon micritique et fissures à cristaux perpendiculaires aux épontes).

Une **première phase de fracturation** s'est produite **avant la bréchification** comme en témoignent les fissures qui traversent les éléments de la brèche sans atteindre le ciment de la brèche. D'autre part des **stylolithes** présentent les mêmes caractéristiques. Ils sont probablement issus d'une phase de compaction antérieure à la bréchification. Les observations faites ne permettent pas de savoir si cette phase de compaction est anté- ou post-fissurations.

Au cours de l'enfouissement, le **gypse se transforme en anhydrite**, par déshydratation, induisant une réduction de volume.

Ensuite, **une dissolution des évaporites** intercalées dans le sédiment commence, peut-être **sous l'influence de la déformation** qui facilite la **circulation de fluides**. Il est difficile de dater la dissolution qui a pu commencer assez tôt (fin du Viséen - début du Namurien) et qui semble se poursuivre encore actuellement dans la région de Saint-Ghislain (de Magnée *et al.*, 1986). Le vide créé et la poursuite de la tectonique entraînent une **bréchification des sédiments** et un léger transport de ceux-ci qui met en présence des éléments constitués de microfaciès différents. A la Queue-Noir-Jean, la petite taille des éléments suggère la finesse des alternances et le déplacement des éléments issus de la bréchification probablement faible. Il semble que dans l'Avesnois la matrice de la brèche ait pu être entièrement anhydritique.

Les fluides qui circulent **s'enrichissent progressivement en sulfates, précipitent** de l'anhydrite qui remplace le sédiment hôte. **Cette anhydrite de remplacement se développe** à différents niveaux de la série. Une circulation de fluides sulfatés s'établit à travers tous les terrains viséens étudiés, du V2a au V3c, et se poursuit donc après le Viséen. Cette génération est peut être plus tardive que l'anhydrite de remplacement liée à la bréchification.

La **principale phase de déformation** entraîne le développement d'une **deuxième génération de stylolithes** qui recourent l'ensemble de la brèche. Ensuite, **l'émersion des séries** s'accompagne du **remplacement des anhydrites par les carbonates**.

Il n'est pas possible de dater l'épisode de bréchification précisément. Il est compris entre le V3a et le Westphalien D (phase asturienne). Pirlet (1972) a signalé la présence de blocs d'âge V3b dans la "Grande Brèche". La bréchification serait donc

postérieure au V3b. A Landelies (Belgique), la bréchification aurait débuté au Namurien (Mercier *et al.*, 1992). A la Queue-Noir-Jean, aucune faune n'ayant été trouvée dans les blocs de la brèche, il n'est pas possible de préciser l'intervalle stratigraphique de la bréchification. La "Grande Brèche" de l'Avesnois se serait donc formée entre le V3a et la phase paroxysmale de l'orogène hercynien. Des fluides sulfatés ont circulé à la faveur de fractures dans toute la série viséenne. Il s'agit davantage d'un processus continu que d'étapes successives.

La chronologie des événements demeure difficile à établir précisément surtout lorsqu'elle s'adresse à des phénomènes continus. D'autre part, l'épaisseur des formations V3a préexistantes était probablement beaucoup plus importante que leur puissance actuelle. Par comparaison avec la série évaporitique de Saint-Ghislain, on peut supposer que les évaporites dans l'Avesnois ont pu atteindre une centaine de mètres d'épaisseur (Rouchy, comm. pers.).

La formation de la "Grande Brèche" serait due à deux grands phénomènes : la dissolution des évaporites et la tectonique hercynienne. Les évaporites ont sans doute influencées les déformations hercyniennes, que ce soit pour le style ou la cinématique.

Les déformations induites lors de l'orogène varisque ont facilité la circulation des fluides qui ont permis la dissolution des évaporites. Ensuite, dissolution et déformation ont entraîné la bréchification des niveaux où étaient concentrés les évaporites d'origine précoce. Les brèches les plus développées (celles du V2b et du V3a) correspondent d'ailleurs aux grandes masses anhydritiques de Saint-Ghislain. D'autre part, "le caractère bréchiq ue du V3a est nettement plus accentué dans l'allochtone du Bassin de Dinant que dans l'autochtone du Bassin de Namur" (De Putter et Herbosch, 1990) : ceci montrerait l'importance des processus tectoniques dans la genèse de la "Grande Brèche" et des autres brèches syn- voire post- déformations de l'ensemble de la série. Néanmoins, pour chaque brèche, les mécanismes peuvent varier et **dissolution et déformation peuvent avoir chacune une importance relative locale**

II-C-7 - Conclusion

L'étude microscopique révèle que la base du "V3a" est composée de séquences "shallowing - upward" semblables à celle de la Formation de Lives. Il est donc en continuité sédimentologique avec le V2b. Dans la zone bréchifiée, les microfaciès MF7 et MF8, caractéristiques de milieu confiné, dominant largement. Les pseudomorphoses d'évaporites sont très fréquentes et revêtent diverses formes. Le gypse lenticulaire résulte de croissances diagénétiques interstitielles et précoces dans des environnements supratidaux. L'anhydrite de remplacement est tardive et imprègne le sédiment hôte. De nombreuses fractures tectoniques montrent un remplissage anhydritique ou polyphasé (anhydrite et carbonate).

Les stylolithes sont de deux générations : avant et après la bréchification. La "Grande Brèche" s'est formée grâce au concours simultané de la déformation hercynienne et

de la dissolution des évaporites dont l'épaisseur devait être considérable. La genèse de la brèche peut se résumer ainsi :

- dépôt en milieu confiné avec de fines alternances de micrite, calcaire algaire et évaporites ;
- enfouissement et phase de compaction qui se traduit par des stylolithes stratiformes et première influence tectonique (fissuration) ;
- circulation de fluides et dissolution progressive des niveaux évaporitiques ;
- déformation et dissolution contribuent conjointement à la bréchification amorcée par la dissolution ;
- les fluides s'enrichissent en sulfates, remplacent le sédiment hôte et cimentent la brèche ;
- circulation de fluides polyphasés à l'origine de la précipitation de calcite et d'anhydrite qui cimentent le réseau de fractures de toute la série viséenne ;
- principale phase de déformation : stylolithes qui recoupent les clastes et la matrice de la brèche ;
- remise à l'affleurement des formations et remplacement carbonaté des sulfates.

Dans cette hypothèse, la dissolution pourrait débuter dès le début du Namurien à la faveur des premières fractures alors que Rouchy *et al.* (1992), en accord avec De Magnée *et al.* (1986), considèrent qu'elle aurait pu commencer avec l'émersion permienne. Par contre, Mercier *et al.* (1992) pensent que la réalisation de la "Grande Brèche" débiterait au Namurien.

III- LE V3b ET LE V3c

Les informations recueillies sur ces deux formations sont succinctes. Elles contribuent cependant à retracer l'évolution paléogéographique de l'Avesnois. La description de la coupe (vol. 1, Part. II, chap. 3, I) montre les difficultés pour tracer les limites des formations entre elles ainsi que chacune de leurs subdivisions; la présence de failles ne facilitant pas le travail.

III-A- La Formation de Saint-Hilaire et Saint-Rémy-Chaussée : le V3b

III-A-1- Stratigraphie

Les limites stratigraphiques entre les différentes subdivisions du "V3b" sont fixées plus ou moins arbitrairement. En effet, le pas d'échantillonnage est grand (2 mètres en moyenne) et les datations sont donc assez peu précises. De plus, à la base du "V3b", les faciès de milieu marin ouvert ne sont pas abondants. L'identification des Foraminifères contribue néanmoins à reconnaître les grands domaines et la lithologie, comparée à celle de la Belgique, apporte quelques éléments supplémentaires.

A la Queue-Noir-Jean, le V3b α (équivalent de la Formation de Thon-Samson en Belgique, fig.5) débute avec l'échantillon QNJ 85 (fig. 48) et se termine au niveau de la faille, après le QNJ 95 (Vol. 2, Part. IIIPl. XVIII-4). Il est puissant de 11 m environ mais incomplète.

Le V3b β (équivalent de la Formation de Poilvache) commence après la faille évoquée ci-dessus et se termine à l'échantillon QNJ 98 ou QNJ 98' (niveau charbonneux). Il est épais de 8 à 9 mètres mais n'est pas complet.

Le V3b γ (équivalent de la Formation d'Anhée en Belgique) affleure de l'échantillon QNJ 99 à QNJ 107 (?) et atteint 26 mètres de puissance. La totalité du V3b γ n'est pas accessible. Cependant, l'affleurement en montre une grande partie.

Dans l'Avesnois, les subdivisions du "V3b" n'ont pas de nom particulier.

III-A-2- Etude microscopique

Les microfaciès reconnus sont comparables à ceux de la Formation de Lives et montrent aussi l'évolution d'un milieu marin ouvert à un milieu confiné. Les faciès oolithiques (MF4) sont très rares, ainsi que le packstone à Issinelles (MF5). Les faciès de milieu ouvert sont peu fossilifères à la base du V3b mais s'enrichissent nettement en faune franchement marine vers le sommet. A la base, les séquences sont dominées par la phase phytogène (MF7 et MF8) alors qu'au sommet, ce sont les calcaires zoogènes (MF1, MF2 et MF3) qui sont largement représentés.

Les évaporites sont présentes soit sous forme d'anhydrite en nodules (manifestation évaporitique de diagenèse précoce) soit sous forme d'anhydrite de remplacement (monocristal à contours en dominos) ou d'anhydrite dans les fissures. Ces deux derniers faciès cristallins étant des vestiges de processus tardifs. Il importe de noter que l'échantillon QNJ 94 est une brèche post-tectonique dont la genèse est discutée précédemment (vol. 1, part. II, chap. 3, II-C-4). Une brèche formée *in situ* est présente au sommet du "V3b". C'est une microbrèche d'effondrement (échant. QNJ 105) qui affecte une biomicrite (MF2).

Les silicifications sont plus fréquentes que dans les formations sous-jacentes surtout au sommet du V3b. Les premières traces de silice sont dans l'échantillon QNJ 92 dans lequel l'emplacement d'une racine est silicifié. C'est une micrite à Ostracodes qui contient de la matière organique en quantité non négligeable. Cet échantillon témoigne de l'existence et de la proximité d'un sol et précède un niveau argileux. L'association paléosol/niveau argileux (cinérite ?) remarquée au V2a et au V2b est de nouveau présente au V3b. Les autres silicifications occupent le sommet du V3b (échant. QNJ 100, QNJ 104 et QNJ 106) et affectent quelques organismes.

Enfin, il faut noter la présence d'un banc charbonneux (échant. QNJ 98) précédé (échant. 97) et suivi (échant. QNJ 98') d'une micrite à Ostracodes (wackestone) riche en matière organique. Ce banc n'est pas continu. Il mesure une vingtaine de centimètres et marque un changement de sédimentation au cours du V3b qui séparerait le V3b β à

sédimentation rythmique du V3 β franchement marin. Aucun grain de quartz détritique n'apparaît dans les échantillons charbonneux. Le charbon est associé à des bancs de micrite à Ostracodes qui caractérisent un dépôt en lagune peu ouverte.

III-A-3 Le milieu de dépôt

Le V3 α s'est déposé dans un environnement comparable à celui de la Formation de Lives, *i.e.* une plate-forme carbonatée peu profonde en climat aride à semi-aride. Les carbonates sont purs et aucun quartz détritique n'est décelable. Les mattes algales occupent une large place dans les deux tiers inférieurs de la Formation de Saint-Hilaire et Saint-Rémy-Chaussée. Le milieu de dépôt est parfois très confiné et des saumures interstitielles engendrent le dépôt d'évaporites. Au sommet du V3 β , le milieu est franchement ouvert et correspond à un ennoyage de la plate-forme. A l'affleurement, il se caractérise par un calcaire à grandes coquilles de Brachiopodes ou de Lamellibranches. L'absence de stratification entrecroisée ou oblique dans l'ensemble du V3 β ou de tout autre figure sédimentaire, telle que des chenaux, suggère une absence de courants.

L'émersion ou la faible profondeur d'eau, est parfois suffisante pour qu'un paléosol se développe. L'échantillon QNJ 92 indique l'existence d'une végétation de mangrove mais ne présente pas les caractéristiques des calcrètes décrites lors de l'étude du Viséen moyen. Néanmoins, une particularité commune est l'association d'un environnement subémergent, qui traduit une phase régressive de la sédimentation, avec une cinérite (?). Ce phénomène sera discuté dans le chapitre suivant.

Un changement de sédimentation est mis en évidence par l'existence d'un banc charbonneux. Le charbon, autochtone ou allochtone, se serait formé dans une zone côtière ou lagunaire et appartiendrait donc à la catégorie des charbons paraliques comme le charbon namurien du Nord de la France. L'apparition du charbon traduit une végétation environnante bien développée (sans atteindre la luxuriance des forêts namuriennes) avec un climat plutôt humide.

III-A-4 Evolution verticale

Le V3 α débute par une sédimentation de plate-forme carbonatée peu profonde à caractère rythmique. Elle paraît transgressive sur les calcaires de la "Grande Brèche", dominés par les microfaciès MF7 et MF8. Néanmoins, ces derniers tiennent encore une place importante. Un niveau de paléosol (racine silicifiée) marque une émersion et précède un lit argileux cinéritique (?). La sédimentation est ensuite plutôt confinée (QNJ 94 et QNJ 95). Une faille vient interrompre la série. Au-dessus, au V3 β , les microfaciès confinés dominant largement. Trois mètres de calcaires à laminations horizontales "varvaires", confirment la prédominance des micrites et des stromatolithes. Ils se rapportent à des niveaux décrits par Pirlet (1963) dans la vallée du Samson (Bassin de Namur, Belgique). Ensuite les

calcaires sont plutôt de type MF6 avec quelques incursions marines. La sédimentation carbonatée est alors interrompue par un banc charbonneux provoqué par l'afflux de débris végétaux. Ces sédiments riches en matière organique indiquent un changement du climat qui devient plus favorable au développement de la végétation continentale et correspond aux prémices de la forêt carbonifère. La végétation, luxuriante au Namurien, s'installe sur les continents. Enfin au V3by, la mer envahit de nouveau tout le site et le caractère confiné de la sédimentation disparaît progressivement pour ne laisser place qu'au microfaciès MF1 et surtout MF2. Quelques installations de milieux restreints interrompent cependant le caractère marin du V3by, déjà décrit en Belgique (Formation d'Anhée, Paproth *et al.*, 1983).

La plate-forme carbonatée serait assez instable durant le V3b $\alpha\beta$ contribuant au caractère rythmique de la sédimentation. Elle deviendrait stable au V3by conférant une monotonie aux sédiments marins riches en faune.

III-A-5- Conclusion

Les sédiments du V3b présenteraient les mêmes microfaciès que ceux de la Formation de Lives excepté pour MF4 et MF5 qui seraient absents. Le milieu de dépôt resterait toujours identique à celui des formations sous-jacentes. Un niveau d'émergence et un banc charbonneux caractérisent le V3b de l'Avesnois.

La Formation de Saint-Hilaire et Saint-Rémy-Chaussée débiterait par une sédimentation transgressive V3b α sur le V3a puis connaîtrait des épisodes importants de confinement du milieu alternant avec des phases bioclastiques marines V3b β . La plate-forme serait assez instable et la sédimentation garderait une certaine rythmicité. Après un bref changement de sédimentation permettant le dépôt d'un niveau charbonneux (le climat serait plus humide), la plate-forme qui deviendrait stable serait ennoyée et les dépôts seraient franchement marins V3by.

III.B- Le V3c de la Queue-Noir-Jean (Vol. 2, Part. III, Pl. XVIII-5)

Un petit front de taille permet d'observer une partie du V3c inférieur (≈ 6 m) séparée par une faille du V3c supérieur (≈ 5 m).

Le V3c inférieur est composé d'un calcaire bioclastique assez massif dont la stratification est soulignée par des chailles. Il se distingue du V3c inférieur belge par l'absence d'intercalations schisteuses. L'ouverture du milieu, amorcée dans le "V3by", se poursuit.

A l'affleurement, le V3c, stratifié en bancs pluricentimétriques à pluridécimétriques, se caractérise par une alternance de biomictites et de phtanites. Il correspond sans doute à la partie supérieure du V3c belge décrit par Paproth *et al.* (1983) comme suit : "4 m d'alternances de calcaires argileux (très riches en conodontes), de phtanites

et de schistes...". Le milieu de dépôt est de plus en plus profond. La fin du "V3" s'achève donc avec une ouverture franche de l'environnement de dépôt.

III-C- Conclusion

Les éléments recueillis sur le "V3b" et le V3c restent assez flous en particulier pour les limites stratigraphiques. Un pas d'échantillonnage plus petit s'impose pour mieux étalonner la coupe. Néanmoins, une évolution générale peut être dégagée.

La sédimentation rythmique se poursuit au "V3b α " et "V3b β ". Le "V3b α " montre un caractère transgressif sur le "V3a". Au "V3b β ", le milieu est plus confiné. Le "V3b γ " montre la disparition de la sédimentation rythmique et l'ouverture du milieu de dépôt qui se poursuit et s'accroît nettement durant le V3c

CHAPITRE 4

CONCLUSION SUR LA SÉDIMENTATION DU VISÉEN MOYEN ET SUPÉRIEUR

L'étude sédimentologique montre que les sédiments du Viséen moyen et supérieur se seraient déposés sur une plate-forme carbonatée de grandes dimensions, d'eau très peu profonde et dont la pente vers le large semble être très faible. Le continent environnant devait être dépourvu de reliefs. Le climat serait aride, de type subtropical. Chaque formation présente des caractéristiques et témoigne de conditions écologiques, paléogéographiques et dynamiques particulières.

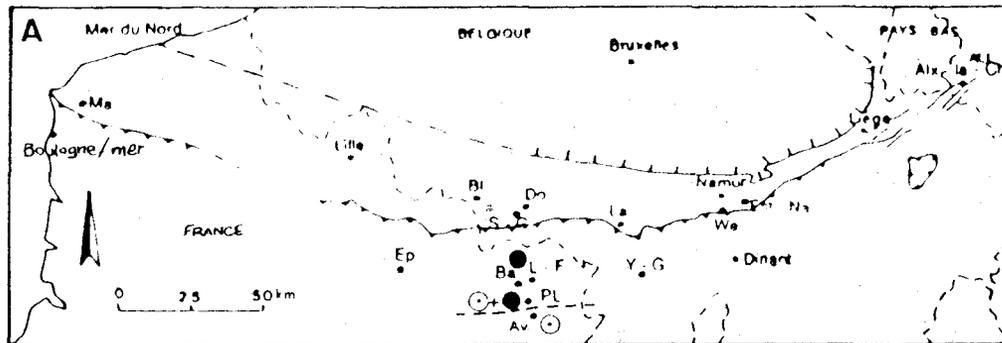
I- Le Viséen moyen

I-1- La Formation de Neffe (fig. 52-A)

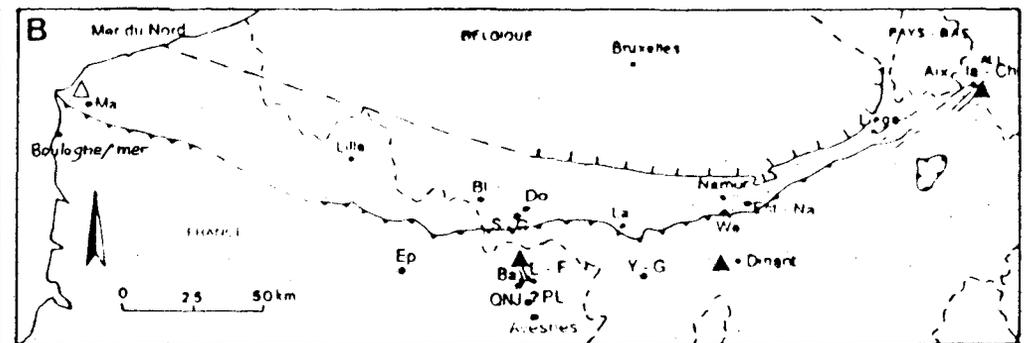
La Formation de Neffe est toujours très diaclasée, grise, stratifiée en bancs métriques à plurimétriques. La sédimentation est très homogène dans tout le secteur d'étude. Quelques différences apparaissent cependant du Nord au Sud.

L'élément majeur est le pellétoïdes. Il serait issu de la micritisation d'agrégats composés d'ooïdes et d'autres éléments figurés. Les bioclastes témoigneraient d'un milieu marin ouvert. Temporairement, le milieu serait plus confiné. Au Nord, les ooïdes sont micritisés ; leur identification est très difficile. Au Sud, à Avesnes, ils sont mieux conservés et dominant même la sédimentation aux dépens des pellétoïdes. Aucune figure sédimentaire n'est remarquable. La plate-forme était probablement très calme, dépourvue de courants. Dans tous les sites, les sédiments sont ceux d'un milieu marin ouvert, de plate-forme très stable à sédimentation en milieu intertidal d'énergie faible à modérée, sur un "tidal-flat" associé à un complexe de rides-barrières, pouvant isoler des lagunes.

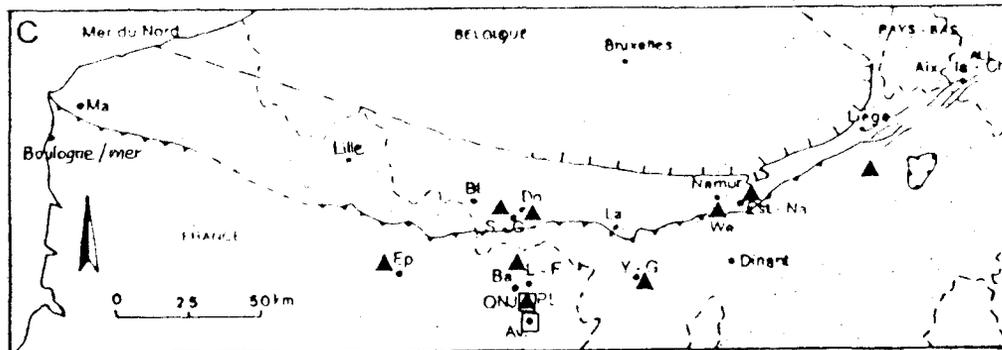
Globalement, du bas vers le haut, la sédimentation serait très calme et franchement marine puis un confinement serait perceptible vers le milieu de la formation ou un peu au-dessus. La topographie locale pourrait expliquer ces différences. Puis, le milieu serait de nouveau ouvert et au sommet, tous les sites montreraient une tendance au confinement atteignant l'émersion. Limont-Fontaine était probablement situé sur un haut-fond car sous la cinérite, non observée dans les autres sites, les sédiments montrent un ciment vadose.



