



UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE I  
U.F.R. DES SCIENCES DE LA TERRE

N° attribué par la bibliothèque | 2 | 4 | 2 | 0 |

# THÈSE

pour obtenir le grade de

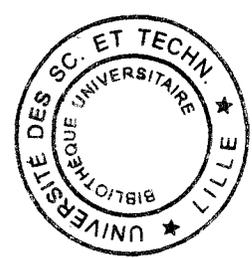
## DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE LILLE I

*Discipline :* Géologie, Géochimie et Géophysique sédimentaires

présentée et soutenue publiquement

par Maryline Goudalier

le 10 décembre 1998



*Titre :*

Dolomitisation des calcaires du Frasnien moyen en Belgique :  
contrôles sédimentaire, diagénétique et tectonique

### JURY

- J.-P. Loreau, Professeur à l'Université de Bourgogne, rapporteur
- J.-M. Rouchy, Directeur de recherches CNRS, M.N.H.N., rapporteur
- F. Verdier, Ingénieur à la Direction de la Recherche, Gaz de France, examinateur
- F. Boulvain, Professeur à l'Université de Liège, Belgique, examinateur
- P. Muchez, Professeur à l'Université Catholique de Leuven, Belgique, examinateur
- J.-L. Mansy, Professeur à l'Université des Sciences et Technologies de Lille, directeur de thèse
- H. Chamley, Professeur à l'Université des Sciences et Technologies de Lille, examinateur

# Remerciements

Tout d'abord, cette thèse a été mise en place avec une allocation de recherche MENESR (Ministère de L'Éducation Nationale de l'Enseignement et de la Recherche) et le financement des analyses par Gaz de France. Je tiens à remercier en premier lieu, les professeurs J-L. Mansy et H. Chamley (Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique) pour l'accueil au sein du Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique (USTL I) et l'encadrement dont j'ai bénéficié. Ils m'ont apporté un contexte très favorable pour progresser dans mes recherches et améliorer mes compétences.

Je suis très reconnaissante envers les membres du département « Réservoirs Souterrains » qui ont participé à ce projet et en particulier F. Verdier (Gaz De France) examinateur de la thèse. Les discussions enrichissantes avec F. Badina, H. Giouse, G. Leclercq, F. Verdier et E. Wicquart ont apporté un point de vue appliqué aux thèmes de recherche de la thèse. Le mode de fonctionnement établi avec GDF m'a permis d'évoluer dans une thématique de recherche ponctuée de réunions succédant à la remise d'un rapport semestriel d'activité ; ce qui a facilité l'évaluation et l'avancement des travaux.

J'associe à ces remerciements les autres membres du jury dont les rapporteurs de cette thèse : le Professeur J.-P. Loreau et le Directeur de Recherche J.-M. Rouchy et les examinateurs : F. Boulvain, P. Muchez, qui ont accepté de participer à l'évaluation de ce travail. Les discussions suggérées en majeure partie par les rapporteurs et abordées au cours de la soutenance me permettront d'améliorer sensiblement le discours scientifique que j'ai élaboré sur les dolomies du Frasnien moyen.

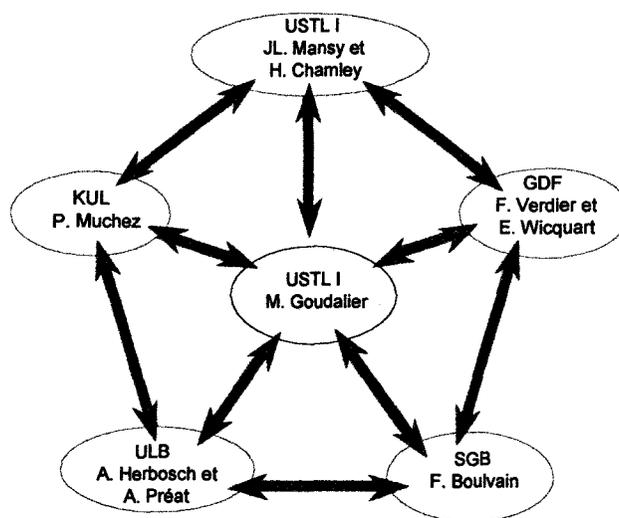
Grâce à F. Boulvain, l'accès au Service Géologique de Belgique (SGB) m'a permis de développer des connaissances bibliographiques très utiles et des liens très enrichissants avec les membres de ce service tels que G. Vandeven, P. Ghisel, L. Hance, L. Dejonghe et bien d'autres.

D'autres collaborations ont été développées avec des organismes belges (ULB et KUL, figure ci-après) grâce à notre participation aux programmes de mobilité européens (ERASMUS et TOURNESOL).

L'étude microthermométrie réalisée en deux étapes (1996, 1997) est issue d'une collaboration scientifique réellement enrichissante avec P. Muchez, professeur à Louvain (KUL) au sein d'un laboratoire (« Fysico-chemische Geologie ») très performant et accueillant.

Il faut également citer les cartographes V. Dumoulin, É. Lemonne de l'Université Libre de Bruxelles (ULB) et M. Coen (chercheur au FNRS), fins connaisseurs du Frasnien en Belgique. Je remercie par ailleurs les professeurs A. Herbosch, A. Prétat de l'ULB et J. Wautier de l'Université Catholique de Louvain-la-Neuve (UCL) pour m'avoir fait découvrir des techniques d'études géochimiques.

*Les résultats obtenus au cours de ces séjours en Belgique, représentent un encouragement véritable à la poursuite de travaux communs avec ces organismes. La multiplicité des collaborations a enrichi le déroulement des travaux de recherche de la thèse. Il faut savoir concilier les contraintes de chaque organisme universitaire et privé de pays différents. La réalisation de cette thèse m'a certainement apporté de l'expérience nécessaire à l'organisation des contraintes de temps et de priorités que de telles collaborations supposent. Je souhaite que ce travail justifie l'investissement de tous en satisfaisant aux attentes de chacun.*



Dispositif de collaboration établi au cours de la thèse

*J'ai tout particulièrement apprécié l'intérêt de P. Maréchal (responsable d'exploitation des Dolomies de Merlemont) qui a porté un regard très curieux sur l'étude des carrières qu'il exploite. J'ai pu découvrir librement un site remarquable d'étude des dolomies du Frasnien moyen en Belgique et discuter avec A. Lawers (géologue au sein de la société Lhoist propriétaire des carrières de dolomies).*

*L'ensemble du personnel de l'UFR des Sciences de la Terre (USTL I) sans lequel mon travail n'aurait pas abouti est vivement remercié.*

*Je souhaiterais associer beaucoup de personnes à ces remerciements qui deviendraient alors interminables. Je citerai celles qui m'ont le plus influencée personnellement pendant la thèse. Le savoir-faire de certaines personnes telle que É. Hanton a largement contribué à rendre le cadre de travail agréable et productif. De même, travailler dans un bureau commun à deux personnes fut une expérience riche d'événements et d'enseignements grâce aux personnalités très vives de « Manu et Anne ». L'amitié scellée avec ces trois personnes m'a particulièrement aidée à poursuivre cette thèse jusqu'à son aboutissement, elle est rare et précieuse.*

*La pratique de l'outil informatique sous des aspects aussi variés que l'administration système sous Windows95, l'utilisation du formateur de texte LaTeX via l'interface graphique Scientifc*

*Word et les logiciels de dessin (Adobe, Canvas) m'a permis d'améliorer mes performances. Je remercie à ce propos mon mari D. Duvivier dont je salue les compétences.*

*Enfin, je souhaite un jour pouvoir apporter au moins autant de soutien et d'aide à ma famille et belle-famille que ce que j'ai reçu. Ma dernière pensée est destinée à celui qui me manque et à qui je dédie mon travail.*

**« Il est plus facile de commencer que de finir »**

**Sentence de l'auteur latin Plaute.**

# Table des matières

• Remerciements	2
• Liste des figures	8
• Liste des tableaux	11
• Introduction générale	12
<b>I Cadre général de l'étude</b>	<b>16</b>
<b>1 Cadre géologique de la zone étudiée</b>	<b>17</b>
1.1 L'Ardenne	17
1.1.1 L'Allochtone ardennais	18
1.2 Le Frasnien de l'Allochtone en Belgique	20
1.2.1 Échelle lithostratigraphique actuelle	21
1.2.2 Sédimentation des carbonates frasniens	22
1.2.2.1 Profondeur de dépôt	23
1.2.2.2 Formation des biohermes	25
1.3 Conclusion - Choix des sites d'étude	27
1.3.1 Les sites de surface	28
1.3.2 Les données de sondages	28
<b>2 Rappels sur la dolomitisation</b>	<b>31</b>
2.1 Formation de la dolomite	31
2.1.1 Rôle de la température	31
2.1.2 Cristallisation de la dolomite	32
2.1.3 Notion de mimétisme	33
2.2 Classification	33
2.2.1 Distribution unimodale ou polymodale des cristaux	34
2.2.2 Les textures	35
2.2.3 Remplissages et ciments	35
2.3 Conclusion	36
<b>II Présentation des résultats</b>	<b>38</b>
<b>3 Étude structurale</b>	<b>39</b>
3.1 Description des structures majeures	39
3.1.1 Étude de surface	39
3.1.1.1 Le Massif de Philippeville	39
3.1.1.2 À l'Ouest du Massif de Philippeville	42
3.1.1.3 À l'Est du Massif de Philippeville	44

3.1.2	Étude géophysique . . . . .	48
3.1.2.1	La zone du sondage de Focant . . . . .	48
3.1.2.2	La zone du sondage de Porcheresse-Havelange . . . . .	50
3.1.2.3	La Plaine de la Famenne . . . . .	51
3.1.3	Étude du sondage de Focant au S-E du Massif de Philippeville . . . . .	53
3.1.3.1	Contexte structural du sondage de Focant . . . . .	55
3.1.3.2	Les argiles de Focant . . . . .	57
3.2	Quelques particularités structurales . . . . .	59
3.2.1	Le Massif de Philippeville . . . . .	59
3.2.2	À l'Ouest du Massif de Philippeville . . . . .	60
3.2.2.1	Le décrochement de Barbençon-Erquelines . . . . .	60
3.2.2.2	Les plis de direction N-S . . . . .	61
3.3	Conclusion . . . . .	62
3.3.1	Contexte structural des dolomies . . . . .	62
3.3.2	Enfouissement tectonique . . . . .	65
<b>4</b>	<b>Étude pétrographique et diagénétique</b> . . . . .	<b>68</b>
4.1	Sites de dolomitisation . . . . .	68
4.1.1	Notion de bioherme dans les séries frasniennes . . . . .	68
4.1.2	Les formations dolomitisées . . . . .	70
4.2	Description des dolomies . . . . .	72
4.2.1	Les dolomies mimétiques - <i>Héritage des calcaires précurseurs</i> . . . . .	72
4.2.1.1	Les dolomies de type DM . . . . .	72
4.2.1.2	Données géochimiques . . . . .	76
4.2.1.3	Conditions de formation des dolomies de type mimétique . . . . .	83
4.2.2	Les dolomies destructives (DD) . . . . .	84
4.2.2.1	La dolomie de type D4 . . . . .	84
4.2.2.2	Minéralisation . . . . .	88
4.3	Les ciments . . . . .	89
4.3.1	Ciment dolomitique . . . . .	89
4.3.1.1	Origine de ce ciment . . . . .	89
4.3.1.2	Altération de ce ciment . . . . .	89
4.3.2	Calcites - <i>Derniers stades de remplissage</i> . . . . .	91
4.3.2.1	Calcite non ferrifère (CNF) . . . . .	93
4.3.2.2	Calcite ferrifère (CF) . . . . .	97
4.4	Types de porosité . . . . .	98
4.4.1	Mesures pétrophysiques . . . . .	99
4.4.2	Porosité dans les dolomies . . . . .	99
4.4.3	Cimentation . . . . .	101
4.5	Caractérisation des dolomies . . . . .	103
4.5.1	Du calcaire à la dolomie . . . . .	103
4.5.2	Échelle de dolomitisation . . . . .	104
4.6	Conclusion - Phases diagénétiques . . . . .	107
4.6.1	Stades D1,D2,D3: dolomitisation majeure . . . . .	108
4.6.2	Stade D4: la dolomie saccharoïde . . . . .	108
4.6.3	Stade de cimentation calcitique . . . . .	108
4.6.4	Altération . . . . .	109
<b>III</b>	<b>Contrôles de la dolomitisation</b> . . . . .	<b>110</b>
<b>5</b>	<b>Contrôle sédimentaire</b> . . . . .	<b>111</b>
5.1	Zone de dolomitisation . . . . .	111
5.1.1	Les calcaires dolomitisés . . . . .	113

5.1.2	Porosité de faciès . . . . .	114
5.1.2.1	Faciès calcaires . . . . .	114
5.1.2.2	Faciès dolomitisés . . . . .	115
5.2	Diagenèse précoce . . . . .	116
5.2.1	Milieu évaporitique . . . . .	116
5.2.2	Milieu vadose . . . . .	116
5.3	Conclusion . . . . .	119
5.3.1	Rappel du contexte sédimentaire (chapitre 1) . . . . .	119
5.3.2	Contrôle faciologique de la dolomitisation . . . . .	120
<b>6</b>	<b>Contrôle diagénétique et relation avec la tectonique</b>	<b>122</b>
6.1	Migration de fluides . . . . .	122
6.1.1	Enfouissement des séries . . . . .	122
6.1.2	Contrôle structural . . . . .	124
6.2	Chronologie des phases développées . . . . .	126
6.2.1	Phase varisque . . . . .	126
6.2.2	Phase post-varisque . . . . .	127
6.2.3	Phase récente . . . . .	129
6.2.4	Altération . . . . .	130
6.3	Conclusion - Histoire de la dolomitisation . . . . .	131
•	<b>Conclusion générale</b>	<b>135</b>
•	<b>Bibliographie</b>	<b>140</b>
<b>IV</b>	<b>Annexe</b>	<b>154</b>
<b>A</b>	<b>Présentation de quelques méthodes d'étude</b>	<b>155</b>
A.1	Analyse pétrographique . . . . .	155
A.1.1	Les répliques d'acétate . . . . .	155
A.1.2	La coloration . . . . .	156
A.1.3	La pétrophysique . . . . .	156
A.2	Géochimie des phases minérales . . . . .	158
A.2.1	La cathodoluminescence . . . . .	158
A.2.2	La microsonde . . . . .	158
A.2.3	Les inclusions fluides . . . . .	168
A.2.4	La fluorescence des rayons X . . . . .	177
A.2.5	Étude des argiles de Focant . . . . .	177
•	<b>Index</b>	<b>183</b>

# Liste des figures

1.1	Carte inframésozoïque géologique de l'Ardenne (modifiée d'après Mansy, 1997 - comm. pers.)	18
1.2	Stratigraphie générale de l'Ère paléozoïque en Ardenne [Foucault et Raoult, 1988]	19
1.3	Corrélations stratigraphiques dans la sous-unité de Dinant (Allochtone ardennais) [sources diverses]	20
1.4	Stratigraphie des formations dévoniennes observées dans le Massif de Philippeville [Boulvain et Marion, 1994]	21
1.5	Successions des cycles de dépôts interprétés dans le Frasnien de Belgique [sources diverses]	23
1.6	Caractéristiques du développement des calcaires du Frasnien moyen [sources diverses]. Les biohermes rouges se sont formés à une profondeur plus importante que dans le cas des biohermes gris. Les biostromes correspondent à un milieu de sédimentation différent soumis à l'hydrodynamisme.	24
1.7	Interprétation de l'évolution des faciès au cours de la transgression frasnienne à partir de [Boulvain et Herbosch, 1994]	26
1.8	Répartition des sites de surface, de sondages et des profils sismiques étudiés pendant la thèse.	27
1.9	Localisation géologique des profils sismiques dans la sous-unité de Dinant	29
2.1	Influence de la température sur les taux de nucléation et de croissance des cristaux [Sibley et Gregg, 1987]	32
2.2	Description des textures de dolomies secondaires selon [Sibley et Gregg, 1987]	34
2.3	Illustration schématique de la mise en place des distributions uni et polymodale observée dans les textures dolomitiques [Sibley et Gregg, 1987]	34
2.4	Exemples de textures dolomitiques [Sibley et Gregg, 1987]	35
2.5	Exemples de dolomitisation [Sibley et Gregg, 1987]	36
3.1	Contexte géologique des affleurements étudiés dans l'Allochtone ardennais	40
3.2	Carte géologique de l'anticlinal de Merlemont au Sud-Ouest du Massif de Philippeville [Boulvain et Marion, 1994], [Goudalier, 1994]	41
3.3	Structures tectoniques observées sur la coupe C-D dans la vallée de la Thure (bordure occidentale de la sous-unité de Dinant)	43
3.4	Description des plis disharmoniques observés dans la carrière de Gourdinne (à l'Ouest du Massif de Philippeville) - une surface de décollement est formée et désolidarise deux ensembles plissés.	44
3.5	Description de la coupe levée à Durbuy dans la vallée de l'Ourthe (à l'Est du Massif de Philippeville)	45
3.6	Description de la coupe de Bomal dans la vallée de l'Ourthe (à l'Est du Massif de Philippeville)	46
3.7	Localisation des profils sismiques réalisés dans la Plaine de la Famenne autour de deux sondages profonds (Focant et Porcheresse-Havelange)	47
3.8	Schéma structural établi à partir de l'étude en cours sur la carte géologique de Givet à 1/50000	49
3.9	Coupe structurale interprétée à partir du profil sismique 2 dans la Plaine de la Famenne - un chevauchement à vergence Ouest mobilise les séries paléozoïques. Le Givétien constitue le niveau repère de cette structure (niveau coloré)	50

3.10	Coupe structurale interprétée à partir du profil sismique 5 dans la Plaine de la Famenne - des chevauchements à vergence Nord-Ouest déforment des séries paléozoïques plissées et faillées dont le Givétien constitue le niveau repère (niveau coloré) . . . . .	51
3.11	Coupe structurale établie à partir de l'interprétation des profils sismiques 8 et 13 proches du sondage de Porcheresse-Havelange - l'imbrication d'écaillés tectoniques constitue un duplex et des dédoublements de séries givétiennes et supra-givétiennes (le Givétien est le plus bas niveau coloré) . . . . .	52
3.12	Coupe structurale synthétique établie à partir des profils sismiques 1 et 11 orientés N-S dans la zone du sondage de Focant . . . . .	53
3.13	Coupe sédimentologique du sondage de Focant et localisation des échantillons d'argiles . . . . .	54
3.14	Légende des figurés utilisés sur les colonnes lithologiques décrivant le sondage de Focant . . . . .	55
3.15	Interprétations du sondage de Focant [Raoult, 1988] et [Boulvain et Coen-Aubert, 1997] . . . . .	56
3.16	Résultats de l'analyse des cortèges argileux dans le sondage de Focant . . . . .	58
3.17	Tectonique post-varisque observée dans le massif de Philippeville - carrières de Merlemont . . . . .	60
3.18	Schéma structural de la bordure orientale de la sous-unité de Dinant - conception d'un réseau de failles décrochantes et chevauchantes . . . . .	61
3.19	Description des déformations post-varisques observées dans la carrière de Cerfontaine . . . . .	62
3.20	Structure du Massif de Philippeville en profondeur (données géophysiques) d'après [Boulvain et Marion, 1994] . . . . .	63
3.21	Schématisation des structures observées à l'Ouest du massif de Philippeville . . . . .	64
3.22	Structures locales observées autour du sondage de Focant - raccourcissement différentiel accommodé par des décollements . . . . .	65
3.23	Structures locales observées autour du sondage de Focant - relation avec le Massif de Philippeville . . . . .	66
4.1	Localisation géologique des affleurements étudiés dans la sous-unité de Dinant . . . . .	69
4.2	Les dolomies de Merlemont (Massif de Philippeville) - plusieurs fronts d'exploitation de carrière sont observés et montrent la dolomitisation importante de cette formation . . . . .	71
4.3	Les textures dolomitiques mimétiques (DM) présentent des éléments texturaux principaux - ces quatre schémas de faciès montrent les aspects les plus fréquemment observés dans les fabriques mimétiques. . . . .	73
4.4	Macroscopiquement, les répliques d'acétate permettent la différenciation des types de dolomites D1, D2 et D3 par la taille des cristaux et le remplacement des éléments figurés des calcaires précurseurs (fa, fi, p) - ce mode de transformation correspond aux textures dolomitiques mimétiques (DM). . . . .	74
4.5	Les dolomites D1, D2 et D3 s'observent aussi dans des fabriques mimétiques très différentes - les textures destructives sont majoritairement représentées par la dolomie saccharoïde (dolomite de type D4). . . . .	75
4.6	Microscopiquement, l'observation de fantômes de bioclastes et de fissures montrent un mode de remplacement mimétique très fréquent dans les dolomies du Frasnien moyen en Belgique - la dolomite de type D1 remplace les sédiments internes, le type D3 les ciments géotropes et le colmatage de fissures. Le type D2 remplace la matrice micritique du calcaire. . . . .	77
4.7	Les types de dolomites D2 et D3 sont différenciés en microscopie et en cathodoluminescence - le type D3 est le plus clair en lumière transmise. Les stylolites, la blende et la calcite de remplissage (cc) se distinguent nettement de la texture dolomitique rouge. . . . .	79
4.8	Analyses à la microsonde - calcites et dolomites . . . . .	81
4.9	Exemple de remplissage de fissure dolomitique et calcitique déterminés par microscopie et microsonde. La dolomite D3 a remplacé un premier remplissage. Puis une calcite tardive cristallise dans l'espace résiduel de la fissure en affectant partiellement la dolomite D3. . . . .	82
4.10	Illustration des inclusions fluides dans les dolomies de remplacement . . . . .	83
4.11	Illustration du faciès n°6 observé en surface (Merlemont) et en sondage (Villers-Saint-Siméon). Sur cette figure, il faut voir un développement de la dolomitisation depuis un calcaire très partiellement dolomitisé avec une dolomite de type D4 (rhomboèdres automorphes) qui aboutit à une texture saccharoïdale. . . . .	85

4.12	Illustration d'un calcaire partiellement dolomitisé - mise en place d'une texture en mode destructif . . . . .	86
4.13	La texture dolomitique destructive est représentée par une répartition unimodale des cristaux automorphes (dolomite D4). La texture saccharoïdale ne préserve pas les caractères des calcaires précurseurs. . . . .	87
4.14	La dolomite baroque (DB) présente une extinction onduleuse et des clivages courbes en microscope optique. Elle est parfois altérée et prend une couleur brune liée à la présence de fer (O) et de calcites (CNF et CF). En cathodoluminescence, la teinte rouge sombre est semblable à celle observée dans les textures dolomitiques. . . . .	90
4.15	Illustration des ciments de type calcite observés dans les sondages . . . . .	91
4.16	La calcite (CNF) rouge après coloration (alazarine) présente un ensemble de stades jaunes luminescents (SJL) et non luminescents (SNL). Elle colmate la porosité résiduelle et les fissures dans les textures dolomitiques. . . . .	92
4.17	Relation entre les stades diagénétiques (cathodoluminescence) et les compositions en Fe et Mn . . . . .	93
4.18	Inclusions fluides dans les calcites - derniers stades de remplissage observés dans les dolomies . . . . .	95
4.19	Les inclusions fluides observées dans les calcites sont d'origine primaire (alignées selon les limites de croissance des cristaux, photos dg). La déformation des cristaux (photo c) et le remplacement de ciment dolomitique (photos ab) peuvent les déstabiliser. . . . .	96
4.20	Étude des inclusions fluides sur les échantillons de surface et de sondages . . . . .	98
4.21	Porosité observée dans les fabriques dolomitiques [sources diverses] . . . . .	99
4.22	Mesures pétrophysiques - relation entre les mesures de porosité et perméabilité et les faciès dolomitiques observés . . . . .	100
4.23	Pétrographie - types de porosité observés dans les fabriques dites mimétiques . . . . .	101
4.24	Pétrographie - types de porosité observés dans les fabriques dites destructives . . . . .	102
4.25	Pétrographie - réduction de la porosité texturale . . . . .	102
4.26	Principaux éléments texturaux observés dans le faciès le plus répandu - dolomie grise à éléments figurés(DM1) . . . . .	103
4.27	Pétrographie - diagnostic textural sur le faciès n°1 . . . . .	104
4.28	Échelle de transformation depuis le calcaire précurseur jusqu'à la dolomie secondaire . . . . .	105
4.29	Vue d'ensemble des faciès dolomitiques observés . . . . .	106
4.30	Stades diagénétiques observés dans les dolomies du Frasnien moyen de Belgique . . . . .	107
5.1	Contexte sédimentaire et diagénétique des calcaires frasniens d'Alberta, Canada . . . . .	112
5.2	Caractérisation de quelques complexes récifaux du Canada - aspects sédimentaires . . . . .	113
5.3	Un exemple de tectonique synsédimentaire observé dans les séries frasniennes de Belgique . . . . .	115
5.4	Caractérisation des faciès dolomités et non dolomités (Frasnien moyen de Belgique) . . . . .	117
5.5	Le calcaire observé dans la carrière de Merlemont (Massif de Philippeville, sous-unité de Dinant) présente un contact direct avec la dolomie massive. Un front de dolomitisation est observé au sommet de la dolomie. . . . .	118
6.1	Caractères diagénétiques des calcaires frasniens du Canada . . . . .	123
6.2	Exemple d'enfouissement tectonique du au plissement et à l'écaillage des séries. Les indices d'altération thermique ou de cristallinité de l'illite sont susceptibles de refléter les modifications provoquées par un enfouissement tectonique important. . . . .	125
6.3	La cimentation calcitique dans les failles N-S de l'anticlinal de Merlemont (Massif de Philippeville) montre plusieurs phases de remplissages qui suggère une ouverture saccadée de la faille. Ces failles sont postérieures à l'orogénèse varisque. . . . .	128
6.4	Développement des dolomies du Frasnien moyen . . . . .	132
A.1	Analyses à la microsonde - terres rares . . . . .	159
A.2	Analyse des inclusions fluides - cycle de refroidissement et réchauffement . . . . .	168
A.3	Résultats des analyses en fluorescence X - caractérisation de la dolomie saccharoïde enrichie en métaux . . . . .	179
A.4	Calibration du diffractomètre lors de la seconde phase analytique (pas de 25 et 50 mètres) . . . . .	179

# Liste des tableaux

4.1	Différenciation des dolomites constituant le groupe de dolomies mimétiques . . . . .	78
4.2	Moyennes des mesures à la microsonde . . . . .	80
4.3	Étude des inclusions fluides sur des échantillons issus d'affleurements . . . . .	83
4.4	Étude des inclusions fluides - sondages . . . . .	94
A.1	Répliques d'acétate ou peels . . . . .	155
A.2	Coloration à l'alizarine et au ferricyanure . . . . .	156
A.3	Pétrophysique - localisation des échantillons . . . . .	157
A.4	Microsonde - résultats sur les calcites . . . . .	160
A.5	Microsonde - résultats sur les dolomies . . . . .	161
A.6	Microsonde - "weight percentage" . . . . .	162
A.7	Microsonde - "peak counts per seconds" . . . . .	164
A.8	Microsonde - "background counts per second" . . . . .	166
A.9	Systèmes chimiques et relation $P=f(T)$ . . . . .	169
A.10	Microthermométrie - description des phases analysées . . . . .	169
A.11	Microthermométrie - échantillons de surface . . . . .	171
A.12	Microthermométrie - échantillons de sondage . . . . .	172
A.13	Microthermométrie - surface . . . . .	173
A.14	Microthermométrie - sondage . . . . .	174
A.15	Fluorescence X - confection des pastilles . . . . .	177
A.16	Fluorescence X - résultats . . . . .	178
A.17	Calibration des analyses d'argiles . . . . .	178
A.18	Analyses des argiles du sondage de Focant . . . . .	180
A.19	Analyses des argiles du sondage de Focant - stratigraphie . . . . .	182

# Introduction générale

De nos jours, les sites réservoirs d'hydrocarbures sont réhabilités en sites de stockage. Aux États-Unis, des récifs anciens servent ainsi au stockage de gaz. En France, de nombreux sites de stockages existent dans le Bassin parisien depuis plusieurs décennies. En hiver, ils fournissent la majorité des besoins en gaz naturel de la France. Ces stockages sont réalisés dans des séries stratifiées entourées de roches étanches (couverture).

La reprise d'anciens gisements dans des roches carbonatées suggère une perspective d'exploitation nouvelle des récifs anciens dans le Nord de la France et en Belgique. De ce fait, une étude sur les calcaires du Paléozoïque du Nord de la France et de la Belgique a été envisagée. La présence de récifs isolés et d'une couverture argileuse dans le Frasnien de Belgique constitue l'objet d'étude appliqué de ce travail. Une analyse de la dolomitisation des calcaires frasniens a amené la focalisation des recherches sur les séries du Frasnien moyen.

## Objectifs de la recherche

La dolomitisation est susceptible de déterminer une porosité nouvelle en remplaçant le calcaire. Le développement des dolomies secondaires dans un contexte tectono-sédimentaire constitue alors une zone potentielle de stockage. L'objectif à la fois fondamental et appliqué de repérer des sites potentiels de stockages a été défini sur la base d'une collaboration entre l'USTL I et GDF<sup>1</sup>.

L'analyse fondamentale de cette étude repose sur la répartition des dolomies frasniennes à l'affleurement et dans divers sondages de Belgique et de France. Il s'agit de comprendre dans quel contexte la dolomitisation des calcaires s'est installée.

Trois axes de travail ont été définis pour permettre la réalisation de cette étude. Tout d'abord, l'évolution structurale des séries frasniennes depuis le dépôt jusqu'à aujourd'hui nous donne des informations géométriques sur la répartition et la taille des gisements de dolomies. Ensuite, l'analyse sédimentologique des séries dolomitisées détermine les modes de transformations des calcaires primaires. Enfin, la corrélation des données aboutit à la mise en place d'une histoire diagénétique sur la dolomitisation des calcaires du Frasnien moyen par l'évaluation des contrôles exercés sur ce processus. Ces contrôles reposent sur des facteurs structuraux, lithologiques et diagénétiques.

## Contexte structural

Le repérage géographique et géologique des dolomies au sein des structures tectoniques apporte des informations sur les phases de déformation qui ont affecté le Massif ardennais. L'étude de la dolomitisation contribue à la connaissance de l'évolution diagénétique des roches au cours du temps.

---

<sup>1</sup>USTL I : Université des Sciences et Technologies de Lille I , GDF : Gaz de France

## **Contexte sédimentaire et diagénétique**

L'étude pétrographique et géochimique décrit la paragenèse des dolomies de remplacement et des phases cimentées observées dans les séries du Frasnien moyen. L'ensemble de ces résultats se place dans une chronologie de phases de développement de la dolomitisation dans les séries du Frasnien moyen. Des données géométriques issues notamment de mesures pétrophysiques complètent la caractérisation des dolomies du Frasnien moyen du point de vue appliqué.

## **Les différents contrôles exercés sur la dolomitisation**

La répartition des corps dolomitiques dans les trois dimensions est définie en fonction des données structurales et sédimentologiques; ce qui permet de proposer une histoire diagénétique depuis la sédimentation des calcaires du Frasnien moyen jusqu'au stade le plus récent observé. De sorte que différents contrôles sont mis en évidence au cours de la dolomitisation.

## **Plan de l'étude**

De nombreux types de données et d'analyses ont été étudiés au cours de ces quatre années de recherche. L'organisation des traitements propose trois étapes d'analyse (voir figure en fin d'introduction). Elles aboutissent à l'étude de la répartition spatio-temporelle des dolomies et à l'élaboration d'un modèle de dolomitisation.

## **Partie I - Cadre général de l'étude**

Une base bibliographique solide sur les dolomies du Frasnien moyen a été constituée pour illustrer le cadre général de cette étude.

Une présentation du cadre géologique de l'étude est développée dans le premier chapitre. La géologie régionale de l'Ardenne et la stratigraphie du Frasnien situe le sujet dans un contexte général. Ensuite, la fabrication de textures dolomitiques et les conditions relatives à la dolomitisation sont explicitées à partir d'une référence bibliographique majeure (deuxième chapitre).

## **Partie II - Présentation des résultats acquis**

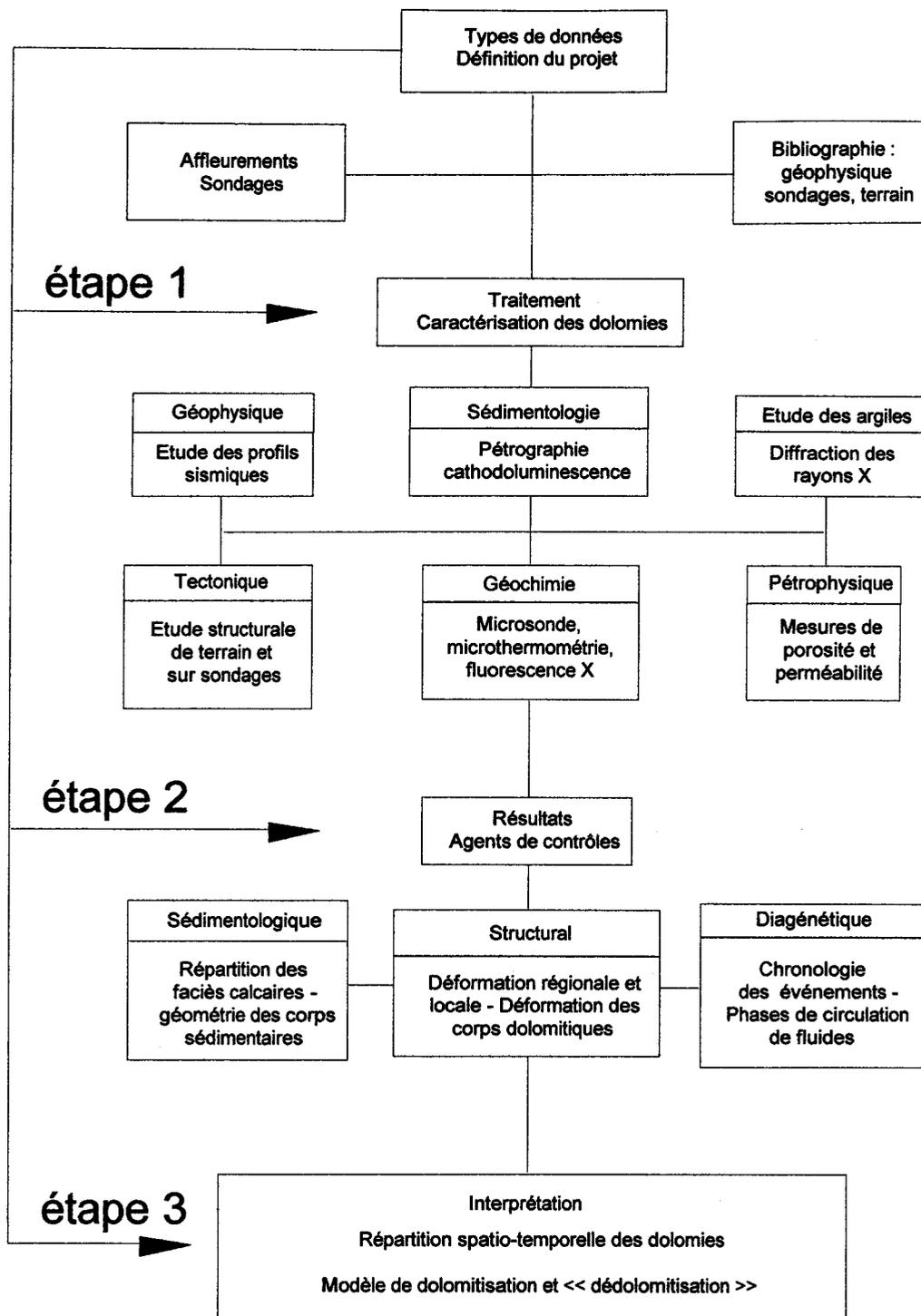
La caractérisation des dolomies a été abordée par l'étude des structures régionales et locales (géophysique, tectonique), la pétrographie des faciès et la géochimie des phases minérales.

Les résultats décrits dans cette deuxième partie concernent l'étude sédimentologique des dolomies. La place de la dolomitisation dans le contexte structural (à grande et à petite échelles) est abordée dans le chapitre 3. Une description des sites représentatifs de surface et les données de sondages caractérisent le contexte structural des dolomies. L'analyse de profils sismiques constitue un point important de l'étude régionale des dolomies du Frasnien moyen. Les faciès observés et la succession diagénétique reconnue dans

les dolomies sont décrits selon les différents stades identifiés : dolomies de remplacements et ciments (chapitre 4).

### **Partie III - Contrôle de la dolomitisation**

Les séries du Frasnien moyen sont caractérisées par les agents de contrôles identifiés au travers de l'histoire de la dolomitisation des calcaires. Le chapitre 5 discute du contrôle sédimentaire exercé sur la dolomitisation. Dans le chapitre 6, les événements diagénétiques et structuraux observés sont intégrés dans la paragenèse pour proposer une chronologie relative des phases qui ont affecté les calcaires du Frasnien moyen de Belgique.



Organisation des étapes de recherche et d'analyse au cours de la thèse

## **Partie I**

# **Cadre général de l'étude**

# Chapitre 1

## Cadre géologique de la zone étudiée

Ce chapitre présente la géologie régionale de l'Ardenne, la stratigraphie de l'Ère paléozoïque et du Frasnien. Quelques aspects généraux sur les calcaires du Frasnien, en particulier les facteurs conditionnant leur développement, sont développés. Une répartition des sites d'étude sur les dolomies dans le Massif ardennais est proposée en fin de chapitre.

### 1.1 L'Ardenne

Les campagnes géophysiques développées depuis quelques années ont beaucoup apporté à l'étude de la géologie régionale de l'Ardenne au toit du Paléozoïque (figure 1.1). La reconnaissance des structures plissées en profondeur sont ainsi corrélées à la surface [Meilliez, 1987], [Graulich, 1980].

L'étude de la Faille du Midi, décollement majeur notamment observé en géophysique, a déterminé la séparation de trois ensembles représentant l'Ardenne : l'Allochtone ardennais, le Parautochtone brabançon et le Massif du Brabant. Ce dernier est majoritairement constitué de séries du Paléozoïque inférieur. Les séries carbonifères du houiller affleurent surtout dans le Parautochtone brabançon déformé à l'avant de la Faille du Midi et limité au Nord par le Massif du Brabant. Cette unité intermédiaire entre l'Allochtone ardennais et le Massif du Brabant est aussi connue sous le nom de « Synclinorium de Namur ». Au Sud de la Faille du Midi, l'Allochtone ardennais constitué par les séries du Paléozoïque présente des structures synformes où les séries dévono-carbonifères sont plissées et faillées. Le « Synclinorium de Dinant » correspond à l'Allochtone ardennais affleurant surtout en Belgique. Il est prolongé à l'Ouest par le Bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais et à l'Est par le « Synclinorium de Verviers ». Les massifs cambro-ordoviciens de Rocroi et Stavelot se situent aux limites méridionale et orientale de l'Allochtone ardennais.

L'Allochtone ardennais et le Parautochtone brabançon ont été constitués lors de l'Orogenèse varisque. Les chevauchements et les plissements majeurs développés au cours de cette période tectonique représentent la phase principale de déformation du Massif ardennais. En général, la direction des plis est Est-Ouest,

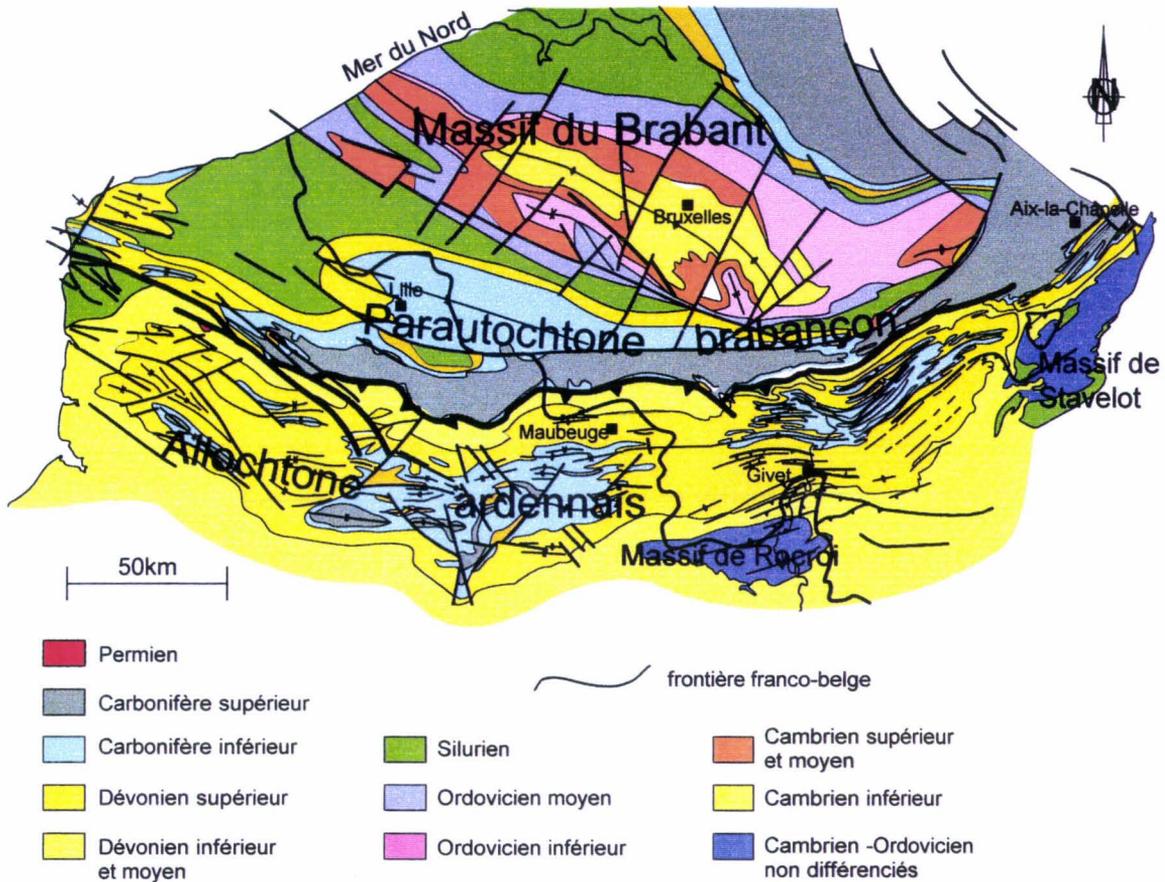


Figure 1.1 : Carte inframésozoïque géologique de l'Ardenne (modifiée d'après Mansy, 1997 - comm. pers.)

semblable à celle des failles chevauchantes. Par la suite, des phases de déformation post-varisque ont mis en place des failles décrochantes et des plissements de direction générale Nord-Sud.

La stratigraphie du Paléozoïque est caractérisée par la succession de séries détritiques puis carbonatées et enfin « houillères » (figure 1.2). Depuis la base du Cambrien jusqu'au Carbonifère-Permien, les sédiments caractérisent des milieux différents. Une transgression régionale est mise en évidence par cette variation de dépôts sédimentaires. Le Paléozoïque inférieur présente une série déritique dans laquelle alternent des conglomérats, des grès, siltites et pélites. Quelques niveaux carbonatés apparaissent pendant l'Ordovicien. Mais la domination de dépôts calcaires est observée à partir du Dévonien caractérisé par le développement de carbonates de plate-forme.

### 1.1.1 L'Allochtone ardennais

Il s'agit d'une structure synforme fortement déformée (figure 1.1). La bordure septentrionale est « le flanc Nord » de cette structure plissée charriée et la bordure méridionale constitue « son flanc Sud ». Plusieurs

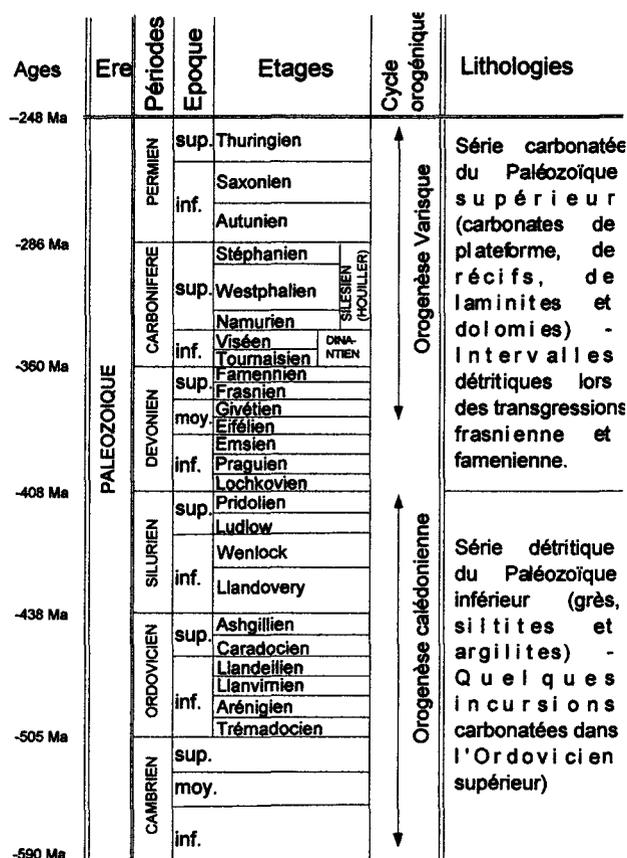


Figure 1.2 : Stratigraphie générale de l'Ère paléozoïque en Ardenne [Foucault et Raoult, 1988]

sous-unités et massifs sont distingués dans l'Allochtone ardennais. À l'Est le Massif de Stavelot et la sous-unité de Verviers prolongent la sous-unité de Dinant. Le Parautochtone brabançon situé à l'aplomb de la Faille du Midi est chevauché partiellement par les séries de l'Allochtone. Enfin, le Massif de Rocroi borde les structures méridionales de la sous-unité de Dinant. Ces sous-unités montrent des relations structurales importantes et la complexité des structures présentes dans l'Ardenne. Plusieurs études sur la stratigraphie, la sédimentation et la tectonique de cette région ont été réalisées, dont celles de [Cnudde et al., 1986], [Coen, 1974], [Coen et Coen-Aubert, 1975] et [Lacroix, 1974].

La sous-unité de Dinant comporte des dépressions schisteuses et des massifs calcaires. Le repérage topographique de ces ensembles est facilité par le relief conforme où les anticlinaux sont souvent en zones élevées et les synclinaux dans les dépressions topographiques. Le Massif de Philippeville et ses environs sont très déformés. De nombreuses failles et plis ont affecté cette structure antiforme. Les schistes du Famennien qui occupent les dépressions sont très plissés. Ils traduisent une adaptation remarquable au raccourcissement par opposition au comportement de roches compétentes telles que les calcaires et les dolomies.

## 1.2 Le Frasnien de l'Allochtone en Belgique

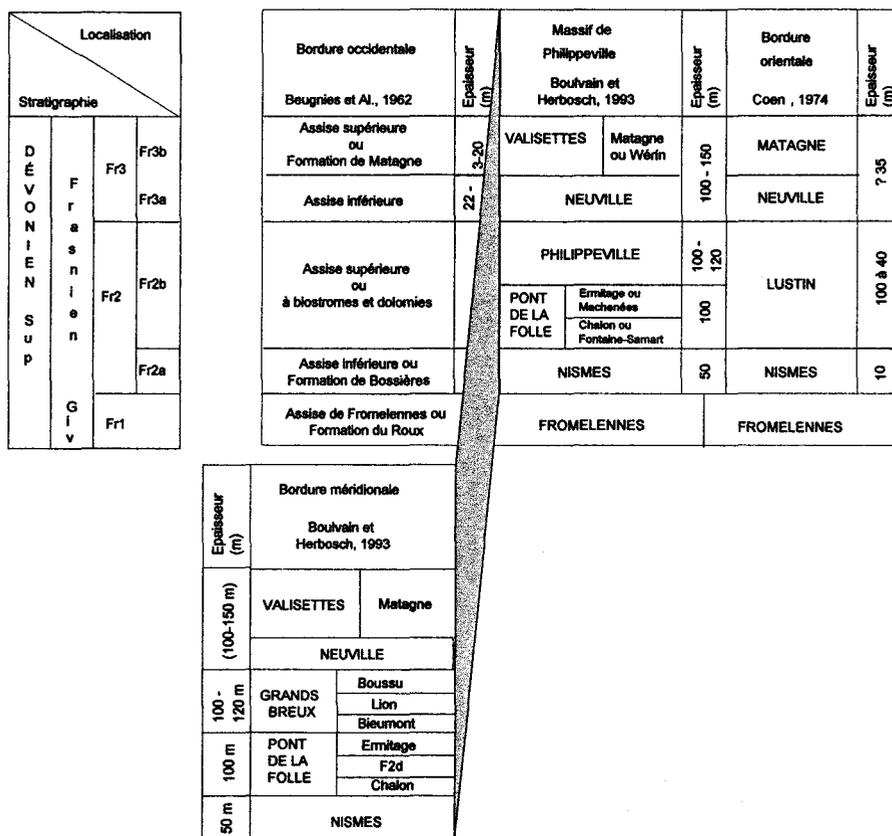


Figure 1.3 : Corrélations stratigraphiques dans la sous-unité de Dinant (Allochtone ardennais) [sources diverses]

L'exploitation en carrière a permis de développer les connaissances sur les calcaires frasniens. Les dénominations relatives aux proportions de squelettes ou à la faune présente sont issues des études géologiques réalisées pendant l'exploitation industrielle des calcaires, au siècle dernier [Dupont, 1885]. La consultation des archives concernant les sondages et les affleurements recensés en Belgique permet de synthétiser la stratigraphie du Frasnien à l'échelle de la sous-unité de Dinant dans un tableau de comparaison (figure 1.3).

Les formations du Frasnien peuvent être corrélées du bord Sud au bord Nord de la sous-unité de Dinant (figure 1.3) [Bouvain, 1993], [Bouvain et Herbosch, 1993] et [Bouvain et Herbosch, 1994]. Les corrélations entre Formations et Membres du Frasnien sont basées sur une forte similitude des séries observées sur les bordures occidentale et orientale et dans le Massif de Philippeville (figure 1.3). Sur la bordure occidentale du Bassin de Dinant, les calcaires frasniens très développés ont été décrits par A. Beugnies dans le cadre de la révision de la carte géologique de Maubeuge [Beugnies, 1962]. La stratigraphie du Frasnien

dans le Massif de Philippeville a été redéfinie récemment pour la révision des cartes géologiques belges [Boulvain et al., 1993b]. Sur la bordure orientale, une série de trois biostromes a été observée par M. Coen [Coen, 1974], [Cnudde et al., 1986]. Ils représentent notamment la Formation de Lustin. Elle correspondrait à un milieu d'arrière-barrière, en domaine restreint où des petits récifs sont développés. Le troisième biostrome ou Formation d'Aisemont présente des niveaux dolomitisés [Lacroix, 1974], [Tsien et al., 1973].

### 1.2.1 Échelle lithostratigraphique actuelle

Au cours du Givétien, une plate-forme carbonatée se développe dans la sous-unité de Dinant. L'approfondissement très progressif du bassin a permis le développement des carbonates givétiens (400 mètres d'épaisseur). Cette barre givétienne peut être suivie dans l'ensemble de la sous-unité de Dinant, ce qui la place comme niveau repère dans le Dévonien.

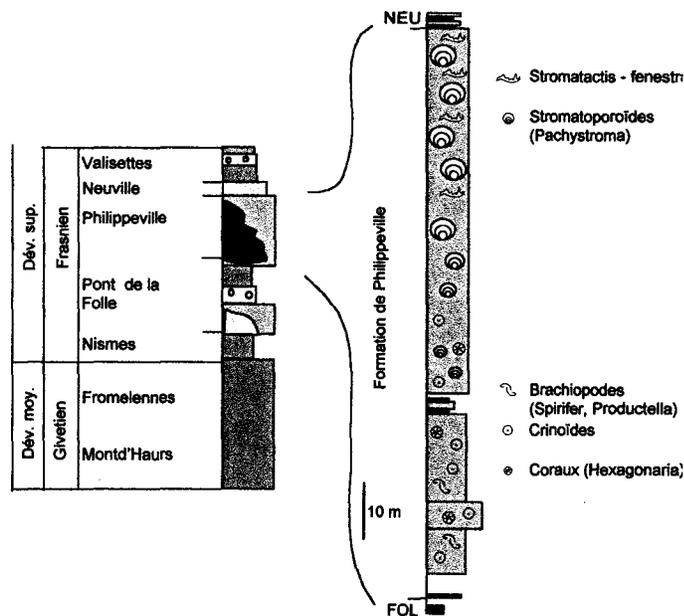


Figure 1.4 : Stratigraphie des formations dévoniennes observées dans le Massif de Philippeville [Boulvain et Marion, 1994]

Au début du siècle, l'échelle stratigraphique du Frasnien était établie sur les faunes observées dans les séries (brachiopodes, coraux, etc...), [Maillieux et Demanet, 1928]. Par la suite, l'alternance de séries schisteuses et carbonatées a conditionné le découpage du Frasnien en Formations et Membres (figure 1.4). Une échelle lithostratigraphique est proposée dans laquelle le Massif de Philippeville montre clairement cette alternance de schistes et de carbonates [Boulvain et Herbosch, 1993]:

1. Au-dessus des carbonates givétiens épais et stratifiés (Formation de Fromelennes), la Formation de

Nismes constitue un premier « intercalaire schisteux » ;

2. La Formation du Pont de la Folle est constituée de calcaires biohermaux et biostromaux ;
3. La Formation de Philippeville constitue un nouveau passage carbonaté où les calcaires sont puissants (100 mètres) et épais, ils sont majoritairement constitués de stromatopores ;
4. La Formation de Valisettes correspondant au Sud au Membre de Matagne fait suite à la Formation de Neuville caractérisée par des calcaires argileux et des biohermes ;

L'évolution des faciès dans un bassin de sédimentation peut être observée selon un transect Nord-Sud et Est-Ouest [Gosselet, 1888] [Lecompte, 1956]. Elle peut être également comparée aux lithologies frasniennes observées dans certaines structures environnantes.

### 1.2.2 Sédimentation des carbonates frasniens

Aujourd'hui, un récif représente toute masse de calcaires construits à algues, polypiers, rudistes, ... [Foucault et Raoult, 1988]. Ces masses récifales représentent des formations lenticulaires qui passent latéralement à des séries pararécifales mieux litées (marnes, calcarénites, calcaires fins, ...). Cette définition des récifs actuels fait référence à des milieux de vie et de sédimentation stricts : « Tout récif se développe là où l'ensemble des facteurs écologiques [...] est propice à son implantation » [Lecompte, 1959], [Lecompte, 1958a], [Lecompte, 1956].

Les formations frasniennes du Nord sont moins puissantes que leurs équivalents méridionaux (figures 1.5 et 1.3) [Boulvain et Herbosch, 1994]. L'accumulation de sédiments au Sud suppose une subsidence plus forte vers le large. L'ampleur variable de la subsidence selon le lieu détermine des zones plus ou moins hautes et basses, placées dans un domaine général flexuré [Tsien, 1984]. Au Sud de cette flexure se développe une forte subsidence dans le bassin. Au Nord de la flexure, une faible subsidence caractérise la zone de plate-forme (figure 1.5). Les périodes de subsidence (accélérée ou ralentie) couplées au régime transgressif du Frasnien constituent des zones sélectives pour la vie récifale [Tsien, 1984]. La zone de flexure correspond à la limite de la plate-forme (barrière biostromale). Elle stoppe les apports terrigènes grossiers venant du Nord [Lecompte, 1956], [Lecompte, 1958a]. Au Sud, la plate-forme est un milieu ouvert vers le large. À l'inverse, au Nord de la zone de flexure le milieu est plus restreint [Tsien, 1984], [Boulvain, 1991]. Ces observations connues depuis 1881 impliquent notamment des processus tectoniques pour expliquer la flexuration du bassin et la subsidence différentielle [Tsien, 1984]. Il découle de cette subsidence différentielle une zonation des faciès calcaires, biohermaux au Sud, biostromaux au Nord et sur la zone de flexure. La compétition sédimentaire entre les dépôts détritiques et carbonatés [Lecompte, 1956], [Lecompte, 1958a] conditionne le développement épisodique des biohermes qui est interrompu par les envasements argileux sur le talus (figure 1.5).

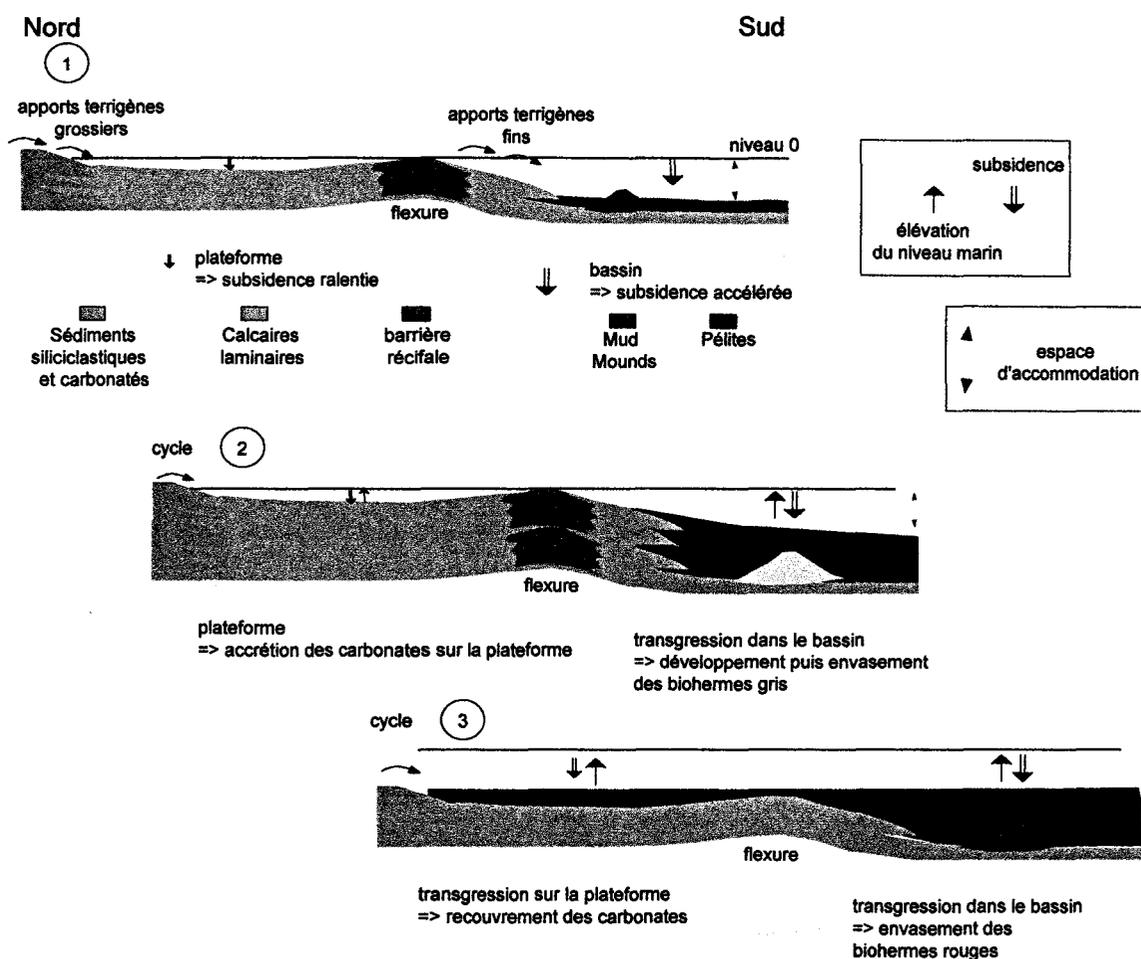


Figure 1.5 : Successions des cycles de dépôts interprétés dans le Frasnien de Belgique [sources diverses]

### 1.2.2.1 Profondeur de dépôt

La profondeur de dépôt influence la sédimentation en définissant des zones de décantation argileuse et d'action des vagues. La figure 1.6 montre quelques aspects synthétiques du développement des carbonates du Frasnien.

La notion ancienne de vie récifale dans une eau de décantation argileuse tirée notamment de [Maillieux, 1914] et [Delhaye, 1932] suppose un développement à un niveau relativement profond. Cette interprétation est cautionnée par la présence de micro-organismes tels que les ferro-bactéries caractéristiques d'un milieu pauvre en oxygène et profond [Boulvain, 1989b], [Boulvain, 1993]. Le mode et les conditions de développement de ces différentes bioconstructions sont proches et constituées d'organismes semblables [Lecompte, 1958a]. Le milieu argileux est un facteur sélectif de développement des organismes comme le montre M. Lecompte au cours de ses recherches (1936-1961) [Goudalier, 1993]. Les stromatopores supportent mal un milieu de vie turbide.

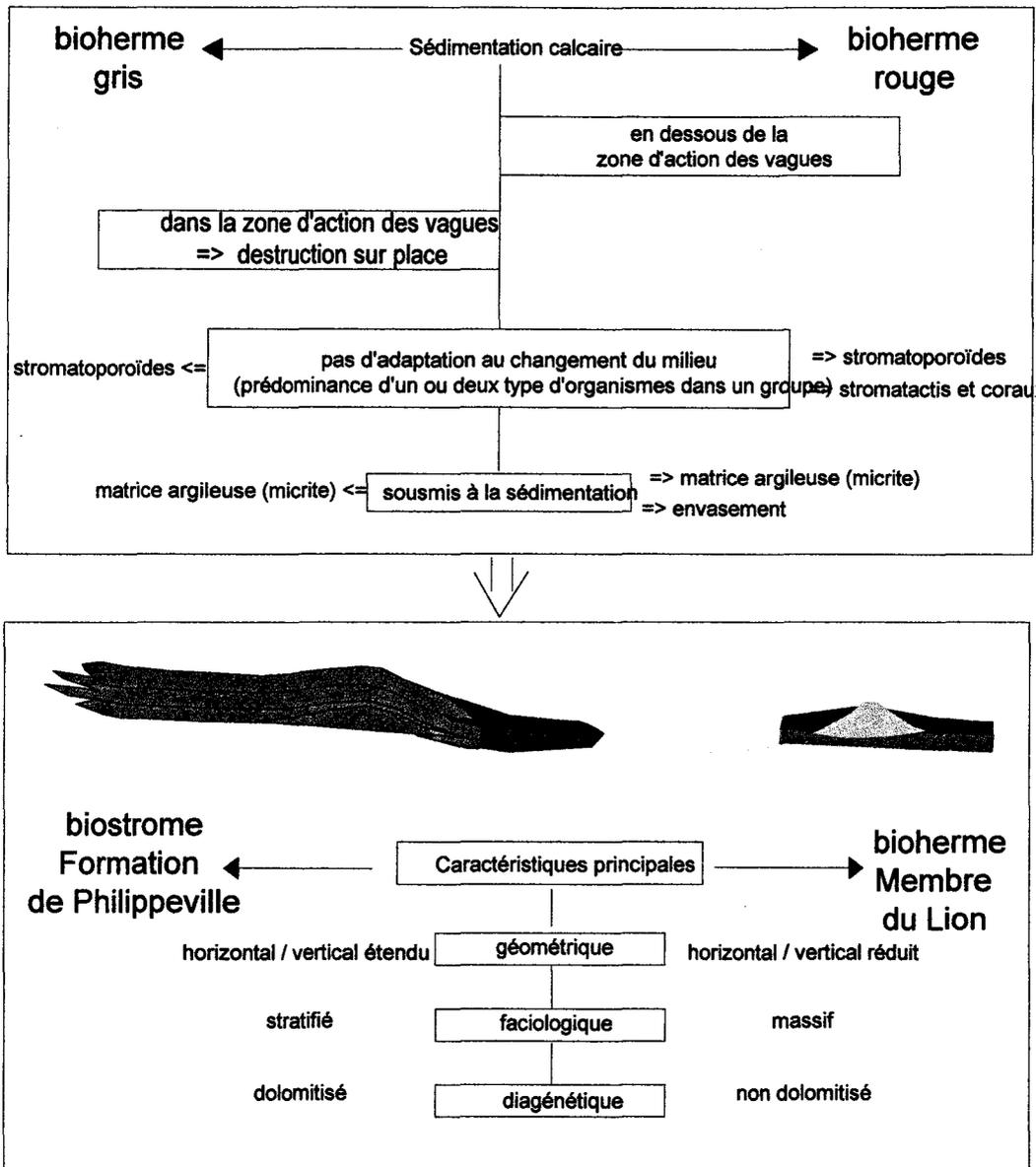


Figure 1.6 : Caractéristiques du développement des calcaires du Frasnien moyen [sources diverses]. Les biohermes rouges se sont formés à une profondeur plus importante que dans le cas des biohermes gris. Les biostromes correspondent à un milieu de sédimentation différent soumis à l'hydrodynamisme.

En l'absence de concurrents directs tels que les coraux, les stromatopores se développent de façon exubérante jusqu'à former des massifs calcaires (Membre du Lion). Le développement d'un bioherme dépend de la bathymétrie et de sa situation par rapport à la zone d'action des vagues, dont l'effet modifie les conditions locales du milieu (figure 1.6). L'action des vagues améliore la pureté des eaux et empêche la décantation argileuse. Les coraux laissent la place aux Stromatopores. Ainsi, suivant l'environnement de dépôt, les organismes formant des associations écologiques sont plus ou moins compétitifs et présentent une succession verticale au sein du bioherme. Le milieu correspondant aux calcaires gris est sélectif en faveur des stromatopores [Cornet, 1975].

Les associations faunistiques traduisent une variation de la profondeur de dépôt. Les biohermes et les biostromes ayant subi les mêmes phases de chute et d'élévation du niveau marin, les associations faunistiques permettent d'établir des échelles stratigraphiques basées sur les macrofaunes [Maillieux et Demanet, 1928], sur les microfossiles [Tourneur, 1982] et sur les coraux [Coen-Aubert, 1977].

### 1.2.2.2 Formation des biohermes

Les biohermes sont édifiés par des organismes constructeurs coloniaux restés le plus souvent en position de vie et concentrés en un point par des conditions de vie contraignante (figure 1.6) [Lecompte, 1956]. Des prairies de crinoïdes sont observées dans ces biohermes. Sur les flancs des récifs se sont déposés des calcaires détritiques issus de la fragmentation des organismes constructeurs. Ces calcaires massifs comportent à leur base un niveau stratifié riche en coraux et crinoïdes qui constitue une semelle sur laquelle s'implantent les organismes coralliens pour développer une structure récifale. L'exemple canadien (Frasnien d'Alberta) montre que les « Mud Mounds » sont très riches en stromatactis [Desbordes et Maurin, 1974]. Le stromatactis est abondant dans ces calcaires. Son origine serait organique (éponges) [Boulvain, 1993] [Lecompte, 1959]. Une formation au cours de la lithification, due à l'accumulation de gaz est proposée par [Desbordes et Maurin, 1974] qui propose la décomposition de la matière organique et la présence de micro-organismes activant la micritisation. La croissance des bioherme débute à la faveur du développement de colonies de coraux ou de semelle crinoïdique sur lesquelles se sont accumulés des ensembles « d'écailles bioclastiques » [Mountjoy, 1989] [Mattes et Mountjoy, 1980]. Elles constituent l'ensemble du récif.

Les travaux récents effectués sur les biohermes rouges de la Formation de Neuville du sommet du Frasnien moyen ont montré que l'action des micro-organismes et des algues était fondamentale dans la vie du bioherme [Boulvain, 1993]. La micrite constituant la boue carbonatée de ces « Mud Mounds » est liée à l'activité bactérienne. La production d'une hématite microbienne colore le récif [Boulvain, 1989a], [Boulvain, 1989b]. Le « récif » paléozoïque est une masse où la micrite n'est pas cimentée (existence de slumps, d'injection de sédiments, donc d'absence de lithification). Les pentes sédimentaires fortes seraient maintenues par un gel microbien. Ce dernier renforce la construction qui ne peut résister à l'action des vagues [Lecompte, 1956]. La présence d'organismes bactériens qui ne participent pas à la photosynthèse supposent un développement sous une importante tranche d'eau [Boulvain, 1993]. Ils ont été édifiés en zone profonde

sur le talus [Boulvain, 1989a, Boulvain, 1989b]. Par comparaison aux récifs actuels construits dans la zone photique, les biohermes rouges subissent l'influence d'une sédimentation argileuse de talus [Lecompte, 1956], [Lecompte, 1958a]. Les calcaires formés sont envasés, cimentés et compactés dans une série schisteuse contemporaine. Les biohermes rouges (400 m de diamètre pour 100 m de hauteur) sont des calcaires massifs de faible extension.

Dans les biohermes gris, la dominance des stromatopores par rapport aux stromatactis montrerait une formation du récif sous une faible profondeur d'eau ne permettant pas la production d'hématite microbienne. Les biohermes gris sont des calcaires massifs de plus grande extension que les biohermes rouges.

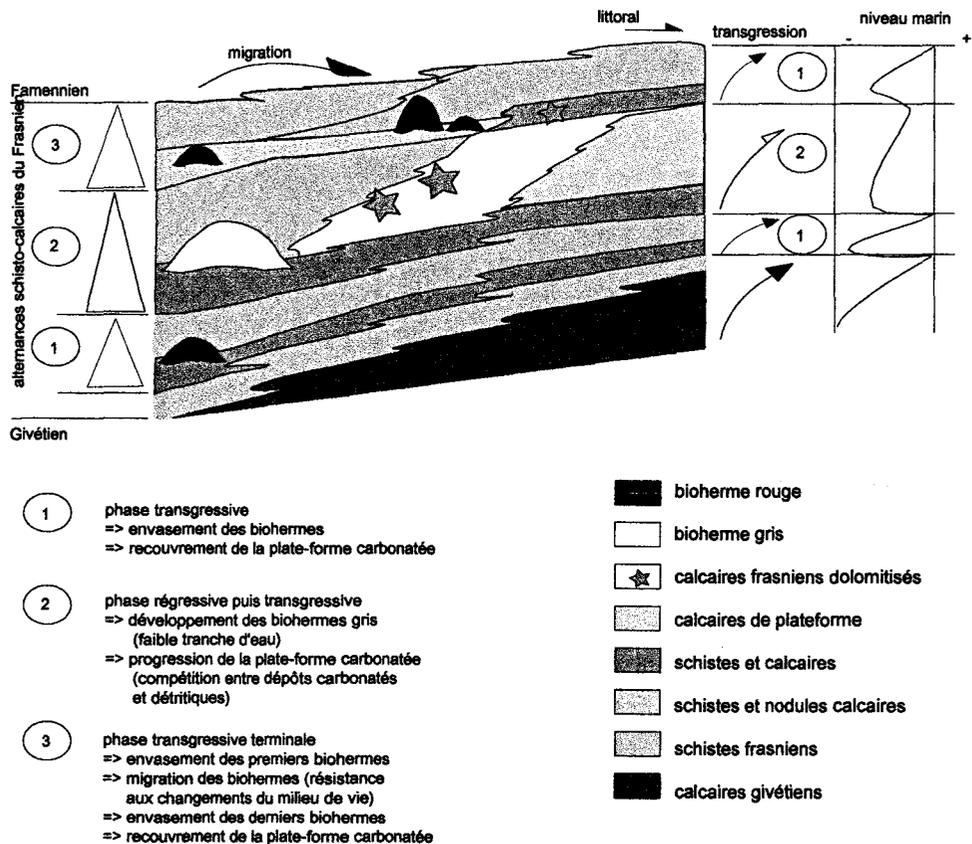


Figure 1.7 : Interprétation de l'évolution des faciès au cours de la transgression frasnienne à partir de [Boulvain et Herbosch, 1994]

Différents phénomènes interviennent dans la sédimentation calcaire dont les variations du niveau marin. Les lithologies présentent successivement trois cycles de dépôts calcaires (figures 1.4 et 1.7).

Le niveau inférieur de biohermes subit une transgression qui arrête le phénomène récifal jusqu'au Frasien moyen où se développe un second niveau de biohermes [Lecompte, 1958a]. Au cours du dernier cycle de dépôts dans le Frasien terminal, les biohermes apparaissent sous des formes variables qui suggèrent une

adaptation au milieu de sédimentation, en période de transgression [Boulvain, 1993] [Boulvain, 1991]. Les biohermes rouges migrent vers le nord. Contraints par les conditions de vie variables, ils se développent là où la profondeur et l'agitation du milieu leur permet de croître. La transgression frasnienne amène un recul des biostromes et des biohermes, c'est-à-dire une migration des milieux vers le nord du bassin. Les calcaires construits sont de formes variables. Ils dépendent du milieu hydrodynamique dans lequel ils se développent [Andrichuk, 1961].

Les connaissances sur le développement des carbonates suggèrent une répartition précise des calcaires dans l'Allochtone ardennais affleurant en Belgique. Des variations latérales de faciès sont reconnues et amènent un choix préalable des sites d'étude a permis de cibler rapidement les travaux sur quelques zones d'affleurements principales [Goudalier, 1995a]. L'étude des sondages a élargi l'éventail des données aux structures profondes [Goudalier, 1994b].