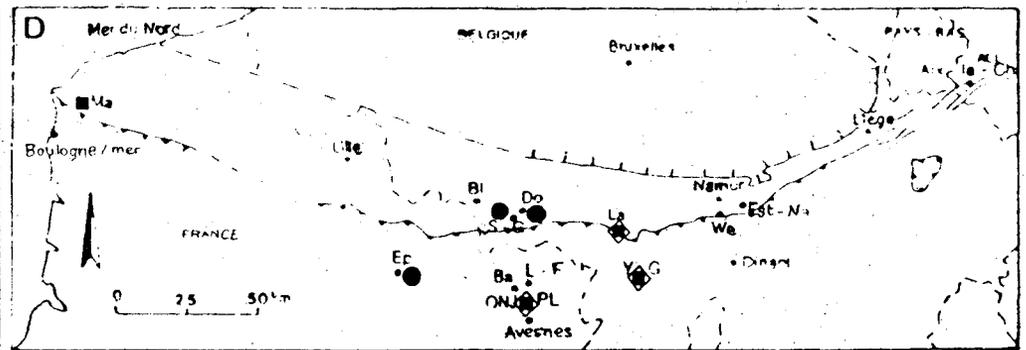
- Pellétoïdes
- Ooïdes



- ▲ paléosol intra-V2a
- △ paléosol V2a/V2b



- ▲ évaporites
- traces d'émersion
sédimentation rythmique dans tous les sites



- pseudomorphoses d'évaporites à l'affleurement
- évaporites en sondage
- ◇ brèches associées aux évaporites

Fig. 52 : Eléments sédimentologiques au V2a (A), à la limite V2a/V2b (B), au V2b (C) et au V3a (D).

Les sites septentrionaux (Bachant, Limont-Fontaine) sont pauvres en ooïdes. Au Sud, Avesnes correspond à l'emplacement d'une barrière oolithique alors que le Pont des Loups est un site intermédiaire (plus riches en ooïdes que Bachant et Limont-Fontaine mais moins qu'Avesnes).

A Bachant, la sédimentation rythmique se mettrait en place au sommet de la Formation de Neffe (séquence S1). Des études précises sur les cinq derniers mètres du V2a permettraient peut être de constater qu'il en est de même dans les autres sites, où l'on observe néanmoins une évolution de la sédimentation avant le Pédoderme de Bachant.

En Belgique, la Formation de Neffe affleure largement à la faveur de différentes vallées et exploitations de carrières. Son aspect à l'affleurement est semblable à celui de l'Avesnois. Dans la carrière des Fours à Chaux de Haut-le-Wastia (près de Bioul, Vallée de la Molinee, Synclitorium de Dinant), le Calcaire de Neffe devient de plus en plus foncé et de plus en plus fin vers le sommet. L'énergie diminue et des modifications du milieu sont également perceptibles. Dans le Massif Armoricaïn (Bassin de Laval), la sédimentation est oolithique (Calcaire de Juigné) ou bioclastique (Calcaire de Sablé). En Allemagne, la sédimentation est rythmique ("Untere-Zyklen-Folge").

I-2- Le Pédoderme de Bachant (fig.. 52-B)

L'épaisseur de ce niveau pédogénétique est très variable d'un site à l'autre, de même que son aspect. Il se présente le plus souvent sous forme de micrite en nodules (intramicrudite). A Bachant-l'Horipette, les blocs de ce faciès se trouvent associés à d'autres blocs de sédiments intertidaux à supratidaux. La taille des blocs est d'ordre plurimillimétrique à pluridécimétrique. Un niveau argileux précède ce niveau ou est présent dans le premier mètre. A Avesnes, seul le niveau argileux, contenant des cailloux de calcrète, est observé. Le banc d'argiles sera étudié ultérieurement. Son origine reste difficile à expliquer. Actuellement, il est considéré comme une cinérite. Si c'est le cas, le cortège argileux de celle-ci aurait été sensiblement modifié par les processus pédogénétiques qui masqueraient le caractère bentonitique de la cinérite originelle. Dans tous les sites, le contact inférieur paraît normal. Aucune activité karstique n'est décelable.

Les sédiments intertidaux à supratidaux se sont déposés sous un climat aride. Une émergence, dont la durée n'est pas estimable, permet l'action de processus pédogénétiques qui entraînent la formation d'une calcrète. A Limont-Fontaine, comme à Bachant-l'Horipette, la pédogenèse a dû s'effectuer en plusieurs étapes, la topographie locale étant probablement à la source des différences constatées entre les sites. A Avesnes, le Pédoderme est très peu développé. Une partie de celui-ci a pu être érodée ou est masquée par la dolomitisation. D'autre part, les calcrètes se forment davantage sur les flancs des dunes que sur le sommet. Au Nord, le Pédoderme aurait pu être érodé partiellement comme le suggère sa limite

supérieure à Bachant-l'Horipette. Du Nord au Sud, l'épaisseur du Pédoderme diminuerait considérablement.

Le terme adopté (un pédoderme est une unité cartographiable) est-il valable ?

En Belgique, un niveau semblable est très bien développé à Haut-le Wastia, où il atteint 1,50 m (il contient deux cinérites). En Allemagne, il existe également et son épaisseur est d'environ deux mètres. D'autres sites belges présentent peut-être un niveau pédologique de même âge associé à une ou deux cinérites mais il faudrait étudier microscopiquement les sédiments sous- et sus-jacents à la cinérite ou à la limite V2a/V2b.

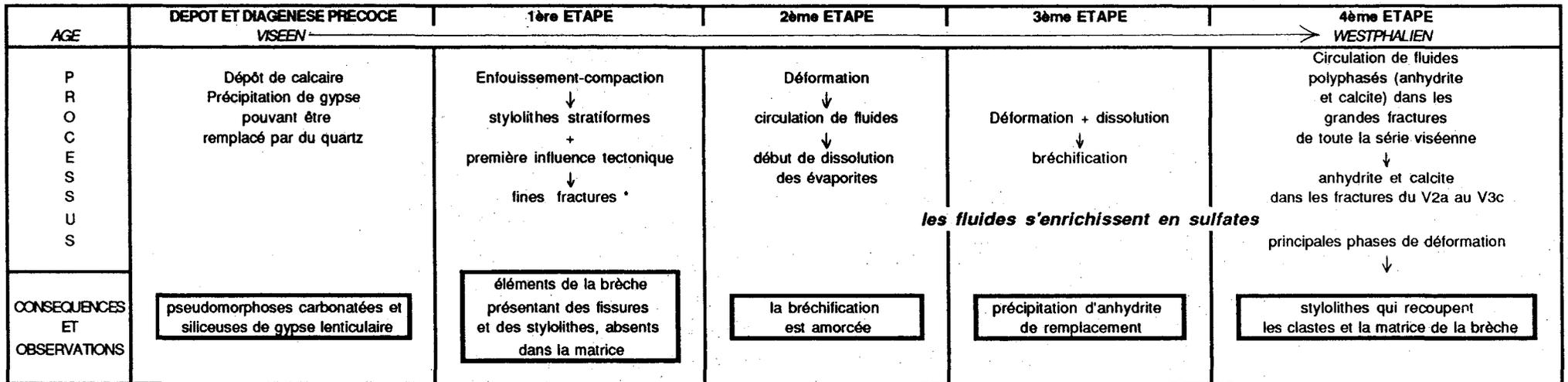
Sur un axe E-W, le niveau de paléosol semblerait continu et plus ou moins homogène. En Angleterre, des dépôts similaires sont décrits (Wright, 1981 et 1982 ; Riding et Wright, 1981) mais je ne sais pas s'il s'agit des mêmes niveaux stratigraphiques. Il n'est donc pas possible de conclure à une extension plus occidentale du Pédoderme de Bachant. Dans le Boulonnais, un niveau similaire est observé dans la Formation du Haut-Banc (Prud'homme *et al.*, 1992) mais il est d'âge V2a. Il semblerait qu'il existe un diachronisme du Pédoderme de Bachant d'un bassin à l'autre. Néanmoins, le terme de "pédoderme" semblerait se justifier aux vues des données actuelles. Il constitue la séquence S2 définie lors de l'analyse séquentielle.

1.3- La Formation de Lives (fig. 52-C)

La Formation de Lives est caractérisée par une stratification en bancs décimétriques à métriques, très exceptionnellement plurimétriques, une couleur généralement foncée (localement beige ou violacée) et par une alternance de lithoclastites et bioclastites grossières et fines et de micrites et calcaires algaïres. Les stromatolithes sont fréquents. Au microscope, huit microfaciès majeurs sont reconnus. Leur succession détermine une séquence standard qui traduit le passage d'un milieu marin ouvert à un milieu restreint, voire confiné. Ces caractères se retrouvent dans tous les sites. Les traces d'émersion (*Microcodium*, évolution pédogénétique perceptible, ...) sont plus fréquentes au Sud. Ceci suggère que le haut-fond décrit précédemment subsiste lors du V2b. Malgré ces différences paléogéographiques, l'analyse séquentielle réalisée dans les différents sites étudiés montre que les variations de stabilité de la plate-forme sont enregistrées au Nord comme au Sud. Deux séquences sont remarquables : la séquence S5, caractéristique d'une plate-forme très stable en milieu restreint et la séquence S7 qui montre la stabilité de la plate-forme en milieu marin ouvert et qui correspond à une période d'ennoyage de la plate-forme.

Dans l'Avesnois (excepté à Avesnes), la Formation de Lives n'est pas dolomitisée. De nombreuses traces d'évaporites sont conservées. Parfois, un niveau bréchiq est présent vers la base du V2b. Il est d'épaisseur très variable. Cette brèche, appelée "Petite Brèche" contient des vestiges d'évaporites et sa formation semblerait postérieure à une première phase d'activité tectonique. Dissolution d'évaporites et déformation tectonique sont probablement les deux grands phénomènes qui ont présidé à la genèse de ce

Fig. 53 : Scénario de genèse de la "Grande Brèche" de la Queue-Noir-Jean.



II-2- Le V3b et le V3c

L'étude réalisée sur le V3b est sommaire. Les subdivisions sont assez floues et le V3b n'est pas complet.

Au V3b α , la sédimentation est toujours rythmique mais l'ensemble est plus marin. Au V3b β , les dépôts présentent toujours un caractère rythmique mais en milieu plus restreint. De petites variations pluviométriques permettent le développement d'un niveau charbonneux. Ensuite, au V3b γ , la sédimentation est franchement marine.

Les caractères généraux du V3b de Belgique se retrouvent dans l'Avesnois mais une étude plus détaillée serait nécessaire pour apporter des précisions sédimentologiques et stratigraphiques.

Le V3c est marin et les bioclastites alternent avec les cherts puis les phanites. En Belgique, les mêmes tendances ont été retrouvées.

III- Evolution générale

La Formation de Neffe témoigne de la grande stabilité de la plate-forme qui connaît temporairement une évolution vers le milieu restreint. Au sommet du V2a, l'instabilité est très nette à Bachant (séquence S1) puis de nouveau le calme revient et la plate-forme est émergée : Pédoderme de Bachant (séquence S2). Ensuite, durant le V2b, périodes d'instabilité et de calme se succèdent. Au sommet de la Formation de Lives, la plate-forme présente toujours de fortes oscillations. Ceci se poursuit dans le V3a qui montre une domination de la sédimentation en milieu restreint permettant le développement d'évaporites. Le V3b est toujours rythmique à la base. Au sommet, au V3b γ , le milieu est stable et franchement marin. Au V3c, la plate-forme est assez stable et la sédimentation, franchement marine, pourrait montrer un approfondissement du milieu de dépôt.

En Belgique, l'évolution générale est la même. Les grandes séquences définies par Paproth *et al.* (1983) se retrouvent dans l'Avesnois : une séquence majeure se termine à la limite V2a / V2b. Elle correspond à l'émersion généralisée qui a contribué au développement du Pédoderme de Bachant. La fin du V3a marque aussi la fin d'une séquence. A la Queue-Noir-Jean, des traces de pédogenèse sont relevées. Une séquence mineure s'arrête à la limite du V3b β et du V3b γ et souligne l'arrêt de la sédimentation rythmique de la plate-forme carbonatée. Dans l'ensemble du Synclinorium de Dinant, les grands événements sont enregistrés. Les régions plus éloignées, comme le Massif Armoricain et l'Allemagne, subissent une évolution différente. Le Boulonnais, pourtant plus proche de l'Avesnois, montre de nombreuses différences avec les bassins belges. Il constitue un domaine particulier par rapport à la plate-forme carbonatée franco-belge.

IV- Observations complémentaires

IV-1- Les cinérites

Les niveaux argileux attribués à des cinérites sont toujours associés à des sédiments présentant des traces de cimentation vadose ou de processus pédogénétiques. Il existerait donc une relation entre ces dépôts d'argiles et les émergences qui traduisent la tendance régressive du niveau marin. Le caractère cinéritique de ces argiles implique alors une relation entre volcanisme et régression.

Si ces niveaux argileux sont des cinérites, les caractéristiques minéralogiques, de la fraction inférieure à 2 μm , d'une cinérite ont presque totalement disparu. Ceci peut s'expliquer par l'action des processus pédogénétiques que la cinérite aurait subi après son dépôt en milieu très peu profond, voire émergé. Une autre origine est envisageable : le dépôt de plaine d'inondation mais l'absence de minéraux détritiques s'accorde mal avec cette hypothèse. En revanche, cette dernière correspond bien au caractère régressif que traduit la présence d'une calcrète et d'une cimentation vadose.

IV.2- Les évaporites

Dans toute la Belgique, les évaporites sont recensées dans l'ensemble de la série dinantienne. A l'Est, leur présence est décelée jusqu'en Allemagne. Dans le massif de la Vesdre, de nombreux auteurs (Jacobs *et al.*, 1982 ; Swennen *et al.*, 1982 ; Rouchy *et al.* 1992) y font référence. A l'Ouest, en Grande Bretagne et en Irlande, les pseudomorphoses d'évaporites sont aussi très nombreuses (West *et al.*, 1968; Llewellyn *et al.*, 1968a). Des niveaux anhydritiques sont également connus (Llewellyn *et al.*, 1968b). Dans le Nord de la France, dans le Boulonnais, des vestiges d'évaporites sont signalés (Rouchy *et al.*, 1984) mais sans aucune certitude. En sondage, les épaisseurs traversées peuvent être considérables (Saint-Ghislain ; Epinoy) même si un épaissement des séries dû à la tectonique exagère leur puissance initiale.

Le dépôt des évaporites dépasse donc la simple zone du sillon borain. Elles se sont formées dans un vaste domaine paralic (fig. 54) dans lequel s'individualisaient des dépressions et des hauts-fonds. Cette différenciation de la plate-forme explique le fait qu'à Jeumont, le sondage n'a pas traversé d'évaporites.

Ce phénomène était probablement très étendu sur toute la plate-forme méridionale en bordure du continent Euramerica (fig. 55) car des dépôts évaporitiques du "V3a" sont reconnus dans l'Illinois aux Etats-Unis (Ross et Ross, 1987).

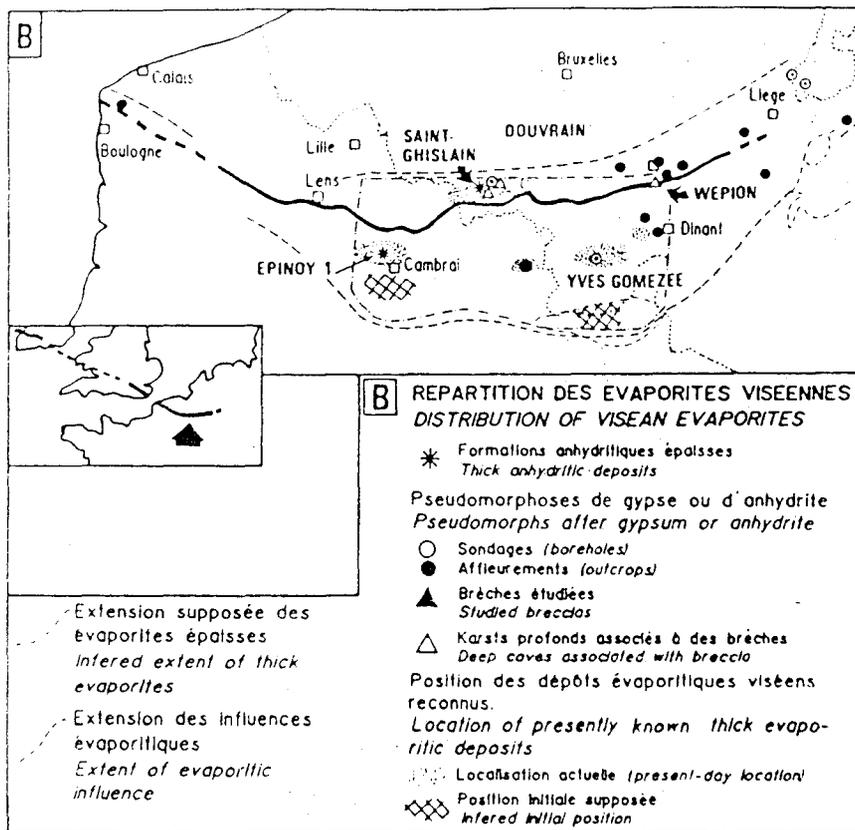


Fig. 54 : Répartition géographique des évaporites viséennes (d'après Rouchy *et al*, 1992)



Fig. 55 : Une paléogéographie du Carbonifère (d'après Ross et Ross, 1987).

IV-3- La dynamique de la plate-forme

La plate-forme est soumise à des processus autocycliques et allocycliques qui induisent une rythmicité sur la sédimentation (Strasser, 1988).

IV-3-a- Les processus autocycliques

Lorsque le taux de sédimentation est supérieur au taux de subsidence, le lagon se comble jusqu'à l'émersion des dépôts qui entraîne une chute du taux de sédimentation. Celle-ci implique une augmentation de l'épaisseur de la tranche d'eau, et le taux de sédimentation devient supérieur au taux de subsidence. Un changement du niveau marin produirait les mêmes effets.

Les processus autocycliques sont donc générés par des fluctuations cycliques de l'accumulation du sédiment. Ils engendrent des séquences de 4^{ème} ordre qui correspondent à la "séquence standard" définie lors de l'étude de la Formation de Lives. De plus, une topographie basse entraîne de petites augmentations ou diminutions du niveau marin qui impliquent un grand déplacement latéral de la ligne de côte.

IV-3-b- Les processus allocycliques

Ils sont dus à des fluctuations du niveau marin et à la production de carbonate, ces deux éléments étant dépendants des changements cycliques du climat. Les variations climatiques entraînent des glaciations (formation de calottes polaires et baisse du niveau marin) ou des réchauffements (hausse du niveau marin)¹. D'autres mécanismes peuvent intervenir : le changement dans le taux d'expansion des fonds océaniques (la période étudiée correspond à une époque de mouvements rapides des plaques), volume des bassins océaniques, activité orogénique (Ross et Ross, 1989).

IV-3-c- La plate-forme viséenne

Aux processus autocycliques qui produisent une rythmicité de la plate-forme, sont superposés des processus allocycliques.

Du Carbonifère moyen au Permien inférieur, les glaciations sont étendues dans une partie du Gondwana et de l'Angara (fig. 55). Ces glaciations peuvent être une des causes de baisse du niveau marin (Ross et Ross, 1989). Une étude menée aux Etats-Unis montre les grandes limites suivantes (fig. 56) :

¹De nombreux travaux ont mis en évidence la rythmicité des climats liés aux éléments de l'orbite terrestre. Ceci est démontré pour la première fois par Milankovitch en 1941. Les cycles climatiques sont de 19000, 23000, 41000, 100000 et 400000 ans.

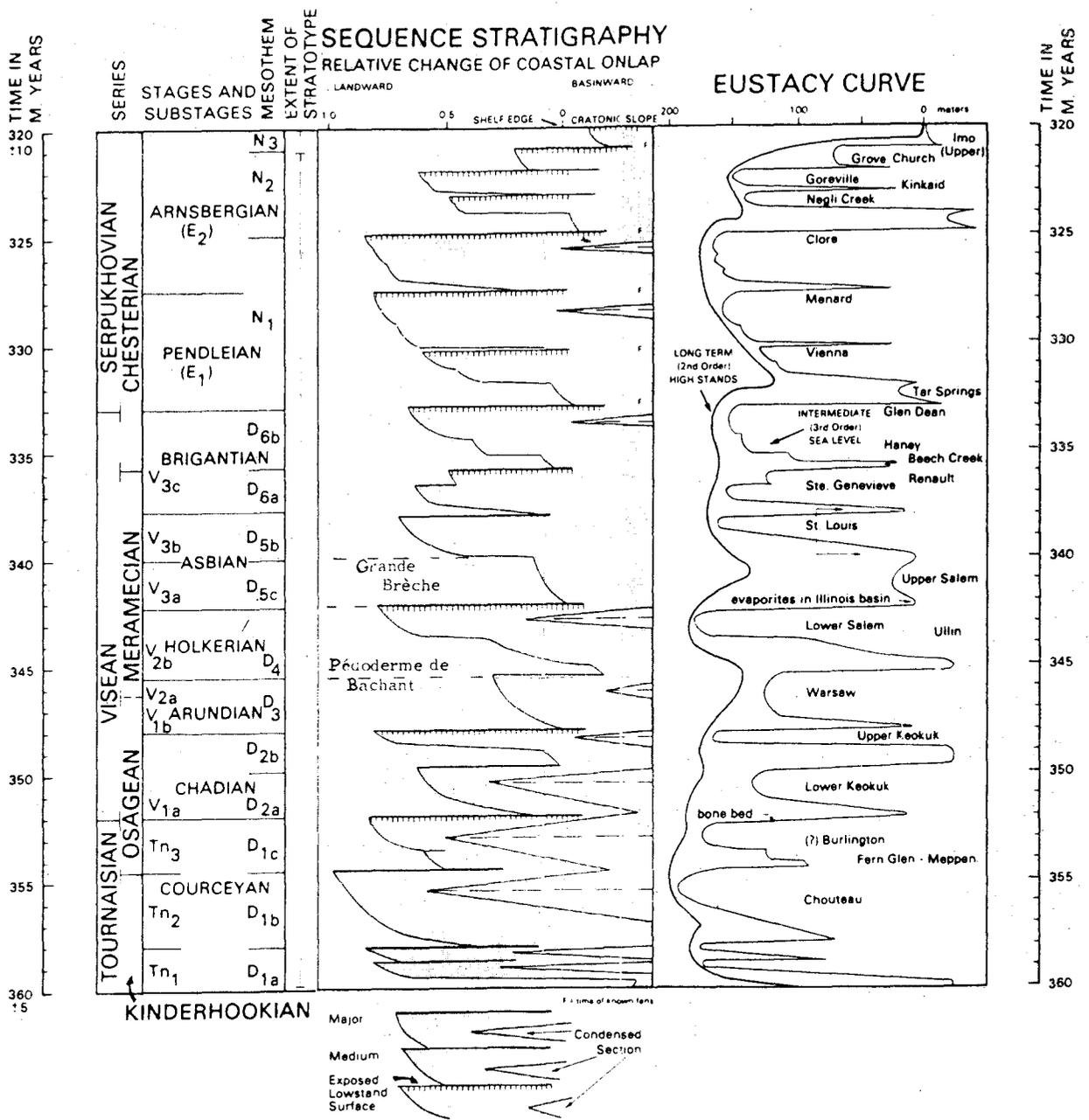


Fig. 56 : Stratigraphie et courbes eustatiques du Carbonifère (d'après Ross et Ross, 1987)

- limite "V2a/V2b" : régression moyenne. La courbe de 2^{ème} ordre montre un niveau marin bas ;
- au "V3a" : évaporites dans le Bassin de l'Illinois. Les courbes de 2^{ème} et 3^{ème} ordres montrent un niveau marin bas ;
- au "V3b" : sédiments de plus en plus marins. La courbe de 2^{ème} ordre montre une évolution vers un niveau marin élevé.