### 1.3 Conclusion - Choix des sites d'étude

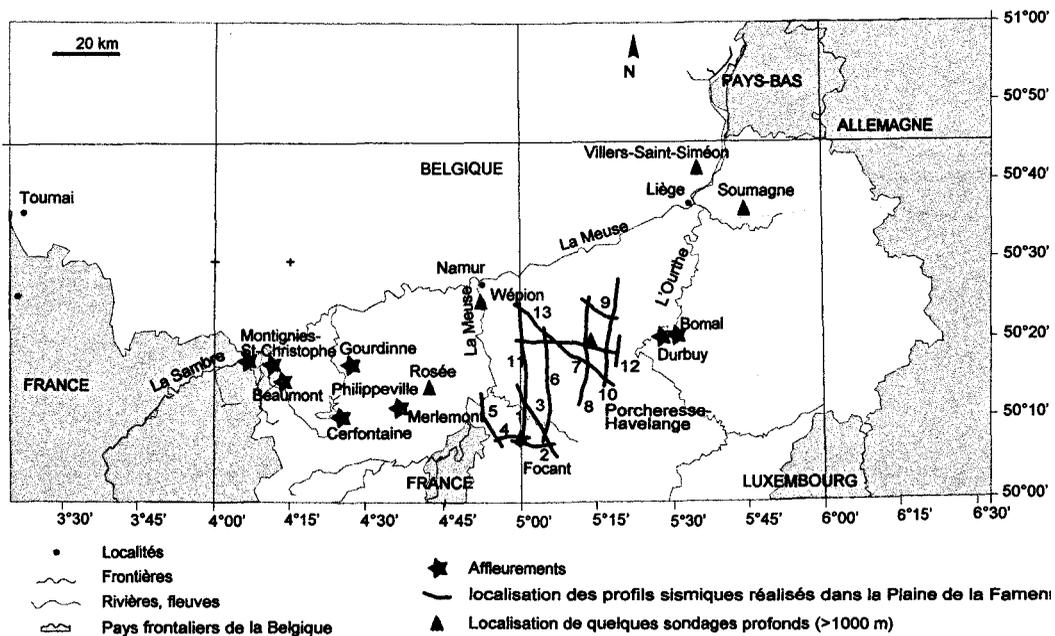


Figure 1.8 : Répartition des sites de surface, de sondages et des profils sismiques étudiés pendant la thèse.

La localisation des sites d'étude dans un cadre régional est illustrée par la figure 1.8. D'après les travaux antérieurs à 1940, les calcaires récifaux existent en abondance dans la sous-unité de Dinant. Les faciès récifaux sont observés dans les sous-unités allochtones de Dinant et de Namur, sur 55 km du Sud vers le Nord et sur 100 km d'Ouest en Est [Lecompte, 1956], [Lecompte, 1958a].

### 1.3.1 Les sites de surface

La figure 1.8 présente la répartition des sites étudiés dans la sous-unité de Dinant. Les cadres représentent les zones prospectées en surface (cadres 1, 2 et 3). L'évolution latérale des faciès est observée du Sud vers le Nord de la sous-unité de Dinant et de l'Ouest vers l'Est (figure 1.3).

1. Sur la bordure occidentale de la sous-unité de Dinant, des niveaux dolomitiques ont été observés à différents endroits [Beugnies et al., 1962], notamment à la base du niveau Fr2. L'Assise à biostromes et dolomies décrite par A. Beugnies correspond par exemple à la Formation du Pont de la Folle ou de Philippeville décrites par F. Boulvain [Boulvain et al., 1993b]. Enfin, le dernier niveau calcaire (Fr3) présente des formes biohermales semblables à celles observées dans l'ensemble de l'Allochtone (Formation de Neuville).
2. Le Massif de Philippeville constitue une région riche en affleurements de calcaires et dolomies [Boulvain et al., 1994]. Les calcaires sont soit biohermaux, soit biostromaux. La lithostratigraphie du Frasnien (figure 1.4) montre une alternance de schistes et de calcaires. Les dolomies étudiées sont localisées dans la formation de Philippeville. Les carrières d'exploitation de dolomies à Merlemont constituent un affleurement de choix pour étudier les dolomies du Frasnien moyen.
3. Sur la bordure orientale de la sous-unité de Dinant, la région de Durbuy-Bomal présente des affleurements intéressants. Les formations frasnienues sont semblables à celles de la bordure occidentale [Coen, 1974]. Une épaisse formation à biostromes présente une dolomitisation importante. Il s'agit de la formation de Lustin (figure 1.3).

L'étude d'affleurements concerne trois zones principales. Au centre de la sous-unité de Dinant, le Massif de Philippeville est la plus importante zone d'affleurements. À l'Ouest et à l'Est, se trouvent quelques coupes intéressantes des calcaires et dolomies du Frasnien moyen.

### 1.3.2 Les données de sondages

Elles proviennent de carottes de forage et de levés géophysiques. Des sondages de profondeurs variables ont été réalisés dans les deux unités majeures du Massif ardennais. Les campagnes sismiques menées par le SGB<sup>1</sup>, en 1976 et 1978 avaient pour objectif la recherche d'hydrocarbures [Graulich, 1980]. Ces campagnes réalisées par la société Prakla Seismo m'ont permis d'exploiter de nombreuses informations sur les structures de l'Allochtone ardennais, particulièrement dans la Plaine de la Famenne au Sud-Est de l'Allochtone (figure 1.9).

Les sondages principalement utilisés au cours de mon étude (figure 1.8) sont localisés dans la sous-unité de Dinant (Rosée, Focant, Porcheresse-Havelange), de Namur (Wépion) et de Verviers (Soumagne, Villers-Saint-Siméon). Les formations du Frasnien observées dans les sondages ont été corrélées aux séries reconnues

<sup>1</sup>Service Géologique de Belgique

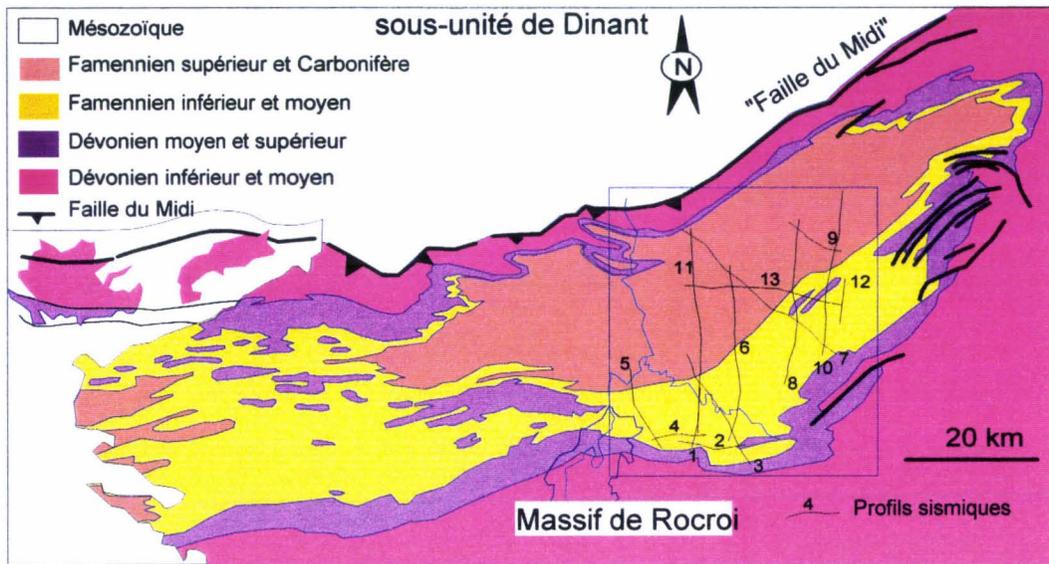


Figure 1.9 : Localisation géologique des profils sismiques dans la sous-unité de Dinant

en surface. Les dolomies observées dans les sondages sont assez similaires à leurs équivalents en surface. Elles remplacent notamment partiellement des calcaires organo-détritiques ou biostromaux (sondage de Villers-Saint-Siméon).

- Le sondage de Rosée est localisé au Nord du Massif de Philippeville (figure 1.8).
- Sur les bordures de la sous-unité de Dinant, la formation de Lustin est dolomitisée dans le sondage de Wépion (à plusieurs milliers de mètres de profondeur) [Coen-Aubert, 1988]. Les séries du Parautochtone brabançon sont présentes sous la Faille du Midi. Dans la partie supérieure du sondage, les roches dévoniennes (Couvinien, Givétien, Frasnien, Famennien, Carbonifère) sont renversées. Sous la Faille du Midi, les séries sont en position normale.
- Le sondage de Focant présente des faciès de bassin non dolomitisés [Boulvain et Coen-Aubert, 1997] et le sondage de Porcheresse-Havelange des dolomies rattachées à la bordure orientale [Graulich et al., 1989].
- Dans le sondage de Soumagne (la sous-unité de Verviers) des dolomies « zébrées » développées sous l'effet de déformation tectonique ont été étudiées [Nielsen, 1996].
- Dans le sondage de Villers-Saint-Siméon, des dolomies saccharoïdes sont ferruginisées [Legrand, 1977].

La prospection sismique engagée sur la Plaine de la Famenne où les structures sont caractérisées par le Givétien, le Frasnien, le Famennien et le Carbonifère (figure 1.9). Les bordures anticlinales et le Massif de

Philippeville affleurent et bordent les structures synclinales de la Plaine de la Famenne. Les profils constituent un quadrillage localisé dans des structures d'orientation double. Les plis faillés sont chevauchants vers le Nord avec une direction E-O ou NE-SO. Les corrélations entre les profils permettent de relier le Massif de Philippeville avec les bordures de la sous-unité de Dinant (Sud, Nord, Ouest et Est).

Le cadre géologique étant décrit, quelques rappels sur la dolomitisation et les conditions de son développement sont proposés dans le chapitre suivant ...

## Chapitre 2

# Rappels sur la dolomitisation

En général, la dolomitisation résulte de la transformation diagénétique de la calcite [Foucault et Raoult, 1988]. Une roche dolomitisée est par définition dite « secondaire » car issue du remplacement d'un carbonate pré-curseur (roche primaire). La diagenèse agit depuis le stade de dépôt jusqu'au domaine du métamorphisme, par des processus physico-chimiques qui affectent le sédiment et le transforment en roche (lithification). L'enfouissement sédimentaire contribue au déroulement de la diagenèse dans une roche. La dolomitisation peut correspondre à des domaines différents, précoces ou tardifs de la diagenèse.

### 2.1 Formation de la dolomite

La dolomite est fréquente dans diverses roches sédimentaires (dolomies, calcaires dolomitiques, évaporites, ...). Elle représente un carbonate de calcium riche en magnésium  $(Ca,Mg)(CO_3)_2$  [Foucault et Raoult, 1988]. Le développement de la dolomite est observé dans des conditions parfois très différentes entre les milieux actuels et les paléo-milieux.

#### 2.1.1 Rôle de la température

Plusieurs facteurs de contrôle agissent au cours de la dolomitisation, notamment sur la taille et la forme de la dolomite.

À haute température, deux textures peuvent être mises en places. Si le taux de nucléation<sup>1</sup> domine, les cristaux seront nombreux et de petite taille. Par contre, si le taux de croissance<sup>2</sup> prédomine, la taille des cristaux sera grande et leur nombre petit. L'interaction de ces deux taux contrôle le développement des cristaux de dolomite sous l'influence de la température. Si l'alimentation du fluide est discontinue dans la roche, la croissance des cristaux peut être hétérogène et générer une texture non « planar ». La saturation

---

<sup>1</sup>nucléation : apparition de germes de dolomite sur une surface donnée

<sup>2</sup>croissance : développement de certains germes de dolomite qui deviennent des cristaux

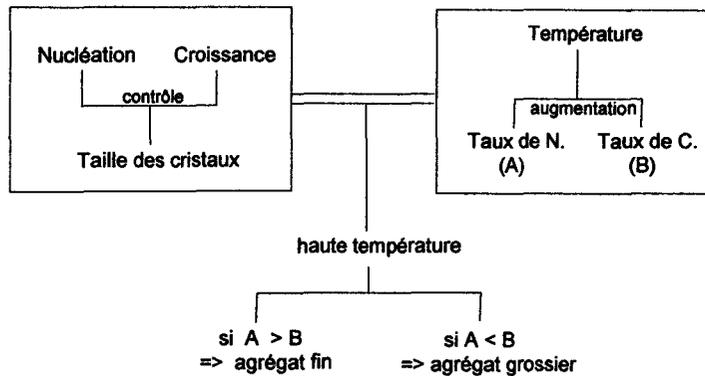


Figure 2.1 : Influence de la température sur les taux de nucléation et de croissance des cristaux [Sibley et Gregg, 1987]

du milieu en dolomite est susceptible d'influencer le taux de nucléation ou la croissance des cristaux.

Dans cet exemple tiré de [Sibley et Gregg, 1987]<sup>3</sup> (figure 2.1), la température est considérée comme seul facteur de contrôle. Ce dernier influence à la fois le taux de nucléation et le taux de croissance.

### 2.1.2 Cristallisation de la dolomite

Les composants nécessaires à la précipitation de dolomite peuvent provenir de différents minéraux. L'aragonite, la calcite riche et pauvre en magnésium sont des réactifs présents dans les roches carbonatées. La dissolution de telles phases enrichit les fluides circulant dans la roche, en ions  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{CO}_3^{3-}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ . Ces derniers acquièrent ainsi un pouvoir dolomitisant. Le seuil critique nécessaire à la formation de germes de dolomite puis à leur croissance est plus facilement atteint sur un substrat plutôt qu'en précipitation directe en solution. La circulation de tels fluides dans un substrat carbonaté favorise la dolomitisation à un degré de sursaturation plus faible. La minéralogie des réactifs en présence influence le taux de dolomitisation du substrat. La nucléation est hétérogène et plus rapide car conditionnée par la sursaturation en dolomite et le nombre de sites actifs qui permettent l'apparition de germes. La micrite par exemple, est un substrat favorable à la dolomitisation. La croissance des cristaux de dolomite détermine une texture dite « planar » ou « non-planar » de la texture dolomitique. Dans le cadre de mon étude, la dolomite remplace les constituants de roche primaire carbonatée constituée par les calcaires précurseurs.

La dolomite secondaire peut présenter un arrangement lié au substrat ou aux ciments qu'elles remplacent. Elle apparaît sous forme de ciment colmatant des cavités avec une texture «non-planar». Les cristaux développent des faces jointives au fur et à mesure de leur croissance.

Par opposition aux mécanismes de la diagenèse d'enfouissement, une dolomite primaire est issue de

<sup>3</sup> « sauf mention particulière, les considérations présentées ici sont tirées de [Sibley et Gregg, 1987]

la précipitation directe. Ce type exceptionnel de cristallisation caractérise un milieu de sédimentation où circulent des fluides supersaturés. Un environnement chimique favorable à la cristallisation d'une telle phase carbonatée magnésienne nécessite des conditions de température et de composition de fluides particulières. La nucléation homogène des cristaux peut atteindre la taille critique à partir de laquelle les cristaux grandissent. La dolomite primaire précipitée est instable et évolue au cours de la diagenèse.

### 2.1.3 Notion de mimétisme

La dolomitisation de la matrice peut être décrite selon trois étapes : remplacé, partiellement remplacé ou non remplacé (figure 2.2). Selon l'importance de la recristallisation (taux de nucléation, taux de croissance des cristaux de dolomite), les composants d'un carbonate ne sont pas affectés de la même manière. Ajoutées au principe de mimétisme, les combinaisons de remplacement sont nombreuses et contribuent à diversifier les faciès dolomitiques.

Selon [Sibley et Gregg, 1987], le remplacement des éléments figurés d'une roche détermine la nature mimétique ou non mimétique de la recristallisation. Un remplacement mimétique conserve les structures internes et la forme des éléments figurés. Pour développer une texture mimétique, le taux de nucléation doit être abondant. Un crinoïde est par exemple plus facilement remplacé sans que de nombreux germes soient nécessaires. Le mimétisme est un indicateur du mode de remplacement. Il permet de distinguer les dolomies et de les classer selon l'importance du mimétisme. Dans le cas d'une fabrication non mimétique, seule la forme peut être conservée. Les structures internes disparaissent lors du remplacement. Ce type de dolomitisation suggère un faible taux de nucléation. Le remplacement des éléments peut être observé par la présence de fantômes dans la formation dolomitique. Ce sont des inclusions correspondant à la forme des éléments ou parfois à leurs structures internes. Les textures dites destructives correspondent à la perte des caractères précurseurs.

## 2.2 Classification

Les roches dolomitiques peuvent être classées selon l'arrangement pétrographique des cristaux à partir duquel une interprétation sur le processus de remplacement peut être établie.

D'après [Sibley et Gregg, 1987], les dolomies de remplacement ou secondaires peuvent être classées selon deux critères descriptifs principaux : le mode de distribution des tailles des cristaux et leurs morphologies. Cette classification prend en considération le remplacement des éléments figurés et la matrice constituant la roche (figure 2.2). Le mode de remplacement détermine la fabrique<sup>4</sup> ou texture dolomitique.

Cette classification décrit et permet d'interpréter les textures dolomitiques en termes de processus de croissance des cristaux, où la nucléation et la croissance des cristaux constituent des séries diverses.

<sup>4</sup>le terme de fabrique provient de l'anglais et fait référence à la structure ou à la texture d'une roche selon son échelle d'observation [Foucault & Raoult, 1988]

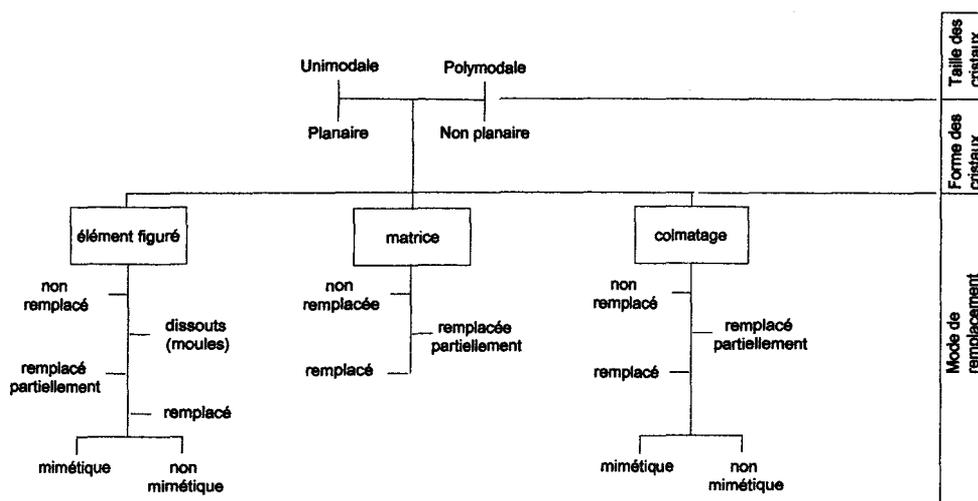


Figure 2.2 : Description des textures de dolomies secondaires selon [Sibley et Gregg, 1987]

### 2.2.1 Distribution unimodale ou polymodale des cristaux

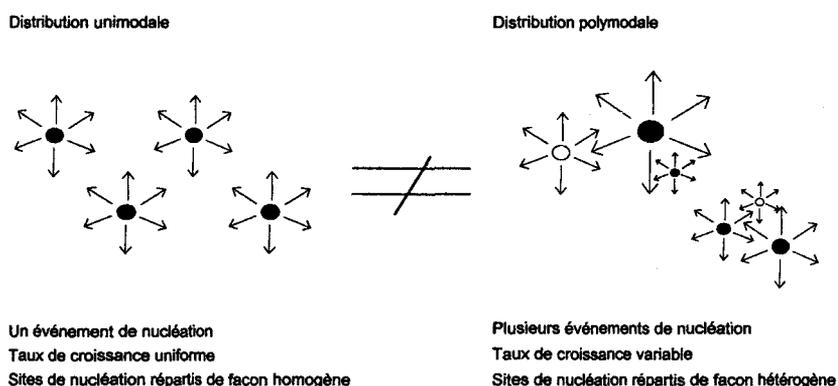


Figure 2.3 : Illustration schématique de la mise en place des distributions uni et polymodale observée dans les textures dolomitiques [Sibley et Gregg, 1987]

Une distribution unimodale de la taille des cristaux est issue d'un événement unique de nucléation où les sites répartis de façon homogène ont agit avec un taux de croissance uniforme (figure 2.3).

Par opposition à ce cas, le critère polymodal est basé sur l'hétérogénéité et la pluralité des événements. La distribution des germes et leur croissance hétérogène développent une texture<sup>5</sup> où les cristaux sont de taille variable. Plusieurs périodes de nucléation génèrent des cristaux dans une même dolomie. Ce type polymodal

<sup>5</sup>équivalent : pétro-fabrique ou texture [Foucault et Raoult, 1988]

peut également provenir d'une alimentation discontinue en fluide de précipitation dans la roche.

## 2.2.2 Les textures

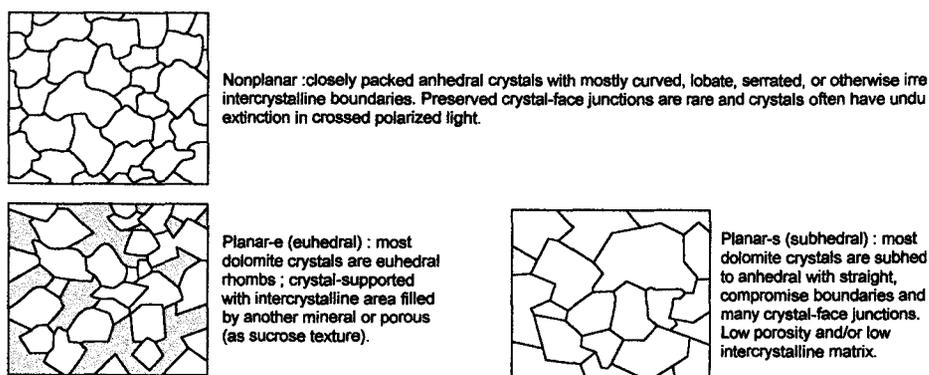


Figure 2.4 : Exemples de textures dolomitiques [Sibley et Gregg, 1987]

La croissance des cristaux amène la mise en place de textures dolomitiques variées. Quelques principaux aspects sont utilisés pour les classer selon l'arrangement cristallin observé sur l'échantillon (figure 2.4). Ces exemples sont fréquemment reconnus dans les dolomies du Frasnien moyen. L'utilisation de ce mode de description a permis de repérer des types de dolomies plus développés que d'autres (cf. chapitre 4).

La taille des cristaux est relative à deux phénomènes : la nucléation et la croissance. Le développement uniforme des germes constitue un assemblage de cristaux de même taille et répartis de façon homogène (texture « planar », figure 2.4). Il s'agit d'une texture composée de cristaux automorphes (planar-e) ou sub-automorphes (« planar-s »). Par opposition, une dolomie « non-planar » pourrait correspondre à de basses températures en milieu sursaturé, où la croissance des cristaux développerait des faces jointives contrôlant leur forme. Les cristaux sont xénomorphes.

## 2.2.3 Remplissages et ciments

La distinction d'un ciment dolomitique et d'une dolomite remplaçant un ciment est souvent difficile. L'utilisation du terme « remplissage » permet de décrire les différents types de dolomite. Un ciment dolomitique est développé dans la cavité à partir des bordures, comme la plupart des ciments. Il s'agit d'une précipitation directe. Par contre une dolomite remplaçant un ciment provient du processus diagénétique de dolomitisation (dissolution - recristallisation). Dans ce cas, la classification du remplissage correspond à celle des éléments (remplacement mimétique ou non).

L'origine des dolomites peut devenir très difficile à déterminer. Deux dolomies peuvent être issues d'un même calcaire précurseur et avoir évolué dans des milieux différents. L'évolution de la dolomite non-

stoéchiométrique vers une composition stœchiométrique facilite l'évolution des séries dolomitiques au cours du temps.

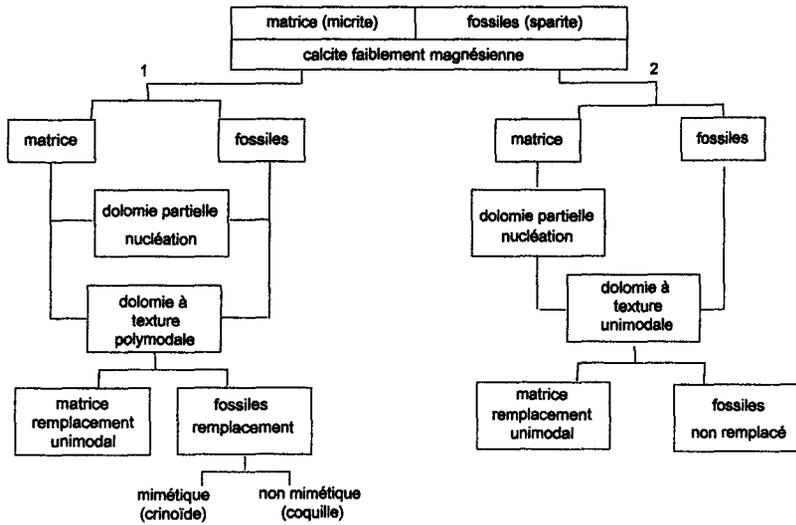


Figure 2.5 : Exemples de dolomitisation [Sibley et Gregg, 1987]

Sur la figure 2.5, l'évolution d'un calcaire est proposée selon deux contextes de dolomitisation. Le matériel de départ est une calcite fine dans la matrice et grossière dans les fossiles. Si le fluide dolomitisant est sursaturé en dolomite. La transformation du calcaire commence avec un stade de nucléation commun dans la matrice et les bioclastes. La calcite grossière génère une dolomite plus grossière que la matrice. Le remplacement total du calcaire aboutit à une dolomie de texture polymodale où les fossiles sont remplacés. Ces derniers sont reconnus grâce aux cristaux de taille plus grande que dans la matrice. Si le fluide est moins saturé en dolomite. Le stade de nucléation est développé dans la matrice. Trop peu de nucléi sont formés pour que la dolomitisation affectent les fossiles. Le remplacement détermine, dans ce cas, une distribution unimodale (matrice) avec des fossiles non remplacés.

### 2.3 Conclusion

La classification de [Sibley et Gregg, 1987] présente des critères qualitatifs (reconnaissance des éléments figurés) et/ou quantitatifs (taille des cristaux). Elle permet de décrire les textures selon l'arrangement cristallin et le processus de développement des nucléi. Mais les conditions de développement sont nombreuses et variables. Les cristaux de dolomites peuvent évoluer en taille (néomorphisme), ce qui modifie la texture et contribue à la rendre semblable à un ciment.

La dolomitisation d'un calcaire bioclastique composé de matrice et de fossiles, à calcite faiblement ma-

gnésienne peut utiliser des chemins différents pour aboutir à un même stade dolomitique final. De ce fait, il est très difficile de retracer l'histoire du processus de transformation d'un calcaire sans stade intermédiaire. Ces stades correspondent aux textures mimétiques contrôlées par la composition du calcaire précurseur.

La dolomitisation répond à des critères nombreux et variables qui diversifie les types de dolomies observées. De même, l'évolution au cours du temps de ces dolomies peut aussi être conditionnée par des événements enregistrés qui compliquent la reconnaissance des calcaires précurseurs.

Le processus de dolomitisation des calcaires est difficile à appréhender. Un travail d'observation est essentiel pour décrire précisément les dolomies développées et engager ensuite, une étude diagénétique qui va identifier les conditions dans lesquelles la diagenèse s'est installée.

Le large éventail de séries dolomitiques observées est illustré par l'étude structurale, pétrographique et diagénétique présentée dans la seconde partie de ce manuscrit. Nous commencerons par établir le contexte structural des dolomies du Frasnien moyen.

## **Partie II**

# **Présentation des résultats**

# Chapitre 3

## Étude structurale

Cette étude illustre le contexte tectonique dans lequel les dolomies du Frasnien moyen sont observées en Belgique.

### 3.1 Description des structures majeures

La description des structures majeures dans l'Allochtone ardennais est établie selon trois types de données. L'étude d'affleurements illustre le premier type et l'étude de données de sondages correspond au deuxième type. Enfin, une étude géophysique menée grâce à la collaboration du SGB<sup>1</sup> permet de proposer une interprétation en trois dimensions des structures.

#### 3.1.1 Étude de surface

L'étude des structures s'est développée autour de trois ensembles d'affleurements (figure 3.1). Il s'agit des bordures occidentale et méridionale de la sous-unité de Dinant<sup>2</sup> et du Massif de Philippeville [Goudalier, 1995a]. L'affleurement de dolomies observé dans ce massif est le plus enrichissant.

##### 3.1.1.1 Le Massif de Philippeville

Ce massif est constitué de plusieurs anticlinaux faillés [Boulvain et Marion, 1994]. Deux « flancs dolomitisés » de dimension kilométrique constituent l'essentiel du pli de Merlemont (figure 3.1) [Goudalier, 1994a]. La terminaison du pli est également constituée d'un gisement important de dolomies.

Une des deux carrières, encore en exploitation met à l'affleurement une coupe quasi-totale de la Formation de Philippeville (figure 1.4), épaisse d'une centaine de mètres et dolomitisée à 80 %. Les pendages varient très peu dans la carrière du Nord (15-30°), ils sont moins redressés que ceux de la carrière Sud (60-65°).

---

<sup>1</sup>SGB: Service Géologique de Belgique (Bruxelles)

<sup>2</sup>la sous-unité de Dinant fait partie de l'unité allochtone de l'Ardenne (voir chapitre 2)

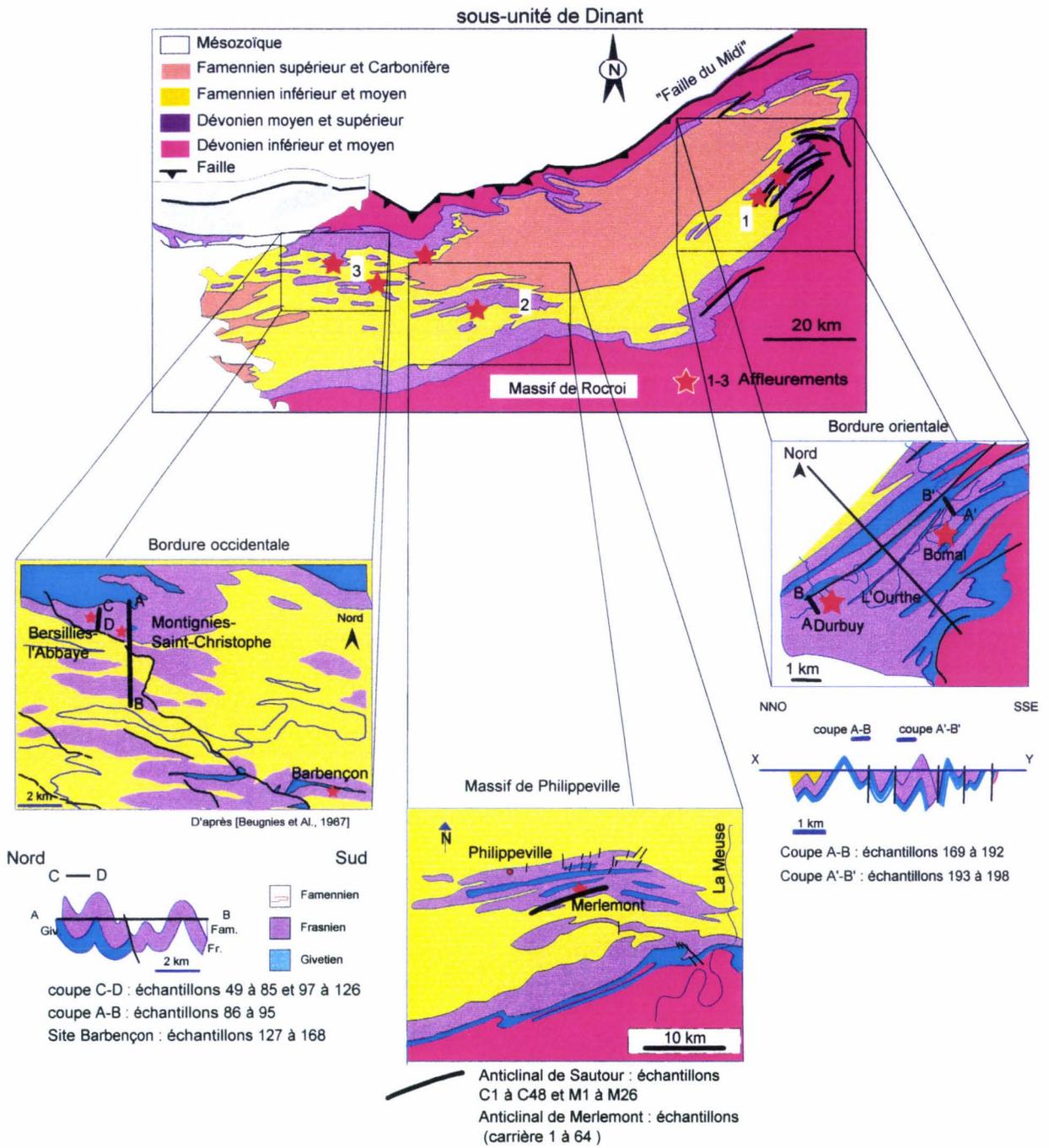


Figure 3.1 : Contexte géologique des affleurements étudiés dans l'Allochtone ardennais

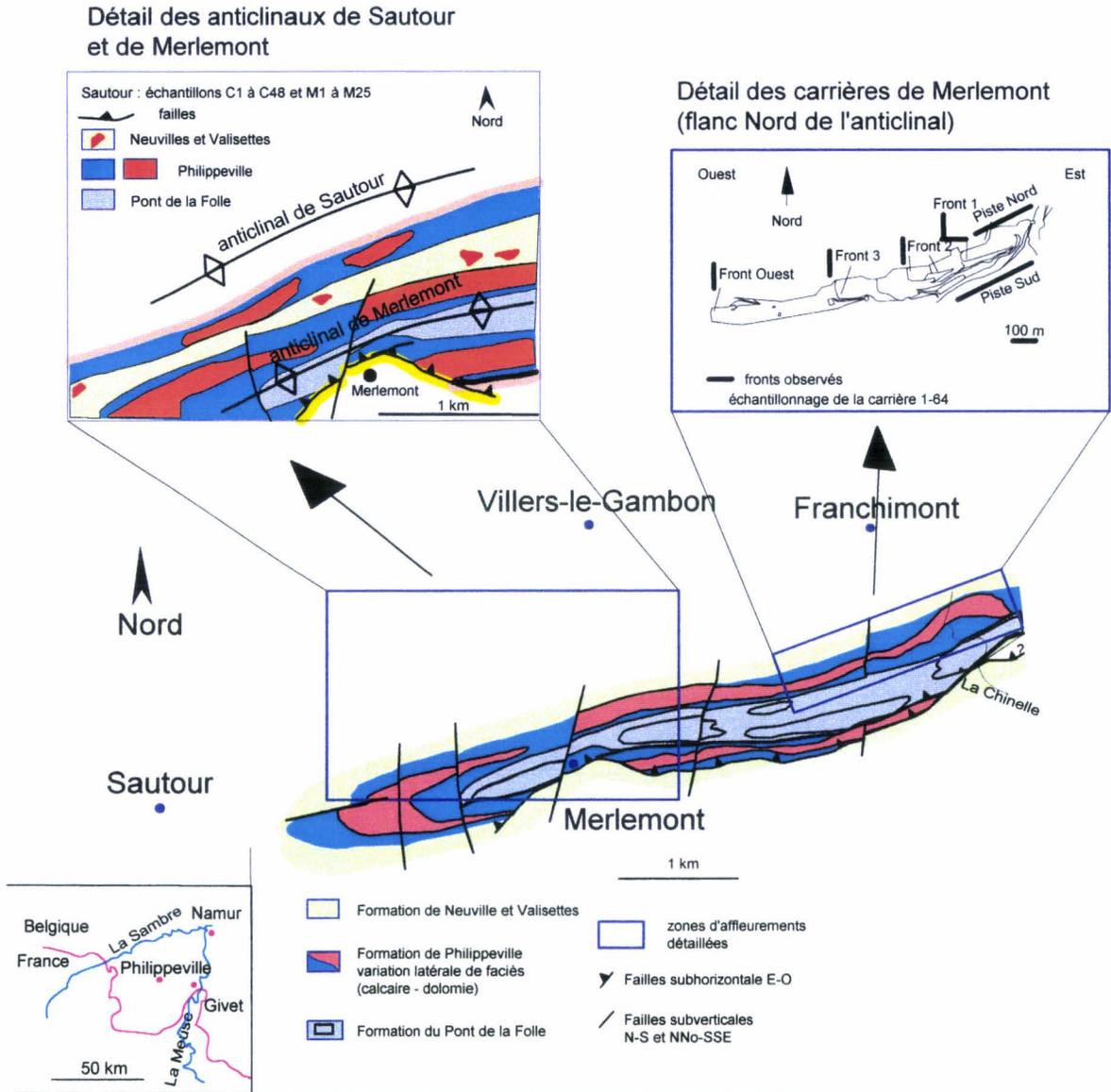


Figure 3.2 : Carte géologique de l'anticlinal de Merlemont au Sud-Ouest du Massif de Philippeville [Boulvain et Marion, 1994], [Goudalier, 1994]

Deux styles de failles sont observées : certaines sont subparallèles à la stratification et d'autres sont verticales et d'orientation Nord-Sud. Ces deux types de failles limitent l'extension des dolomies (figure 3.2). Le style tectonique de cette zone présente des plis faillés qui sont parfois limités par des failles chevauchantes (figure 3.2). Les dolomies incluses dans les calcaires de la Formation de Philippeville présentent une déformation importante consécutive à la structuration du Massif de Philippeville. Le gisement de Merlemont est plissé et faillé comme l'ensemble du massif. Des gisements de dolomies existent au Nord des carrières de Merlemont.

Il s'agit de gisements de taille plus modeste, répartis sur le flanc Sud de l'anticlinal de Franchimont-Sautour (figure 3.2). Ils s'étendent sur 700 et 500 mètres. Leurs largeurs sont de l'ordre de la cinquantaine de mètres. Les dolomies font également partie de la Formation de Philippeville et présentent des minéralisations particulières dans le gisement à l'Ouest (figure 3.2). Ces deux gisements n'offrent pas de coupe sédimentologique et constituent des affleurements épars en forêt. Le contact dolomie-calcaire observé le long de la voie ferrée présente un passage franc. Sur l'extrémité Ouest du gisement, le contact est difficile à observer, il semble être « stratigraphique ». Très peu de mesures de pendage ont pu être prises. Le recouvrement important de l'affleurement par la végétation et les déblais ne permet pas de suivre latéralement les contacts et les structures.

Les déformations intenses subies par les calcaires frasniens dans ce massif montrent à quel point il est nécessaire de bien connaître le contexte structural des séries que nous étudions. Le style tectonique de cette zone est représentatif des structures varisques plissées, faillées et chevauchantes.

### 3.1.1.2 À l'Ouest du Massif de Philippeville

Les vallées de la Thure et de la Hante recoupent les structures géologiques de cette région [Beugnies et al., 1962]. Une série d'anticlinaux d'orientation Est-Ouest constitue le relief de cette région [Beugnies et al., 1967]. Le décrochement de Barbençon-Erquelines (figure 3.1) affecte tardivement les plis varisques Est-Ouest [Beugnies, 1962]. Différentes lithologies et structures sont observées dans cette région.

La coupe C-D (figure 3.1) levée dans la vallée de la Thure est située au Nord de Bersillies-l'Abbaye. À l'extrémité Nord de la coupe, le Givétien réapparaît et forme un synclinal de dimension hectométrique. Au sein de ce pli s'observent plusieurs plis dans le Frasnien. Des calcaires biostromaux d'une épaisseur globale de 100 mètres sont observés le long de cette coupe (figure 3.3). Des calcaires givétiens affleurent en carrière. Puis, les calcaires frasniens à stromatopores, rugueux et autres divers organismes constituent le coeur du pli givétien. La carrière Wiheries (figure 3.3) à Montignies-St-Christophe présente une coupe N-S de 80 mètres environ des niveaux calcaires givétiens. Un type caractéristique de déformation des calcaires s'observe dans cette carrière : un pli ouvert avec du glissement banc sur banc.

Des dolomies sont repérées dans un synclinal à Bersillies-l'Abbaye à l'Ouest de la vallée (coupe C-D). Chacun des gisements présente une bordure formée de calcaire fin noir peu bioclastique (entre deux biostromes). L'autre bordure est constituée de calcaire partiellement dolomitisé. Les contacts calcaire-dolomie sont difficiles à observer. Toutefois, le passage semble progressif du calcaire à la dolomie. Dans la vallée de

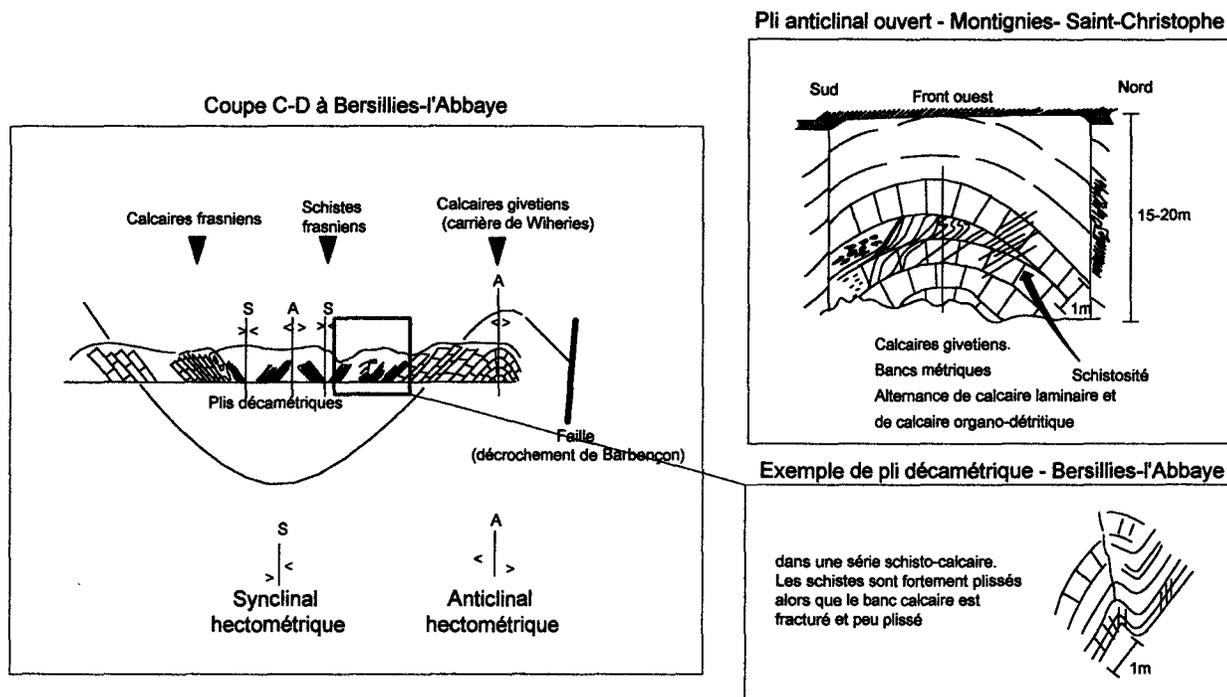


Figure 3.3 : Structures tectoniques observées sur la coupe C-D dans la vallée de la Thure (bordure occidentale de la sous-unité de Dinant)

la Hante, la dolomie est massive et contient des fantômes d'organismes, probablement des crinoïdes et des polypiers. La dolomie est de couleur gris-clair à blanche avec une porosité macroscopique. Elle est soit grise et finement grenue (millimétrique ou infra-millimétrique), soit blanche et grossière (0,5 centimètre). Les calcaires organo-détritiques sont altérés. Un calcaire partiellement dolomitisé de texture wackestone à mudstone est observé près de cette coupe. Les fossiles sont ferruginisés (dolomite ferrifère). Des bancs organo-clastiques à stromatopores globulaires, amphipores, rugueux, tabulés, sont dolomitisés et présentent une dolomie saccharoïde et ferrifère (fossiles).

D'anciennes carrières d'exploitation des dolomies découvrent l'anticlinal de Barbençon où des minéralisations ont été exploitées. Le gisement de Barbençon est inclus dans une structure anticlinale à cœur givétien (figure 3.1).

La carrière de Gourdinne située au Nord-Est de l'anticlinal de Barbençon, présente des déformations tectoniques particulières (figure 3.1). Les structures tectoniques sont complexes et variées (figure 3.4). Des plis très serrés sont observables sur le front Nord et le front Sud. Des plis E-O présentent une disharmonie. Ce type de disharmonie est observé dans la coupe de la Thure. Les calcaires frasniens exploités dans cette carrière sont riches en stromatopores. Des niveaux dolomitisés sur une dizaine de mètres sont observables sur le front Ouest. Il s'agit d'une dolomie zébrée semblable à celle observée à Merlemont.

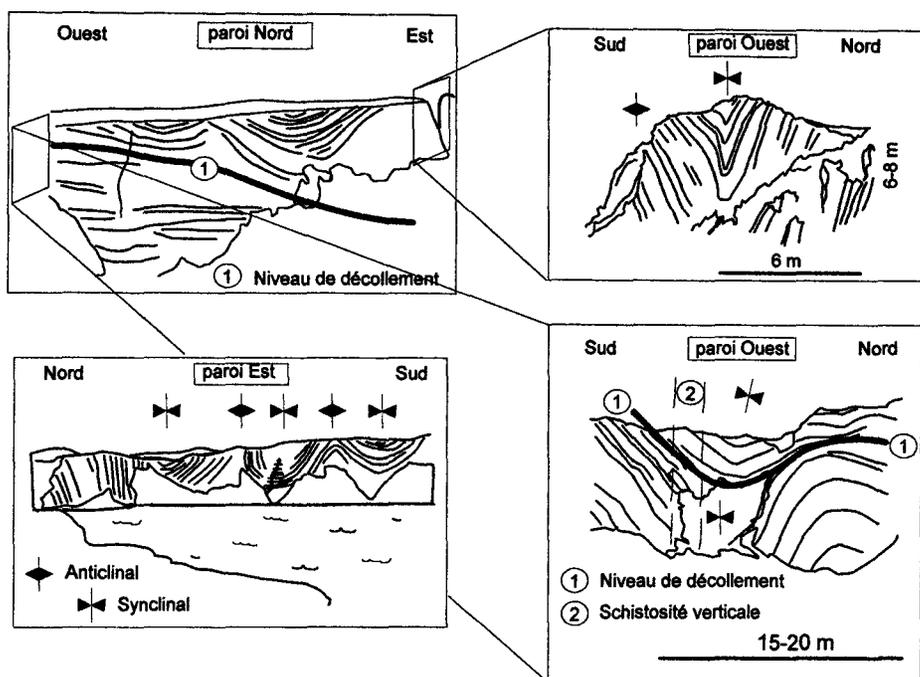


Figure 3.4 : Description des plis disharmoniques observés dans la carrière de Gourdinne (à l'Ouest du Massif de Philippeville) - une surface de décollement est formée et désolidarise deux ensembles plissés.

### 3.1.1.3 À l'Est du Massif de Philippeville

La bordure orientale de la sous-unité de Dinant est structuralement complexe (figure 3.1, page 40). Des failles rectilignes découpent des plis serrés qui affectent en particulier le Givétien et le Frasnien. La coupe de Durbuy est située dans une charnière d'anticlinal tronquée. La coupe de Bomal est située dans un synclinal tronqué. Une coupe d'ensemble (X-Y) est proposée sur la figure 3.1. Sur les deux coupes levées à Durbuy et Bomal affleurent les calcaires, dolomies et schistes frasniens. Les niveaux dolomitiques développés dans la Formation de Lustin sont présents dans plusieurs de ces plis [Coen, 1974]. Cette formation est constituée de trois niveaux biostromaux intercalés avec des calcaires fins noirs de milieux restreints. Les biostromes sont dolomités alors que les calcaires noirs ne le sont pas [Coen, 1974]. Détaillons maintenant chacun de ces levés de terrain.

Les Formations de Lustin et Neuville, le Membre de Machénées et le Givétien s'observent depuis l'anticlinal situé dans la ville de Durbuy jusqu'au carrefour au Nord-Ouest à la sortie de la ville (figure 3.5 et figure 3.1 page 40). Le passage du Frasnien au Givétien est mal observé, les schistes de base du Frasnien n'ont pas été reconnus. L'ensemble des pendages des strates est de  $70^\circ$  vers le Sud-Est. Cependant dans le Givétien, des variations importantes du pendage sont observées. Elles suggèrent des complications tectoniques relatives au

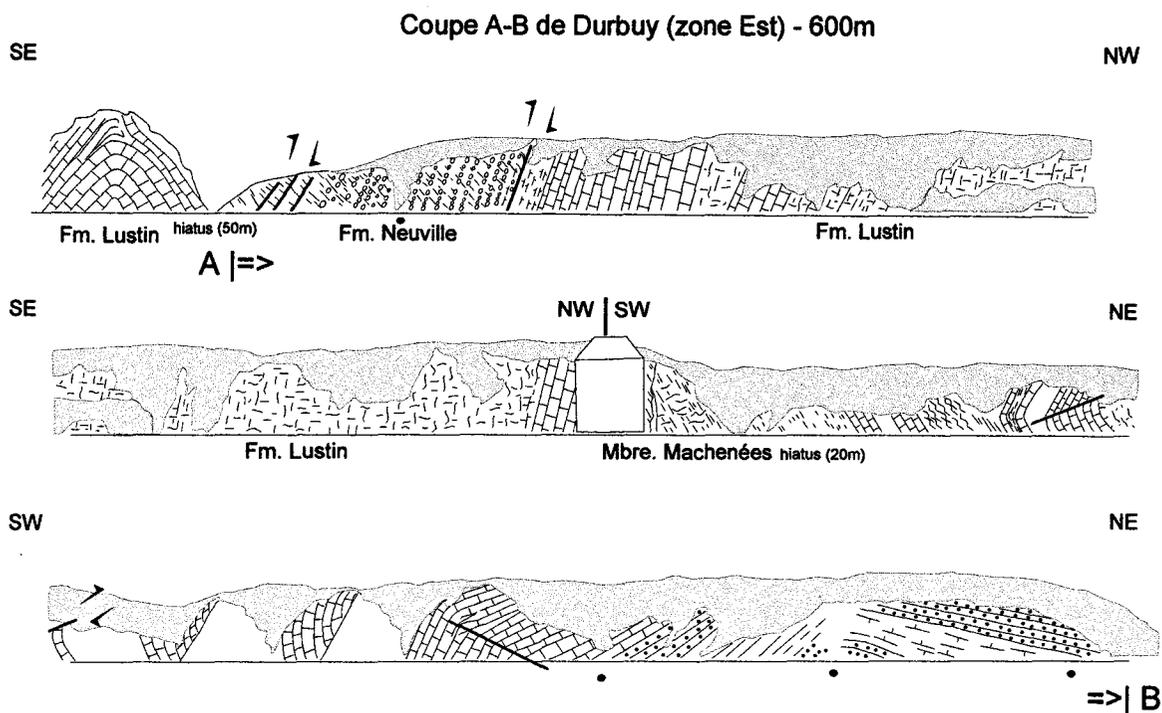


Figure 3.5 : Description de la coupe levée à Durbuy dans la vallée de l'Ourthe (à l'Est du Massif de Philippeville)

style de la région où de nombreux plis et failles sont connus. Des failles inverses existent sur la coupe ainsi que des failles chevauchantes. Le gisement de Durbuy est d'épaisseur importante (60m), comparable à celui des carrières de Merlemont. Le Frasnien affleure sur les deux tiers de la coupe longue de 600 mètres environ.

Sur la coupe de Bomal (800 mètres environ) affleurent les mêmes formations du Frasnien que sur la coupe de Durbuy (Matagne, Neuville, Lustin et le Membre de Machenées) ainsi que le Givétien (Formations de Fromelennes et Mont d'Hairs). De nombreuses failles et fractures apparaissent dans les Formations de Lustin et Neuville (figure 3.6 et figure 3.1 page 40). Des contacts anormaux existent dans la seconde partie de la coupe et suggèrent des redoublements de séries (de Neuville et Matagne en particulier). Le début et la fin de la coupe présentent des plis dissymétriques. Le gisement de dolomies est de taille métrique (figure 3.6). Ses limites sont des contacts anormaux avec la Formation de Fromelennes et celle de Neuville. Le gisement est situé à la limite du synclinal tronqué.

Certaines régions sont particulièrement tectonisées. Les périodes de déformation subies par les séries dolomitiques ont amené une disposition géométrique particulière des gisements. Les dolomies sont très développées et incluses dans la stratification (exemple de Durbuy à l'Est du Massif de Philippeville). Elles

Coupe A'-B' de Bomal (zone Est) - 800m

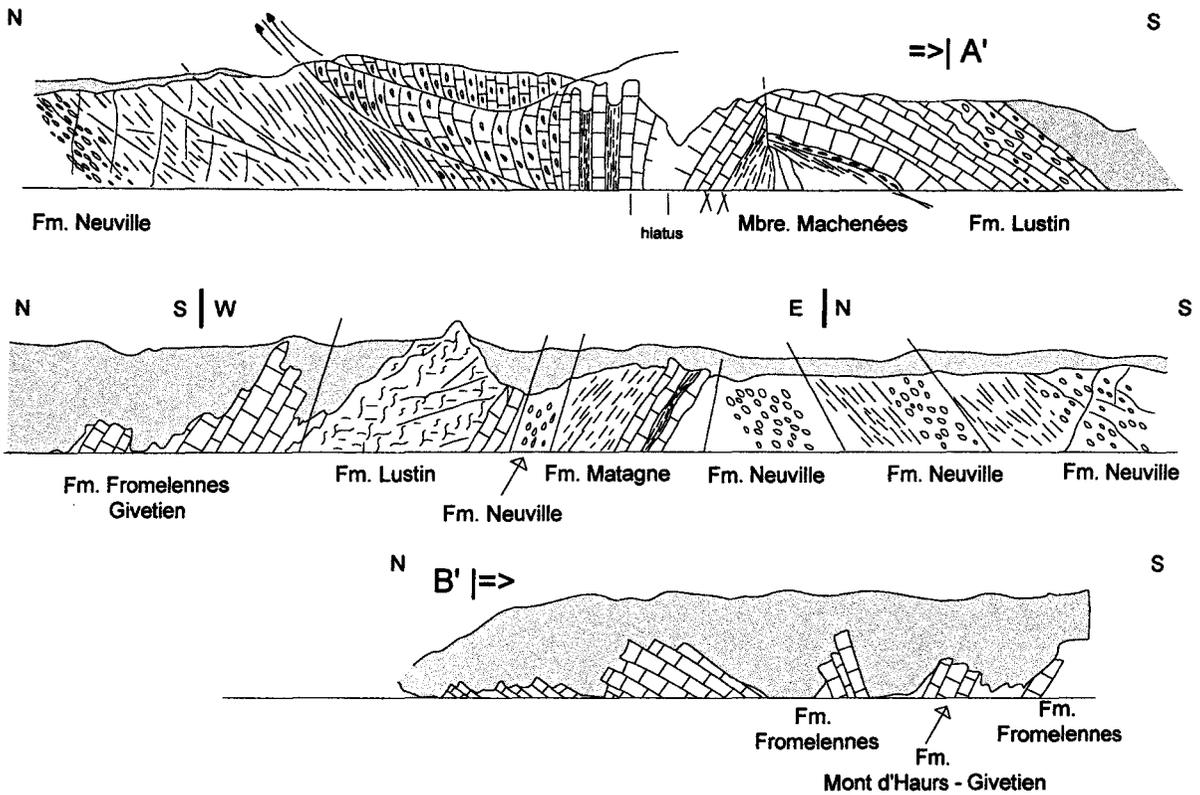


Figure 3.6 : Description de la coupe de Bomal dans la vallée de l'Ourthe (à l'Est du Massif de Philippeville)

correspondent aux zones anticlinales affleurantes (Massif de Philippeville et bordures de l'Allochtone). Le gisement très réduit de la coupe de Bomal montre la déformation importante de la bordure orientale du bassin de Dinant. Les plis observés sont droits et « serrés ».

Le raccourcissement est fortement exprimé par les structures plissées et les failles chevauchantes redressées. Les niveaux schisteux observés à Bomal présentent une complexité de plis et de failles qui caractérise la déformation majeure de l'orogénèse varisque. Les formations incompetentes calcaires développent parfois des plis ouverts et favorisent le glissement banc sur banc (exemple de Montignies-Saint-Christophe à l'Ouest du Massif de Philippeville).

Les structures varisques observées dans ces trois régions caractérisent un raccourcissement différentiel dans la structure d'ensemble de l'Allochtone ardennais.

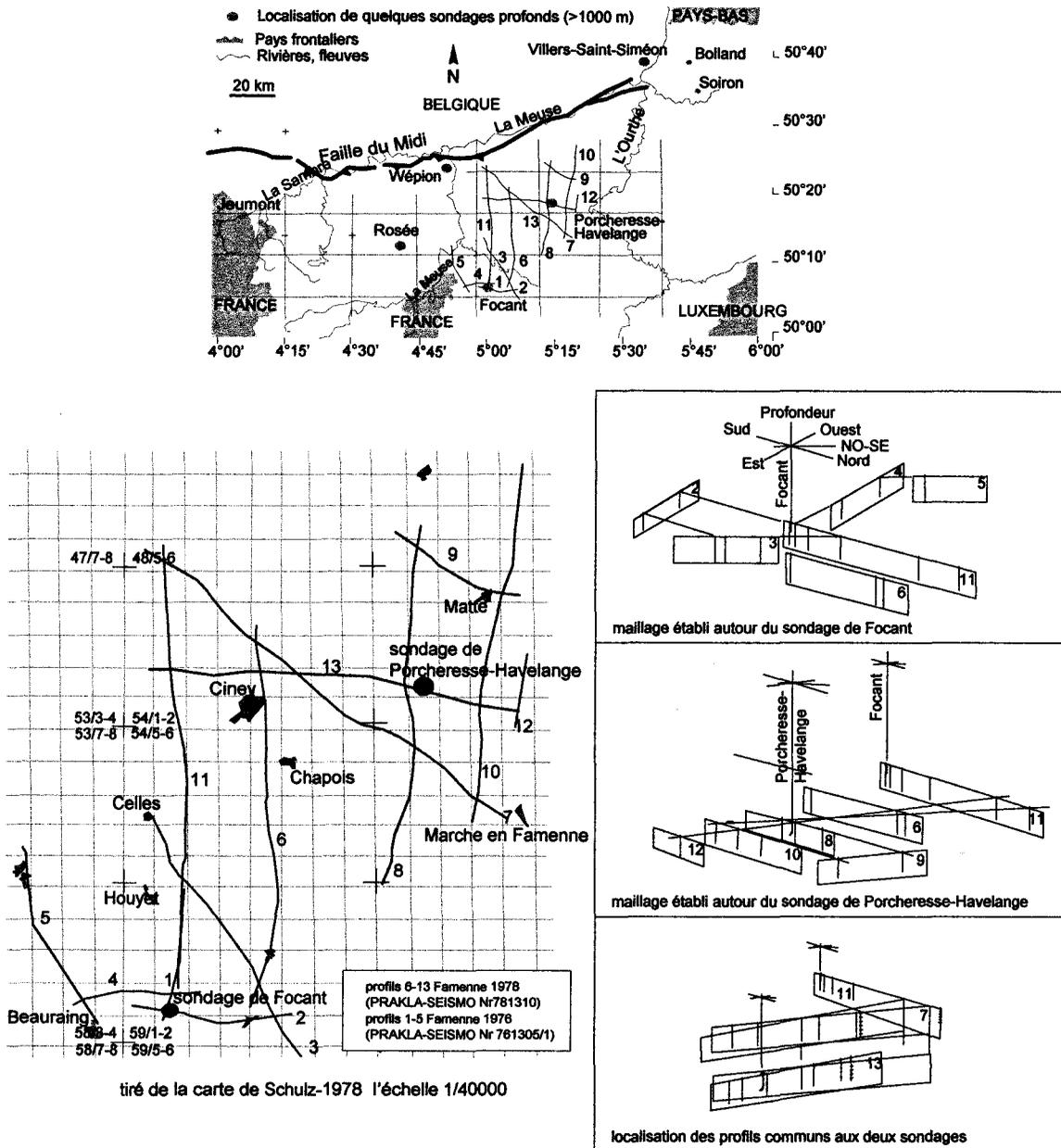


Figure 3.7 : Localisation des profils sismiques réalisés dans la Plaine de la Famenne autour de deux sondages profonds (Focant et Porcheresse-Havelange)

### 3.1.2 Étude géophysique

Une campagne de prospection géophysique importante a été menée en Belgique (1976-1978) par le Service Géologique de Belgique (SGB). La figure 3.7 présente la localisation géographique des profils dans une zone comprise entre la Meuse et l'Ourthe. Deux grands sondages ont été associés à cette campagne sismique : les sondages de Focant et Porcheresse-Havelange. La recherche d'hydrocarbures était l'objectif de cette campagne géophysique menée par le SGB [Graulich, 1980]. Quelques traces ont été trouvées mais elles ne permettaient pas de perspectives réelles d'exploitation. Les treize profils ont été étudiés au département « Réservoirs Souterrains » de Gaz de France et à l'Université des Sciences et Technologies de Lille I, à l'aide de nombreux documents<sup>3</sup>. Les calcaires givétiens (environ 400 mètres) constituent un niveau repère fiable dans l'ensemble de la sous-unité de Dinant.

Ce maillage de profils constitue un support important pour déterminer le cadre structural à l'Est du Massif de Philippeville, où les structures observées sont orientées E-O ou NE-SO. Trois groupes de profils sont localisés dans la Plaine de la Famenne (figure 3.7). Les premiers sont orientés N-S (profils 1, 11, 6, 8, 10 et 12). Ils recoupent perpendiculairement et obliquement les structures. Le deuxième type correspond aux profils orientés E-O, ils coupent obliquement les structures (profils 2, 4 et 13). Enfin, le troisième type orienté N-O/S-E recoupe les structures perpendiculairement (au Nord) et obliquement (au Sud) (profils 3, 5, 7 et 9). Ce maillage kilométrique va nous permettre de développer des corrélations entre chaque profil en utilisant les croisements. Une interprétation globale apparaît grâce aux connexions établies entre deux ensembles : la zone de Focant (profils 1, 11, 2, 3, 4, 5, 6) et la zone de Porcheresse-Havelange (profils 7, 8, 9, 10, 12, 13).

Nous allons préciser les structures présentes dans la Plaine de la Famenne par l'interprétation de quelques profils significatifs à partir desquels des structures majeures sont identifiées.

#### 3.1.2.1 La zone du sondage de Focant

Le sondage de Focant a été étudié avec la collaboration de Frédéric Boulvain au SGB [Boulvain et Coen-Aubert, 1997]. Le sondage de Focant est localisé sur le profil 1. La compréhension et la construction de la coupe géologique du profil 1 repose sur l'interprétation de ce sondage. Il s'agit de structures en écaillés issues du plissement des séries paléozoïques.

Le profil 2 (figure 3.7) situé au Sud du sondage de Focant est orienté E-O. Une faille de chevauchement montre un déplacement vers l'Ouest des séries (figure 3.9). Elle apparaît sur la nouvelle carte géologique à 1/50000 de Givet (figure 3.8) et passe autour du pli anticlinal givétien situé au Sud de l'extrémité Ouest du profil 2. Ce chevauchement s'enracine dans le Paléozoïque inférieur. Cette structure implique un déplacement des séries vers l'Ouest. En surface, la barre givétienne affleurante change d'orientation vers l'Est de la sous-unité de Dinant (figure 3.1). Deux zones de chevauchements d'orientations différentes sont en compétition

<sup>3</sup> les rapports sismiques établis par la société Prakla-Seismo lors des deux campagnes (1976/1978) ; les profils sismiques non migrés (version stack) ; l'ensemble des cartes géologiques au 1/40000 anciennes et révisées ; les documents publiés.

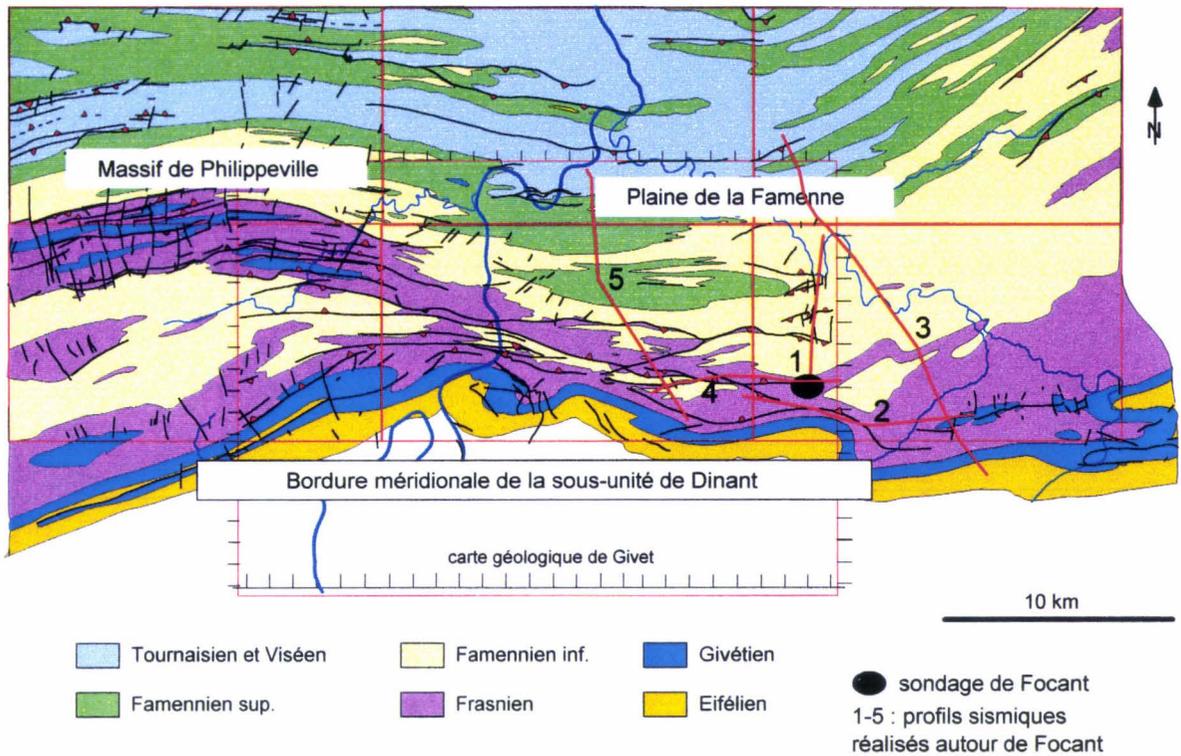


Figure 3.8 : Schéma structural établi à partir de l'étude en cours sur la carte géologique de Givet à 1/50000

et influencent la déformation des séries paléozoïques. L'enracinement du chevauchement correspond à une profondeur en temps double de 2,0s.

L'interprétation du profil 5 met en évidence deux ensembles disharmoniques (figure 3.10). La partie inférieure présente une série relativement continue qui constitue une structure antiforme faillée mobilisée sous l'effet d'un décollement profond (2,0s temps double). Les séries givétiennes et supra-givétiennes chevauchent cette structure et sont fortement plissées et faillées (chevauchements à vergence Nord). Des rétro-chevauchements vers le Sud sont repris dans ces chevauchements à vergence Nord. En surface, les séries famenno-carbonifères présentent des plis serrés déversés vers le Nord ou Sud. Les failles chevauchantes de la partie inférieure s'amortissent dans les niveaux supérieurs. Elles sont parfois drapées par le Carbonifère. L'extrémité NO du profil montre une succession moins déformée. Le raccourcissement s'atténue vers le NO. La révision de la carte géologique de Givet<sup>4</sup> montre des rétro-chevauchements qui argumentent l'interprétation du profil 5 (figure 3.8).

La zone où est situé le sondage de Focant présente une double orientation des structures (E-O et NE-SO). Les structures du Massif de Philippeville plongent en profondeur vers l'Est (figure 3.8). Il est possible de relier ce massif aux structures identifiées dans le profil 5. Une zone de déformation intense se situe entre le

<sup>4</sup>travail de thèse

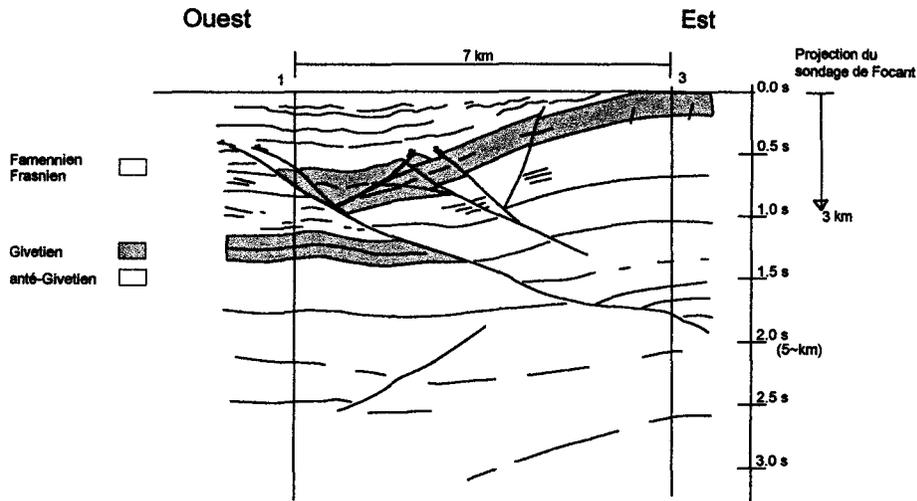


Figure 3.9 : Coupe structurale interprétée à partir du profil sismique 2 dans la Plaine de la Famenne - un chevauchement à vergence Ouest mobilise les séries paléozoïques. Le Givétien constitue le niveau repère de cette structure (niveau coloré)

Massif de Philippeville et le profil 1 dans la Plaine de la Famenne.

### 3.1.2.2 La zone du sondage de Porcheresse-Havelange

Au Nord-Est du Massif de Philippeville, un sondage profond a été réalisé lors de la campagne sismique du SGB<sup>5</sup> (1976-1978). Ce sondage a donné lieu à des publications sur l'interprétation du sondage et des profils 8 et 13 [Graulich, 1982], [Graulich, 1980] et [Graulich et al., 1989]. La conservation très partielle des carottes du sondage n'a pas permis l'étude des dolomies du Frasnien.

Le sondage de Porcheresse-Havelange associé aux profils sismiques permet d'étendre l'étude structurale vers le Nord-Est (figure 3.7). Ce sondage a été réalisé au Sud-Ouest des sites de Durbuy et Bomal. Il constitue le record de profondeur atteinte lors de la campagne de recherche des hydrocarbures en Belgique (5648 mètres) [Graulich et al., 1989]. La série observée dans le sondage commence au Lochkovien et se termine au Dinantien. Le forage a traversé les séries frasniennes entre 344 et 832 mètres. Un niveau dolomitique a été observé entre 690 et 745 mètres. Il s'agit d'une dolomie grenue, gris foncé à noire [Graulich et al., 1989].

L'étude des profils sismiques permet de comprendre le contexte structural de ce sondage. Le raccourcissement varisque est exprimé sur la bordure orientale par des structures orientées NE-SO (figure 3.1). Un système de failles chevauchantes est amorti vers le Nord dans les séries famenno-carbonifères où une série plissée relativement continue est observée (figure 3.11) comme sur la coupe du profil 11. Le profil 8 orienté N-S et le profil 13 E-O se coupent à proximité du sondage de Porcheresse-Havelange. Une structure en duplex

<sup>5</sup>SGB : Service Géologique de Belgique

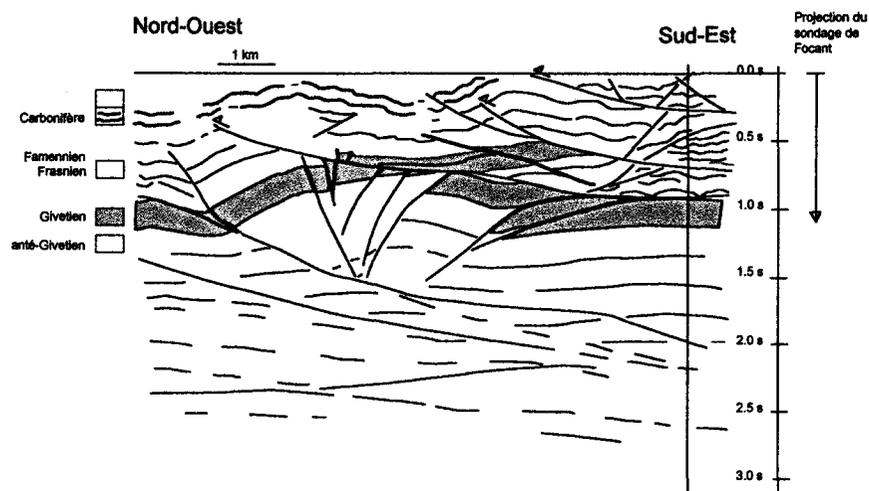


Figure 3.10 : Coupe structurale interprétée à partir du profil sismique 5 dans la Plaine de la Famenne - des chevauchements à vergence Nord-Ouest déforment des séries paléozoïques plissées et faillées dont le Givétien constitue le niveau repère (niveau coloré).

à l'aplomb du sondage explique le dédoublement de la série givétienne dans le sondage. Ce dédoublement est dû au rejeu de la faille de Xhoris [Graulich et al., 1989].

Les profils 8 et 13 présentent des niveaux de discontinuités (figure 3.11). Une superposition d'écaïles en profondeur provoquerait la formation du duplex d'où la formation de plis et de chevauchements dans les séries superficielles (supra-Givétien). Le dédoublement de la série givétienne dans le sondage est un exemple de ces déformations superficielles. En profondeur, le déplacement des séries infra-givésiennes plissées et faillées est issu de chevauchements majeurs. Ces failles de chevauchement peuvent atteindre la surface (comme la Faille du Midi). En général, elles remontent progressivement vers la surface depuis la bordure méridionale vers la bordure septentrionale de l'Allochtone. Ce faisceau de failles développe en profondeur un système d'écaïles tectoniques qui influencent la déformation des niveaux superficiels.

### 3.1.2.3 La Plaine de la Famenne

L'interprétation globale des profils place le Givétien à une profondeur maximale de 3000 mètres dans le sondage (figure 3.12). Il affleure au Sud, dans la Plaine de la Famenne sur la bordure méridionale de la sous-unité de Dinant (figure 3.8). Les séries du Dévonien moyen et supérieur se rencontrent du Sud au Nord de la coupe depuis le Frasnien jusqu'au Carbonifère. Les structures sont moins complexes vers le Nord où une succession plissée et continue est reconnaissable sur le profil 11. Les structures plissées et chevauchantes du Carbonifère drapent les structures également plissées et chevauchantes du Givétien-Famennien.

Cette coupe N-S du profil 11 illustre globalement le style tectonique de la dépression famenno-carbonifère

Coupe géologique interprétée à partir du profil sismique 8 et du sondage de Porcheresse-Havelange

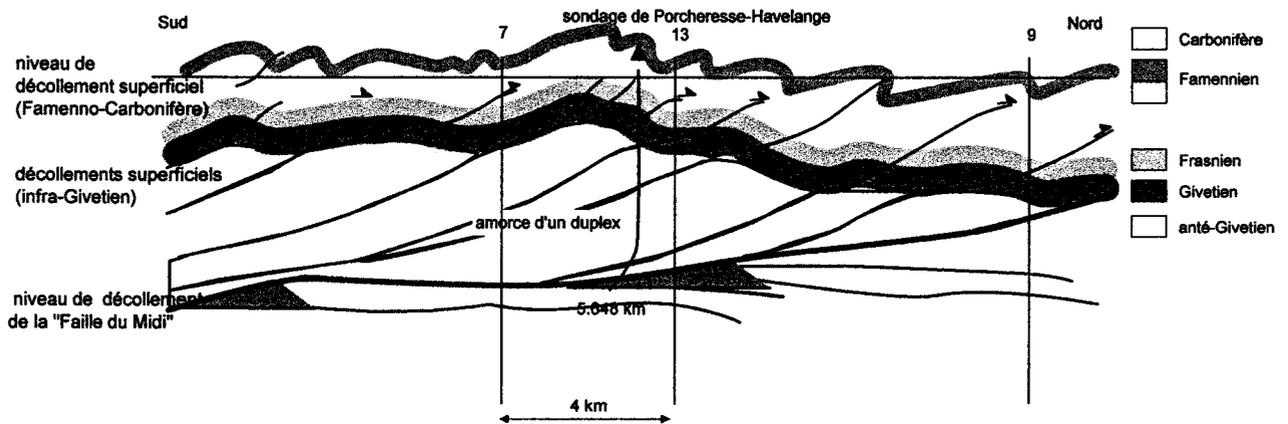


Figure 3.11 : Coupe structurale établie à partir de l'interprétation des profils sismiques 8 et 13 proches du sondage de Porcheresse-Havelange - l'imbrication d'écaillés tectoniques constitue un duplex et des dédoublements de séries givétiennes et supra-givétiennes (le Givétien est le plus bas niveau coloré)

au Nord de Focant.

Les chevauchements majeurs déterminés dans l'étude des profils sont d'âge varisque du type « Faille du Midi ». En profondeur, les niveaux impliqués correspondent au Paléozoïque inférieur (ensemble infra-givétien). L'identification des structures majeures permet d'établir des corrélations entre les différents profils et les deux sondages. Un niveau de décollement profond (2.0 s temps double ou environ 5000 mètres) est caractérisé dans l'ensemble des profils. Il montre l'initialisation des chevauchements régionaux. Les faisceaux d'écaillés issus de ces chevauchements sont imbriqués selon un raccourcissement plus ou moins important.

D'autres décollements sont issus de niveaux intermédiaires (1.0s temps double) et constituent des structures superficielles complexes et disharmoniques. Les alternances schisto-calcaires du Frasnien provoquent des comportements variables pendant la déformation. En surface, les séries frasniennes restent en général solidaires du Givétien et présentent des déformations similaires. La corrélation des études de surface et géophysique rattache le Massif de Philippeville à la zone de Durbuy. À l'Ouest du Massif de Philippeville, le raccourcissement varisque est exprimé par un contexte structural différent.

Des disharmonies marquées correspondent au décollement des séries famenco-carbonifère sur le Givétien-Frasnien. Les séries schisteuses famenniennes compétentes assument le raccourcissement maximum. Le Carbonifère présente une déformation plicative importante accompagnée de failles chevauchantes, semblables au Famennien. Ces séries caractérisent les déformations superficielles observées en surface (ensemble givétien/supra-givétien). Les chevauchements majeurs (profonds) sont parfois amortis dans ces séries superficielles. Sur les coupes présentées, de nombreuses failles aveugles sont utilisées pour expliquer ces disharmonies

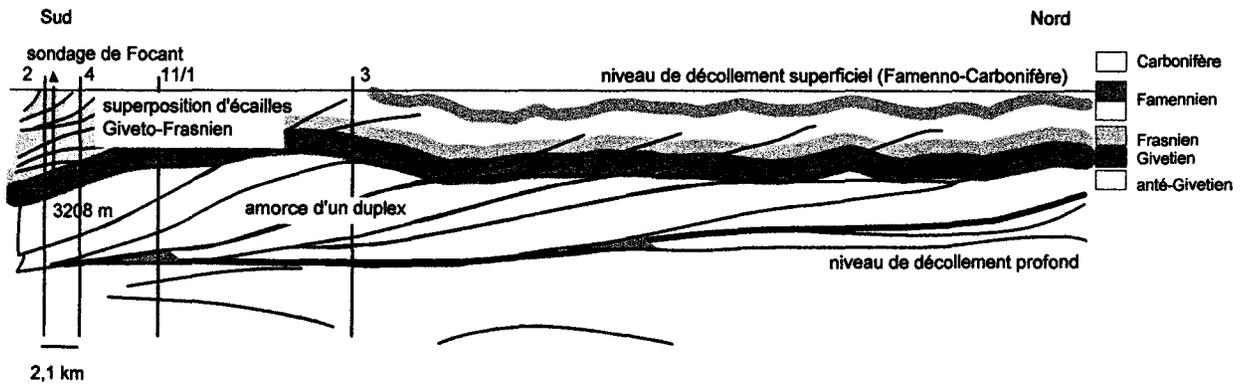


Figure 3.12 : Coupe structurale synthétique établie à partir des profils sismiques 1 et 11 orientés N-S dans la zone du sondage de Focant

de plis.

Le chevauchement latéral interprété dans le profil 2 illustre la particularité de la zone du sondage de Focant. L'étude des profils proche du sondage montre la complexité des contraintes mises en jeu dans cette zone. La coupe de surface correspondant au profil 5 présente un anticlinal faillé avec des rétro-chevauchement (figure 3.8). Ces failles à déplacements vers le Sud s'opposent au déplacement varisque global vers le Nord. L'association des profils 2 et 5 implique des chevauchements et des rétro-chevauchements qui ont affecté les séries paléozoïques.

Ces déplacements amènent localement un empilement d'écaillés caractérisé par le sondage de Focant. Nous allons présenter plus précisément ce sondage afin d'appréhender la notion d'enfouissement des séries.

### 3.1.3 Étude du sondage de Focant au S-E du Massif de Philippeville

Il n'existe pas de corps dolomitique important dans les séries frasnienne au Sud du Massif de Philippeville. Cependant, les structures complexes observées dans ce massif sont rattachées à la bordure méridionale de la sous-unité de Dinant. L'étude structurale de cette zone est riche et l'étude du sondage de Focant apporte beaucoup d'éléments structuraux sur la déformation de l'Allochtonne ardennais.

Le sondage de Focant est très partiellement conservé (300 mètres) au SGB. Une description détaillée des séries frasnienne caractérise les faciès observés au Sud du Massif de Philippeville.

Le sondage est constitué, pour l'essentiel, de schistes, de schistes calcareux ou noduleux et de calcaires schisteux (légende, figure 3.14) [Boulvain et Coen-Aubert, 1997]. La description du sondage est présentée sur la figure 3.13. Quelques niveaux de calcaires fins, de calcaires noduleux et de calcaires massifs permettent de reconnaître les différentes formations frasnienne méridionale (figure 1.3). Les lithologies les plus fréquentes sont des schistes, des nodules carbonatés et des calcaires bioclastiques à Receptaculites, Alveolites, crinoïdes

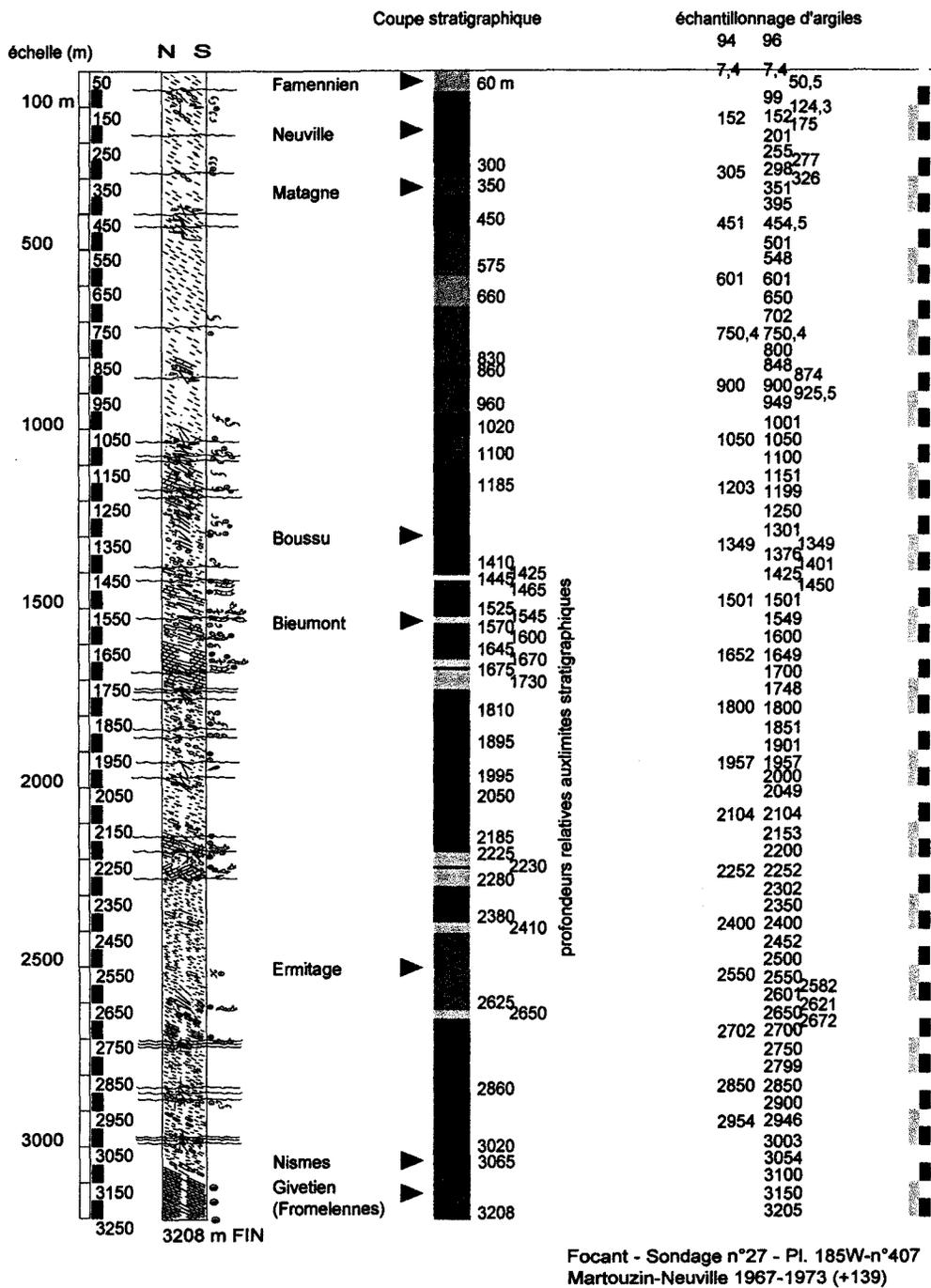


Figure 3.13 : Coupe sédimentologique du sondage de Focant et localisation des échantillons d'argiles

Légende de la coupe lithologique du sondage de Focant

Caractères lithologiques	Caractères faunistiques
 Calcaire massif	 Brachiopodes (Spirifer, Productella)
 Lit calcaire	 Crinoïdes
 Nodules calcaires	 Coraux (Hexagonaria)
 Schistes calcareux	 Receptaculites
 Schistes	 Alveolites
 Brèche	 Orthoceras
 Fissure	 Stromatoporoides
 Pyrite	

Figure 3.14 : Légende des figurés utilisés sur les colonnes lithologiques décrivant le sondage de Focant

et coraux.

Les membres distingués dans le Frasnien méridional sont presque intégralement représentés de la base au sommet du sondage. Il s'agit des Formations de Nismes, Neuville, Matagne et des Membres de l'Ermitage, Bieumont, Boussu-en-Fagne (figure 3.13). Toutefois, deux passages dans les schistes fameniens (0-60m et 575-660m) apparaissent dans le premier tiers du sondage. Et le forage traverse la Formation de Fromelennes sur les deux cents derniers mètres du sondage (3065-3208m).

### 3.1.3.1 Contexte structural du sondage de Focant

Pour expliquer la superposition des formations frasniennes dans le sondage, un réseau complexe de failles est mis en cause (figure 3.15).

Une première reconstitution tectonique a été réalisée sur la base de l'interprétation de J.-M. Graulich et A. Delmer [Raoult, 1988]. Des déformations de plusieurs ordres, incluses dans une vaste structure plissée, renversée vers le Nord et découpé en nombreuses écaïlles tectoniques. La partie supérieure du sondage est en polarité inverse. Cette observation est également faite dans le sondage de Wépion [Coen-Aubert, 1988]. L'interprétation de J.-M. Graulich et A. Delmer considérait deux ordres de déformations : un vaste pli faillé et un ensemble de plis et de failles de petite amplitude à l'intérieur des écaïlles. Le profil sismique 5 propose des déplacements rétro-chevauchants pour expliquer la disparition du cœur synclinal.

Une seconde interprétation du sondage est basée sur l'étude d'un profil sismique calé sur le sondage. Les structures ont une vergence Nord [Boulvain et Coen-Aubert, 1997]. Certaines failles semblent plus importantes et limitent des ensembles. Les structures plissées discontinues témoignent de l'écaillage des plis à l'intérieur de ces ensembles [Boulvain et Coen-Aubert, 1997]. Quatre groupes tectoniques se différencient (figure 3.15). Le forage ayant traversé les mêmes formations sur 3208 mètres, le déplacement est variable entre ces groupes. Des failles chevauchantes importantes amènent une superposition d'écaïlles. Le profil sismique

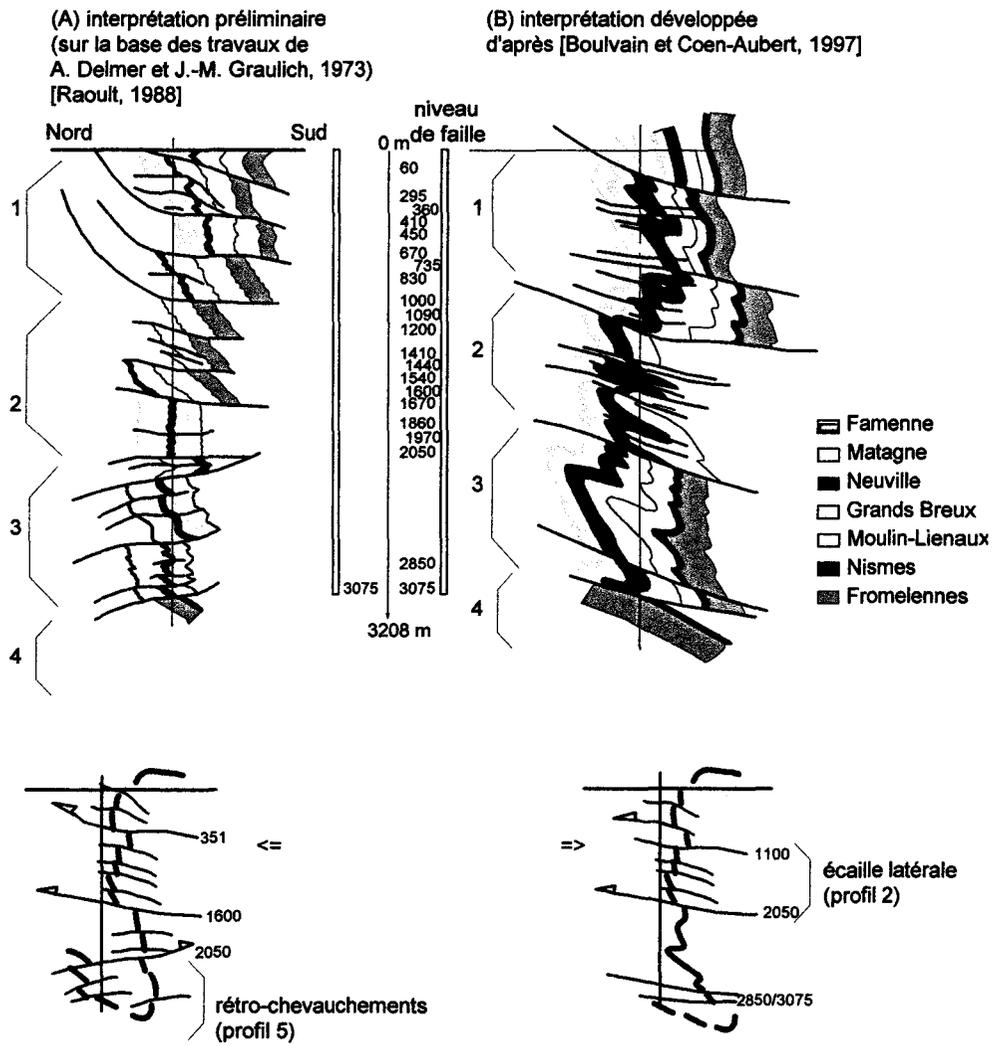


Figure 3.15 : Interprétations du sondage de Focant [Raoult, 1988] et [Boulvain et Coen-Aubert, 1997]

2 montre l'importance des déplacements latéraux qui empilent les écaïlles tectoniques.

L'étude de l'ensemble des profils réalisés dans la Plaine de la famenne caractérise une zone complexe autour de ce sondage de Focant. La répartition verticale des écaïlles indique un raccourcissement maximum dans cette région où les déplacements sont controversés (vers le Nord, vers le Sud). Il en résulte des mouvements latéraux localisés.

### 3.1.3.2 Les argiles de Focant

Sur 3208 mètres de profondeur, les niveaux du Frasnien sont répétés plusieurs fois. Cette répétition de niveaux permet une caractérisation des cortèges argileux en fonction de la profondeur et des séries. L'objectif de cette étude est d'établir une relation entre la structuration de la zone du sondage et l'évolution des argiles. Deux types de données sont utilisées : les proportions de chaque argile et l'indice de cristallinité de l'illite (méthode en annexe A) [Holtzapffel, 1985].

**Les cortèges argileux** Deux minéraux argileux sont identifiés : l'illite et la chlorite dans des proportions nettes de 2/3 et 1/3 (figure 3.16). Des variations sont plus prononcées vers la base du sondage (2252m, 2702m). La partie supérieure du sondage montre des variations faibles et fréquentes. Alors que vers la base du sondage, une forte variabilité des proportions d'argiles est soulignée entre 1900 et 3208m. Des baisses sensibles de la proportion d'illite apparaissent à 2049m, 2900m et 3054m. À 3100m et 3150m, cette proportion est maximale (100%).

Le premier tiers du sondage (0-1000m environ) est caractérisé par le Famennien et les Formations de Matagne et Neuville qui contiennent 3/4 d'illite pour 1/4 de chlorite. La Formation de Neuville montre une variabilité forte du pourcentage d'illite avec des pics supérieurs à 80% et d'autres inférieurs à 70% sur l'ensemble du sondage. Le deuxième tiers (1000- 2500m) est caractérisé par le Membre de Boussu qui comporte près de 4/5 d'illite. Les séries sous-jacentes montrent des compositions semblables (plus de 4/5 d'illite). La variabilité des proportions d'illite et de chlorite est réduite au sein d'une même formation (exemple : Membre de l'Ermitage 2410-2625m). Enfin, le troisième tiers présente une forte variabilité des proportions en illite. Les schistes de Boussu s'enrichissent en illite (9/10). Les schistes et nodules de Neuville sont plus riches en chlorite. Le Givétien au fond du sondage ne contient pratiquement que de l'illite.

La Formation de Neuville (riche en nodules carbonatés) présente une proportion I/C constante de la base au sommet du sondage ( ~ 3/4 illite). Le passage le plus profond (2860-3020m) est apparemment enrichi en chlorite, par rapport aux séries qui l'entourent. Les schistes de Matagne sont plus riches en illite (4/5). Les différents passages dans les schistes de Boussu (entre 1100 et 2860m) montrent une augmentation de la proportion d'illite avec la profondeur. Les calcaires du Membre de Bieumont marquent des pics d'illite.

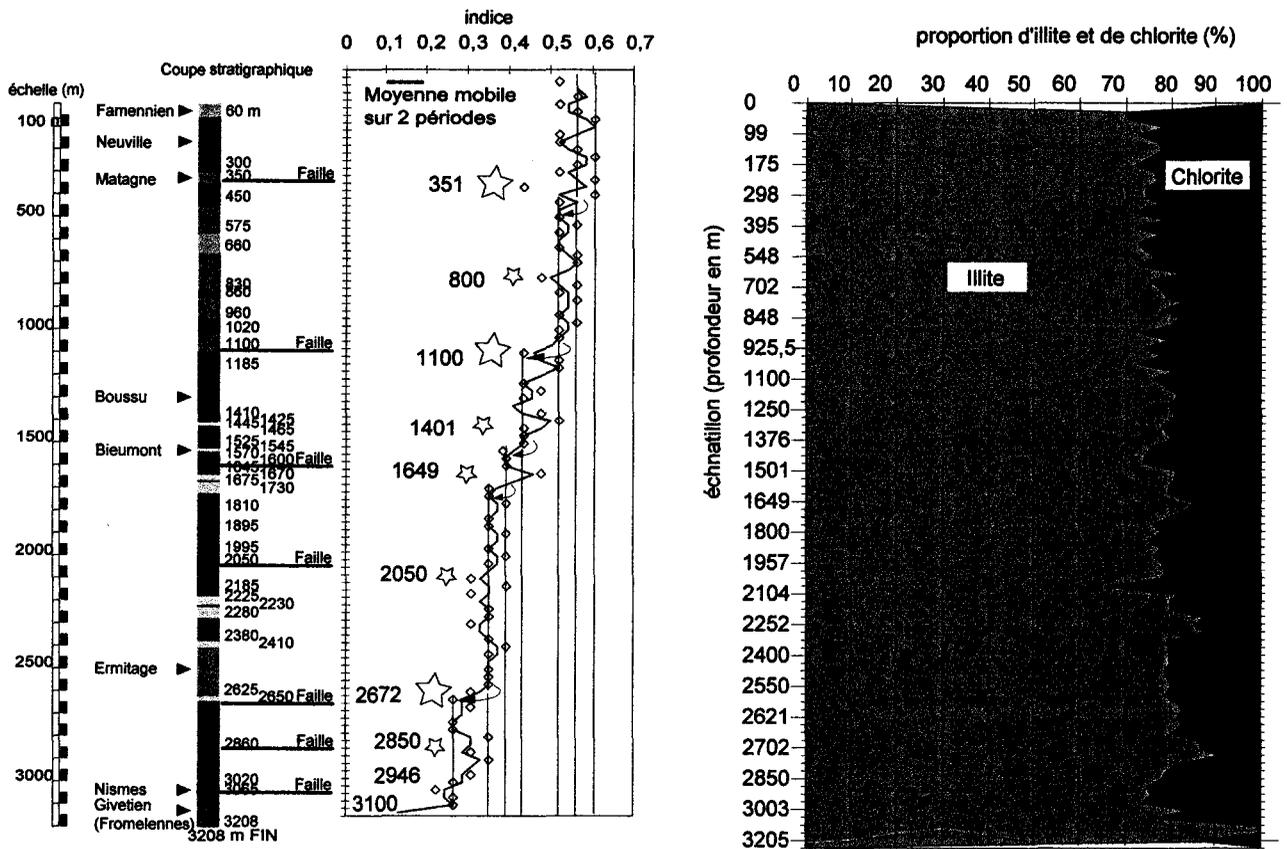


Figure 3.16 : Résultats de l'analyse des cortèges argileux dans le sondage de Focant

**La cristallinité de l'illite** Les variations observées sur l'indice de cristallinité de l'illite sont de deux ordres. Tout d'abord, il décroît du sommet à la base de 0,6 à 0,3 environ (valeurs calibrées, annexe A). L'évolution par paliers de la base au sommet du sondage coïnciderait avec des niveaux de failles (figure 3.16). Par exemple, à 351m, l'indice est proche de 0,4 alors qu'il atteint 0,6 au-dessus et en-dessous. D'autres variations semblables sont repérés (800, 1100, 1401, 1649, 2672, 2850, 2946 et 3100m).

Ces inflexions de la courbe seraient corrélables avec des niveaux de failles (figure 3.13). À partir de l'interprétation tirée de [Boulvain et Coen-Aubert, 1997], des niveaux de failles sont mis en évidence. Ils ne sont pas systématiquement caractérisés par la cristallinité de l'illite. Entre 1700m et 2650m, l'indice ne varie pas. Deux formations sont identifiées dans cette partie du sondage: Grands Breux et Moulin-Liénaux (figure 3.15) avec une faille majeure à 2050m. À l'inverse, à 351m la chute brutale de l'indice pourrait caractériser un niveau de failles plus important que prévu sur cette interprétation. La base du sondage est caractérisée à la fois par une chute de l'indice dans le Givetien et par une zone de variation relative aux passages des séries de Boussu, Neuville et Nismes.

Une diminution de l'indice de 0,6 à 0,3\*2 $\theta$  environ après calibration des mesures (annexe A), suggère un passage depuis la zone diagénétique jusqu'à l'anchizone qui correspond à la disparition des interstratifiés et de la kaolinite. La valeur de l'indice varie selon la profondeur ou la formation stratigraphique considérée. Il présente une évolution saccadée du sommet à la base et caractériserait certains niveaux de failles (2049m). Ces failles seraient impliquées dans la circulation de fluides amenant une évolution de la cristallinité de l'illite. L'enfouissement de certaines formations schisteuses amène par ailleurs une évolution de l'indice par palier en fonction de la formation analysée.

Les proportions d'illite et de chlorite ne présentent pas une évolution très nette. Il y a une tendance faible à l'augmentation de l'illite aux dépens de la chlorite vers la base du sondage. Ce résultat traduit une évolution diagénétique des argiles relative à l'enfouissement des séries lors de la mise en place des structures en écaillés interprétées dans la zone du sondage. La présence de ces deux argiles montrerait une évolution diagénétique vers l'anchizone à partir de 1500 mètres. Ces deux domaines correspondent à des pressions et des températures assez faibles : <200° et 1kbar [Foucault et Raoult, 1988].

Ces observations sont restreintes à la zone du sondage de Focant. L'étude structurale des déformations majeures montre que l'enfouissement tectonique des séries frasniennes dans l'Allochtone ardennais est très important (pluri-kilométrique).

Dans la suite de ce chapitre, quelques exemples de déformations tectoniques locales sont présentés. Ils complètent le contexte structural des dolomies étudiées.

## 3.2 Quelques particularités structurales

Des déformations locales apparaissent dans les séries frasniennes. Elles sont distinctes des structures majeures (vues précédemment). Les structures majeures plissées et faillées présentées dans ce chapitre sont reprises dans un système de déformation différent. Ce type de déformation est localement observé dans le Massif de Philippeville et à l'Ouest de ce dernier.

### 3.2.1 Le Massif de Philippeville

Dans le Massif de Philippeville, des failles orientées N-S recoupent les plis Est-Ouest formés au cours de l'orogénèse varisque (figure 3.17). De nombreuses failles transversales postérieures modifient la direction des axes de plis. Il s'agit d'une autre phase de serrement tardif dont les directions de contraintes diffèrent de la première. Elle est fortement exprimée dans le Massif de Philippeville. Un « décalage stratigraphique horizontal » observé dans les formations frasniennes suggère un déplacement différentiel de grande extension entre la partie Est et la partie Ouest du Massif de Philippeville.

Une phase de déformation tardive du Massif aurait repris les structures varisques. Un décrochement senestre aurait déplacé des niveaux frasniens du Sud vers le Nord et constitué la structure d'ensemble du

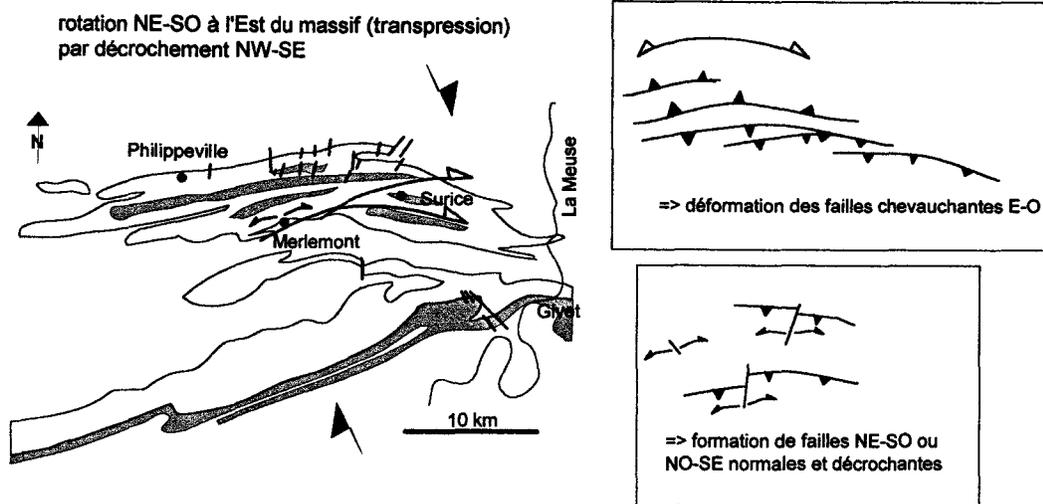


Figure 3.17 : Tectonique post-varisque observée dans le massif de Philippeville - carrières de Merlemont

massif. Il suggère un mouvement compressif différentiel de part et d'autre du massif (figure 3.17). L'anticlinal de Surice aurait subi un déplacement vers le NE (décrochement senestre) et une rotation d'axe le plaçant en direction SE-NO. Le rapprochement des structures (bordure et massif) exprime un raccourcissement plus important dans cette zone. Cette deuxième phase tectonique majeure détermine une histoire polyphasée et complexe qui a fortement modifié les structures majeures d'orientation globale E-O.

Cette phase de déformation pourrait, être tardi-varisque ou post-varisque. Elle affecte localement les structures les plus représentatives de l'Allochtone ardennais en Belgique.

### 3.2.2 À l'Ouest du Massif de Philippeville

Différentes manifestations d'une tectonique post-varisque s'observent dans cette région.

#### 3.2.2.1 Le décrochement de Barbençon-Erquelines

Une phase de décrochement a été identifiée à l'occasion de la révision de la carte de Maubeuge [Beugnies, 1962]. Elle serait constituée d'une faille de grande ampleur associée à d'autres failles plus courtes (figure 3.1) d'orientation globale NO-SE. Les structures plissées E-O varisques sont déformées (figure 3.18). Les axes anticlinaux et synclinaux sont découpés, décalés et parfois tronqués. Il est en fait difficile de relier les zones séparées par le décrochement. Il faut associer un jeu chevauchant pour expliquer la disparition des axes de plis.

Il convient de représenter le décrochement de Barbençon-Erquelines sous la forme d'une association de failles chevauchantes NO-SE et décrochantes N-S en relais (figure 3.18). Des structures E-O plissées, faillées et chevauchantes correspondent à une zone tectonique très étendue.

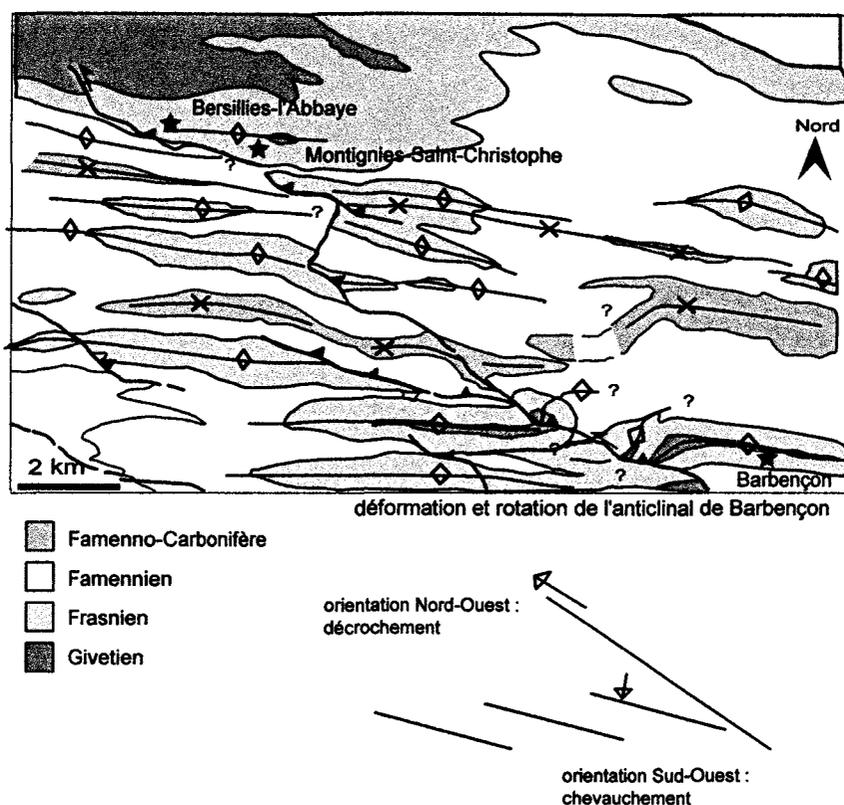


Figure 3.18 : Schéma structural de la bordure orientale de la sous-unité de Dinant - conception d'un réseau de failles décrochantes et chevauchantes

### 3.2.2.2 Les plis de direction N-S

Des déformations particulières ont été observées dans une carrière à Cerfontaine. Elle est située près des lacs de l'Eau d'Heure entre Philippeville et Beaumont (figures 3.1 et 1.8). Les calcaires à Stromatopores du Frasnien y sont exploités. Une zone dolomitique existe près de cette carrière. Elle présente l'aspect d'un dôme de calcaire dolomitisé massif. Apparemment, il n'y a pas de passage latéral aux calcaires d'origine. Les structures tectoniques sont particulières. En effet, le pli hectométrique de direction E-O exploité dans la carrière montre une seconde direction de pli N-S (figure 3.19). Cette déformation postérieure au raccourcissement varisque témoigne d'une activité tectonique importante sur la bordure occidentale de l'Allochtone ardennais.

Les structures particulières présentées dans ce paragraphe traduisent un système complexe de déformation enregistré dans les séries du Paléozoïque. Elles montrent que localement la géométrie actuelle des dolomies du Frasnien moyen peut varier fortement.

Les structures varisques majeures sont affectées par des déformations tardi- ou post-varisques. Ces défor-

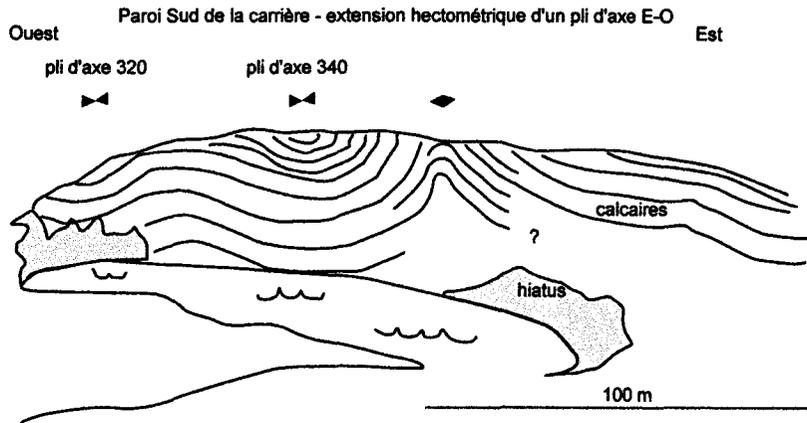


Figure 3.19 : Description des déformations post-varisques observées dans la carrière de Cerfontaine

mations sont exprimées différemment selon la zone observée (Massif de Philippeville, Bordures de l'Alloch-  
tone).

### 3.3 Conclusion

Les études de terrain et les profils sismiques ont apporté beaucoup d'éléments novateurs qui argumentent l'interprétation des déformations dans un cadre régional. L'étude structurale nous a permis d'identifier une disharmonie majeure entre un domaine superficiel et un autre domaine plus profond.

La structuration varisque de l'Allochtone ardennais et les phases de déformation postérieures sont caractérisées par l'élaboration de styles tectoniques spécifiques à chaque zone d'étude. Le raccourcissement imposé par l'orogénèse varisque a provoqué un enfouissement tectonique important surimposé à l'enfouissement sédimentaire.

#### 3.3.1 Contexte structural des dolomies

Le Massif de Philippeville est constitué de plusieurs anticlinaux faillés [Boulvain et al., 1994] (figure 3.20). Le style fragile observé dans les plis anticlinaux diffère des plis quasi-symétriques de la Plaine de la Famenne. Les plis sont formés par des calcaires (compétents) et des schistes (incompétents) [Mansy et Meilliez, 1993]. Contemporaines des plis, des failles longitudinales E-O à vergence Nord ou Sud limitent les plis [Boulvain et Marion, 1994]. La faille bordière au Nord du massif, indique un mouvement du Sud vers le Nord [Boulvain et Marion, 1994]. Le renversement des structures sur le bord Sud du massif met en évidence ces rétro-chevauchements. Un assemblage de plis chevauchants et rétro-chevauchants caractérise

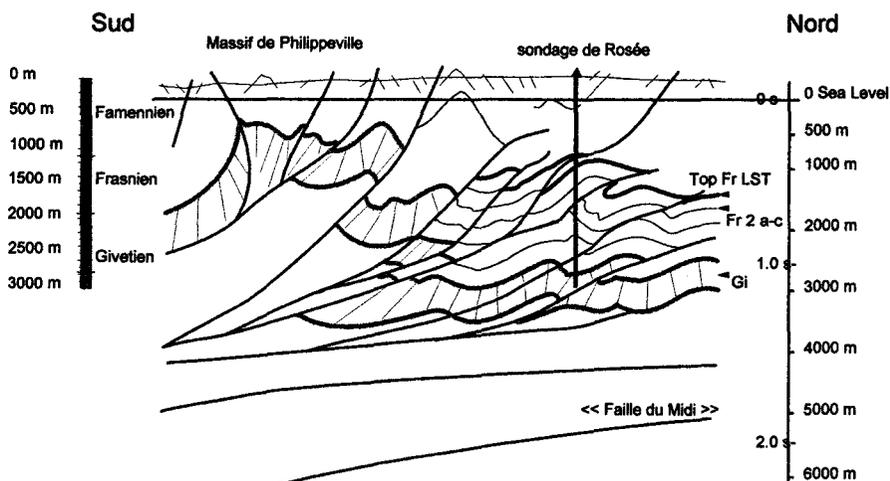
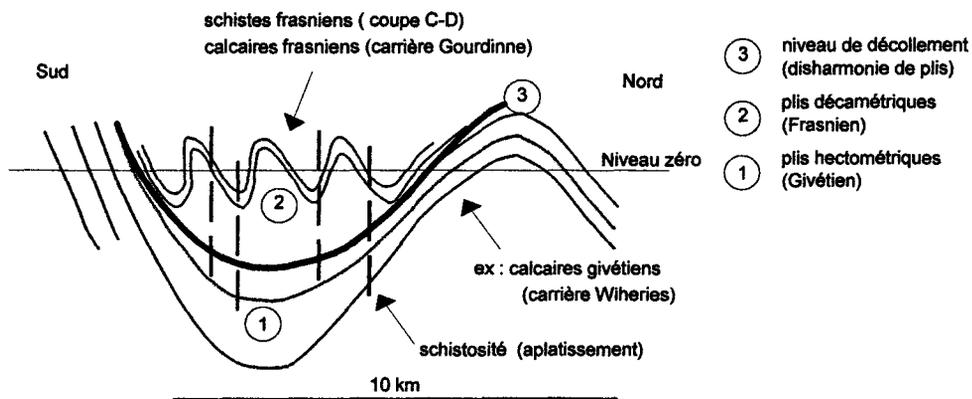


Figure 3.20 : Structure du Massif de Philippeville en profondeur (données géophysiques) d'après [Boulvain et Marion, 1994]

le style tectonique de cette zone. Le massif peut être interprété selon une structure en arc. Dans la partie Est du massif, les Formations de Valisettes, Neuville et les Membres de Bieumont, Boussu, Machénées présentent des faciès de milieux plus méridionaux (figure 1.3) que dans la partie Ouest où affleurent les formations caractéristiques du massif. La rotation de la partie Ouest est issue du déplacement des séries du Sud vers le Nord puis vers l'Est. Le blocage du mouvement vers le Nord amène la formation des rétro-chevauchements. La partie Ouest du massif est écrasée entre la bordure givétienne au Sud et les plis carbonifères au Nord. Cette zone est caractérisée par un changement de direction des structures NO-SE initialement E-O.

La révision de la carte géologique de Givet apporte des éléments novateurs sur l'interprétation des profils sismiques réalisés dans la Plaine de la Famenne. L'histoire du Massif de Philippeville est rattachée à celle de la bordure méridionale (figure 3.8). La corrélation entre le profil sismique 5 et le massif montre la complexité des structures profondes de la zone Sud-Ouest de l'Allochtone. Elles sont responsables de dédoublements de séries qui conduisent à des épaisseurs anormales dans les formations (exemple du sondage de Focant).

À l'Ouest du Massif de Philippeville (figure 3.1 page 3.1), la coupe de la Thure est un exemple du style tectonique de la bordure occidentale de la sous-unité de Dinant. Les plis E-O sont droits (Givétien) ou légèrement déversés (Famennien) (figure 3.21). L'anticlinal de Montignies-Saint-Christophe présente au cœur, des formations givédiennes (niveau bleu). Ce sont des plis varisques caractéristiques de cette zone. Ils sont disharmoniques et présentent des glissements banc sur banc. Des plis métriques sont inclus dans des plis hectométriques. L'existence de décollement facilite le glissement banc sur banc. Le bourrage des charnières est observé par l'accumulation des niveaux schisteux intercalés entre les bancs calcaires. Cette disharmonie



Exemples de la vallée de la Thure et de la carrière de Gourdinne à l'Ouest du Massif de Philippeville

Figure 3.21 : Schématisation des structures observées à l'Ouest du massif de Philippeville

s'observe à l'affleurement et dans les structures régionales, comme le montre l'étude des profils sismiques (étude géophysique vue précédemment).

À l'Est, les coupes de Durbuy et Bomal présentent des plis serrés et faillés. Les plis sont tronqués. L'étude géophysique présentée dans ce chapitre permet de rattacher cette zone au Massif de Philippeville par le plongement des structures vers le S-O. Les structures du massif plongent vraisemblablement vers l'Est ou le S-E. La zone de Durbuy pourrait être reliée au Massif de Philippeville. L'importance des déformations dans ce massif le distinguent structurellement de la zone Ouest. Le raccourcissement semble plus important dans le massif et la bordure orientale de la sous-unité de Dinant.

Du Sud vers le Nord, les structures présentent une succession d'écailles limitées par des chevauchements majeurs. À l'intérieur de ces écailles, des structures plissées déversées, chevauchantes sont développées (figure 3.22). Des décollements importants s'amortissent dans les séries Famenco-Carbonifère dont les structures plissées sont désolidarisées des formations plus anciennes. D'Est en Ouest, les mouvements latéraux d'écailles tectoniques accentuent la déformation des séries.

Les structures régionales observées constituent des liens entre les zones étudiées en surface et en sondages. Les plis et les failles sont de direction semblable E-O et NE-SO. La localisation des dolomies dans le Massif de Philippeville peut être reliée aux structures interprétées dans le profil sismique 5 (figure 3.23), dans la Plaine de la Famenne.

Les sites dolomités étudiés en surface sont déformés par l'orogénèse varisque et les déformations locales post-varisques. Le contexte structural illustré précédemment correspond aux déformations majeures subies par ces dolomies. La corrélation établie entre la surface et les structures profondes permettent de rattacher

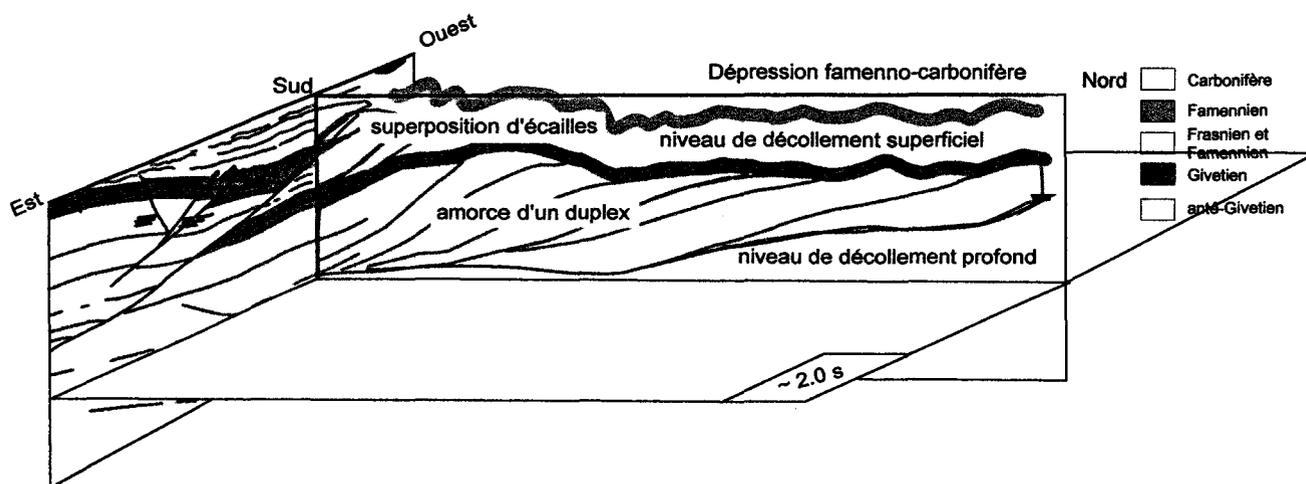


Figure 3.22 : Structures locales observées autour du sondage de Focant - raccourcissement différentiel accommodé par des décollements

structuralement les dolomies traversées dans le sondage de Porcheresse-Havelange à celles observées en surface dans l'Allochtone. Les zones anticlinales profondes mises en évidence contiennent des formations dolomitisées semblables à celles observées dans les zones anticlinales affleurantes dans l'Allochtone.

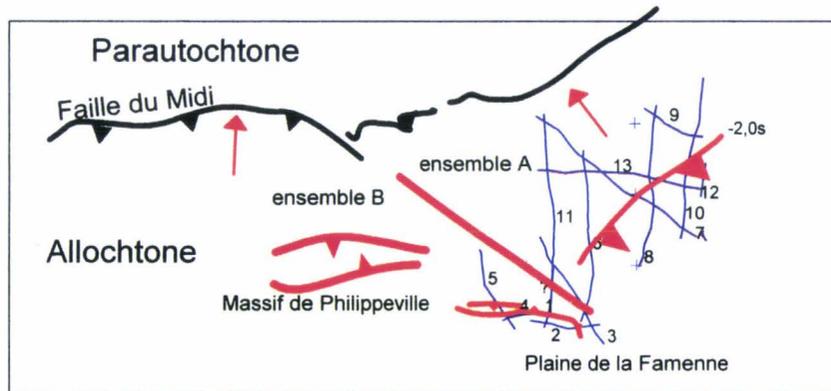
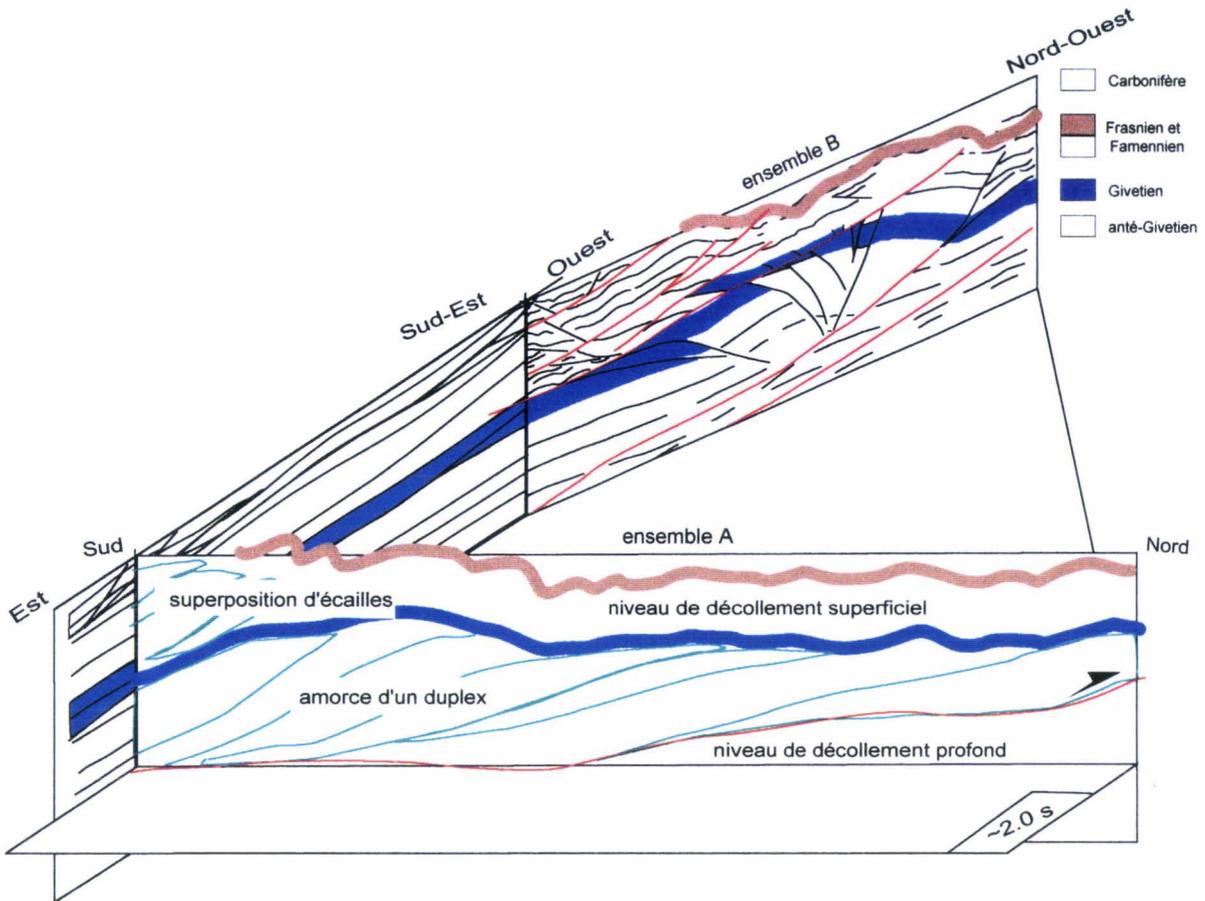
### 3.3.2 Enfouissement tectonique

L'étude sédimentologique et structurale du sondage de Focant met en évidence les modalités d'enfouissement tectonique subies par les séries du Paléozoïque.

En surface, une relation structurale existe entre le Massif de Philippeville et la zone de Focant (figure 3.8). Le relais de failles décrochantes, de chevauchements et de rétro-chevauchements montre la complexité des déformations varisques (figure 3.22). L'enfouissement des séries dans la plaine de la Famenne naît de la convergence de deux ensembles structuraux (figure 3.23). À l'Ouest, le Massif de Philippeville est orienté NO-SE et à l'Est les structures de Durbuy sont orientées SO-NE. La plaine de la Famenne correspond à la zone de plongement des structures.

Les anticlinaux dolomitiques étudiés en surface sont le prolongement des structures anticlinales observées dans le sondage de Porcheresse-Havelange et sur les profils sismiques. Le sondage de Focant montre un empilement d'écailles tectoniques frasnienne où l'enfouissement est probablement le plus important dans l'Allochtone.

La « Faille du Midi » délimite un ensemble d'écailles imbriquées dans l'Allochtone. Au-dessous de cette faille, d'autres chevauchements sont susceptibles de naître et d'affleurer à l'avant de la faille, dans le Parautochtone brabançon.



Individualisation de deux ensembles A (Est) et B (Ouest) le long d'un faisceau NO-SE  
 faisceau de cisaillement :  
 rotation des structures plissées et failées E-O (Massif de Philippeville)  
 Rétro-chevauchement (Massif de Philippeville et zone de Focant)

Figure 3.23 : Structures locales observées autour du sondage de Focant - relation avec le Massif de Philippeville

L'imbrication d'écaillés tectoniques est un type de déformation observé à plusieurs échelles (km, pluri-km) dans le Massif ardennais. L'étude structurale présentée dans ce chapitre apporte des arguments de discussion sur les structures allochtones de l'Ardenne. La notion de « synclinorium » ne correspond plus réellement aux structures tectoniques interprétées.

À présent abordons des aspects plus précis de la dolomitisation. Il s'agit de l'étude pétrographique et diagénétiques des échantillons collectés en surface et en sondages.

## Chapitre 4

# Étude pétrographique et diagénétique

Les études bibliographiques m'ont amenée à choisir des sites d'observation privilégiés des dolomies du Frasnien. La détermination des faciès susceptibles d'être dolomitisés a ainsi orienté les recherches vers certaines formations du Frasnien affleurantes ou observées en sondages.

À travers un exemple d'étude de terrain et quelques exemples détaillés d'échantillons, les séries dolomitiques sont décrites et classées selon le mode de remplacement.

Ainsi, une discussion peut commencer sur la mise en place des dolomies et les phases minérales observées.

### 4.1 Sites de dolomitisation

Grâce à une étude préliminaire sur les monticules micritiques et les dolomies du Frasnien, l'observation des formations dolomitiques a été ciblée sur quelques sites de terrain précis dans la sous-unité de Dinant [Goudalier, 1993], [Goudalier, 1994a]. Nous citerons notamment les carrières de Merlemont dans le Massif de Philippeville et les coupes levées de Durbuy-Bomal à l'Est du massif et la coupe de Montignies-Saint-Christophe à l'Ouest du Massif de Philippeville (figure 4.1).

#### 4.1.1 Notion de bioherme dans les séries frasniennes

À la fin du siècle dernier et au début de ce siècle, les biohermes étaient décrits comme des dômes constitués de squelettes d'organismes constructeurs en colonies ou isolés. Une « pâte détritique » composée d'éléments argileux et de débris coralliens (débris de coquilles, de squelettes de polypiers, etc ...) et contemporaine du récif était considérée comme le liant qui solidifiait la structure du bioherme [Dupont, 1881], [Dupont, 1885]. Au bord Sud, la répartition stratigraphique des calcaires présente trois niveaux de calcaires biohermaux [Lecompte, 1956], [Lecompte, 1958a]. Les niveaux inférieur et supérieur sont des calcaires biohermaux rouges. Le niveau moyen est constitué de biohermes gris. E. Dupont montre qu'à un type donné de calcaire correspond un organisme principal. Par exemple, le stromatopore « *Pachystroma* » est abondant dans la Formation de

Représentativité des faciès selon la zone étudiée dans la sous-unité de Din

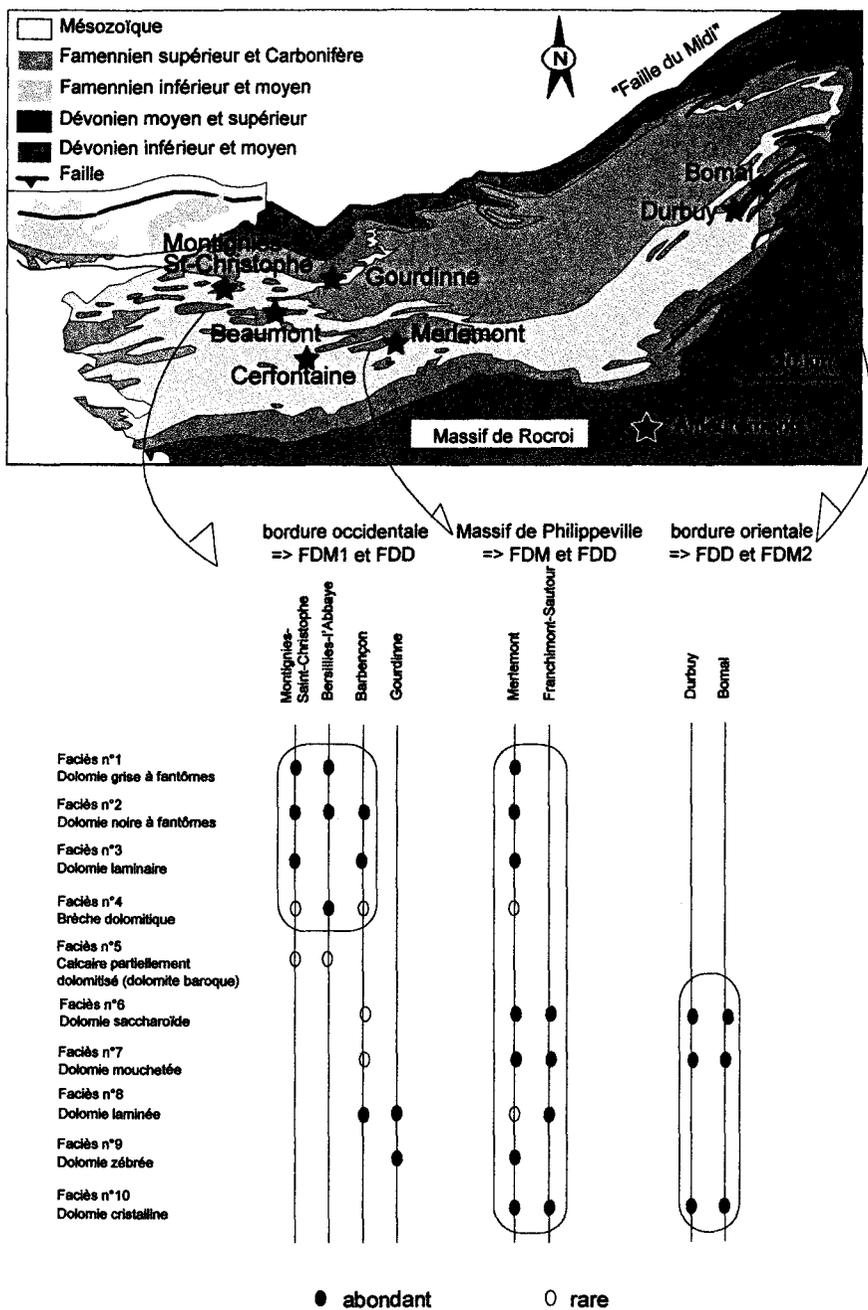


Figure 4.1 : Localisation géographique des affleurements étudiés dans la sous-unité de Dinant

Philippeville. La distribution des faciès observée dans les biohermes rouges a été plusieurs fois cartographiée [Gosselet, 1888], [Delhay, 1932], lors de l'exploitation industrielle du début du siècle. Celle-ci a largement contribué à l'étude des calcaires rouges, la reconnaissance de faciès caractéristiques et l'élaboration de l'échelle stratigraphique du Frasnien [Maillieux et Demanet, 1928].

Les biohermes gris de grandes dimensions (longueur de l'ordre du km et épaisseur de l'ordre de 60-80m) sont localisés sur la bordure méridionale. La période de développement de ces biohermes correspond aussi au développement de la plate-forme carbonatée (Formation de Philippeville).

Ces calcaires massifs, qu'ils soient rouges ou gris, ne présentent pas une dolomitisation importante. Par contre, les calcaires stratifiés de la Formation de Philippeville notamment, sont fortement dolomitisés. La sélection du site de dolomitisation dépend d'abord du type calcaire (massif et local ou stratifié et étendu). Nous allons à présent illustrer ces formations dolomitisées.

#### 4.1.2 Les formations dolomitisées

Les sites étudiés présentent à l'affleurement des calcaires biohermaux (massifs) et biostromaux (stratifiés), figure 4.1. Un exemple de petites lentilles calcaires a été observé dans le Massif de Philippeville à Merlemont (figure 4.2). Les investigations réalisées sur les biohermes du Frasnien ont montré que ce type de calcaire n'était pas ou très faiblement affecté par la dolomitisation [Goudalier, 1993]. Dès lors, la caractérisation des dolomies du Frasnien a été centrée sur les calcaires stratifiés ou biostromaux où une dolomitisation importante est observée.

Les dolomies les plus étendues en affleurement ont été étudiées dans le Massif de Philippeville (figure 4.1). Les textures de type mimétique sont particulièrement représentées dans le Massif de Philippeville, où un biostrome épais dolomitisé fait partie de la Formation de Philippeville (figure 1.4) [Boulvain et Herbosch, 1994]. Cette formation présente notamment des calcaires bleus gris à stromatopores et fenestreae [Boulvain et al., 1994], [Boulvain et al., 1993b]. Dans la carrière de Merlemont au Sud du massif, les calcaires stratifiés présentent des faciès variables sur environ 100m de coupe (figure 4.2). Ils sont plutôt calcaro-schisteux à la base de la coupe avec quelques mètres de calcaires « bitumineux<sup>1</sup> ». De petits biohermes sont observés au sein de ces calcaires stratifiés. Vers le sommet un calcaire bleu à stromatopores globuleux et fenestreae non dolomitisé apparaît sur une vingtaine de mètres. Les dolomies observées sur cette coupe sont massives. Une stratification apparente subsiste vers la base des dolomies où des calcaires noirs bitumineux apparaissent partiellement dolomitisés.

À l'Ouest du Massif de Philippeville, les calcaires sont dits « organo-détritiques » [Beugnies et al., 1962]. La présence d'agglomérats de fragments bioclastiques cimentés par une calcite sparitique, traduit la forte activité hydrodynamique du milieu de sédimentation. Les échantillons étudiés font partie du Marbre de Sainte-Anne [Beugnies et al., 1962]. À l'affleurement, ce marbre est dit ruiniforme en raison de la dissolution

<sup>1</sup>Sur la roche, un dépôt gras (« suie ») est observé sur ces calcaires noirs crinoïdiques.

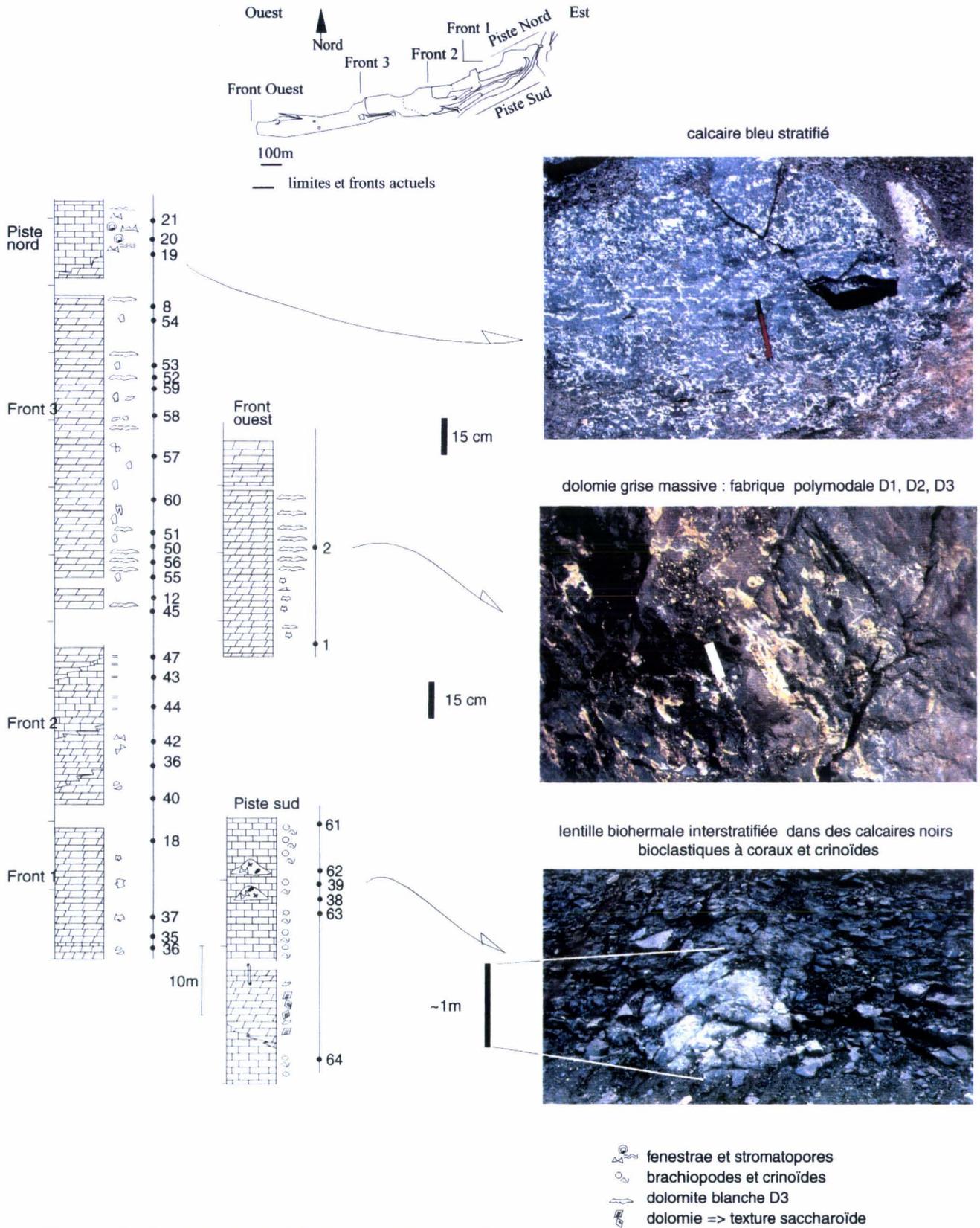


Figure 4.2 : Les dolomies de Merlemont (Massif de Philippeville) - plusieurs fronts d'exploitation de carrière sont observés et montrent la dolomitisation importante de cette formation

des fossiles. Le développement des dolomies est limité par une alternance de niveaux décamétriques de biostromes, de schistes et de calcaires pauvres en faune. La dolomitisation de ce faciès développe une dolomie où les bioclastes fracturés et enchevêtrés sont encore observables après la recristallisation.

À l'Est du Massif de Philippeville, la Formation de Lustin est constituée de plusieurs biostromes en alternance avec des calcaires fins de milieu restreint. La zone d'étude est située entre Humain au Sud et Louveigné au Nord (chapitre 1, figure 1.8). M. Coen a étudié en détail la bordure orientale de l'Allochtone et particulièrement la dolomitisation des calcaires frasniens [Coen, 1974], [Coen-Aubert, 1973]. L'Assise à biostromes du bord oriental de la sous-unité de Dinant présente une dolomitisation importante [Coen, 1974]. La coupe de Durbuy présente une coupe de plusieurs centaines de mètres où des dolomies apparaissent sur environ 50 mètres d'épaisseur (chapitre 3, figure 3.5). À Bomal, l'importante déformation des séries frasniennes montre un massif de taille réduite à quelques mètres (chapitre 3, figure 3.6). La coupe de Durbuy a fait l'objet d'un levé sédimentologique et d'un échantillonnage serré des dolomies. Leur aspect est massif et elles sont incluses dans des calcaires recristallisés plus ou moins riches en faune. Le passage calcaire-dolomie est progressif à la base du gisement.

## 4.2 Description des dolomies

La localisation des affleurements de dolomies dans l'Allochtone ardennais a contribué à la différenciation de deux groupes de dolomies. Ce paragraphe présente des exemples de dolomies mimétiques et destructives.

### 4.2.1 Les dolomies mimétiques - *Héritage des calcaires précurseurs*

Les dolomies de type mimétique correspondent à un remplacement des calcaires avec la préservation des caractères. La technique des répliques d'acétate permet d'observer macroscopiquement les textures dolomiques.

#### 4.2.1.1 Les dolomies de type DM

Les dolomies à texture mimétique (DM) sont le type le plus fréquemment observé.

La dolomie grise à éléments figurés fantômes (faciès n°1) est particulièrement développée dans les sites de Merlemont (figure 4.2). Le faciès n°1 (figure 4.3a) présente un aspect macroscopique proche du calcaire d'origine. Les bioclastes sont distingués de la matrice (figure 4.5a). La réplique d'acétate réalisée sur un échantillon présente un réseau cristallin indépendant des structures observées (figures 4.4ab). Les cristaux de dolomite miment les structures calcaires. Trois types de dolomite sont observés : un type noir (D1), un gris (D2) et un blanc (D3). Les éléments remplacés par la dolomite blanche sont parfois limités à leur base par un liseré noir et par un stylolite à leur sommet. Deux familles de fissures sont observables sur cet exemple. Les premières sont antérieures à la dolomitisation et mimées après dolomitisation. Les deuxièmes,

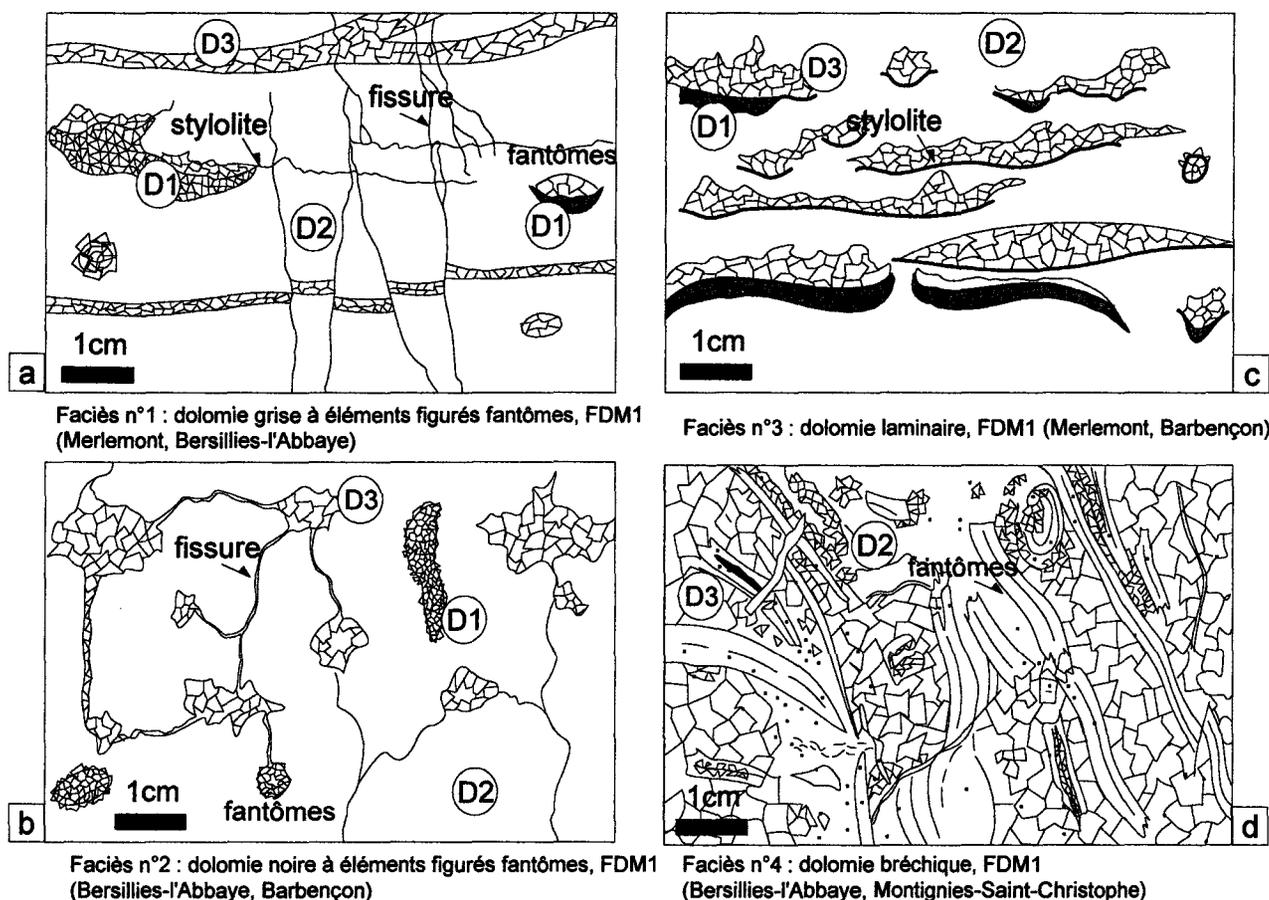


Figure 4.3 : Les textures dolomitiques mimétiques (DM) présentent des éléments texturaux principaux - ces quatre schémas de faciès montrent les aspects les plus fréquemment observés dans les fabriques mimétiques.

postérieures à la dolomitisation affectent les textures dolomitiques et sont partiellement cimentées par une calcite sparitique. La porosité macroscopique est due aux cavités géodiques formées dans les plages de dolomite blanche sparitique, aux fissures et stylolites, ainsi qu'aux pores intercrystallins observés dans les dolomites grises grenues.