Ces grands traits séquentiels sont les mêmes que ceux mis en évidence dans l'Avesnois ou en Belgique (fig. 56). Les niveaux marins du Carbonifère moyen pourraient être régis par des phénomènes globaux. Les glaciations auraient joué un rôle essentiel dans la baisse du niveau marin du "V3a".

PARTIE III

ÉVOLUTION DIAGÉNÉTIQUE
DE QUELQUES COMPOSANTS
LITHOLOGIQUES

CHAPITRE 1

LES ÉVAPORITES

I- LEUR RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE ET GÉOGRAPHIQUE

I.1- Généralités

Depuis deux décennies, les évaporites et les pseudomorphes d'évaporites du Carbonifère inférieur sont répertoriées en Belgique, en Irlande et en France. Leur présence dans la série viséenne est maintenant connue tant du point de vue stratigraphique que géographique.

I.1.a- Répartition stratigraphique des évaporites (fig. 57)

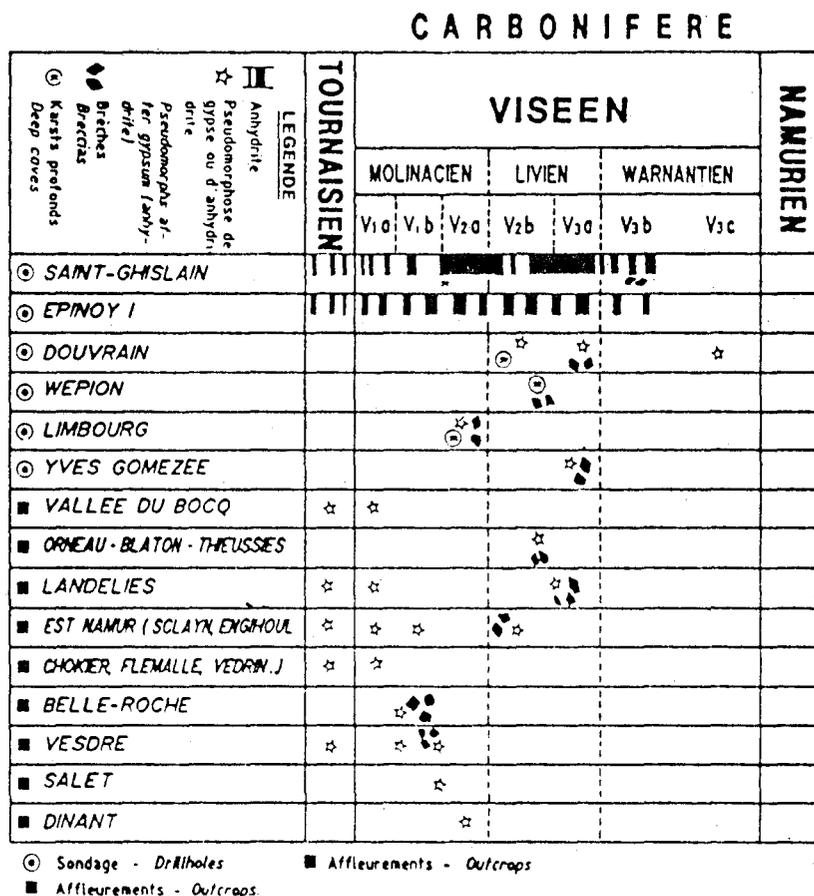
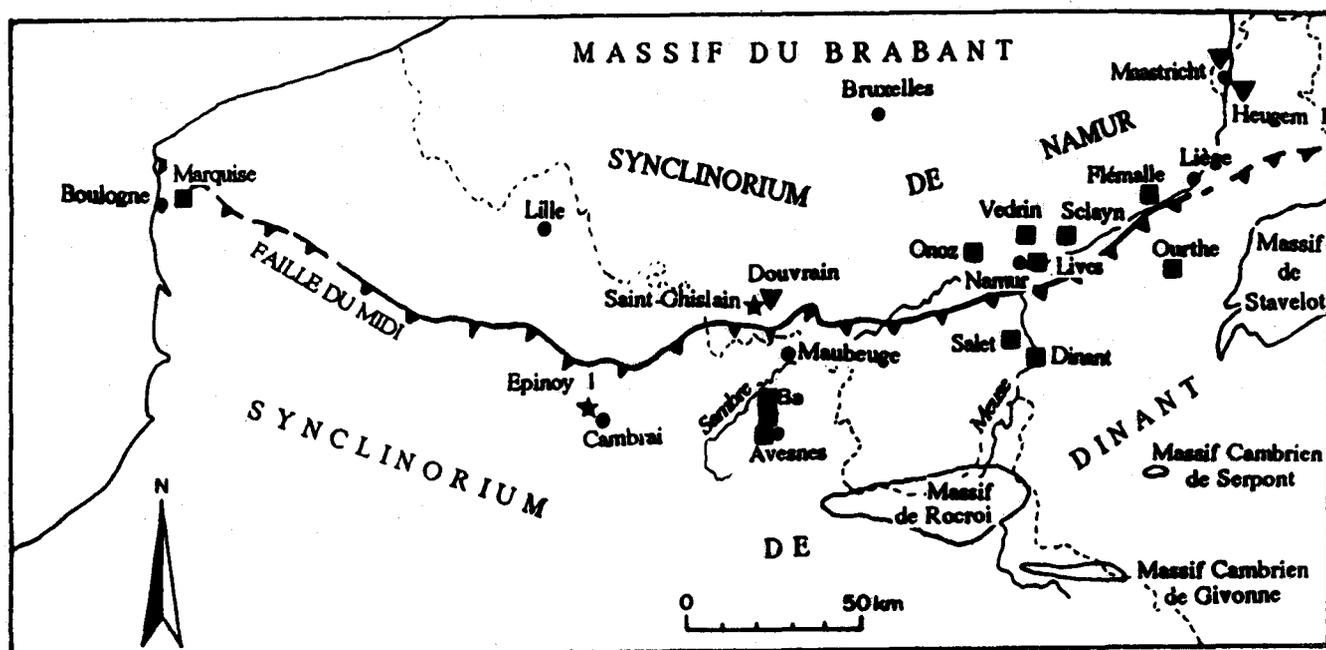


Fig. 57 : Répartition stratigraphiques des évaporites viséennes en Belgique (d'après Rouchy et al, 1992)



LEGENDE

- anhydrite en sondage	}	★
- pseudomorphose		▼
de gypse ou	}	■
d'anhydrite		■

Fig. 58 : Carte de localisation des principaux sites où ont été observées des évaporites (d'après Rouchy *et al*, 1984)

	V2a	V2b	V3a	V3b	V3c
Bachant	(*)	*B	—	—	—
Limont-Fontaine	(*)	*B	—	—	—
Pont des Loups	—	*	—	—	—
Queue-Noir-Jean	—	*B	*B	*	—
Avesnes	—	*	—	—	—

* pseudomorphoses d'évaporites (gypse et anhydrite)

: B brèches associées

Fig. 59 : Répartition stratigraphique des évaporites dans l'Avesnois

Dans la Formation de Lives, à Bachant, des traces de gypse de diagenèse précoce (éch. BH5) et d'anhydrite de remplacement (éch. BH 80, BH 122) sont observées. A Limont-Fontaine, c'est surtout dans la "Petite Brèche" qu'elles sont présentes (éch. LF 75 et LF 79). Au Pont-des-Loups et à la Queue-Noir-Jean, l'anhydrite de remplacement est parfois très bien développée. A Avesnes, les terrains liviens à l'affleurement semblent se terminer par d'anciens niveaux évaporitiques (Trentesaux, 1989). A la Queue-Noir-Jean, le V3a contient de nombreux témoins évaporitiques (vol. 1, part. II, chap. 3, I). Les autres niveaux stratigraphiques sont plus pauvres en pseudomorphoses d'évaporites. Le V3b en montre quelques unes (anhydrite dans les échantillons QNJ 87, QNJ 88, QNJ 94 et QNJ 95). Le V2a en contient très peu : à Limont-Fontaine et à Bachant on observe de l'anhydrite (échant. LF 36, LF 41, BM 32 et BM 36).

II- LES DIFFÉRENTS TYPES D'ÉVAPORITES ET LEUR INTERPRÉTATION

II-1- Les types d'évaporites

La description détaillée des divers types de pseudomorphoses rencontrées ayant déjà été faite lors d'un précédent paragraphe (vol. 1, part II, chap. 3, II-C-2) seul l'inventaire est établi ci-dessous.

- Les pseudomorphoses de gypse : cristal losangique ou lenticulaire . Le gypse est remplacé par de la calcite (vol. 2, part. II, pl. X, ph. X-3). Ce type de pseudomorphoses se retrouve à différents niveaux stratigraphiques : dans le V2b (échant. BH5) et dans le V3a (échant. QNJ 79 et QNJ 80). En cathodoluminescence, la calcite des pseudomorphoses est orange CL; le quartz est mauve foncé CL peu luminescent ou noir CL.

- Les pseudomorphoses d'anhydrite : cinq formes sont distinguées.

. cristaux euhédraux à section carrée ou rectangulaire (vol. 1, part. II, chap. 3, II-C-2). Ils sont isolés ou en agrégats dans les mudstones de la "Grande Brèche" (vol. 2, part. II, pl. IX, ph. IX-2) (échant. QNJ 79 et QNJ 80). En cathodoluminescence, ils sont peu luminescents (ternes), orange-brun CL et non luminescents ;

. monocristaux constituant une plage aux contours en dominos (vol. 1, part. II, chap. 3, II-C-2). Ils sont fréquents dans les calcaires stromatolithiques à mini-péloïdes de tous les âges (V2b : QNJ5, BH80, BH122 ; V3a : QNJ69) (vol. 2, part. II, pl. IX, ph. IX-3) ;

. bancs composés exclusivement d'anhydrite se présentant sous forme de monocristaux semblables à ceux décrits précédemment (vol. 2, part. II, pl. XI, ph. XI-1). Un niveau existe dans le V2b (échant. BH47) et dans le V3a (échant. QNJ67 et QNJ71). Leur couleur CL est

. veinules gainées d'un manchon micritique (vol. 2, part. II, pl. X, ph. X-1). C'est une forme d'anhydrite peu représentée dans la série viséenne de l'Avesnois. Elle est associée à la "Grande-Brèche" (échant. QNJ 63 et QNJ 69). Ces veinules sont rouge terne CL. L'axe limpide visible au centre est un peu plus foncé en cathodoluminescence mais il se distingue mal ;

. les fissures à remplissage sparitique dont certains minéraux présentent une biréfringence vive et des clivages orthogonaux caractéristiques d'anciens cristaux d'anhydrite (vol. 2, part. II, pl. XI, ph. XI-2). Ces fissures, dont le remplissage est souvent polyphasé (calcite et anhydrite), se rencontrent dans tous les sédiments viséens étudiés (échant. PL 27, par exemple). La calcite est noir CL avec un liseré orange vif. Le centre est brun peu luminescent. L'anhydrite préservée est rose terne CL.

- Les pseudomorphoses de sulfates fibreux : certaines fibres sont remplies de cristaux perpendiculaires aux épontes. Les fibres de ces fissures témoignent de la cristallisation d'un sulfate fibreux (gypse ou célestite). C'est une forme rencontrée uniquement dans la "Grande Brèche" (échant. QNJ 80 ; vol. 2, part. II, pl. X, ph. X-2).

II-2 Interprétation

Les pseudomorphoses de gypse sont des témoins de diagenèse précoce. Le sulfate de calcium précipite dans le sédiment à partir de saumures-mères interstitielles. Les niveaux ne contenant que de l'anhydrite (sous forme d'anhydrite de remplacement) étaient probablement des niveaux initialement évaporitiques. Ils représenteraient donc une forme de diagenèse précoce (Rouchy, comm. pers.). En revanche, les autres formes anhydritiques sont des variétés de remplacement. Elle est interprétée comme une expression évaporitique tardive (syn- et post- déformation). La forme fibreuse observée dans des fissures est probablement associée à la transformation carbonates → sulfates. Elle est présente dans la "Grande Brèche" associée à l'anhydrite de remplacement. Elle serait donc contemporaine de cette dernière. Ces formes tardives de minéraux évaporitiques ont cristallisé à partir de fluides sulfatés. Ceux-ci se sont chargés en sulfates lors de leur circulation à travers toute la série viséenne en dissolvant des niveaux évaporitiques préexistants.

III- TRANSFORMATION SULFATES → CARBONATES

Toutes les manifestations évaporitiques rencontrées dans la série viséenne de l'Avesnois sont remplacées par de la calcite. Cette transformation peut s'opérer dans les deux cas suivants : - enfouissement et migration de fluides diagénétiques;

- circulation d'eaux météoriques.

Pour connaître le mécanisme qui a présidé au remplacement des sulfates par les carbonates (calcite et dolomite), des analyses isotopiques ont été réalisées sur les isotopes stables ^{13}C et ^{18}O des pseudomorphoses d'évaporites.

III.1- Présentation des résultats

Dix neuf échantillons appartenant au V2a, V2b et V3a sont analysés. Les résultats sont consignés dans un graphe (fig. 60) afin de visualiser leur répartition. Quatre échantillons de Walhorn (Belgique) analysés par Pierre (1986) sont ajoutés pour comparer avec l'Avesnois. Deux nuages de points se dessinent. Le premier (A) est caractérisé par des valeurs très basses de $\delta^{18}\text{O}$ PDB ($-20,82 < \delta^{18}\text{O} < -16,20$) et des valeurs légèrement positives de $\delta^{13}\text{C}$ PDB ($1,38 < \delta^{13}\text{C} < 2,19$). Deux échantillons de l'Avesnois et trois échantillons de Walhorn en font partie. Le deuxième nuage (B) se caractérise par un faible éventail des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ PDB ($-9,54 < \delta^{18}\text{O} < -1,71$) et une gamme plus large des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ généralement négatives ($-3,68 < \delta^{13}\text{C} < +0,70$). Les valeurs les plus basses de $\delta^{13}\text{C}$ témoignent d'une contribution plus importante du carbone organique. La valeur du $\delta^{18}\text{O}$ la plus élevée ($-1,71$) correspond à un échantillon dolomitique (cf Part. II, Chap. 3, II-C-4-c). Ce deuxième groupe rassemble les dix-sept autres échantillons de l'Avesnois et un échantillon de Walhorn.

Les valeurs du premier groupe témoignent d'une diagenèse d'enfouissement, c'est-à-dire que la précipitation du carbonate s'est effectuée à température élevée (au moins 60°C) en eau continentale et sous contrôle du CO_2 atmosphérique (Pierre, 1986b). Le deuxième groupe montre une cristallisation du carbonate dans des conditions de température de surface, en eau continentale, où une partie du bicarbonate provient de la décomposition de la matière organique du sol. Deux possibilités se présentent : soit le carbonate a cristallisé avant l'enfouissement, juste après la précipitation du sulfate, soit lors de la remise à l'affleurement des séries viséennes.

III.2- Interprétation

Sur le graphe (fig. 60), les symboles sont attribués en fonction de l'âge des échantillons. On constate qu'il n'y a aucune relation entre l'âge et la répartition des points. Les échantillons du V3a sont prélevés dans la "Grande Brèche". Les autres proviennent de mudstones ou de calcaires algaires et il s'agit de gypse de diagenèse précoce ou d'anhydrite de remplacement. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^{13}\text{C}$ ne sont donc fonction ni des faciès sédimentaires, ni des types de pseudomorphoses. Ces conclusions plaident en faveur d'une calcitisation tardive des évaporites. D'autre part, la forme d'évaporites la plus répandue parmi

fluides d'origine météorique daterait de la remise à l'affleurement des séries viséennes, c'est-à-dire au moins du Permien.

III- CONCLUSION

Les évaporites dinantiennes ont une répartition stratigraphique et géographique très vaste qui ne cesse de se confirmer au fil des études menées en différents sites. Dans l'Avesnois, les évaporites sont surtout d'âge livien. On note cependant leur présence dans le Moliniacien supérieur (V2a) et dans le Warnantien inférieur (V3b). Leurs habitus sont variés : évaporites de diagenèse précoce ou tardive. Dans l'Avesnois, toutes les formes recensées sont des pseudomorphoses carbonatées ou siliceuses. L'analyse isotopique du ^{13}C et du ^{18}O contribue à distinguer deux processus de calcitisation des évaporites : l'un est lié à l'enfouissement des sédiments, l'autre est dû à l'action de fluides d'origine météorique lors de la remise à l'affleurement des séries viséennes.

CHAPITRE 2

DOLOMITISATION ET DÉDOLOMITISATION DES SÉDIMENTS D'ÂGE VISÉEN MOYEN ET SUPÉRIEUR

I- GÉNÉRALITÉS

I-A- La dolomitisation

La dolomitisation s'effectue lors de la diagenèse précoce dans certains types principaux d'environnements :

- milieu sursalé (sabkhas) : la dolomite est alors associée aux minéraux évaporitiques (gypse, ...)
- milieu dessalé (schizohalin) : dans une zone de mélange avec intervention d'eau douce.

La dolomite est également fréquente dans les milieux construits coralligènes ou algaires (Aissaoui, 1986). La dolomitisation se produit également lors de la mésogenèse, en profondeur (Grover et Read, 1983 ; Mattes et Montjoy, 1980).

I-A-1- La dolomitisation en milieu hypersalin

I-A-1-a- Dolomitisation par évaporation

Elle prend naissance dans les sabkhas (plaines littorales sous un climat aride). L'évaporation intense dans la zone capillaire entraîne la formation de saumures qui constituent des solutions interstitielles à l'origine du gypse ou d'autres minéraux évaporitiques. Lorsque le gypse cristallise, la teneur en calcium diminue d'où une augmentation du rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} . Si celui-ci atteint des valeurs de 5 ou 10, la dolomite précipite (Kinsmann, 1965). Pour Patterson et Kinsmann (1982), elle se forme par remplacement de l'aragonite. Par contre, Hardie (1987) pense que la dolomite précipite directement dans les sabkhas. Les dolomites de sabkhas sont riches en calcium. La taille des cristaux augmentent vers le continent.

Deux types de dolomites sont distingués :

- dolomite finement grenue : elle est issue de l'eau souterraine continentale modifiée par évaporation;
- dolomite grossièrement grenue : elle est probablement formée par le remplacement de l'aragonite.

I-A-1-b- Dolomitisation par infiltration de saumures et reflux ("seepage-reflux").

Les saumures denses, avec un rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} , formées par évaporation dans des lagunes restreintes, pénètrent parfois à travers les sédiments perméables en déplaçant les eaux interstitielles marines moins denses. Ce fluide se déplace latéralement vers la pleine mer, dolomitisant toutes les formations sur son passage jusqu'à la barrière (fig. 61). Dans ce cas, c'est une dolomitisation par infiltration des saumures et reflux (Adams et Rhodes, 1960).

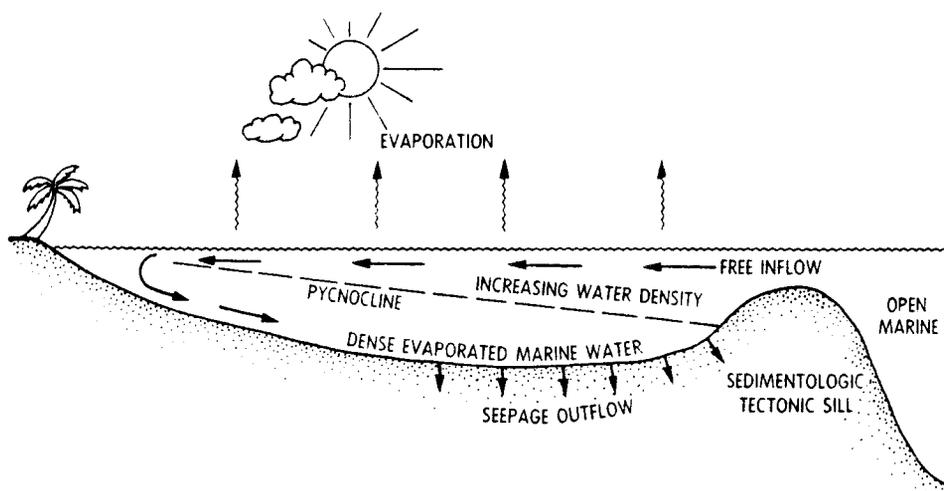


Fig. 61 : Modèle de dolomitisation par infiltration et reflux (d'après Moore, 1990)

I.A.2- La dolomitisation par dilution avec de l'eau douce

Pour Folk et Land (1975), la dolomitisation par dilution avec de l'eau douce est le mécanisme le plus important pour produire de la dolomite. Cette dilution s'effectue :

- dans des environnements schizohalins (les saumures hypersalines sont périodiquement mélangées avec de l'eau douce dans un environnement proche de la surface) ;
- lorsque l'eau de mer, actuelle ou fossile, est mélangée à de l'eau météorique, formant ainsi une zone de contact, une lentille eau douce/eau salée ;
- un mélange de saumures très salées avec de l'eau douce se produisant dans une zone de subsurface ;

- une eau météorique phréatique collectant le magnésium issu de la calcite magnésienne durant la diagenèse (mécanisme le moins important).