Le faciès n°2 (figure 4.3b) correspond à une dolomite proche du faciès n°1. Mais la répartition des types de dolomite diffère : une dolomite microcristalline noire bitumineuse remplace la matrice et les bioclastes sont constitués de dolomite blanche sparitique (grenue à grossière) au centre et de dolomite grise plus ou moins grenue sur les bordures (figure 4.4cd). La matrice est dans cette dolomite, plus fine que la dolomite remplaçant les structures des bioclastes. Des cavités géodiques montrent un remplissage calcitique tardif dans la dolomite blanche. La porosité de la matrice est faible sauf dans la texture plus grenue. Les fissures ont un rôle important pour le développement, notamment, de la dolomite blanche. Des échantillons présentent un réseau de connexions très marquées entre les différentes plages de dolomite sparitique (figure 4.5bd). L'allure de ces fissures est très sinueuse et de direction aléatoire. La dolomitisation a conservé ce réseau.

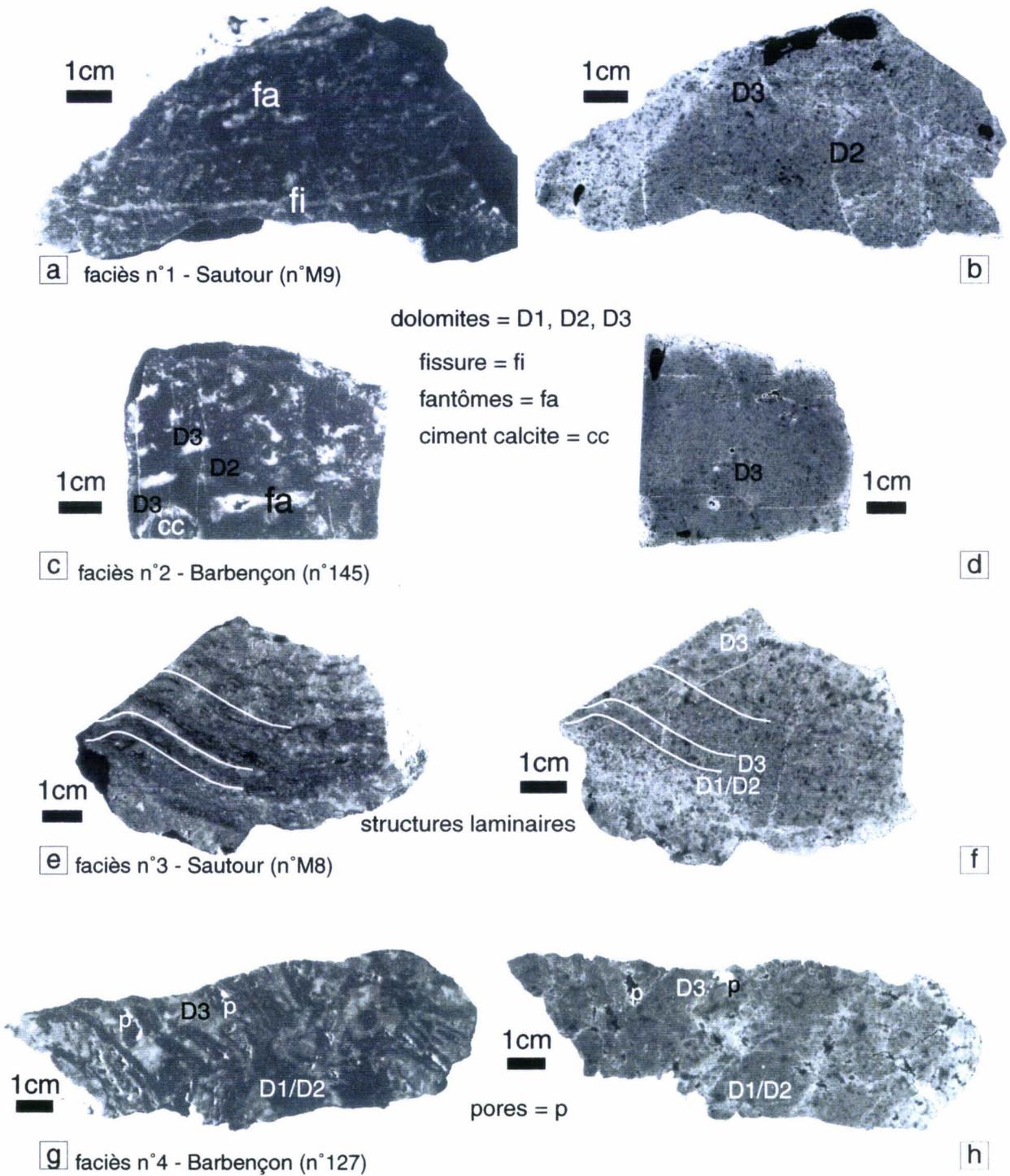


Figure 4.4 : Macroscopiquement, les répliques d'acétate permettent la différenciation des types de dolomites D1, D2 et D3 par la taille des cristaux et le remplacement des éléments figurés des calcaires précurseurs (fa, fi, p) - ce mode de transformation correspond aux textures dolomitiques mimétiques (DM).

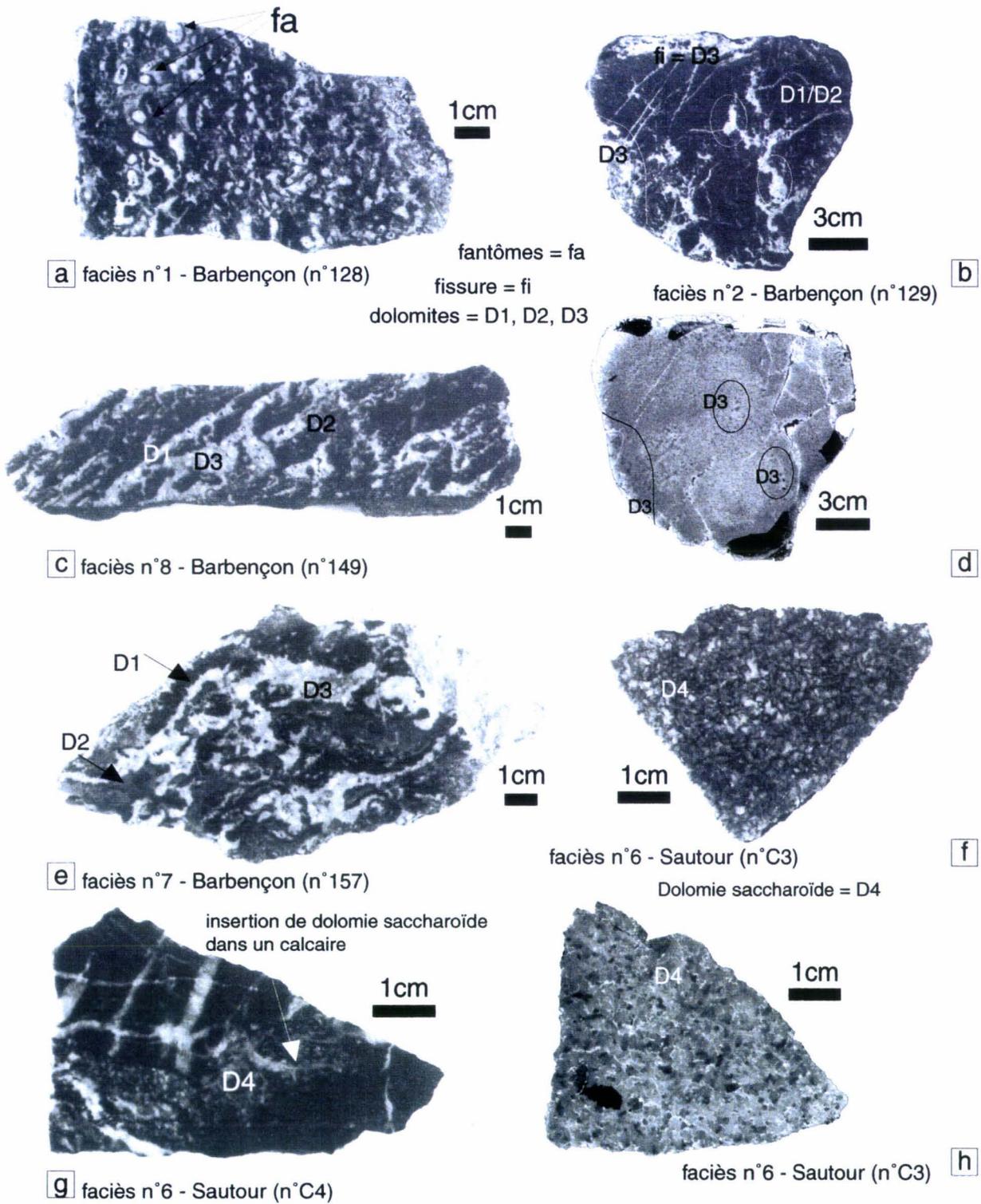


Figure 4.5 : Les dolomites D1, D2 et D3 s'observent aussi dans des fabriques mimétiques très différentes - les textures destructives sont majoritairement représentées par la dolomie saccharoïde (dolomite de type D4).

La dolomie laminaire (faciès n°3) présente des structures planes (figures 4.3c et figure 4.4ef). Les dolomites noires et blanches (D1 et D3) constituent des plages plus ou moins alignées (figure 4.5c). Un liseré noir ou un stylolite marque parfois les bordures inférieure et supérieure de ces plages de dolomites (D1 et D3). La dolomie noire finement grenue (D1) est liée à la dolomite blanche sparitique (D3) car elles forment des plages cimentées digitées très variées (figure 4.5e). Ces formes sont proches de celles observées dans les stromatactis (cf. chapitre 1). La dolomite blanche sparitique montre parfois une expansion au-delà du liseré noir et des stylolites (figure 4.3c) qui suggère une évolution des textures au cours de la période de dolomitisation.

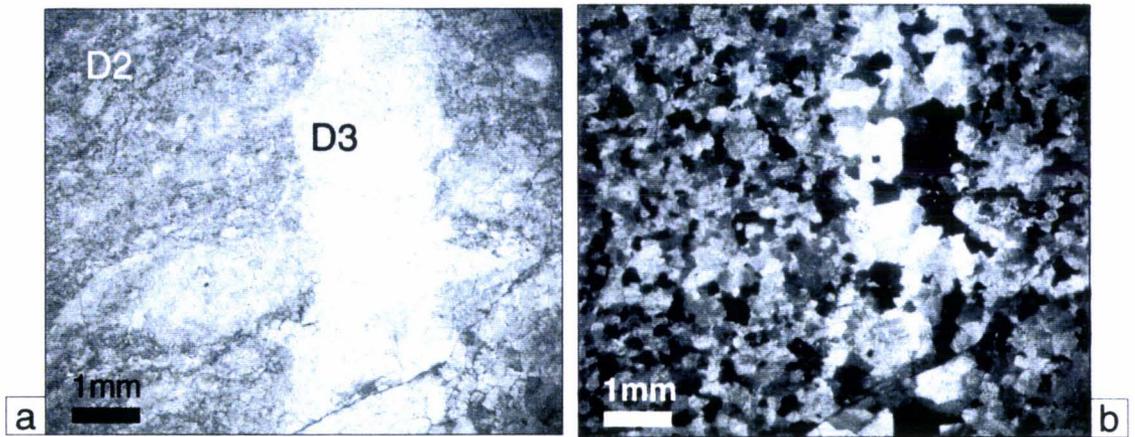
Le faciès n°4 illustre une dolomie bréchique (figure 4.3d). Les masses de dolomite grise fine à grenue (<mm à mm) remplacent des fragments d'organismes (figure 4.4gh). Ces fragments sont associés à une dolomite blanche sparitique (2-3 mm). L'assemblage de fragments de dolomite matricielle grise et des bioclastes dolomités est cimenté par une dolomite sparitique blanche (2-5 mm) probablement calcitique à l'origine. Des liserés noirs s'observent en bordure de la dolomie blanche associée aux fragments de dolomite grise. Ce faciès est très proche d'un faciès de brèche calcaire les fragments de bioclastes sont cimentés par une calcite sparitique.

D'autres faciès peuvent être fréquemment observés. Mais la reconnaissance de caractères calcaires précurseurs est moins évidente. Par rapport à un échantillon de dolomie DM (figure 4.5a), des faciès de dolomie « mouchetée et laminée » (figures 4.5ce) présentent des structures plus ou moins planes constituées de dolomites D1 et D3. La reconnaissance des types D1, D2 et D3 détermine un type « évolué » dont nous discuterons dans la fin de ce chapitre.

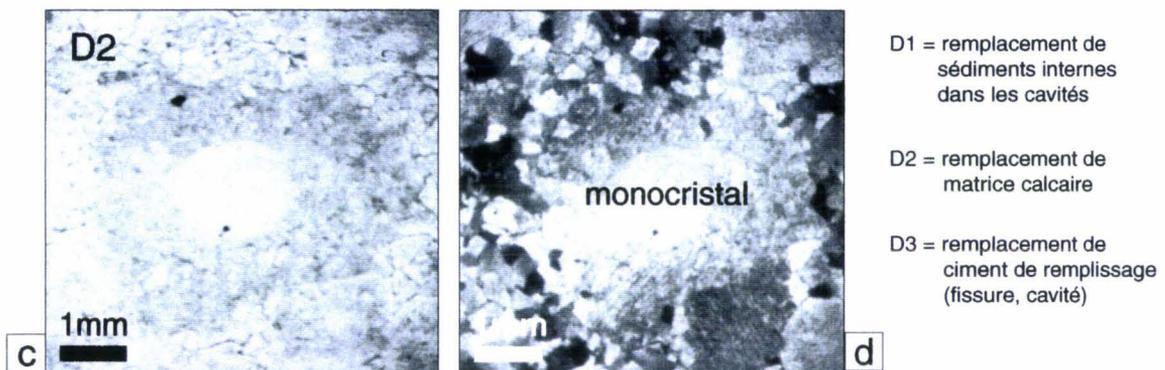
L'étude de terrain sur les dolomies du Frasnien de Belgique apporte des éléments de répartition selon les différents faciès identifiés. Les dolomies de type DM sont fréquentes dans le Massif de Philippeville et la bordure occidentale de l'Allochtone (figure 4.1). À Barbençon, la dolomie noire (faciès n°2) est souvent grenue et poreuse avec un éclat métallique. Le faciès n°4 caractérise la transformation des calcaires organo-détritiques présents dans la bordure occidentale de l'Allochtone (carrières de Bersillies-l'Abbaye, gisement du Pont Romain à Montignies-Saint-Christophe). Il s'agit d'une brèche synsédimentaire développée par l'accumulation de débris d'organismes dans un milieu hydrodynamique où un réseau poreux et perméable est développé. La dolomitisation a remplacé de façon mimétique le calcaire détritique ainsi formé. À Merlemont, le faciès n°3 s'observe souvent à l'extrémité Ouest de la carrière Nord et dans le gisement de Franchimont - Sautour.

#### 4.2.1.2 Données géochimiques

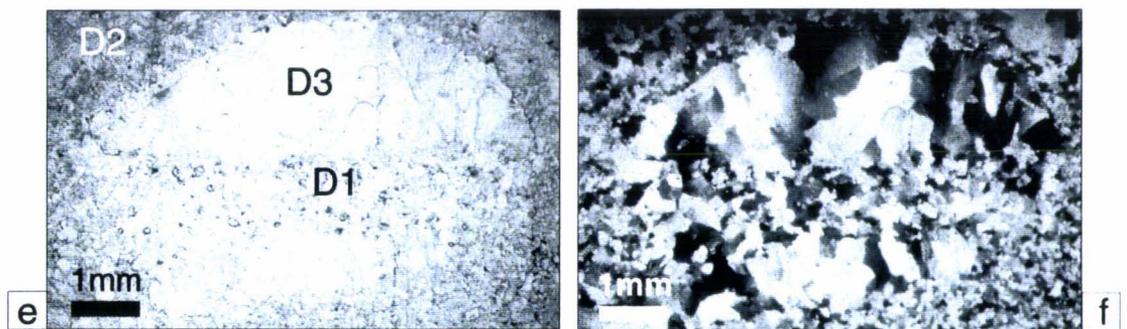
La préservation des caractères précurseurs est observée en lames polies, au microscope. Les exemples présentés sur la figure 4.6 caractérisent une distribution polymodale issue du remplacement différentiel des constituants du calcaire. Les variations de couleurs et de tailles sont les plus évidentes (tableau 4.1). Le remplacement d'un crinoïde par un monocristal de grande taille (figure 4.6cd) est aussi fréquemment observé que les types



fantôme de fissure (Merlemont, carrières)



fantôme de crinoïde (Merlemont, carrières)



fantôme de bivalve (Merlemont, carrières)

Figure 4.6 : Microscopiquement, l'observation de fantômes de bioclastes et de fissures montrent un mode de remplacement mimétique très fréquent dans les dolomies du Frasnien moyen en Belgique - la dolomite de type D1 remplace les sédiments internes, le type D3 les ciments géotropes et le colmatage de fissures. Le type D2 remplace la matrice micritique du calcaire.

élément calcaire	type de dolomite	taille des cristaux
bioclastes et sédiments internes	dolomite noire (D1)	microgrenue (<mm)
matrice micritique	dolomite grise (D2)	grenue (mm)
ciments dans les fissures et les bioclastes	dolomite blanche (D3)	grossière (2-5mm) ou sparitique

Tableau 4.1: Différenciation des dolomites constituant le groupe de dolomies mimétiques

D1 et D3 qui miment un bivalve (4.6ef) ou celui du type D3 dans une fissure (4.6ab).

Les dolomites noires et grises présentent en cathodoluminescence des teintes rouges de faible intensité (figure 4.7b). Les variations de la luminescence au niveau des pores et des fractures syn et post dolomitisation (figure 4.7bd) mettent en évidence la dolomite blanche (D3). Les textures dolomitiques présentent parfois des arrangements particuliers entre les types D2 et D3 (figure 4.7cd). Des stylolites limitent les contacts entre D2 et D3. Ils peuvent être associés à des fissures (cc) postérieures à la dolomitisation.

Dans les dolomies mimétiques (DM), le type D3 correspond souvent au remplacement de colmatage de fissures ou de cavités. Il est parfois difficile de caractériser ce type comme une phase de remplacement ou comme un ciment qui colmaterait l'espace résiduel au cours de la dolomitisation [Sibley et Gregg, 1987]. Le colmatage d'un pore est visible par une luminescence rouge claire zonée alors que l'encaissant présente une faible luminescence (« dull »). La figure 4.7ab montre que les bordures des cristaux sont altérées et les pores connectés entre eux. L'aspect clair observé en LT<sup>2</sup> au niveau du pore marque le colmatage de ce dernier par un ciment sparitique (dolomite D3). Il est parfois observé dans ces fantômes de bioclastes ou de moules des zones de croissance cristalline qui caractérisent le développement centripète d'un ciment à partir d'un substrat. La dolomite blanche grossière (D3) observée dans ces fantômes correspondrait au remplacement d'un ciment (calcite sparitique). La luminescence plus claire marque le changement de substrat remplacé (matrice micritique ou ciment). Les bordures altérées des cristaux marquent l'influence de la précipitation de la dolomite D3 sur la dolomite D2. Cette altération peut alors caractériser le colmatage d'un moule (bioclaste dissout pendant la diagenèse précoce avant ou pendant la formation de D2) où le stade D3 apparaît après le remplacement de la matrice (D2). Il serait alors une phase cimentée et non recristallisée.

Les analyses à la microsonde déterminent la composition des calcites et des dolomites en éléments majeurs (Ca, Mg, Fe, Mn). Les dolomites contiennent en moyenne de 55% de Ca et 45% de Mg. La calcite contient 98-100% de Ca (figure 4.8). Elle est très faiblement magnésienne (tableaux 4.2 et A.4). En général, la dolomite présente une teneur moyenne en fer de 0,8% (pic à 1,7%) et la calcite a une moyenne de 0,25% (pic à 3,7%). Le manganèse est plus abondant dans les calcites (moyenne de 0,22%) que dans les dolomites (moyenne de

<sup>2</sup>LT: lumière transmise, microscopie conventionnelle

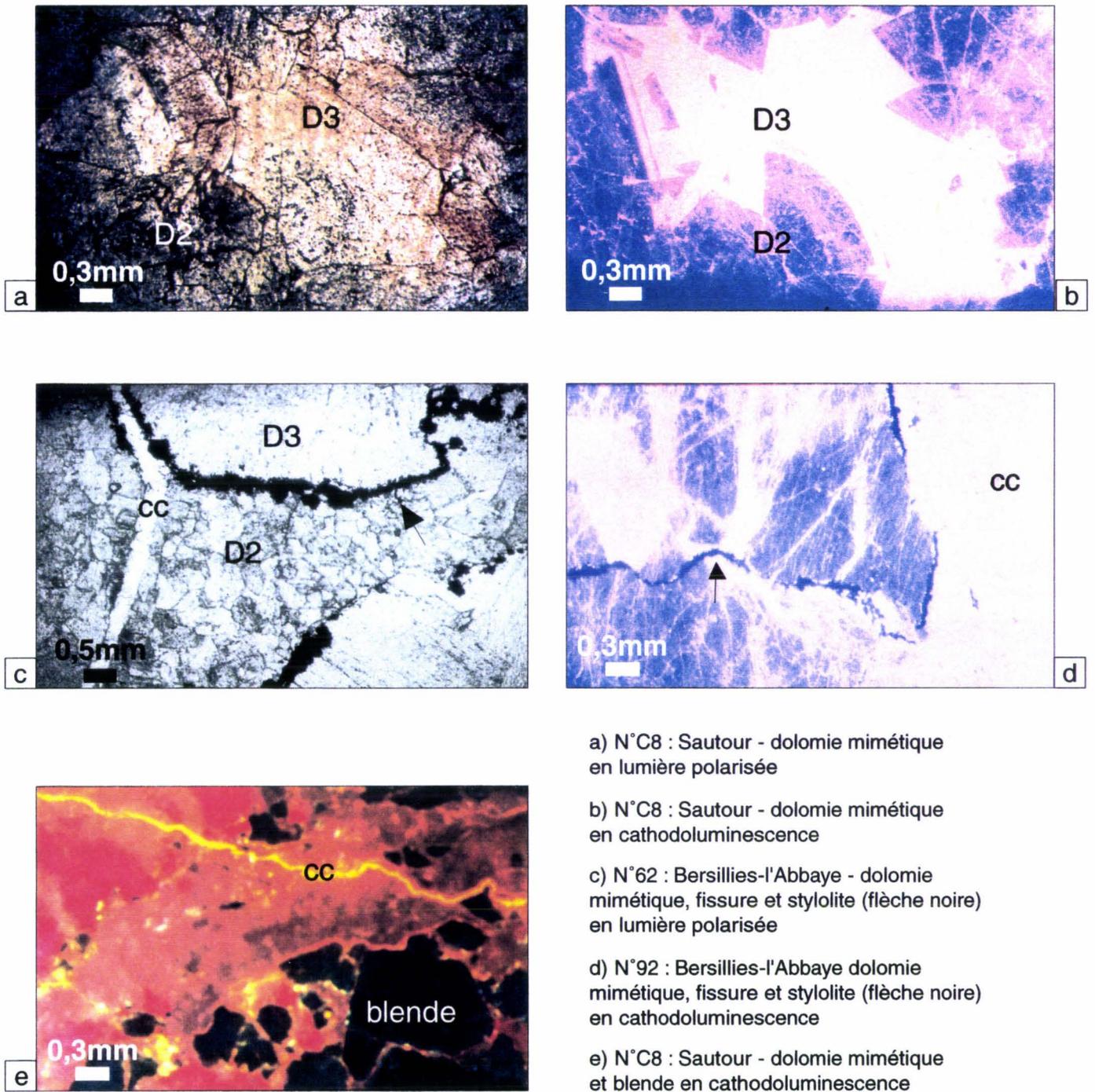


Figure 4.7 : Les types de dolomites D2 et D3 sont différenciés en microscopie et en cathodoluminescence - le type D3 est le plus clair en lumière transmise. Les stylolites, la blende et la calcite de remplissage (cc) se distinguent nettement de la texture dolomitique rouge.

Tableau 4.2: Moyennes des mesures à la microsonde

Mesure en poids	Vanadium	Lanthane	Cérium	Strontium	Magnésium	Calcium	Manganèse	Fer
calcite (%)	0,1	0,05	0,16	0,04	1,16	99,7	0,2	0,3
Nbre analyses	20	17	23	5	37	45	39	35
dolomite (%)	0,1	0,1	0,1	0,02	45,1	55,6	0,1	0,8
Nbre analyses	23	15	22	3	37	30	27	28
Lame 92								
calcite (%)	0,1	0,1	0,2	—	1,2	99,5	0,4	0,1
Nbre analyses	8	4	10		15	15	14	12
dolomite (%)	0,05	0,04	0,08	0,05	44,7	55,0	0,1	0,8
Nbre analyses	2	2	4	1	7	3	5	8
Lame C8								
calcite (%)	—	0,1	—	0,02	1,0	100,5	0,01	—
Nbre analyses		1		1	1	1	1	
dolomite (%)	0,1	0,02	0,1	—	44,5	55,6	0,1	0,6
Nbre analyses	4	2	5		6	8	4	3
Lame 168								
calcite (%)	0,06	0,03	0,1	0,08	1,2	99,8	0,06	0,6
Nbre analyses	5	4	6	2	10	9	9	12
dolomite (%)	0,1	0,06	0,1	0,02	—	58,5	0,1	0,6
Nbre analyses	2	1	2	1		3	1	3
Lame C44								
calcite (%)	0,08	0,05	0,1	0,02	1,2	99,7	0,3	0,06
Nbre analyses	3	3	4	1	7	7	5	3
dolomite (%)	0,08	0,15	0,3	—	45,5	55,1	0,1	—
Nbre analyses	2	2	4		5	3	3	1
Lame 112								
calcite (%)	0,1	0,01	—	0,0	1,2	99,9	0,1	0,1
Nbre analyses	2	2		1	1	4	4	1
dolomite (%)	0,08	0,01	0,08		45,1	54,9	0,1	0,9
Nbre analyses	3	1	2		3	2	2	3
Lame 110								
calcite (%)	—	—	—	—	—	99,3	0,01	0,09
Nbre analyses						2	1	2
dolomite (%)	0,05	0,1	0,09	—	44,5	55,2	0,1	1,2
Nbre analyses	1	1	1		2	1	2	2
Lame C58								
calcite (%)	0,1	0,06	0,1	—	0,9	100,3	0,01	0,09
Nbre analyses	2	2	2		1	5	4	4
dolomite (%)	0,09	0,09	0,08	0,01	45,1	55,2	0,1	0,9
Nbre analyses	9	5	3	1	12	10	9	8
Lame 189								
calcite (%)	—	0,05	0,05	—	1,08	98,8	0,06	—
Nbre analyses		1	1		2	2	1	
dolomite (%)	—	0,1	0,07	—	46,06	—	0,07	—
Nbre analyses		1	1		2		1	

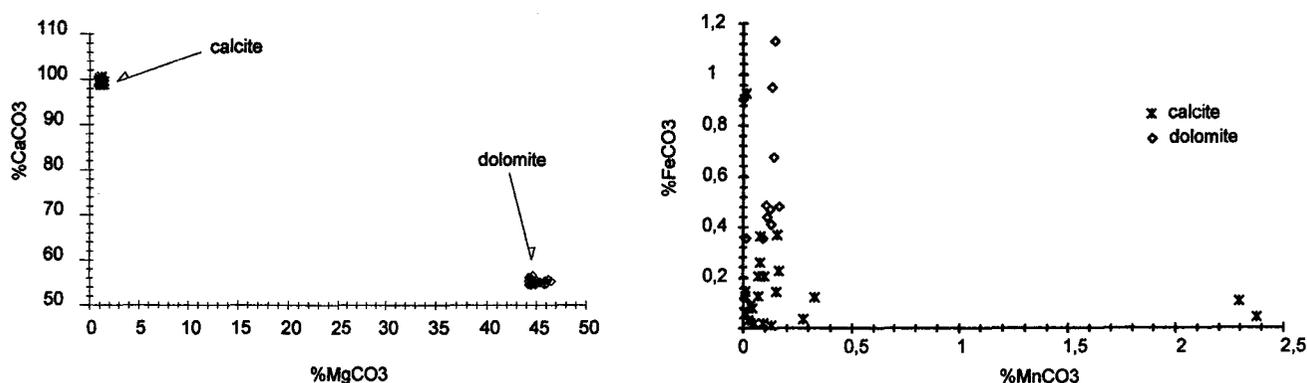


Figure 4.8 : Analyses à la microsonde - calcites et dolomites

0,11%). Les teneurs en Sr, V, La, Ce, ne présentent pas de corrélations significatives avec d'autres éléments ou entre eux. De façon générale, les dolomites sont plus riches en éléments traces que les calcites.

Le rapport mesuré entre le fer et le manganèse varie en fonction de la nature dolomitique ou calcitique des phases analysées (figure 4.17). Elle varie également lorsqu'une bande SJL (stade jaune lumineux) est analysée car la richesse en manganèse est importante. Les teneurs moyennes sont de 0,22%  $\text{MnCO}_3$  et 0,25%  $\text{FeCO}_3$  pour les calcites et de 0,11%  $\text{MnCO}_3$  et 0,812%  $\text{FeCO}_3$  pour les dolomites (tableau 4.2). Les valeurs varient fortement d'une lame à l'autre. L'échantillon 110 présente la plus grande richesse en fer (1,189%  $\text{FeCO}_3$ ). Par contre, l'échantillon 92 présente la plus forte teneur en manganèse (0,139%  $\text{MnCO}_3$ ). Le rapport  $\text{MnCO}_3/\text{FeCO}_3$  varie de 0,016 à 54,05. Le plus fort rapport correspond aux zones lumineuses observées dans la calcite.

L'échantillon illustré par la figure 4.9 présente une dolomie (DM1) contenant une fissure cimentée. Dans la dolomie encaissante (analyses 81 à 83), les bordures des cristaux plus claires en lumière transmise ont une teneur en fer différente du centre des cristaux plus sombres. Les bordures représenteraient une croissance de la dolomite dans l'espace intercrystallin. En cathodoluminescence, la teinte rouge varie dans cette zone fissurée. Une calcite colmate le centre de la fissure (analyses 77 à 78) et expose une luminescence jaune-orangée en cathodoluminescence. La fissure présente en outre une bordure rouge claire où les cristaux de dolomite ont remplacé le ciment dans la fissure.

Plusieurs stades de développement peuvent être proposés dans cet exemple (figure 4.9).

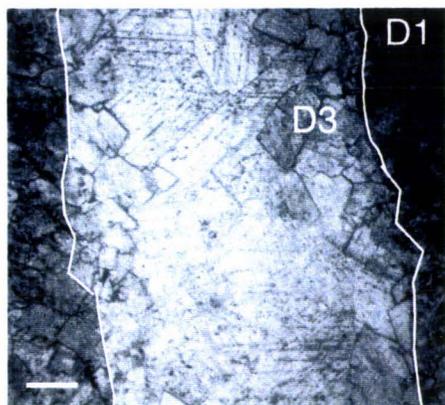
Stade 1 : calcaire composé de matrice micritique contenant une fissure cimentée (calcite sparitique).

Stade 2 : remplacement de la matrice par la dolomite D2 et du ciment par D3. Les bordures de la fissure sont préservées (mimées) par la dolomitisation de l'ensemble (matrice et ciment).

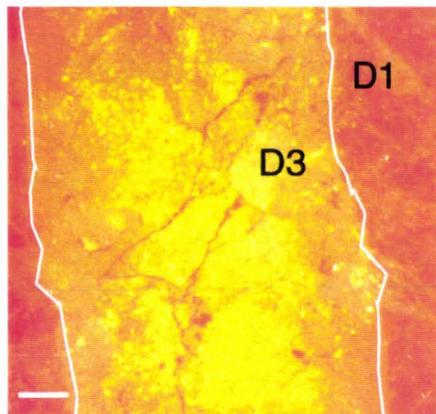
Stade 3 : ouverture de la fissure.

Stade 4 : seconde cristallisation de calcite dans la fissure et altération des cristaux de dolomite D3 aux épontes (dédolomitisation par recristallisation en calcite).

Lame 58 : Bersillies-l'Abbaye (bordure ouest de l'Allochtone ardennais)



En lumière polarisée



En cathodoluminescence

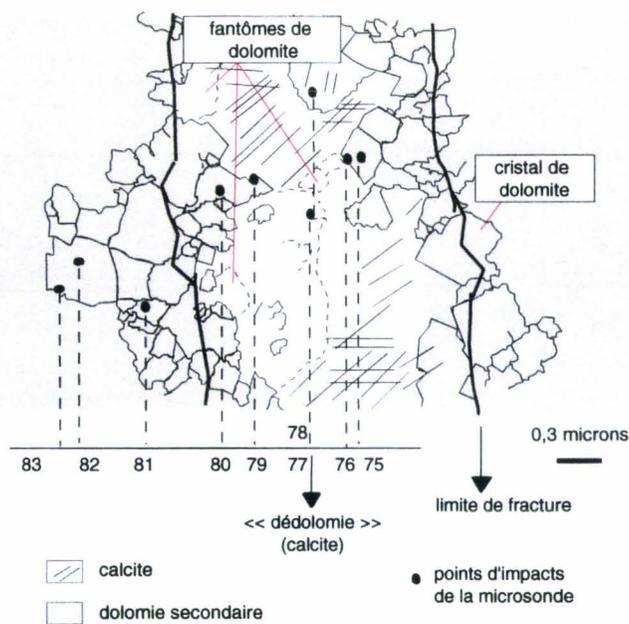


Figure 4.9 : Exemple de remplissage de fissure dolomitique et calcitique déterminés par microscopie et microsonde. La dolomite D3 a remplacé un premier remplissage. Puis une calcite tardive cristallise dans l'espace résiduel de la fissure en affectant partiellement la dolomite D3.

Selon l'échantillon observé, une dolomite grossière blanche (D3) correspond à un remplacement de ciment colmatant une cavité (figure 4.7a) ou à une cimentation dolomitique dans un pore (moule ou fissure). Dans les deux cas, la luminescence présente une teinte rouge claire homogène. Il s'agit de la même phase exprimée différemment selon le substrat affecté. Des contextes différents de cristallisation peuvent amener le développement des mêmes phases [Sibley et Gregg, 1987].

#### 4.2.1.3 Conditions de formation des dolomies de type mimétique

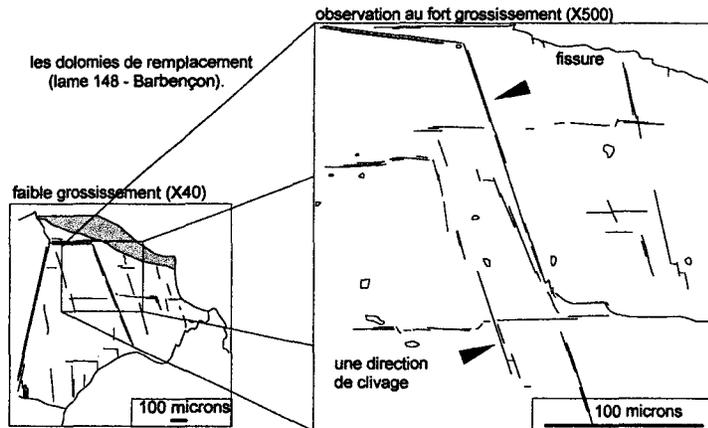


Figure 4.10 : Illustration des inclusions fluides dans les dolomies de remplacement

Tableau 4.3: Étude des inclusions fluides sur des échantillons issus d'affleurements

taille	Tmice(°C)	Th(°C)	salinité(g.eq.%)
Barbençon	148	dolomie	
3*4*1	-3,7	107	6,01
2*3	-4,4	145,9	7,02
3	-5	194	7,86
Merlemont	20	dolomie	
—			
Barbençon	130	dolomie	
—			
Barbençon	168	dedolomie	
2	-6,5	95,3	9,86
4	-6,4	100,6	9,73
1,5*2	-1,6	105,9	2,74
4*2*1	-2,8	109,3	4,65
2*2,5	0	119,7	0
3*4	-0,1	134,6	0,18
Bersillies	97	calcite	
—			

L'ensemble des échantillons étudiés dans les dolomies du Frasnien moyen présente des inclusions fluides<sup>3</sup> relatives au système NaCl-H<sub>2</sub>O (annexe A, tableau A.9). Les phases recristallisées (dolomites secondaires) contiennent des inclusions fluides secondaires (figure 4.10). Elles apparaissent non loin de plans de clivages ou de plans de fissures. La température d'homogénéisation indique une formation des inclusions secondaires (dolomite) à partir de 100°C environ. La température de piégeage des inclusions correspond à la période de cristallisation. La salinité (calculée selon les tables de [Bodnar, 1993]) à peu près constante (6-8 g.%) est associée à des températures d'homogénéisation<sup>4</sup> croissantes de 107 à 145°C.

Dans le cas de recristallisation (dolomites), nous évaluons la température de rééquilibration des inclusions qui s'est produit dans la roche dolomitique au cours de l'évolution diagénétique. Les résultats ont été obtenus malgré les faibles tailles des inclusions (<10 microns, tableau 4.3). Ils montrent la variabilité des températures relatives à une évolution des séries au cours de la dolomitisation.

Les dolomies mimétiques sont les plus représentatives de la dolomitisation des calcaires du Frasnien moyen. Néanmoins, un faciès de dolomie non mimétique mérite d'être décrit. Il s'agit de la dolomie saccharoïde.

## 4.2.2 Les dolomies destructives (DD)

Elles sont largement représentées par une dolomie à texture destructive (sans préservation des caractères des calcaires précurseurs).

### 4.2.2.1 La dolomie de type D4

La dolomie sombre saccharoïde (faciès n°6) présente un aspect très homogène avec une teinte gris-sombre à éclat parfois métallique. La texture de cette dolomie est le plus souvent de distribution unimodale (taille moyenne des cristaux 2-3 mm). La forme des cristaux est classiquement rhomboédrique (figure 4.5fgh). La phase dolomite (D4) représentant la dolomie saccharoïde montre une porosité intercristalline qui dépend de la taille des grains et du remplissage intercristallin (figure 4.13a). En cathodoluminescence, une teinte bleutée assez sombre et homogène caractérise cette texture (figure 4.13d).

Dans certains échantillons, une distribution polymodale est observée (figure 4.11b). Certains cristaux montrent une zonation sur les bordures des plus grands cristaux (2-5mm) (figure 4.11c). La croissance centripète de grands cristaux (> 0,5cm) commence au contact d'une matrice de cristaux fins (<0,5mm) et comble l'espace d'une fissure.

La porosité de ce faciès est accrue par les espaces intercristallins formés lors de la dolomitisation. Parfois une dolomie présente un matériel opaque ou argileux entre les cristaux. Dans une matrice grenue (> mm)

<sup>3</sup>L'analyse microthermométrique (8 échantillons) a été menée sur une plate-forme de refroidissement/réchauffement Linkam à Louvain.

<sup>4</sup>température d'homogénéisation: Th (°C); la méthode d'analyse des inclusions fluides est détaillée en annexe A

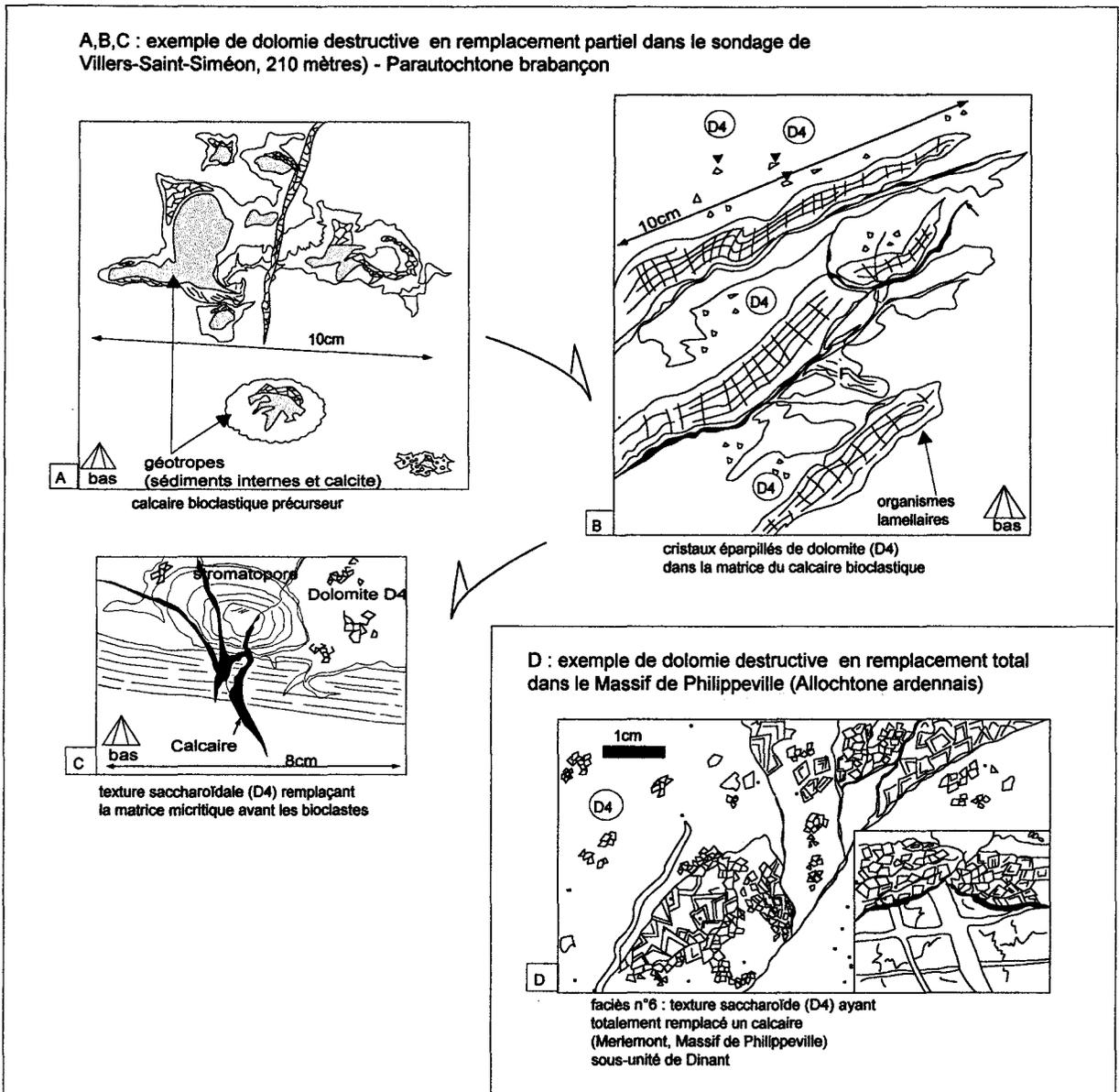


Figure 4.11 : Illustration du faciès n°6 observé en surface (Merlemont) et en sondage (Villers-Saint-Siméon). Sur cette figure, il faut voir un développement de la dolomitisation depuis un calcaire très partiellement dolomitisé avec une dolomite de type D4 (rhomboédres automorphes) qui aboutit à une texture saccharoïdale.

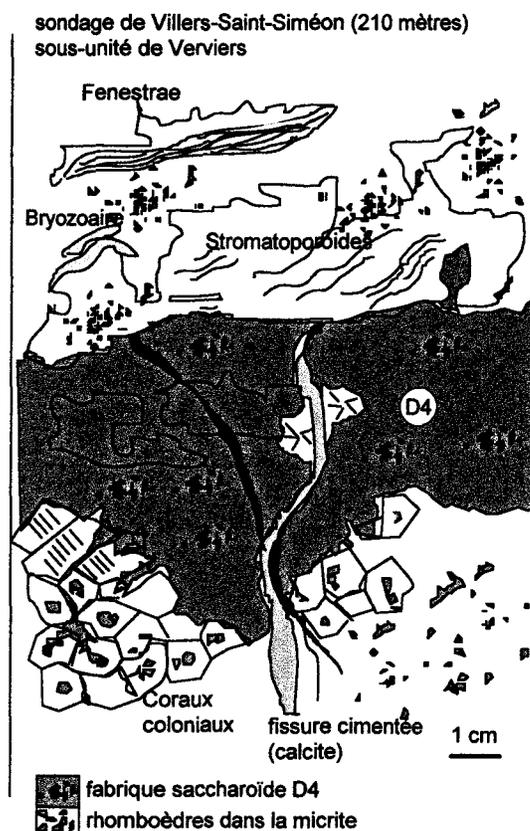


Figure 4.12 : Illustration d'un calcaire partiellement dolomitisé - mise en place d'une texture en mode destructif

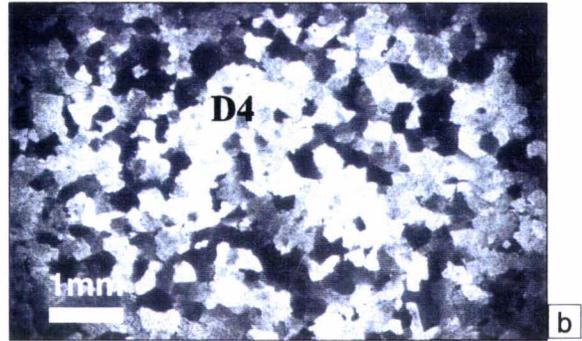
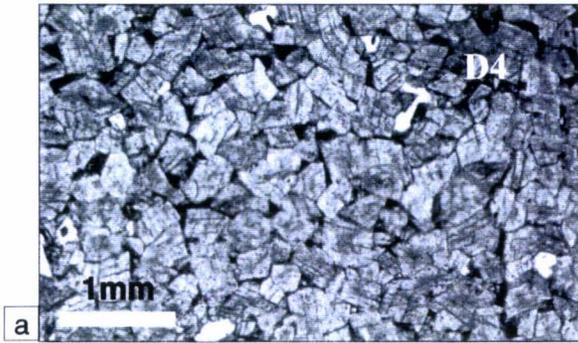
la porosité peut être très développée. La répartition des cristaux peut être contrôlée par la formation de stylolites et de fissures (figure 4.11c).

Le sondage de Villers-Saint-Siméon est caractérisé par le développement de dolomie de type saccharoïde (D4) dans les calcaires organo-détritiques. Peu de carottes de forages ont été conservées et présentent un calcaire récifal partiellement dolomitisé (figure 4.11d) à matrice micritique et organismes variés (stromatopores, *Alveolites*, rugueux solitaires ou coloniaux, etc...) [Legrand, 1977]. La matrice carbonatée (micrite) est remplacée partiellement. Des cristaux plus clairs sont distincts de l'ensemble et marquent les traces de fantômes (figure 4.12). L'altération de la dolomite devenant jaune et friable caractérise une ferruginisation de la dolomite. L'exemple d'une colonie de rugueux partiellement remplacée (figure 4.12) montre l'envahissement progressif de stromatopores et autres organismes lamellaires (figures 4.11ab). Le remplacement des fossiles est particulièrement visible comparé au remplacement de la matrice micritique.

Le faciès n°6 a également été observé à Merlemont dans un contexte de fissuration (figure 4.11c), à proximité ou au contact de failles dans des calcaires non dolomitisés. Il est associé à la présence de blende. Des filons ont été exploités à Barbençon pour le zinc.

A, B : site de Merlemont (carrière, n°1-64)

A, B : exemples de textures saccharoïdales (ou sucrose) en lumière polarisée et plorarisée - analysée



C, D : site de Sautour (C1 à C11)

D : exemple de texture saccharoïdale (ou sucrose) en cathodoluminescence

C : exemple de minéralisation (blende) en lumière polarisée

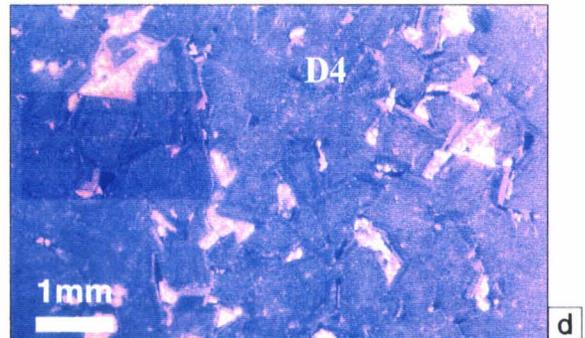
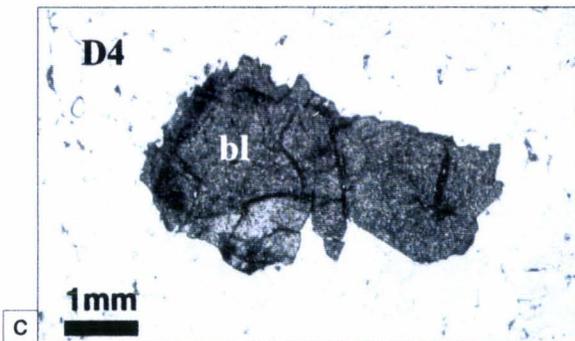


Figure 4.13 : La texture dolomitique destructive est représentée par une répartition unimodale des cristaux automorphes (dolomite D4). La texture saccharoïdale ne préserve pas les caractères des calcaires précurseurs.

#### 4.2.2.2 Minéralisation

Le développement de minerai présente une extension locale dans l'anticlinal de Merlemont (Massif de Philippeville) et de Barbençon (bordure occidentale). Les analyses en fluorescence des rayons X permettent d'apprécier l'enrichissement des dolomies en éléments métallifères [Dejonghe et Mardaga, 1989]. Ces analyses conduisent à caractériser le « faciès à blende » (faciès n°6, figure 4.1). La blende (ZnS) ou sphalérite est facilement repérable dans la roche. Elle présente des groupes de cristaux automorphes de tailles variables (figure 4.13c). En cathodoluminescence, une teinte très sombre (bleutée à noire) distingue nettement la blende de la dolomite. Elle est fracturée et incluse dans la phase dolomitique. Des zones bleues luminescentes soulignent l'altération des bordures.

La blende est le principal minerai de zinc. Il a été exploité localement en Belgique. La méthode d'analyse en fluorescence détaillée dans l'annexe A est basée sur une mesure comparative de l'échantillon et d'un standard de roche choisi selon la nature de la roche analysée (dans ce cas, une dolomie et un calcaire). Les teneurs variables montrent un pic pour l'échantillon C3 dont la teneur avoisine 1% (annexe A, tableau A.16, figure A.3). De même, cet échantillon de dolomie saccharoïde est enrichi en soufre, cuivre et nickel alors que le standard en contient peu ou pas du tout. Les échantillons 177 et C3 sont enrichis en rubidium (par rapport au standard). L'ensemble des échantillons ne contient pas de plomb sauf C3 et le standard. Ce dernier est beaucoup plus riche que l'échantillon C3. Enfin, le strontium est contenu en quantités très similaires dans les échantillons et le standard de dolomie.

Le remplacement du calcaire par une dolomie saccharoïde (de type destructif) est un exemple de recristallisation du matériel dans son intégralité. Une ségrégation d'éléments chimiques peut intervenir et générer des phases minérales particulières telles que la blende. Les échantillons de dolomie saccharoïde ont été prélevés au Sud du gisement dans la zone très resserrée du synclinal au Nord de l'anticlinal de Merlemont. Des chevauchements et de nombreuses failles traversent l'axe de l'anticlinal de Merlemont. La présence de dolomie de type destructif (DD) pourrait être liée à l'intense déformation de cette zone. Une circulation de fluides dolomitisants auraient transformé localement le calcaire. Le contexte de développement de ce type de dolomie est distinct de celui du type mimétique. Les fluides devaient être enrichis en éléments métallifères (Zn, S, Pb). Cet enrichissement peut être relié à la richesse en matière organique des calcaires noirs « bitumineux » de la base de la coupe de Merlemont ; précisément là où sont observés les dolomies saccharoïdes à blende. De même, à Barbençon, des calcaires organo-détritiques noirs sont affectés par ce mode de remplacement.

La texture saccharoïdale (dolomite D4) est représentative des transformations destructives (DD). Ce mode de remplacement des calcaires peut affecter tous les types de faciès observés. Il fait référence à un mode de dolomitisation où tous les constituants du calcaire sont recristallisés en dolomite [Sibley et Gregg, 1987].

## 4.3 Les ciments

Associés aux dolomies, des ciments de différentes natures sont observés. Ils contribuent notamment à un colmatage de la porosité résiduelle.

### 4.3.1 Ciment dolomitique

Un type particulier de ciment dolomitique est observé dans plusieurs faciès. Il correspond à une dolomite dite baroque (DB) [Loreau et Cros, 1988]. La description de cette dolomite en microscopie conventionnelle montre une extinction onduleuse et des clivages courbes (figure 4.14ab) [Radke et Mathis, 1980]. Le remplissage centripète de fissures par la dolomite baroque détermine un faciès appelé zebras. La connexion des fractures sub-parallèles à la stratification est un exemple de ce faciès observé notamment en sondage [Graulich, 1977b]; [Nielsen, 1996].

La dolomite DB apparaît aussi dans des cavités cimentées avec une calcite (figure 4.14cd). Des calcaires partiellement dolomitisés (faciès n°5) présentent ce type de remplissage où la dolomite est altérée. Ce ciment apparaît d'abord sur les contours de la cavité puis affecte la base plane de la cavité. La propagation de ce ciment sur les contours est facilitée par les connexions existantes entre les fenestras. L'échantillon étudié est un calcaire à fenestras dont les cavités sont partiellement cimentées par la dolomite baroque.

#### 4.3.1.1 Origine de ce ciment

Ce ciment apparaît après la dolomitisation majeure des calcaires, donc probablement au cours de l'enfouissement et de la déformation des dolomies frasniennes. Le rééquilibrage des inclusions fluides dans la dolomite D3 montre des conditions élevées de  $T^{\circ}$  et  $P$  qui permettent d'envisager une circulation de fluide chaud responsable de la cimentation dolomitique.

La dolomite baroque semble être un ciment tardif cristallisé dans des fissures ouvertes lors de phase tectonique. Il a aussi partiellement cimenté la porosité résiduelle des calcaires et des dolomies.

#### 4.3.1.2 Altération de ce ciment

L'étude de la dolomite baroque DB a révélé un processus d'altération de la dolomite. La croissance centripète forme un amalgame de cristaux de dolomite et de calcite (figure 4.14f). Cette figure explique la répartition des stades dolomite et calcite dans le remplissage présenté sur la figure 4.14e). En cathodoluminescence, des teintes variant du rouge sombre (dolomite) au rouge-orange (calcite) apparaissent dans ces rhomboèdres (figure 4.14e). La luminescence rouge orangée observée dans les zones de croissance des rhomboèdres représente la calcite associée aux oxydes (figure 4.14f). Les bandes sombres d'oxydes de fer caractérisent les bordures des rhomboèdres. La transformation de la dolomite en calcite et oxydes explique l'apparition d'une luminescence plus forte dans les bordures du cristal. La dolomite dite baroque est dans ce cas altérée et transformée en calcite. Lors de l'étude à la microsonde, une série d'impacts réalisée depuis la bordure jusqu'au centre

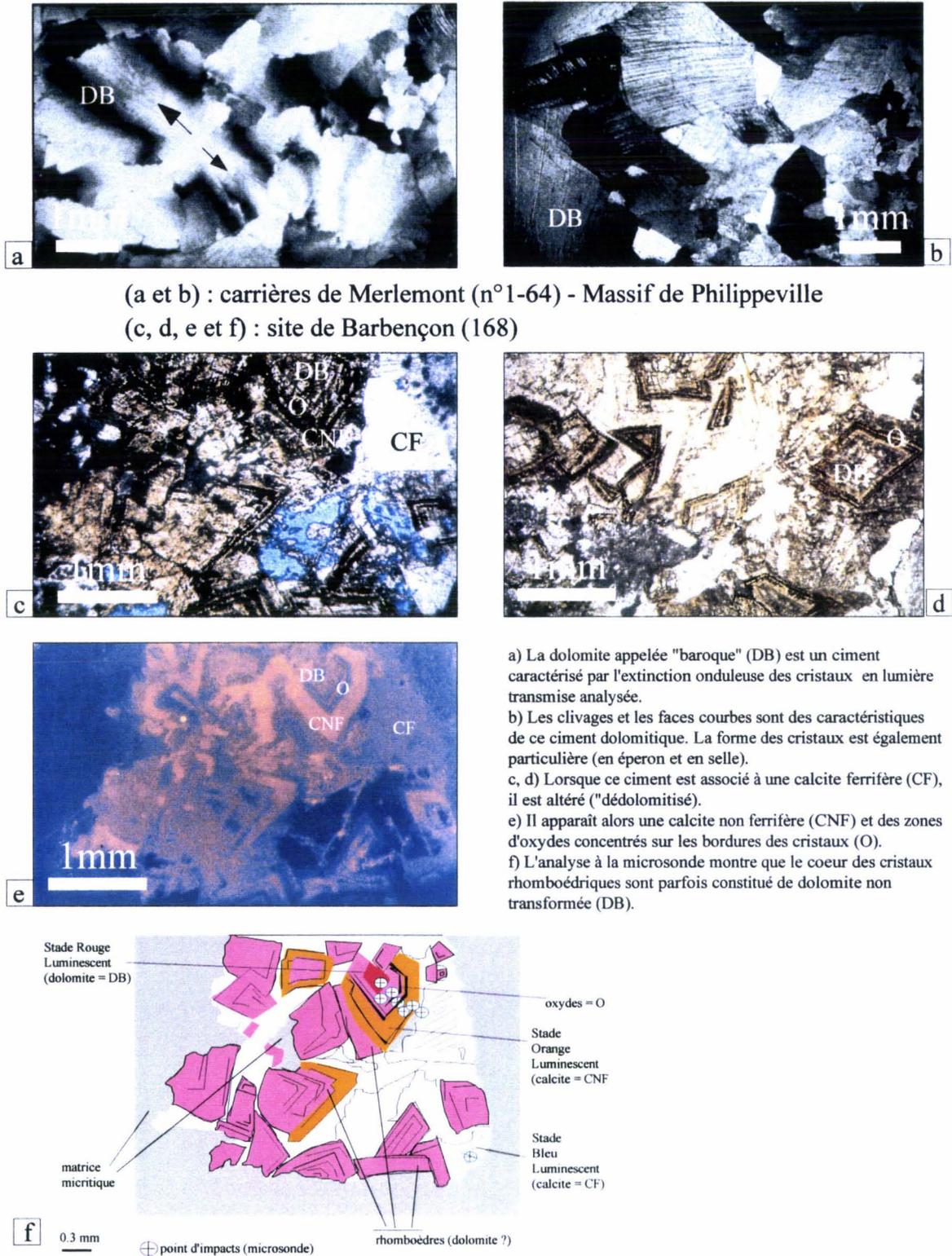


Figure 4.14 : La dolomite baroque (DB) présente une extinction onduleuse et des clivages courbes en microscope optique. Elle est parfois altérée et prend une couleur brune liée à la présence de fer (O) et de calcites (CNF et CF). En cathodoluminescence, la teinte rouge sombre est semblable à celle observée dans les textures dolomitiques.

du cristal montre que la dolomite persiste au cœur. Les analyses établissent l'existence d'une « calcite de dédolomitisation ».

Le faciès n°5 existe à Merlemont et sur la bordure occidentale de la sous-unité de Dinant. L'altération de la dolomite baroque donne une couleur jaune ou rouille qui n'a pas permis d'observer les inclusions fluides.

#### 4.3.2 Calcites - *Derniers stades de remplissage*

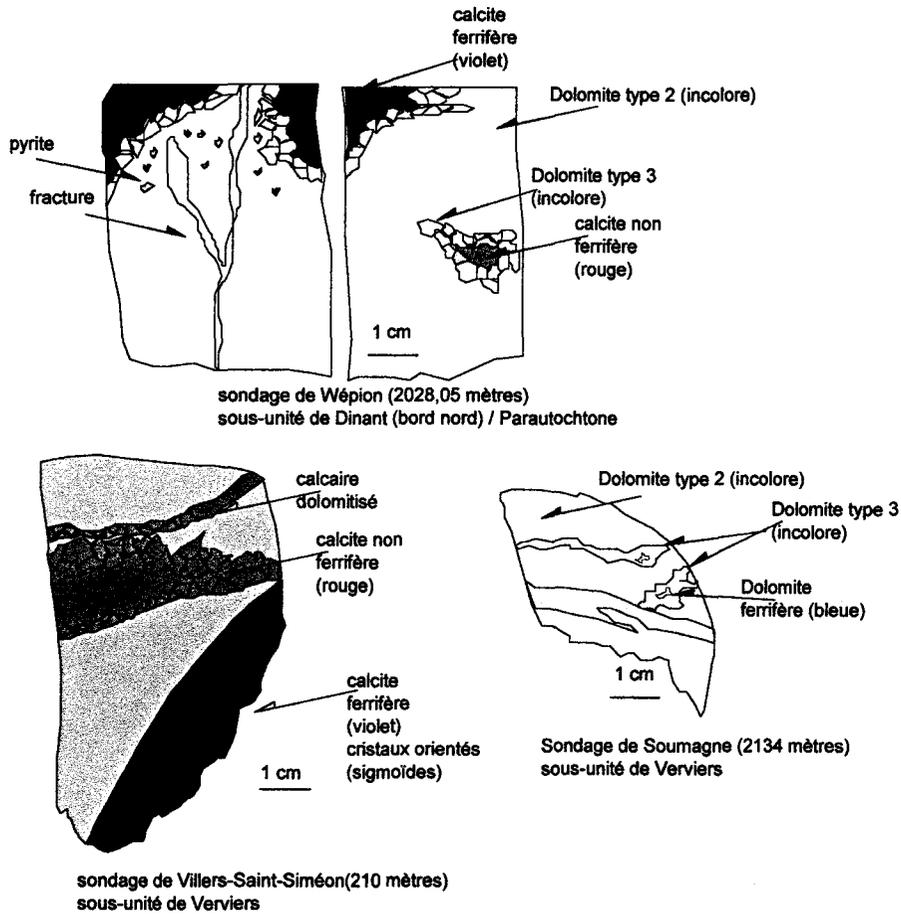
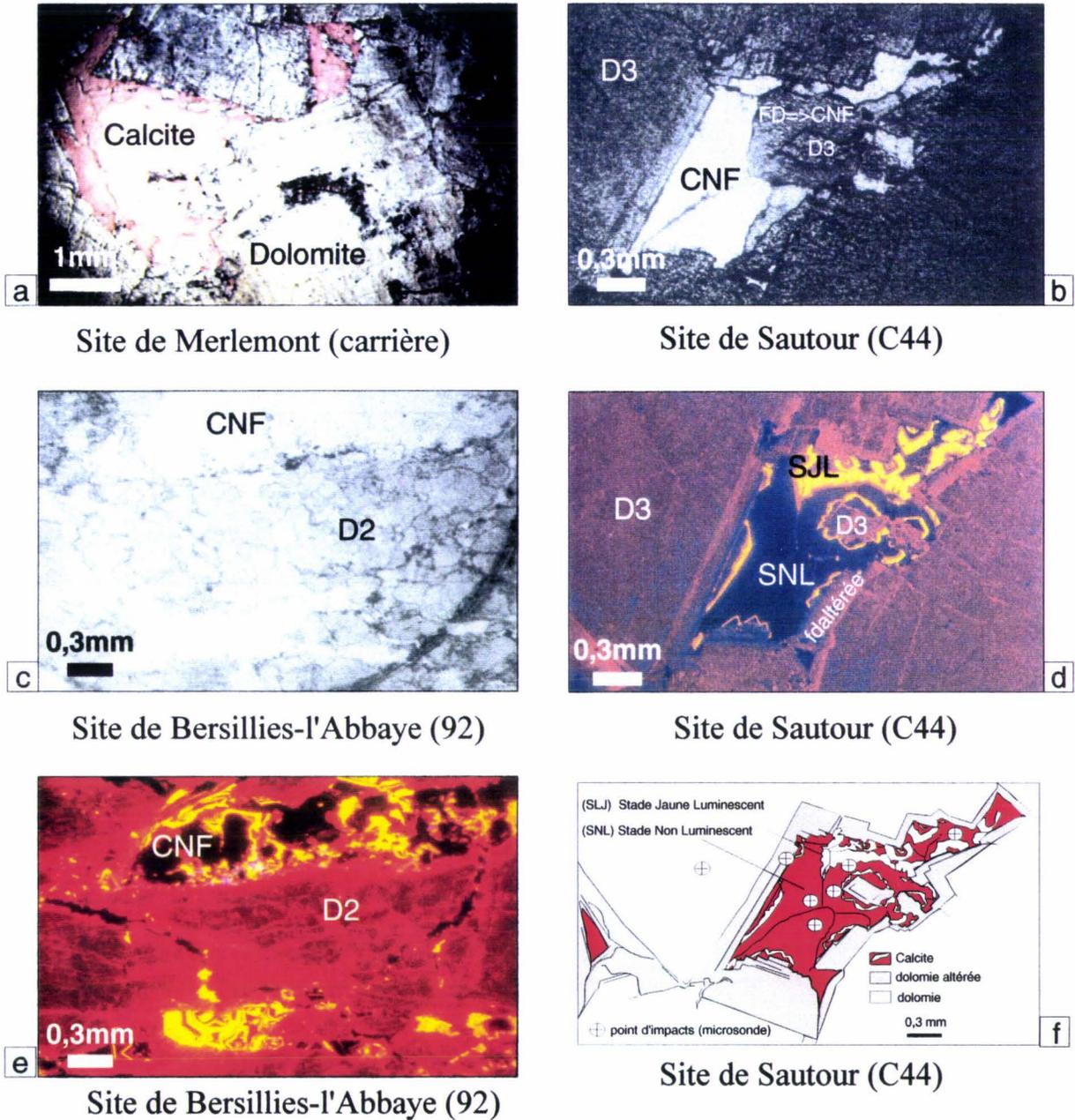


Figure 4.15 : Illustration des ciments de type calcite observés dans les sondages

Plusieurs calcites sont identifiées à l'issue du test de coloration à l'Alizarine et au Ferricyanure. La présence de fer dans les phases carbonatées est caractérisée par une coloration bleue (dolomite ferrifère DF) ou violette (calcite ferrifère CF). La dolomite est en général incolore et la calcite CNF non ferrifère rouge (figure 4.16a). Les ciments calcitiques colmatent les pores développés au cours de la dolomitisation (exemple: cavités géodiques agrandies). La calcite s'observe dans les cavités, les moules et les petites fissures (figures 4.16bc). Sur la figure 4.15, un exemple de remplissage de cavité résiduelle est observé dans le sondage de Wépion à 2028,05 mètres. Dans ce sondage, les séries mimétiques prédominantes présentent des cavités remplies par des



La calcite CNF est le ciment observé le plus souvent après la dolomitisation. Il colmate la porosité résiduelle et altère les fabriques dolomitiques FD (photos bde). La coloration à l'alizarine et au ferricyanure le met en évidence par une couleur rouge (photo a). Dans le réseau de fissures (photos ce), le complexe de stades luminescents jaunes et non luminescents est spectaculaire (photos de). La cathodoluminescence est la méthode la plus adaptée pour les fabriques dolomitiques des ciments. Cette méthode reflète les changements épisodiques de composition de fluide caractéristique de la calcite dite non ferrifère (CNF). La fabrique dolomitique encaissante présente une altération aux bordures de la cavité colmatée (photos bde). Une recristallisation partielle d'un rhomboèdre de dolomite en calcite est observée sur cet échantillon (photos bd).

Figure 4.16 : La calcite (CNF) rouge après coloration (alizarine) présente un ensemble de stades jaunes luminescents (SJL) et non luminescents (SNL). Elle colmate la porosité résiduelle et les fissures dans les textures dolomitiques.

ciments calcitique et dolomitique. La dolomite blanche (D3) remplace les bordures des bioclastes et la calcite cristallise dans le pore créé par la dolomitisation. Ce schéma est fréquemment observé dans des dolomies mimétiques (DM).

En surface, deux types de calcites sont développés dans les cavités, les moules et les fractures. Le premier type consiste en une calcite non ferrifère ou CNF (figure 4.15). La seconde correspond à une calcite ferrifère (CF), relative à une fracturation tectonique (figure 4.15, sondage de Villers-Saint-Siméon). Elle est colorée en violet. En surface, la cathodoluminescence présente des teintes complexes jaunes pour la calcite non ferrifère et bleutées pour la calcite ferrifère.

Ces deux types de calcite sont aussi reconnus en sondage par coloration à l'alizarine. Une dolomite ferrifère (DF) est aussi observée dans le sondage de Soumagne. En sondage, la calcite non-ferrifère semble issue d'une cimentation précoce et la calcite ferrifère d'une phase de circulation de fluides dans un réseau de fractures.

#### 4.3.2.1 Calcite non ferrifère (CNF)

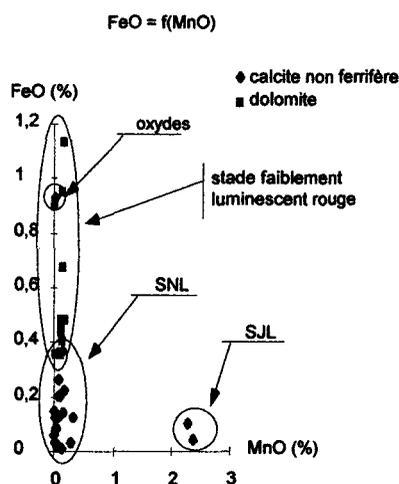


Figure 4.17 : Relation entre les stades diagénétiques (cathodoluminescence) et les compositions en Fe et Mn

La figure 4.16f caractérise l'agencement des cristaux dans le remplissage d'un pore résiduel (post dolomitisation). Plusieurs séries de zones de croissance sont observées. Il s'agit d'une alternance de deux stades (SJM et SNL<sup>5</sup>) répétée deux à trois fois dans chacun des cristaux de calcite. La croissance est centripète et présente un colmatage « orienté ». Dans l'espace le plus grand, deux séries de zones de croissance dont la deuxième est incomplète ont pu être développées lors de la cimentation. Par contre, la partie la plus étroite du pore présente des cristaux de taille réduite mais où trois séries sont observées. Les zones SJM sont les plus importantes dans cette zone alors que les zones SNL dominent dans l'autre partie du pore. Les contacts

<sup>5</sup>SJM: stade jaune luminescent ; SNL: stade non luminescent

entre les zones luminescentes et non luminescentes sont soit diffus (SNL vers SJJ), soit nets (SJJ vers SNL). L'espace rempli par chaque stade de croissance est variable.

Le colmatage présente différents aspects en lumière transmise et en cathodoluminescence (figure 4.16bd). En effet, un cristal de dolomite a été recristallisé en calcite. Les contours de ce cristal sont toujours visibles avec une couleur sombre semblable à la texture dolomitique environnante. Seul l'aspect en cathodoluminescence montre qu'il s'agit de calcite. La photographie du pore en LT montre qu'une phase de dissolution a précédé la cristallisation de la calcite CNF. De plus, les bordures des cristaux de dolomite sont affectées par la dissolution et présentent une luminescence rouge claire qui s'étend depuis le bord vers l'intérieur du cristal. Cette luminescence rouge claire est observable le long des fissures et des limites de cristaux ayant connu une cimentation. La précipitation de la calcite débute toujours par un stade non luminescent (SNL). Les analyses à la microsonde montrent que les stades luminescents (SJJ) sont plus riches en manganèse (figure 4.17). La différence de composition en manganèse et en fer des stades luminescents et non luminescents est caractéristique de la calcite CNF enrichie en manganèse et appauvrie en fer.