Plus la salinité est faible, plus la dolomite s'organise facilement. La dilution permet au rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} de rester suffisamment élevé tout en ralentissant le taux de cristallisation et en réduisant la concentration des ions compétitifs. Ces conditions de dilution par de l'eau douce se réalisent dans deux sites idéaux :

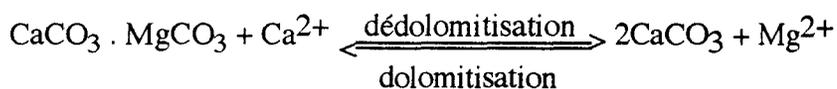
- les sabkhas ou les lagons très peu profonds inondables ;
- les zones de subsurface où l'eau de mer ou les eaux évaporitiques entrent en contact avec une lentille d'eau météorique et entraînent une réduction de la salinité.

Les mouvements actifs de la nappe d'eau pompent la solution dolomitante à travers les sédiments (Tucker et Wright, 1990). Ce modèle est appliqué essentiellement quand il n'y a pas d'association avec des évaporites ou quand les faciès subtidaux sont dolomitisés. La circulation de la nappe d'eau sera plus active sous un climat humide avec des pluies saisonnières fortes que sous un climat plus aride.

La dolomite formée à partir de saumures denses ou de solutions diluées par de l'eau douce peut être transformée en calcite : c'est le phénomène de dédolomitisation.

I-B- La dédolomitisation

La dédolomitisation nécessite un rapport Ca^{2+}/Mg^{2+} élevé et répond à l'équation suivante (von Morlot, 1848 in Evamy, 1967) :



La solubilité de la dolomite dépend de la pression partielle du dioxyde de carbone (pCO_2). De Groot (1967) a défini expérimentalement quelques critères pour que la dédolomitisation soit possible. Si $pCO_2 \approx 1$ atm, la dolomite se dissout (solubilité congruente) ; en revanche, si $pCO_2 < 0,5$ atm., le minéral se dissout dans l'eau et la calcite précipite (solubilité incongruente). De plus, la température ne doit pas excéder 50°C. Yanat'eva (1955) et De Groot (1967) ont montré que la présence de $CaSO_4$ en solution augmente le taux de solubilité incongruente de la dolomite à une faible pCO_2 . Si pCO_2 est élevée, la présence de $CaSO_4$ n'affecte pas les phénomènes.

Les données expérimentales de pCO_2 et de température impliquent une mise en place près de la surface (où pCO_2 et température sont basses). Dans les sédiments, certaines

structures contribuent à la reconnaissance de la dédolomitisation (fig. 62). Les pores rhomboédriques seraient causés par le lessivage sélectif d'une calcite magnésienne ou d'une aragonite qui précèderaient la dédolomitisation.

II- DESCRIPTION ET RÉPARTITION DE LA DOLOMITE

Dans le Viséen moyen et supérieur de l'Avesnois, quatre types de dolomites sont distingués en fonction de leur habitus, du calcaire précurseur et de la couleur CL*

Dolomite type-1 (vol. 2, part. II, pl. XI, ph. XI-3) : ce sont des rhomboèdres anhétraux à euhédraux de 225 à 275 μm de diagonale en moyenne, non limpide. Leur aspect est plus ou moins sale et dépend de la teneur en impuretés micritiques. Les cristaux sont bien formés quand ils sont isolés. Lorsqu'ils sont agglomérés, ils constituent des plages de dolosparite. Ce type de dolomite se développe dans des calcaires à texture grainstone ou packstone, exceptionnellement wackestone. Il ne s'attaque pas aux grains ; il cristallise préférentiellement dans les espaces intergranulaires. En cathodoluminescence, les rhomboèdres sont mauves CL. Ils présentent parfois un liseré orange vif (calcite), témoin d'une légère dédolomitisation.

La dolomite type-1 est exclusivement représentée dans la Formation de Neffe, à travers tout le secteur d'étude. Sa proportion est variable ; lorsqu'elle dépasse 30% de la teneur en carbonate, elle constitue une dolosparite.

Dolomite type-2 (vol. 2, part. II, pl. XII, ph. 1) : rhomboèdres euhédraux, exceptionnellement anhétraux, de 125 μm de diagonale en moyenne, assez limpides pouvant contenir un cœur micritique (échant. QNJ 64). Cette dolomite remplace la boue carbonatée et se développe dans les mudstones et les wackestones, parfois dans les boundstones. Les cristaux présents dans la micrite ont parfois eu le temps de croître suffisamment et sont alors des rhomboèdres bien formés. Parfois, une frange micritique souligne les contours de cristaux agglomérés (échant. QNJ 44 et QNJ 55). En cathodoluminescence, ils sont généralement violets avec cependant quelques nuances plus foncées ou plus claires selon les échantillons.

La dolomite type-2 est présente dans la Formation de Lives à Avesnes et à la Queue-Noir-Jean (au sommet) et dans le V3a de la Queue-Noir-Jean.

Dolomite type-3 (vol. 2, part. II, pl. XII, ph. XII-2) : c'est une dolomicrosparite à dolosparite (dolomite en mosaïque) dont la teinte, au microscope polarisant, est beige. Les cristaux, plus ou moins bien formés, sont généralement anhétraux, de 50 à 75 μm de

* couleur observée en cathodoluminescence (vol. 1, part. I, chap. 3).

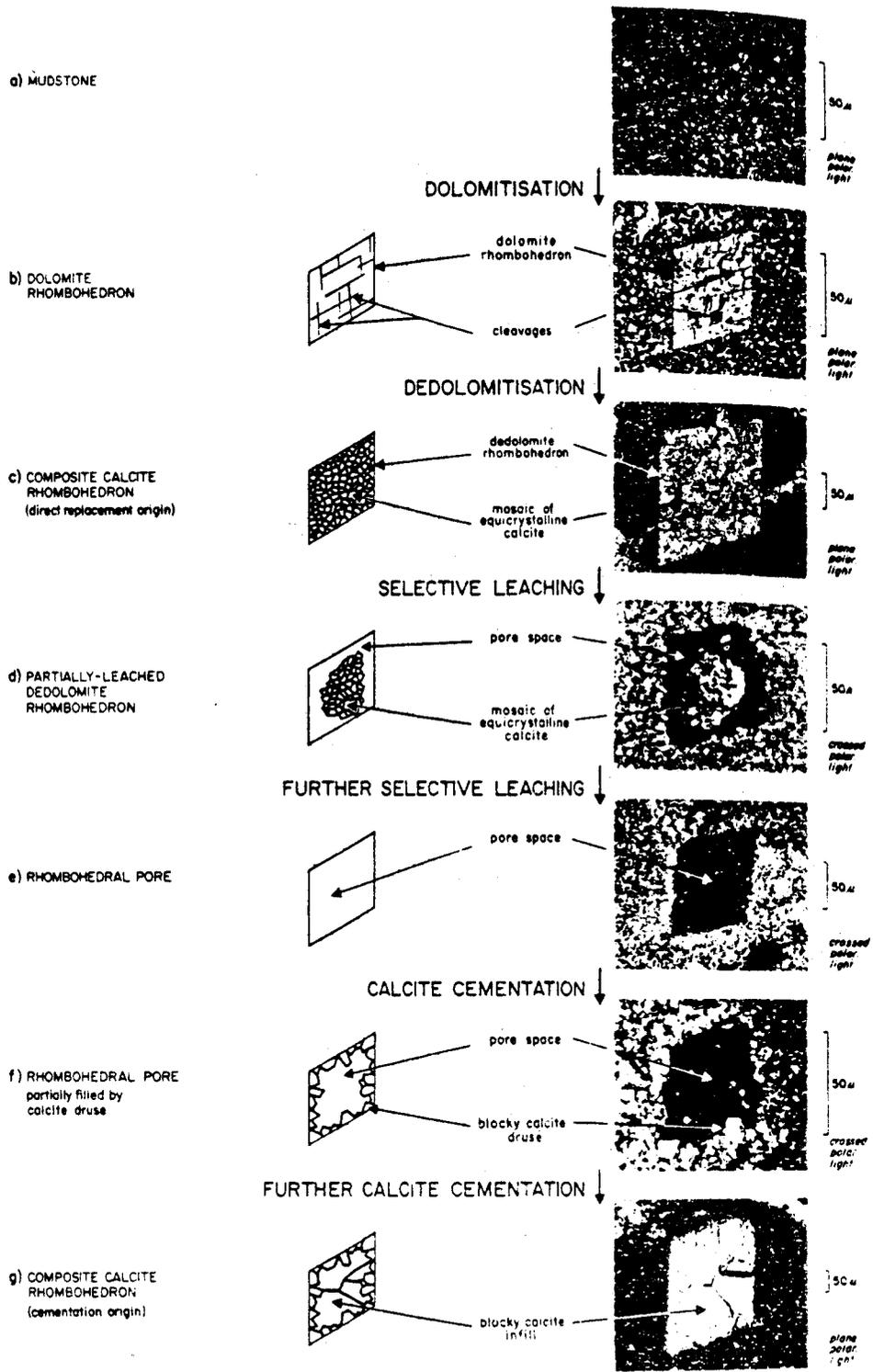


Fig. 62 : Schéma illustrant le processus de dédolomitisation (d'après Evamy, 1967)

diagonale. En bordure des plages dolosparitiques, les cristaux présentent cependant de belles faces. Le sédiment originel n'est plus reconnaissable. Sa couleur CL est le violet foncé.

La dolomite type-3 est observée dans toutes les formations mais elle n'est pas très fréquente.

Dolomite type-4 (vol. 2, part. II, pl. XII, ph. XII-3) : c'est une dolomicrite (cristaux de 15 μm de diagonale maximum). Cette forme de dolomite respecte les structures initiales du sédiment (laminations, fenestrées, ...) car elle est issue d'une multitude de points de nucléation qui se sont peu développés (Aissaoui, 1986). La dolomite type-4 remplace des mudstones et boundstones mais est peu représentée. En cathodoluminescence, elle est rouge.

Ce dernier type se rencontre à la Queue-Noir-Jean dans le V2b (échant. QNJ 3) et le V3a (échant. QNJ 63 et QNJ 77).

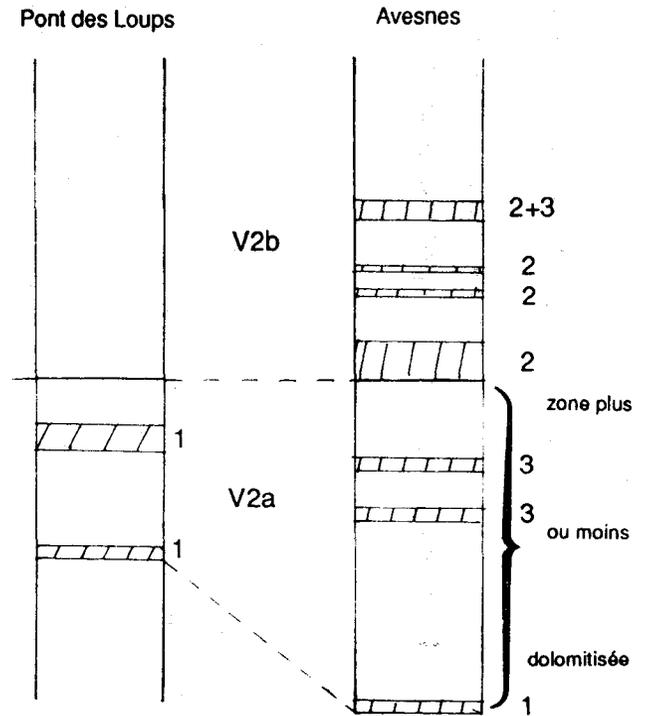
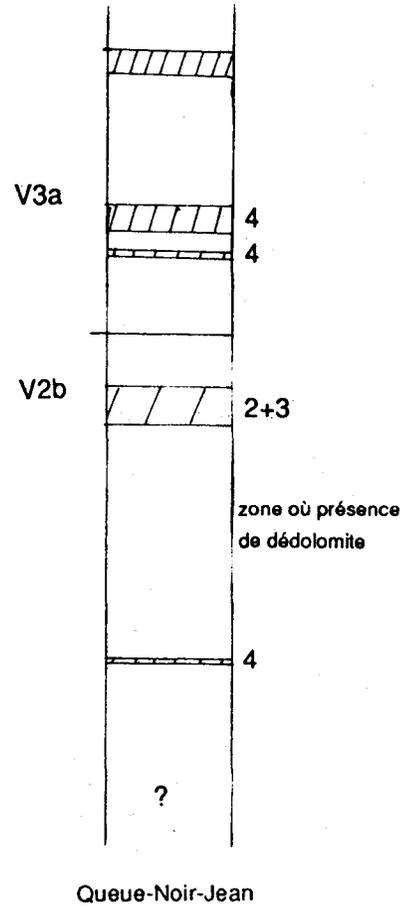
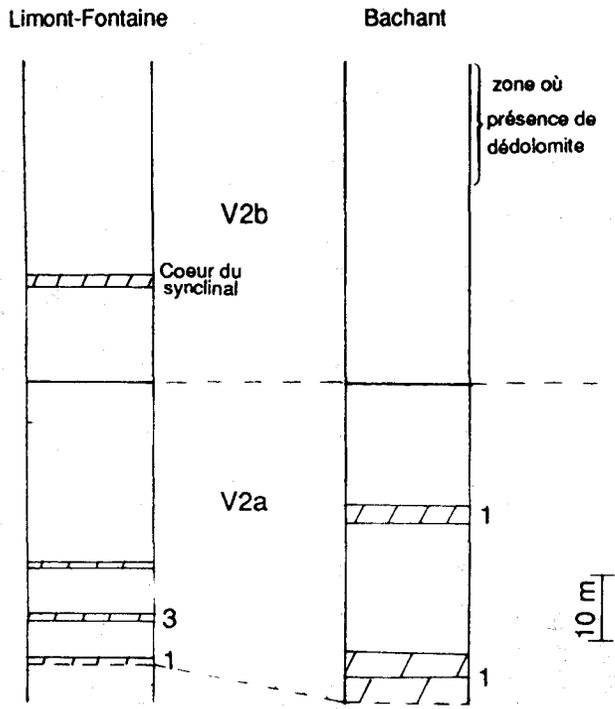
Trois échantillons prélevés dans la "Petite Brèche" de Limont-Fontaine ne se classent dans aucune des catégories définies ci-dessous. La dolomitisation semble liée à la bréchification (dolomite entre les clastes de la brèche). La couleur des rhomboèdres est mauve au centre et rose autour alors qu'au microscope polarisant, aucune différence n'apparaît entre le cœur et l'extérieur.

III- INTERPRÉTATION

La répartition géographique et stratigraphique de la dolomitisation (fig. 63) contribue à l'interprétation des différents type de dolomite. Il apparaît nettement que la dolomite type-3 est associée aux dolomites de type-1 ou type-2, alors que la dolomite type-4 n'est présente qu'à la Queue-Noir-Jean.

La Formation de Neffe contient systématiquement des niveaux dolomitiques, généralement de type-1. Le V2a s'est déposé sur un tidal-flat en arrière d'un complexe de rides, illustrées par le site d'Avesnes. On observe une diminution de la dolomitisation du Sud vers le Nord, soit de la barrière vers la plate-forme interne. Si des fluides dolomitisants s'étaient infiltrés et avaient reflué vers la plate-forme externe, l'influence de la dolomitisation s'atténuerait quand on se déplace de la plate-forme interne vers la barrière. Or, dans l'Avesnois, c'est le phénomène inverse qui est observé. Par conséquent, la dolomitisation ne s'est pas effectuée dans le contexte évoqué. Le modèle de sabkha est à rejeter puisque la sédimentation n'est pas caractéristique d'un milieu restreint. **La dolomitisation du V2a de l'Avesnois serait plutôt due à un mélange d'eau douce et d'eau de mer dans une zone proche de la surface.** Ceci expliquerait le caractère discontinu, tant latéralement que verticalement, de la dolomitisation et le développement variable des rhomboèdres.

 zone dolomitisée



L'homogénéité des couleurs observées en cathodoluminescence témoigneraient des conditions physicochimiques similaires qui régnaient sur l'ensemble du tidal-flat et de la barrière.

La dolomite type-2 est présente dans la Formation de Lives et dans des sites caractérisés par leur influence évaporitique. La dolomitisation semble étroitement liée aux conditions restreintes, voire confinées, du milieu de sédimentation. C'est pourquoi, la dolomite type-2 est interprétée comme une dolomite de sabkhas, en accord avec Trentesaux (1989). Néanmoins, l'influence d'eau douce sur les sabkhas ou les lagons peu profonds entraîne également une dolomitisation (Folk et Land, 1975). Certains échantillons présentant des rhomboèdres limpides pourraient être un argument en faveur de ce dernier processus. Le mécanisme de dolomitisation reste incertain pour **la dolomite type-2 qui est cependant liée aux conditions évaporitiques du milieu.**

La dolomite de type-3, caractérisée par une couleur CL différente de celle du type-1, trouverait son origine dans les mêmes phénomènes mais la dilution par de l'eau douce s'effectuerait sur des solutions plus denses (l'échantillon LF36 contient un nodule d'anhydrite), d'où des couleurs CL différentes. La dolomite type-3 dériverait de la dolomite type-1 ou de la dolomite type-2 (Formation de Lives) et serait due à une plus longue durée des phénomènes de dilution, et/ou de concentration en Mg^{2+} par cristallisation du gypse, permettant un meilleur développement de la dolomitisation.

La dolomite type-4 est observée à la Queue-Noir-Jean essentiellement dans le V3a. Elle se distingue nettement des autres dolomites par son habitus et sa couleur CL. Ces différences suggèrent un mécanisme de mise en place très différent de ceux évoqués précédemment. Le pas d'échantillonnage étant important, il n'est pas possible de cerner précisément la répartition et l'importance de la dolomitisation dans le V3a. En revanche, l'échantillon QNJ63 est très important. En effet, il est entièrement dolomitique et le bicarbonate de calcium et de magnésium remplace de l'anhydrite de remplacement, à caractère tardif et aurait précipité sous l'influence d'eau météorique, lors de la remise à l'affleurement des séries viséennes. La dolomite type-4 serait donc une phase très tardive et traduirait la présence de fluides dolomitisants. Ceux-ci agiraient préférentiellement sur les textures fines et n'affecteraient pas les calcaires bréchiqes. Un échantillonnage plus serré serait utile pour mieux cerner l'évolution verticale de la dolomitisation et, ainsi, mieux comprendre les processus qui sont à l'origine de cette dernière.

IV- LA DÉDOLOMITISATION

La dédolomitisation est reconnue essentiellement dans la Formation de Lives à Bachant et à la Queue-Noir-Jean. Dans ces sites, deux types de dédolomite sont distingués :

- la dédolomite associée aux microfaciès typiques de milieu restreint (MF6 à MF8) ;

- la dédolomite qui constitue un calcaire cristallin (sans aucune conservation des structures originelles).

Dans la Formation de Neffe des différents sites, des pores rhomboédriques témoignent d'une ancienne phase dolomitique. Ils correspondent au stade "e" d'Evamy (fig. 62).

La dédolomite dans les microfaciès MF6 à MF8 est représentée par de petits rhomboèdres (25 à 50 μm de diagonale) assez bien formés (vol. 2, part. II, pl. XIII, ph. XIII-1). Leur densité est variable selon les échantillons. Ils sont les vestiges d'une dolomite de diagenèse précoce différente, par la taille des cristaux, de celles décrites dans le paragraphe précédent. Sa couleur CL est orange vif, comme le fin liseré de dédolomitisation qui entoure certains rhomboèdres des dolomites type-1 et type-2. La précipitation de la dolomite originelle serait probablement liée au confinement du milieu (association avec des pseudomorphoses d'évaporites et/ou du quartz). Comme les cristaux sont de petite taille, il est difficile de connaître le stade exact "c" ou "g", dans l'évolution de la dédolomite (fig. 62).

Les calcaires cristallins, constitués de dédolomite, sont caractérisés par une mosaïque équicristalline (75 μm), très dense (vol. 2, part. II, pl. XIII, ph. XIII-2). Les cristaux de forme irrégulière oblitèrent totalement les structures de la roche et contiennent souvent des inclusions micritiques. Celles-ci sont, selon Chilingar (1956) les vestiges de la dolomite dissoute. Cette mosaïque équicristalline correspond au premier stade de la dédolomitisation (stade "c" d'Evamy; fig. 62).

La dédolomitisation s'effectue dans des conditions de surface et elle est probablement en relation avec la remise à l'affleurement des séries viséennes. Ainsi à la Queue-Noir-Jean, des niveaux dolomitiques sont entourés de bancs dédolomitisés, au premier stade (mosaïque équicristalline) du processus diagénétique de la dédolomitisation. Néanmoins, les rhomboèdres isolés pourraient représenter des paléosurfaces. La dédolomitisation se serait alors effectuée lors de la diagenèse précoce.

V- CONCLUSIONS

L'étude du Viséen moyen et supérieur de l'Avesnois révèle 4 grands types de dolomite, dont la répartition, non quelconque, contribue à faire entrevoir les causes de la dolomitisation.

La dolomite type-1, caractéristique de la Formation de Neffe, serait un témoin de la dilution d'eau de mer par les eaux douces. La dolomite type-2, rencontrée dans la Formation de Lives, serait étroitement liée aux conditions évaporitiques du milieu. La dilution par de l'eau douce reste néanmoins envisageable. La dolomite type-3, plus hétérogène dans ses caractères

descriptifs, est probablement issue des deux types précédents, témoignant d'une plus longue durée des processus dolomitants. Tandis que ces dolomites appartiennent au domaine de la diagenèse précoce, la dolomite type-4 semble beaucoup plus tardive puisqu'elle serait contemporaine de la remise à l'affleurement des séries. Induite par cette dernière, la dédolomitisation (rhomboèdres isolés, mosaïque épicristalline, pores rhomboédriques) est bien représentée montrant une dolomitisation des calcaires viséens plus importante qu'il n'y paraît. Cependant, il ne faut pas exclure une dédolomitisation associée à la diagenèse précoce.

CHAPITRE 3

ANALYSE DE LA FRACTION ARGILEUSE

I- INTRODUCTION

Une quarantaine d'échantillons est étudiée. Pour certains, la détermination semi-quantitative des argiles n'est pas possible car la qualité des diffractogrammes est mauvaise ; seules les variétés d'argiles les plus abondantes sont reconnues. Les analyses sont réalisées sur tous les niveaux argileux du V2a et du V2b. Quelques données existent sur le V2a, à Avesnes (Trentesaux, 1989; Huyghe et Trentesaux, 1991). L'analyse de la fraction argileuse est réalisée pour déterminer la part de l'héritage, celle de la diagenèse et, éventuellement, d'autres facteurs.

II- MINERALOGIE DES ARGILES (fig. 64)

Chacune des formations se caractérisent par un certain cortège argileux.

II-A- La Formation de Neffe.

Elle se caractérise par l'abondance de l'illite et de la kaolinite à Avesnes. Au Pont des Loups, seule l'illite a été reconnue. Exceptionnellement, on observe la présence de chlorite.

II-B- Le Pédoderme de Bachant

Le Pédoderme de Bachant ne comporte aucune signature particulière. Les cortèges argileux sont variés et différent constamment. Illites et chlorites sont les principales espèces argileuses. Aucun niveau argileux ne présente la même composition ; tout au plus peut-on parler de ressemblance, entre Bachant (échant. BH10 ou BM28) et Limont-Fontaine (échant. LF58), par exemple. La chlorite peut atteindre 100 % du cortège argileux dans les carbonates (échant. BH9), 60 % dans les niveaux argileux. L'illite est en proportion variable. La corrensité est présente dans la calcrète (échant. BH11). L'interstratifié 10-14s est observé à Avesnes. Wautelet (1984) en signale dans des niveaux équivalents en Belgique. Enfin, on note la faible quantité de kaolinite.

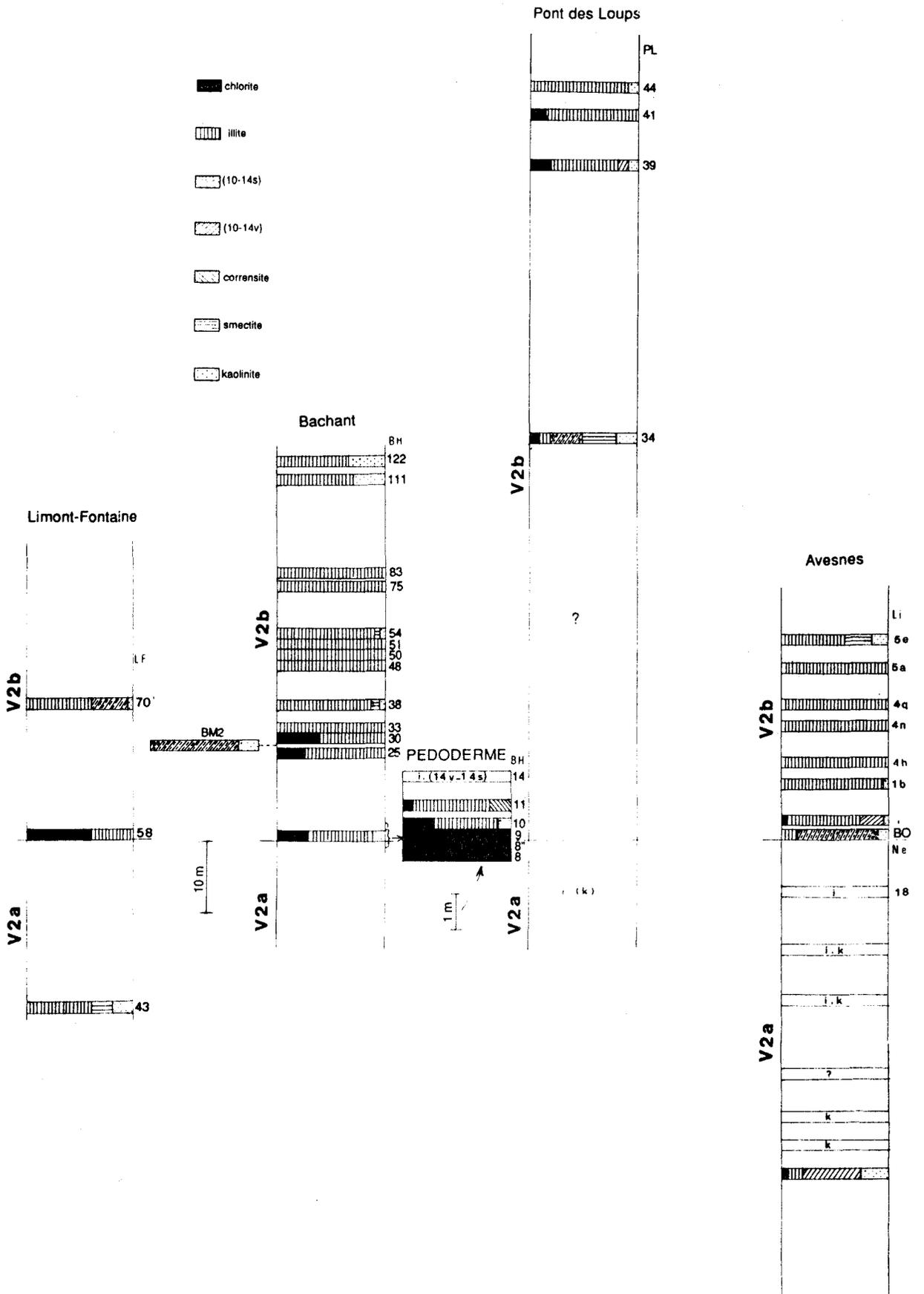


Fig. 64 : Composition de la fraction argileuse de certains échantillons du Viséen moyen de l'Avesnois.

II-C- La Formation de Lives

Elle est caractérisée par les grandes quantités d'illite qui peut atteindre 100 % de la fraction argileuse. Les autres minéraux sont présents sporadiquement en proportion variable. L'interstratifié 10-14s se rencontre dans les niveaux argileux de différents sites (Bachant, Limont-Fontaine, la Queue-Noir-Jean). Smectite et kaolinite sont assez rares.

III- DISCUSSION - ORIGINE ET SIGNIFICATION DES CORTÈGES MINÉRALOGIQUES

III-A- Rôle de la diagenèse.

Des fractions argileuses contenant 100 % d'illite ou de chlorite évoque l'action d'une diagenèse assez intense.

L'origine détritique de l'illite est peu probable. En effet, le quartz détritique n'est que très rarement observé dans l'ensemble des échantillons. De plus, son association avec de la chlorite est limitée aux sédiments montrant une influence pédogénétique. Enfin, quel que soit le microfaciès, l'illite est abondante et elle compose l'intégralité de la fraction inférieure à $2\mu\text{m}$ dans des environnements subtidaux à supratidaux. La proximité ou non d'une source détritique n'intervient donc pas.

La diagenèse d'enfouissement peut entraîner la transformation de la smectite ou de la kaolinite en illite. C'est un phénomène qui intervient dans les lits cinéritiques. Il est donc probable qu'il joue un rôle non négligeable dans les carbonates. Cependant, il est difficile de concevoir une illitisation liée à une diagenèse intense alors que les cortèges argileux dans des niveaux sous-jacents sont variés et que des minéraux tels que kaolinite ou interstratifiés sont conservés. La diagenèse a joué un rôle évident dans l'illitisation de la smectite mais elle ne constitue pas la seule cause de transformation en illite. C'est pourquoi, Trentesaux (1989) envisage un autre processus, compatible avec les environnements de dépôts des carbonates liviens : l'authigenèse. Il s'agit de la transformation de smectites alumino-ferrifères en illites ferrifères dans un milieu riche en potassium. Pour que ce dernier soit en quantité suffisante, il faut un confinement des bassins continentaux. Les pseudomorphoses d'évaporites observées dans la Formation de Lives s'accordent bien avec ce type d'environnement. Pour estimer le caractère ferrifère ou alumineux des illites, il faut appliquer la méthode d'Esquevin (1969), c'est-à-dire calculer le rapport du pic (001) à 10 \AA sur le pic (002) à 5 \AA de l'illite. Si ce rapport

est voisin de 1, les illites sont alumineuses ; plus leur caractère ferrifère et potassique est accentué, plus la valeur du rapport est grande. A Avesnes, ce rapport oscille entre 1,8 et 2,5 (Trentesaux, 1989). A Bachant, il est compris entre 1,12 et 2,16 sur l'ensemble des illites liviennes et entre 1,22 et 1,52 sur celles appartenant à des cortèges argileux composés uniquement d'illite. Ces valeurs sont plus faibles qu'à Avesnes et les valeurs les plus élevées n'appartiennent pas aux échantillons ne contenant que de l'illite comme on aurait pu le croire. Par conséquent, aucune conclusion ne peut être tirée du caractère ferrifère des illites. L'authigenèse de l'illite pourrait être responsable d'une certaine proportion de l'illite mais un plus grand nombre d'analyses et des études plus pointues seraient nécessaires pour, d'une part, confirmer cette hypothèse et d'autre part, évaluer son importance.

100 % de chlorite suggère une diagenèse intense. Des minéraux tels que la corrensite et l'abondance de l'illite suggèrent que la diagenèse aurait pu être assez importante. La corrensite ((14c-14s) ou (14c-14v)) est présente dans deux échantillons (échant. PL34 et Li 1) en quantité moyenne (20 à 30%). Témoin de la transformation de la smectite en chlorite, elle est associée aux faciès évaporitiques, aux faciès carbonatés et aux matériels basique, volcanique ou volcano-détritique (Kübler, 1973). Elle est généralement considérée comme un indicateur de diagenèse assez intense. Ainsi, selon Kisch (1987), la corrensite apparaît dans la zone 2 de la diagenèse et disparaît à la fin de la zone 3 (fig. 65).

La présence de kaolinite n'est pas en contradiction avec une telle intensité de diagenèse. Seule la smectite poserait des problèmes puisqu'elle est détruite au-delà de la zone 2, mais elle est très rare. Dans des conditions normales de diagenèse Kübler (1973) indique que la corrensite se forme entre 90°C et 100°C. Avec un gradient géothermique normal (33°C par km), la profondeur pour une telle température serait de 3000m minimum, 2000m si le gradient géothermique était de 45°C par km comme Darimont (1986) l'envisage dans la région. Trentesaux (1989) souligne que les séries viséennes postérieures (100m), houillères et secondaires (remplissages karstiques) ne représentent pas une épaisseur considérable. Par conséquent, une profondeur de 3000m (voire 2000m) ne peut être expliquée par un simple enfouissement. Qui plus est, les connaissances structurales actuelles ne permettent pas de considérer un empilement de plusieurs nappes tectoniques (qui seraient érodées).

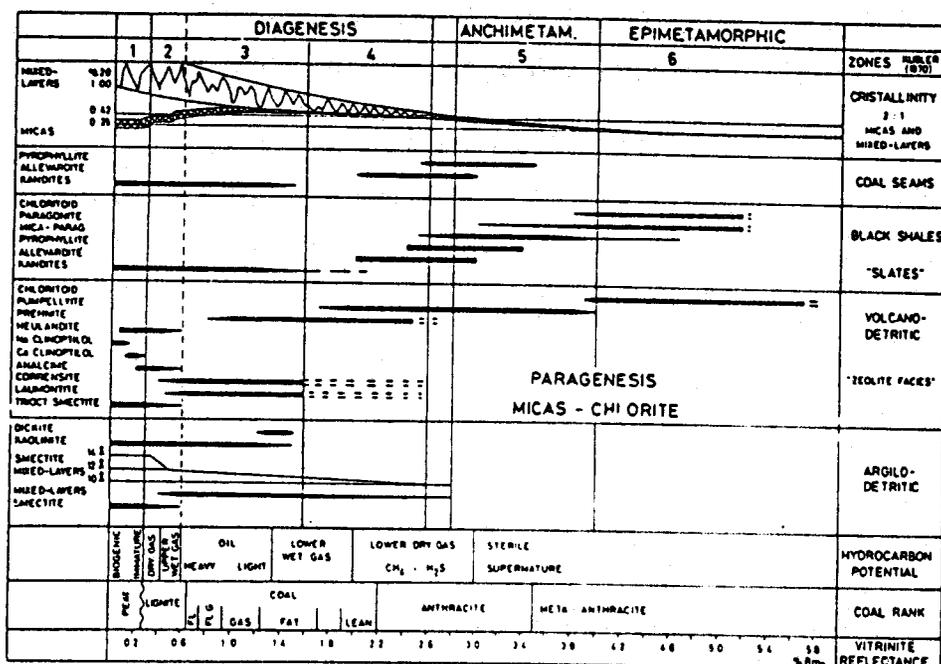


Fig. 65 : Comparaison entre les associations minérales, le potentiel en hydrocarbures et la réflectance de la vitrinite (Kisch, 1987 d'après Kübler, 1979)

Dans le Viséen supérieur, il existe un niveau charbonneux (éch. QNJ 98, zone 3 de la diagenèse). Les échantillons sous- et sus-jacents sont soumis à une analyse de la maturation de la matière organique (méthode Rock-Eval; analyses effectuées à l'Institut Français du Pétrole). Tmax est pour l'échantillon QNJ97 et QNJ99 respectivement de 422°C et 329°C. De telles températures correspondraient à un enfouissement important (épaisseur de sédiments supérieure à 4000m) et/ou un flux thermique régional élevé. Cette information confirme donc les conclusions apportées par l'analyse de la fraction argileuse et repose le problème de la température atteinte qui pourrait être de l'ordre de 130°C. Lefrançois (1991) trouve des résultats comparables dans le Dévonien du Boulonnais. Trentesaux (1989) entrevoit l'hypothèse de la circulation de "fluides hydrothermaux chauds par les réseaux de fractures" mais semble la rejeter aux vues des données de terrain. La fracturation observée ne lui semble pas suffisante pour véhiculer suffisamment de chaleur dans toute la série viséenne. Lors de l'étude du Viséen moyen et supérieur, de l'anhydrite est fréquemment signalée dans les fractures, quel que soit le site. D'autre part, l'étude de différents affleurements montre que l'ensemble de la série viséenne est très fracturé. D'importants fluides sulfatés ont circulé dans toute la série viséenne. Ils sont peut-être responsables d'une élévation suffisante de la température contribuant à la formation de la corrensite et laissant une

empreinte de diagenèse assez intense. Des études sur l'ensemble du bassin seraient cependant utiles pour mieux évaluer l'importance relative des divers processus.

La diagenèse se manifeste d'une part précocement lors de l'authigenèse de l'illite, d'autre part tardivement lors de la circulation des fluides sulfatés. La diagenèse tardive observée ne semble pas due à l'enfouissement, qui, nous l'avons vu, est peu important, mais plutôt à une circulation de fluides. D'autre part, la diagenèse seule ne peut expliquer 100 % de chlorite. La pédogenèse et le milieu riche en Mg^{2+} (faciès lagunaire) pourrait expliquer une grande partie de cette minéralogie.

III-B- L'influence détritique

La kaolinite observée à différents niveaux, en proportion variable, est sûrement détritique. En effet, elle est présente en lame mince dans plusieurs échantillons, notamment le BM3 sous forme de galets mous (vol. 2, part. II, pl. VII, ph. VII-2). La smectite, très rarement présente, est compatible avec le type de sédimentation du Livien. Les faciès les plus continentaux (échant. PL34, Li sup., BH54) sont les plus riches en smectite. Alors que par des phénomènes de sédimentation différentielle, elle devrait se déposer davantage dans les secteurs plus éloignés de la côte. Ces faits sont donc en contradiction. Crasquin (1982) envisage des reliefs peu éloignés pour expliquer de grandes quantités de chlorite et d'illite dans les carbonates viséens de l'Avesnois. La présence de reliefs importants est peu probable aux vues des données pétrographiques (absence de quartz détritique). Illite et chlorite ne sont probablement pas détritiques.

III-C- L'influence de la pédogenèse

Quelques données concernant les argiles des sols calcaires ou des milieux confinés ont été recherchées dans la littérature. Millot (1964) fait une synthèse des assemblages argileux rencontrés dans de tels sols en climat atlantique. Quatre espèces dominent : l'illite, la chlorite, la kaolinite et les interstratifiés 10-14s. Dans un profil de sol, l'illite a une répartition uniforme mais quand le lessivage augmente, l'illite se concentre en surface. La chlorite et la vermiculite diminuent quand on monte dans le profil. Les interstratifiés se concentrent dans les horizons hauts.

Dans les faciès lagunaires, l'illite et la chlorite dominent largement les assemblages argileux. Enfin, une sédimentation à caractère chimique se caractérise par de l'illite, de la corrensite et de la chlorite.

Les calcrètes se caractérisent par l'abondance de la smectite ou d'interstratifiés.

Dans le Dinantien supérieur du Pays de Galles, Wright (1982) décrit un niveau d'argiles riche en interstratifié illite-smectite (presque régulier) accompagné d'un peu d'illite, de chlorite et de quartz, Wright envisage deux hypothèses :

a- l'interstratifié illite-smectite résulte de la transformation d'une cendre volcanique, bentonitique, éolienne accompagnée d'un apport de potassium dû à l'altération contemporaine ou à l'enrichissement relatif de potassium et d'autres sels venant de l'eau marine peu profonde ;

b- la smectite peut être issue de la désagrégation et de l'altération de l'illite, suite à une pédogenèse. Watts (1980) a trouvé des interstratifiés illite-smectite dans des calcrètes récentes de Kalahari et attribue ceux-ci aux dégradations pédologiques de l'illite. La smectite peut se former dans des sols basiques dans les régions semi-arides.

Dans le premier cas, l'interstratifié est une étape entre la smectite et l'illite, alors que dans le second, c'est un intermédiaire entre l'illite et la smectite. Lors de l'enfouissement, la smectite subit une illitisation.

Les niveaux pédologiques ou ayant subi une influence pédogénétique montrent des assemblages simples (100% de chlorite ou d'un interstratifié chlorite-chlorite gonflante) ou des assemblages plus diversifiés contenant illite, chlorite, smectite, kaolinite et un interstratifié (10-14s) ou (14v-14s). Le Pédoderme de Bachant à Bachant (de l'échantillon BH8 à l'échantillon BH14) montre du bas vers le haut du profil, un appauvrissement en chlorite, un enrichissement en illite et en interstratifié. Cette observation est parfaitement compatible avec celles de Millot (1964).

Comme il a déjà été mentionné précédemment, les niveaux argileux, interprétés comme des cinérites, se sont déposés dans un contexte d'émersion et de paléosol. La pédogenèse a-t-elle pu oblitérer le message cinéritique des argiles ?

III-D- La marque du volcanisme.

Thorez (1979) et Delcambre (1989) interprètent les niveaux argileux du Viséen comme des cinérites ou K-bentonites. Celles-ci se caractérisent par l'abondance des smectites dans le cortège argileux. Lors de l'analyse de la fraction inférieure à $2\mu\text{m}$, la smectite ou des interstratifiés composés en partie de smectite sont attendus. Dans l'Avesnois, certains lits argileux ne contiennent aucune trace de ce minéral : BH10 à

Bachant, LF58 à Limont-Fontaine, QNJ56 à la Queue-Noir-Jean (fig. 66). Les autres présentent de la smectite (LF43 à Limont-Fontaine) ou un interstratifié 10-14s (BM2 à Bachant, BO à Avesnes, QNJ61 à la Queue-Noir-Jean, LF7 à Limont-Fontaine). parfois en quantité très importante. Pour ces derniers, la présence initiale de smectite est donc envisageable. Par contre, pour les premiers (échant. BH10, LF58 et QNJ56), il est plus difficile de concevoir que le cortège argileux contenait, à l'origine, de la smectite. Ces échantillons sont prélevés dans des dépôts de caliche excepté QNJ56. Mais pour celui-ci, le sédiment immédiatement sous-jacent n'est pas connu. Peut-être contiendrait-il des traces d'émergence, de pédogenèse ? Néanmoins, on constate que BH10 et LF58 ne contiennent aucune trace de smectite et sont composés principalement de chlorite et d'illite, les deux minéraux les plus abondants dans les sols. Il apparaît donc possible que le message cinéritique de ces niveaux argileux ait été totalement oblitéré par l'action de la pédogenèse.

	chlorite	illite	10-14s	10-14v	kaolinite	smectite
BH10/BM28	30	55	—	—	15	—
BM2	—	—	80	—	20	—
LF43	—	60	—	—	20	20
LF58	60	40	—	—	—	—
LF71	—	60	35	—	5	—
QNJ56	—	40	—	50	10	—
QNJ61	—	—	60	35	5	—
BO	—	15	75	—	15	—

Fig. 66 : Pourcentage des espèces argileuses des niveaux cinéritiques du Viséen moyen de l'Avesnois

IV- CONCLUSION

L'analyse de la fraction argileuse montre l'existence d'une prédominance d'une ou deux espèces minérales dans chaque formation. Ainsi, la Formation de Neffe est caractérisée par la kaolinite et l'illite alors que la Formation de Lives contient principalement de l'illite. Le Pédoderme de Bachant présente des cortèges argileux plus diversifiés, évoluant du bas vers le haut du profil conformément aux observations faites dans les sols par différents auteurs.

La pédogenèse a affecté le niveau argileux associé aux calcrètes rendant l'origine cinéritique imperceptible. En revanche, dans les autres cinérites, la présence de smectite est encore décelable (interstratifié 10-14s). Lorsque les processus

pédogénétiques ne sont pas trop actifs, même si ces cinérites se sont déposées dans un contexte de paléosol, la signature bentonitique demeure.

Dans la Formation de Lives, l'abondance de l'illite est d'origine authigénique et/ou diagénétique. L'importance relative de ces deux phénomènes ne peut pas être évaluée.

Les espèces argileuses détritiques, telle que la kaolinite, confirment les apports de l'étude sédimentologique des carbonates. Des processus de sédimentation différentielle ont probablement influencé la répartition de certaines argiles entre la source et les domaines plus éloignés de la côte. Il demeure cependant des interrogations, notamment sur la présence de smectite qui montre des contradictions avec la sédimentation différentielle. L'intensité de la diagenèse implique soit un enfouissement sous au moins 3000m de sédiments, ce qui n'est pas envisageable dans l'état actuel des connaissances structurales de la région, soit l'action de flux thermiques. Ceux-ci seraient peut-être liés aux grandes circulations de fluides sulfatés qui ont été véhiculés dans toute la série viséenne après la phase de bréchification du V3a.