Tableau 4.4: Étude des inclusions fluides - sondages

taille	Tmice(°C)	Th(°C)	salinité(g.eq.%)
Siméon	210(1)	NFcalcite	
2,5*2	103,2	-0,63	1,05
1,5*1	110,75	-3,00	4,96
3*1	127,85	-3,45	5,71
2*2,5	130,8	-5,45	8,55
1*1,5	140,23	-3,63	5,86
1,5*2,5	141,3	-3,63	5,86
2*1	154,75	-4,41	7,02
5*4	159,8	-4,20	6,74
3*4	161	-4,05	6,59
2,5*6	162,1	-5,55	8,68
Wépion	2028,05(1)	NFcalcite	
5*3,5	105,05	-2,30	3,87
3,5*6	122	-6,90	10,36
3*6	124,15	-11,70	15,67
Wépion	2028,05(2)	Fcalcite	
5*2,5	84,9	-10,34	14,25
Merlemont	GM7	Fcalcite	
5*3,5	115,2	-11,1	15,07
4*2	130,9	-0,45	0,88

Les inclusions primaires observées dans l'échantillon 97 sont monophasées (figure 4.19ab). L'alignement des inclusions selon les zones de croissance du cristal caractérise la nature primaire des inclusions (figure 4.18ab). L'absence de bulle dans ces inclusions a nécessité un traitement spécifique (annexe A). Les résultats obtenus (tableau 4.3) représentent une basse température de formation ( $\sim +50^\circ \text{C}$ ) et une salinité très basse

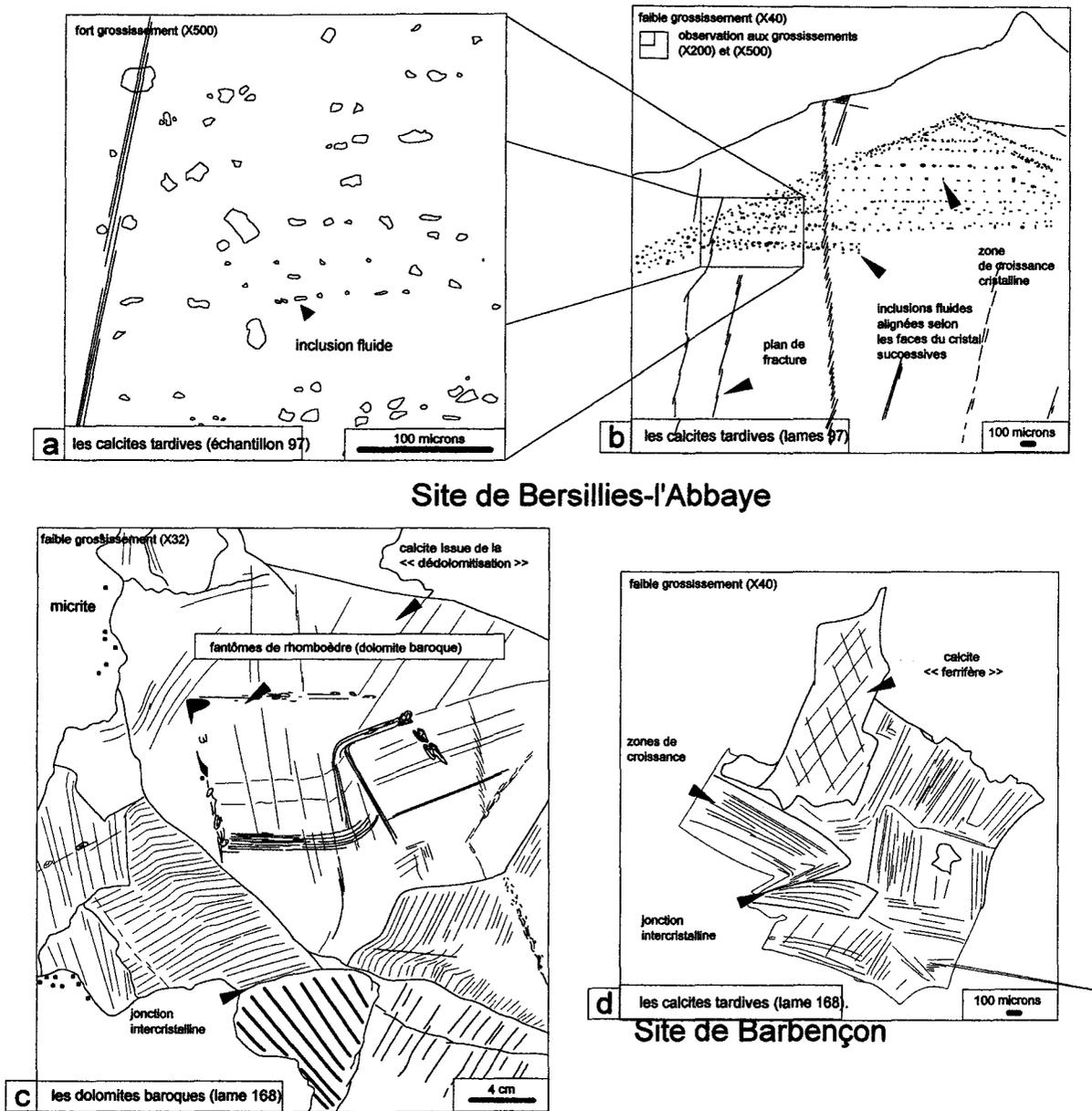
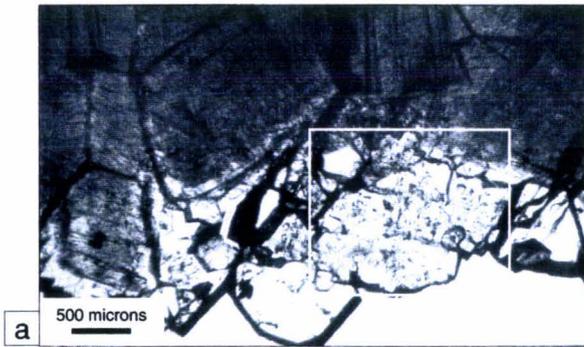
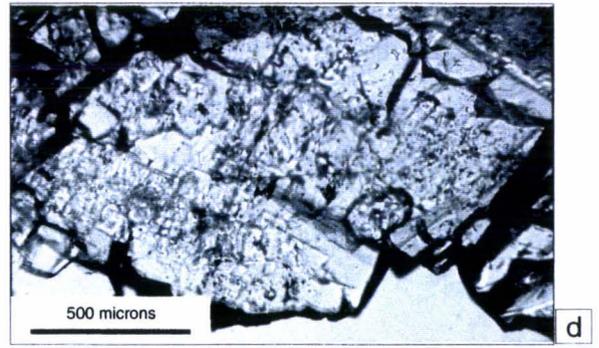


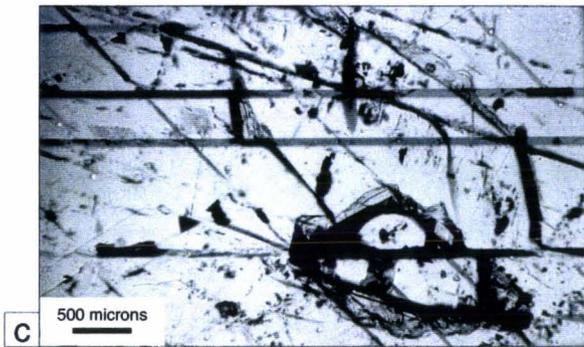
Figure 4.18 : Inclusions fluides dans les calcites - derniers stades de remplissage observés dans les dolomies



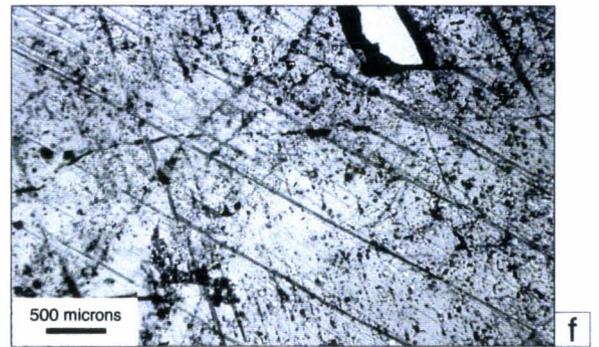
CF(échantillon 2028) - sondage de Wépion



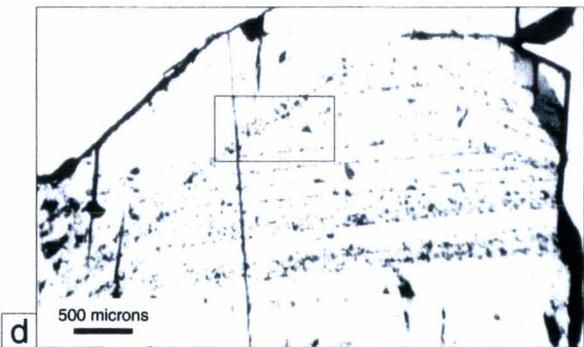
CF(échantillon 2028) - sondage de Wépion



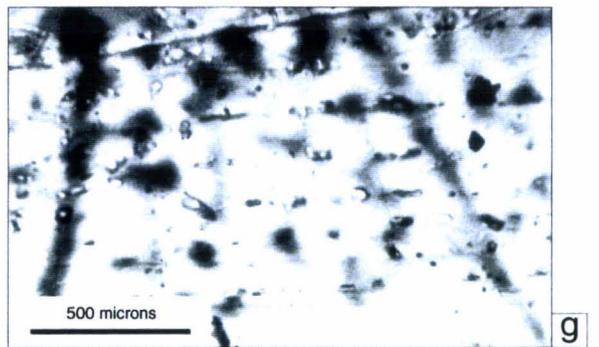
CF(échantillon GM7) - faille N-S (Merlemont)



CNF(échantillon 210) - sondage de Villers-Saint-Siméon



CNF(échantillon 92) - Bersillies-l'Abbaye



CNF(échantillon 92) - Bersillies-l'Abbaye

Figure 4.19 : Les inclusions fluides observées dans les calcites sont d'origine primaire (alignées selon les limites de croissance des cristaux, photos dg). La déformation des cristaux (photo c) et le remplacement de ciment dolomitique (photos ab) peuvent les déstabiliser.

(température de fonte  $T_m$  ice proche de  $0^\circ\text{C}$ ).

En sondages, l'étude des inclusions fluides sur la calcite CNF donne des températures d'homogénéisation élevées ( $\geq +100^\circ\text{C}$ ). La salinité est variable selon l'échantillon analysé (210 ou 2028,05m). La déformation des cristaux est aussi remarquée en sondage sur les calcites CNF (figure 4.19d). Cette calcite non ferrifère a partiellement colmaté le réseau poreux en profondeur.

#### 4.3.2.2 Calcite ferrifère (CF)

En surface, elle est observée en présence de dolomite baroque (figure 4.14ef). En cathodoluminescence, elle apparaît avec une faible luminescence dans des teintes bleutées (figure 4.18cd, échantillon 168). Cet échantillon illustre l'apparition de calcite de « dédolomitisation » (calcite CNF). La calcite CF présente des cristaux xénomorphes qui montrent qu'elle est apparue en dernière phase de remplissage, après la dolomite baroque. En sondages, le remplissage de pores résiduels est aussi observé (figure 4.19ef).

Associée aux failles, les cristaux de CF présentent par exemple une orientation sigmoïdale provoquée par le mouvement d'une faille (figure 4.15, sondage de Villers-Saint-Siméon, 210 mètres). En surface, cette calcite CF est observée dans des failles N-S sub-verticales développées dans l'anticlinal de Merlemont (Massif de Philippeville). La déformation des cristaux est très importante (figure 4.19c).

Les températures  $T_h$  sont comprises entre  $100$  et  $170^\circ\text{C}$  (tableau 4.4). Elles sont plus élevées que celles étudiées dans la calcite CNF. Deux évolutions distinctes sont observées (figure 4.20). La première, issue de l'étude de l'échantillon 210(1) prélevé dans le sondage de Villers-Saint-Siméon à 210 mètres, présente une salinité relativement constante dans un large intervalle de températures ( $100$ - $165^\circ\text{C}$ ). La seconde (sondage de Wépion 2028,05(1)), est tout à fait différente avec une forte augmentation de la salinité dans un petit intervalle de températures ( $100$ - $130^\circ\text{C}$ ). La calcite ferrifère issue d'une faille verticale d'orientation N-S dans la carrière de Merlemont (échantillon GM7, figure 4.19e) montre une forte variabilité des températures  $T_h$  et de la salinité :  $T_h$  de  $59$  à  $150^\circ\text{C}$  et salinité entre  $0,4$  à  $16\text{g.}\%$ .

Dans l'échantillon de calcite CF du sondage de Wépion prélevé à 2028,05 mètres, l'ensemble des mesures réalisées montre des températures  $T_h$  relativement faibles ( $50$  à  $80^\circ\text{C}$ ) et une salinité élevée. L'étude des inclusions fluides indique que la salinité varie fortement dans un intervalle de températures d'homogénéisation étroit (figure 4.20).

Les inclusions fluides permettent de différencier catégoriquement ces calcites. Les résultats montrent que les calcites (ferrifère et non ferrifère) observées dans les failles et en sondages sont très distinctes de la phase calcite observée en surface.

Des conditions de température et de salinité variables ont été mesurées sur les deux types de calcites distingués. Les évolutions respectives de ces phases semblent différentes les unes des autres. Pour terminer cette description des séries dolomitiques, nous allons aborder les caractéristiques pétrophysiques de ces roches. Il s'agit de présenter les types de porosité observés et de mesurer la capacité du réseau poreux dans

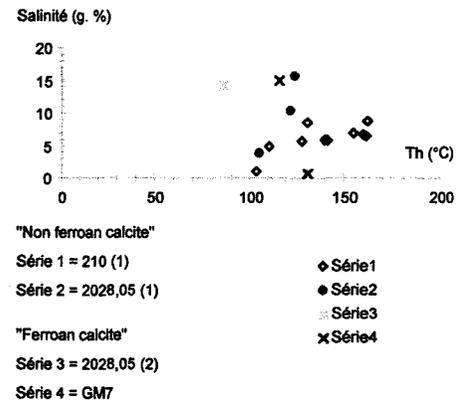
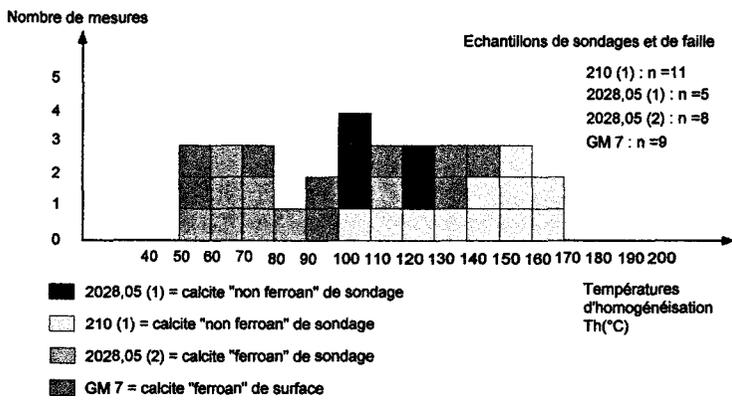
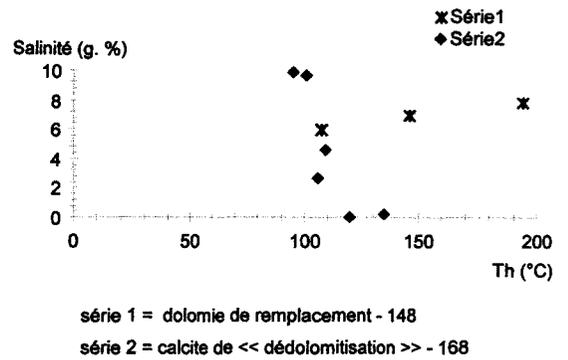
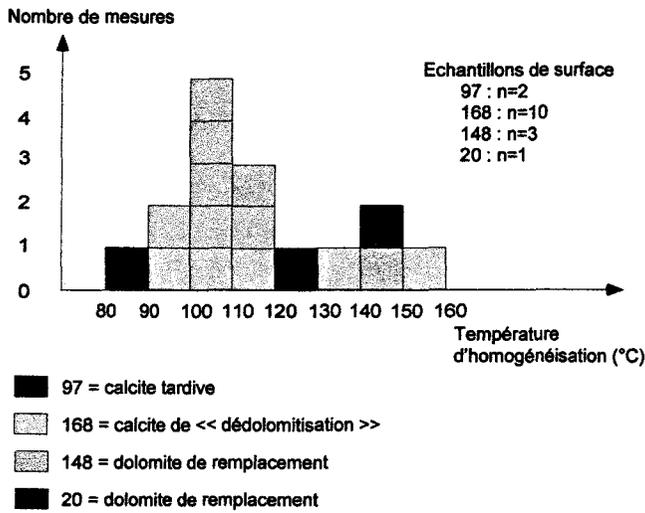


Figure 4.20 : Étude des inclusions fluides sur les échantillons de surface et de sondages

les différents faciès.

## 4.4 Types de porosité

Les mesures pétrophysiques ont été réalisées grâce à la collaboration du Beicip par Gaz de France. Le réseau poreux peut être très complexe (figure 4.21). La macro-porosité concerne les espaces supérieurs à 250 microns ou visibles à la loupe. Il s'agit des vacuoles, des fractures ou fissures et de la porosité « matricielle ». La méso-porosité rassemble tout ce qui est visible au microscope ou supérieur à 10 microns. La micro-porosité non représentée sur la figure 4.21 concerne les espaces non visibles au microscope.

macro-porosité			méso-porosité	
>250 microns			>10 microns	
vacuole	fracture	"matricielle"	forme contrôlée	forme non contrôlée
taille variable (mm à cm, dcm)	0° et 90° avec stratification	faible (1/4)	interélémentaire : 3/4 intraélémentaire : 3/4 intracristalline : 1/4	mégapore : 1/4
fréquence <-> bioclastes et fenestreae	fréquence faible		intercristalline : pore>cristal : 3/4 pore<cristal : 1/4	
interconnectée	colmatages divers (argiles, roches broyées, sédiments, calcite)		moule 1/4	moule élargi : 1/4
			fenestrale : 3/4 ombrelle : 1/4	fissures : 3/4

Figure 4.21 : Porosité observée dans les fabriques dolomitiques [sources diverses]

#### 4.4.1 Mesures pétrophysiques

Le résultat des mesures est hétérogène (figure 4.22). Certains échantillons présentent une perméabilité<sup>6</sup> importante (10 à 100 mD) par rapport à l'ensemble des points situés entre 0.1 et 1mD. Elle est due à une porosité de fissures. La porosité varie entre 1.5 et 9%. La répartition des valeurs dans un diagramme 2D (figure 4.22), ne montre pas de corrélation entre les deux variables (porosité et perméabilité). Ces critères sont indépendants quel que soit le faciès ou le site de prélèvement. Toutefois, le faciès n° 1 correspondant à une dolomie de texture mimétique semble être le matériel le plus favorable au développement d'un réseau poreux.

La porosité est surtout dépendante de l'arrangement cristallin mis en place dans les dolomies. La croissance relative des trois types de dolomite modifie fortement la porosité et la perméabilité.

#### 4.4.2 Porosité dans les dolomies

Dans les faciès de texture mimétique (DM), les porosités sont liées aux arrangements texturaux des calcaires précurseurs (figure 4.23). Ces derniers présentent des phases de cimentation précoces largement présentes sous forme de géopètes, de fenestreae, et de fissures. Dans les faciès dolomitiques mimétiques DM1, la sparite est remplacée par la dolomite D3. La recristallisation fait apparaître des cavités géodiques, surtout dans les faciès dit « évolués » (DM2) où l'assemblage des dolomites D1, D2 et D3 est plus ou moins désorganisé (à l'opposé des faciès mimétiques DM1). La macro-porosité représente dans les faciès évolués, l'espace le plus développé (moules élargis de bioclastes ou de fissures).

En général, il existe aussi une méso-porosité « matricielle » lorsque les cristaux sont de taille millimétrique (figure 4.24). Cette dernière est particulièrement développée dans les dolomies destructives (DD) et notamment la dolomie saccharoïde (faciès 6). Pour la dolomie zébrée (faciès 9), la macro-porosité est la plus évidente car elle correspond aux fissures élargies colmatées partiellement par la dolomie baroque.

<sup>6</sup>perméabilité mesurée en milli Darcy (mD)



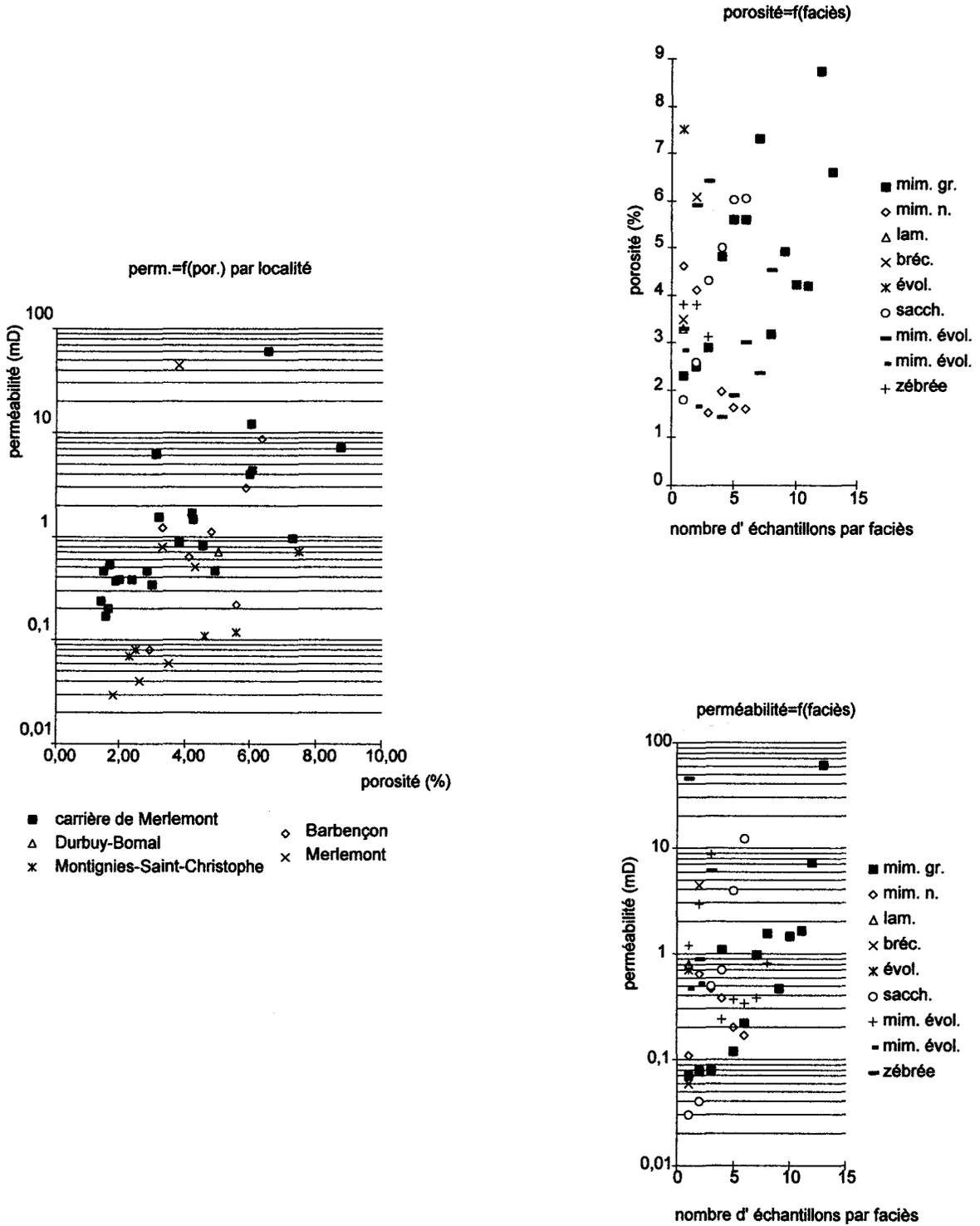


Figure 4.22 : Mesures pétrophysiques - relation entre les mesures de porosité et perméabilité et les faciès dolomitiques observés

Texture polymodale à cristaux automorphes et sub-automorphes => texture mimétique

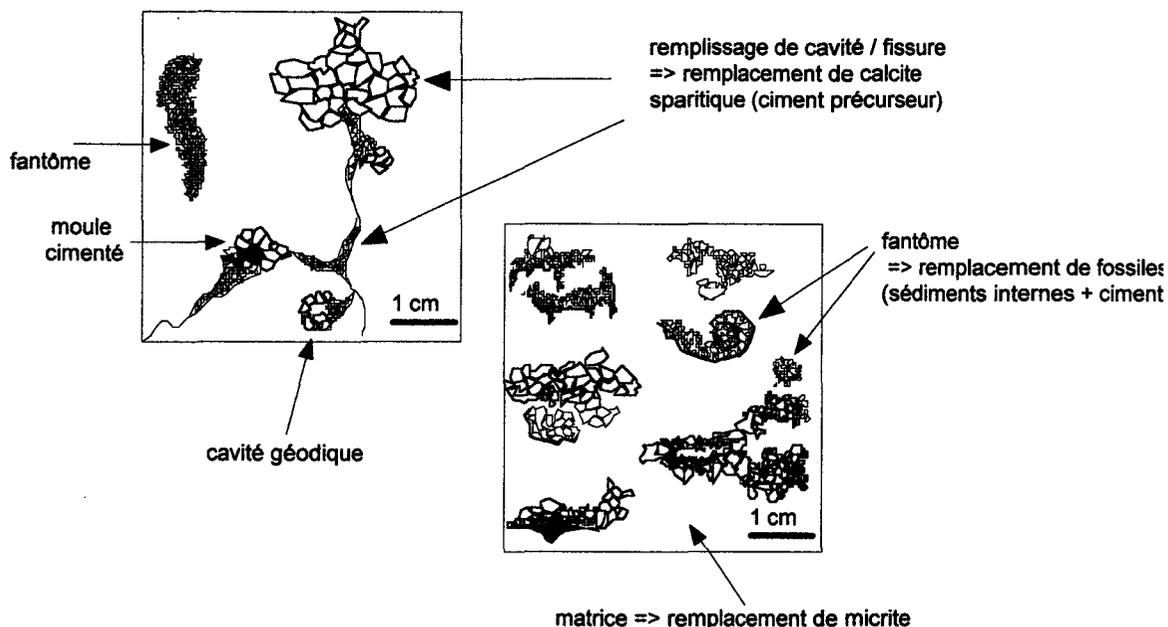


Figure 4.23 : Pétrographie - types de porosité observés dans les fabriques dites mimétiques

#### 4.4.3 Cimentation

Un colmatage partiel de la porosité résiduelle post-dolomitisation est observé par la précipitation de calcite dans les pores et les fissures (figure 4.25). Nous avons vu que deux types de calcites apparaissaient dans les séries dolomitiques. Ils contribuent à une réduction de la porosité résiduelle des dolomies.

Les résultats obtenus sur les mesures de porosité et perméabilité montrent que la dolomie DM1 (mimétique grise) présente le meilleur réseau poreux. Ce faciès n°1 est le plus intéressant et le plus souvent observé. Il peut être considéré comme le plus représentatif des dolomies du Frasnien moyen. Le réseau poreux est issu de l'agencement textural des dolomites D1, D2 et D3.

La porosité résiduelle existe malgré les multiples phases subies par les roches. Elle est issue à la fois de la conservation de pores originels des calcaires récifaux (moules) et au développement de pores secondaires (géodes) et de fissures à la suite de fracturation et des phases de dolomitisation.

L'agencement des dolomites a évolué au cours de l'histoire diagénétique des roches. La dolomitisation amène une création d'espace plus ou moins forte selon la forme des cristaux. En général, le développement de cavités géodiques est la cause la plus fréquemment observée de porosité intercrystalline. La dissolution des éléments préservés sous la forme de moules crée de l'espace susceptible d'être colmaté par une dolomite de type D3 ou un ciment dolomitique tardif (baroque), ou encore un ciment calcitique post dolomitisation.

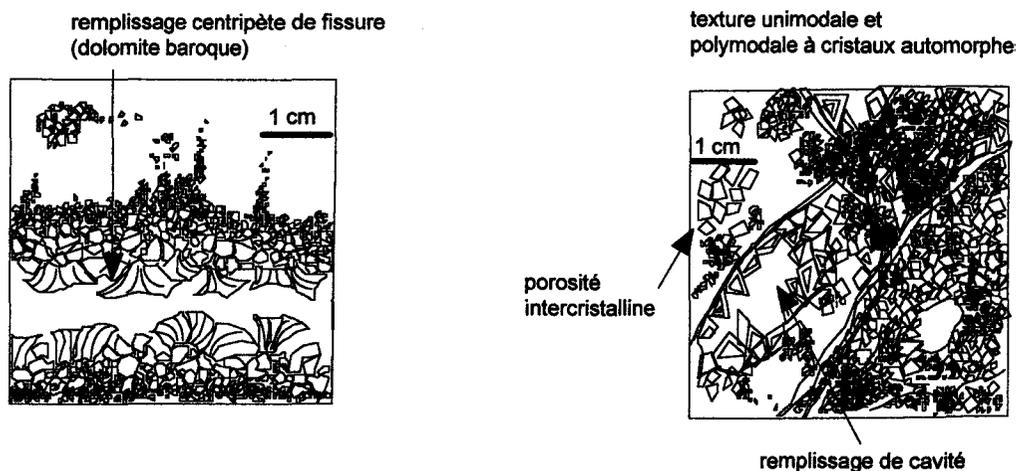


Figure 4.24 : Pétrographie - types de porosité observés dans les fabriques dites destructives

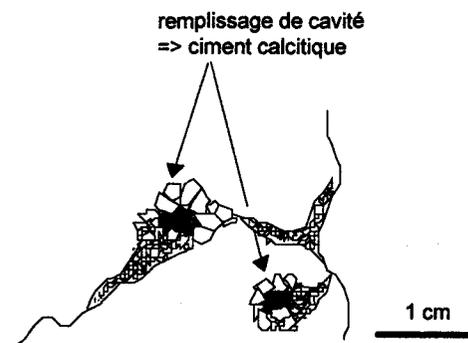


Figure 4.25 : Pétrographie - réduction de la porosité texturale

Différentes phases de cimentation sont à l'origine d'une perte de porosité (calcite). Les pores et les fissures dolomités présentent des stades de croissance dans les cristaux. La recristallisation du ciment sparitique originel en dolomite de type D3 ne développe pas de porosité.

L'évolution diagénétique établie pour les dolomies de surface présente une extension régionale caractérisée. L'évolution météorique tardive n'est pas développée en profondeur. Une meilleure conservation de la porosité et de la perméabilité aurait pu être observée dans les gisements profonds. Mais, la cimentation calcitique varisque et les phases de déformations mésozoïques réduisent la porosité résiduelle des roches observées en sondages.

Nous allons à présent résumer l'ensemble des résultats acquis sur les roches dolomitiques et les ciments caractérisés afin de déterminer la succession des stades diagénétiques.

## 4.5 Caractérisation des dolomies

Sur la base de la classification de [Sibley et Gregg, 1987], les textures dolomitiques les plus représentatives sont de type polymodal plan et non-plan (voir figure 2.4 chapitre 2). La dolomitisation a développé deux types de dolomies de remplacement :

- une dolomie mimétique (DM) : remplacement avec préservation totale ou partielle des caractères des calcaires précurseurs ;
- une dolomie destructive (DD) : remplacement sans préservation des caractères des calcaires précurseurs.

### 4.5.1 Du calcaire à la dolomie

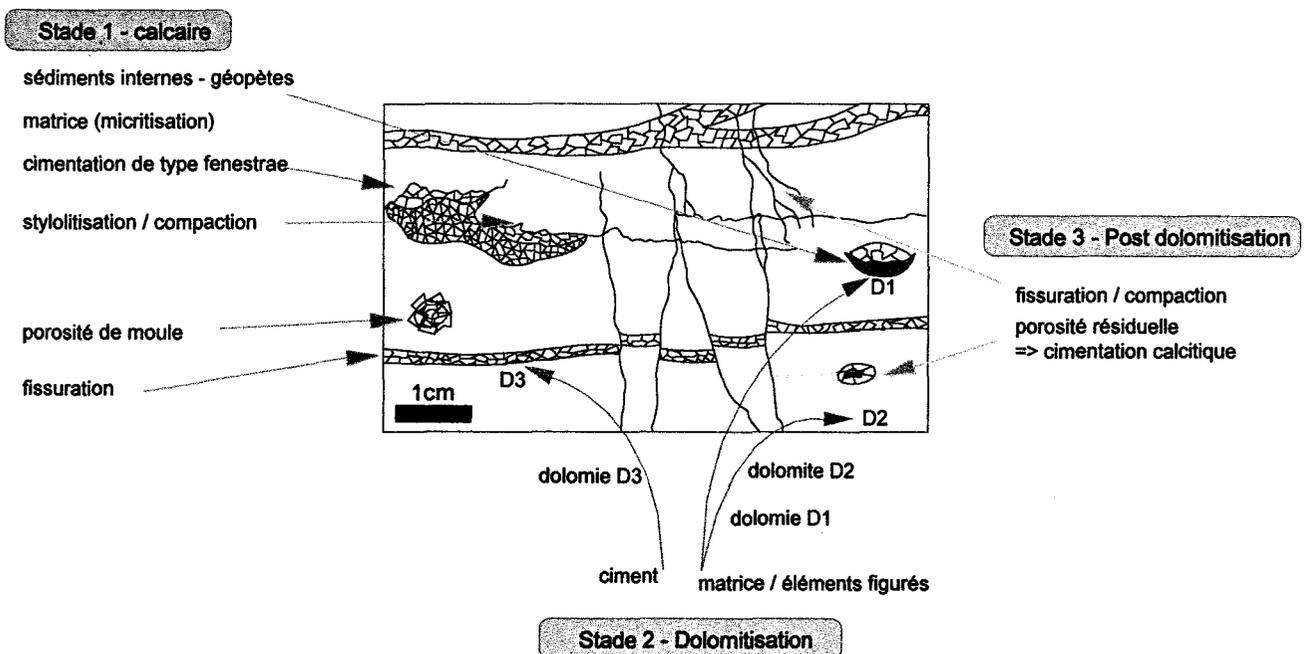


Figure 4.26 : Principaux éléments texturaux observés dans le faciès le plus répandu - dolomie grise à éléments figurés(DM1)

La figure 4.26 montre les principaux éléments texturaux observés dans les dolomies DM dont le faciès n°1. Trois ensembles d'événements sont dissociables.

Le premier correspond au dépôt des calcaires et de la diagenèse précoce (flèches bleues, figure 4.26). Il y a micritisation du calcaire. Des structures géotropes sont formées lors de la lithification du sédiment calcaire (figure 4.11). Les cavités sont colmatées par un ciment sparitique. Un stade de compaction est caractérisé par la formation de stylolites antérieurs à la dolomitisation. Il existe un réseau de fissures calcitiques à ce

stade. La porosité initiale du calcaire bioclastique est réduite par la cimentation précoce. Mais les fissures développent une perméabilité résiduelle susceptible de constituer un réseau poreux.

Un deuxième ensemble d'éléments apparaît au cours de la dolomitisation (flèches oranges). Trois types de dolomites sont développés : D1, D2 et D3. L'arrangement de ces types mime la texture des calcaires dans le cas de dolomie mimétique avec préservation (DM). Nous retrouvons la matrice micritique (D2), les éléments figurés (D1 et D3) (géotropes et fissures) et le ciment sparitique remplacé ou dissout. La transformation du calcaire amène une porosité de moule.

Enfin, le troisième ensemble d'éléments est postérieur à la dolomitisation (flèches roses). Des stades de fissuration, de stylolitisation et de cimentation calcitique sont observés. Les stylolites délimitent souvent des plages de dolomite D2 et D3. Dans les stades les plus évolués, ces stylolites disparaissent par diffusion du matériel dans le réseau cristallin. Les moules créés lors de la dolomitisation sont partiellement colmatés ainsi que les fissures créées ou reprises après dolomitisation du calcaire.

#### 4.5.2 Échelle de dolomitisation

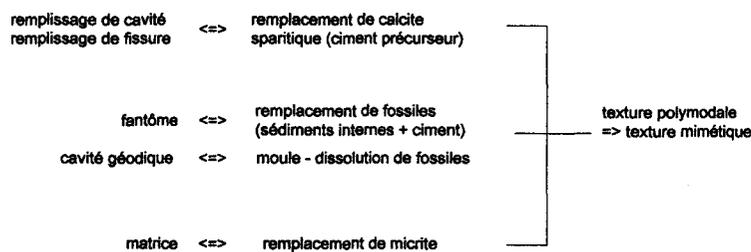


Figure 4.27 : Pétrographie - diagnostic textural sur le faciès n°1

Le remplacement en mode mimétique permet de reconstituer les caractères des calcaires précurseurs (figure 4.27). Il est possible de trouver des équivalents calcaires aux faciès décrits. L'échelle de transformation remplace l'ensemble des roches dolomitiques selon le degré de transformation des calcaires (figure 4.28). Elle nous permet de suivre l'évolution des transformations jusqu'à l'oblitération complète des caractères des calcaires précurseurs. Deux degrés sont distingués selon la perte des caractères précurseurs. La dolomie à éléments figurés fantômes correspond au degré 1 (DM1), les dolomies « évoluées » au degré 2 (DM2). Les dolomies saccharoïdes (DD) sont placées sur un chemin parallèle aux deux premiers ensembles de dolomies.

Les dolomies « évoluées » correspondent au stade de dolomitisation où se perd la texture mimétique. Des formes contournées ou laminaires sont observables mais les traces des calcaires précurseurs sont diffuses.

Les deux séries mimétiques DM1 et DM2 comprennent les trois types de dolomites D1, D2 et D3 (figure 4.29). Tout d'abord, la dolomite noire D1 fine à micro-cristalline (<0.5mm) se développe à l'intérieur des

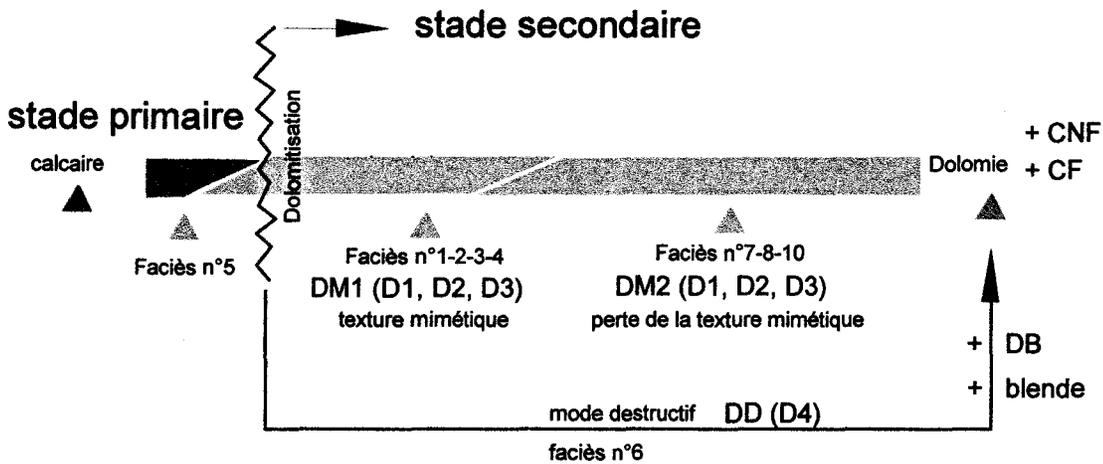


Figure 4.28 : Échelle de transformation depuis le calcaire précurseur jusqu'à la dolomie secondaire

bioclastes (sédiments internes) et les cavités. Ensuite, une dolomite grise cristalline (mm) D2 remplace la matrice micritique des calcaires primaires. La troisième dolomite D3 est grossière (>2-3 mm) blanche et sparitique. Elle remplace un ciment sparitique (de type calcite) dans les fractures et les cavités primaires. Au microscope, les textures présentent des mosaïques planaires à non planaires [Sibley et Gregg, 1987].

L'observation des fantômes de bioclastes permet de définir la texture mimétique. Il existe une transition progressive entre D1, D2 et D3. La dolomite DM2 provient probablement de l'évolution de la série DM1, dans la mesure où les dolomites présentent un arrangement cristallin similaire. La principale différence est basée sur le développement des dolomites D1 et D3 au-delà des limites originelles des éléments calcaires dolomités (fossiles, cavités). Beaucoup de structures géodiques et de stylolites se sont développés pendant la dolomitisation. Ces deux éléments contrôlent la propagation des dolomites. Les proportions variables de D1, D2 et D3 développées dans les dolomies DM2 conduisent à différencier quelques faciès principaux. La dolomite « mouchetée » (faciès n°7) représente un mélange assez homogène des trois dolomites. Les liserés noirs (zone de compaction/dissolution entre les types de dolomite) et la dolomite de type D1 sont inclus dans la dolomite de type D3. Les caractères précurseurs des calcaires disparaissent progressivement. Les réseaux de fissures fréquemment connectés permettent la croissance des cristaux au détriment de la dolomite matricielle grise D2. La dolomite « laminée » (faciès n°8) présente les mêmes critères et montre une dolomite D3 étendue, conservant cependant des formes régulières allongées parfois sinueuses.

Les dolomies « évoluées » (DM2) présentent un développement des dolomites D3 et D1 où la perte des caractères hérités est progressive. Le développement des textures destructives comme la texture saccharoïdale caractérise une perte immédiate des caractères calcaires (figure 4.28). Le développement de la dolomite baroque au sein des fissures contribue également à détruire les caractères précurseurs.

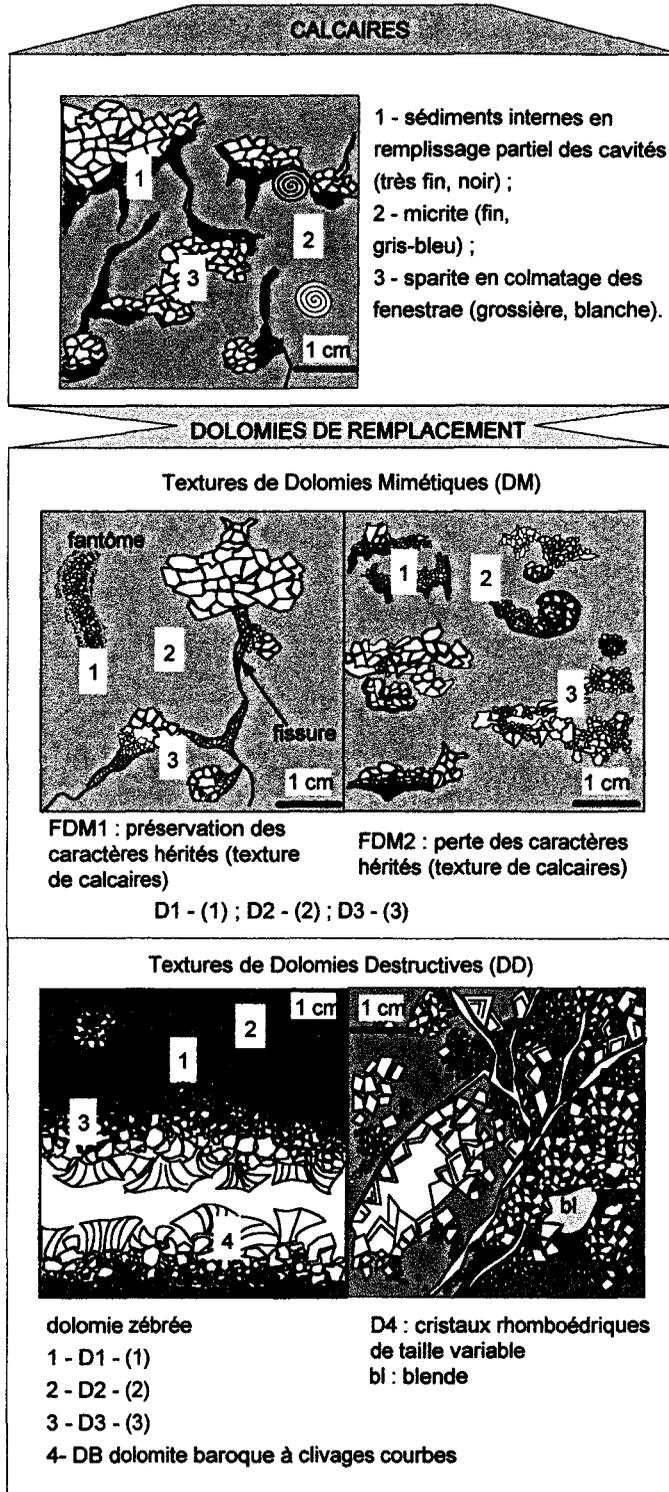


Figure 4.29 : Vue d'ensemble des faciès dolomitiques observés

L'évolution des dolomies du Frasnien moyen est complexe et polyphasée. Plusieurs stades sont observés depuis le calcaire jusqu'à la dolomie non mimétique. Nous allons maintenant résumer la succession des stades observés dans les séries dolomitiques.

### 4.6 Conclusion - Phases diagénétiques

Moyennes (%)	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub> /FeCO <sub>3</sub>
Dolomites	45	55	<0,2	0,8	→ 0,34
Calcites	98-99	1-2	0,2	0,3	→ 54,05
Dolomites	MnCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	Th (°C)		Salinité (g.eq.%)
(A) DM	DM1	0,1 - 0,2	0,4 - 0,5	(S) DM	107 to 194 6 to 8
	DM2	→ 1,13	--		
	DM3	--	--		
(A) DD	<0,13	0,4 - 0,9	DD	--	--
(A) DB	0,1	0,4 - 0,9	DB	--	--
Calcites	MnCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	Th		Salinité
(A) CNF & CF	SJL	0,7 - 2,4	< 0,1	(S) CNF	210 103 to 162 1 to 9 (n=10)
	SNL	< 0,3	0,5 - 0,8		2028,05 102 to 127 4 to 16 (n=3)
	SOL	< 0,2	< 0,6		(A) → 50 --
	oxydes	--	→ 3,7	(A) 168 95.3 to 152.2 0 to 10 (n=10)	
(A) CF	SBL	< 0,3	→ 0,5	(A) GM7 53,2 to 149,9 --	(S) 2028,05 58 to 85 14 (n=1)

(A) : affleurement (S) : sondage

Figure 4.30 : Stades diagénétiques observés dans les dolomies du Frasnien moyen de Belgique

La dolomitisation de mode mimétique généralisée affecte l'ensemble des calcaires biostromaux quel que soit le site (figure 4.1). À de cette dolomitisation s'ajoutent d'autres épisodes diagénétiques.

L'étude géochimique apporte des éléments sur les différents types de dolomite et de ciments observés. La diagenèse met en place une succession de phases de cimentation et de recristallisation (figure 4.30).

Plusieurs étapes sont définies à partir des analyses présentées dans ce chapitre :

- sédimentation calcaire → matrice, ciment, fossiles + réseau poreux ;
- minéralisation → blende ;
- remplacement du calcaire → dolomites D1 (fossiles), D2 (matrice), D3 (ciment).

- cimentation dolomitique → dolomite baroque (dolomies zébrées);
- cimentations calcitiques → calcites ferrifère et non ferrifère;
- altération → ferruginisation (dolomite baroque, texture saccharoïdale).

#### 4.6.1 Stades D1,D2,D3: dolomitisation majeure

À l'issue de l'étude pétrographique, quatre types de dolomies sont identifiés. Les types D1, D2 et D3 correspondent aux dolomites noire, grise et blanche. Quand la dolomite D1 a remplacé la matrice micritique (cristaux sombres et micro-grenus), la teneur en  $\text{FeCO}_3$  est plus élevée que lors du remplacement de la calcite sparitique grossière cimentée dans les pores (dolomite D3). La variation des teneurs en fer dans la dolomie secondaire pourrait refléter une influence du matériel d'origine sur la composition chimique de la dolomite développée. La matrice micritique sombre contient des impuretés par rapport au ciment sparitique.

#### 4.6.2 Stade D4: la dolomie saccharoïde

Associée à la texture saccharoïdale, l'apparition de la blende correspond à une remobilisation totale du matériel calcaire pour permettre le développement de rhomboèdres automorphes de dolomite [Sibley et Gregg, 1987]. Le rythme de croissance des cristaux associé à la présence de fluides enrichis en éléments métallifères conduit au développement de minerai comme la blende. Les sources de ces éléments sont couramment liées à l'expulsion de fluides depuis des pélites en compaction. La circulation des fluides dans des niveaux carbonatés riches en matière organique développe un fluide enrichi en soufre, zinc et plomb.

Dans le cas des calcaires frasniens, les calcaires bioclastiques et les pélites de bassin constituent des sources potentielles pour la formation de blende. La déformation des cristaux de blende inclus dans la dolomie renforce l'idée que la blende est apparue au cours de la diagenèse précoce [Dejonghe et Mardaga, 1986].

Mais il est difficile de situer chronologiquement ce stade par rapport aux trois types principaux de dolomites. Il s'agit d'un événement particulier lié notamment à la présence de failles. La dolomie saccharoïde est observée dans des calcaires non dolomités (à la base de la coupe de Merlemont).

#### 4.6.3 Stade de cimentation calcitique

Les calcites sont observées :

1. en remplissage de failles verticales de direction N-S ou de cavités résiduelles dans la roche;
2. en remplissage de cavité et de fissures dans le réseau poreux de la roche.

Les dolomites sont observées :

1. en remplissage de fissures et cavités (cimentation ou remplacement de ciment);

2. recristallisées en remplacement du calcaire précurseur.

Les phases calcitique et dolomitique sont clairement distinguées par la cathodoluminescence et leurs compositions chimiques. Le fer et le manganèse sont mis en évidence par les zones luminescentes et non luminescentes.

En surface, les calcites non ferrifères (CNF) dans les échantillons de surface contiennent seulement des inclusions monophasées. Des inclusions biphasées sont reconnues dans les calcites ferrifères (CF) et les dolomies mimétiques (DM). Les inclusions primaires sont relatives au rythme de croissance des cristaux et aux défauts intra-cristallins. Les inclusions secondaires correspondent aux phases de fracturation et déformation des cristaux [Goldstein et Reynolds, 1994], [T.J. Shepherd et Alderton, 1985].

Les derniers stades diagénétiques sont illustrés par les calcites observées en colmatage final dans les cavités, les fissures et les failles.

#### 4.6.4 Altération

Les analyses ont montré l'altération des dolomites par cette cimentation. Une ferruginisation des dolomites est observée dans de nombreux faciès. La dolomite baroque est par exemple altérée et transformée en calcite CNF. L'exsolution du fer sous forme d'oxydes est provoquée par la transformation de la dolomite en calcite.

Dans ce chapitre, l'étude pétrographique des dolomies échantillonnées a montré une grande diversité de faciès, où différents degrés de transformation sont observés dans les calcaires et les dolomies. La description des dolomites définit des faciès relatifs aux formations calcaires du Frasnien moyen. L'étude des dolomies frasniennees observées a mis en évidence le développement préférentiel de dolomies mimétiques.

La géochimie des phases observées met en évidence des stades diagénétiques distincts selon les conditions de développement (température, nature du fluide).

À présent, nous allons présenter les résultats acquis sur l'étude structurale des calcaires et dolomies du Frasnien moyen.

## **Partie III**

# **Contrôles de la dolomitisation**

## Chapitre 5

# Contrôle sédimentaire

D'après les résultats présentés dans la deuxième partie, les caractéristiques des calcaires précurseurs exercent un contrôle sur l'apparition des dolomies. Les textures dolomitiques développées dans les calcaires frasniens sont très variées et dépendent notamment de la diversité des faciès lithologiques préexistants.

À ce stade de l'étude, il s'agit de comprendre pourquoi certains calcaires sont transformés spécifiquement et quels sont les critères sédimentaires favorables à la dolomitisation. La discussion de ce chapitre fait appel aux connaissances acquises sur la sédimentation des calcaires frasniens en Belgique et au Canada, pour évaluer son influence sur la dolomitisation dans ces séries frasniennes.

Une zone de dolomitisation préférentielle peut être repérée dans les calcaires. L'évolution du milieu et le développement des carbonates permet d'expliquer la mise en place de cette zone dolomitisée et le contrôle de la dolomitisation par le contexte sédimentaire.

### 5.1 Zone de dolomitisation

La dolomitisation des calcaires frasniens s'observe dans l'ensemble de la sous-unité de Dinant (figure 1.8). Le contexte sédimentaire des dolomies du Frasnien moyen est basé sur le développement d'une plate-forme carbonatée (figure 5.1). Un exemple de ce type a été étudié au Canada. Il présente la formation d'une barrière récifale en bordure de plate-forme et de récifs isolés sur le talus. Les calcaires frasniens présentés dans la littérature sont surtout situés dans la province d'Alberta [Mountjoy et Krebs, 1983]. Ils constituent en surface, des masses étendues (de l'ordre de la centaine de km<sup>2</sup>) parfois alignées comme le complexe de Rimbey-Meadowbrook dans la Formation Leduc [Amthor et al., 1993]. Leur épaisseur est considérable (souvent supérieurs à 200m). Chaque complexe possède des caractéristiques spécifiques sur les carbonates récifaux et la dolomitisation [Goudalier, 1996d]. Il est intéressant d'utiliser ces éléments pour les comparer à nos résultats et définir le contexte sédimentaire des carbonates en Belgique.

Les organismes dominants dans les séries frasniennes du Canada sont comme en Belgique, les coraux et

Exemple canadien : contexte sédimentaire synthétique d'après [Mountjoy et Krebs, 1983]

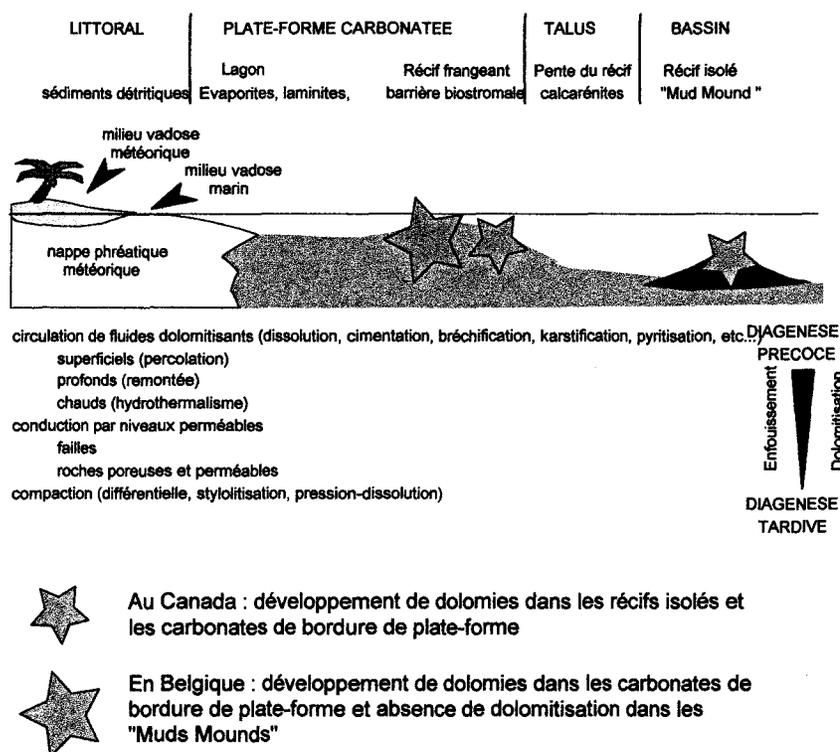


Figure 5.1 : Contexte sédimentaire et diagénétique des calcaires frasniens d'Alberta, Canada

les stromatopores. Sur la figure 5.2, différents complexes récifaux (récifs isolés, récifs frangeants, calcaires de plate-forme, ...) d'âge Frasnien et aussi d'âges Famennien et Givétien sont décrits. Les subdivisions en formations et membres (ex. Membre Peechee), [Mattes et Mountjoy, 1980] sont basées sur les biozones des brachiopodes et les conodontes [Desbordes et Maurin, 1974] [Coen et al., 1976]. Les corrélations horizontales de faciès depuis le littoral jusqu'au bassin présentent globalement des carbonates de plate-forme (figure 5.1). Dans le bassin, des niveaux d'argiles se déposent contemporanément aux carbonates. Dans le domaine d'arrière-barrière, des carbonates de milieu restreint prolongent les calcaires récifaux de la bordure de plate-forme. Des récifs isolés ou frangeants sont très fréquemment observés [Machel, 1986] [McGillivray et Mountjoy, 1975]. En Belgique, ce sont des monticules micritiques de taille modeste (kilométrique) [Boulvain, 1993]. Au Canada, les calcaires récifaux sont de très grande taille.

Le complexe de Miette par exemple est de taille pluri-kilométrique (300m de hauteur, 11 à 15 kilomètres d'extension horizontale) (figure 5.2). Il s'agit d'un récif stratifié isolé associé à des biostromes à stromatoporoïdes et des carbonates en régime transgressif [Mountjoy, 1989] [Mattes et Mountjoy, 1980]. Le soubassement de ce récif est constitué de barres bioclastiques. La variation latérale des faciès de récif aux formations péri-récifales est représentée par des faciès supratidaux et profonds. Le récif est notamment construit par

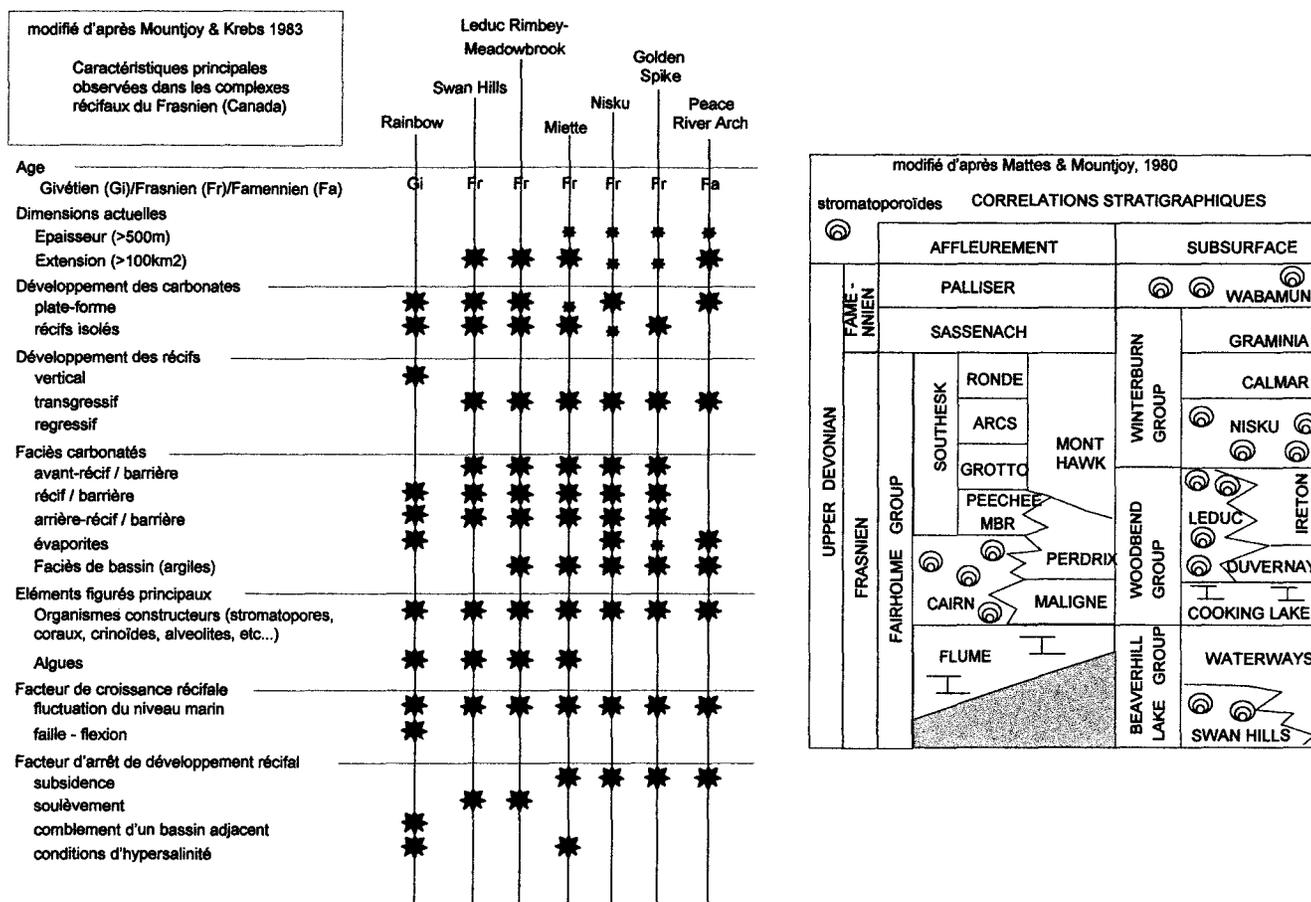


Figure 5.2 : Caractérisation de quelques complexes récifaux du Canada - aspects sédimentaires

des stromatopores massifs, bulbeux. Les faciès d'avant récif sont constitués de calcaires organo-détritiques. Vers le bassin, des faciès profonds sont présents sur le flanc du récif.

Le contexte sédimentaire du complexe de Miette est proche de celui des monticules micritiques belges. Des carbonates stratifiés se déposent sur la plate-forme, le talus est constitué de pélites et de monticules, enfin le bassin présente une sédimentation pélitique. La formation des récifs est basée sur la croissance locale d'organismes récifaux sur un soubassement stratifié. Le complexe Nisku est un autre exemple de récifs isolés sur le talus de la plate-forme [Machel, 1986]. Des phases d'émersion temporaires sont observées ainsi que des séquences d'approfondissement. Ces variations bathymétriques sont également enregistrées dans les monticules observés par F. Boulvain en Belgique [Boulvain et Coen-Aubert, 1989].

### 5.1.1 Les calcaires dolomitisés

En Belgique, la dolomitisation affecte spécifiquement les calcaires stratifiés de la plate-forme. L'épaisseur des calcaires frasnien de Belgique varie entre 100 et 200 mètres depuis le Nord jusqu'au Sud de la plate-forme

(figure 1.3<sup>1</sup>). La dolomitisation a pris place en bordure de plate-forme. La Formation de Philippeville localisée sur cette bordure, contient un corps de taille kilométrique de dolomies secondaires de 100m d'épaisseur. Sur les bordures Est et Ouest de la sous-unité de Dinant, des corps dolomitiques plus modestes sont présents dans la Formation de Justin et l'Assise biostromale (voir chapitre 4).

Les formations dolomitisées correspondent à un milieu de sédimentation peu profond et agité. Les faciès dolomitisés sont stratifiés issus de la sédimentation des organismes. C'est ce critère géométrique qui permet de repérer la zone de dolomitisation. Les calcaires non stratifiés ne font pas partie de cette zone. C'est bien le cas des biohermes rouges et gris. Pour les faciès de calcaires stratifiés, les faciès du sommet de la coupe à Merlemont sont méridionaux mais ils ne sont pas dolomitisés. Leur persistance au-dessus du front peut être relié à une évolution des faciès de la base de la coupe au sommet qui aurait influencé la dolomitisation des calcaires de façon sélective. D'où une extension horizontale des dolomies dans la Formation de Philippeville. La zone dolomitisée correspondrait aux faciès les plus favorables comme des biostromes de barrière et de plate-forme à stromatopores bulbeux et branchus [Kaufman et al., 1991].

### 5.1.2 Porosité de faciès

L'étude pétrophysique réalisée sur les dolomies frasniennes en Belgique a montré que certains faciès dolomitiques semblaient plus poreux et perméables que d'autres. Nous allons discuter de la variation de porosité selon le faciès calcaire ou dolomitique.

#### 5.1.2.1 Faciès calcaires

Prenons l'exemple du complexe de Golden Spike au Canada [McGillivray et Mountjoy, 1975]. Les faciès d'avant-récif sont représentés par des calcaires organo-détritiques à coraux et stromatopores tabulaires (figure 5.2). Le récif est construit par des stromatopores massifs. Le « plat du récif », où est situé le lagon, présente des faciès supratidaux (laminites, calcarénites à squelettes, calcaires argileux dolomitiques et localement des calcaires argileux à amphipores). Dans cet exemple, la porosité favorable à la maturation des hydrocarbures est la mieux développée dans les faciès bioclastiques (construits et organo-détritiques) où la texture est caractérisée par des éléments figurés jointifs (classification de Dunham, 1962). Cette porosité primaire est interparticulaire. La fracturation et la stylolitisation sont rares et cantonnées au récif intérieur et aux flancs. Le développement de la porosité est essentiellement due au faciès. De façon générale, les récifs isolés canadiens sont constitués d'un amalgame de corps construits (bindstone, framestone) ou détritiques (rudstone, floatstone) [Klovan, 1974].

La dolomitisation n'a pas affecté les monticules micritiques belges, contrairement à certains récifs isolés du Canada [Mattes et Mountjoy, 1980] [Machel, 1986]. L'existence de boue calcaire et de ciments dans ce faciès pourrait expliquer l'absence de porosité et de perméabilité. Seuls quelques traces de ciment dolomitique

<sup>1</sup>d'après [Beugnies et al., 1962]; [Coen, 1974]; [Boulvain et Herbosch, 1994]

apparaissent [Boulvain, 1993].

### 5.1.2.2 Faciès dolomitisés

Le complexe canadien de Miette présente une porosité dans les phases dolomitiques abondantes comme la dolomite blanche sparitique de type D3 [Mountjoy, 1989] [Mattes et Mountjoy, 1980].

Dans le cadre franco-belge de notre étude, les mesures pétrophysiques ont mis en évidence une dolomie particulièrement poreuse et perméable (faciès n°1). Elle est mimétique et développe des moules élargis en remplaçant notamment les bioclastes (cavités géodiques). Sa texture grenue est favorable à l'apparition d'une porosité intercrystalline. Ce faciès massif est le plus répandu dans le massif de Philippeville. Il remplace des calcaires biostromaux à stromatopores.

Les calcaires organo-détritiques étudiés à l'Ouest du massif de Philippeville (coupe de la Thure, chapitre 4) développent une certaine porosité mais une faible perméabilité. Le caractère cimenté du faciès explique cette différence de développement par rapport aux calcaires biostromaux.

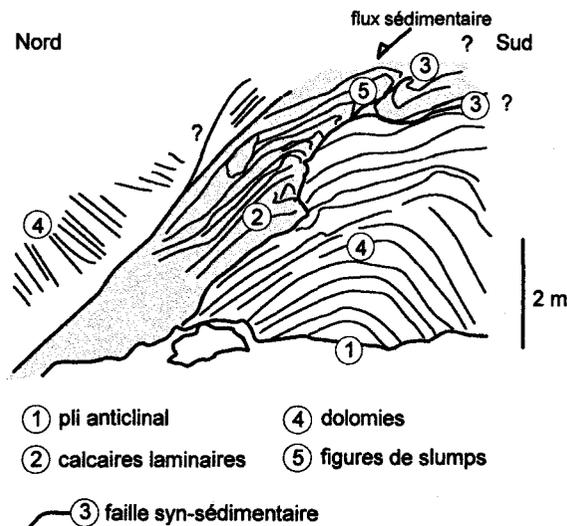


Figure 5.3 : Un exemple de tectonique synsédimentaire observé dans les séries frasniennes de Belgique

Un gisement de dolomie observé à Gourdinne (figure 3.1) renforce la notion de contrôle de la dolomitisation par le faciès. À l'entrée de cette carrière, un pli constitué de calcaire et de dolomies est observé (figure 5.3). La répartition des faciès carbonatés est influencée à la fois par une faille et par une figure sédimentaire de slump. Le cœur du pli constitué d'une dolomie noire d'aspect zébré, recoupée par une discontinuité tectonique (faille syn-sédimentaire), sur laquelle des calcaires laminaires non dolomitisés forment un slump. Les fantômes observés dans les dolomies montrent qu'à l'origine, il s'agissait de packstone à crinoïdes, faciès très différent

des calcaires laminaires. Les calcaires dolomités ont été entaillés (vallée sous-marine) puis recouverts de dépôts slumpés (venant du lagon). La dolomie noire contient des plages alignées et parallèles entre-elles remplies par une dolomite blanche et grossière qui donne cet aspect zébré à la roche. La dolomitisation n'a pas affecté le slump. Si la transformation des calcaires dépend du faciès, alors les calcaires laminaires ont constitué une barrière limitant l'action des fluides dolomitants aux calcaires bioclastiques à crinoïdes.

En comparant nos résultats aux données acquises sur les dolomies du Canada, la relation entre la porosité et le faciès est assez claire. Plusieurs critères sont favorables à l'augmentation de la porosité dans certains faciès : la texture, l'extension horizontale et la stratification.

Le changement de porosité déterminé par la variation des faciès dans un niveau stratigraphique constitue une barrière sédimentaire aux échanges de fluides et freine le processus de transformation des calcaires. Le faciès exerce donc un contrôle sur la dolomitisation.

## 5.2 Diagenèse précoce

Cette période concerne les processus diagénétiques affectant les sédiments déposés en cours de lithification (enfouissement sédimentaire). Au Canada, certains complexes présentent des caractéristiques sédimentologiques issues d'une période de diagenèse précoce. Discutons à présent de ces conditions favorables à la dolomitisation précoce des calcaires.

### 5.2.1 Milieu évaporitique

Les évaporites sont déposées dans le milieu restreint de l'arrière plate-forme et caractérisent des périodes d'hypersalinité favorables au développement de dolomite primaire. L'association de calcaires et d'évaporites est très fréquente [McGillivray et Mountjoy, 1975]. Des émergences et un régime supratidal sont localement marqués par la présence d'anhydrite. Les calcaires sont dolomités dans un contexte de lithification précoce.

En Belgique, il n'y a pas d'évaporites associées aux calcaires du Frasnien moyen. Quelques faciès restreints (laminites) sont présents dans le lagon, mais les niveaux d'évaporites existent dans des niveaux antérieurs ou postérieurs au Frasnien (Givétien, Dinantien). La dolomitisation des calcaires frasnien de Belgique ne semble pas reliée à un contexte de sédimentation en milieu évaporitique.

### 5.2.2 Milieu vadose

Dans le contexte sédimentaire décrit dans le chapitre 2, il existe une sédimentation pélagique qui recouvre les carbonates. Elle est ensuite recouverte par une nouvelle séquence carbonatée. Cette évolution séquentielle est contrôlée par les fluctuations eustatiques [Purser et al., 1994c]. Pendant la chute du niveau marin, la plate-forme carbonatée progresse vers le large [Tsien, 1984] [Boulvain, 1993]. Les monticules micritiques sont édifiés

dans la partie méridionale du bassin. Les biostromes présentent un environnement ouvert à la circulation de fluides marin et météorique (figure 1.5).

Une zone de type « mixing-water » issue du mélange d'eau météorique et marine limite l'extension de la dolomitisation dans la barrière [Muechez et Viaene, 1994], [Purser et al., 1994c]. La décroissance du pouvoir dolomitisant des fluides vers la base de la barrière suggère une circulation depuis la surface vers le bas des dépôts.

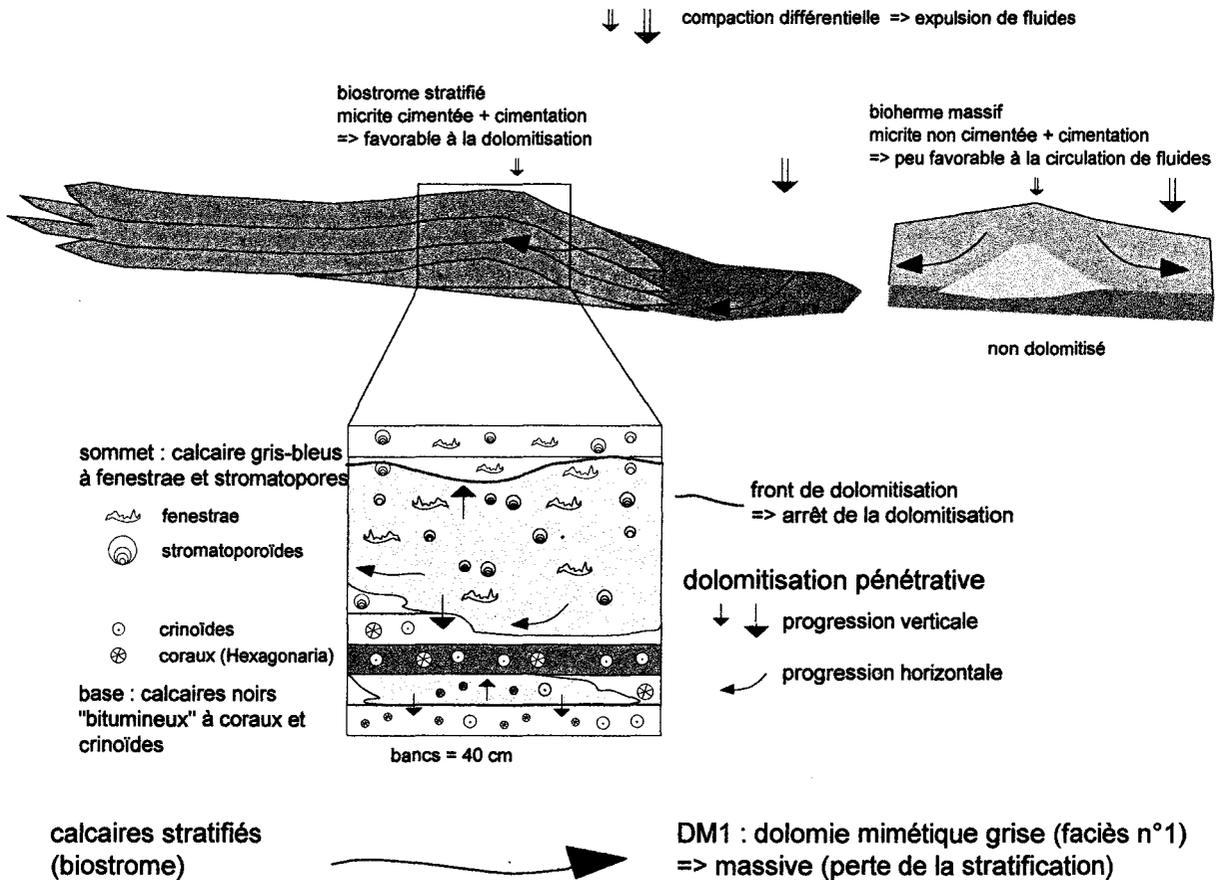


Figure 5.4 : Caractérisation des faciès dolomitisés et non dolomitisés (Frasnien moyen de Belgique)

Les divers contacts observés entre les dolomies et les calcaires suggèrent l'existence de cette zone de mélange dans les calcaires frasniens de Belgique. Le caractère pénétratif de la dolomitisation développe des contacts francs ou diffus entre les calcaires non atteints et les dolomies. À Merlemont, les coupes présentent des contacts progressifs à la base et brutaux et francs au sommet (figure 5.4).