Il faut néanmoins souligner que le faible nombre d'échantillons étudiés n'autorise aucun choix quant aux différentes hypothèses émises. Il serait nécessaire d'approfondir l'analyse de la fraction argileuse sur le plan quantitatif, en s'intéressant à l'ensemble du Bassin de Dinant mais aussi sur le plan qualitatif en employant peut-être des méthodes d'investigations plus poussées telles que microsonde ou microscope électronique.

CHAPITRE 4

COMPARAISONS AVEC DES ETUDES ANTERIEURES ET CONCLUSIONS

I- COMPARAISONS AVEC DES ETUDES ANTERIEURES

I.1- Les évaporites

La répartition stratigraphique et géologique des évaporites a déjà été abordée dans un chapitre précédent (vol. 1, part. III, chap. 1, I). Partout en Europe occidentale, le Dinantien contient des évaporites et l'influence évaporitique semble s'être déplacée d'Est en Ouest au cours du Viséen. Dans la diagenèse précoce, la formation de sulfates est très fréquente, notamment dans le V1b, V2b et V3a. Dans la diagenèse plus tardive, syn- à post-déformation, la précipitation d'anhydrite de remplacement est un phénomène assez répandu, dans le V3a ("Grande Brèche") et d'une manière plus générale dans tous les niveaux bréchiques.

La présence d'évaporites de diagenèse précoce a joué un rôle prépondérant dans la genèse des brèches viséennes. Leur dissolution implique l'enrichissement en sulfates des fluides qui circulent dans toute la série viséenne, voire dinantienne. Ceux-ci précipitent sous forme d'anhydrite de remplacement lors de la déformation, peut-être même dans les phases terminales de cette dernière. Les évaporites témoignent donc également une diagenèse tardive liée à la déformation.

I.2- La dolomitisation et la dédolomitisation

Dans l'ensemble du Viséen, les carbonates ont subi une dolomitisation dont l'importance varie avec l'âge et la localisation des sédiments. Dans les équivalents latéraux des terrains étudiés dans ce travail, il faut noter la dolomitisation marquée du "V3a" du Bassin de Dinant et du Bassin de Namur. Claeys (1984) relie ce phénomène diagénétique aux conditions évaporitiques alors que Cahen (1989) suggère une dolomitisation dans la zone de mélange des eaux marines et météoriques. La dolomite est présente dans des niveaux stratigraphiquement inférieurs, notamment dans le V1a (Poels et Préat, 1983 ; Swennen *et al.*, 1990) et dans le V1b (Trentesaux, 1989). Dans le V1a de Vedrin (Bassin de Namur), Poels et Préat définissent trois stades de dolomitisation faisant intervenir des saumures hypersalines (stade sabkha proprement dit) ensuite diluées par des nappes d'eau douce (stade schizohalin par subsidence de la sabkha) provoquant

finalement un déplacement et un amincissement de cette zone de mélange vers des positions plus marines (stade progradant de type "régressif") avec un retour progressif aux conditions initiales. Swennen *et al.* (1990) dans le V1a du Bassin de la Vesdre, distinguent deux types de dolomite ; le premier est attribué à la zone de mélange entre les eaux marines et phréatiques alors que le second est lié aux conditions évaporitiques du milieu et au reflux des saumures. Dans le V1b de l'Avesnois, Trentesaux (1989) envisage une dolomitisation dans une zone de mélange.

Tous ces exemples montrent la succession des phénomènes de dolomitisation depuis la base du Viséen jusqu'à son sommet et la répétition des mécanismes dolomitisants liés soit aux conditions évaporitiques du milieu, souvent accompagnés de reflux à travers les sédiments sous-jacents lorsqu'ils sont poreux, soit aux conditions schizohalines. La dolomitisation due à l'enfouissement n'est pas évoquée. Il s'agirait donc principalement d'un processus de diagenèse précoce à tous les niveaux stratigraphiques du Viséen.

La dédolomitisation est localement observée dans les carbonates viséens. Ainsi, Swennen *et al.* (1982) pensent que la dédolomitisation du Viséen inférieur du Bassin de la Vesdre est le témoin de paléosurface. Cette interprétation rejoint une hypothèse émise précédemment (vol. 1, part. III, chap. 2, IV).

1.3- La fraction argileuse

Il existe très peu de données sur l'analyse de la fraction inférieure à 2 μm dans la littérature. Les rares données concernent les paléosols viséens. Outre ceux auxquels il a déjà été fait référence (Wright, 1982; Wautelet 1984), Maes *et al.* (1989) et Molenaar (1984) apportent des informations sur les niveaux pédologiques. Dans le Bassin de Vesdre, Maes *et al.* décrivent des paléosols d'âge viséen inférieur. Les espèces argileuses les plus abondantes sont l'illite et les interstratifiés (10-14s) puis la chlorite, la kaolinite et les interstratifiés (10-14c). Enfin, Molenaar (1984) trouve des illites et de la kaolinite, accessoirement de la chlorite dans des paléosols du Givétien inférieur.

Dans les paléosols du Viséen, les assemblages argileux sont homogènes et l'interstratifié (10-14s) reflète l'origine bentonitique du lit argileux associé aux paléosols. D'autre part, quels que soient les échantillons (carbonatés ou argileux), l'illite et la chlorite sont abondantes, ce qui confirme les observations faites dans les dépôts de caliche de l'Avesnois.

II- CONCLUSIONS

Les trois aspects diagénétiques abordés dans cette étude (fig. 67) montreraient l'importance de la diagenèse précoce (évaporites, dolomite, dédolomite (?), pédogenèse, authigenèse de l'illite). Au cours de l'enfouissement et de la déformation hercynienne, les processus diagénétiques se poursuivraient et les évaporites y joueraient un rôle majeur (dissolution, bréchification). Les argiles enregistreraient cet épisode (illitisation, formation de corrensite). Enfin, la remise à l'affleurement modifierait aussi les sédiments (transformations sulfates → carbonates ; apparition de smectite).

	DIAGENESE PRECOCE	ENFOUISSEMENT DEFORMATION		REMISE A L'AFFLEUREMENT
EVAPORITES	précipitation de gypse	sulfates	carbonates bréchification	sulfates carbonates
		dissolution	circulation et précipitation de fluides sulfatés	
DOLOMITISATION	dol. type-1; type-2 et type-3			dol. type-4
DEDOLOMITISATION	?			
ARGILES	pédogenèse	illitisation	formation	
	authigenèse de l'illite		de corrensite	

Fig. 67 : Evolution diagénétique de quelques composants lithologiques du Viséen moyen et supérieur de l'Avesnois.

Ces témoins diagénétiques se retrouvent dans l'ensemble des bassins de Dinant et de Namur, faisant ressortir l'importance des évaporites durant le Viséen, et *a posteriori* de la dolomite souvent liée aux conditions évaporitiques. Quant aux argiles, peu de données existent. Elles concernent essentiellement les paléosols et les cinérites, respectivement dominés par l'association illite-chlorite et l'interstratifié (10-14s) sauf lorsque la pédogenèse a oblitéré le message cinéritique de l'argile (Bachant et Limont-Fontaine).

PARTIE IV

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

I- LITHOSTRATIGRAPHIE

Ce travail a, entre autres, contribué à une révision stratigraphique de certaines coupes, situées à la limite V2a/V2b et dans le V3a.

A la limite V2a/V2b, la notion de "Banc d'Or de Bachant" s'était réduite au fil des années à l'existence d'un niveau argileux interprété comme une cinérite. La typologie des zircons était à la base de corrélations entre les différentes cinérites mais la datation par Foraminifères semble infirmer les conclusions de cette méthodologie. D'autre part, l'étude sédimentologique a révélé **le caractère pédologique des sédiments de la limite V2a/V2b**. Ce paléosol est reconnu depuis l'Avesnois jusqu'à Aix-la-Chapelle. Plus à l'Ouest, il pourrait trouver son équivalent au Pays de Galles. **Sa grande extension et l'étude stratigraphique et sédimentologique ont entraîné l'abandon du terme de "Banc d'Or de Bachant" au profit de celui de "Pédoderme de Bachant" (un pédoderme est une unité de paléosol cartographiable)** qui prend mieux en compte le contexte sédimentologique des sédiments situés à la limite V2a/V2b. D'autre part, **les cinérites ne peuvent plus être considérées comme des marqueurs téphrochronologiques.**

II- LE MILIEU DE DÉPÔT

L'ensemble des carbonates d'âge viséen moyen et supérieur se serait déposé sur une vaste plate-forme carbonatée, sous climat chaud, subtropical. Le relief environnant serait très faible d'où la pureté des carbonates.

La Formation de Neffe (V2a) se caractérise par sa monotonie et la prédominance des pellétoïdes au Nord du secteur d'étude et des ooïdes au Sud (fig. 52). Elle correspondrait à **une sédimentation sur un vaste "tidal-flat" associé à un complexe de rides-barrières dont subsiste les vestiges à Avesnes** (fig. 68-A). Le site du Pont des Loups est en position intermédiaire entre Bachant/Limont-Fontaine et Avesnes. A Limont-Fontaine, il existe une cinérite intra-V2a qui n'est pas connue ailleurs (fig. 69). **Au sommet, les sédiments montrent une tendance au confinement annonçant la période d'émersion dont témoigne le Pédoderme de Bachant. Le changement de sédimentation serait donc antérieur au Pédoderme.**

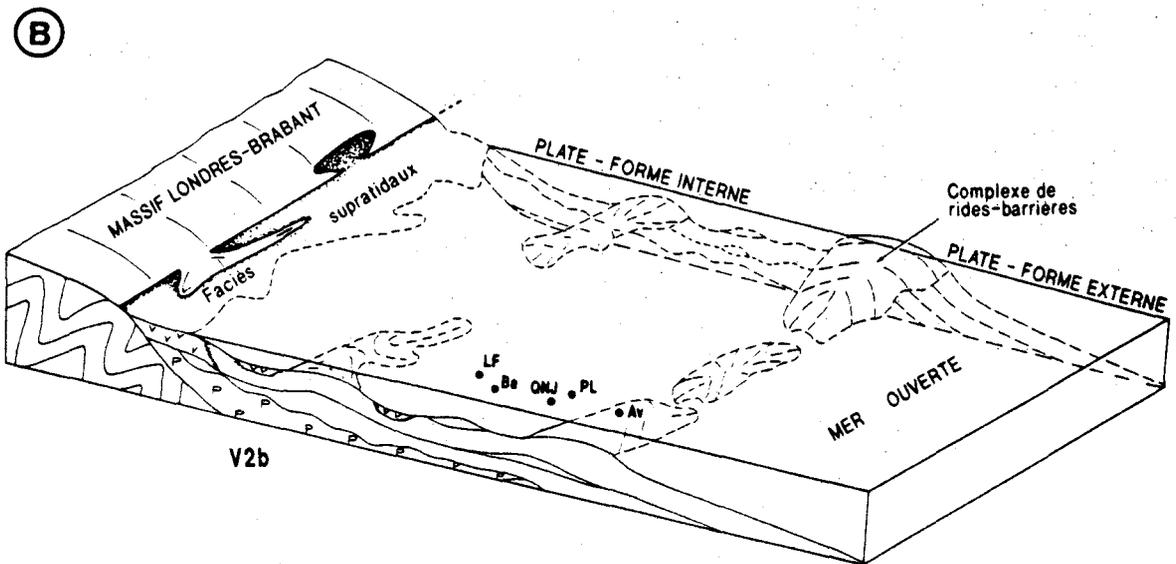
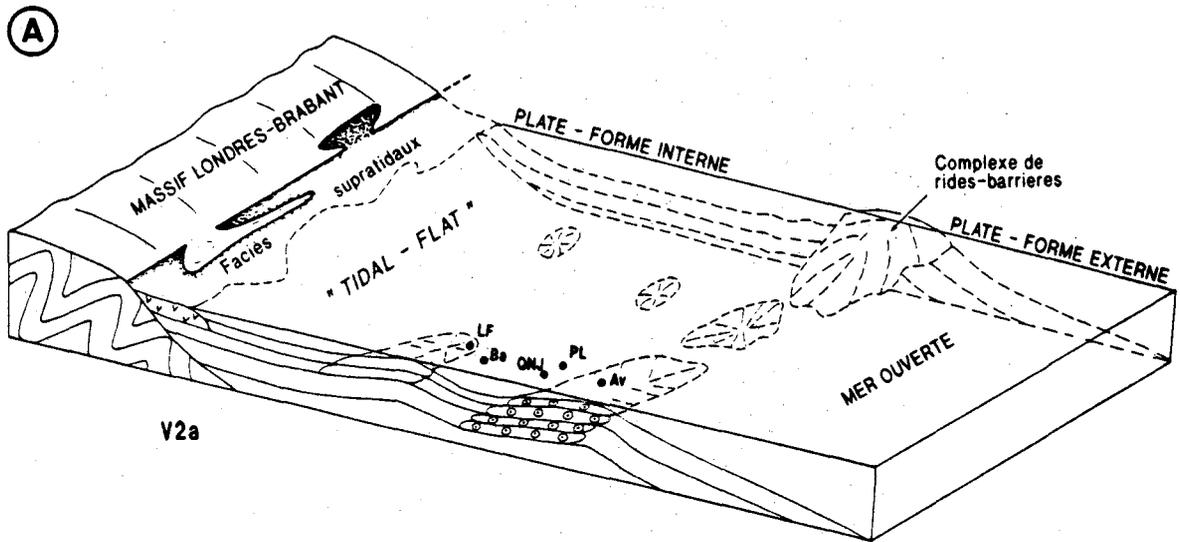


Fig. 68 - Reconstitution du milieu de dépôt.

A - au V2a (Formation de Neffe);

B - au V2b (Formation de Lives).

Ces schémas ne comportent aucune échelle. La position des sites est relative.

Ba : Bachant; L.-F. : Limont-Fontaine; QNJ : Queue-Noir-Jean; PL : Pont des Loups; Av. : Avesnes.

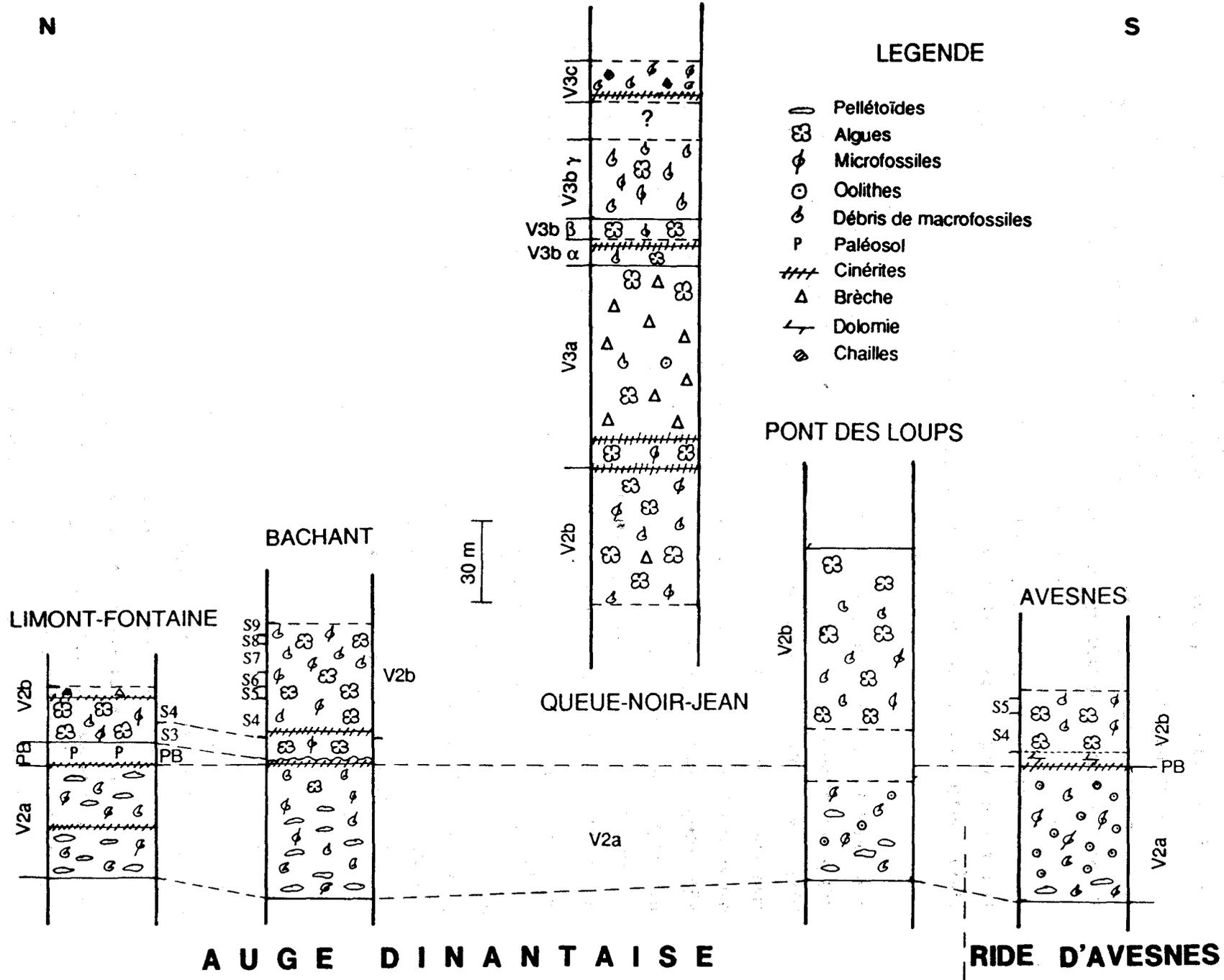


Fig. 69 - Coupe de corrélations des sites de l'Avesnois.
 PB : Pédoderme de Bachant; S3 : séquence S3.

La pédogenèse aurait affecté des dépôts de milieu intertidal à supratidal qui surmontent généralement une cinérite. Les traces pédogénétiques sont de plusieurs types : nodulisation, texture alvéolaire, haloglébulaire, *Microcodium*, argillipédoturbation, dissolution locale, ... **Elle est plus ou moins active**, c'est pour quoi, **le Pédoderme de Bachant est diversement développé** (fig. 69). C'est dans le Nord qu'il est le mieux représenté. A Avesnes, la dolomitisation masque peut-être le dépôt de caliche. Sinon, sa quasi-absence serait liée à la topographie, les calcrètes se développant préférentiellement sur les flancs des dunes. Son âge reste flou. En effet, la microfaune n'a pas permis de datation précise. Le Pédoderme de Bachant se situe à la limite V2a/V2b.

La Formation de Lives (V2b) se déposent après cette phase émerasive. C'est une sédimentation rythmique. **La séquence standard de type "shallowing-upward" est composée de huit microfaciès montrant l'évolution d'un milieu marin ouvert vers un milieu de plus en plus restreint** (fig. 68-B). A Bachant, sept séquences sont définies. Elles caractérisent une dynamique de la plate-forme et des conditions de dépôt. Dans toutes les carrières, les séquences se retrouvent et permettent des corrélations (fig. 69). Dans les carrières du Pont des Loups et de la Queue-Noir-Jean, les carbonates de la Formation de Lives sont stratigraphiquement plus élevés. Les traces de pédogenèse y sont très nombreuses et conjointement, au Pont des Loups, les microfaciès de milieu restreint dominent largement. **Le sommet de la Formation de Lives montrerait donc une prédominance au confinement et à l'émersion.** Une cinérite, située une douzaine de mètres au-dessus de la base de la Formation de Lives, s'observe dans certains sites. Elle est également associée à des sédiments montrant des traces d'émersion. D'autre part, dans le V2b, des brèches post-tectoniques sont observées. L'une d'elle, la "Petite Brèche", se situe à la base du V2b, sa formation serait étroitement liée à la présence d'évaporites.

La sédimentation rythmique se poursuit au V3a dans lequel les microfaciès de milieu restreint (MF7 et MF8) dominent progressivement. Les pseudomorphoses d'évaporites, carbonatées ou siliceuses, sont très nombreuses et témoigneraient d'une diagenèse précoce (gypse lenticulaire) ou tardive (anhydrite de remplacement). **Une grande partie du V3a est bréchifiée et correspond à la "Grande Brèche".** L'étude pétrographique de la brèche montrerait son caractère syn- voire post- déformation. **La bréchification serait induite d'une part par la dissolution des évaporites, d'autre part par la déformation** qui aurait débuté dès le Namurien. **Le V3a témoignerait de l'hégémonie de la sédimentation évaporitique dans l'Avesnois.**

Le V3b montre à la base les mêmes séquences que celles de la Formation de Lives et comporte un niveau de dépôt proche de l'émersion et un banc charbonneux. La sédimentation est transgressive sur le V3a, la plate-forme est cependant encore instable. Au sommet (V3by), elle est ennoyée et la rythmicité disparaît, le milieu s'approfondit progressivement. Cette évolution se poursuit durant le V3c caractérisé par des calcaires à chailles puis par des alternances de bioclastites et de phtanites.

III- ÉVOLUTION VERTICALE ET EXTENSION LATÉRALE DE CES FORMATIONS

Durant le V2a, la plate-forme est très stable dans les Bassins de Dinant et de Namur. Quelques petites variations sont enregistrées par les dépôts mais elles n'affectent pas la sédimentation. Le Nord de l'Avesnois appartient à l'Auge Dinantaise, alors que le Sud constitue un domaine de barrière, la Ride d'Avesnes (fig. 69). Cette configuration se poursuit au moins durant le V2b. La sédimentation oolithique est observée depuis le Massif Armoricain jusqu'à l'est de la Belgique (fig. 70).

Le sommet du V2a est marqué par une régression enregistrée dans d'autres sites du Bassin de Dinant. Cette phase régressive aboutit à la formation d'un paléosol plus ou moins développé, le "Pédoderme de Bachant". Son extension sur un axe E-W est très nette et justifie l'appellation proposée. Cette période d'émersion marque la limite entre deux formations (le V2a et le V2b) à la sédimentation bien distincte (fig. 70).

La Formation de Lives présente une rythmicité et se subdivise en un certain nombre de séquences qui reflètent l'activité de la plate-forme. Celle-ci est très calme à très instable. En Belgique, en Allemagne et dans le Boulonnais, ces mêmes caractéristiques sont reconnues (fig. 70). Elles se poursuivent durant le V3a en Belgique et dans le Nord de la France avec cependant une très nette tendance au confinement, entraînant la formation d'importantes masses évaporitiques qui seraient à l'origine de la bréchification des dépôts du V3a, reconnue dans le bassin de Dinant. En Allemagne et dans le Massif Armoricain, la sédimentation est oolithique.