Entre calcaire et dolomie, un « front de dolomitisation » est constitué (figure 5.5). Le contact est direct entre calcaire sain et dolomie ; il est aussi sécant à la stratification. Dans le même gisement de dolomies, une transition progressive entre les dolomies et les calcaires s'observe latéralement et vers le bas du gisement. La progression descendante du processus est diffuse et décroît avec l'apparition de calcaires noirs riches en

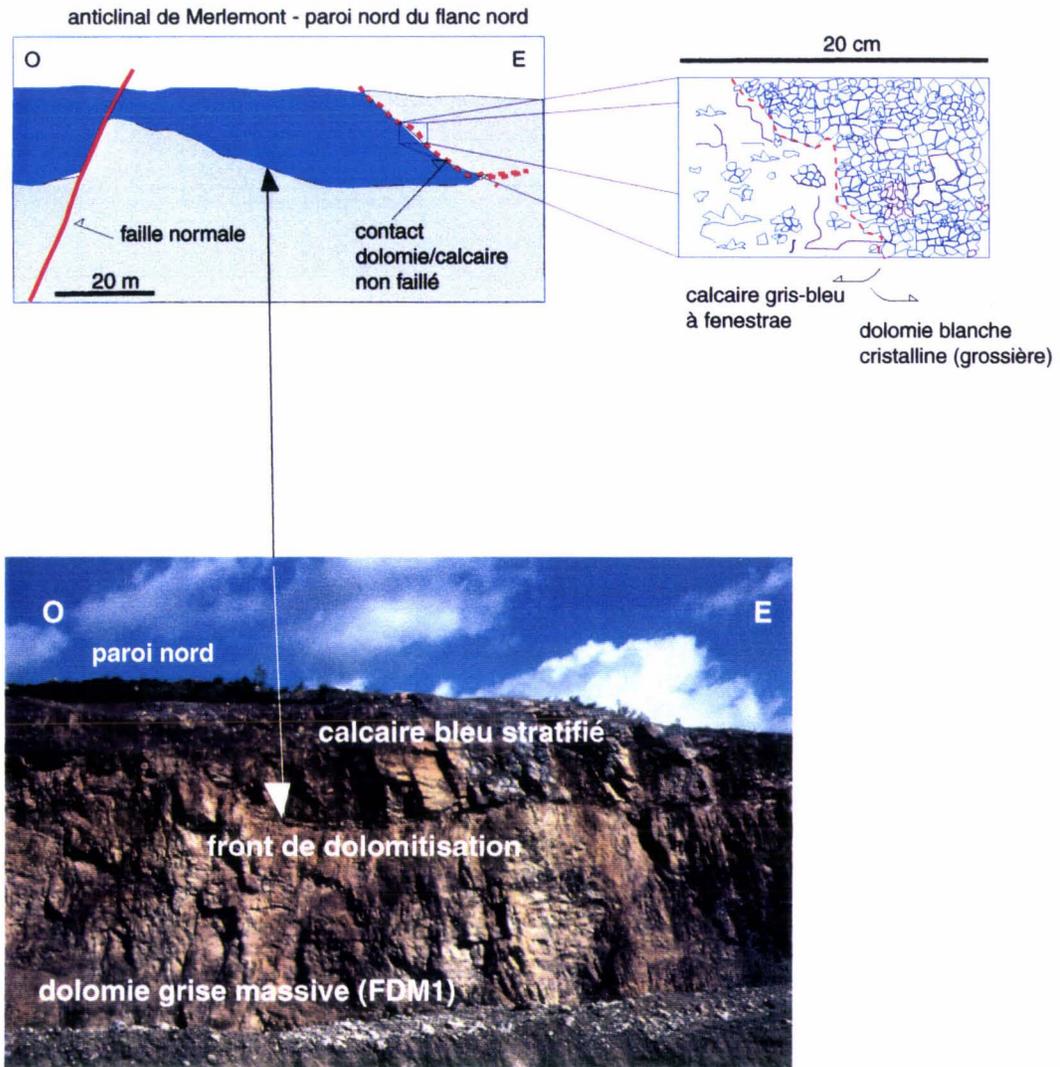


Figure 5.5 : Le calcaire observé dans la carrière de Merlemont (Massif de Philippeville, Allochtone ardennais) présente un contact direct avec la dolomie massive. Un front de dolomitisation est observé au sommet de la dolomie.

matière organique (figures 5.4, 4.2). Ces derniers sont moins affectés par la dolomitisation.

Le front de dolomitisation observé dans le massif de Philippeville caractériserait une zone de mélange où le milieu vadose influence la dolomitisation. Cette zone protège les calcaires sains. Les transitions progressives observées à la base et sur les côtés du gisement suggèrent un mode de circulation superficielle de fluides dolomitisants.

L'évolution du milieu de sédimentation dans un régime de variation du niveau marin apporte les conditions favorables à l'apparition d'une zone de mélange. De même, la sédimentation influencée par ce régime eustatique amène une compaction différentielle des séries au cours de l'enfouissement.

L'enfouissement sédimentaire induit une compaction différentielle des sédiments et une migration des fluides depuis les roches compactées vers les roches réservoirs.

## 5.3 Conclusion

Le contexte de sédimentation des calcaires et schistes du Frasnien est lié à la mise en place de la dolomitisation des calcaires. Le faciès calcaire semble avoir une influence sur le développement et l'extension de la dolomie dans les séries.

### 5.3.1 Rappel du contexte sédimentaire (chapitre 1)

En Belgique, la transgression conduit au dépôt des Schistes de Matagne et l'arrêt du phénomène récifal frasnien (chapitre 1). La transgression marine du Frasnien combinée à des mouvements tectoniques, a conduit à l'individualisation d'une séquence de développement de carbonates de plate-forme (Frasnien moyen, Formation de Philippeville). Des zones stables et des zones subsidentes sont identifiées pendant une même période de sédimentation. La flexuration du bassin influence la subsidence différentielle et détermine des milieux de sédimentation profonds (talus) et peu profonds (plate-forme). Cette flexuration peut avoir une origine tectonique (syngénétique).

Les organismes à vie récifale tels que les stromatopores, les coraux et les algues sont présents dans les calcaires organo-détritiques, les biostromes et les biohermes. Le développement des calcaires récifaux nécessite des conditions de vie strictes modifiées par l'évolution du milieu. Les calcaires gris se distinguent des biohermes rouges par leurs associations écologiques dominées par les Stromatopores. Ils correspondent à des milieux de vie bien oxygénés sans développement de ferro-bactéries caractéristiques des milieux dysaérobiques (calcaires rouges). Ils sont le plus souvent stratifiés (biostromaux) et fortement dolomitisés. Les biohermes gris contemporains des calcaires stratifiés ne sont pas dolomitisés.

Les calcaires biostromaux se déposent dans la zone de plate-forme et sont dolomitisés (figure 1.6, chapitre 1). Dans ces faciès, les stromatopores sont dominants et accompagnés de fenestreae et de coraux. Ces

biostromes correspondent à la sédimentation d'organismes détruits sur place dans une matrice micritique sous l'action des vagues. Ils sont d'épaisseur faible par rapport à leur diamètre et forment une couche interstratifiée dans les couches avoisinantes [Foucault et Raoult, 1988]. La sédimentation sur la plate-forme carbonatée correspond à une faible tranche d'eau et une stabilité des conditions de vie, d'où une extension latérale importante des calcaires biostromaux. Ainsi que nous l'avons vu précédemment, ce faciès stratifié est favorable à la circulation de fluides.

La profondeur de dépôt varie latéralement dans chaque cycle de sédimentation au cours du Frasnien. Aussi, il est possible que lorsqu'un bioherme est temporairement envasé, la plate-forme carbonatée continue son développement avec alternance calcaro-détritique sous une faible tranche d'eau. Les mouvements eustatiques et épirogéniques amènent la répétition verticale des zones écologiques au cours du temps. Les faciès calcaires sont représentatifs de leurs milieux de dépôts respectifs. Les biohermes correspondent à un milieu profond, calme (peu oxygéné) et argileux. Les biostromes sont construits en milieu agité, mieux oxygéné et peu profond.

### 5.3.2 Contrôle faciologique de la dolomitisation

En Belgique, la dolomitisation a affecté beaucoup plus la Formation de Philippeville en bordure de la plate-forme carbonatée. Le processus est moins présent dans les faciès restreints et organo-détritiques situé à l'arrière de la plate-forme. Différents groupes de facteurs (sédimentaire, diagénétique et tectonique) ont favorisé une dolomitisation plus ou moins pénétrative au sein des calcaires frasnien belges [Machel et Mountjoy, 1987]. Certains faciès favorables à la circulation de fluides ont permis la mise en place, après leur formation, de dolomies de remplacement mimétique. La position de la zone de dolomitisation correspond à l'extension des faciès de plates-formes les plus favorables à la dolomitisation.

Le remplacement précoce requiert une circulation efficace de fluides dolomitisants au travers des sédiments [Purser et al., 1994c]. L'existence d'une zone de mélange constitue un premier modèle pour expliquer l'initiation de la dolomitisation (chapitre 6) [Purser et al., 1994c]. La mise en place des premières dolomites est contrôlée par les variations du niveau marin.

La dolomie mimétique (DM) correspond à un événement diagénétique précoce qui prend place au cours d'une baisse du niveau marin. La dolomitisation des calcaires correspond à un remplacement progressif des éléments figurés et des ciments sub-marins. Les séries dolomitiques DM peuvent aussi être issue de la circulation de fluides marins pendant une hausse du niveau marin qui recouvre la barrière et génère une dolomitisation de la matrice micritique (DM1 and DM2).

Pour les deux systèmes, la dolomite de type D3 se développe dans les fractures pendant l'enfouissement. Le front de dolomitisation serait la zone étroite de mélange de fluides météorique et salin empêchant la circulation de fluides dolomitisants dans les calcaires. Une concentration des fluides dolomitisants juste au-dessous de ce front accentue le processus de dolomitisation par rapport à la base du gisement.

Le modèle de plate-forme explique l'extension horizontale des biostromes pendant le Frasnien moyen [Lecompte, 1958a], [Tsien, 1984]. La répartition verticale des biohermes reflète l'évolution du bassin au cours du temps [Boulvain et Herbosch, 1994]. Ce contrôle permet de reconnaître clairement les zones de développement des calcaires et des dolomies. Le contexte structural des zones de surfaces et des sondages permet de localiser les dolomies dans l'espace.

L'étude comparative des exemples canadien et belge a montré que selon le type de calcaire (biostromal ou biohermal), selon le milieu hydrodynamique (lagon ou bordure de plate-forme) et selon l'histoire post-récifale (déformation, flux hydrothermaux), la dolomitisation est présente sous des aspects différents. La transformation des calcaires dépend du milieu de sédimentation et de son évolution au cours du temps. L'origine des dolomies du Frasnien moyen semble être un processus mis en place au cours de la diagenèse précoce. Au cours de l'évolution diagénétique et tectonique des séries, des événements tardifs sont survenus et ont affecté les dolomies et les calcaires du Frasnien moyen.

## Chapitre 6

# Contrôle diagénétique et relation avec la tectonique

L'objectif de ce chapitre est d'établir les relations qui existent entre les processus diagénétiques observés et les périodes de déformation. L'évolution des séries au cours de la diagenèse tardive ou diagenèse d'enfouissement est discutée sur la base des résultats microthermométriques et géochimiques associée à des exemples canadiens.

### 6.1 Migration de fluides

Les migrations de fluides surviennent à la fois au cours de la diagenèse précoce et tardive.

Au Canada, dans la majorité des exemples, la dolomitisation est un processus de diagenèse tardive issu de circulation de fluides profonds (figure 6.1). Par exemple, la circulation de fluides dolomitisants affecte les récifs adjacents, sus-jacents ou sous-jacents à des niveaux d'évaporites (exemple du récif de la Formation Nisku) [Machel, 1986].

Différentes observations permettent d'identifier l'existence de migrations de fluides dans les dolomies. Elles sont relatives à l'enfouissement sédimentaire et tectonique.

#### 6.1.1 Enfouissement des séries

L'enfouissement sédimentaire des séries amène une compaction des sédiments en cours de lithification (chapitre 5, figure 1.5). Cette dernière varie selon la nature des roches. Une migration de fluides par percolation est possible entre les séries peu ou non compactées (carbonates) et les séries compactées (pélites) (chapitre 5, figure 5.4).

Différents stades de dolomitisation sont distingués suite à un enfouissement faible ou fort. De façon

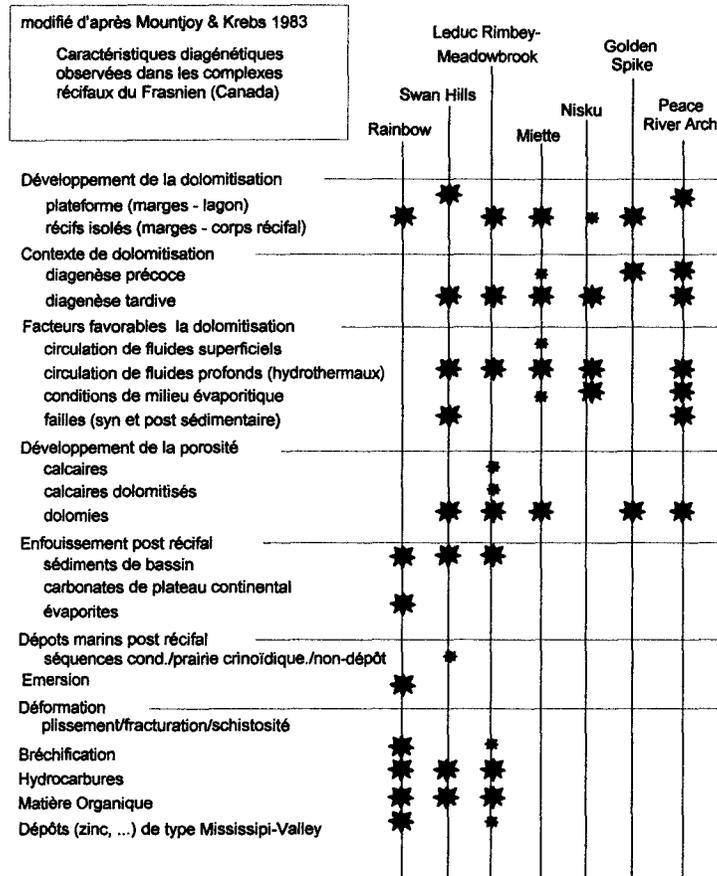


Figure 6.1 : Caractères diagénétiques des calcaires frasnien du Canada

générale, la dolomitisation des calcaires canadiens se développe par remontée de fluides dans un système régional de circulation actif pendant la diagenèse de faible enfouissement [Machel, 1986]. La dolomitisation serait profonde et due à un contexte de « province évaporitique », source de fluides dolomitisants (exemple du complexe Leduc au Canada [Machel, 1986].

Le remplacement du calcaire postérieur à la micritisation, la cimentation sous-marine et la formation de stylolites de faible amplitude, seraient consécutifs à un enfouissement faible [Machel, 1986]. Le contact indépendant des strates et des faciès indique une tendance à la remontée de fluides dolomitisants vers des formations susjacentes. Des processus thermochimiques comme la maturation de la matière organique s'installent (sulfato-réduction - formation de pyrobitume).

La dolomite baroque apparaît à la suite du développement des dolomies (DM, DD), . Leur développement à partir de fractures sub-parallèles et perpendiculaires à la stratification serait relié à une période de fracturation [Nielsen, 1996]. Une transition entre les bandes de dolomites brune et blanche est caractéristique des zebras étudiés dans le Dinantien par [Nielsen, 1998]. La forte relation qui apparaît entre le développement des zebras et les périodes tectoniques caractérise l'influence des phases de déformations sur la diagenèse. Un

système de fractures a contribué à la circulation de fluides dans les roches. Le remplissage centripète des fentes a notamment sauvegardé une porosité macroscopique (géode) observée dans certaines textures.

La cristallisation de dolomite sparitique ou de dolomite baroque correspond à un stade de cimentation tardive due à la diagenèse d'enfouissement profond par pression-dissolution et circulation de fluides chauds de bassin [Amthor et al., 1993] [Amthor et al., 1994]. Elle souligne l'existence de processus actifs en profondeur. Des failles auraient servi de conduits pour les fluides en facilitant leur circulation (exemple du complexe canadien de Swan Hills) [Kaufman et al., 1991].

De plus, en cathodoluminescence, la dolomie baroque montre des teintes semblables à celles de la matrice dolomitique. Il y a eu recristallisation et équilibrage entre la matrice et les fluides responsables de la précipitation de cette dolomie baroque. Cette dernière aurait précipité lors de l'enfouissement maximum [Kaufman et al., 1991]. Au Canada, deux types de dolomites tardives sont distingués dans le complexe de Miette (« white sparry dolomite et saddle dolomite ») [Mountjoy, 1989] [Mattes et Mountjoy, 1980]. Cette similarité entre les exemples canadien et belge renforce le caractère tardif et structural de la dolomite D3 et la dolomite baroque.

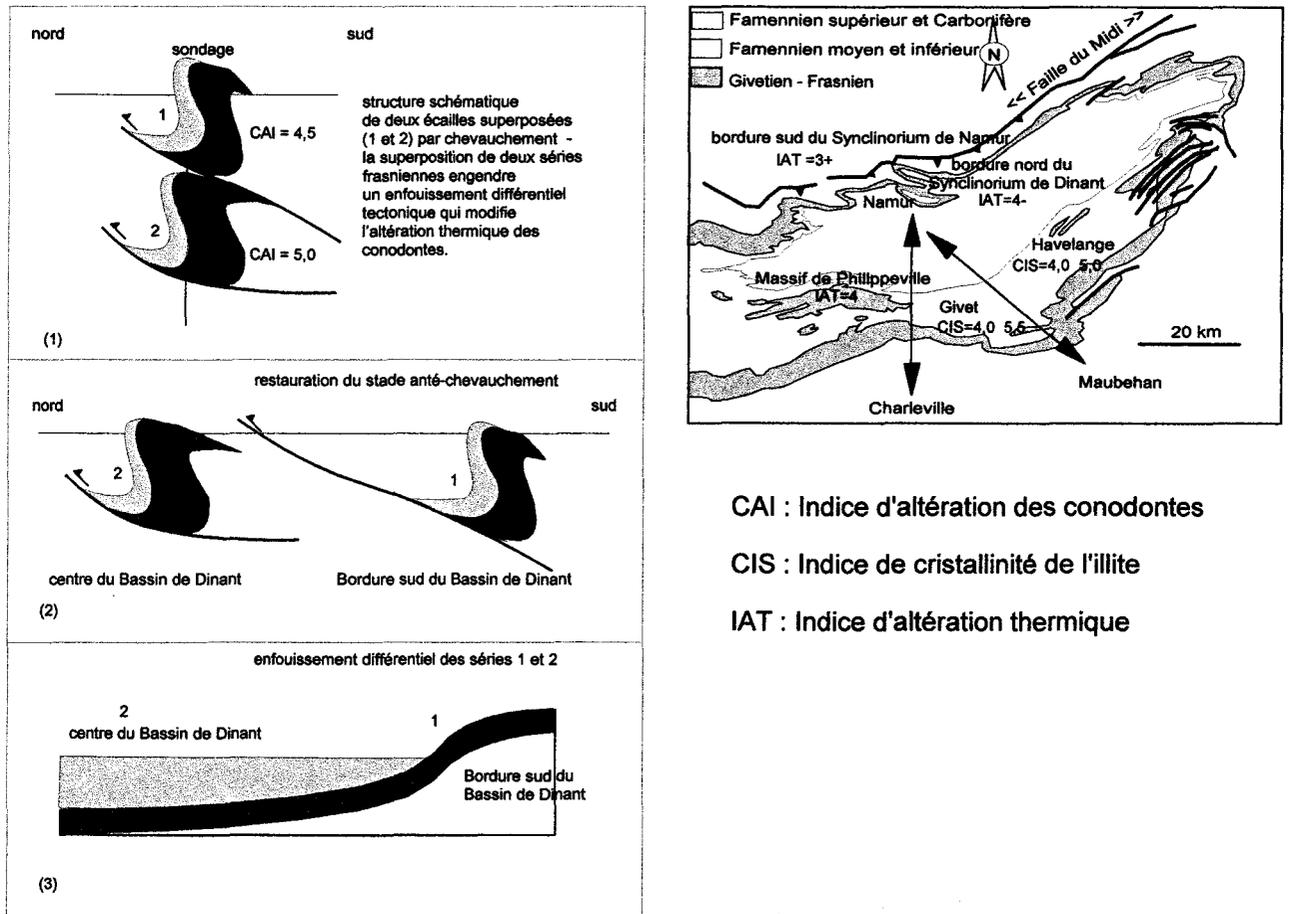
La compaction ne suffit pas à expliquer l'extension des dolomies [Amthor et al., 1993] [Amthor et al., 1994] [Desbordes et Maurin, 1974]. À ce stade de la discussion, apparaît la notion de contrôle de la dolomitisation par l'enfouissement et la tectonique [Kaufman et al., 1991]. Nous distinguons ici l'enfouissement sédimentaire (chapitre 6) et l'apparition de failles. Les transitions latérales de faciès et les failles constituent des drains favorables au passage de fluides sous l'effet de la compaction sédimentaire et tectonique. Des phases cimentées tardives illustrent l'effet de la diagenèse tardive.

### 6.1.2 Contrôle structural

L'enfouissement tectonique est lié aux déformations intenses de l'Ardenne au cours de l'orogénèse varisque (chapitre 4).

Les études d'argiles (Focant) et des conodontes suggèrent une évolution complexe lors de l'enfouissement [Helsen, 1995]. Les unités structurales chevauchantes définies dans le sondage caractérisent un déplacement important des écailles tectoniques du Sud vers le Nord (figure 6.2) [Coen-Aubert, 1988]. L'indice d'altération des conodontes est plus évolué en profondeur [Helsen, 1995]. La répartition des faciès dans le sondage de Wépion est telle que selon une profondeur décroissante : le faciès est de plus en plus méridional. Les structures tectoniques repérées dans la zone du sondage de Focant permettent d'appliquer ce même raisonnement. Le groupe supérieur contiendrait des lithofaciès méridionaux et le groupe inférieur des faciès plus centraux. Les sondages de Focant et de Wépion illustrent assez bien cette répartition tectonique des faciès.

Les dépôts des sédiments carbonifères sont plus importants dans le centre du bassin que sur la bordure Sud [Helsen, 1995]. Une évolution diagénétique due à l'enfouissement sédimentaire apparaît. La bordure



CAI : Indice d'altération des conodontes

CIS : Indice de cristallinité de l'illite

IAT : Indice d'altération thermique

Figure 6.2 : Exemple d'enfouissement tectonique du au plissement et à l'écaillage des séries. Les indices d'altération thermique ou de cristallinité de l'illite sont susceptibles de refléter les modifications provoquées par un enfouissement tectonique important.

Sud du bassin chevauche les sédiments du centre. L'enfouissement sédimentaire implique une évolution des lithologies concordante avec l'effet de l'enfouissement tectonique.

Les résultats obtenus par [Helsen, 1995] sont basés sur un gradient géothermique de 50°C/km (moyenne généralement admise de 30°C/km [Foucault et Raoult, 1988]). Les températures mesurées sont comprises entre 245°C et 310°C, pour des profondeurs de 1320 à 2762,4m (sondage de Focant). L'indice de cristallinité de l'illite étudié dans le chapitre 4 indique des conditions relatives à l'anchizone (<200 °C) semblables à d'autres sites (figure 6.2) [Dandois, 1985]. Le sondage d'Havelange placé sur un transect (N-SE) montre un indice de cristallinité plus proche de l'anchimétamorphisme. Le plongement des séries conserve une couverture famennienne et carbonifère importante. La variation des épaisseurs des séries du Sud au Nord influence l'évolution des roches au cours de l'enfouissement tectonique.

L'exemple du Massif de Philippeville illustre cette notion de migration de fluides. Au-dessus du front

de dolomitisation, une zone de calcaire est dolomitisée. Le faciès de dolomie cristalline observé est différent de l'ensemble des dolomies observées. Cette dolomie est associée à une forte concentration de stylolites développés autour des cristaux (figure 5.5). Une transition directe sans faille s'observe entre le calcaire sain et la dolomie cristalline grossière. Le contact est oblique à la stratification.

Les faciès de calcaires noirs « bitumineux » ou de dolomie à blende observés en Belgique soulignent l'influence de fluides enrichis en sulfures. L'opacification et la réduction volumique des spores et des pollens illustrent la maturité de la matière organique par l'Indice d'Altération Thermique. Des mesures effectuées dans l'Allochtone ardennais et le Parautochtone brabançon suggèrent une évolution de la matière organique liée au contexte tectonique local. Le Massif de Philippeville présente un degré d'évolution de l'IAT plus avancé qu'ailleurs [Oudoire, 1995]. La structure en arc du massif montre un raccourcissement plus important amenant l'individualisation d'une zone E-O centrée dans l'Allochtone [Chamley et al., 1997]. L'étude des conodontes (Indice d'Altération) par [Helsen, 1995] caractérise cette évolution différentielle.

Une forte pression issue de la déformation intense observée dans le Massif de Philippeville pourrait expliquer cette phase postérieure de dolomitisation. De la même façon que dans le complexe de Leduc, la dolomitisation est postérieure à la cimentation sous-marine. Elle coïncide avec la formation de stylolites. Ces observations suggèrent l'existence d'une diagenèse tardive [Amthor et al., 1993] [Amthor et al., 1994] [Desbordes et Maurin, 1974].

Certains aspects sédimentologiques montrent l'importance de la tectonique dans l'enfouissement des séries. L'altération des conodontes et la matière organique ou l'évolution diagénétique des argiles sont des marqueurs potentiels d'un changement de conditions T°/P.

La tectonique se surimpose à l'enfouissement sédimentaire en modifiant localement l'évolution diagénétique des roches. Dans l'Allochtone ardennais, le Massif de Philippeville est situé dans une zone de déformation complexe. Le sondage de Focant présente une évolution des argiles hétérogène liée à la structuration de la zone. L'empilement des écaillés accentue l'enfouissement des séries frasniennes.

Ces aspects structuraux associés aux phases cimentées tardives nous amènent maintenant à discuter d'une chronologie pour les périodes de circulation de fluides.

## 6.2 Chronologie des phases développées

L'étude microthermométrique a mis en évidence trois groupes de phases minérales. Il s'agit de caractériser une correspondance entre ces groupes et les périodes d'activité tectonique.

### 6.2.1 Phase varisque

Les inclusions fluides prélevées dans les dolomites présentent des températures d'homogénéisation variables (entre 107 et 194°C) et une salinité relativement stable (6-8g.éq.% NaCl), figure 4.30 (chapitre 4). Dans le

sondage de Villers-Saint-Siméon, les inclusions des calcites (CNF) présentent globalement des températures entre 102 et 162°C et une salinité entre 4 et 9g.éq.% NaCl. L'origine de la dolomite D3 implique le remplacement d'une calcite sparitique cimentée dans les calcaires. Les séries dolomitiques sont postérieures à la cimentation marine.

Les fluides étudiés dans les dolomies du Frasnien moyen peuvent avoir des origines multiples. Pour générer des fluides dolomitiques, des sources de  $Mg^{2+}$  and  $CO_3^{2-}$  sont nécessaires [Machel et Mountjoy, 1987]. Nous devons considérer une source, un mécanisme d'alimentation et un site de construction. Pour les dolomies de remplacement, la source et le site de construction correspondent aux calcaires du Frasnien moyen. Cette localisation permet une circulation de fluides dans une zone de mélange [Purser et al., 1994c]. L'existence d'interactions fluide/roche au cours de la migration des fluides peut être enregistrée dans les changements de compositions de phases cimentées. La variation de la salinité est un exemple possible d'interaction fluide/roche.

La première génération de CNF observée en sondages peut être reliée au Carbonifère terminal et caractérisée par une contamination de l'encaissant [Muechez et al., 1996]. Cette phase est tardi-varisque.

Le large intervalle de températures mesurées dans les inclusions secondaires caractérise le rééquilibrage des dolomites au cours de l'enfouissement. Ces phases dolomitiques et calcitiques montrent des températures d'homogénéisation et des salinités proches des fluides varisques [Muechez et al., 1996].

### 6.2.2 Phase post-varisque

Au cours de cette phases, les dolomies sont déstabilisées par des stades de recristallisation, de cimentation (figures 4.16f, 4.14cd, chapitre 4) ou par fracturation des roches (figure 4.15, chapitre 4).

En affleurement, la calcite ferrifère (CF) apparaît fortement déformée dans des failles (figure 6.3). La présence de clivages de cisaillement, de plans de fractures et de crochons est importante (figure 4.15, chapitre 4). Les conditions de cristallisation sont comprises entre 53 et 150°C (figure 4.30, chapitre 4). La salinité est très variable et difficilement interprétable.

La déformation du Massif de Philippeville est due à l'orogénèse varisque caractéristique de l'Allochtone ardennais [Mansy et Meilliez, 1993]. Des failles N-S à jeu partiellement décrochant découpent les anticlinaux du massif (chapitre 3). Elles présentent un remplissage centripète, observé notamment dans la carrière de Merlemont (figure 6.3). Ce remplissage est polyphasé et illustre une ouverture par étapes de ces failles. Plusieurs phases tectoniques pourraient être identifiées avec un étude tectonique détaillée. Les ouvertures successives amènent une déformation des cristaux.

La calcite ferrifère apparaît aussi dans des cavités au sein de calcaires partiellement dolomités (figure 4.30, échantillon 168, chapitre 4) avec des caractéristiques proches des fluides varisques. La température d'homogénéisation oscille entre 95 et 152°C et les salinités entre 0 et 9g.éq.% NaCl. Ce stade est xénomorphe et colmate l'espace résiduel après la précipitation de ciment dolomitique (baroque). La signature

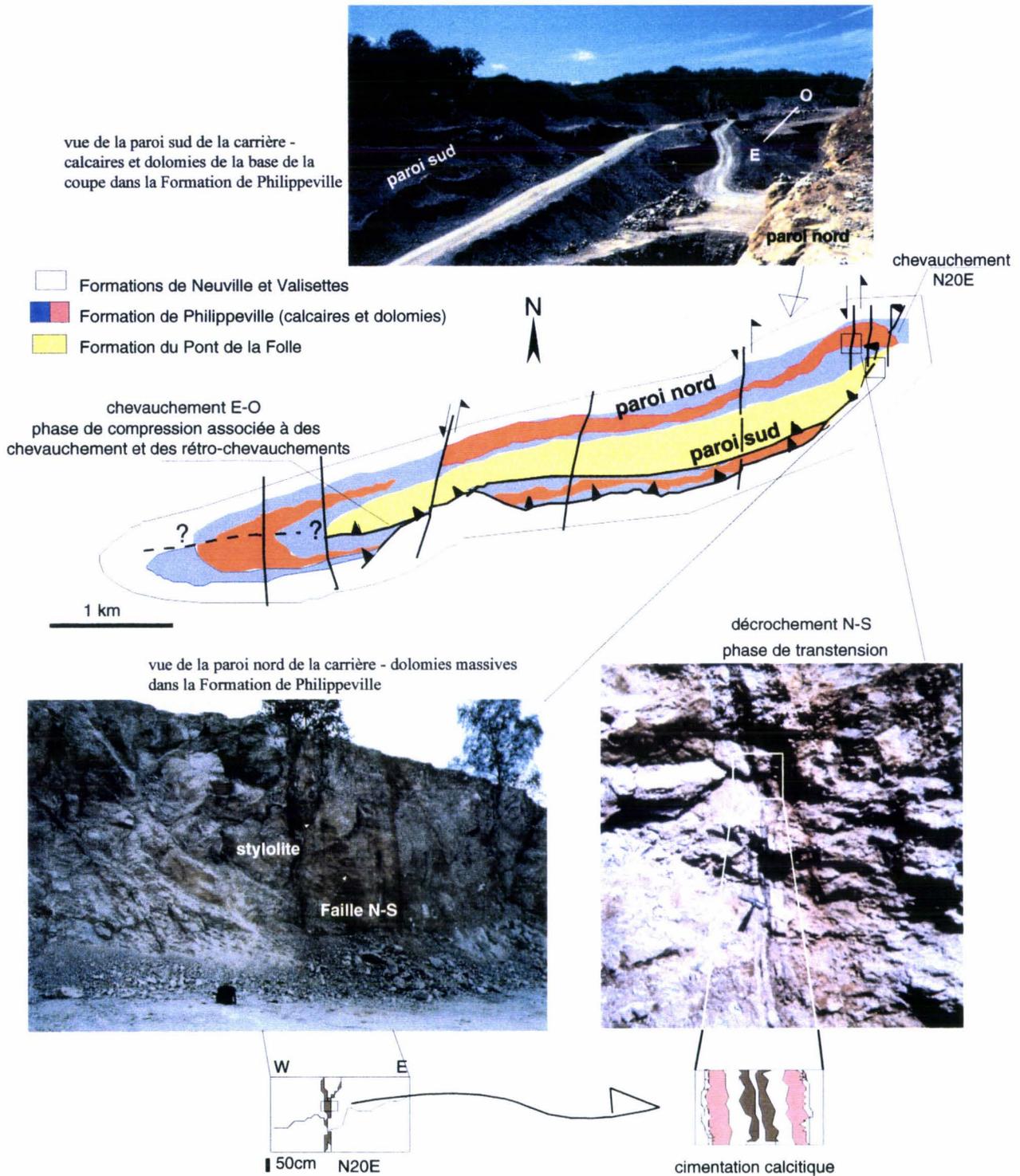


Figure 6.3 : La cimentation calcitique dans les failles N-S de l'anticlinal de Merlemont (Massif de Philippeville) montre plusieurs phases de remplissages qui suggère une ouverture saccadée de la faille. Ces failles sont postérieures à l'orogénèse varisque.

varisque assez marquée par cette calcite xénomorphe suggère une mobilisation des fluides dans les séries dolomitiques. Les calcites ferrifères proviennent de la précipitation d'un fluide étranger qui altère l'encaissant (dolomie). La forte variabilité de la salinité peut être issue d'une contamination entre l'encaissant et le fluide (« rock-buffered » [Muechez et al., 1996]). Des transferts chimiques ont eu lieu au sein d'un fluide de haute température causant une augmentation de la salinité.

Au Nord de l'Allochtonne, les températures mesurées de 58 à 85°C et la salinité mesurée à 14g.éq.% dans le sondage de Wépion le distinguent nettement des autres sites. Le contexte tectonique de ce sondage situé au Sud du Parautochtonne brabançon est marqué par la remontée de la Faille du Midi. Son évolution tectono-sédimentaire est différente de celle du Massif de Philippeville. Ce dernier présente une déformation polyphasée issue d'une tectonique tardi-varisque ou post-varisque.

L'intense déformation observée dans le Massif de Philippeville caractérise deux phases tectoniques majeures : l'orogénèse varisque et une tectonique active pendant le Mésozoïque [Muechez et al., 1996], [Muechez et al., 1995]. Il apparaît une fois encore comme un lieu d'activité tectonique particulier [Chamley et al., 1997]..

### 6.2.3 Phase récente

Les inclusions piégées dans les calcites non ferrifères sont strictement monophasées. L'absence de bulle suggère une formation à basse température (<50°C) au cours de la structuration des gisements de dolomies [Muechez et al., 1996]. Les mesures obtenues à l'issue d'élargissement provoqué des inclusions (artificial stretching) ont donné des salinités autour de 0g.éq.%.

En microscopie conventionnelle, la calcite CNF montre un remplacement des cristaux de dolomite localisés dans le centre de la cavité. Elle conserve l'aspect macroscopique du cristal (rhomboèdre grisâtre) qui n'est plus visible en cathodoluminescence (figure 4.16f, chapitre 4). Lors de la précipitation de cette calcite non ferrifère, un « remplacement mimétique » de la dolomite encaissante s'est opéré dans les cavités.

En cathodoluminescence, les stades de croissance jaunes luminescentes (SJL) et non luminescentes (SNL) observés dans cette calcite CNF illustrent une variation de la composition du fluide pendant le remplissage (figure 4.16f, chapitre 4). La diminution du potentiel redox est illustrée par l'apparition de phases jaunes luminescentes (SJL) qui correspond à une fin de remplissage du pore [Amieux, 1982]. Le développement de cristaux est marqué par des stades non luminescents (SNL) importants. Le milieu était encore ouvert (oxydant). La zone supérieure de la cavité montre une abondance de stades SJL. Ces stades marquent le colmatage final de la cavité. À ce stade, la perméabilité devient nulle.

La transition d'un stade SNL à SJL est progressive, contrairement à la transition abrupte du stade SJL à SNL. Le ratio  $MnCO_3/FeCO_3$  augmente très fortement dans les stades luminescents SJL (figure 4.17, chapitre 4). Le rôle d'activateur est attribué au manganèse [Amieux, 1982]. La zonation observée suggère

une cristallisation dans un milieu dynamique. L'arrivée d'un fluide en milieu ouvert caractérise le stade SNL. Ce milieu serait d'abord oxydant (SNL,  $Fe^{3+}$ ) puis progressivement plus réducteur (S JL,  $Mn^{2+}$ ). Le milieu se ferme. L'ouverture suivante du milieu amène un nouveau flux oxydant. Cette évolution univoque est due au confinement du milieu dont le pouvoir oxydant diminue. La calcite météorique traduit une séquence négative de l'évolution de la perméabilité [Amieux, 1982]. Cette alternance répétée montre un renouvellement des eaux connées qui suggère une influence climatique.

Le changement épisodique de la composition du fluide, les conditions de piégeage à basse température et la salinité proche de 0g.eq.% sont significatifs d'un milieu de percolation proche de la surface. La phase de circulation récente de fluide a une origine météorique. Cette calcite est le dernier stade cimenté enregistré dans les dolomies du Frasnien moyen. Elle a partiellement déstabilisé les dolomites au contact de la calcite.

Cette dernière phase de remplissage réduit le réseau poreux développé après la dolomitisation. Après cette phase diagénétique récente (Cénozoïque [Muechez et al., 1996]), seules les phases d'altération récentes apparaissent dans les séries frasniennes. Les gisements proches de la surface ont enregistré une évolution météorique non observée dans les gisements profonds.

#### 6.2.4 Altération

Les dolomies de type « zebres » présentent cette cimentation dolomitique de type baroque [Radke et Mathis, 1980] qui caractérise une période de déformation varisque [Nielsen, 1998]. Les séries dolomitiques et ce ciment baroque présentent une altération fréquente appelée ferruginisation. L'étude à la microsonde d'un échantillon de dolomite baroque altérée apporte quelques éléments d'interprétation de ce processus (figure 4.14cd, échantillon 168, chapitre 4).

En microscopie, cette phase apparaît sous la forme de larges cristaux avec des zones de concentration d'oxydes dans les stades de croissance externes et des clivages courbes. En cathodoluminescence, un stade orange luminescent (SOL) associé aux oxydes et un stade rouge luminescent SRL au centre de certains rhomboèdres sont identifiés (figure 4.30, chapitre 4). Le centre des rhomboèdres est constitué de dolomite (SRL). En revanche, les bordures comprennent de la calcite non ferrifère (SOL) associée aux oxydes. Le reste de la cavité est colmaté par une calcite ferrifère. La calcite non ferrifère (SOL) remplace la texture grossière de dolomite baroque en conservant ses aspects texturaux. La déstabilisation de la dolomite baroque (ferrifère) développe une calcite non ferrifère avec individualisation d'oxyde de fer.

Cette altération récente est souvent observée dans les séries frasniennes, en surface. La dolomie saccharoïde observée à faible profondeur (Villers-Saint-Siméon, 210 mètres) est fortement altérée.

Le remplacement des rhomboèdres de dolomite baroque par la calcite et une phase ferruginisée (oxydes/hydroxydes) a déjà été observé: « Circulating sea or fresh water along permeable zones in the carbonates exposed at or near the present erosional surface is responsible for oxidation and hydration of the

ferrous iron content of the metastable ferroan dolomites as well as the dedolomitization of these dolomites » [Hashimi et Hemingway, 1973].

Les dédolomies sont présentes dans beaucoup d'échantillons quelles que soient leurs origines (affleurement ou sondage). Elles seraient issues de l'altération climatique des dolomies et des ciments dolomitiques (dolomie saccharoïde, dolomite baroque). Cette phase serait la plus récente.

Les séries dolomitiques soumises à l'altération météorique sont désagrégées. En carrière, la ferruginisation confère à la dolomie un aspect jaune et un état pulvérulent souvent problématique pour l'échantillonnage.

### 6.3 Conclusion - Histoire de la dolomitisation

Différents contrôles de la dolomitisation ont été mis en évidence dans ce chapitre. Nous pouvons résumer l'ensemble des éléments acquis pour élaborer l'histoire de la dolomitisation (figure 6.4). Deux étapes principales ressortent au travers de cette étude: l'initiation du processus et son développement au cours du temps.

#### Initiation de la dolomitisation

L'initiation de la dolomitisation correspond notamment aux premiers stades d'enfouissement sédimentaire. Les dolomies transforment préférentiellement les calcaires biostromaux situés en bordure de plate-forme carbonatée (chapitre 5). La forte corrélation entre le contexte sédimentaire et la localisation des dolomies suggère une initialisation de la dolomitisation dès le début de l'enfouissement avant les phases de déformation (figure 6.4). La sédimentation influence la dolomitisation de certains faciès. Il est cependant rapidement relayé par les contrôles tectonique et diagénétique. Le développement de la porosité est très fréquent dans les dolomies. Il s'agit d'une porosité secondaire. La porosité primaire correspond aux pores interparticulaires de la matrice calcaire issue de l'organisation des éléments figurés en texture jointive. Cette dernière attribue une plus grande aptitude de réservoir aux roches.

L'environnement de diagenèse précoce a permis le développement d'une dolomitisation pénétrative dans la barrière [Purser et al., 1994c]. Le phénomène d'infiltration verticale des eaux génère un front de dolomitisation sécant à la stratification au-dessous duquel le potentiel dolomitisant devient effectif. La base diffuse du gisement et les transitions latérales dolomie-calcaire traduisent une diminution progressive du potentiel dolomitisant des fluides.

Un corps massif de dolomie mimétique est constitué au sein des calcaires biostromaux stratifiés dans le Massif de Philippeville et à l'Est de ce massif. Ces dolomies mimétiques grises illustrent le potentiel maximum des fluides dolomitissants, juste en dessous du front.

Dans cet ensemble dolomitique, une dolomie saccharoïde prend place localement et présente un développement de minéralisations. Ces dernières sont fréquentes dans les dolomies du Frasnien

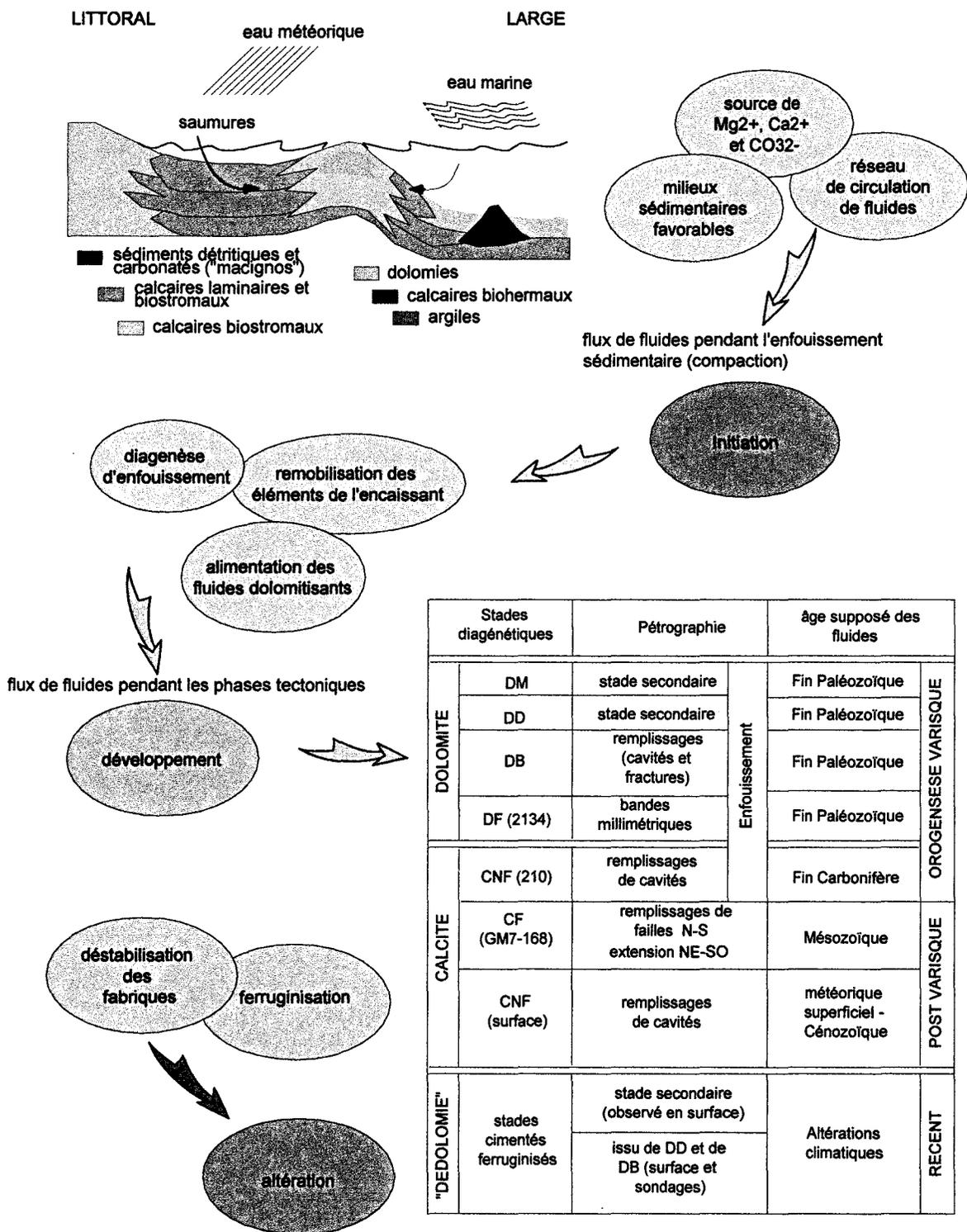


Figure 6.4 : Développement des dolomies du Frasnien moyen

[Dejonghe et Mardaga, 1986]. La fluorescence des rayons X a d'ailleurs montré la richesse en zinc et en soufre de la blende. L'association de ce minerai à d'autres minerais tels que la pyrite (fréquemment rencontrée dans ces niveaux) peut expliquer l'enrichissement en nickel et en cuivre de ces minéraux. D'après [Dejonghe et Mardaga, 1986], le modèle de dolomitisation basé sur une zone de mélange caractériserait la précipitation de ces minerais et le phénomène de dolomitisation au cours de la diagenèse précoce. La circulation de tels fluides « minéralisants » illustre le processus de contamination par l'encaissant traversé.

## Développement du processus de dolomitisation

Au Canada, les dolomies sont associées à différents stades témoignant de l'évolution diagénétique poussée des calcaires frasniens au cours de l'enfouissement (évaaporites, gisements minéralisés « Mississippi-Valley type », et gisements d'hydrocarbures) [Machel, 1986] [Mountjoy et Krebs, 1983].

Les fluides dolomitisants ont circulé dans un contexte d'enfouissement tectono-sédimentaire (Orogenèse varisque). L'étude structurale présentée dans le chapitre 4 caractérise une histoire tectonique polyphasée et complexe pendant laquelle les dolomies du Frasnien moyen ont été déformées (figure 6.4). Elles sont antérieures (diagenèse précoce) à l'orogénèse varisque. Mais un rééquilibrage des fluides est survenu au cours de cet orogénèse (diagenèse tardive). Les circulations de fluides provoquées pendant la déformation des séries sont marquées par l'apparition de ciment dolomitique (dolomite baroque) et calcitique (non ferrifère).

Une succession de phases post-varisques a ensuite altéré cet héritage varisque et généré de nouvelles phases cimentées [Muechez et al., 1996]. L'origine des calcites non ferrifères analysées en sondage serait une infiltration profonde de la roche par gravité depuis un milieu sous influence climatique. Il s'agirait d'une phase tardi-varisque. Les calcites ferrifères sont plus généralement reliées en surface à des phases de déformations tectoniques post-varisques. La calcite ferrifère a précipité dans les fractures ouvertes lors d'une phase tectonique d'âge Mésozoïque.

L'altération des dolomies est provoquée par des circulations de fluides superficiels. Une cimentation calcitique non ferrifère d'origine météorique altère les bordures des cavités qu'elle colmate. Les roches dolomitiques sont plus sévèrement affectées par une ferruginisation de surface sous influence climatique.

Les étapes importantes enregistrées dans la roche retracent l'histoire de la dolomitisation des calcaires frasniens moyens. L'influence de la tectonique du Paléozoïque et Mésozoïque sur l'évolution diagénétique des dolomies secondaires a été déterminée sur trois groupes d'échantillons dans l'unité allochtone et deux sondages dans l'unité paraautochtone.

L'identification des agents de contrôle qui ont déterminé les modes de développement des dolomies au cours du temps, a été proposée pour discuter de l'évolution des dolomies depuis leur formation jusqu'à leur situation actuelle.

L'étude structurale fouillée réalisée sur la Plaine de la Famenne et sur différents sites en surface a apporté des données nouvelles sur les structures superficielles et profondes de l'Ardenne. La calcite ferrifère illustre

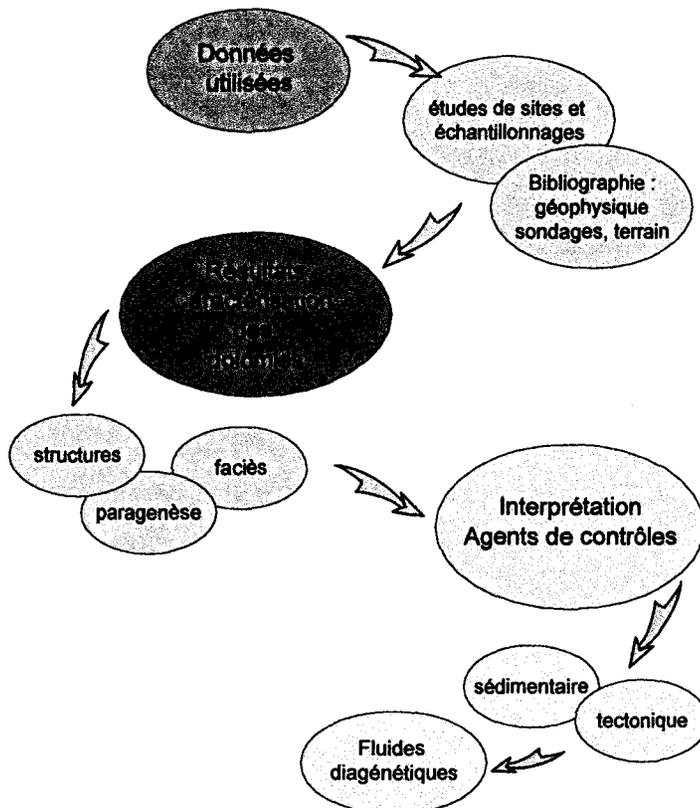
une étape particulière de la structuration du Massif ardennais, où des réseaux de fracturation sont développés ou repris dans une direction globale NE-NO.

# Conclusion générale

Le présent travail a été consacré à la dolomitisation des calcaires du Frasnien moyen en Belgique au sein d'une structure régionale complexe. Le mémoire concrétise l'aboutissement d'un projet basé sur des collaborations étroites entre différents organismes français et belges : Gaz de France, Université des Sciences et Technologies de Lille, Service Géologique de Belgique, Université Catholique de Louvain et Université libre de Bruxelles. Les méthodes utilisées sont variées : étude de sites, analyse pétrographique et géochimique (cathodoluminescence, microsonde, inclusions fluides). Les interprétations géochimiques et microthermométriques mettent en valeur les travaux réalisés à l'Université libre de Bruxelles (ULB) et à l'Université Catholique de Louvain (KUL).

## Synthèse des apports de l'étude

La figure présentée ci-dessous montre l'organisation du travail effectué.



Construction du thème développé sur les dolomies du Frasnien moyen

L'analyse des structures tectoniques contenant des séries dolomitiques apporte les éléments qui déterminent les paragenèses développées dans les dolomies de remplacement du Frasnien moyen. Il en résulte une connaissance des sites en fonction de la tectonique et des faciès observés.

## Structuration de l'Allochtone ardennais

De nombreuses données bibliographiques ont permis une sélection des sites d'études en surface (Allochtone ardennais, Belgique) puis en sondages (SGB). L'étude des structures profondes permet de connaître le raccourcissement selon la localisation du gisement. Une évolution d'ensemble situe les phases diagénétiques enregistrées au cours de la dolomitisation des calcaires du Frasnien moyen. Les dolomies sont localisées dans des anticlinaux affleurant dans le Massif de Philippeville, à l'Est et à l'Ouest. Ce massif représente le pôle majeur sur lequel repose les interprétations développées. Deux phases de déformations tectoniques apparaissent au cours de la structuration de l'Ardenne : une phase varisque et une phase postérieure.

Globalement, l'Allochtone ardennais est caractérisé par un système d'écailles chevauchantes résultant d'une succession de plis et de failles. Dans la partie méridionale de l'Allochtone, le sondage de Focant situé dans une zone de déformation où le raccourcissement est maximum a été étudié. Un empilement d'écailles tectoniques constituées presque exclusivement de séries frasnienne s'observe dans le sondage. L'étude de ce sondage met en évidence l'évolution diagénétique des minéraux argileux (illite/chlorite) dans un domaine d'anchizone (<200°C). Le raccourcissement est le résultat de deux directions de transport : vers le N et vers le NO qui déterminent deux ensembles. Les structures identifiées aussi par la géophysique sont orientées NE-SO à l'Est du Massif de Philippeville où elles forment le premier ensemble. Le massif lui-même et la partie Ouest de la sous-unité de Dinant constituent un deuxième ensemble où les structures s'orientent globalement dans la direction E-O. Le décrochement de Barbençon-Erquelinnes serait une conséquence de l'activité de cette zone de cisaillement dextre de l'Allochtone. La rotation de la partie orientale du Massif de Philippeville rentre dans ce contexte cisailant. L'étude des structures locales du Massif de Philippeville et d'autres sites a donc permis d'explicitier la mise en place de structures régionales majeures. De plus, sur les profils sismiques situés entre la zone du Massif de Philippeville et la Plaine de la Famenne (sondage de Focant) un type particulier de chevauchement est identifié. Il longe la bordure méridionale givétienne de la sous-unité de Dinant et se désolidarise des structures majeures E-O de l'Allochtone ardennais. De même, les rétro-chevauchements vers le Sud et les décrochements montrent l'existence d'un raccourcissement local et tardif très intense.

L'orogénèse varisque constitue la principale phase de déformation des séries paléozoïques. Les dolomies frasnienne sont plissées et faillées. Les chevauchements varisques s'observent essentiellement dans le Massif de Philippeville où ils bordent l'anticlinal de Merlemont dolomitisés. Les dolomies sont en général, localisées dans des zones anticlinales affleurantes (sites de Philippeville, Barbençon ou Durbuy) et profondes (sondage de Porcheresse-Havelange ou de Villers-Saint-Siméon). Elles ont subi les déformations varisques typiques de l'Allochtone. Les observations structurales présentées dans ce manuscrit placent la dolomitisation dans une période contemporaine de l'Orogénèse varisque. Après cette phase majeure, des failles d'orientation N-S ont affecté les anticlinaux orientés E-O. Elles correspondent notamment à une cimentation de calcite ferrifère. Les cristaux fortement déformés montrent une relation entre cette phase tectonique et la cimentation de

calcite.

Dans un cadre plus régional, l'exploitation des profils sismiques a apporté des informations nouvelles sur la structuration de l'Allochtone ardennais. Les isochrones des réflecteurs profonds illustrent le dispositif structural à l'échelle du Massif ardennais. Des déformations profondes et superficielles sont distinguées (disharmonies). La Faille du Midi est une faille chevauchante majeure qui déplace l'Allochtone ardennais. D'autres chevauchements apparaissent au-dessus de cette faille (écailles imbriquées) et en-dessous (à l'origine du Parautochtone brabançon). Des réflecteurs profonds 1.8 à 2.0s (temps double) sont identifiés sur les profils sismiques réalisés dans la Plaine de la Famenne. Ils caractérisent une surface de discontinuité majeure où un décollement sépare deux domaines. Les réflecteurs discontinus d'orientation diverses illustrent les déformations varisques (plissements, écaillages, chevauchements) du domaine supérieur. En surface, des plis serrés et déversés traduisent les déformations plicatives et cassantes développées en profondeur. Les schistes fameniens constituent une surface de discontinuité importante interprétée comme une zone de décollements. Puis, l'ensemble frasno-givétien se désolidarise du Dévonien inférieur. Des disharmonies sont développées dans des zones où le raccourcissement est intense (zone de Focant). Elles déterminent une tectonique locale (plis déversés et chevauchants, rétro-chevauchements, décrochements). Le domaine inférieur correspond à celui des chevauchements associés à la Faille du Midi. Celle-ci remonte lentement vers la surface en individualisant l'Allochtone ardennais. Sous cette faille, les structures sont plus régulières (partie Nord des profils).

Un niveau cisailant profond (1,8 à 2,0 s temps double) induit des évolutions tectoniques différentes entre le Massif de Philippeville et la partie Est de l'Allochtone. Cela suggère l'existence au sein de l'Allochtone de blocs. Leur évolution tectonique est spécifique et détermine une zone de cisaillement d'orientation NO-SE. Les structures locales présentées dans ce manuscrit correspondent à l'activité de cette zone cisailante qui modifie les structures varisques régionales.

## **Contexte pétrographique et diagénétique**

L'analyse pétrographique des échantillons de dolomies met en évidence deux types de dolomies. Elles sont mimétiques (préservation des caractères calcaires précurseurs) ou destructives (perte des caractères calcaires précurseurs). L'étude des dolomies de type DM1 présente les modes de remplacements mimétiques des calcaires du Frasnien moyen. Trois types de dolomites apparaissent (D1, D2 et D3) et forment des textures polymodales : ces types se différencient par la taille des cristaux et les éléments calcaires qu'ils remplacent. Un ciment dolomitique est également observé (la dolomite baroque ou type DB). Les séries destructives sont majoritairement unimodales et représentées par une texture saccharoïdale (dolomite de type D4).

La cathodoluminescence a permis de préciser la distinction entre dolomites et calcites. En général, les dolomites présentent des teintes rouges homogènes, sauf pour le type D3 où une teinte plus claire est observée. Deux types principaux de calcites sont identifiés : un type dit ferrifère (teinte bleutée et sombre) et un non ferrifère (teintes jaunes luminescentes ou non luminescentes). Ces calcites sont postérieures à la

dolomitisation.

L'étude des inclusions fluides a montré un rééquilibrage des températures d'homogénéisation au cours de la diagenèse. Les dolomies ont subi des conditions de températures de 100 à 200 °C, indiquant une évolution au cours de la diagenèse tardive. La présence de dolomite baroque résulte de circulations de fluides chauds en profondeur dans les séries frasniennes. La formation des calcites suggère une évolution postérieure à la dolomitisation. Deux phases apparaissent nettement (mésozoïque et probablement cénozoïque). La calcite ferrifère reliée aux failles N-S contient des inclusions dont les températures et les salinités varient fortement. La calcite non ferrifère représenterait un stade tardif de cimentation d'origine météorique (<50°C).

### **Contrôles sédimentaire, diagénétique et tectonique**

La caractérisation de l'initiation, du développement et de l'arrêt de la dolomitisation traduit une histoire tectono-sédimentaire complexe. Un contrôle sédimentaire (faciès et compaction différentielle) puis tectonique (enfouissement, déformation) s'est exercé sur la diagenèse des calcaires et des dolomies du Frasnien moyen.

La dolomitisation est spécifique à certains faciès calcaires dominés par les calcaires biostromaux de bordure de plateforme. Elle a été influencée par la répartition des faciès calcaires dans le bassin de sédimentation au cours du Frasnien. Le contrôle faciologique de la dolomitisation apparaît comme un élément important dans l'initiation des transformations diagénétiques des calcaires. Par la suite, la circulation de fluides dolomitisants au cours de la diagenèse a permis la transformation spécifique des biostromes dans l'ensemble de la sous-unité de Dinant.

Ce phénomène a une extension régionale. L'évolution tectonique et diagénétique sont synchrones. Les calcaires et les dolomies du Frasnien ont subi les phases de déformation varisques et post-varisques. Les flux diagénétiques résultent d'abord de la compaction des séries puis des phases de structuration de l'Ardenne. Le sondage de Focant montre cette relation entre structure et circulation de fluides grâce à l'évolution des argiles. Certains niveaux de failles sont notamment associés à une évolution plus forte de l'indice de cristallinité de l'illite.

### **Aptitudes au stockage des dolomies du Frasnien**

L'étude géophysique et pétrophysique se rapporte aux objectifs plus appliqués définis pour répondre à une demande industrielle. Elle valorise la collaboration entre l'Université des Sciences et Technologies de Lille I, la société Gaz de France (GDF) et le Service Géologique de Belgique (SGB).

Les niveaux biostromaux sont favorables à la dolomitisation. La structure anticlinale dolomitisée caractérise le contexte actuel des dolomies plissées et fracturées, dont la disposition est différente de ce qui était attendu (un récif inclus dans une série schisteuse). Une zone potentielle de stockage résiderait dans les anticlinaux dolomitiques dont un exemple est exploité à Merlemont. Les biohermes et les biostromes sont inclus dans des formations schisteuses. L'étanchéité du réservoir assurée par les pélites compactées est un critère

favorable pour justifier l'aptitude au stockage de ces formations. Les structures méridionales de la sous-unité de Dinant contiennent en profondeur des biohermes (roches réservoirs potentielles). Ces biohermes ne sont pas dolomitisés.

Notons que dans le Nord de la France, les sondages profonds traversent des séries frasniennes stratifiées. La présence de biohermes n'a pas été identifiée. Dans un contexte de fracturation intense comme la région de Focant, les biohermes ne sont pas susceptibles d'être utilisés pour le stockage de gaz.

Les résultats acquis sur la dolomitisation caractérisent régionalement l'influence de la tectonique sur l'évolution diagénétique des roches. Ils combinent une étude structurale et diagénétique sur les roches paléozoïques de l'Ardenne. Les phases tectoniques (varisque et post varisque) sont clairement identifiées en surface et en profondeur grâce à cette étude. Elles impliqueraient un système de circulation de fluides au sein des structures de l'Ardenne qui a développé des phases cimentées et des altérations observées dans cette étude.

Une perspective de recherche sur les dolomies dans un contexte plus large permettrait une approche plus précise des migrations de fluides dans le temps et l'espace. Un thème de recherche sur le contrôle tectono-sédimentaire de la dolomitisation des carbonates du Paléozoïque en Belgique pourrait être développé.

La dolomitisation des calcaires frasniens constitue un marqueur de l'évolution tectonique du Massif ardennais. Cette observation souligne l'intérêt de poursuivre ce type d'étude pluridisciplinaire servant de base à des travaux plus ciblés dans le domaine de la géochimie ou de la tectonique. Les perspectives de cette étude consistent à apporter des éléments nouveaux sur la structuration si complexe de l'Ardenne.

# Bibliographie

- [Amieux, 1982] Amieux, P. (1982). Cathodoluminescence: a method of sedimentological study in carbonates. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 6, 2: 437–483.
- [Amthor et al., 1993] Amthor, J., Mountjoy, E., et Machel, H. (1993). Subsurface dolomites in Upper Devonian Leduc Formation buildups, central part of Rimbey-Meadowbrook reef trend, Alberta, Canada. *Bull. of Canadian Petroleum Geology*, 41, 2: 164–185.
- [Amthor et al., 1994] Amthor, J., Mountjoy, E., et Machel, H. (1994). Regional-Scale Porosity and Permeability Variations in Upper Devonian Leduc Buildups: Implications for Reservoir Development and Prediction in Carbonates. *AAPG Bull.*, 78, 10: 1541–1559.
- [Andrichuk, 1961] Andrichuk, J. (1961). Stratigraphic evidence for tectonic and current control of Upper Devonian reef sedimentation, Duhamel area, Alberta, Canada. *AAPG Bulletin*, 45, 5: 612–632, fig. 13.
- [Arkai et al., 1995] Arkai, P., Sassi, F., et Sassi, R. (1995). Simultaneous measurements of chlorite and illite crystallinity: a more reliable tool for monitoring low- to very low grade metamorphisms in metapelites. A case study from the Southern Alps (NE Italy). *Eur. J. Mineral.*, 7: 1115–1128.
- [Bathurst, 1987] Bathurst, R. (1987). Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction. *Sedimentology*, 34.
- [Bayet, 1893] Bayet, L. (1893). Contribution à l'étude de la bande frasnienne de Philippeville. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, XXI: 171–174.
- [Beugnies, 1962] Beugnies, A. (1962). Le décrochement de Barbençon-Erquelines. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 82, 4.
- [Beugnies, 1981] Beugnies, A. (1981). Méditations ardennaises. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 104.
- [Beugnies et al., 1970] Beugnies, A., Bonte, A., Delattre, C., et Waterlot, G. (1970). Carte géologique de la France à l'échelle 1/50000 XXX-7: Givet. Notice explicative.
- [Beugnies et al., 1962] Beugnies, A., Charlet, J.-M., et Toubeau, G. (1962). Le Frasien de l'Entre-Sambre-et-Meuse occidentale. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 82, 4: 185–203–234.
- [Beugnies et al., 1967] Beugnies, A., Godfriaux, Y., et Waterlot, G. (1967). Carte géologique de la France à l'échelle 1/50000 XXVIII-6: Maubeuge. Notice explicative.
- [Biron et al., 1983] Biron, J.-P., Coen-Aubert, M., Dreesen, M., Ducarme, R., Groessens, B., et Tourneur, E. (1983). Le trou de Versailles ou carrière à Roc de Rance. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 92, 4: 317–336.
- [Bless et Streel, 1986] Bless, J. et Streel, M. (1986). *Late Devonian Events around The Old Red Continent*, volume 109, 1. Annales de la Société Géologique de Belgique.
- [Bodnar, 1993] Bodnar, R. (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 57: 683–684.

- [Bouckaert, 1968a] Bouckaert, J. (1968a). Étude géologique des retenues de l'Eau d'Heure et de la Plate Taille. In *Professionnal paper*, volume 29. Service Géologique de Belgique.
- [Bouckaert, 1968b] Bouckaert, J. (1968b). Étude géologique du site de l'Hermeton. In *Professionnal paper*, volume 35. Service Géologique de Belgique.
- [Bouckaert, 1970] Bouckaert, J. (1970). Sondages aux prébarrages de l'Eau d'Heure. In *Professionnal paper*, volume 53. Service Géologique de Belgique.
- [Bouckaert et al., 1977] Bouckaert, J., Conil, R., Dusar, M., et Streel, M. (1977). Stratigraphic interpretation of the Tohogne borehole (Province of Luxembourg). Devonian - Carboniferous Transition. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 100.
- [Bouckaert et al., 1970] Bouckaert, J., Mouraviëff, A., et Blyskowska, E. (1970). Déviation de la ligne 132. Description géologique du raccord de Neuville. In *Professionnal paper*, volume 8, pages 1-11. Service Géologique de Belgique.
- [Bouckaert et Thoreau, 1972] Bouckaert, J. et Thoreau, B. (1972). Coupe géologique de la tranchée "Distrigaz" sur les communes de Sinsin, Hogne, Aye et Hargimont. In *Professionnal paper*, volume 78. Service Géologique de Belgique.
- [Boulvain, 1989a] Boulvain, F. (1989a). Observations sur la cimentation des biohermes de "Marbre rouge" du Frasnien franco-belge. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 112, 1: 137-149.
- [Boulvain, 1989b] Boulvain, F. (1989b). Origine microbienne du Pigment Ferrugineux des Monticules Micritiques du Frasnien de l'Ardenne. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 112, 1: 79-85.
- [Boulvain, 1991] Boulvain, F. (1991). Sédimentologie, Diagenèse et Stratigraphie des biohermes de marbre rouge de la partie supérieure du Frasnien belge. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 100/1-2: 3-55.
- [Boulvain, 1993] Boulvain, F. (1993). Sédimentologie et Diagenèse des Monticules micritiques "F2j" du Frasnien de l'Ardenne. In *Professionnal paper*, volume 260, 1/2, pages 1-436. Service Géologique de Belgique.
- [Boulvain et al., 1993a] Boulvain, F., Chamley, H., Mansy, J.-L., et Proust, J.-N. (1993a). Glageon: une coupe du Givétien en Avesnois: Géologie régionale, sédimentologie, diagenèse carbonatée. In *4ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés*, pages 55-56, Lille, France. Association des Sédimentologues Français. ISBN 2-907205-18-8.
- [Boulvain et al., 1993b] Boulvain, F., Coen, M., Coen-Aubert, M., Bultynck, P., Casier, J., Dejonghe, L., et Tourneur, F. (1993b). Les Formations frasnienne du Massif de Philippeville. In *Professionnal paper*, volume 259, 1, pages 1-37. Service Géologique de Belgique.
- [Boulvain et Coen-Aubert, 1989] Boulvain, F. et Coen-Aubert, M. (1989). Modèle sédimentologique des monticules micritiques de la partie supérieure du Frasnien du Massif de Philippeville et corrélations séquentielles avec le bord nord du Synclinorium de Dinant (Belgique). *Compte-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 309, série II: 81-87.
- [Boulvain et Coen-Aubert, 1997] Boulvain, F. et Coen-Aubert, M. (1997). Le sondage de Focant: lithostratigraphie et implications structurales. In *Memoirs of the Geological Survey of Belgium*, volume 43, page 74. Service Géologique de Belgique.
- [Boulvain et al., 1994] Boulvain, F., Coen-Aubert, M., Dumoulin, V., et Marion, J.-M. (1994). La Formation de Philippeville à Merlemont: contexte Structural, comparaison avec le Stratotype et Paléoenvironnements. In *Professionnal paper*, volume 269, pages 1-30. Service Géologique de Belgique.
- [Boulvain et Herbosch, 1993] Boulvain, F. et Herbosch, A. (1993). Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques "F2j" et "F2d" du Frasnien belge. In *4ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des excursions*, pages 1-51, Lille, France. Association des Sédimentologues Français. ISBN 2-907205-19-6.

- [Boulvain et Herbosch, 1994] Boulvain, F. et Herbosch, A. (1994). Anatomie des monticules micritiques frasniens (Synclinorium de Dinant, Belgique, France) et contexte eustatique. In *Séance spécialisée - Géométrie et Productivité des plates-formes carbonatées, Livre des résumés*, pages 3–4, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, Paris. Association des Sédimentologues Français. ISBN 2-907205-20-X.
- [Boulvain et Marion, 1994] Boulvain, F. et Marion, J.-M. (1994). Philippeville-Rosée, carte géologique de Wallonie É 1/25000. Notice et carte.
- [Boulvain et Prétat, 1986] Boulvain, F. et Prétat, A. (1986). Les Calcaires laminaires du Givétien supérieur du Bord Sud du Bassin de Dinant (Belgique, France): Témoins d'une évolution paléoclimatique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 109: 609–619.
- [Burchette, 1981] Burchette, T. (1981). European Devonian Reefs: a review of current concepts and models. In *Special Publication*, volume 30, pages 85–142. SEPM.
- [Casier, 1987] Casier, J. (1987). Etude biostratigraphique et Paléocéologique des Ostracodes du Récif de Marbre rouge du hautmont à Vodelée (partie supérieure du frasnien, Bassin de Dinant, Belgique). *Revue de Paléobiologie*, 6/2: 193–204. ISSN- 0253-6730.
- [Casier, 1988a] Casier, J. (1988a). Les Ostracodes des Sédiments envasants du Récif de la carrière de Beauchâteau, à Senzeilles (partie supérieure du Frasnien, Bassin de Dinant). *Bulletin de l'Institut de Recherche des Sciences Naturelles de Belgique*, 58: 79–87.
- [Casier, 1988b] Casier, J. (1988b). Ostracodes and the Frasnian-Famennian mass extinction. In *Tenth International Symposium on Ostracodes: Ostracoda and Global Events*, Tenth International Symposium, Aberystwyth.
- [Casier, 1988c] Casier, J. (1988c). Présence de Cypridinacea (Ostracodes) dans la partie supérieure du Frasnien du Bassin de Dinant. *Bulletin de l'Institut de Recherche des Sciences Naturelles de Belgique*, 58: 89–94.
- [Chamley, 1988] Chamley, H. (1988). *Les milieux de Sédimentation*. Bureau de Recherche Géologique et Minière. ISBN-BRGM 2-7159-0399-5.
- [Chamley et al., 1993] Chamley, H., Boulvain, F., Mansy, J.-L., et Proust, J.-N. (1993). Signature combinée de l'héritage et de la diagenèse des argiles au sein des calcaires givétiens de Glageon, Avesnois. In *4ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés*, pages 85–86, Lille, France. Association des Sédimentologues Français. ISBN 2-907205-18-8.
- [Chamley et al., 1997] Chamley, H., Proust, J.-N., Mansy, J.-L., et Boulvain, F. (1997). Diagenetic and palaeogeographic significance of clay, carbonate and other sedimentary components in the middle Devonian limestones of western Ardenne, France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129: 369–385.
- [Cibaj, 1991] Cibaj, I. (1991). *Sédimentologie et stratigraphie séquentielle dans les formations emsiennes d'Ardenne méridionale*. thèse de doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille I.
- [Cnudde et al., 1986] Cnudde, C., Dejonghe, L., et Mamet, B. (1986). Paléogéographie des Formations givétiennes et frasniennes du Synclinorium de Verviers. In *Professionnal paper*, volume 225, pages 45, fig.20. Service Géologique de Belgique.
- [Coen, 1974] Coen, M. (1974). Le Frasnien de la bordure orientale du Bassin de Dinant. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 97, 1: 67–103.
- [Coen, 1977] Coen, M. (1977). La klippe du Bois Niau. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 86: 41–44. fasc. 1.
- [Coen et Coen-Aubert, 1974] Coen, M. et Coen-Aubert, M. (1974). Conodontes et Coraux de la partie supérieure du Frasnien dans la tranchée du Chemin de fer de Neuville (Massif de Philippeville). *Bulletin de l'Institut de Recherche des Sciences Naturelles de Belgique*, 31 - XII: 1–8.