Au V3b, la sédimentation rythmique se poursuit, disparaît au sommet et montre un approfondissement du milieu de dépôt qui continue au V3c. Ces caractères généraux se retrouvent en Belgique. Dans le Boulonnais, le V3b

AGE	MASSIF ARMORICAIN	MASSIF ARDENNAIS			(s.l.)
	BASSIN DE LAVAL	BASSIN DE		DINANT	BASSIN DE NAMUR
	(Pelhate-Peron ; 1967)	Avesnois (Nord de la France)	Molignée (Belgique) (Overlau, 1966)	Aix-la-Chapelle (Allemagne) (Kasig ; 1980)	Boulonnais (Nord de la France) (Prud'Homme et al. ; 1992)
V3c	?	alternance de calcaire bioclastique et de chailles puis de phanites			Calcaire de Réty
V3b	?	V3b calcaire bioclastique	V3b calcaire rythmique		Calcaire Joinville calcaire algaire
V3b		V3b calcaire	V3b calcaire rythmique		Calcaire Napoléon calcaire algaire
V3a	calcaire oolithique et pseudo-oolithique	Grande	Brèche	Coated-grain Folge calcaire oolithique	Calcaire Lunel calcaire rythmique
V2b	calcaire organoclastique à dominance algaire	Calcaire de calcaire	Lives rythmique	Obere-Zyklen-Folge calcaire rythmique	Dolomie à L. martini
limite V2a/V2b	?	Pédoderme de Bachant paléosol (épaisseur très variable)			Calcaire du Haut-Banc
V2a	Calcaire de Juigné calcaire oolithique ou Calcaire de Sablé calcaire bioclastique à dominance algaire	Calcaire de calcaire à pellétoï- des et/ou à ooides	Neffe calcaire oolithique	Untere-Zyklen- Folge calcaire rythmique	calcaire rythmique
					Pédoderme de Bachant
					Dolomie du Huré

Fig. 70 - Tableau de corrélation entre les formations du Massif Armoricaïn et du Massif Ardennais.

est constitué de calcaire algaire puis le milieu de dépôt est de plus en plus profond (fig. 70).

La limite V2a/V2b et la transgression du V3b sont des événements enregistrés en Belgique comme aux Etats-Unis. Il en va de même pour les évaporites du V3a. La très grande extension de ces régressions ou transgressions suggère l'intervention de phénomènes globaux. Les glaciations dans une partie du Gondwana et de l'Angara survenues au Carbonifère moyen pourraient être à l'origine de ceux-ci, notamment la baisse du niveau marin du V3a.

IV- LA DIAGENÈSE

Le phénomène diagénétique le plus important affecte **les évaporites**. Elles ont une large répartition stratigraphique et géographique. **Dans l'Avesnois, elles sont principalement d'âge livien. Les formes sont variées, de diagenèse précoce ou tardive.** L'anhydrite est présente dans les fractures tectoniques de toute la série viséenne. Actuellement, les évaporites sont pseudomorphosées en silice ou en carbonates. **Des analyses isotopiques de ^{13}C ou ^{18}O contribuent à comprendre les processus qui sont à l'origine de la transformation sulfates \rightarrow carbonates. Deux groupes sont distingués : l'un serait dû à l'enfouissement, l'autre à l'action de fluides d'origine météorique générés par la remise à l'affleurement.** Ce phénomène évaporitique se retrouve partout en Belgique, en Grande-Bretagne ou en Irlande. Il aurait joué un rôle majeur dans le mécanisme de bréchification du V3a.

Un autre phénomène diagénétique important est **la dolomitisation** dont la répartition n'est pas quelconque : **quatre grands types de dolomite sont distingués.** La dolomite type-1 (Formation de Neffe) serait dû à une dissolution de l'eau de mer par de l'eau douce, la dolomite type-2 (Formation de Lives) serait davantage liée aux conditions évaporitiques du milieu, la dolomite type-3 serait issue des deux précédents. Enfin la dolomite type-4 correspondrait à une dolomitisation tardive, peut-être lors de la remise à l'affleurement des séries. **L'action d'eaux météoriques sur le bicarbonate de calcium et de magnésium peut entraîner une dédolomitisation.** Celle-ci pourrait être précoce et représenterait alors des paléosurfaces, soit tardive et résulterait de la remise à l'affleurement des carbonates.

Le dernier aspect diagénétique abordé dans cette étude est celui de **la fraction argileuse**. Les cortèges argileux sont composés principalement de kaolinite et d'illite dans la Formation de Neffe, d'illite dans celle de Lives et de plusieurs espèces dans le Pédoderme de Bachant. L'illite de la Formation de Lives peut avoir une origine

diagénétique et/ou authigénique. Les autres assemblages argileux montrent que la diagenèse a été très intense. Ces résultats sont confirmés par des analyses de maturation de la matière organique. Les sédiments sus-jacents à la série viséenne sont trop peu importants pour fournir l'épaisseur nécessaire, les données structurales ne permettent pas d'envisager un empilement suffisant de nappes tectoniques. En revanche, il a été montré que **des fluides sulfatés auraient circulé dans toute la série viséenne. Ceux-ci pourraient être responsables de l'intensité de la diagenèse observée.**

Ces différents traits diagénétiques se retrouvent dans tous les carbonates viséens de l'Europe du Nord-Ouest.

V- PERSPECTIVES

Le calage stratigraphique du Viséen moyen et supérieur présente encore des incertitudes. Il serait donc intéressant d'échantillonner plus précisément certaines coupes afin de préciser la stratigraphie de l'Avesnois.

Sur le plan sédimentologique, les faits essentiels sont distingués. Néanmoins, il reste à étudier le Viséen inférieur pour compléter les connaissances de l'évolution du milieu de dépôt au cours du Viséen, dans l'Avesnois. De plus, l'étude détaillée de certaines coupes belges contribuerait à une meilleure compréhension de l'évolution latérale des sédiments et de la diagenèse de ceux-ci.

- ABDELMOUMNI L. (1990). - Etude sédimentologique de la bande intermédiaire des formations viséennes de l'Avesnois (carrière du Pont des Loups). - *Mémoire de maîtrise, inédit, 28p.*
- ADAMS A.E. (1980). - Calcrete profiles in the Eyam Limestone (Carboniferous) of Derbyshire : petrology and regional significance. *Sedimentology*, V. 27, p. 651-660.
- ADAMS J.E. ET RHODES M.L. (1960). - Dolomitization by seepage refluxion. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, V. 44, p. 1912-1920.
- AISSOUI D.M. (1986). - Diagenèse carbonatée en domaine récifal. *Thèse 3ème cycle, 209 p., Orsay.*
- AMIEUX P. (1982). - La cathodoluminescence : méthode d'étude sédimentologique des carbonates. *Bull. Centre Rech. Explor. -Prdo. Elf-Aquitaine*, V. 6, n° 2, p. 437-483.
- ARBEY F. (1980). - Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. *Bull. Centre Rech. Explor. -Prdo. Elf-Aquitaine*, V. 4, n° 1, p. 309-365.
- ARISTARAIN L.F. (1970). - Chemical analyses of caliche profiles from the high plains, New Mexico. *Journal of Geology*, V. 78, p. 201-212.
- ARRONDEAU J.P., BODEUR Y., CUSSEY R., FAJERWERG R. ET YAPAUDJIAN (1985). - Indices de pédogenèse et de karstification dans le Lias calcaréo-dolomitique du Causse du Larzac (Languedoc, France). *Bull. Centre Rech. Explor. -Prdo. Elf-Aquitaine*, V. 9, n° 2, p. 373-403.
- BATHURST R.G.C. (1971). - Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in sedimentology 12. Ed. Elsevier. 620 p*
- BEUGNIES A. (1976). - Le lambeau de poussée hercynien de la Tombe (Ardenne belge). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVI, p. 27-74.
- BODERGAT A.M. (1974). - Les Microcodiums, milieux et modes de développement. *Docum. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon*, t. 62, p. 137-235.
- BOONEN P. ET KAZIG W. (1979). - Das Dinantium zwischen Aachen und Lüttich. *Z. dt. geol. Ges.*, t. 130, p. 123-143 (Hannovre).
- BOURGUIGNON P. (1951). - Etude géologique et sédimentologique des brèches viséennes de Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXIV, mémoires 1950-1951, p. 106-211.
- BOUROULLEC J. ET DELOFFRE R. (1982). - Les paléosebkhas du Jurassique terminal en Aquitaine (SW France). *Bull. Centre Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine*, V. 6, n° 1, p. 227-255.

- BRANDON (1977). - The Meenymore Formation- an extensive intertidal evaporitic formation in the Upper Visean (B2) of North-West Ireland. *Inst. of Geol. Sciences, London, report n° 77/23, 14 p.*
- BREWER R. ET SLEEMAN J.R. (1964). - Glaebules : their definition, classification and interpretation. *Journal of Soil Science, V. 15, n° 1, p. 66-77.*
- BREWER R., COOK K.A.W. et SPEIGHT J.G. (1970). - Proposal for soil stratigraphic units in the Australian stratigraphic units in the Australian stratigraphic code. *Journ. Geol. Soc. Aust., t. 17, p. 103-109.*
- BRIART A. (1894). - Géologie des environs de Fontaine-l'Eveque et de Landelies. *Ann. Soc. Géol. de Belgique, t. XXI, p. 35-104.*
- BRIDGES E.M. (1978). - World soils. Cambridge University Press, Cambridge, 128 p..
- BRIEN (1912) - Un mot sur les brèches rouges carbonifères. (Réponse à M. Lohest) - *Ann. Soc. Géol. de Belgique, t. XXXIX, Bull. 5, p. 69-74*
- CAHEN L. (1989). - Etude sédimentologique du "V2b" et du "V3a" de la région de Thon-Samson. *Mém. licence Université Libre de Bruxelles, inédit, 152 p.*
- CARPENTIER A. (1911). - La Brèche de Dourlers; Etudes de quelques gisements carbonifères. *Ann. Soc. Géol. Nord, t. XL, 1er, p. 24-34.*
- CARPENTIER A. (1913). - Contribution à l'étude du Carbonifère du Nord de la France. *Mém. Soc. géol. Nord, Lille, t. 7, n° 2, 434 p.*
- CAUCHY P. (1825). - Mémoire sur la constitution géologique de la Province de Namur. *148 p, Bruxelles.*
- CAYEUX E. (1935). - Les roches carbonatées. *Ed. Masson, 463 p.*
- CHILINGAR G. (1956). - Dedolomitization - a review. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., V. 40, n° 4, p. 762-764.*
- CHOUTEAU L. (1986). - Etude sédimentologique du Calcaire Lunel (Viséen V3a α); Bas Boulonnais; *DEA LILLE, ronéot., 53 p.*
- CLAEYS PH. (1984). - Etude sédimentologique de la Grande Brèche viséenne (V3a) de la Vallée de la Molinee (Bassin de Dinant) et des Grands Malades (Bassin de Namur). *Mém. de Licence, Université Libre de Bruxelles, 109 p., inédit.*

- CLARK D.N. ET SHEARMAN D.J. (1980). - Replacement anhydrite in limestones and the recognition of moulds and pseudomorphs : a review. *Revista del Instituto de Investigaciones geológicas Diputación Provincial Universidad de Barcelona*, V. 34, p. 161-186.
- COLBEAUX J.P. ET ROBASZYNSKI F. (1981) Géologie du Boulonnais. *Parc Naturel Régional du Nord-Pas-de-Calais. Science et nature n° 3*. 176 p.
- CONIL R. (1958). - Stratigraphie des terrains dinantiens dans la Vallée de la Dendre. - *Bull. Soc. Belge Géol.*, t. LXVII, p. 109-114.
- CONIL R. (1967). - Problèmes du Viséen inférieur dans le Condroz. - *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 90, p. B413-429.
- CONIL R. ET LYS M. (1964). - Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois), Algues et Foraminifères. - *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. XXIII, p. 1-290.
- CONIL R. ET NAUM C. (1977). - Les foraminifères du Viséen moyen V2a aux environs de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, T. 99, p. 109-142.
- CONIL R., GROESSENS E. ET PIRLET H. (1977). - Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège*, t. 96, p. 363-371.
- CRAIG H. (1957). - Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analyses of carbon dioxide. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, V; 12, p. 133-149.
- CRASQUIN S. (1982). - Répartition des Ostracodes dans le Viséen du Boulonnais et de l'Avesnois (Nord de la France). *D.E.A. Lille*, 50 p. inédit.
- d'OMALLIUS d'HALLOY (1842). - Coup d'oeil sur la géologie de la Belgique. *Bruxelles*.
- DE DORLODOT H. (1895). - Le calcaire carbonifère de la Belgique et ses relations stratigraphiques avec celui du Hainaut français. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 23, p. 201-313.
- DE DORLODOT H. (1908). - Sur l'origine de la Grande Brèche viséenne et ses relations stratigraphiques avec celui du Hainaut français - *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 23, p. 201-313.
- DE GROOT K. (1967). - Experimental dedolomitization. *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 37, n° 4, p. 1216-1220.
- DE KONINCK L. (1842). - Description des animaux fossiles qui se trouvent dans le terrain Carbonifère de Belgique. *Liège*, p. 1-654.
- DE MAGNEE I., DELMER A. ET CORDONNIER M. (1986). - La dissolution des évaporites du Dinantien et ses conséquences. *Bull. Soc. Belge Géol.*, t. 95, fasc. 2 et 3, p. 213-220.

DE PUTTER Th ET PREAT A. (1989). - Sédimento-diagenèse de séquences émerives de type «shallowing-upward» dans la «Grande Brèche» calcaire du Viséen supérieur de Belgique. *C.R. Acad. Sci. Paris, t. 309, série II, p. 1827-1831.*

DE PUTTER Th ET HERBOSCH A. (1990). - Le V3a du sondage de Corenne (Synclitorium de Dinant, Belgique)- 110 mètres de brèche grise. *Ann. Soc. Géol. Belg., t. 113 (fasc. 2), p. 247-265.*

DU ROY DE BLICQUY J.P. (1985). - Etude sédimentologique de la "Grande Brèche" viséenne (V3a) de la carrière Dullière à Monceau-sur-Sambre (Bassin de Namur, Belgique). - *Mémoire de Licence. Université Libre de Bruxelles, inédit, 102 p. .*

DECONINCK (1987). - Minéraux argileux des faciès purbeckiens : Jura suisse et français, Dorset (Angleterre) et Boulonnais (France). *Ann. Soc. Géol. Nord, t. CVI, p. 285-297 .*

DECONINCK J.F., STRASSER A. ET DEBRABANT P. (1988) - Formation of illitic minerals at surface temperatures in Purbeckian sediments (Lower Berriasian, Swiss and French Jura). *Clay minerals, t. 23, p. 91-103.*

DELATTRE Ch., POLVECHE J., WATERLOT B. ET WATERLOT G. (1967) - Aperçu de la structure des terrains carbonifères de l'Avesnois. - *Ann. Soc. Géol. Nord, Lille, t. 87, p. 203-209.*

DELCAMBRE B. (1989). - Marqueurs téphrostratigraphiques au passage des Calcaires de Neffe vers ceux de Lives. *Bull. Soc. belge Géol., t. 98-2, p. 163-170.*

DELEPINE G. (1911). - Le Calcaire carbonifère de la Vallée de la Méhaigne. *Ann. Soc. Géol. Nord, t. XL, 1er, p. 19-23.*

DELEPINE G. (1912). - A propos de la brèche rouge de Landelies. *Ann. Soc. Géol. de Belgique, t. 22, p. 108-111.*

DEMANET F. (1923). - Le Waulsortien de Sosoye et ses rapports fauniques avec le Waulsortien d'âge Tournaisien supérieur. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain n° 2, p. 37-286.*

DEMANET F. (1958). - Contribution à l'étude du Dinantien de la Belgique. *Mém. Inst. Roy. Hist. Nat. Belg., t. 84, p. 1-201.*

DUNHAM K.C. (1948). - A contribution to the petrology of the Permian evaporite deposits of North Eastern England. *Proc. Yorks. Geol. Soc., V. 47, p. 217-227.*

DUNHAM K.C.(1962). - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 1, p. 108-121.*

- DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969). - Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. *Mém. serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, t. 29, 320 p..
- DUPONT E. (1859). - Notice sur le Calcaire carbonifère de la Belgique. *Bull. Acad. Royale de Belgique*, 2ème série, t. XIV.
- DUPONT E. (1863). - Sur le Carbonifère de la Belgique et du Hainaut français. *Bull. Acad. Roy. Belg.*, 2ème série, T. 15-1, p. 86-137.
- ELF-AQUITAINE (1975). - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés-1: Eléments d'analyse. *Elf-Aquitaine- Centre de Recherches de Boussens et de Pau*.
- ESQUEVIN J. (1969). - Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, V. 3, p. 147-154.
- ESTEBAN C. (1973). - Caliche textures and "microcodium". *Boll. Soc. Geol. It.*, V. 92 (Suppl. 1973), p. 105-125.
- ESTEBAN M. ET KLAPPA C.F. (1983). - Subaerial exposure environment. *in Scolle P.A., Bebout D.G. et Moore C.H., eds, Carbonate depositional environments Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 33, p. 1-63.*
- EVAMY B.D. (1967). - Dedolomitization and the development of rhomboedral pores in limestones. *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 37, n° 4, p. 1204-1215.
- FLÜGEL (1982). - Microfacies analysis of limestone. - *Ed. Springer-Verlag, 633 p.*
- FOLK R.L. (1959). - Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, t. 43-1, p. 1-138.
- FOLK R.L. (1962). - Spectral subdivision of limestones types. in classification of carbonate rocks, *Ed. Ham. W.E., Mém. Amer. Ass. Petrol. Geol., T. 1.*
- FOLK R.L. ET PITTMAN S.J. (1971). - Lengh-slow chalcedony : a new testament for vanished evaporites. *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 41, n° 4, p. 1045-1058.
- FOLK R.L. ET LAND L.S. (1975). - Mg/Ca ratio and salinity : two controls over crystallization of dolomite. *Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, V. 59, n° 1, p. 60-68.
- FOURMARIER P. (1911). - Quelques observations sur la brèche à ciment rouge du Calcaire Carbonifère. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 38, p. 229-231.
- GILES L. H., PETERSEN F.F. ET GROSSMAN R.S. (1966). - Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Sci.*, 101, p. 347-360.

GLÜCK (1912). - Eine neue gesteinsbildende Siphonee (Codiacee) aus dem marinen Tertiär von Sud-Deutschland. *in Plaziat (1984)*.

GOSSELET (1860). - Mémoire sur les terrains primaires de la Belgique, des environs d'Avesnes et du Boulonnais. *Paris, 120 p.*

GOSSELET J. (1884). - Compte-rendu de l'excursion dirigée par Mr le Pr Gosselet dans le Calcaire Carbonifère des environs d'Avesnes par L. Nertheimer. *Ann. Soc. Geol. Nord, T. 10.*

GOSSELET J. (1888). - L'Ardenne. *Mém. Carte géol. Fr., Baudry éd., Paris, 881 p.*

GROESSENS E. (1975). - Distribution de Conodontes dans le Dinantien de la Belgique. *Inter Symp. Namur, Belg. Micropal. Limits, Geol. Surv. Belg., n° 17, p. 1-193.*

GROVER G.J.R. ET READ J.F. (1983). - Paleoquifer and deep burial cements defined by regional cathodoluminescent patterns, middle Ordovician carbonates, Virginia. *Americ. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., V. 67, n° 8, p. 1275-1303.*

GÜRICH G. (1906). - Les Spongiostromides du Viséen de Namur. *Mém. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique.*

HANCE L. (1982). - Le Moliniacien supérieur de Vinalmont- Sédimentologie, paléontologie, stratigraphie. *Bull. Soc. belge Géol., T. 91, fasc. 3, p. 135-151.*

HARRISON R.S. (1977). - Caliche profiles : indicators of near-surface subaerial diagenesis, Barbados, West Indies. *Bull. of Canadian Petroleum Geology, V. 25, N° 1, p. 123-173.*

HOLTZAPFFEL T. (1985). - Les minéraux argileux : préparation- analyse diffractométrique et détermination. *Publ. n° 12. Ann. Soc. Géol. Nord, 136 p.*

HOYEZ B. (1970). - Analyse séquentielle des calcaires viséens du Massif du Haut-Banc-Boulonnais. *Thèse 3ème cycle, Univ. de Lille I, ronéot., 174 p.*

HOYEZ B. (1971). - Le Viséen du Boulonnais : analyse et corrélation séquentielles. *Ann. Soc. Géol. Nord, t. XCI, 2, p. 113-128.*

HUYGHE A., PRUD'HOMME A. ET VACHARD D. (1991). - Nouvelle interprétation sédimentologique du Banc d'Or (Bassin franco-belge, Viséen). *3ème congrès français de Sédimentologie, livre des résumés, p. 165-166.*

HUYGHE A. ET TRENTESAUX (1992). - Analyses des microfaciès et minéralogie des argiles du Viséen de l'Avesnois (Nord de la France) : conséquences sédimentologiques et diagénétiques. *Ann. Soc. Géol. du Nord, T. 1 (2ème série), p. 159-169.*

- JACKA A.D. ET FRANCO L.A. (1974). - Deposition and diagenesis of Permian evaporites and associated carbonates and clastics on shelf areas of the Permian basin. *4th Symposium on salt*, p. 67-89.
- JACOBS L., SWENNEN R., VAN ORSMAEL J., NOTEBAERT L. ET VIAENE W. (1982). - Occurrences of pseudomorphs after evaporitic minerals in the Dinantian carbonate rocks of the eastern part of Belgium. *Bull. Soc. belge Géol., T. 91, fasc. 2*, p. 105-123.
- JAMES N.P. (1972). - Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles : criteria for subaerial exposure. *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 42, n° 4, p. 817-836.
- KÜBLER B. (1973). - La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. *Bull. Centre Rech. Pau SNPA, t. 7-2*, p. 543-556.
- KAISIN (1842). - Age géologique et milieu générateur de la Grande Brèche. *Bull. Soc. Géol. de Belgique, t. 51*, p. 84-92.
- KASIG W. (1980). - Dinantian carbonates in the Aachen region, F.R.G.. *Mede. Rijks geol. Dienst, t. 32-6*, p. 44-52.
- KENDALL A.C. ET WALTERS K.L. (1978). - The age of metasomatic anhydrite in Mississippian reservoir carbonates, southeastern Saskatchewan. *Canad. Journ. of Earth Sciences*, V. 15, n° 3, p. 424-430.
- KHATIR A., MANSY J.L. ET MEILLIEZ F. (1989). - Structures et déformations dans l'Allochtone Ardennais en Avesnois (Nord). *Ann. Soc. Géol. Nord, t. CVIII*, p. 73-83.
- KHATIR A. (1990). - Structuration et déformation progressive au front de l'Allochtone ardennais (Nord de la France). *Soc. Géol. Nord, Publ. N° 18*, 287 p..
- KINSMAN D.J.J. (1965). - Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. in J.L. RAU, Ed., *Second symposium on salt, V. 1 : Cleveland, Ohio, Northern Ohio Geol. Soc.*, p. 302-326.
- KISCH H.J. (1983). - Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. *Dev. Sediment., T. 25/2*, p. 289-494.
- KISCH H.J. (1987). - Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. in low-temperature metamorphism - Frey M. Ed., *Blackie, Glasgow*, p. 227-308.
- KLAPPA (1978). - Biolithogenesis of Microcodium : elucidation. *Sedimentology, T. 25*, p. 489-522.