- [Coen et Coen-Aubert, 1975] Coen, M. et Coen-Aubert, M. (1975). Description et interprétation géologique de cinq sondages au flanc sud du Massif de Philippeville. In *Professionnal paper*, volume 123???, pages 17, fig.2. Service Géologique de Belgique.
- [Coen et Coen-Aubert, 1976] Coen, M. et Coen-Aubert, M. (1976). Distribution et extension stratigraphique des récifs à "Phillipsastraea" dans le Frasnien de l'Ardenne. *Annales de la Société Géologique du Nord*, XCVI, 4: 325-331.
- [Coen et al., 1976] Coen, M., Coen-Aubert, M., et Cornet, P. (1976). Distribution et extension stratigraphique des récifs à "Phillipsastraea" dans le Frasnien de l'Ardenne. *Annales de la Société Géologique du Nord*, XCVI - 4: 325-331.
- [Coen-Aubert, 1969] Coen-Aubert, M. (1969). Le Givétien et le Frasnien inférieur de Pepinster. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 92, 3.
- [Coen-Aubert, 1973] Coen-Aubert, M. (1973). Le Givétien et le Frasnien de la vallée du Hoyoux. In *Professionnal paper*, volume 89. Service Géologique de Belgique.
- [Coen-Aubert, 1977] Coen-Aubert, M. (1977). Distribution stratigraphique des Rugueux massifs du Givétien et du Frasnien de la Belgique. *Annales de la Société Géologique du Nord*, XCVII, 1: 49-56.
- [Coen-Aubert, 1988] Coen-Aubert, M. (1988). Les unités lithostratigraphiques du Dévonien moyen et du Frasnien dans le sondage de Wépion. In *Professionnal paper*, volume 231, pages 26, fig. 5. Service Géologique de Belgique.
- [Coen-Aubert, 1994] Coen-Aubert, M. (1994). Stratigraphie et Systématique des Rugueux de la partie moyenne du Frasnien de Frasnes-lez-Couvin (Belgique). *Bulletin de l'Institut de Recherche des Sciences Naturelles de Belgique*, 64: 21-56.
- [Coen-Aubert et Boulvain, 1992] Coen-Aubert, M. et Boulvain, F. (1992). La carrière de marbre rouge de Beauchâteau: aperçu paléontologique, stratigraphique et sédimentologique. *ANNSB*, 115, 1: 19-22.
- [Coen-Aubert et al., 1985] Coen-Aubert, M., Dejonghe, L., Cnudde, C., et Tourneur, F. (1985). Étude stratigraphique, sédimentologique et géochimique de trois sondages effectués à Membach (Massif de la Vesdre). In *Professionnal paper*, volume 223, pages 57, fig. 22. Service Géologique de Belgique.
- [Cornet, 1975] Cornet, P. (1975). *Morphogénèse, Caractères Ecologiques et Distribution des Stromatoporoïdes dévoniens au bord sud du Bassin de Dinant (Belgique)*. thèse de doctorat en sciences, Université de Louvain.
- [Dandois, 1985] Dandois, P. (1985). *Le Métamorphisme des Terrains paléozoïques de la partie médio-occidentale de l'Ardenne - une approche de l'extension de la zone métamorphique par l'étude des minéraux phyllosilicatés de la fraction argileuse des roches silico-alumineuses*. thèse de doctorat.
- [De Béthune, 1968] De Béthune, P. (1968). Atlas de Belgique - Planche 8: Géologie - 1/500000.
- [De Béthune et Bouckaert, 1968] De Béthune, P. et Bouckaert, J. (1968). Atlas de Belgique - Planche 2: Belgique et contrées limitrophes - Géologie - 1/2000000.
- [De Putter et al., 1991] De Putter, T., Groessens, E., et Herbosch, A. (1991). Le "V3a" anhydritique du sondage de Saint-Ghislain (150E387, Province du Hainaut, Belgique): description macroscopique et structures sédimentaires. In *Professionnal paper*, volume 250. Service Géologique de Belgique.
- [Dejonghe et al., 1992] Dejonghe, L., Delmer, A., et Hance, L. (1992). Les enseignements d'une campagne sismique conduite en Belgique, dans le Hainaut, selon l'axe Erquelines-Saint-Ghislain. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 1, série 2.
- [Dejonghe et al., 1989] Dejonghe, L., Demaiffe, D., et Gorzawski, H. (1989). Géochimie Isotopique (C, O, Sr) des Dolomies frasnienne du Massif de Philippeville (Synclinerium de Dinant, Belgique). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 112, 1: 87-102.

- [Dejonghe et Mardaga, 1986] Dejonghe, L. et Mardaga, M. (1986). Indicateurs pétrographiques et géochimiques pour la recherche de gîtes cachés en terrain sédimentaire. Technical report, Service Géologique de Belgique.
- [Dejonghe et Mardaga, 1989] Dejonghe, L. et Mardaga, M. (1989). Étude des phénomènes de dolomitisation et de minéralisation stratoïde dans le Frasnien du massif de Philippeville (Synclitorium de Dinant). In *Professionnal paper*, volume 238, pages 1–51, fig. 16, tab.9, pl.5. Service Géologique de Belgique, Ministère des Affaires Économiques - Administration des Mines - Bruxelles, Belgique.
- [Delattre et al., 1970] Delattre, C., Hatrival, J.-N., Leriche, M., Polvéche, M., et Waterlot, G. (1970). Carte géologique de la France à l'échelle 1/50000 XXVIII-7: Trélon. Notice explicative.
- [Delcambre et Pingot, 1993] Delcambre, B. et Pingot, J. (1993). Hastière - Dinant, carte géologique de Wallonie É 1/25000. Notice et carte.
- [Delhaye, 1908a] Delhaye, F. (1908a). Étude de la formation des récifs de calcaire rouge à *Rhynchonella cuboides* (note préliminaire). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, XXXV: 243–253.
- [Delhaye, 1908b] Delhaye, F. (1908b). La stratification et la schistosité des schistes argileux au voisinage des récifs de calcaire rouge à *Acervularia* et *Rhynchonella cuboides*. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, XXXV: 342–347.
- [Delhaye, 1913a] Delhaye, F. (1913a). Étude de la formation des récifs de calcaire rouge à *Acervularia* et *Hypothyris cuboides* (2<sup>de</sup> note). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, XXXV: 469–481.
- [Delhaye, 1913b] Delhaye, F. (1913b). Sur les relations des Schistes de Matagne avec les récifs de calcaire rouge du bord sud du bassin de Dinant. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, XXXV: 481–491.
- [Delhaye, 1932] Delhaye, F. (1932). Les différences de faciès des récifs à “*Acervularia*” de la bande Fromelennes-Trélon et du massif de Philippeville. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, pages 86–94.
- [Delmer, 1968] Delmer, A. (1968). Le sondage d'Épinois. In *Professionnal paper*, volume 32, pages 1–32. Service Géologique de Belgique.
- [Delmer, 1977] Delmer, A. (1977). Le Bassin du Hainaut et Le sondage de St Ghislain. In *Professionnal paper*, volume 143, pages 24, fig.16. Service Géologique de Belgique.
- [Demaiffe et Dejonghe, 1990] Demaiffe, D. et Dejonghe, L. (1990). Géochimie Isotopique du Strontium des Barites, Anhydrites, Calcites et Fluorites de Belgique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 113, 2: 231–240.
- [Dercourt et Paquet, 1985] Dercourt, J. et Paquet, J. (1985). *Géologie – objets et méthodes*. BORDAS - Dunod Université, 7<sup>e</sup> édition.
- [Desbordes et Maurin, 1974] Desbordes, B. et Maurin, A. (1974). Trois exemples d'études du Frasnien d'Alberta. *C.F. des PP. Paris, Notes et Mémoires*, 11: 293–336, fig. 21, pl. 1 ht.
- [Dewalque, 1882] Dewalque, G. (1882). Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique. *B.A.R.B 3ième série*, III - 1: 3–12.
- [Dickson et Coleman, 1980] Dickson, J. et Coleman, M. (1980). Changes in Carbon and Oxygen isotope composition during limestone diagenesis. *Sedimentology*, 27: 107–118.
- [Dorobek et al., 1993] Dorobek, S., Smith, T., et Whitsitt, P. (1993). *Microfabrics and Geochemistry of Meteorically Altered Dolomite in Devonian and Mississippian Carbonates, Montana and Idaho*, chapter 16, pages 205–225. Springer-Verlag.
- [Dottin et coll., 1980] Dottin, O. et coll. (1980). Carte géologique de la France et de la marge continentale à l'échelle de 1/1500000. Notice explicative.

- [Droste et Shaver, 1975] Droste, J. et Shaver, R. (1975). Jeffersonville Limestone (Middle Devonian) of Indiana: Stratigraphy, Sedimentation, and relation to Silurian Reef-Bearing Rocks. *AAPG Bulletin*, 59, 3.
- [Dubrul, 1939] Dubrul, L. (1939). La stratigraphie et les variations de faciès du Frasnien en Belgique. *Annales de la Société Belge de Géologie*, pages 299–323.
- [Dumon, 1932] Dumon, P. (1932). Compte rendu de l'excursion du 11 juin 1932 aux carrières de marbre rouge de Vodelée et de Soulme. *Bulletin de la Société Géologique de Belgique*, XLII: 118–128.
- [Dumon, 1936] Dumon, P. (1936). Note sur un sondage à la carrière du Petit-Mont à Vodelée. *Bulletin de la Société Géologique de Belgique*, XLVI: 377–379.
- [Dupont, 1881] Dupont, E. (1881). Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique. *B.A.R.B, 3ième série*, II: 264–280.
- [Dupont, 1885] Dupont, E. (1885). Sur les calcaires frasnien d'origine corallienne et sur leur distribution dans le massif paléozoïque de la Belgique. *B.A.R.B, 3ième série*, X: 21–38.
- [Epstein et al., 1977] Epstein, A., Epstein, J., et Harris, L. (1977). Conodont Color Alteration – an Index to Organic Metamorphism. *GSPP*, 995: 1–27.
- [Errera, 1976] Errera, M. (1976). Étude sédimentologique du Dévonien moyen du sondage de Boussu (Hainaut-Belgique). In *Professionnal paper*, volume 127, page 30. Service Géologique de Belgique.
- [Fairchild, 1983] Fairchild, I. (1983). Chemical Controls of Cathodoluminescence of Natural Dolomites and Calcites: new data and review. *Sedimentology*, 30: 579–583.
- [Flügel, 1982] Flügel, E. (1982). *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- [Folk et Land, 1975] Folk, R. et Land, L. (1975). Mg/Ca Ratio and Salinity: Two Controls over Crystallization of Dolomite. *AAPG Bulletin*, 59, 1.
- [Foucault et Raoult, 1988] Foucault, A. et Raoult, J.-F. (1988). *Dictionnaire de Géologie*. Masson, 3ème Édition édition.
- [Frank, 1981] Frank, J. (1981). Dedolomitization in the Taum Sauk limestone (Upper Cambrian), Southeast Missouri. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 1.
- [Franssen et Michot, 1969] Franssen, L. et Michot, J. (1969). Étude pétrographique du sondage de Grand-Halleux. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 92.
- [Goldstein et Reynolds, 1994] Goldstein, R. et Reynolds, T. (1994). *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*, volume 31. Society for Sedimentary Geology - SEPM short course.
- [Gosselet, 1881] Gosselet, J. (1881). Note sur le Famennien - Les Schistes des environs de Philippeville et des bords de l'Ourthe. *Annales de la Société Géologique du Nord*, VIII: 176–205.
- [Gosselet, 1888] Gosselet, J. (1888). *L'Ardenne*. Ministère des Travaux Publics.
- [Goudalier, 1993] Goudalier, M. (1993). Étude bibliographique et observations préliminaires des monticules micritiques du Frasnien (Nord-France et Sud-Belgique) dans une perspective de stockage. Rapport d'activités.
- [Goudalier, 1994a] Goudalier, M. (1994a). Les dolomies du Frasnien dans le massif de Philippeville. Mémoire de DEA, Université des Sciences et Technologies de Lille I.
- [Goudalier, 1994b] Goudalier, M. (1994b). Recherche de données de sondages profonds dans l'Ardenne (France-Belgique) - Exemple du sondage n°27 de Focant à l'Est de Givet (Belgique). Rapport d'activités.

- [Goudalier, 1995a] Goudalier, M. (1995a). Évaluation des informations bibliographiques et du matériel pour l'étude des dolomies du Frasnien dans le Synclinorium de Dinant. Rapport d'activités, 1.
- [Goudalier, 1995b] Goudalier, M. (1995b). Présentation des sites d'étude des dolomies frasnienne dans le Synclinorium de Dinant et des données du Service Géologique de Belgique. Livret d'excursion du 07 et 08 décembre.
- [Goudalier, 1996a] Goudalier, M. (1996a). Étude des sondages conservés au SGB dans le cadre de la dolomitisation des calcaires du Frasnien moyen - Inventaire des ressources. Commentaires de la communication affichée présentée à la RST - Résultats préliminaires de l'étude en cathodoluminescence - Programme d'étude pour la période (mai-juillet). Rapport complémentaire d'activités.
- [Goudalier, 1996b] Goudalier, M. (1996b). Étude pétrographique et géochimique des dolomies du Frasnien moyen en surface - mise en place de la dolomitisation. Rapport d'activités, 3.
- [Goudalier, 1996c] Goudalier, M. (1996c). Structure et modes de dolomitisation des calcaires du Frasnien moyen - étude de terrain et pétrographie. Rapport d'activités, 2.
- [Goudalier, 1996d] Goudalier, M. (1996d). Synthèse bibliographique sur le thème de la dolomitisation des calcaires frasnien du Canada. Rapport complémentaire d'activités.
- [Goudalier, 1997] Goudalier, M. (1997). Étude géochimique et géophysique des dolomies du Frasnien moyen en sondages (et en affleurements) - Publication & Congrès. Rapport d'activités, 4.
- [Goudalier et al., 1996] Goudalier, M., Mansy, J.-L., et Boulvain, F. (1996). Contexte structural et pétrographique des dolomies du Frasnien moyen dans le Synclinorium de Dinant. In *Réunion des Sciences de la Terre*. Société Géologique de France. Communication affichée.
- [Goudalier et al., 1997] Goudalier, M., Mansy, J.-L., Wicquart, E., Boulvain, F., et Muchez, P. (1997). Diagenèse et fracturation des calcaires frasnien dans le Synclinorium de Dinant - Histoire d'une dolomitisation. In *Colloque Artois-Brabant, «Géologie Transfrontalière: du sud-Brabant aux Collines de l'Artois*. Communication affichée.
- [Graulich, 1963a] Graulich, J.-M. (1963a). Excursion du 15 juin 1963 - visite des sondages du Service Géologique de Belgique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 86, 10.
- [Graulich, 1963b] Graulich, J.-M. (1963b). Les sondages de Pepinster. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 86, 3.
- [Graulich, 1967] Graulich, J.-M. (1967). Sondages pour l'étude hydrologique des eaux chaudes à Chaudfontaine. In *Professionnal paper*, volume 19, pages 25, fig.4. Service Géologique de Belgique.
- [Graulich, 1975] Graulich, J.-M. (1975). Le sondage de Bolland. In *Professionnal paper*, volume 122, pages 38, fig.1. Service Géologique de Belgique.
- [Graulich, 1977a] Graulich, J.-M. (1977a). Le sondage de Soiron. In *Professionnal paper*, volume 140. Service Géologique de Belgique.
- [Graulich, 1977b] Graulich, J.-M. (1977b). Le sondage de Soumagne. In *Professionnal paper*, volume 139, pages 56, fig.1. Service Géologique de Belgique.
- [Graulich, 1980] Graulich, J.-M. (1980). Les structures profondes en Famenne constituent-elles des réservoirs de gaz? *Revue Générale du Gaz*, 4: 165-172.
- [Graulich, 1982] Graulich, J.-M. (1982). Le sondage d'Havelange (Champs du Bois). *Annales des Mines de Belgique*, 6: 545-561.
- [Graulich, 1984] Graulich, J.-M. (1984). Coupe géologique passant par les sondages d'Hermalle-sous-Argenteau, Bolland, Soumagne, Soiron, Pepinster 2 et 1 et Jusleville - Commentaires. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 93, 1/2.

- [Graulich, 1986] Graulich, J.-M. (1986). Réponse à Monsieur Paul Michot au sujet de son article sur la faille des Aguesses-Asse et le sondage de Porcheresse. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 95, fasc. 1: 9–25.
- [Graulich et al., 1989] Graulich, J.-M., Leclercq, V., et Hance, L. (1989). Le sondage d'Havelange - Principales données et aspects techniques. In *Mémoire Explicatif des Cartes Géologiques et Minières de Belgique*, volume 26, pages 65, fig. et tab. 20. Service Géologique de Belgique.
- [Groessens, 1971] Groessens, E. (1971). Le Frasnien moyen de la coupe de "Corniche" à Godinne. In *Professionnal paper*, volume 70, pages 1–17. Service Géologique de Belgique.
- [Grover et Read, 1978] Grover, G. J.-R. et Read, J.-F. (1978). Fenestral and Associated Vadose Diagenetic Fabrics of Tidal Flat Carbonates, Middle Ordovician New Market Limestone, Southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48 - 2: 453–473.
- [Harris, 1979] Harris, A. (1979). Conodont Color Alteration, an organo-mineral metamorphic Index, and its application to Appalachian Basin Geology. In *Special Publication*, volume 26, pages 3–16. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- [Harroy, 1910] Harroy, J. (1910). Les masses de calcaire construit et leurs relations avec les schistes qui les environnent. Contribution à l'étude du Frasnien. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, XXXVII: 315–333.
- [Hashimi et Hemingway, 1973] Hashimi, W. et Hemingway, J. (1973). Recent dedolomitization and the origin of the rusty crusts of Northumberland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43, 1.
- [Helsen, 1992] Helsen, S. (1992). Conodont Colour Alteration maps for Paleozoic Strata in Belgium, Northern France and Westernmost Germany, Preliminary results. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 115, 1: 135–143.
- [Helsen, 1995] Helsen, S. (1995). *Burial history of paleozoic strata in Belgium and adjacent areas based on conodont alteration data*. PhD thesis.
- [Herbosch et al., 1991] Herbosch, A., Vanguetaine, M., Degardin, J.-M., Dejonghe, L., Fagel, N., et Servais, T. (1991). Étude lithostratigraphique, biostratigraphique et sédimentologique du sondage de Lessines (bord méridional du Massif du Brabant, Belgique). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 114, 1.
- [Holtzapffel, 1985] Holtzapffel, T. (1985). Les Minéraux Argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. In *Publication*, volume 12. Société Géologique du Nord.
- [Hurst, 1980] Hurst, J. (1980). Paleogeographic and Stratigraphic Differentiation of Silurian Carbonate Buildups and Biostromes of North Greenland. *AAPG Bulletin*, 64, 4.
- [James et Bourque, 1992] James, N. et Bourque, P. (1992). *Facies Models Response to Sea Level Change*, chapter 17.
- [Jinghwa, 1967] Jinghwa, H. K. (1967). *Chemistry of Dolomite Formation. Carbonate Rocks - Physical and Chemical Aspects*, chapter 4.
- [Kaufman et al., 1991] Kaufman, J., Hanson, G., et Meyers, W. (1991). Dolomitization of The Devonian Swan Hills Formation, Rosevear Field, Alberta, Canada. *Sedimentology*, 38: 41–66.
- [Kent, 1980] Kent, H. (1980). Potential Resources of Natural Gas in United States: Case History of Potential Gas Committee. *Geologic Notes, Bull. AAPG*, 64, 9.
- [Kershaw et Keeling, 1994] Kershaw, S. et Keeling, M. (1994). Factors controlling the growth of Stromatopoid biostromes in the Ludlow of Gotland, Sweden. *Sedimentary Geology*, 89: 325–335.
- [Klovan, 1974] Klovan, J. (1974). Development of Western Canadian Devonian Reefs and Comparison with Holocene Analogues. *AAPG Bull.*, 58, 5.

- [Lacroix, 1974] Lacroix, D. (1974). Le Mésodévonien et le Frasnien à Dave (bord sud du Synclinerium de Namur) - Lithostratigraphie et comparaison avec les coupes d'Aisemont et de Tailfer. In *Professionnal paper*, volume 106. Service Géologique de Belgique.
- [Lamb, 1980] Lamb, C. (1980). Painter Reservoir Field-Giant in Wyoming Thrust Belt. *AAPG Bulletin*, 64, 5.
- [Land, 1983] Land, L. (1983). Dolomitization. *AAPG*, 24: 20. Education Course Note.
- [Land, 1985] Land, L. (1985). The Origin of Massive Dolomite. *JGE*, 33: 112-125.
- [Lecompte, 1936] Lecompte, M. (1936). Contribution à la connaissance des "récifs" du Frasnien de l'Ardenne. Étude lithologique du "récif" exploité à la nouvelle carrière du Château Gaillard à Trélon (France). *Mem. Hist. Géol.*, X: 30-113.
- [Lecompte, 1938] Lecompte, M. (1938). Quelques types de "récifs" siluriens et dévoniens de l'Amérique du Nord. Essai de comparaison avec les récifs coralliens actuels. *Bull. MHN.B.*, XIV (39): 1-51.
- [Lecompte, 1954] Lecompte, M. (1954). Quelques données relatives à la genèse et aux caractères écologiques des "Récifs" du Frasnien de l'Ardenne.
- [Lecompte, 1956] Lecompte, M. (1956). Quelques précisions sur le phénomène récifal dans le Dévonien de l'Ardenne et sur le rythme sédimentaire dans lequel il s'intègre. *Bulletin de l'Institut de Recherche des Sciences Naturelles de Belgique*, XXXII, 21: 13-40.
- [Lecompte, 1958a] Lecompte, M. (1958a). Les récifs dévoniens de la Belgique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, VII: 1045-1068.
- [Lecompte, 1958b] Lecompte, M. (1958b). Les récifs paléozoïques en Belgique. *Bulletin de l'Institut de Recherche des Sciences Naturelles de Belgique*, pages 384-401.
- [Lecompte, 1959] Lecompte, M. (1959). Certain data on the genesis and ecologic character of Frasnian reefs of The Ardenne. *Int. Geol. Rev.*, 1, 7: 23.
- [Lecompte, 1961] Lecompte, M. (1961). Faciès marins et stratigraphie dans le Dévonien de l'Ardenne. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 85 - bull. 1: 17-57, fig. 4 ht.
- [Lees, 1988] Lees, A. (1988). The Waulsortian Buildups of the Dinant Area. Distribution, Stratigraphic Position and Setting. In *Excursion B1: Constitution, Origin, Diagenesis, Environmental and Tectonic Settings of Devonian to Lower Visean Carbonate Mud Mounds of Belgium*, pages 177-182.
- [Lefrançois, 1990] Lefrançois, A. (1990). Cartographie dans les séries du Frasnien-Famennien du secteur de Reugnies-Beaumont (Auge dinantaise-Avesnois). Mémoire de maîtrise, Université des Sciences et Technologies de Lille I.
- [Legrand, 1967] Legrand, R. (1967). Ré-interprétation des sondages de Dergneau et de Wattripont. In *Professionnal paper*, volume 15, pages 6, fig.2. Service Géologique de Belgique.
- [Legrand, 1970] Legrand, R. (1970). Le sondage de Sart-Dames-Avelines. In *Professionnal paper*, volume 65, pages 9, fig.1. Service Géologique de Belgique.
- [Legrand, 1977] Legrand, R. (1977). Précision sur le rejet de la Faille Bordière - Le sondage E4bis Villers-Saint-Siméon. In *Professionnal paper*, volume 146. Service Géologique de Belgique.
- [Legrand, 1981] Legrand, R. (1981). Les "Logs" des sondages de Tournai et de Vieux-Leuze. In *Professionnal paper*, volume 180, pages 2, fig.2. Service Géologique de Belgique.
- [Longman, 1980] Longman, M. (1980). Carbonate Diagenetic Textures from Nearsurface Diagenetic Environments. *AAPG Bulletin*, 64, 4.

- [Loreau et Cros, 1988] Loreau, J.-P. et Cros, P. (1988). Limestone diagenesis and dolomitization of Tithonian Carbonates at ODP Site 639 (Atlantic Ocean, West of Spain. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 103.
- [Machel, 1986] Machel, H.-G. (1986). *Early Lithification, Dolomitization, and Anhydritization of Upper Devonian Nisku Buildups, Subsurface of Alberta, Canada.*
- [Machel et Mountjoy, 1987] Machel, H.-G. et Mountjoy, E.-W. (1987). General constraints on extensive pervasive dolomitization and their application to the Devonian Carbonates of Western Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 35, 2.
- [Maillieux, 1908] Maillieux, E. (1908). Quelques mots sur le récif de marbre rouge de l'Arche à Frasnes. *Bulletin de la Société Géologique de Belgique*, XII: 346-349.
- [Maillieux, 1913a] Maillieux, E. (1913a). Nouvelles observations sur le Frasnien et en particulier sur les paléorécifs de la Plaine des Fagnes. *Bulletin de la Société Géologique de Belgique*, T. XXVII: 67-104.
- [Maillieux, 1913b] Maillieux, E. (1913b). Quelques mots sur les récifs frasniens de la Plaine des Fagnes, entre Nismes et Chimay. *Bulletin de la Société Géologique de Belgique*, T. XXVII: 114-124.
- [Maillieux, 1914] Maillieux, E. (1914). Nouvelle contribution à l'étude, des récifs coralligènes du Frasnien. *BULLSGB, Pal., Hydrol.*, XXVIII: 82-93.
- [Maillieux, 1926] Maillieux, E. (1926). Contribution à l'étude du "Massif" de Philippeville. *Bull.SGB, Pal., Hydrol.*, 36: 86-112.
- [Maillieux et Demanet, 1928] Maillieux, E. et Demanet, F. (1928). L'échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique. *BULLSGB, Pal., Hydrol.*, XXXVIII: 124-131.
- [Mamet et Boulvain, 1992] Mamet, B. et Boulvain, F. (1992). Microflore des Monticules Micritiques Frasniens "F2j" de Belgique. *Revue de Micropaléontologie*, 35, 4: 283-302.
- [Mansy et Meilliez, 1993] Mansy, J.-L. et Meilliez, F. (1993). Éléments d'analyse structurale à partir d'exemples pris en Ardenne Avesnois. (Affleurements visités lors de l'excursion de la SGN en Octobre 1991. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 2, série 2, 1.
- [Mattes et Mountjoy, 1980] Mattes, B. et Mountjoy, E. (1980). Burial dolomitization of The Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta. In *Special Publication*, volume 28, pages 259-297. SEPM.
- [McGillivray et Mountjoy, 1975] McGillivray, J. et Mountjoy, E. (1975). Facies and related reservoir characteristics Golden Spike Reef Complex, Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 23, 4.
- [Meilliez, 1987] Meilliez, F. (1987). Thème 1: Chevauchements Nord-Varisques (Faille du Midi). In *Géologie Profonde de la France*, volume 139, page 93. Bureau de Recherche Géologique et Minière.
- [Meilliez et coll., 1991] Meilliez, F. et coll. (1991). Ardenne-Brabant. *Sciences Géologiques, Bull.*, 44, 1-2.
- [Michot, 1986] Michot, P. (1986). De la faille des Aguesses-Asse, par le sondage de Porcheresse, à l'invalidation du concept de Synclinorium de Verviers. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 95, 1.
- [Moniez, 1961] Moniez, M. (1961). Contribution à l'étude du Frasnien de la région de Trélon. *Annales de la Société Géologique du Nord*, T. XXXI, 2: 105-112.
- [Montanez, 1994] Montanez, I. (1994). Late Diagenetic Dolomitization of Lower Ordovician, Upper Knox Carbonates: a Record of the Hydrodynamic Evolution of the southern Appalachian Basin. *AAPG Bulletin*, 78, 8.
- [Monty et al., 1982] Monty, C., Bernet-Rollande, M., et Maurin, A. (1982). Re-interpretation of the Frasnian Classical "Reefs" of the Southern Ardennes, Belgium (Extended Abstract). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, T. 105: 339-341.

- [Monty et al., 1988] Monty, C., Laer, P. V., Maurin, A., et Bernet-Rollande, M. (1988). The Upper Devonian mud mounds from the South Western Dinant Synclinorium. In *Excursion B1: Constitution, Origin, Diagenesis, Environmental and Tectonic Settings of Devonian to Lower Visean Carbonate Mud Mounds of Belgium*, pages 157–176.
- [Moore et Reynolds, 1989] Moore, D. et Reynolds, R. (1989). *X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford University.
- [Morrow, 1982] Morrow, D. (1982). Dolomitization models and ancient dolostones. *Geoscience Canada*, 9, 2: 95–107.
- [Morrow, 1990] Morrow, D. (1990). Synsedimentary dolospar cementation: a possible Devonian example in the Camsell Formation, Northwest Territories, Canada. *Sedimentology*, 37: 763–773.
- [Morrow et al., 1986] Morrow, D., Cumming, G., et Koepnick, R. (1986). Manetoe facies – A gas-bearing, Megacrystalline, Devonian Dolomite, Yukon and Northwest Territories, Canada. *AAPG Bulletin*, 70, 6.
- [Mountjoy, 1989] Mountjoy, E. (1989). Miette Reef Complex (Frasnian), Jasper National Park, Alberta. In H.H.J. Geldsetzer, N. J. et Tebutt, G., editors, *Reefs, Canada and Adjacent Area*, volume Memoir 13. Canadian Society of Petroleum Geologists.
- [Mountjoy et Krebs, 1983] Mountjoy, E. et Krebs, W. (1983). Diagenesis of Devonian Reefs and Buildups, Western Canada and Europe – a Comparison. *Z. dt. geol. Ges.*, 134.
- [Mountjoy et Qing, 1992] Mountjoy, E. et Qing, H. (1992). Strontium isotopic composition of Devonian dolomites, Western Canada Sedimentary Basin: significance of sources of dolomitizing fluids. *Applied Geochemistry*, 7.
- [Mountjoy et Riding, 1981] Mountjoy, E. et Riding, R. (1981). Foreslope Stromatoporoid-renalcid bioherm with evidence of early cementation, Devonian Ancient Wall Reef Complex, Rocky Mountains. *Sedimentology*, 28: 299–319.
- [Mouravieff, 1982] Mouravieff, A. (1982). Conodont Stratigraphic Scheme of the Frasnian of the Ardennes.
- [Mouravieff et Tsien, 1983] Mouravieff, A. et Tsien, H. (1983). Paleocology of Devonian Reefs and Reef Builders of Ardennes (Belgium). In *Excursion 8B*, page 31, Louvain-La-Neuve.
- [Moussavou, 1990] Moussavou, M. (1990). Sédimentologie - cartographie - Tectonique des terrains dévoniens de la région de Coussolre. Mémoire de maîtrise, Université des Sciences et Technologies de Lille I.
- [Muechez et al., 1994a] Muechez, P., Hein, U., Broeck, K. V. D., et Vandecasteele, C. (1994a). Lithological influence on the composition of vein cements in the Carboniferous of the Campine Basin (northern Belgium). *European Journal of Mineralogy*, 6.
- [Muechez et al., 1994b] Muechez, P., Marshall, J., Touret, L., et Viaene, W. (1994b). Origin and migration of paleofluids in the Upper Visean of the Campine Basin, northern Belgium. *Sedimentology*, 41.
- [Muechez et al., 1996] Muechez, P., Slobodnik, M., Sintubin, M., Viaene, W., et Keppens, E. (1996). Origin and migration of palaeofluids in the lower Carboniferous of southern and eastern Belgium. *Zbl. Geol. Palont.*, Teil I, H. 11/12.
- [Muechez et al., 1994c] Muechez, P., Slobodnik, M., Viaene, W., et Keppens, E. (1994c). Mississippi Valley-type Pb-Zn mineralization in eastern Belgium: Indications for gravity-driven flow. *Geology*, 22.
- [Muechez et al., 1995] Muechez, P., Slobodnik, M., Viaene, W., et Keppens, E. (1995). Geochemical constraints on the origin and migration of paleofluids at the northern margin of the Variscan foreland, southern Belgium. *Sedimentary Geology*, 96.

- [Muechez et Viaene, 1994] Muechez, P. et Viaene, W. (1994). Dolomitization caused by water circulation near the mixing zone: an example from the Lower Visean of the Campine Basin (northern Belgium). *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment*, 21.
- [Nielsen, 1996] Nielsen, P. (1996). *Origin and diagenetic reactivity of dolomites from the Dinantian South-East of the Brabant-Wales Massif*. Thèse de doctorat, Vrije Universiteit Brussel.
- [Nielsen, 1998] Nielsen, P. (1998). Origin of Dinantian zebra dolomites south of the Brabant-Wales Massif, Belgium. *Sedimentology*. In press.
- [Norrish et Chappell, 1967] Norrish, K. et Chappell, B. (1967). *X-ray Fluorescence Spectrography*. Academic Press.
- [Oudoire, 1995] Oudoire, T. (1995). Évolution latérale et verticale des palynofaciès frasniens sur la plate-forme frasnienne au méridien Aisemont-Philippeville-Frasnes (Synclinoria de Namur et Dinant, Belgique). Mémoire de maîtrise, Université des Sciences et Technologies de Lille I.
- [Patchen et al., 1980] Patchen, D., Schwarz, K., Debrosse, T., Bendler, E., Hermann, J., R.G., et Kelly(JR), W. (1980). Oil and Gas Developments in Maryland, Ohio, Pennsylvania, Virginia, and West Virginia in 1979. *Bull. AAPG*, 64, 9.
- [Paul et al., 1980] Paul, S., Fish, J., Wells, J., Peters, R., Gordon, D., et Mosler, J. (1980). Oil and Gas Developments in North Mid-Continent in 1979. *Bull. AAPG*, 64, 9.
- [Pierson, 1981] Pierson, B. (1981). The control of cathodoluminescence in dolomite by iron and manganese. *Sedimentology*, 28: 601–610.
- [Préat et Boulvain, 1987] Préat, A. et Boulvain, F. (1987). Les Calcaires Laminaires du Givétien inférieur du Bassin de Dinant: Témoins paléogéographiques et paléoclimatiques. *Annales de la Société Géologique du Nord*, CVI: 49–64.
- [Préat et Mamet, 1989] Préat, A. et Mamet, B. (1989). Sédimentation de la plate-forme carbonatée givétienne franco-belge. *Bulletin de S. N. Elf-Aquitaine*, pages 47–86.
- [Préat et Rouchy, 1986] Préat, A. et Rouchy, J.-M. (1986). Faciès préévaporitiques dans le Givétien des Bassins de Dinant et Namur. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 95, 2/3: 177–189.
- [Purser et al., 1994a] Purser, B., Broun, A., et Aissaoui, D. (1994a). *Nature, Origins and Evolution of porosity in Dolomites*, volume Spec. Publs. Int. Ass. Sediment, 21, pages 283–308.
- [Purser et al., 1994b] Purser, B., Tucker, M., et Zenger, D. (1994b). *Dolomites, a volume in honour of Dolomieu*, volume Spec. Publs. Int. Ass. Sediment, 21. Blackwell Scientific Publications.
- [Purser et al., 1994c] Purser, B., Tucker, M., et Zenger, D. (1994c). *Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization*, volume Spec. Publs. Int. Ass. Sediment, 21.
- [Qing et Mountjoy, 1992] Qing, H. et Mountjoy, E. (1992). Large-scale fluid flow in the Middle Devonian Presqu'île barrier, Western Canada Sedimentary Basin. *Geology*, 20.
- [Qing et Mountjoy, 1994] Qing, H. et Mountjoy, E. (1994). Rare earth geochemistry of dolomites in the Middle Devonian Presqu'île barrier, Western Canada Sedimentary Basin: implications for fluid-rock ratios during dolomitization. *Sedimentology*, 41.
- [Radke et Mathis, 1980] Radke, B. et Mathis, R. (1980). On the Formation and Occurrence of Saddle Dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 4: 1149–1168.
- [Raoult, 1988] Raoult, J.-F. (1988). *Le front varisque du nord de la France: interprétation des principales coupes d'après les profils sismiques, la géologie de surface et les sondages*, volume 1. Technip, France, 27 rue Ginoux 75737 Paris cedex 15.

- [Reval et Lavoie, 1993] Reval, R. et Lavoie, D. (1993). Carbonate Microfacies. In *Frontiers in Sedimentary Geology*, page 313. Springer-Verlag.
- [Rhodes et al., 1984] Rhodes, D., Lantos, E., Lantos, J., Webb, R., et Owens, D. (1984). Pine Point Orebodies and Their Relationship to the Stratigraphy, Structure, Dolomitization, and Karstification of the Middle Devonian Barrier Complex. *Economic Geology*, 79.
- [Rice et Shurr, 1980] Rice, D. et Shurr, G. (1980). Shallow, Low-Permeability Reservoirs of Northern Great Plains - Assessment of Their Natural Gas Resources. *Bull. AAPG*, 64, 7.
- [Rouchy et Groessens, 1984] Rouchy, J.-M. et Groessens, E. (1984). Sédimentologie de la Formation anhydritique viséenne du sondage de Saint-Ghislain (Hainaut, Belgique) - implications paléogéographiques et structurales. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 93, 1/2.
- [Roumazeilles, 1990] Roumazeilles, V. (1990). Cartographie, Stratigraphie et Tectonique du secteur entre Bousignies-sur-Roc et Bersillies-l'Abbaye, Avesnois. Mémoire de maîtrise, Université des Sciences et Technologies de Lille I.
- [Rutten, 1956] Rutten, M. (1956). Devonian Reefs from Belgium : relation between Geosynclinal Subsidence and Hinterland Erosion. *American Journal of Science*, 254: 685-692.
- [Saller et Yarembo, 1994] Saller, A. et Yarembo, K. (1994). Dolomitization and Porosity Development in The Middle and Upper Wabamun Group, Southeast Peace River Arch, Alberta, Canada. *Bull. AAPG*, 78, 9: 1406-1430.
- [Sartenaer, 1969] Sartenaer, P. (1969). Le contact Frasnien-Famennien dans la région de Houyet - Han-sur-Lesse. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, T. 92: 345-357.
- [Shields et Brady, 1995] Shields, M. et Brady, P. (1995). Mass balance and fluid flow constraints on regional-scale dolomitization, Late Devonian, Western Canada Sedimentary Basin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 43, 4.
- [Sibley et Gregg, 1987] Sibley, D. et Gregg, J. (1987). Classification of Dolomite Rock Textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 6: 967-975.
- [Smosna et Patchen, 1980] Smosna, R. et Patchen, D. (1980). Niagaran Bioherms and Interbioherm Deposits of Western West Virginia. *AAPG Bulletin*, 64, 5.
- [Srodon, 1980] Srodon, J. (1980). Precise identification of Illite/Smectite interstratification by X-Ray powder diffraction. *Clays and Clay Minerals*, 28: 401-411.
- [Stemans, 1989] Stemans, P. (1989). Paléogéographie de l'Éodévonien ardennais et des régions limitrophes. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 112, 1: 103-119.
- [Stemans et Graulich, 1986] Stemans, P. et Graulich, J.-M. (1986). Étude palynologique de la partie profonde du sondage de Porcheresse-Havelange (Province de Namur, Belgique). *Annales de la Société Géologique du Nord*, CV: 77-83.
- [Stieglitz, 1975] Stieglitz, R. (1975). Sparry White Dolomite and Porosity in Trenton Limestone (Middle Ordovician) of Northwestern Ohio. *AAPG Bulletin, Geologic Notes*, 59, 3.
- [Taylor et Sibley, 1986] Taylor, T. et Sibley, D. (1986). Petrographic and geochemical characteristics of dolomite types and the origin of ferroan dolomite in the Trenton Formation, Ordovician, Michigan Basin, USA. *Sedimentology*, 33.
- [T.J. Shepherd et Alderton, 1985] T.J. Shepherd, A. R. et Alderton, D. (1985). *A practical guide to fluid inclusions studies*. Blackie.
- [Tourneur, 1982] Tourneur, F. (1982). Conodontes de trois "Récifs de marbre rouge F2ij"- stratigraphie et écologie. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 91, 2: 91-102.

- [Tsien, 1977] Tsien, H. (1977). L'activité récifale au cours du Dévonien moyen et du Frasnien en Europe occidentale et ses particularités en Belgique. *Annales de la Société Géologique du Nord*, XCVII - fasc 1: 57-66.
- [Tsien, 1979] Tsien, H. (1979). Paleocology of Algal-Bearing facies in the Devonian (Couvinian to Frasnian) Reef complexes of Belgium. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 27.
- [Tsien, 1980] Tsien, H. (1980). Les régimes récifaux dévoniens en Ardenne. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 89 - fasc 2: 71-102.
- [Tsien, 1984] Tsien, H. (1984). Récifs du dévonien des ardennes - paleoécologie et structure.
- [Tsien et al., 1973] Tsien, H., Dricot, E., Mouravieff, A., et Bouckaert, J. (1973). Le Frasnien de la coupe de Tailfer. In *Professionnal paper*, volume 94, page 17. Service Géologique de Belgique.
- [Tsien et al., 1980] Tsien, H., Mouravieff, A., et Mountjoy, E. (1980). Devonian Reefs in Belgium. In *Paléoenvironnements et bioconstructions d'Europe occidentale*, volume 4, pages 17-33, fig. 9, tabl. 2, pl.1., Paris - GEOBIOS. Mémoire Spécial.
- [Tucker et Wright, 1990] Tucker, M. et Wright, V. (1990). *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications.
- [Vail et al., 1987] Vail, P., Colin, J., Chene, R. D., Kuchly, J., Mediavilla, F., et Triflief, V. (1987). La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8 - t.III - 7: 1301-1321.
- [Vijai et Baker, 1988] Vijai, S. et Baker, A. (1988). Sedimentology and Geochemistry of Dolostones. In *Special Publication*, volume 43. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- [Walker et James, 1992] Walker, R. et James, N.-P. (1992). *Reefs and Mounds*.
- [Walque(De) et al., 1977] Walque(De), L., Dejonghe, L., Martin, H., et Bouckaert, J. (1977). Étude d'un sondage effectué dans le Frasnien à Netinne au lieu-dit "Le Poteau". In *Professionnal paper*, volume 144, pages 22, fig.5. Service Géologique de Belgique.
- [Warr et al., 1993] Warr, L., Huh, A., et Rice, N. (1993). Crystallinity Index Standard.
- [Weaver, 1984] Weaver, C. (1984). Shale-slate metamorphism Southern appalachians. In *Developments in Petrology*, volume 10, page 239.
- [Wendte et al., 1992] Wendte, J., Stoakes, F., et Campbell, C. (1992). Devonian-Early Mississippian carbonates of The Western Canada sedimentary basin: a sequence stratigraphic framework. *SEPM Short Course*, 28.
- [Whitten et Brooks, 1988] Whitten, D. et Brooks, J. (1988). *Dictionnary of Geology*.

## **Partie IV**

### **Annexe**

# Annexe A

## Présentation de quelques méthodes d'étude

Les méthodes présentées concernent la pétrographie et la géochimie des roches. Les résultats bruts sont présentés pour les analyses à la microsonde, la fluorescence des rayons X et les inclusions fluides.

### A.1 Analyse pétrographique

Environ 260 échantillons ont été analysés macroscopiquement (sections polies, répliques d'acétate et coloration), en microscopie optique et en cathodoluminescence. L'observation des répliques d'acétate et des lames polies permet d'appréhender le développement des fabriques mimétiques partielles ou totales. L'observation des fantômes sur l'échantillon puis sur la réplique, donne une image remarquable de la fabrique dolomitique. Les modes de développement des dolomites sont bien illustrés par cette méthode.

#### A.1.1 Les répliques d'acétate

Tableau A.1: Répliques d'acétate ou peels

préparation des surfaces	polissage avec poudre à grains variables du grossier au plus fin nettoyer à l'eau faire sécher avec la surface dégagée plusieurs heures
application de la feuille d'acétate	placer les surfaces bien propres horizontalement déposer l'acétone sur la surface déposer le film d'acétate sur la surface d'un mouvement rapide en appuyant sur la feuille afin de chasser les bulles d'air faire sécher avec la surface dégagée plusieurs heures

L'étude pétrographique peut être réalisée en deux étapes : la macroscopie des faciès et la microscopie des textures. Les répliques d'acétate permettent d'étudier macroscopiquement les faciès échantillonnés. La détermination des fabriques selon la classification de [Sibley et Gregg, 1987] est facilement applicable sur les films d'acétate imprégnés. La préparation des surfaces est l'opération la plus longue. Il faut une surface très lisse et très propre. Entre le dépôt de l'acétone puis du film d'acétate, le temps doit être très court. L'application n'est réalisable qu'en une seule prise.

Une réaction chimique provoquée entre le substrat carbonaté imprégné à l'acétone et le film d'acétate. Elle transforme le film en un moule répliquant la surface de l'échantillon. Ce dernier peut être passé rapidement à

l'acide dilué HCl. La dissolution différentielle des phases minérales par l'acide permet de réaliser une meilleure réplique des textures cristallines.

### A.1.2 La coloration

Tableau A.2: Coloration à l'alizarine et au ferricyanure

pour 200 ml de préparation	0,4 ml HCl + 199,6 ml H <sub>2</sub> O (préparer 2 ml HCl dans 998 ml H <sub>2</sub> O et prélever 200 ml)
	0,2 g Alizarine red-S
	1 g ferricyanure de potassium
	bien dissoudre le mélange conservation courte à l'abri de la lumière

Pour distinguer les phases minérales carbonatées, un procédé de coloration sur surfaces polies ou lames polies a été appliqué (tableau A.2).

L'alizarine et le ferricyanure sont deux composés réactifs à la présence de certaines phases minérales. La calcite est colorée en rose et les phases carbonatées riches en fer apparaissent bleues. L'association de ces deux colorants détermine l'assemblage carbonaté présent dans les séries frasniennes.

La préparation de cette solution colorante est simple et immédiatement applicable sur des surfaces polies, propres et sèches. Elle nécessite un temps d'imprégnation variable selon son ancienneté. Plus elle est vieille, plus la coloration sera longue. Il est préférable d'utiliser une préparation neuve sur des surfaces polies, susceptibles de « souiller » la solution par des débris de matériel.

Les répliques d'acétate et la coloration contribuent à la différenciation morphoscopique et chimique des phases minérales observées dans les dolomies et les calcaires.

### A.1.3 La pétrophysique

Les mesures ont été réalisées au BEICIP et comportent des mesures de porosité et de perméabilité à l'air et des masses volumiques. Après séchage à l'étuve (48h-50 à 70° C), la perméabilité à l'air est mesurée par un perméamètre à charge variable (perméamètre automatique de licence BEICIP-FRANLAB. La porosité est mesurée après saturation des plugs dans un solvant dense (trichlorétane,  $d=1,32\text{g/cm}^3$  à 20° C).

Dix neuf échantillons ont permis la réalisation de carottes, cinq échantillons n'ont pas pu être carottés. Les échantillons non carottables sont trop petits (C3) ou trop friables (188). La liste des faciès concernés par cette étude est la suivante : 1-dolomie grise à éléments figurés fantômes ; 2-dolomie noire à éléments figurés fantômes ; 3-dolomie laminaire ; 4-dolomie bréchiq ; 5-calcaire partiellement dolomitisé ; 6-dolomie sombre saccharoïde. Ajoutés aux analyses réalisées en 94, un total de 46 analyses permettent d'aborder les caractères pétrophysiques des dolomies de surface dans le Synclinorium de Dinant. Quelques rares échantillons (une dizaine) de sondages ont été étudiés. Mais leur taille réduite n'a pas permis de mesure fiable. Les résultats des mesures sont présentés (tableau A.3) pour l'ensemble des échantillons selon la localisation du site ou le faciès déterminé lors de l'étude (chapitre 4).

L'analyse pétrophysique donne un caractère quantitatif intéressant à l'étude du réseau poreux développé dans les dolomies. Les mesures ont été réalisées sur des échantillons répartis dans l'ensemble du synclinorium de Dinant (tableau A.3). La répartition des mesures est également présentée selon les faciès (figure 4.22). Quelques échantillons de sondages ont été prélevés mais n'ont pas donné de résultat satisfaisant lors de l'analyse.

Tableau A.3: Pétrophysique - localisation des échantillons

éch.	por.	perm.air	texture	faciès	localité
GM8	7,32	0,96	gris	1	carrière de Merlemont
N1	3,19	1,56	gris	1	carrière de Merlemont
N2	4,92	0,47	gris	1	carrière de Merlemont
N10	4,21	1,44	gris	1	carrière de Merlemont
N11	4,18	1,66	gris	1	carrière de Merlemont
S4	8,75	7,16	gris	1	carrière de Merlemont
GM16b	6,60	61,4	gris	1	carrière de Merlemont
GM13	1,51	0,47	noire	2	carrière de Merlemont
GM15b	1,98	0,38	noire	2	carrière de Merlemont
GM15c	1,63	0,2	noire	2	carrière de Merlemont
V7b	1,59	0,17	noire	2	carrière de Merlemont
N12	6,08	4,37	brèche	4	carrière de Merlemont
GM10	6,03	3,93	sacch.	6	carrière de Merlemont
GM11	6,05	12,2	sacch.	6	carrière de Merlemont
GM10c	1,43	0,24	mouch.	7	carrière de Merlemont
N4	1,88	0,37	mim. évol.	7	carrière de Merlemont
N8	3,00	0,34	mouch.	7	carrière de Merlemont
S6	2,37	0,38	mim. évol.	7	carrière de Merlemont
W1	4,53	0,82	mim. évol.	7	carrière de Merlemont
GM5	2,84	0,47	mim. évol.	8	carrière de Merlemont
GM15d	1,67	0,53	mim. évol.	8	carrière de Merlemont
N7	3,81	0,88	zébrée	9	carrière de Merlemont
W2	3,11	6,15	zébrée	9	carrière de Merlemont
142	2,9	0,08	mim. gr. fin	1	Barbencon
135	4,8	1,1	mim. gr.	1	Barbencon
147	5,6	0,22	mim. gr.	1	Barbencon
145	4,1	0,64	mim. n.	2	Barbencon
134	3,3	1,2	mim. évol.	7	Barbencon
140	5,9	2,9	mim. évol.	7	Barbencon
141	6,4	8,6	mim. évol.	7	Barbencon
184	5	0,7	sacch.	6	Durbuy-Bomal
M19	3,3	0,8	lam.	3	Merlemont
C12	3,5	0,06	brèc.	4	Merlemont
C6	1,8	0,03	sacch.	6	Merlemont
48	2,6	0,04	sacch.	6	Merlemont
C7	4,3	0,5	sacch.	6	Merlemont
28	3,8	45	spar.	9	Merlemont
65	2,3	0,07	mim. gr. n.	1	Montigines-Saint-Christophe
63	2,5	0,08	mim. gr. n.	1	Montigines-Saint-Christophe
83	5,6	0,12	mim. gr.	1	Montigines-Saint-Christophe
58	4,6	0,11	mim. n.	2	Montigines-Saint-Christophe
109	7,5	0,7	évol.	5	Montigines-Saint-Christophe

## A.2 Géochimie des phases minérales

Les méthodes utilisées déterminent des caractéristiques qualitatives et quantitatives pour les phases minérales observées. Elles reflètent les conditions de formations des minéraux dans un milieu variable.

### A.2.1 La cathodoluminescence

La cathodoluminescence permet de distinguer les phases de cristallisation développées au cours de l'histoire diagenétique d'une roche. L'étude des échantillons a été réalisée à Lille (USTL I) et à Louvain (KUL). L'observation en cathodoluminescence de l'ensemble des types de dolomies et de calcaires est réalisée sur des lames polies.

Le bombardement de la lame par un faisceau d'électrons amène une luminescence propre à chaque phase minérale [Amieux, 1982]. Cette méthode permet la détermination de périodes de croissance au sein d'une même phase minérale. Les contacts entre ces stades de croissance sont aussi instructifs sur le mode de développement du cristal. Enfin, la luminescence (intensité et couleur) détermine la présence ou l'absence de certains éléments chimiques dans le stade de croissance.

La finalité de la méthode consiste à décrire le développement d'une fabrique minérale au cours de la diagenèse.

### A.2.2 La microsonde

Huit lames minces ont été analysées avec l'aide Jacques Wautier sur une microsonde au laboratoire de Pétrographie (Université Catholique de Louvain, Belgique). Une centaine d'analyses à la microsonde ont été réalisées sur huit lames choisies pour les phases présentes. Les échantillons choisis sont les suivants: C44, C58, 168, 92, 189, 110, 112, C8. La préparation des lames et les analyses ont été réalisées à l'UCL de Leuven et de Louvain-la-Neuve. La procédure consiste à analyser en un point d'impact précis la composition des phases en éléments chimiques choisis au préalable. Dans le cadre de notre étude sur des roches carbonatées, les éléments étudiés sont les suivants: Ca, Mg, Fe, Mn, Sr, Ce, V, La.

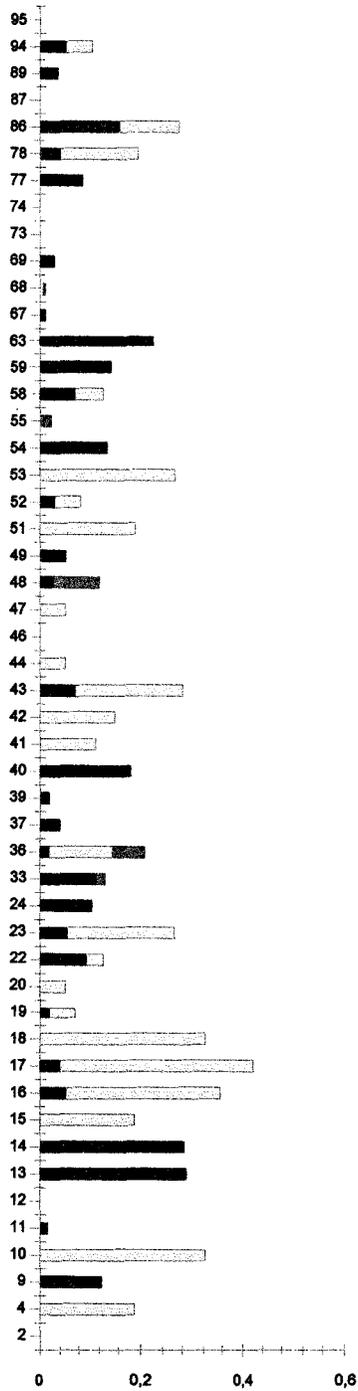
Les analyses à la microsonde ont été programmées après l'étude en cathodoluminescence, dans le but de déterminer la nature chimique des phases. Cette nature est relative au fluide de cristallisation. La différenciation de la calcite et de la dolomite est caractérisée par la composition en Ca et Mg. Puis, le Fer et le Mn caractérisent les zones luminescentes et non luminescentes observées en cathodoluminescence parfois au sein d'un même cristal ( $\Rightarrow$  stades de croissance). Enfin, les éléments rares en traces comme le cérium pourrait déterminer l'origine marine ou météorique des fluides.

Les lames étudiées correspondent aux phases suivantes: calcite tardive, dolomite de remplacement et altérations des bordures entre l'encaissant dolomitique et la calcite. La lame 168 présente la dolomite ferrifère associée à la calcite tardive. Des transects depuis la bordure des cristaux jusqu'aux centres ont été effectués de façon à observer des variations éventuelles en fonction du colmatage des pores et des fissures.

Les données sont établies pour chaque point d'impact (tableaux A.6, A.7, A.8). Trois types de données sont mesurées: la composition en pourcentage, le bruit de fond (coups par secondes) et les pics d'intensités (coups par secondes). Le traitement des données consiste à éliminer les valeurs selon une loi statistique: l'intervalle de confiance autour de la moyenne, la variance, etc ... Le tri des données permet de discuter sur les compositions des phases minérales reconnues (tableaux A.4, A.5),

Une représentation graphique est proposée pour l'analyse d'éléments traces réalisée à la microsonde (figure A.1). Une centaine d'analyses ont été réalisées à la microsonde de Louvain-la-Neuve, en Belgique, par J. Wautier. L'ensemble des résultats est présenté sous forme brute (A.6, A.7, A.8) et nette (A.4, A.5).

Proportions relatives en V, La, Ce, Sr  
dans les calcites



Proportions relatives en V, La, Ce, Sr  
dans les dolomites

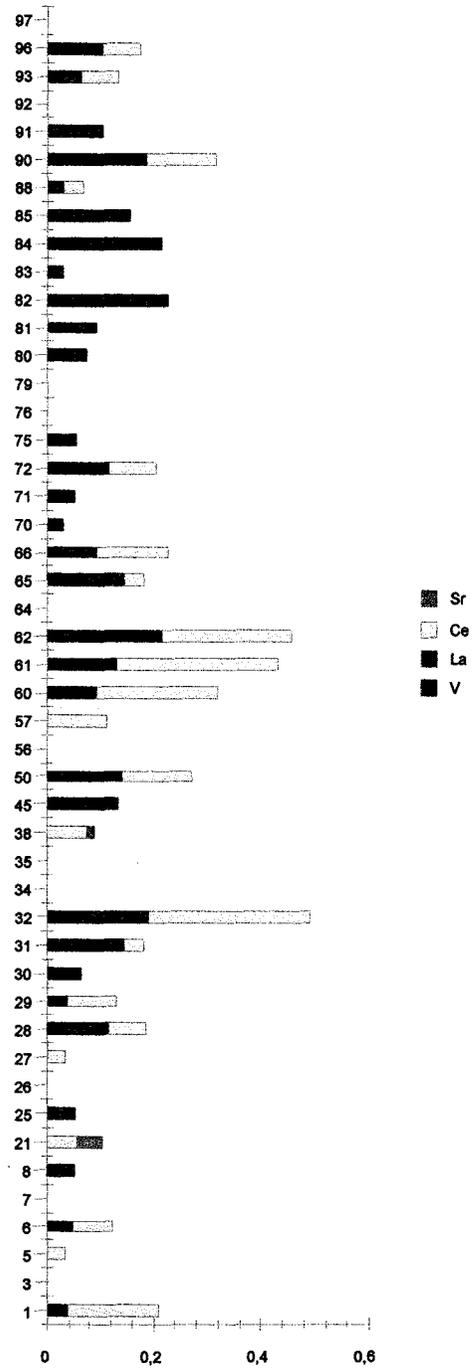


Figure A.1 : Analyses à la microsonde - terres rares

Tableau A.4: Microsonde - résultats sur les calcites

Ech	Num	V	La	Ce	Sr	Ech	Num	Mg	Ca	Mn	Fe
92	2					92	2	2,08		0,071	0,205
92	4			0,189		92	4	1,104	99,152		0,066
92	9	0,073	0,052			92	9	0,865	99,393	0,076	
92	10			0,324		92	10	0,848	99,276	0,128	0,013
92	11		0,015			92	11	1,272	98,636	0,078	0,364
92	12					92	12	1,207		2,291	0,106
92	13	0,285				92	13	1,303	99,54	2,378	0,044
92	14	0,127	0,155			92	14	1,102	99,579	0,277	0,034
92	15			0,189		92	15		99,772		0,122
92	16	0,052		0,304		92	16	1,212	99,682	0,325	0,127
92	17	0,041		0,382		92	17	0,847	99,834	0,021	
92	18			0,323		92	18	1,162	100,48	0,054	
92	19	0,019		0,054		92	19	1,477	99,565	0,172	
92	20			0,053		92	20	1,484	98,86	0,003	0,08
92	22	0,094		0,035		92	22		100,88	0,052	0,019
92	23		0,056	0,208		92	23	1,081	98,74		
92	24	0,105				92	24	0,959	99,42	0,09	0,019
C8	33		0,114		0,018	C8	33	0,893	100,51	0,01	
168	36		0,017	0,129	0,063	168	36	1,127	99,867	0,009	0,147
168	37	0,041				168a	37	1,263	99,107		0,235
168	39	0,019				168	39	0,892	99,586	0,158	0,37
168	40	0,105	0,078			168	40		99,799	0,097	0,204
168	41			0,112		168	41	1,054	99,224		0,603
168	42			0,152		168	42	0,86		0,078	0,262
168	43	0,073		0,207		168	43	0,861	99,148	0,165	0,225
168	44			0,053		168	44		100,36	0,034	0,09
168a	46					168a	46	1,722		0,015	0,928
168a	47			0,054		168a	47	1,114	99,981	0,004	0,028
168a	48		0,026		0,096	168a	48	1,076	100,74	0,009	0,06
168a	49	0,04	0,012			168a	49	1,72			3,694
C44	51			0,188		C44	51	1,306	98,963	0,722	
C44	52		0,029	0,055		C44	52	1,045	98,682	0,723	
C44	53			0,266		C44	53	1,03	99,75	0,122	
C44	54	0,073	0,061			C44	54	1,206	100,74	0,04	0,081
C44	55				0,024	C44	55	1,277	99,864		0,054
C44	58	0,073		0,055		C44	58	1,142	99,585		0
C44	59	0,094	0,048			C44	59	1,135	100,01	0,071	0,127
112	63	0,212	0,011			112	63	1,189	99,009	0,046	
112	67		0,011			112	67		101,29	0,078	
112	68				0,005	112	68		99,897	0,065	
112	69	0,03				112	69		99,552	0,152	0,142
110	73					110	73		99,535		0,05
110	74					110	74		99,123	0,01	0,127
C58	77		0,086			C58	77		100,35	0,003	0,138
C58	78	0,041		0,15		C58	78		101,04	0,003	0,086
C58	86	0,159		0,111		C58	86		100,03		0,122
C58	87					C58	87		100,26	0,021	0,033
C58	89		0,037			C58	89	0,918	99,9	0,021	
189	94		0,054	0,053		189	94	1,115	98,657	0,065	
189	95					189	95	1,052	98,956		
Ech	Num	V	La	Ce	Sr	Ech	Num	Mg	Ca	Mn	Fe
	Moy	0,0878	0,0507	0,1585	0,0412		Moy	1,1622	99,696	0,224	0,2573
	Ectp	0,067	0,0398	0,1049	0,0375		Ectp	0,2662	0,6609	0,5227	0,6249
	Var	0,0045	0,0016	0,011	0,0014		Var	0,0708	0,4368	0,2732	0,3906
	Icf0,01	0,0244	0,0145	0,0382	0,0137		Icf0,01	0,097	0,2408	0,1904	0,2277
	Icf0,1	0,0156	0,0093	0,0244	0,0087		Icf0,02	0,0876	0,2174	0,172	0,2056
	Icf	Icf0,01	Icf0,01	Icf0,01	Icf0,1		Icf	Icf0,01	Icf0,01	Icf0,01	Icf0,02

Tableau A.5: Microsonde - résultats sur les dolomies

Ech	Num	V	La	Ce	Sr	Ech	Num	Mg	Ca	Mn	Fe
92	1		0,038	0,169		92	1	45,114		0,129	
92	3					92	3	44,259		0,047	1,053
92	5			0,035		92	5	44,164	54,73		1,042
92	6		0,05	0,073		92	6	44,513	55,137	0,141	0,678
92	7					92	7	45,024		0,235	0,528
92	8	0,051				92	8			0,147	0,965
92	21			0,055	0,049	92	21		55,083		0,862
92	25	0,052				92	25	45,442			0,737
92	26					92	26	44,644			0,753
C8	27			0,035		C8	27	44,379	56,187		
C8	28	0,115		0,073		C8	28	44,635	56,709		
C8	29		0,037	0,093		C8	29	44,696	55,056	0,097	
C8	30	0,052	0,01			C8	30	44,486	54,735	0,129	0,41
C8	31	0,147		0,036		C8	31	44,85	54,628	0,086	
C8	32	0,189		0,303		C8	32	44,147	56,284		
C8	34					C8	34		55,582	0,11	0,44
C8	35					C8	35		55,36		0,934
168a	38			0,073	0,017	168a	38		59,512	0,104	0,487
168a	45	0,136				168a	45		58,462		0,357
168a	50	0,083	0,057	0,132		(168a)	50		57,615		0,904
C44	56					C44	56	46,145	55,815	0,06	
C44	57			0,113		C44	57	45,947	54,877	0,091	0,358
C44	60	0,094		0,227		C44	60	45,243	55,067		
C44	61		0,13	0,303		C44	61	45,94		0,104	
C44	62	0,041	0,174	0,245		C44	62	45,305			
112	64					112	64	45,777	54,728	0,141	
112	65	0,147		0,035		112	65	45,089		0,059	0,383
112	66	0,083	0,012	0,131		112	66		55,167		0,82
112	70	0,031				112	70	44,547			1,704
110	71	0,052				110	71	44,18	55,227	0,147	1,132
110	72		0,115	0,091		110	72	44,852		0,078	1,247
C58	75		0,051		0,006	C58	75	45,423	55,066	0,134	
C58	76					C58	76	44,413	54,758		
C58	79					C58	79	45,858	55,501		
C58	80	0,073				C58	80	45,879		0,047	
C58	81	0,094				C58	81	44,942	55,516		0,457
C58	82	0,201	0,028			C58	82	44,485	55,086		0,561
C58	83	0,031				C58	83	45,186	55,089	0,166	0,482
C58	84	0,135	0,081			C58	84	44,394		0,142	1,414
C58	85	0,073	0,082			C58	85	46,45	55,281	0,123	
C58	88	0,031		0,035		C58	88			0,109	1,83
C58	90		0,186	0,129		C58	90	44,737	54,916	0,06	
C58	91	0,105				C58	91		55,669	0,135	0,952
C58	92					C58	92	44,853			0,791
C58	93	0,062		0,072		C58	93	45,036	54,841	0,122	0,472
189	96		0,103	0,073		189	96	45,923		0,072	
189	97					189	97	46,2			
Ech	Num	V	La	Ce	Sr	Ech	Num	Mg	Ca	Mn	Fe
	Moy	0,0903	0,0769	0,115	0,024		Moy	45,058	55,589	0,1117	0,8126
	Ectp	0,0495	0,055	0,0843	0,0223		Ectp	0,6512	1,1372	0,042	0,394
	Var	0,0024	0,003	0,0071	0,0005		Var	0,424	1,2933	0,0018	0,1552
	Icf0,01	0,0186	0,0207	0,0317	0,0084		Icf0,01	0,2447	0,4273	0,0158	0,148
	Icf0,1	0,0119	0,0132	0,0202	0,0054		Icf0,1	0,1562	0,2729	0,0101	0,0945
	Icf	Icf0,01	Icf0,01	Icf0,01	Icf0,1		Icf	Icf0,01	Icf0,01	Icf0,01	Icf0,01

Tableau A.6: Microsonde - "weight percentage"

Échantillon	Vanadium	Lanthane	Cérium	Magnésium	Calcium	Manganèse	Fer	Strontium
1	0,019	0,038	0,169	45,114	54,462	0,129	0,263	0
2	0,000	0	0	2,08	83,755	0,071	0,205	0
3	0,000	0	0	44,259	54,517	0,047	1,053	0
4	0,000	0	0,189	1,104	99,152	0	0,066	0
5	0,000	0	0,035	44,164	54,73	0,022	1,042	0
6	0,009	0,05	0,073	44,513	55,137	0,141	0,678	0
7	0,000	0	0	45,024	54,327	0,235	0,528	0
8	0,051	0	0,016	44,123	53,737	0,147	0,965	0
9	0,073	0,052	0	0,865	99,393	0,076	0	0
10	0,009	0	0,324	0,848	99,276	0,128	0,013	0
11	0,009	0,015	0	1,272	98,636	0,078	0,364	0
12	0,000	0,003	0	1,207	96,154	2,291	0,106	0
13	0,285	0	0	1,303	99,54	2,378	0,044	0
14	0,127	0,155	0	1,102	99,579	0,277	0,034	0
15	0,000	0	0,189	0,775	99,772	0	0,122	0
16	0,052	0	0,304	1,212	99,682	0,325	0,127	0
17	0,041	0	0,382	0,847	99,834	0,021	0	0
18	0,009	0	0,323	1,162	100,483	0,054	0	0
19	0,019	0	0,054	1,477	99,565	0,172	0	0
20	0,000	0	0,053	1,484	98,86	0,003	0,08	0
21	0,009	0	0,055	44,113	55,083	0	0,862	0,049
22	0,094	0	0,035	0,23	100,88	0,052	0,019	0
23	0,000	0,056	0,208	1,081	98,74	0	0	0
24	0,105	0	0	0,959	99,42	0,09	0,019	0
25	0,052	0	0	45,442	54,251	0	0,737	0
26	0,000	0	0	44,644	54,271	0	0,753	0
27	0,000	0	0,035	44,379	56,187	0	0	0
28	0,115	0	0,073	44,635	56,709	0	0,008	0
29	0,000	0,037	0,093	44,696	55,056	0,097	0,341	0
30	0,052	0,01	0	44,486	54,735	0,129	0,41	0
31	0,147	0	0,036	44,85	54,628	0,086	0,321	0
32	0,189	0	0,303	44,147	56,284	0	0,03	0
33	0,000	0,114	0,015	0,893	100,509	0,01	0	0,018
34	0,000	0	0	44,095	55,582	0,11	0,44	0
35	0,000	0	0	43,811	55,36	0	0,934	0
36	0,000	0,017	0,129	1,127	99,867	0,009	0,147	0,063
37	0,041	0	0	1,263	99,107	0	0,235	0
38	0,000	0	0,073	40,419	59,512	0,104	0,487	0,017
39	0,019	0	0	0,892	99,586	0,158	0,37	0
40	0,105	0,078	0	0,6	99,799	0,097	0,204	0
41	0,000	0	0,112	1,054	99,224	0	0,603	0
42	0,000	0	0,152	0,86	85,79	0,078	0,262	0
43	0,073	0	0,207	0,861	99,148	0,165	0,225	0
44	0,000	0	0,053	0,544	100,363	0,034	0,09	0
45	0,136	0	0	40,481	58,462	0,016	0,357	0
46	0,000	0	0	1,722	97,572	0,015	0,928	0
47	0,000	0	0,054	1,114	99,981	0,004	0,028	0
48	0,000	0,026	0	1,076	100,736	0,009	0,06	0,096
49	0,040	0,012	0	1,72	94,402	0,002	3,694	0
50	0,083	0,057	0,132	41,683	57,615	0	0,904	0
51	0,000	0	0,188	1,306	98,963	0,722	0	0
52	0,000	0,029	0,055	1,045	98,682	0,723	0,003	0
53	0,000	0	0,266	1,03	99,75	0,122	0	0
54	0,073	0,061	0	1,206	100,739	0,04	0,081	0
55	0,000	0	0	1,277	99,864	0	0,054	0,024
56	0,020	0	0	46,145	55,815	0,06	0	0
57	0,000	0	0,113	45,947	54,877	0,091	0,358	0
58	0,073	0	0,055	1,142	99,585	0	0	0
59	0,094	0,048	0	1,135	100,008	0,071	0,127	0
60	0,094	0	0,227	45,243	55,067	0	0,088	0
61	0,020	0,13	0,303	45,94	53,708	0,104	0,264	0
62	0,041	0,174	0,245	45,305	53,901	0	0,284	0
63	0,212	0,011	0	1,189	99,009	0,046	0	0
64	0,000	0	0	45,777	54,728	0,141	0,034	0
65	0,147	0	0,035	45,089	54,521	0,059	0,383	0
66	0,083	0,012	0,131	43,503	55,167	0,04	0,82	0
67	0,000	0,011	0	0,286	101,289	0,078	0	0

.../...