- LEFRANCOIS A. (1991). - Sédimentologie, minéralogie des argiles et structures des Formations de Beaulieu et d'Hydrequent (Dévonien du Boulonnais). *Diplôme d'Etudes Approfondies - Lille*. 72 p. *Inédit*.
- LLEWELYN P.G, MAHMOUD S.A. ET STABBINS R. (1968).- Nodular anhydrite in Carboniferous limestone, West Camberland. *Trans. Inst. Min. Metall., B*, 77, p. 1-25.
- LLEWELYN P.G ET STABBINS R. (1968).- Core anhydrite from the Anhydrite series, Carboniferous Limestone, Hathern Borehole, Leicestershire. *Proc. Geol. Soc. Lond.*, 1650, p. 171-186.
- LOGAN B.W., REZAK R. ET GINSBURG R.N. (1964). - Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Sedimentary Petrology*, V. , p. 68-83.
- LOHEST M (1912) - A propos de l'origine des brèches (Réponse à M. Brien). *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. XXXIX, Bull. 5, p. 65-69.
- MAES K., PEETERS C., MUCHEZ PH., SWENNEN R. ET VIAENE W. (1989). - The occurrence of paleosols in the Lower Visean of the Walhorn section (Vesder Basin, E-Belgium). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 112, p. 69-77.
- Mc CREA J.M. (1950). - On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journ. Chem. Phys.*, 18, p. 849-857.
- MAMET B. (1974). - Remarques sur la microfaune des brèches viséennes de la Belgique et du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 96, p. 469-473.
- MAMET B. ET ROUX A. (1982). - Sur la présence de *Microcodium* (Algue? Incertae sedis?) dans le Paléozoïque supérieur de l'Arctique Canadien. *Canad. Journ. Earth Sc.*, t. 19, p. 357-363.
- MAMET B., CLAEYS PH., HERBOSCH A., PREAT A. ET WOLFOWICZ PH (1986). - La "Grande Brèche" viséenne (V3a) des Bassins de Namur et de Dinant (Belgique) est probablement une brèche d'effondrement. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 95, fasc. 2 et 3, p. 151-166.
- MANSY J.L., CONIL R., MEILLIEZ F., KHATIR A., DELCAMBRE B., GROESSENS E., LYS M., POTY E., SWENNEN R. ? TRENTESAUX A. ET WIEYANT M. (1989) - Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Dinantien dans l'Avesnois.- *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CVIII, p. 125-142
- MATTES B.W. ET MOUNTJOY E.W. (1980). - Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta. *SEPM Spec. Publ.*, n° 28, p. 259-297.
- MEILLIEZ F. ET RAOULT J.F. (1987) - Le chevauchement frontal Nord-varisque : bilan et perspectives. in : *Programme Géologie Profonde de la France / Colloque international*.

Troisième phase d'investigation : 1985-1986. GFP3. Documents du BRGM, thème 1 : chevauchements nord-varisques (Faille du Midi). Doc. n° 139, p. 39-17.

MERCIER ET DE PUTTER Th., KEPPENS E., MANSY J.L. ET HERBOSCH A. (1992). - La brèche rouge de Landelies ("Massif" de la Tombe, région de Charleroi, Belgique) : une brèche tectono-sédimentaire varisque précoce. - *C.R.A.S. Paris (sous presse)*.

MICHOT P. (1980). - Géologie des Pays Européens, Belgique - *Ed. Dunod-Bordas, p. 487-576*

MILLOT G. (1964). - Géologie des argiles. *Ed. Masson, 499 p.*

MOLENAAR N. (1984). - Palaeopedogenetic features and their palaeoclimatological significance for the Nevremont Formation (Lower Givetian), the Northern Ardennes, Belgium. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, V. 46, p. 325-344.*

MONTY (1980). - Considérations sur les Cyanophycées en milieu sursalé. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, V. 4-1, p. 371.*

MOORE C.H. (1989). - Carbonate diagenesis and porosity. *Developments in sedimentology, 46. Elsevier, 338 p.*

MUCHEZ PH., VIAENE W., WOLF M. ET BOUCKAERT J. (1987). - Sedimentology, coalification pattern and paleogeography of the Campine Brabant Basin during the Viséan. *Geologie en Mijnbouw, V. 66, p. 313-326.*

MULTER H.G. et HOFFMEISTER (1968). - Subaerial laminated crusts of the Florida Keys. - *Geological Society of America Bulletin, V. 79, p. 183-192.*

MURRAY R.C. (1964). - Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. - *J.Sed. Petrol., 34(3), p. 512-523.*

NAYLOR D. et SEVASTOPULO G.D. (1980) - Géologie des Pays Européens, Irlande - *Ed. Dunod-Bordas, p. 133-181.*

NORTHROP D.A. ET CLAYTON R.N. (1966). - Oxygen isotope fractionations in systems containing dolomite. - *Jour. Geol., 74, p. 174-196.*

O'NEIL J.R. ET EPSTEIN S. (1966). - Oxygen isotope fractionations in the system dolomite-calcite-carbon dioxide. *Science, 152, p. 198-201.*

OVERLAU P. (1963).- Particularités sédimentaires du calcaire à Basècles.- *Bull. Soc. belge Géol., Paléont. Hydrol., t. 72, p. 261-277.*

OVERLAU P. (1966). - La sédimentation viséenne dans l'Ouest du Hainaut belge. *Thèse. Univ. Catholique de Louvain. Inst. géol., 130 p., 31 pl. ph.*

PAPROTH E., CONIL R., BLESS M.J.M., BOONEN P., CARPENTIER N., COEN M., DELCAMBRE B., DEPRIJCK CH., DEUZON S., DREESEN R., GROESSENS E., HANCE L., HENNEBERT M., HIBO D., HAHN G. ET R., HISLAIRE O., KAZIG W., LALOUX M., LAUWERS A., LEES A., LYS M., PO DE BEEK K., OVERLAU P., PIRLET H., POTY E., RAMSBOTTOM W., STREEL M., SWENNEN R., THOREZ J., VANGUESTAINE M., VANSTEENWINKEL M., VIESLET J.L. (1983). - Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium : a review. *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège, t. 406, p. 185-239.*

PAPROTH *et al.* (1984). - Paleogeographic lithological maps. - *Ed. by K.B. Jubitz et D. Franke, Unesco, I.G.C.P., n° 86.*

PELHATE-PERON A. (1967). - Le Carbonifère inférieur du bassin de Laval, Massif Armoricaïn. Stratigraphie, sédimentologie, évolution paléogéographique. *Thèse de l'Université de Rennes, série C, n° d'ordre 70, n° de série 28. Inédit. 315 p.*

PIERRE C. (1986a). - Les isotopes stables traceurs de conditions de sédimentation et de diagenèse évaporitiques. in "*Les séries à évaporites en exploration pétrolière*", t. I : *méthodes géologiques. Chambre syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz Naturel, p. 147-161.*

PIERRE C. (1986b). - Données de géochimie isotopique sur les anhydrites (^{18}O , ^{34}S) et les carbonates (^{18}O , ^{13}C) des évaporites givétiennes et viséennes du Nord de la France et de la Belgique. *Bull. Soc. Belge Géol., t. 95, fasc. 2 et 3, p. 129-137.*

PIRLET H. (1963). - Sédimentologie des formations du Viséen supérieur, V3b dans la Vallée du Samson (Bassin de Namur, Belgique). *Ann. Soc. Géol. de Belg., t. 86-1, p. 1-46.*

PIRLET H. (1965). - Classification des calcaires de la série des aréno-cryptites. *Ann. Soc. géol. Belgique, 88, B, p. 395-410.*

PIRLET H. (1968). - La sédimentation rythmique et la stratigraphie du Visézn supérieur V3b, V3c inférieur dans les synclinoriums de Namur et de Dinant. *Mém. Acad. Roy. Belgique, XVII, fasc. 4.*

PIRLET H. (1972). - La "Grande brèche" viséenne est un olisthostrome. Son rôle dans la constitution du géosynclinal varisque en Belgique.. *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège, t. 95, p. 53-134.*

PLAZIAT J.C. (1984). - Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène- Stratigraphie, paléoenvironnements et évaluation paléogéographique. *Thèse de Docteur d'Etat en Sc. Nat.- Université d'Orsay.*

POELS J.P. ET PREAT A. (1983). - Mise en évidence d'une série évaporitique dans le Viséen inférieur de Vedrin (Province de Namur). *Bull. Soc. belge Géol., Bruxelles, t. 92, fasc. 4, p. 337-350.*

PRUD'HOMME A., VACHARD D. et MANSY J.L. (1992). - Séries carbonatées viséennes du Boulonnais (France) : mise en évidence d'un diachronisme et conséquences structurales. - *C.R. Acad. Sci. Paris, 315, série II, p. 365-369.*

PURSER (1975) - Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne - *Thèse, Université d'Orsay, inédit, 383 p.*

RAMSBOTTOM W.H.C. (1980). - Géologie des Pays Européens, Grande-Bretagne - *Ed. Dunod-Bordas, p. 379-398*

READ J.F. (1974). - Calcrete deposits and quaternary sediments, Edsel Province, Shark Bay, Western Australia. in Evolution and diagenesis of Quaternary carbonate sequences, Shark Bay, Western Australia - *Mém. Am. Ass. Petrol. Geol., t. 22, p. 250-282.*

REEVES C.C. (19076). - Caliche : origin, classification, morphology and uses. - *Publ. Estacado Books, Lubbock, Texas. 233 p.*

RIDING R. ET WRIGHT P. (1981). - Paleosols and tidal-flat/lagoon sequences on a Carboniferous carbonate shelf : sedimentary associations of triple disconformities. *Journal of Sedimentary Petrology, V. 51, n° 4, p. 1323-1339.*

ROSS CH. ET ROSS J. R. P. (1987). - Late paleozoic sea levels and depositional sequences. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication 24, p.137- 149*

ROSS CH. ET ROSS J. R. P. (1989). - Late paleozoic transgressive-regressive deposition. Sea-level changes- *An integrated approach : in Wilgus C. et al, edituers; SEPM, Special Publication n° 42, p. .*

ROUCHY J.M., PIERRE C., GROESSENS E., MONTY C., LAUMONDAIS A. ET MOINE B. (1986). - Les évaporites pré-permiennes du segment varisque franco-belge : aspects paléogéographiques et structuraux. *In les évaporites prépermiennes en Europe : aspects sédimentologiques, paléogéographiques et structuraux. Bull. Soc. belge Géol., 95 (2-3), p. 139-149.*

ROUCHY J.M., PIERRE C., MOINE B., COUILLOUD D., LAUMONDAIS A. ET GROESSENS (1984). - Sédimentation, diagenèse et déformations tectoniques des évaporites paléozoïques; intérêt pour l'interprétation paléogéographique et structurale. *Programme Géologie profonde de la France- 1ère phase d'investigation : 1983-1984; thème 1 : chevauchements nord-varisques; Doc. BRGM n° 81-1.*

- ROUCHY et al. (1992). - Dislocation des formations évaporitiques par la tectonique et la dissolution : le modèle des évaporites dinantiennes du domaine varisque franco-belge. - *Bull. Soc. Géol. France* (sous presse).
- ROUX A. (1985). - Introduction à l'étude des algues fossiles paléozoïques (de la bactérie à la tectonique des plaques). *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, t. 9/2, p. 465-699, 50 fig., 6 pl., 5 tabl..
- SOMERVILLE I.D. (1979). - Minor sedimentary cyclicity in Late Asbian (Upper D1) limestones in the Llangollen district of North Wales. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, V. 42, Part. 3, n° 18, p. 317-341.
- STAINIER X. (1910). - Du mode de formation de la Grande Brèche du Calcaire Carbonifère. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, t. 24, p. 188-196.
- STAINIER X. (1938). - Etude sur la formation des brèches. *Am. Soc. Scient. de Bruxelles*, t. 58, fasc. 1 et 2, p. 5-28.
- STRASSER A. (1988). - Enregistrement sédimentaire de cycles astronomiques dans le Portlandien et Purbeckien du Salève (Haute-Savoie, France). *Archs. Sci. Genève*, V. 41, fasc. 1, p. 85-97.
- STREEL M. (1969). - Corrélations palynologiques entre les sédiments de transition Dévonien/Dinantien dans les bassins ardennes-rhénois. *Compte-rendu 6ème congrès Intern. Strat. geol. carbon.*, Sheffield I, p. 3-18.
- SWENNEN R. ET VIAENE W. (1983). - The sedimentological reconstruction of the Lower Carboniferous carbonates in a near-shore environment (East Belgium) : a necessity for lithostratigraphical correlations -. *Dixième congrès international de stratigraphie et de géologie du Carbonifère, Madrid, Compte-rendu, Vol. 3*, p. 231-241.
- SWENNEN R. ET VIAENE W. (1986). - Occurrence of pseudomorphosed anhydrite nodules in the Lower Viséan (Lower Moliniacian of the Verviers Synclinorium, E. Belgium). *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. 95, fasc. 2 et 3, p. 89-99.
- SWENNEN R., BOONEN P. ET VIAENE W. (1982). - Stratigraphy and lithogeochemistry of the Walhorn section (Lower Viséan; Vesder Basin, E_Belgium) and its applications. *Bull. Soc. Belge Géol.*, t. 91, fasc. 4, p. 239-258.
- SWENNEN R., PEETERS C., MUCHEZ PH., MAES K. ET VIAENE W. (1990). - Sedimentological and diagenetic evolution of Dinantian carbonates (dolomitization, evaporite solution collapse breccias, paleosols and palisade calcites). in livret-guide "Carboniferous geology : new developments", 27/28 Septembre 1990, Aix-la-Chapelle- 5ème réunion annuelle du Groupe Sédimentologique d'Aix-la-Chapelle.

- SWENNEN R., VAN ORSMAEL J., OP DE BEECK K., BOUCKAERT J. ET VIAENE W. (1982). - Dinantian sedimentation around the Brabant Massif; sedimentology and geochemistry - *Public Natuurhist. Gen. Limburg.*, XXXII (1-4), p. 16-23
- SWENNEN R., VIAENE W., JACOBS L. ET VAN ORSMAEL J. (1981). - Occurrence of calcite pseudomorphs after gypsum in the Lower Carboniferous of the Vesder region (Belgium). *Bull. Soc. belge Géol., Bruxelles*, t.90, f. 3, p. 231-247.
- SWENNEN R., VIANE W. ET CORNELISSEN C. (1990). - Petrography and geochemistry of the Belle Roche breccia (lower Viséan, Belgium) : evidence for brecciation by evaporite dissolution. *Sedimentology*, V. 37, p. 859-878.
- THOREZ J. ET PIRLET H. (1979). - Petrology of K-bentonite beds in the carbonate series of the Viséan and Tournaisian stages of Belgium. *International Clay Conference, 1978, edité par M.M. Mortland et V.C. Farmer*, p. 323-332.
- TRENTESAUX A. (1989) - Etude sédimentologique du Viséen d'Avesnes-sur-Helpe - *D.E.A., Lille*, 46 p., 28 fig..
- VAN STEENWINKEL M. (1988). - The sedimentology of the Dinant platform during the Devonian-Carboniferous transition. - *Thèse présentée à l'Université Catholique de Leuven (K.U.L.)*, 173 p.
- WATERLOT G. (1969). - Notice explicative de la carte géologique au 1/50.000, feuille d'Avesnes. *B.R.G.M., Orléans*.
- WAUTELET E. (1984) - Sédimentologie de la limite Moliniacien-Livien. Le Banc d'Or de Bachant. *Mémoire de Licence, inédit, Université Catholique de Louvain*.
- WATTS N.L. (1980). - Quaternary pedogenetic calcretes from the Kalahari (Southern Africa) : mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*, t. 27, p. 661-686.
- WEST I.M., BRANDON A. ET SMITH M. (1968). - A tidal flat evaporitic facies in the Viséan of Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 38, n° 4, p. 1079-1093.
- WILSON J.L. (1975). - Carbonate facies in geologic history. 471 p., *Springer-Verlag*.
- WOLFOWICZ P. (1983) - Etude sédimentologique de la grande Brèche viséenne (V3a) des Rochers des Grands Malades à Namur. *Mémoire de Licence, Université Libre de Bruxelles*, 123 p.
- WRIGHT P.V. (1981). - A subaerial stromatolite form the Lower Carboniferous of South Wales. *Geol. Mag.*, V. 118-1, p. 97-100.

WRIGHT P.V. (1982). - Calcrete paleosols from the Lower Carboniferous Llanelly Formation, South Wales. *Sedimentary Geology*, V. 33, p. 1-33.

YANATIEVA O.K. (1955). - Effets sur la dolomite des solutions aqueuses de gypse en présence de dioxyde de carbone (en russe). *Dokl. Akad. Nauk URSS*, t. 101, n° 5, p. 911-912.

ZIEGLER (1982). - Geological Atlas of Western and Central Europe.- *Shell International Petroleum Maatschappij B.V., den Haag*, 130 p.

Résumé

Les formations du Viséen moyen et supérieur de l'Avesnois (extrémité W du bassin de Dinant) sont étudiées par analyses sédimentologiques, isotopiques, diffractométriques et en cathodoluminescence. La microfaune (Foraminifères) a permis de dater plus précisément les formations. La limite Moliniacien/Livien ("Banc d'Or de Bachant") a été revue et redéfinie lithostratigraphiquement. Elle est appelée "Pédoderme de Bachant". Les études sédimentologiques de la Formation de Neffe (V2a), du Pédoderme de Bachant, de la Formation de Lives (V2b) et des niveaux du Viséen supérieur (V3) ont contribué à mettre en évidence une évolution spatio-temporelle du milieu de dépôt ainsi qu'une dynamique de la plate-forme.

Au V2a, l'Avesnois est divisé en deux domaines : un vaste "tidal-flat" au N et un complexe de rides-barrières au S (Ride d'Avesnes). Au sommet du V2a, la série devient régressive. A la limite V2a/V2b, le Pédoderme de Bachant se développe. C'est une calcrète. Au V2b, la sédimentation est rythmique et la plate-forme enregistre partout des variations constantes de stabilité. Le secteur d'Avesnes reste en position topographiquement plus élevée. Au V3a, le milieu de dépôt est de plus en plus restreint et la sédimentation évaporitique est importante. La dissolution des évaporites et les effets de la tectonisation hercynienne contribuent à la genèse de la "Grande Brèche". Le V3b α - β est toujours rythmique et transgressif. Au V3b γ , la rythmicité disparaît et le milieu s'approfondit. Cette évolution s'accroît au V3c.

Les grands caractères sédimentologiques du V2a sont constants depuis le Massif Armoricain jusqu'à la Belgique. Le Pédoderme de Bachant est reconnu dans l'ensemble du bassin de Dinant et présente un diachronisme avec le Boulonnais où il est intra-V2a. Au V2b, la sédimentation est rythmique excepté dans le Massif Armoricain. Elle l'est encore au V3a en Belgique et dans le N de la France tandis qu'en Allemagne et dans le Massif Armoricain, les dépôts sont oolithiques. Au V3b la sédimentation rythmique se poursuit, sauf dans le Boulonnais ; puis partout le milieu s'approfondit.

L'étude des phénomènes diagénétiques du Viséen moyen et supérieur confirme le rôle majeur des évaporites et l'importance de la dolomitisation. Quatre types de dolomite plus ou moins précoces ont été distingués. La dédolomitisation est un phénomène fréquent. L'analyse minéralogique des argiles a montré l'influence de la pédogenèse sur les cinérites et les carbonates et l'intensité de la diagenèse subie par les formations viséennes.

Abstract

Sedimentological, isotopic, X-ray diffraction and cathodoluminescence analysis are performed on the Middle and Upper Visean formation in the Avesnois (W limit of Dinant basin). More accurate datations have been obtained on micropaleontological grounds (Foraminiferas). The Moliniacian/Livian limit ("Banc d'Or de Bachant") has been reexamined and redefined lithostratigraphically. It is named "Pédoderme de Bachant". Sedimentological studies of Neffe Formation (V2a), Bachant Pedoderm, Lives Formation (V2b) and Upper Visean levels (V3a) show an evolution in time and in space of the depositional environment on a dynamic platform.

During V2a, the Avesnois comprises two domains : a large tidal-flat to the N and a barrier complex to the S (Avesnes Ridge). The series becomes regressive at the top of the V2a. Bachant Pedoderm develops at the V2a/V2b limit. It is a calcrete. During V2b, sedimentation is rhythmic and the platform records everywhere constant variations of stability. Avesnes area remains topographic high. Later, the depositional environment becomes more and more restricted and evaporitic sedimentation is important (V3a). The evaporites dissolution and hercynian tectonisation effects contribute to the "Grande Brèche" genesis. V3b α - β sedimentation is still rhythmic and transgressive. During V3b γ , rhythmicity disappears and the depositional environment becomes deeper. This evolution is accentuated during V3c.

The main sedimentological features of V2a keep constant from the Armorican Massif up to Belgium. Bachant Pedoderm is known throughout the whole Dinant basin and presents a diachronism with the Boulonnais where it is intra-V2a. During V2b, sedimentation is rhythmic except in the Armorican Massif. The V3a is still rhythmic in Belgium and in Northern France while in Germany and the Armorican Massif, deposits are oolitic. During V3b, rhythmicity continues except in the Boulonnais ; then the environment is everywhere deeper.

This study of diagenetic phenomena within the Middle and Upper Visean confirms the major part played by evaporites as well as the dolomitization extent. Four dolomite-types, more or less early have been distinguished. Dedolomitization is frequent. Mineralogical analysis of clay minerals indicate a pedogenetic influence on cinerites and carbonates and the effects of diagenesis intensity.