**ANNEXE A. PRÉSENTATION DE QUELQUES MÉTHODES D'ÉTUDE**

Échantillon	Vanadium	Lanthane	Cérium	Magnésium	Calcium	Manganèse	Fer	Strontium
68	0,000	0	0	0,308	99,897	0,065	0	0,005
69	0,030	0	0	0,287	99,552	0,152	0,142	0
70	0,031	0	0	44,547	53,939	0,041	1,704	0
71	0,052	0	0	44,18	55,227	0,147	1,132	0
72	0,000	0,115	0,091	44,852	53,095	0,078	1,247	0
73	0,000	0	0	0,568	99,535	0	0,05	0
74	0,000	0	0	0,51	99,123	0,01	0,127	0
75	0,000	0,051	0	45,423	55,066	0,134	0	0,006
76	0,000	0	0	44,413	54,758	0	0	0
77	0,000	0,086	0	0,21	100,353	0,003	0,138	0
78	0,041	0	0,15	0,401	101,04	0,003	0,086	0
79	0,019	0	0	45,858	55,501	0	0	0
80	0,073	0	0	45,879	54,279	0,047	0	0
81	0,094	0	0	44,942	55,516	0,028	0,457	0
82	0,201	0,028	0	44,485	55,086	0,04	0,561	0
83	0,031	0	0	45,186	55,089	0,166	0,482	0
84	0,135	0,081	0,015	44,394	52,93	0,142	1,414	0
85	0,073	0,082	0	46,45	55,281	0,123	0,034	0
86	0,159	0	0,111	0,515	100,03	0	0,122	0
87	0,000	0	0	0,588	100,257	0,021	0,033	0
88	0,031	0	0,035	42,945	54,002	0,109	1,83	0
89	0,000	0,037	0,015	0,918	99,9	0,021	0	0
90	0,020	0,186	0,129	44,737	54,916	0,06	0,134	0
91	0,105	0	0	43,668	55,669	0,135	0,952	0
92	0,000	0	0	44,853	54,173	0	0,791	0
93	0,062	0	0,072	45,036	54,841	0,122	0,472	0
94	0,000	0,054	0,053	1,115	98,657	0,065	0	0
95	0,000	0	0	1,052	98,956	0	0	0
96	0,000	0,103	0,073	45,923	54,436	0,072	0,056	0
97	0,000	0	0	46,2	53,881	0,028	0,233	0
Moy	0,041	0,02081	0,06431	22,1115	77,63	0,12339	0,34898	0,00287

Tableau A.7: Microsonde - "peak counts per seconds"

Échantillon	Vanadium	Lanthane	Cérium	Magnésium	Calcium	Manganèse	Fer	Strontium
1	2,4	15	1,9	3353	2883	4,5	10,1	31,9
2	2,5	18,4	2	162,6	4504	5	7,2	38,6
3	1,7	15,5	1,2	3280	2885	4,2	25,3	34,8
4	2,5	19	2,6	93,4	5361	4	4,9	40,7
5	2,0	15,7	2	3268	2895	4	25,5	32,7
6	1,9	17,7	2,2	3296	2914	4,7	19,7	30,6
7	2,2	15,7	1,8	3337	2872	6	15,4	33,7
8	3,1	13,9	1,7	3265	2842	4,8	22,8	32,9
9	2,7	19,5	2,7	76,6	5365	6,9	5	39,9
10	2,9	18,5	2,7	76,8	5368	5,1	5,7	41,2
11	2,9	17	2,8	104,7	5327	5,3	13,1	39
12	1,7	18	2,6	101,7	5198	40,9	7,1	42
13	3,9	18,3	2,2	108,2	5383	41,3	6,5	41,1
14	2,6	19,8	1,9	93,6	5382	7,3	5,9	43,1
15	3,4	18,2	2,4	71,5	5391	3,5	6,2	37,4
16	2,5	17,3	2,8	99,8	5388	9,1	8,3	38,3
17	2,4	17,5	2,8	76,3	5395	5,4	5,6	40,5
18	1,9	19,5	3,1	97,8	5430	3,7	5,7	39,9
19	2,8	19	1,9	121,4	5375	4,8	5	39,7
20	2,5	17,5	2,5	119	5340	3,9	7	41,1
21	2,5	15,7	1,7	3264	2910	3,6	21,2	36,7
22	2,9	18,7	2,2	35,5	5450	6,1	5,6	44,1
23	2,5	18,3	2,7	94,4	5327	3,4	5,3	41,9
24	3,0	19,7	2,8	83,8	5367	5,5	5,2	40
25	2,1	13,9	1,4	3366	2865	3,7	20,4	28,4
26	2,0	15,6	2,3	3304	2867	3,5	19,7	33,7
27	2,1	14,7	2	3290	2966	3,4	4,2	35,2
28	2,7	15,1	2	3308	2998	3	5,2	35,5
29	2,2	18,9	1,7	3308	2906	4,8	13,4	33
30	2,3	17,3	1,8	3293	2890	4,1	11,3	31
31	2,6	13,8	1,6	3320	2883	3,6	11	32,5
32	3,4	16,2	2,6	3268	2974	3,4	4,6	38,7
33	2,5	20,9	2,5	81	5428	3,6	6	48,5
34	1,5	16,5	2	3262	2938	4,2	13,7	32,4
35	1,9	16,4	1,5	3238	2929	4,9	24	31,5
36	2,2	18,8	3,3	91,8	5390	4,2	8,7	43,1
37	3,0	16,1	2,2	106,1	5347	5,1	10,8	42,1
38	2,0	16,7	2,2	2980	3149	3,9	15,2	33,3
39	2,8	17,3	2	80,4	5380	6,2	13,2	40,5
40	3,0	21,5	1,4	61,4	5392	5	9,8	38,5
41	2,4	15,6	2,4	93,8	5353	5	15,5	41,3
42	1,8	17,6	1,6	76,1	4599	4,5	8,9	38,5
43	2,7	16,8	3,3	76	5354	6,1	9,2	43,9
44	2,3	19,2	2,5	54	5424	4,4	8,2	40,7
45	3,3	16,2	1,5	2985	3094	4,1	11,3	33,8
46	3,2	19,3	1,8	134,2	5265	5,1	23	43,2
47	2,1	17,9	2,3	94,6	5390	3,3	8	40,6
48	2,2	18,8	1,9	87	5432	4,6	6,6	42,7
49	3,0	19,1	1,9	133,1	5095	5,1	75,4	41,2
50	3,4	16,8	1,5	3071	3045	3,1	22,4	33,8
51	2,7	16,9	2,8	107,1	5342	15,7	5	36,9
52	2,2	18,9	1,9	88,6	5328	15,5	6,5	39,7
53	2,4	15,9	3	89,5	5381	4,6	6,1	38,2
54	2,7	19,3	2,5	99,4	5434	4,9	6,8	38,3
55	2,8	17,9	2,4	107,9	5389	4,6	7,1	42,1
56	2,4	16,5	1,5	3425	2940	3,6	3,7	34
57	1,2	12,3	1,6	3405	2900	4,3	11,5	34,3
58	2,5	16,3	1,7	96,6	5370	3,9	4,8	39,6
59	2,9	18,3	1,6	94,8	5397	5,2	6,9	41,2
60	2,3	14,8	2,6	3350	2903	4,1	4,1	34,4
61	2,2	17,2	2,8	3405	2836	4,5	9,5	29,7
62	2,0	17,5	3,1	3354	2842	3,3	10,5	28,9
63	3,2	16,9	2	103,2	5354	5,2	5,9	41
64	1,7	14,5	1,6	3402	2892	4,5	5,7	32,9
65	2,4	16,3	1,6	3348	2881	4,6	12	33,1
66	2,4	17,8	2,1	3218	2916	5,3	20,8	34,7
67	2,3	18,2	3,2	37,4	5474	4,7	6	39,7

.../...

ANNEXE A. PRÉSENTATION DE QUELQUES MÉTHODES D'ÉTUDE

Echantillon	Vanadium	Lanthane	Cérium	Magnésium	Calcium	Manganèse	Fer	Strontium
68	1,9	17,9	2,7	40,2	5393	4,7	4,9	42,8
69	2,7	19	2	35	5379	5,9	8,2	37,4
70	1,9	14,9	2,1	3290	2850	4,7	37,8	33,2
71	1,7	16,3	0,8	3263	2917	5,2	26,2	30,4
72	2,3	17,7	2,7	3311	2804	4,7	27,4	34,8
73	3,0	17,6	2,5	53,2	5377	5,3	5,6	41,9
74	2,7	17,8	2	47,5	5345	3,8	7,7	41,6
75	1,3	16,2	1,8	3367	2910	6	4,4	35,3
76	1,5	16	0,6	3293	2890	3,9	5,4	35
77	1,9	18,2	2	33,5	5420	3,9	6,9	36,5
78	2,6	16,6	2,6	41,7	5460	4,7	6,5	44,4
79	2,6	15,6	1,9	3405	2926	3,7	4,6	35,3
80	2,7	15,8	1,6	3407	2867	4	3,4	33,3
81	2,3	15,7	2,1	3330	2928	4,7	13	30,4
82	2,7	15,6	1,2	3292	2910	5,5	15,8	30
83	1,9	14,7	1,6	3343	2907	5,5	14,5	30,6
84	4,1	17	2,1	3275	2796	4,3	31,6	30,8
85	2,7	19,2	1,5	3446	2915	4,8	5,5	33,5
86	2,9	19,5	3	54,6	5396	4	7,2	43,4
87	2,5	18,5	2,1	56,5	5407	5,8	7,3	42,1
88	1,9	15,4	1,8	3160	2854	5,2	39,2	32,7
89	2,4	20,4	2,5	82,1	5389	5	5,6	42,3
90	1,8	16,5	2,9	3313	2897	4,6	5,6	33,3
91	2,8	15,4	2,6	3221	2938	5,4	21,3	34,1
92	2,0	13,2	1,3	3314	2855	4,2	19	34,7
93	2,2	15,3	2,6	3332	2897	5	13,9	32,6
94	1,9	20,2	2,9	91,3	5318	5,1	5,7	37,5
95	2,6	17,8	2,2	89,6	5335	3,7	5,5	42,7
96	2,0	16,5	2,2	3407	2867	4,6	5,1	34,4
97	1,9	16,1	1,7	3426	2838	4,1	8,3	30,1
Moy	2,431	17,14	2,144	1643	4159	5,623	11,7	37,06

Tableau A.8: Microsonde - "background counts per second"

Echantillon	Vanadium	Lanthane	Cérium	Magnésium	Calcium	Manganèse	Fer	Strontium
1	2,2	14	1	17,8	18,8	2,4	5	36,3
2	2,6	23,2	3	16,3	33,4	3,8	3,2	45
3	2,6	15,5	2	18	19,2	3,4	5	37,1
4	3,4	22,1	1,6	15,9	30,6	5,3	3,6	45,5
5	2,0	21,2	1,8	14,4	18,6	3,6	5,4	38,6
6	1,8	16,4	1,8	14,9	16,8	2,4	6,7	42,1
7	2,6	16,8	2,6	14,9	19,9	2,2	5,2	37,4
8	2,6	15,3	1,6	16,7	20,7	2,4	4,2	36
9	2,0	18,1	2,8	15,9	24,9	5,7	5,4	48,7
10	2,8	19,4	1	17,3	31,7	3	5,4	49
11	2,8	16,6	2,8	15,5	28,8	4	6	47,3
12	2,2	17,9	3,8	17,3	27,5	3,8	5	46,1
13	1,2	19,9	2,8	17,1	20,5	2,8	5,6	50,8
14	1,4	15,7	2,4	16,3	30,1	2,8	5,2	49,6
15	3,4	19,4	1,4	17,1	30,8	5,3	3,8	44,4
16	2,0	18,1	1,2	14,9	28,6	3,8	5,8	48,1
17	2,0	19	0,8	16,9	28	5,1	7,5	47
18	1,8	20,3	1,4	16,3	28,2	2,8	6,2	46,4
19	2,6	19	1,6	17,8	26,2	2	5,2	44,1
20	2,6	20,7	2,2	14,9	32,1	3,8	5,4	50,8
21	2,4	15,9	1,4	15,7	18,3	4,5	4,6	32,8
22	2,0	19,7	2	19,4	28,8	5,3	5,2	48,4
23	3,6	16,8	1,6	18,6	25,1	4,9	5,6	45,5
24	2,0	22,5	3	16,5	29,7	4	4,8	51,9
25	1,6	16,8	1,4	14,4	19,9	5,5	6,2	37,4
26	2,2	17	2,4	14,2	20,1	4,7	5,2	40,3
27	2,8	15,3	1,8	15,3	18,8	3,6	5	38,6
28	1,6	17,3	1,6	13,2	21,2	3	5	35,7
29	3,0	17,9	1,2	12,8	17	3,2	6,9	35,4
30	1,8	17	1,8	13,6	19,2	2	3,4	36,8
31	1,2	15,3	1,4	12,8	18,3	2,2	4,8	44,4
32	1,6	17	1	14,9	19,2	3,4	4	42,6
33	3,0	17,9	2,4	18,4	29,7	3,4	7,1	47
34	2,4	19,2	2,2	14,2	22,1	2,4	5,2	42,1
35	2,6	19	1,6	15,5	24	5,3	6	45,8
36	3,4	18,3	2,6	12,8	26,2	4	5,8	37,7
37	2,6	17,3	2,8	17,5	28,2	5,7	6,2	51
38	3,6	19,4	1,8	17,5	19,9	2,2	5,8	31,9
39	2,6	19	2,8	18	33,2	3,6	6	47,6
40	2,0	19,4	2,4	19,4	32,3	3,4	5,8	44,4
41	3,4	21	1,8	20	25,1	5,3	3,8	47
42	3,6	19,4	0,8	15,9	23,2	3,2	3,8	49
43	2,0	18,8	2,2	15,7	29,9	3,4	4,8	47,9
44	2,6	20,3	2,2	15,9	33,9	3,8	6,5	47,6
45	2,0	16,8	3	14,9	22,3	3,8	4,4	41,2
46	3,2	19,9	2,8	13,6	29,9	4,9	5	46,4
47	3,8	20,7	2	16,5	26,9	3,2	7,5	56
48	2,4	18,1	2,6	11,6	26,4	4,5	5,4	34,5
49	2,6	18,8	2,2	13,6	27,1	5,1	3,8	45,5
50	2,6	15,3	0,8	16,3	19	3,2	5	37,7
51	3,6	18,8	1,8	15,7	29,7	4	6	45
52	2,8	18,1	1,6	15,5	32,1	3,8	6,5	46,4
53	3,0	16,6	1,6	17,3	28,2	2,6	7,5	47,3
54	2,0	17,7	2,6	14,9	26,9	4,3	5,2	43,5
55	3,2	19,7	2,6	18,4	31,9	4,9	6	40
56	2,2	16,8	2,2	15,5	15,3	2,6	4,2	40
57	1,8	13,5	1	14,4	22,9	2,8	4,6	40,3
58	1,8	18,3	1,4	16,5	27,7	4,7	6	51,6
59	2,0	17	2	15,3	29,5	4	4,4	44,4
60	1,4	18,8	1,4	14	17,3	5,5	2,4	43,2
61	2,0	13,8	1,2	17,8	20,7	2,8	4,4	36,5
62	1,6	12,9	1,8	16,5	16,4	4,3	5	34,5
63	1,2	16,6	2,4	19,6	29,7	4,5	6,7	49,3
64	1,8	19,2	2,2	14,4	18,8	2,2	5	38,9
65	1,0	20,1	1,4	18,4	18,8	3,6	4,6	46,4
66	1,6	17,5	1,4	18	17,7	4,7	5	39,7
67	3,2	17,9	3,6	17,3	29	3,4	6	40,6

.../...

ANNEXE A. PRÉSENTATION DE QUELQUES MÉTHODES D'ÉTUDE

Echantillon	Vanadium	Lanthane	Cérium	Magnésium	Calcium	Manganèse	Fer	Strontium
68	3,8	17,9	2,8	18,6	27,5	3,6	6,5	42,3
69	2,4	22,9	2,6	14,9	31,2	3,4	5,4	48,1
70	1,6	16,6	2,4	16,9	17,9	4	5	33,6
71	1,2	16,6	2,2	13,8	16,6	2,8	4,4	39,4
72	2,6	14,6	2,2	13,2	18,3	3,4	3,4	36
73	3,2	17,7	2,6	13,4	35,6	5,9	4,6	48,7
74	3,2	18,6	3,6	11,8	27,7	3,6	5,2	51
75	2,2	14,9	2,2	12,6	22,7	3,8	5,2	34,8
76	2,2	18,3	0,8	16,7	21,2	4	6,2	36,5
77	4,0	15,9	3,2	18,8	30,6	3,8	4,2	48,1
78	2,2	22,5	1,8	13,6	32,3	4,7	4,8	47,6
79	2,4	17	2	16,3	17,3	3,8	5	40
80	2,0	18,1	2,2	16,1	23,4	3,2	5,4	40,3
81	1,4	18,3	2,4	17,5	17,3	4,3	4,2	36,5
82	0,8	14,9	2,2	17,3	21,8	4,9	5	39,2
83	1,6	18,6	1,8	13	19	2,8	5,2	43,2
84	2,8	14,9	2	15,1	19,9	2	4,4	37,1
85	2,0	17	2,2	14,7	17,9	2,8	4,8	42,9
86	1,4	19,9	2,4	18,6	28	4	4,8	50,2
87	5,4	21,8	3,4	15,3	28,6	5,5	6,7	45
88	1,6	18,1	1,6	16,3	21,2	3,4	4	42,3
89	4,0	19,4	2,4	17,8	30,1	4,7	6,5	59,7
90	1,6	11,6	2,2	18,2	18,1	3,6	3	38
91	1,8	15,5	3,2	13,6	17,9	3,2	3	38,6
92	2,2	20,3	2,6	12,4	16,6	4,3	3,8	34,8
93	1,6	18,6	2,2	15,3	22,3	3	4,8	40,3
94	2,8	18,8	2,6	13,2	29,3	4	5,8	58
95	3,0	19	3,2	15,9	30,8	5,3	6,5	48,4
96	2,0	13,8	1,8	17,8	15,5	3,4	4	42,3
97	2,4	16,6	1,8	15,3	17,7	3,6	3,8	40
Moy	2,375	17,91	2,082	15,86	24,3	3,779	5,139	43,21

### A.2.3 Les inclusions fluides

Les inclusions fluides ont été analysées sur 8 échantillons. Les échantillons de surface (20/97/168/148/130) sont répartis dans le Massif de Philippeville et dans la bordure occidentale de la sous-unité de Dinant. Les profondeurs d'échantillonnage en sondage sont variables (Wépion 2028,05m ; Villers-Saint-Siméon 210m et Soumagne 2134m). Le sondage de Villers-Saint-Siméon n'atteint que 299,5m de profondeur. Les dolomies frasniennees sont observées en polarité normale. Dans le sondage de Soumagne, les dolomies de type zébré du Frasnien sont observées à 2000m. Les échantillons ont été choisis après l'analyse pétrographique, la coloration et la cathodoluminescence. La préparation des échantillons consiste à confectionner une pellicule de roche de 2cm\*2cm destinée à l'observation pétrographique et au traitement spécifique des inclusions. Il est nécessaire de travailler sur des fissures suffisamment développées en largeur (0.5 cm), pour permettre la confection de l'objet de mesure.

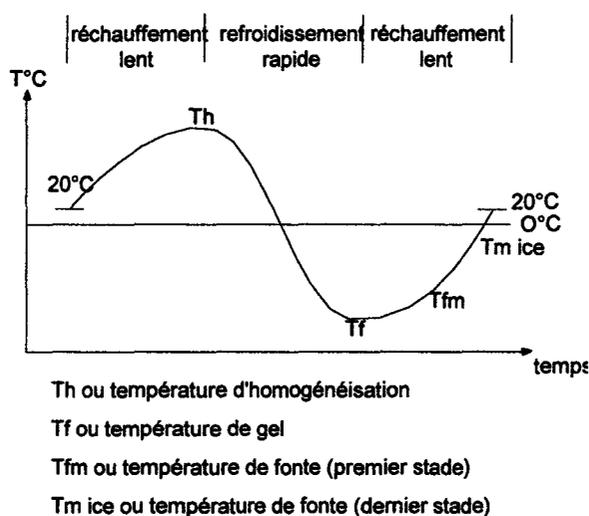


Figure A.2 : Analyse des inclusions fluides - cycle de refroidissement et réchauffement

L'analyse des inclusions fluides suit un protocole opératoire strict (figure A.2). Le principe de l'étude thermométrique des inclusions repose sur des cycles de refroidissement et réchauffement des échantillons (figure A.2). Les changements de températures appliqués sur les inclusions nous permettent d'observer les passages entre les phases gazeuse, liquide et solide. Les températures mesurées correspondent à ces transformations de phases.

- Le Th ou « homogenisation temperature » est mesuré lors du passage à l'état liquide. Il permet d'approcher le mieux les températures de formation des cristallisations ou de recristallisation. Cette mesure est effectuée lors de la première étape (réchauffement).
- La température dite Tf ou « freezing temperature » est alors obtenue lorsque l'échantillon est refroidi jusqu'à gélification de l'inclusion.
- Enfin, un réchauffement progressif est mis en place de façon à observer la fonte des phases solides présentes dans les inclusions. Deux températures sont mesurées :
  1. le Tfm ou « first melting temperature » (=> salinité de l'inclusion, tableau A.9) ;
  2. le Tm ice ou « final melting temperature of ice » (=> système chimique, tableau A.9).

Pour chaque inclusion utilisable, le cycle est répété plusieurs fois. Il est possible de répéter la mesure de Th mais toujours avant de commencer une phase de refroidissement. Cette dernière peut modifier la stabilité des inclusions et le Th. En effet, le refroidissement augmente le volume de l'inclusion. Les températures

Tableau A.9: Systèmes chimiques et relation  $P=f(T)$

Systèmes chimiques		
Tfm	-52	CaCl <sub>2</sub> +NaCl+H <sub>2</sub> O
Tfm	-57	CaCl <sub>2</sub> +MgCl <sub>2</sub>
Tfm	-49	CaCl <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O
Tfm	-20,8	NaCl-H <sub>2</sub> O
Equation de	Browm et Lamb :	Treal = 1,0236x+0,36
Inclusion type	dedolomie	
chemical system :	NaCl-H <sub>2</sub> O	
Molality NaCl :	0,806	
Mole fraction :	0,014	
wgt % NaCl :	6,0	
Vapor out Temp. :	95C	
Critical point :	415,7C	
Bulk molar volume :	18,84	
Density :	0,987	
T(C)		P(b)
100		98
150		1021
200		1945
250		2868
Eq. should not be	used above	3kb

mesurées ensuite sont alors modifiées par le changement de volume. Le postulat de base appliqué est le suivant : mesure du Th à volume constant. Un problème apparaît parfois lors de l'étude des inclusions dans les calcites et les dolomies : la taille modeste des inclusions (quelques microns) ne permet pas toujours l'observation des cycles de réchauffement et refroidissement.

Tableau A.10: Microthermométrie - description des phases analysées

dolomies de remplacement	la plus fréquente	éch 148	répartition éparées d'inclusions II <sup>aire</sup> parfois biphasées <5 microns le plus souvent
dolomie baroque	altérée (fer)	éch 168	observation difficile rhomboèdres enchevêtrés la présence d'oxydes masque les inclusions II <sup>aire</sup>
calcite tardive	dolomie contenant une phase calcitique abondante sous la forme d'une plage (assemblage de cristaux pluri-mm) décimétrique aux contours diffus	éch 168 éch 97	inclusions I <sup>aire</sup> régies selon les stades de croissance du cristal

Le repérage des inclusions fluides est effectué au cours de l'analyse pétrographique et en cathodoluminescence (tableau A.10). Les phases calcitiques observées dans les échantillons 168 et 97 ont donné quelques mesures malgré la taille extrêmement réduite de ces inclusions. Un mode opératoire légèrement différent a été appliqué pour ces calcites. Elles ont été placées à -18° C pendant une semaine afin de provoquer l'apparition d'une bulle de gaz, dans des inclusions métastables, indispensable pour effectuer les mesures du Th. Le traitement spécifique qui leur a été appliqué n'a pourtant pas provoqué la libération de gaz. Ce résultat suggère une basse température de formation (~+50° C). Par la suite, un refroidissement intense est établi (« Super cooling »). Ce dernier provoque une dilatation de l'inclusion qui libère alors une bulle de gaz (« artificial stretching »). Ensuite, un réchauffement progressif permet la mesure de la température de fonte du dernier cristal (T<sub>m</sub> ice) qui caractérise la salinité des fluides. Pendant l'étape de réchauffement, la bulle peut n'apparaître qu'à des températures proches de 0°C. Dans ce cas, si plusieurs cycles refroidissement - réchauffement donnent la même valeur pour la réapparition de la bulle, cette valeur est significative pour la salinité.

La microthermométrie est une méthode d'analyse fine où les inclusions fluides développées dans les cristaux constituent des critères physico-chimiques importants qui reflètent les conditions de cristallisation.

- Les  $T_h$  et  $T_{fm}$  indiquent la température approximative de cristallisation et *a posteriori* la température du fluide à l'origine de la cristallisation.
- Le  $T_{mice}$  est relatif à la salinité du fluide, donc à son origine marine, ou météorique.

L'étude des inclusions fluides a été réalisée en deux étapes (1996, 1997) à Leuven (Belgique). La collaboration précieuse de P. Muechez a permis l'obtention de résultats cohérents sur les dolomies de remplacement et les calcites (tableaux A.13, A.11, A.14, A.12).

Tableau A.11: Microthermométrie - échantillons de surface

Taille (microns)	Th (C)	Tf (C)	B immob	Recrist	Tfm (C)	B reapp	Tm ice (C)
Barbençon	148	dolomie					
3	194	-51	x	-20	x	x	-5
1,2	sup160	x	x	x	x	x	
1,4	sup185,5	x	x	x	x	x	
2*3	145,9	-40	x	-23	-16	x	-4,4
3	inf102,9	-38	x	x	-16	x	-9,8
1,5	115,8	x	x	x	x	x	x
3	x	x	x	x	x	x	x
3*4*1	107	-46,6	x	x	x	-1,175	-3,7
Merlemont	20	dolomie					
2*6,5	121,45	-43,3	x	x	x	1,2	1,2
Barbençon	130	dolomie					
—							
Barbençon	168	dédolomie					
10*6	95,3	x	x	x	x	x	x
4	100,6	-51	x	x	x	-6,4	x
2	95,3	-51	x	x	x	-6,5	-6,5
4*2*1	109,3	-53,4	x	x	x	-2,8	-2,8
1,5*2	94	x	x	x	x	x	x
1	105,9	-57,25	x	x	x	-1,63	-1,63
4*1	105,9	x	x	x	x	x	x
3	x	x	x	x	x	x	x
2,5*1,5	sup170	x	x	x	x	x	(ps) -8,5
3*3,5	sup150	x	x	x	x	x	x
2*2	152,2 inf158	x	x	x	x	x	x
3*4	134,6	-34,1	x	x	x	-0,07	-0,07
6*3	111,2	-41,4	x	-22	-10,6	x	x
2*2,5	119,7	x	x	x	x	0	0
Bersillies	97	calcite					
8*8	x	x	x	x	x	x	x
4*10	x	x	x	x	x	x	x
2*1	140,7	-41,65	-41,3	22,6	x	22,6	x
2,5*2,5	x	-43	x	x	x	x	x
8*1,5	84,7	x	x	x	x	x	x
x	x	-39,5	x	x	-7,5	-7,5	x

Tableau A.12: Microthermométrie - échantillons de sondage

Taille (microns)	Th (C)	Tf (C)	B immob	Recrist	Tfm (C)	B reapp	Tm ice (C)
Siméon	210(1)	NFcalcite					
2,5*2	103,2	x	-50,74	x	x	-5	-0,63
1,5*1	110,75	x	x	x	x	x	-3
3*1	127,85	-46,275	x	x	x	x	-3,45
2*2,5	130,8	x	-45,4	-27	x	-5,45	-5,45
1*1,5	140,23	x	x	x	x	-3,63	-3,63
1,5*2,5	141,3	-52,7	x	x	x	-3,63	-3,63
1,5*2	153,8	x	x	x	x	x	x
2*1	154,75	-45,73	x	x	x	-5	-4,41
5*4	159,8	-48,8	x	x	-14,1	x	-4,2
3*4	161	-45,3	-45,3	x	x	-4,05	-4,05
2,5*6	162,1	-50,7	x	x	-10,1	-5,55	-5,55
Wépion	2028,05(1)	NFcalcite					
5*5	101,7	x	x	x	x	x	x
7,5*2,5	104,8	x	x	x	x	x	x
5*3,5	105,05	-32,05	-32,05	x	-11,9	x	-2,3
3*6	124,15	-39,1	-39,1	-25	x	x	-11,7
10*3	126,9	x	x	x	x	x	x
3,5*6	122	-36,8	-36,8	x	x	-6,9	-6,9
Siméon	210(2)	Fcalcite					
Fissure	x						
Wépion	2028,05(2)	Fcalcite					
5*3	57,6	x	x	x	x	x	x
3*4	67,8	x	x	x	x	x	x
3,5*3,5	68,15	x	x	x	x	x	x
1,5*3,5	68,95	x	x	x	x	x	x
1,5*3,5	73,4	-68,8	x	x	x	x	x
4*3,5	75,2	x	x	x	x	x	x
5*2,5	84,9	-63,1	x	-21,3	-18,2	-18,2	-10,34
2	x	x	x	-20	x	x	-6,6
10*6	x	-59,02	x	-21,05	x	x	-9,35
3*5	x	-66,4	x	x	x	x	x
3*5	x	-69,36	x	-25,3	-17,5	x	-9,67
4*6	x	x	x	x	x	x	x
2	x	-68,2	x	x	x	x	x
Merlemont	GM7	Fcalcite					
6*1	53,2	x	x	x	x	x	x
5*1	59,3	x	x	x	x	x	x
13,5*2,5	74,4	x	x	x	x	x	x
1*8,5	x	x	-42,45	x	x	x	-0,9
5*3	95,2	x	x	x	x	x	x
6,5*1	97,4	-40,8	x	x	x	x	3,4
5*3,5	115,2	-59	-42,5	-26	x	x	-11,1
4*2	130,9	-50,1	x	-29,7	x	x	-0,45
1,5*7,5	135,4	x	x	x	-17,5	x	x
3,5*1	149,9	x	x	x	x	x	x
10*10	x	-40,8	x	x	x	x	2,67
10*3,5	x	-43,9	x	x	x	x	x
10*2,5	x	-39,9	x	x	x	x	5,3
15*3,5	x	-51,8	x	x	x	x	-0,6
12,5*5	x	x	-44,25	x	-5	x	-0,63
4*2,5	x	-50	x	-30	x	x	2,4

Tableau A.13: Microthermométrie - surface

Taille (microns)	Th (C)	Tf (C)	B immob	Recrist	Tfm (C)	B reapp	Tm ice (C)	mono/biphasée
Barbençon	148	dolomie						
3	194	-51	x	-20	x	x	-5	II - bi
1,2	sup160	x	x	x	x	x		II - bi
1,4	sup185,5	x	x	x	x	x		II - bi
2*3	145,9	-40	x	-23	-16	x	-4,8	II - bi 95L 5G
	x	x	x	x	x	x	-4	
moy	145,9	-40	x	-23	-16	x	-4,4	
3	infl102,9	-38	x	x	-16	x	-9,8	II - bi 95L 5G
1,5	115,8	x	x	x	x	x	x	II - bi 80L 20G
3	x	x	x	x	x	x	x	II - bi 95L 5G
3*4*1	107	-48	x	x	x	-3,7	-3,7	II - bi
	x	-46	x	x	x	x	x	
	x	-48	x	x	x	-1	x	
	x	-45	x	x	x	0	x	
	x	-46	x	x	x	0	x	
moy	107	-46,60	x	x	x	-1,18	-3,7	
Merlemont	20	dolomie						
2*6,5	121,1	x	x	x	x	0,9	0,9	
	121,8	x	x	x	x	1,1	1,1	
	x	-39,5	x	x	x	1,1	1,1	
	x	-45	x	x	x	1,7	1,7	
	x	-45,5	x	x	x	1,2	1,2	
moy	121,45	-43,33	x	x	x	1,2	1,2	
Barbençon	130	dolomie						
Barbençon	168	dédolomie						
10*6	95,3	x	x	x	x	x	x	II - bi 95L 5G
4	95,3	x	x	x	x	x	x	II - bi
	105,9	(-55)	x	x	x	-6,5	x	
	x	-51	x	x	x	-6,3	x	
moy	100,6	-51	x	x	x	-6,4	x	
2	95,3	x	x	x	x	x	x	II - bi
	x	(-55)	x	x	x	(ps) -6,5	(ps) -6,5	
	x	-51	x	x	x	x	x	
moy	95,3	-51	x	x	x	x	x	
4*2*1	109,3	-50	x	x	x	-3,3	-3,3	II - bi
	x	-53	x	x	x	-3	-3	
	x	-52,6	x	x	x	-0,3	-0,3	
	x	(ps) -56,5	x	x	x	-2,8	-2,8	
	x	-58	x	x	x	-3,8	-3,8	
	x	x	x	x	x	-3,7	-3,7	
moy	109,30	-53,40	x	x	x	-2,82	-2,82	
1,5*2	94	x	x	x	x	x	x	II - bi
1	105,9	-56,5	x	x	x	-1,6	-1,6	II - bi
	x	-58	x	x	x	-1,5	-1,5	
	x	x	x	x	x	-1,8	-1,8	
moy	105,9	-57,25	x	x	x	-1,63	-1,63	
4*1	105,9	x	x	x	x	x	x	II - bi
3	x	x	x	x	x	x	x	II - bi
2,5*1,5	sup170	x	x	x	x	x	(ps) -8,5	II - bi
3*3,5	sup150	x	x	x	x	x	x	II - bi 60L 40G
2*2	152,2infl158	x	x	x	x	x	x	II
3*4	134,6	-34,5	x	x	x	-0,07	-0,07	II - bi
	x	-33,7	x	x	x	x	x	
moy	134,60	-34,10	x	x	x	-0,07	-0,07	
6*3	111,2	-41,4	x	-22	-10,6	x	x	II - bi
2*2,5	119,7	x	x	x	x	0	0	II - bi
	infl124	x	x	x	x	x	x	
moy	119,7	x	x	x	x	0	0	
Bersillies	97	calcite						
8*8	x	x	x	x	x	x	x	I - mono
4*10	x	x	x	x	x	x	x	I - mono
2*1	138,5	-41,3	-41,3	21,7	x	21,7	x	
	142,9	-42	x	23,5	x	23,5	x	
moy	140,7	-41,65	-41,3	22,6	x	22,6	x	
2,5*2,5	x	-43	x	x	x	x	x	
8*1,5	84,7	x	x	x	x	x	x	
x	x	(ps) -39	x	x	(ps) -5	(ps) -5	x	
	x	(ps) -40	x	x	(ps) -10	(ps) -10	x	
moy	x	-39,5	x	x	-7,5	-7,5	x	

Tableau A.14: Microthermométrie - sondage

taille (microns)	Th (C)	Tf (C)	B immob	Recrist	Tfm (C)	B reapp	Tm ice (C)	autres FI
Siméon	210(1)	NFcalcite						
3*4	161	-45,3	-45,3	x	x	-4,05	-4,05	
5*4	159,8	-49,4	x	x	-15,8	x	x	
	x	-48,2	x	x	-12,4	x	-4,2	
moy	159,8	-48,8	x	x	-14,1	x	-4,2	
2,5*6	162	-50,3	x	x	x	-5,6	-5,6	
	162,2	-51,1	x	x	-10,1	-5,5	-5,5	
moy	162,1	-50,7	x	x	-10,1	-5,55	-5,55	
4*1	77,2	-54,9	x	x	x	x	x	
	78,7	-54,1	x	x	(ps) -12	x	x	
moy	77,95	-54,5	x	x	x	x	x	
4*2,5	81,3	x	-51,5	x	x	x	x	
	82,1	-57,2	x	x	(ps) -12	x	x	
moy	81,7	-57,2	-51,5	x	x	x	x	
2*2,5	130,3	x	-45,7	-26	x	-5,1	-5,1	
	131,3	x	-45,1	-28	x	-5,8	-5,8	
moy	130,8	x	-45,4	-27	x	-5,45	-5,45	
1,5*2,5	141,3	-47,6	x	x	x	-1,3	-1,3	-3,2
	x	-53,5	x	x	x	-5,9	-5,9	-2,5
	x	-57	x	x	x	-3,7	-3,7	-3,7
moy	141,3	-52,7	x	x	x	-3,633	-3,633	-3,133
1*1,5	140,3	x	x	x	x	-1,3	-1,3	
	141,3	x	x	x	x	-5,9	-5,9	
	139,1	x	x	x	x	-3,7	-3,7	
moy	140,233	x	x	x	x	-3,633	-3,633	
5*2	sup150	x	x	x	x	x	x	
1,5*2	153,8	x	x	x	x	x	x	
3*1	127,2	-45,2	x	x	x	x	-3,4	
	128,5	-47	x	x	x	x	-4,4	
	x	-46,4	x	x	x	x	-2	
	x	-46,5	x	x	x	x	-5,3	
	x	x	x	x	x	x	-4,9	
	x	x	x	x	x	x	-2,2	
	x	x	x	x	x	x	-2,3	
	x	x	x	x	x	x	-3,1	
moy	127,85	-46,275	x	x	x	x	-3,45	
2,5*2	103,2	x	-52,4	x	x	-5	-0,7	
	x	x	-48,7	x	x	x	-0,7	
	x	x	-51,6	x	x	x	-0,3	
	x	x	-50	x	x	x	-0,4	
	x	x	-51	x	x	x	-0,7	
	x	x	x	x	x	x	-0,2	
	x	x	x	x	x	x	-0,65	
	x	x	x	x	x	x	-0,8	
	x	x	x	x	x	x	-0,8	
	x	x	x	x	x	x	-1	
moy	103,2	x	-50,74	x	x	-5	-0,625	
2*1	154,5	x	x	x	x	-5	-3,9	
	155	x	x	x	x	x	-4,2	
	x	-45,4	x	x	x	x	-4,7	
	x	x	x	x	x	x	-4,7	
	x	-47,2	x	x	x	x	-4,7	
	x	-44,6	x	x	x	x	-4,3	
	x	x	x	x	x	x	-4,4	
	x	x	x	x	x	x	-4,4	
moy	154,75	-45,73333333	x	x	x	-5	-4,4125	
1,5*1	110,2	x	x	x	x	x	-3	
	111,3	x	x	x	x	x	x	
moy	110,75	x	x	x	x	x	-3	
1,5*1,5	sup199,7	-51,7	(ps) -36	-29	x	-8,2	-5,5	
	x	-50,3	-47,2	x	x	-5,2	-5,2	
	x	x	-50	x	x	-5,3	-5,3	
	x	-50,7	x	x	x	-5,2	-5,2	
	x	-49,4	x	x	x	-5,2	-4,9	
moy	x	-50,525	-48,6	-29	x	-5,82	-5,22	
5*1	(185-191,7)	x	x	x	x	x	x	
1*2,5	76,5	x	x	x	x	x	x	

.../...

**ANNEXE A. PRÉSENTATION DE QUELQUES MÉTHODES D'ÉTUDE**

taille (microns)	Th (C)	Tf (C)	B immob	Recrist	Tfm (C)	B reapp	Tm ice (C)	autres FI
	77	x	x	x	x	x	x	x
moy	76,75	x	x	x	x	x	x	x
1,5*1	(ps) 160,5	-44	x	x	x	x	-2,6	
	x	x	x	x	x	x	-3,6	
	x	x	x	x	x	x	-4	
	x	x	x	x	x	x	-3,9	
	x	x	x	x	x	x	-3,7	
moy	x	-44	x	x	x	x	-3,56	
Wépion	2028,05(1)	NFcalcite						
10*3	126,9	x	x	x	x	x	x	
3*6	124,3	-39,1	-39,1	-25	x	x	-11,7	
	124	x	x	-25	x	x	x	
moy	124,15	-39,1	-39,1	-25	x	x	-11,7	
5*3,5	105,2	-30,9	-30,9	x	x	x	x	
	104,9	-33,2	-33,2	x	-11,9	x	-2,3	
moy	105,05	-32,05	-32,05	x	-11,9	x	-2,3	
3,5*6	(ps)122	-36,8	-36,8	x	x	-6,9	-6,9	
2,5*2,5	x	x	x	x	x	x	x	
5*5	101,7	x	x	x	x	x	x	
7,5*2,5	104,8	x	x	x	x	x	x	
5*2,5	sup124	x	x	x	x	x	x	
3*3,5	59,7	x	x	x	x	x	x	
	60,1	x	x	x	x	x	x	
moy	59,9	x	x	x	x	x	x	
5*1	80,4	x	x	x	x	x	x	
	81	x	x	x	x	x	x	
moy	80,7	x	x	x	x	x	x	
1,5*2	x	x	(ps) -53,5	x	x	x	x	
3*4	sup123	x	x	x	x	x	x	
Siméon	210(2)	Fcalcite						
Fissure	x							
Wépion	2028,05(2)	Fcalcite						
3*4	67,8	x	x	x	x	x	x	
3,5*3,5	67,8	x	x	x	x	x	x	
	68,5	x	x	x	x	x	x	
moy	68,15	x	x	x	x	x	x	
2	inf68,5	x	x	x	x	x	(ps) -6,8	
	x	x	x	-20	x	x	-6,6	
moy	x	x	x	-20	x	x	-6,6	
1,5*3,5	68,7	x	x	x	x	x	x	
	69,2	x	x	x	x	x	x	
moy	68,95	x	x	x	x	x	x	
2,5*2,5	inf68,5	x	x	x	x	x	x	
10*6	x	-59,1	x	x	x	x	-8	
	x	-59,8	x	x	x	x	-8,1	
	x	-58,7	x	-27,1	x	-27,1	-11,2	
	x	-59	x	x	x	x	-9,6	
	x	-58,9	x	x	x	x	-8,1	
	x	-58,6	x	x	-15	-15	-11,1	
moy	x	-59,017	x	x	-15	-21,05	-9,35	
5*3	57,6	x	x	x	x	x	x	
4*3,5	75	x	x	x	x	x	x	
	75,4	x	x	x	x	x	x	
moy	75,2	x	x	x	x	x	x	
4*1,5	112,9	x	x	x	x	x	x	
	113,3	x	x	x	x	x	x	
moy	113,1	x	x	x	x	x	x	
3*5	x	-66,4	x	x	x	x	x	
3*5	x	-69,9	x	x	-17,7	-25	-8,6	
	x	-69,6	x	x	-18,1	-25	x	
	x	-69,5	x	x	x	x	x	
	x	-69,5	x	x	-17,9	-28,5	-11,8	
	x	-69,5	x	x	x	x	-8,6	
	x	-69	x	x	-17,2	-27,6	x	
	x	-68,5	x	x	-16,6	-20,4	x	
moy	x	-69,357	x	x	-17,5	-25,3	-9,667	
4*6	x	x	x	x	x	x	x	
1,5*3,5	73,2	-68,8	x	x	x	x	x	
	73,6	x	x	x	x	x	x	
moy	73,4	-68,8	x	x	x	x	x	

.../...

ANNEXE A. PRÉSENTATION DE QUELQUES MÉTHODES D'ÉTUDE

taille (microns)	Th (C)	Tf (C)	B immob	Recrist	Tfm (C)	B reapp	Tm ice (C)	autres FI
2	x	-68,2	x	x	x	x	x	x
5*2,5	84,7	x	x	x	-18,2	-18,2	-11,2	
	85,1	-64,4	x	-24,4	x	x	-8,9	
	x	-63	x	x	x	x	-11,6	
	x	-61,9	x	x	x	x	-11,8	
	x	x	x	x	x	x	-8,2	
moy	84,9	-63,1	x	-24,4	-18,2	-18,2	-10,34	
Merlemont	GM7	Fcalcite						
5*1	59,3	x	x	x	x	x	x	
13,5*2,5	74,4	x	x	x	x	x	x	
6*1	53,2	x	x	x	x	x	x	
1*8,5	(ps) 150,4	x	-42,5	x	x	x	-0,4	
	x	x	-42,4	x	x	x	-1,4	
moy	x	x	-42,45	x	x	x	-0,9	
5*3,5	115,2	-59,3	-42,5	x	x	x	-11,9	
	x	-58,7	x	-26	x	x	-10,3	
moy	115,2	-59	-42,5	-26	x	x	-11,1	
4*2	130,9	-49,4	x	-31,1	x	-31,1	-0,2	
	x	-50,8	x	-26	x	-26	-0,7	
	x	x	x	-32	x	-32	x	
moy	130,9	-50,1	x	-29,7	x	-29,7	-0,45	
1,5*7,5	135,2	x	x	x	-17,5	x	x	
	135,6	x	x	x	x	x	x	
moy	135,4	x	x	x	-17,5	x	x	
3,5*1	149,5	x	x	x	x	x	x	
	150,3	x	x	x	x	x	x	
moy	149,9	x	x	x	x	x	x	
5*3	95	x	x	x	x	x	x	
	95,4	x	x	x	x	x	x	
moy	95,2	x	x	x	x	x	x	
6,5*1	97,4	-41	x	x	x	x	3	
	x	-41,4	x	x	x	x	3	
	x	-40	x	x	x	x	4,2	
moy	97,4	-40,8	x	x	x	x	3,4	
10*10	inf130,2	-42,7	x	x	x	x	x	
	x	-40,6	x	x	x	x	3,4	
	x	-39,9	x	x	x	x	0,7	
	x	-40	x	x	x	x	3,9	
moy	x	-40,8	x	x	x	x	2,667	
10*3,5	x	-43,9	x	x	x	x	x	
10*2,5	x	-39,9	x	x	x	x	5,3	
15*3,5	x	-51,8	x	x	x	x	-0,6	
12,5*5	x	x	-45	x	x	x	-0,8	
	x	x	-43,5	x	-5	x	-0,7	
	x	x	x	x	x	x	-0,4	
moy	x	x	-44,25	x	-5	x	-0,633	
4*2,5	x	-50	x	-32	x	x	2,4	
	x	x	x	-28	x	x	x	
moy	x	-50	x	-30	x	x	2,4	

### A.2.4 La fluorescence des rayons X

Onze échantillons ont été analysés à la fluorescence des rayons X. Ils représentent les principaux types faciologiques de dolomies étudiés, mais la calcite tardive n'a pu être isolée en quantité suffisante. La liste des échantillons choisis est la suivante: 56, 135, 142, 177, 188, C3, C34, C36, C44, C67, C148. Ils correspondent aux dolomies grise (142, 56, C67), blanche (C44, C34, 148), noire (C36) et saccharoïde (177, C3). Des échantillons proches de la dédolomie (188, 135) ont également été étudiés. L'échantillon C3 contient de la blende. Cette particularité influence les résultats obtenus par cette méthode d'analyse.

Tableau A.15: Fluorescence X - confection des pastilles

préparation de la poudre	identification des phases isolation d'une phase broyage et pesage ajout d'un liant broyage fin du mélange	dolomite ou calcite  => 14 g de roche pour 1 g de liant micro-broyeur - 15 mn => mélange (roche + liant)
confection des pastilles	sous presse qq mn  => pastille	2 mn / 0 à 12 bars 1 mn / à 12 bars 1 mn / 12 à 0 bars 4 cm Ø 0,5 cm d'épaisseur

Cette méthode d'analyse a été appliquée à l'ULB grâce à la collaboration de A. Herbosch et A. Prétat. Cette méthode d'analyse est basée sur le traitement d'échantillons par un faisceau d'électrons qui provoquent une émission de raies fluorescentes. Le spectrographe utilisé excite l'échantillon par l'envoi de ce faisceau à partir d'un cristal de référence: deux échantillons standards ont été choisis: « dwa1 » (dolomie) et « cch1 » (calcaire). La comparaison des résultats est faite à partir de ces échantillons standards. Un étalon est utilisé pour chaque élément chimique analysé. Les éléments chimiques suivants ont été mesurés:

- pour les traces lourdes: le strontium, le rubidium et le plomb;
- pour les traces légères: le cuivre, le nickel, et le zinc;
- à titre indicatif, une mesure semi-quantitative du soufre est proposée.

Les mesures sont réalisées à partir de pastilles roches préparées (tableau A.15).

Le tableau A.16 rassemble les résultats obtenus pour chaque élément chimique (Rb, Sr, Pb, Ni, Zn, Cu et S) selon l'échantillon et les roches standard (cch1, dwa1). Ces analyses ont été effectuées à l'ULB, avec A. Herbosch.

La figure A.3 présente les résultats sous forme graphique. À l'évidence, la dolomie saccharoïde présente des caractéristiques très différentes à Merlemont.

### A.2.5 Étude des argiles de Focant

L'objectif de cette étude est d'apprécier le degré d'évolution des argiles en profondeur. L'ensemble des résultats est présenté sur les tableaux A.18 et A.19.

La calibration de l'appareil a été utilisée pour l'étude de la cristallinité de l'illite (tableau A.17, figure A.4).

Les échantillons du sondage n° 27 de Focant ont été prélevés au Service Géologique de Belgique avec l'accord de F. Boulvain. L'analyse des cortèges argileux a été réalisée à Lille par diffraction des rayons X sur pâtes orientées. Les argiles sont analysés après décarbonatation des échantillons. L'ensemble des échantillons de schistes prélevés sur le matériel conservé pour ce sondage constitue 97 séries d'analyses réparties selon un pas de 25 ou 50 mètres pour l'ensemble du sondage.

Les résultats sont présentés sur les tableaux A.18 et A.19.

Tableau A.16: Fluorescence X - résultats

dwal	1,4	44,7	23,9	l.d.	68,3	l.d.	l.d.
cch1	2,9	273,4	5,6	4,9	15	l.d.	l.d.
135	1	20,5	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.
177	9,1	35,3	l.d.	l.d.	51,7	l.d.	l.d.
C43	l.d.	28,4	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.
C3	12,6	48,9	6,2	14,8	70	35,5	11000
C44	1,1	27,5	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.
188	l.d.	26	l.d.	l.d.	30,5	l.d.	l.d.
C36	2,7	26,3	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.
142	l.d.	33,3	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.
56	2,3	44,3	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.
148	l.d.	29,4	l.d.	l.d.	22,4	l.d.	l.d.
C67	1,6	51,3	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.
elet	Rubidium	Strontium	Plomb	Nickel	Zinc	Cuivre	Soufre
valeurs Étalons							intervalles de validité
dwal		49	35		83	4	<500et20000>
cch1	2,7	284	6	8	24	3	

Tableau A.17: Calibration des analyses d'argiles

Ech.	IC Lille	IC Std	IC calibré
sw1	3,9		0,39
sw1	3,8	0,57	0,38
sw1	3,7		0,37
sw2	3,1		0,31
sw2	3	0,44	0,3
sw2	3		0,3
sw4	2,8		0,28
sw4	2,7	0,38	0,27
sw4	2,9		0,29
sw6	1,9	0,25	0,19
sw6	1,9		0,19

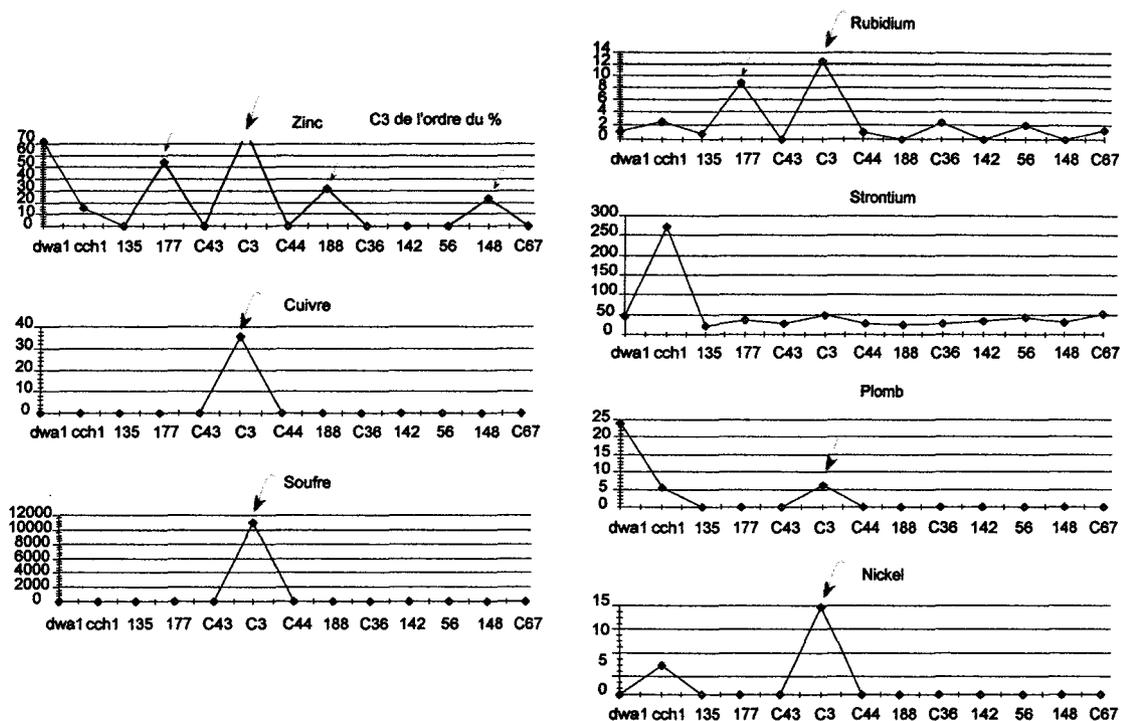


Figure A.3 : Résultats des analyses en fluorescence X - caractérisation de la dolomie saccharoïde enrichie en métaux

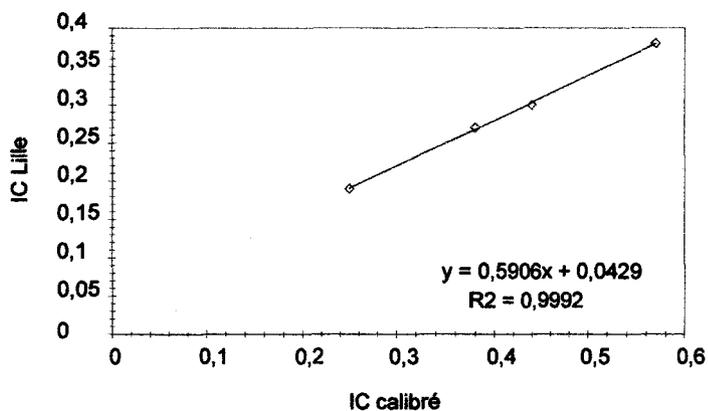


Figure A.4 : Calibration du diffractomètre lors de la seconde phase analytique (pas de 25 et 50 mètres)

Tableau A.18: Analyses des argiles du sondage de Focant

ref	HI	HC	S	ref	%I	%C	ref	LI(mm)	I non cal.	I cal.
7,4	8,5	3,6	12,1	7,4	70	30	7,4	3,50	0,35	0,52
7,4	8,4	3,4	11,8	7,4	71	29	7,4	4,00	0,4	0,60
50,5	13,5	3,5	17	50,5	79	21	50,5	3,75	0,375	0,56
99	12,9	4,8	17,7	99	73	27	99	3,50	0,35	0,52
124,3	8,9	2,6	11,5	124,3	77	22	124,3	3,75	0,375	0,56
152	11,85	3,8	15,65	152	76	24	152	4,00	0,4	0,60
152	12,7	3,6	16,3	152	78	22	152	4,00	0,4	0,60
175	10,75	4,15	14,9	175	72	28	175	3,50	0,35	0,52
201	10,4	3,2	13,6	201	76	24	201	3,50	0,35	0,52
255	10,85	3,2	14,05	255	77	23	255	3,75	0,375	0,56
277	11,35	3,825	15,175	277	75	25	277	4,00	0,4	0,60
298	12,6	4,2	16,8	298	75	25	298	3,75	0,375	0,56
305	14	3,95	17,95	305	78	22	305	3,50	0,35	0,52
326	11,5	4,65	16,15	326	71	29	326	4,00	0,4	0,60
351	15,9	4,2	20,1	351	79	21	351	3,00	0,3	0,44
395	10,5	4	14,5	395	72	28	395	4,00	0,4	0,60
454,5	11,9	4,35	16,25	454,5	73	27	454,5	3,50	0,35	0,52
451	13,15	3,62	16,77	451	78	22	451	3,50	0,35	0,52
501	11,2	3,9	15,1	501	74	26	501	3,50	0,35	0,52
548	15,25	4,65	19,9	548	77	23	548	3,75	0,375	0,56
601	12,7	4,8	17,5	601	73	27	601	3,50	0,35	0,52
601	14,2	3	17,2	601	83	17	601	3,50	0,35	0,52
650	13,9	4,5	18,4	650	76	24	650	3,50	0,35	0,52
702	14,05	4,05	18,1	702	78	22	702	3,75	0,375	0,56
750,4	13,5	3,6	17,1	750,4	79	21	750,4	3,75	0,375	0,56
750,4	16,75	3,35	20,1	750,4	83	17	750,4	3,50	0,35	0,52
800	14,4	4,05	18,45	800	78	22	800	3,25	0,325	0,48
848	17,45	3,75	21,2	848	82	18	848	3,75	0,375	0,56
874	17,15	4,35	21,5	874	80	20	874	3,50	0,35	0,52
900	10,8	3,9	14,7	900	73	27	900	3,75	0,375	0,56
900	12,1	3,1	15,2	900	80	20	900	3,50	0,35	0,52
925,5	11,8	4,125	15,925	925,5	74	26	925,5	3,50	0,35	0,52
949	12,2	3,35	15,55	949	78	22	949	3,75	0,375	0,56
1001	9,9	3,7	13,6	1001	73	27	1001	3,50	0,35	0,52
1050	12,4	2,9	15,3	1050	81	19	1050	3,50	0,35	0,52
1050	10,85	3,2	14,05	1050	77	23	1050	3,30	0,33	0,49
1100	9	2,8	11,8	1100	76	24	1100	3,00	0,3	0,44
1151	11,8	3,2	15	1151	79	21	1151	3,50	0,35	0,52
1199	14,1	3,15	17,25	1199	82	18	1199	3,50	0,35	0,52
1203	16,5	3,85	20,35	1203	81	19	1203	3,00	0,3	0,44
1250	13,55	3,35	16,9	1250	80	20	1250	3,00	0,3	0,44
1301	10,6	2,4	13	1301	82	18	1301	3,25	0,325	0,48
1349	12	3,3	15,3	1349	78	22	1349	3,00	0,3	0,44
1349	16	4,25	20,25	1349	79	21	1349	2,70	0,27	0,38
1376	13,5	3,2	16,7	1376	81	19	1376	3,25	0,325	0,48
1401	13,2	4,2	17,4	1401	76	24	1401	3,50	0,35	0,52
1425	8,45	2,85	11,3	1425	75	25	1425	3,00	0,3	0,44
1450	10,7	3,7	14,4	1450	74	26	1450	3,00	0,3	0,44
1501	13,4	3,1	16,5	1501	81	19	1501	3,00	0,3	0,44
1501	16,15	3,7	19,85	1501	81	19	1501	2,70	0,27	0,38
1549	12,9	3,25	16,15	1549	80	20	1549	2,75	0,275	0,39
1549	12,9	3,25	16,15	1549	80	20	1549	2,75	0,275	0,39
1600	12,1	3,1	15,2	1600	80	20	1600	2,75	0,275	0,39
1649	18,7	3,2	21,9	1649	85	15	1649	3,25	0,325	0,48
1652	17,6	3,45	21,05	1652	84	16	1652	2,70	0,27	0,38
1700	11,4	2,8	14,2	1700	80	20	1700	2,50	0,25	0,35
1748	11,7	3,65	15,35	1748	76	24	1748	2,50	0,25	0,35
1800	11,3	3,1	14,4	1800	78	22	1800	2,75	0,275	0,39
1800	10,4	3,5	13,9	1800	75	25	1800	2,50	0,25	0,35
1851	10,7	3	13,7	1851	78	22	1851	2,50	0,25	0,35
1901	14	4,3	18,3	1901	76,50	23,50	1901	2,50	0,25	0,35
1957	13,3	3,65	16,95	1957	78	22	1957	2,75	0,275	0,39
1957	16,3	4,3	20,6	1957	79	21	1957	2,50	0,25	0,35
2000	11,1	3,15	14,25	2000	78	22	2000	2,50	0,25	0,35
2049	8,5	4,1	12,6	2049	67	33	2049	2,75	0,275	0,39
2104	15,25	3,4	18,65	2104	82	18	2104	2,50	0,25	0,35
2104	16,1	3,95	20,05	2104	80	20	2104	2,50	0,25	0,35

.../...

ANNEXE A. PRÉSENTATION DE QUELQUES MÉTHODES D'ÉTUDE

ref	HI	HC	S	ref	%I	%C	ref	LI(mm)	I non cal.	I cal.
2153	14,95	3,7	18,65	2153	80	20	2153	2,25	0,225	0,31
2200	20,25	2,7	22,95	2200	88	12	2200	2,75	0,275	0,39
2252	15,9	2,7	18,6	2252	85	15	2252	2,25	0,225	0,31
2252	22,15	2,7	24,85	2252	89	11	2252	2,50	0,25	0,35
2302	14,5	3,7	18,2	2302	80	20	2302	2,50	0,25	0,35
2350	12,7	3,2	15,9	2350	80	20	2350	2,50	0,25	0,35
2400	12,6	3,15	15,75	2400	80	20	2400	2,25	0,225	0,31
2400	18,75	4,6	23,35	2400	80	20	2400	2,50	0,25	0,35
2452	12,2	3,3	15,5	2452	79	21	2452	2,50	0,25	0,35
2500	12,7	3,3	16	2500	79	21	2500	2,75	0,275	0,39
2550	12,4	3	15,4	2550	81	19	2550	2,50	0,25	0,35
2550	13,9	3,7	17,6	2550	79	21	2550	2,50	0,25	0,35
2582	13,95	3,2	17,15	2582	81	19	2582	2,50	0,25	0,35
2601	16,4	3,4	19,8	2601	83	17	2601	2,50	0,25	0,35
2621	16,7	3,75	20,45	2621	82	18	2621	2,50	0,25	0,35
2650	18,9	3,8	22,7	2650	83	17	2650	2,25	0,225	0,31
2672	13,1	3,2	16,3	2672	80	20	2672	2,00	0,2	0,27
2700	18,5	2,8	21,3	2700	87	13	2700	2,25	0,225	0,31
2702	24,7	3,7	28,4	2702	87	13	2702	2,00	0,2	0,27
2750	17,2	1,45	18,65	2750	92	8	2750	2,00	0,2	0,27
2799	20,4	4,6	25	2799	82	18	2799	2,00	0,2	0,27
2850	12,5	3,3	15,8	2850	79	21	2850	2,50	0,25	0,35
2850	20,35	5,8	26,15	2850	78	22	2850	2,00	0,2	0,27
2900	12,75	4,25	17	2900	75	25	2900	2,25	0,225	0,31
2946	10,85	3,45	14,3	2946	76	24	2946	2,50	0,25	0,35
2954	14,55	5,15	19,7	2954	74	26	2954	2,00	0,2	0,27
3003	22,6	4,1	26,7	3003	85	15	3003	2,25	0,225	0,31
3054	10,65	3,2	13,85	3054	77	23	3054	2,00	0,2	0,27
3100	30,1	0	30,1	3100	100	0	3100	1,75	0,175	0,22
3150	29,65	0	29,65	3150	100	0	3150	2,00	0,2	0,27
3205	17,8	2,6	20,4	3205	87	13	3205	2,00	0,2	0,27

Tableau A.19: Analyses des argiles du sondage de Focant - stratigraphie

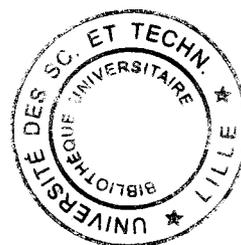
Profondeur	Âge	Formation/Membre	Profondeur	Âge	Formation/Membre
7,4	Famennien		1501	Frasnien	Neuville
7,4	Famennien		1501	Frasnien	Neuville
50,5	Famennien		1549	Frasnien	Boussu
99	Frasnien	Neuville	1600	Frasnien	Neuville
124,3	Frasnien	Neuville	1649	Frasnien	Bieumont
152	Frasnien	Neuville	1652	Frasnien	Bieumont
152	Frasnien	Neuville	1700	Frasnien	Bieumont
175	Frasnien	Neuville	1748	Frasnien	Boussu
201	Frasnien	Neuville	1800	Frasnien	Boussu
255	Frasnien	Neuville	1800	Frasnien	Boussu
277	Frasnien	Neuville	1851	Frasnien	Neuville
298	Frasnien	Neuville	1901	Frasnien	Boussu
305	Frasnien	Matagne	1957	Frasnien	Boussu
326	Frasnien	Matagne	1957	Frasnien	Boussu
351	Frasnien	Neuville	2000	Frasnien	Neuville
395	Frasnien	Neuville	2049	Frasnien	Neuville
454,5	Frasnien	Neuville	2104	Frasnien	Boussu
451	Frasnien	Matagne	2104	Frasnien	Boussu
501	Frasnien	Matagne	2153	Frasnien	Boussu
548	Frasnien	Matagne	2200	Frasnien	Bieumont
601	Famennien		2252	Frasnien	Bieumont
601	Famennien		2252	Frasnien	Bieumont
650	Famennien		2302	Frasnien	Boussu
702	Frasnien	Matagne	2350	Frasnien	Boussu
750,4	Frasnien	Matagne	2400	Frasnien	Bieumont
750,4	Frasnien	Matagne	2400	Frasnien	Bieumont
800	Frasnien	Matagne	2452	Frasnien	Ermitage
848	Frasnien	Neuville	2500	Frasnien	Ermitage
874	Frasnien	Matagne	2550	Frasnien	Ermitage
900	Frasnien	Matagne	2550	Frasnien	Ermitage
900	Frasnien	Matagne	2582	Frasnien	Ermitage
925,5	Frasnien	Matagne	2601	Frasnien	Ermitage
949	Frasnien	Matagne	2621	Frasnien	Ermitage
1001	Frasnien	Neuville	2650	Frasnien	Bieumont
1050	Frasnien	Matagne	2672	Frasnien	Boussu
1050	Frasnien	Matagne	2700	Frasnien	Boussu
1100	Frasnien	Matagne	2702	Frasnien	Boussu
1151	Frasnien	Neuville	2750	Frasnien	Boussu
1199	Frasnien	Boussu	2799	Frasnien	Boussu
1203	Frasnien	Boussu	2850	Frasnien	Boussu
1250	Frasnien	Boussu	2850	Frasnien	Boussu
1301	Frasnien	Boussu	2900	Frasnien	Neuville
1349	Frasnien	Boussu	2946	Frasnien	Neuville
1349	Frasnien	Boussu	2954	Frasnien	Neuville
1376	Frasnien	Boussu	3003	Frasnien	Neuville
1401	Frasnien	Boussu	3054	Frasnien	Nismes
1425	Frasnien	Matagne	3100	Givétien	Fromelennes
1450	Frasnien	Boussu	3150	Givétien	Fromelennes
			3205	Givétien	Fromelennes

# Index

- Allochtone ardennais, 17
- altération
  - stade DB, 89
- Ardenne, 17
- argiles de Focant
  - anchizone, 59
  - chlorite, 57
  - cortège argileux, 57
  - crystallinité de l'illite, 57, 58
    - paliers, 59
  - diffraction des rayons X, 57
    - méthode, 177
  - enfouissement tectonique, 124
  - illite, 57
- Assise à biostromes, 20, 72
- bathymétrie, 25
- bioclaste
  - fantôme, 72, 78
- bioherme, 26, 68
  - gris, 25
  - rouge, 25, 27
- biostrome, 25, 70
- calcaire
  - précurseur, 35
- calcite
  - de « dédolomitisation », 91, 97
- cathodoluminescence
  - calcite CF, 97
  - calcite CNF, 94
  - méthode, 158
  - texture destructive, 84
  - texture mimétique, 78
- chevauchement, 17, 53, 64
  - varisque, 52
- cimentation, 89
  - calcite, 91
  - calcite CF, 93, 97
  - calcite CNF, 93
  - dolomite baroque (stade DB), 89
- coloration
  - méthode, 156
- cycle
  - de dépôt, 26
- décollement, 64
  - glissement banc sur banc, 63
  - profond, 52
  - superficiel, 52
- décrochement
  - Barbençon-Erquelines, 60
  - Philippeville, 59
- déformation
  - post-varisque, 18
  - varisque, 17
- disharmonie, 49, 52
- distribution
  - modale, 33
  - polymodale, 34
  - unimodale, 34, 84
- dolomie
  - de type DD, 84, 86
  - de type DM, 72
- dolomite
  - stade D1, 72, 78
  - stade D2, 72, 78
  - stade D3, 72, 78
  - stade D4, 84
  - stade DB, 89
- dolomitisation, 31
  - échelle, 104
  - ciment, 35, 89
  - classification, 33
  - de remplacement, 33, 72
  - dolomite primaire, 32
  - dolomite secondaire, 32
  - mimétisme, 33
  - minéralisation, 88
    - blende, 88
  - porosité, 98
  - primaire, 31
  - processus physico-chimique, 31
  - réactifs, 32
  - saturation du milieu, 31
  - secondaire, 31
  - substrat, 32
  - taux de croissance, 31
  - taux de nucléation, 31
  - température, 31

- texture, 34, 35
- écaïlle, 52
- écaïlle tectonique, 57, 64
- empilement, 53
- échelle
- lithostratigraphique, 21
- stratigraphique, 21
- enfouissement
- tectonique, 53, 65
- Ère paléozoïque, 17
- faille
- décrochante, 59
- normale, 59
- Faille du Midi, 17, 52
- fluorescence des rayons X
- méthode, 177
- résultats, 88
- Formation, 20, 21
- de Lustin, 21, 72
- de Matagne, 55
- de Neuville, 22, 55
- de Nismes, 22, 55
- de Philippeville, 22
- de Valisettes, 22
- du Pont de la Folle, 22
- Frasnien, 17
- géophysique, 28
- Focant, 48
- localisation, 48
- Plaine de la Famenne, 48, 51
- Porcheresse-Havelange, 50
- Massif
- ardennais, 17
- de Philippeville, 19
- de Rocroi, 19
- de Stavelot, 19
- du Brabant, 17
- Membre, 20, 21
- de Bieumont, 55
- de Boussu-en-Fagne, 55
- de l'Ermitage, 55
- du Lion, 25
- microscopie
- texture mimétique, 76
- microsonde
- calcite CNF, 94
- méthode, 158
- texture mimétique, 78
- microthermométrie
- calcite CF, 97
- calcite CNF, 94
- méthode, 168
- texture mimétique, 84
- migration
- bioherme rouge, 27
- mud mounds, 25
- Orogenèse varisque, 17
- pétrophysique
- cimentation, 101
- mésoporosité, 98
- méthode, 156
- macro-porosité, 98
- micro-porosité, 98
- porosité de faciès, 99
- porosité résiduelle, 101
- texture mimétique, 99
- Parautochtone brabançon, 17
- plate-forme, 21
- plissement, 17
- direction E-O, 61
- direction N-S, 61
- disharmonie, 43, 63
- récif, 22
- réplique d'acétate
- description, 72
- méthode, 155
- rétro-chevauchement, 49, 53, 62
- raccourcissement, 57
- varisque, 50
- sédimentation
- calcaire, 26
- site
- affleurement, 39
- Barbençon, 43
- Bersillies-l'Abbaye, 42, 70
- Bomal, 44, 72
- Cerfontaine, 61
- d'affleurement, 28
- de dolomitisation, 68
- de Sautour, 42
- de sondage, 28
- Durbuy, 44, 72
- Gourdinne, 43
- Massif de Philippeville, 39, 59, 70
- Merlemont, 39, 68, 70, 72
- Montignies-Saint-Christophe, 42, 70
- sondage, 53
- sondage
- Focant, 53
- argiles, 57

- Porcheresse-Havelange, 50
- sous-unité
  - de Dinant, 19
  - de Verviers, 19
- stratigraphie, 18
- stromatactis, 26
- stromatopores, 25
- texture
  - cristaux automorphes, 35
  - cristaux xénomorphes, 35
  - destructive, 33, 103
  - mimétique, 103
  - mimétique, 33
  - saccharoïdale, 84
- transgression, 18
  - frasnienne, 26, 27
- variation
  - latérale de faciès, 27
  - niveau marin, 26
  - profondeur de dépôt, 25
- zone
  - action des vagues, 23
  - décantation argileuse, 23



**Résumé** — Les fabriques dolomitiques secondaires ont été étudiées dans les unités parautochtone et allochtone des séries paléozoïques de la Belgique méridionale. Les phases tectoniques paléozoïque et mésozoïque ont affecté les calcaires primaires et les dolomies secondaires. Des plissements et des chevauchements majeurs de direction Est-Ouest ont déformé les séries. La Faille du Midi est un exemple de décollement qui sépare l'Allochtonne du Parautochtone. Les résultats ont été obtenus sur deux groupes d'échantillons (affleurements et sondages). Les corps massifs de dolomies secondaires, observables en carrières ont été exploités pendant des décennies. Environ 260 échantillons ont été analysés macroscopiquement (sections polies, répliques d'acétate et coloration). L'étude pétrographique caractérise les dolomies secondaires et les ciments calcitiques. La géochimie des phases minérales (cathodoluminescence, microsonde) et l'étude microthermométrique d'échantillons représentatifs déterminent une chronologie au sein de la paragenèse observée.

La dolomitisation des dolomies du Frasnien moyen en Belgique a été, en premier lieu, contrôlée par le contexte sédimentaire (diagenèse précoce). Les fabriques dolomitiques mimétique et destructive présentent une teinte rouge de faible intensité (en cathodoluminescence). L'homogénéité des caractéristiques selon les différentes textures (mimétique et destructive) suggère une évolution pendant l'enfouissement (diagenèse tardive). Les cimentations calcitiques (non ferrifère et ferrifère) postérieures à la dolomitisation ont pris place pendant une tectonique fin-varisque et post-varisque. Elles correspondent alors à différentes périodes de circulation de fluides en profondeur.

La comparaison des études d'inclusions fluides caractérise des conditions de température et salinité de la période d'Orogenèse varisque. Une calcite non ferrifère postdate la dolomitisation au cours du Carbonifère terminal. Une calcite ferrifère a cristallisé pendant une phase tectonique mésozoïque. Enfin, une calcite météorique est apparue pendant la période cénozoïque. Les relations établies entre la diagenèse et la tectonique enregistrées dans les dolomies du Frasnien moyen montrent l'intérêt d'une analyse pluridisciplinaire où des méthodes fines (géochimie) et globales (géophysique) sont associées.

**Mots-clefs** — Dolomie, calcite, Frasnien moyen, diagenèse, tectonique, Orogenèse varisque

**Title** — Dolomitization of Middle Frasnian limestones in Belgium: sedimentary, diagenetic and tectonic controls

**Key-words** — Dolomite, calcite, Middle Frasnian, diagenesis, tectonism, Variscan Orogeny

**Abstract** — Replacive dolomites are well-developed in the Paleozoic series of southern Belgium. They have been studied in parautochthonous and the allochthonous units. Paleozoic and Mesozoic tectonism affected the primary limestones and replacive dolomites. Major E-W folds and thrusts deformed the series. The Midi Fault is one of these major thrusts that separates allochthonous and parautochthonous units. We present results obtained from two groups of samples (outcrops and boreholes). The replacive dolomites form massive bodies, observable in quarries that have been exploited during several decades. Two hundred sixty samples have been investigated macroscopically (polished sections, acetate peels and staining test). The petrographic study presents characteristics of replacive dolomites and calcite cements. The geochemical analysis and microthermometric study of representative samples allowed to suggest a chronology in the observed paragenetic sequence. The dolomitization of the Middle Frasnian carbonates in southern Belgium has been controlled by sedimentary context (early diagenesis). The mimetic and destructive dolomite fabrics have a red dull luminescence (cathodoluminescence).

The homogeneous characteristics of dolomitic fabrics (mimetic and destructive) are significant for a burial evolution. Subsequent calcite cementation (non-ferroan and ferroan stages) occurred during late-Variscan and post-Variscan tectonism. It corresponds to different periods of fluid circulation in the shallow and deep subsurface.

The comparison of microthermometric results presents typical Variscan temperatures and salinities. A non-ferroan calcite postdates the dolomitization and likely has a Late Carboniferous age. A ferroan calcite precipitated during Mesozoic tectonic activity. Finally, a non-ferroan meteoric calcite formed during the Cenozoic. The relation between diagenetic and tectonic stories observed for the Middle Frasnian dolomites show how a multidisciplinary study is effective when precisely (geochemistry) and more global (geophysic) methods are combined.

**Discipline** — Géologie, Géochimie et Géophysique Sédimentaires

**Laboratoire** — Sédimentologie et Géodynamique (Sn5) - U.S.T.L. I - 59650 Villeneuve D'Ascq